

5. APLICAÇÃO DE FUNDAMENTOS E DADOS DE NATUREZA ESTRUTURAL E TECTÓNICA, À EXPLORAÇÃO SUBTERRÂNEA DE MÁRMORES NO ANTICLINAL DE ESTREMOZ

Referimos atrás (Cap. 2.2.3.1) que desde a Antiguidade Clássica se exploram os mármore do anticlinal de Estremoz. Mais próximo de nós, o trabalho exaustivo nos afloramentos de rochas carbonatadas paleozóicas do Alentejo efectuado nos anos cinquenta por Silva & Camarinhas (1954, 6, 7) permitiu uma primeira imagem de conjunto e ainda que os autores não tenham tentado estabelecer correlações litoestratigráficas entre os diferentes locais a verdade é que o embrião de uma geologia regional ficou lançado. Situando estes trabalhos no tempo em que foram realizados é no mínimo interessante a antevisão de que "...no futuro as rochas carbonatadas podem vir a tornar-se grande fonte de riqueza...", chegando mesmo a propor uma série de medidas urgentes com vista ao desenvolvimento da indústria extractiva de mármore no anticlinal de Estremoz. Infelizmente, tais sugestões não tiveram o devido eco provocando o atraso do Sector em relação aos congéneres internacionais. Interessante exercício de quantificação foi realizado por estes autores que, considerando apenas uma espessura média de 62 m (hoje sabemos que pode atingir os 400 m!) calcularam as reservas de calcários e dolomitos cristalinos em 20 biliões de toneladas, 10% dos quais seriam de mármore calcíticos, ou seja 2 biliões de toneladas. Considerando um índice de aproveitamento de 20% (que, regra geral, é inferior ao actual) e uma produção anual igual à máxima atingida em 1993 (500.000 T/ano) estas reservas sub-calculadas dariam para 800 anos de exploração continua! É claro que outros factores não geológicos (de natureza essencialmente económica) condicionam de sobremaneira a exploração de rochas ornamentais.

Ainda assim, a verdade é depois de reconhecidos e iniciada a exploração em praticamente todos os afloramentos promissores para a produção de mármore como rocha ornamental no anticlinal de Estremoz, não restam outras soluções senão aprofundar as explorações existentes. Esta “obrigação” torna a extracção do mármore mais dispendiosa podendo mesmo inviabilizar a sua exploração. Consciente desta realidade resolveu o Instituto Geológico e Mineiro, através do DPRMNM, na pessoa do seu Director, o Dr. José Moreira apresentar o projecto adiante citado. Em boa hora o Dr. José Moreira nos convidou a participar neste projecto, o que mais uma vez encarecidamente agradecemos, principalmente porque este tipo de abordagem aplicável/aplicada da geologia vem de encontro aos nossos interesses pessoais.

Na base de qualquer exploração mineira/industrial está o reconhecimento geológico do local a explorar, que deve ser factual (o que nem sempre se consegue). No passado Engenheiros e Geólogos conviveram praticamente de costas voltadas uns para os outros, conta-se mesmo (só faz sentido em inglês!) a anedota de um chefe engenheiro que queria contratar um geólogo maneta para que, quando tivesse que emitir uma opinião, este só tivesse uma resposta! (“*on the other hand*”...) Esta perspectiva nada abonatória para os geólogos reflecte a eterna luta da Geologia em quantificar os seus processos. Deste modo, mesmo que não seja possível dizer “quanto” é extremamente importante que o “como” que “entregamos” ao engenheiro lhe possa permitir estabelecer planos de acção que, mesmo considerando os riscos envolvidos, não comprometam a viabilidade do projecto de execução (obra última de qualquer engenheiro) que consiste na “*tarefa de aplicar conhecimentos técnicos e científicos, com criatividade e objectividade, à solução de problemas reais*” (Gama, *et al.*, 2000).

Ao longo das próximas páginas fazem-se referências à cartografia do anticlinal de Estremoz, a fim de facilitar a sua consulta sempre que se deseje, optámos por a apresentar no fim do capítulo (Fig. 5.34). Com objectivo similar, também se apresentam, na Fig. 5.35, algumas das variedades de mármore referidas no texto, para que, deste modo, o leitor possa visualizar determinadas características referentes ao aspecto macroscópico (textura) dos mármore.

5.1 Apresentação e âmbito do projecto desenvolvido

Este capítulo baseia-se essencialmente nos trabalhos desenvolvidos em colaboração com o Instituto Geológico e Mineiro, principalmente nos dados alcançados enquanto intervenientes do "Projecto Piloto de Demonstração", executado no âmbito das medidas voluntaristas do PEDIP II: "ESTUDO DA VIABILIDADE TÉCNICA DA EXPLORAÇÃO SUBTERRÂNEA DE MÁRMORES NO ANTICLINAL DE ESTREMOZ – REGIÃO DE PARDAIS" – Instituto de Apoio às Pequenas e Médias Empresas e ao Investimento (IAPMEI); Instituto Geológico e Mineiro (Departamento de Prospeção de Rochas e Minerais Não Metálicos (IGM – DPRMNM); Universidade de Évora (Departamento de Geociências) e Instituto Superior Técnico (Secção de Exploração de Minas e Centro de Valorização de Recursos Minerais), adiante apenas referenciado por "projecto". O projecto decorreu no triénio 1998 e 2000 e culminou com a elaboração do **"PROJECTO DE EXECUÇÃO PARA A EXPLORAÇÃO SUBTERRÂNEA DE MÁRMORES NA REGIÃO DE PARDAIS"** apresentado em Dezembro de 2000.

Como frisámos na introdução, o anticlinal de Estremoz representa, em Portugal, a única estrutura geológica em exploração contínua desde há, pelo

menos sessenta anos. Tendo os seus mármore já sido explorados na Antiguidade Clássica pelos Romanos (Fig. 5.1). Por mais abundante que um recurso geológico seja, não é inesgotável e mesmo que a sua qualidade não defina, o acesso ao mesmo tenderá a ser cada vez mais difícil. No caso do anticlinal de Estremoz onde a exploração se faz em corta aberta e em degraus direitos esta questão toma particular interesse.

Um projecto de exploração subterrânea de rochas ornamentais consiste de várias etapas representadas na Fig. 5.2, onde os aspectos geológicos aparecem em posição cimeira.

Mais do que as explorações a céu aberto, as explorações subterrâneas necessitam de um vasto conjunto de dados que permitam seleccionar o método de exploração mais apropriado em cada situação. Segundo Boshkov & Wright (1973, *In: Gama et al., 2000*), fundamentais são:

- a) A forma, o tamanho e a posição espacial do depósito mineral a explorar;
- b) O seu valor económico total e a distribuição espacial dos valores dentro da jazida;
- c) As propriedades mecânicas e as características químicas do minério e da rocha encaixante;
- d) Os requisitos financeiros indispensáveis à iniciação e à execução da operação mineira;
- e) A segurança, o bem-estar dos trabalhadores e o respeito pelos regulamentos oficiais;
- f) Os efeitos das operações subsidiárias das explorações, e
- g) Outras considerações especiais.



Fig. 5.1 – **Em cima:** Vestígios da actividade extractiva romana nos mármore do anticlinal de Estremoz. Este bloco, encontrado numa pedreira, pode ser observado junto ao CEVALOR em Borba. O pormenor evidencia o entalhe no bloco onde eram colocadas cunhas de madeira ressequidas que ao ser molhadas dilatavam obrigando o mármore a fracturar-se. **Em baixo:** (A) Friso em mármore encontrado nas termas romanas de Évora, na face irregular à esquerda é visível o buraco aberto para fins de análise petrográfica/microestrutural e isotópica¹; a parte externa da amostra foi preservada para que fosse possível executar o restauro da peça arqueológica; (B e C) Amostras que se podem observar no Castelo de Vila Viçosa (B) Duplo sarcófago; (C) Cavidade donde se extraiu um sarcófago; (D) Templo romano de Évora cujos capitéis foram executados em mármore de Estremoz. Mais dados relativos a este assunto podem ser consultados em Lopes *et al.*, (2000) e em Cabral *et al.*, (2001).

¹ Esta investigação foi elaborada no âmbito do projecto: JNICT – PROJECTO PRAXIS 2/2.1/CSH/819/95 – MÁRMORES ROMANOS EM PORTUGAL: CARACTERIZAÇÃO ARTÍSTICA, PETROGRÁFICA, QUÍMICA E ISOTÓPICA.



Fig. 5.2 – Principais fases de um projecto de exploração subterrânea de rochas ornamentais (extraído e adaptado de Gama *et al.*, (2000), após adaptação de Fornaro e Bosticco (1999).

De todos estes aspectos apenas as alíneas a) e parte da b) nos dizem respeito, pois são estes os dados que o geólogo tem de fornecer ao engenheiro! Daqui se conclui que, no anticlinal de Estremoz, é o

conhecimento geológico e principalmente estrutural, quer no domínio dúctil quer no domínio frágil, que vai condicionar o desenvolvimento de qualquer projecto que vise o aproveitamento do seu mais precioso recurso mineral – os mármore.

Como entidade geológica inserida na Zona de Ossa-Morena, os traços estruturais gerais que definem esta última e referidos no Cap. 4, têm forçosamente que aqui fazer-se sentir. Este ponto é importante mas não se podem, de modo algum, descurar as heterogeneidades litoestratigráficas locais que vão, de sobremaneira, influenciar distintamente o modo como as mesmas respondem às tensões que lhes foram aplicadas durante os eventos orogénicos que afectaram a região. Verifica-se que o comportamento reológico, ou seja a resposta dos materiais à deformação actuando ao longo de vastos períodos de tempo, é influenciado pela natureza das diferentes rochas que constituem o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz mais do que por qualquer outro factor, condicionando assim o comportamento dúctil/frágil observado.

5.2 Selecção da área para estudo

Antes de mais convém referir que o projecto consistia em quatro fases distintas. A primeira é anterior à nossa colaboração directa no projecto e constou da realização das sondagens SD – identificadas na Fig. 5.3. Na segunda fase a área escolhida para o desenvolvimento do projecto (Fig. 5.3) foi seleccionada a partir de toda a informação geológica que o Instituto Geológico e Mineiro têm vindo a compilar, quer através de projectos de investigação próprios quer em parceria com outras instituições nacionais e ainda dados recolhidos em prestações de serviços (essencialmente de sondagens) que tem fornecido aos industriais do Sector das Rochas

Ornamentais que exploram os mármore do anticlinal de Estremoz. Posteriormente, a terceira fase consistiu no estudo de pormenor a grande escala com vista à caracterização geológica, geotécnica e geomecânica de um volume alvo para implantação de um projecto-piloto de extracção subterrânea de mármore. A quarta fase consistia na instalação do projecto de exploração piloto está presentemente a decorrer, também a temos acompanhado, e podemos afirmar que se encontra em bom ritmo correspondendo às expectativas do projecto.

Para além dos estudos geológicos mais antigos já atrás mencionados, mais recentemente realizaram-se os seguintes trabalhos:

- Levantamento topográfico das pedreiras e escombrelas à escala 1: 2000 (Victor Pereira & Rui Reynaud);
- Cartografia geológica à escala 1:2000 (Victor Pereira);
- Levantamento topográfico das pedreiras e seus pisos à escala 1:500 (Victor Pereira & Rui Reynaud);
- Levantamento blocométrico nas pedreiras (Victor Pereira & Rui Reynaud);
- Sondagens geológicas profundas (Rui Reynaud & Carlos Vintém);
- Levantamento da fracturação em pedreiras (Rui Reynaud & Carlos Vintém & Gabriel Luís (mestrado no I.S.T.)).
- Colaboraram com o IGM a Universidade de Évora e o Instituto Superior Técnico, realizando os seguintes estudos:
 - Modelo geo-estrutural para a região de Pardais; Departamento de Geociências da Universidade de Évora, (Março, 1991).
 - Caracterização dos recursos em mármore da região de Pardais, pelo Prof. Jorge de Sousa; L.M.P.M. - Instituto Superior Técnico, (Abril, 1991).
 - Estudo geológico-estrutural do anticlinal de Estremoz; Departamento de Geociências da Universidade de Évora, 1993.
- Reynaud, R.; Vintém, C. (1992) – "Estudo da Jazida de Calcários Cristalinos de Estremoz-Borba-Vila Viçosa - Sector de Pardais".

- Reynaud, R.; Vintém, C. (1994) – "Estudo da Jazida de Calcários Cristalinos de Estremoz – Borba – Vila Viçosa – Sectores Lagoa – Vigária e Borba".
- Estudo da viabilidade técnica da exploração subterrânea de mármore, Relatório de progresso, pelo geólogo Carlos Vintém (IGM), (Março, 1997).

Todos estes trabalhos contribuíram para uma enorme base de dados que, através do Instituto Geológico e Mineiro, está à disposição dos interessados.

Os critérios que presidiram à escolha da área foram essencialmente de carácter directo (Há mármore? É de qualidade? Está fracturado?) mas quando se avançou para a fase seguinte tiveram de se levar em conta outros factores, por exemplo, era imprescindível a colaboração das empresas (apoio logístico e interesse em avançar com o projecto caso os dados fossem promissores), a propriedade dos terrenos a explorar (essencialmente para evitar questões de matagem² caso o desenvolvimento do projecto prosseguisse da melhor forma) e ainda a exequibilidade técnica do projecto (por exemplo, haver espaço para colocar o equipamento de sondagem, assegurar que o trabalho da equipa de sondagem se desenvolveria em segurança, etc.).

Deste modo, o modelo estrutural para o anticlinal de Estremoz (Lopes, 1995, 2000) previa um espessamento de charneira e conseqüente aumento da possança dos níveis do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, em particular na terminação periclinal sudeste da estrutura.

² Este termo designa a renda que o industrial tem de pagar ao proprietário do terreno para que o possa explorar. Normalmente é calculado em função do volume de mármore extraído.

5.3 Controle estrutural da jazida

5.3.1 Aspectos gerais

Em todo o anticlinal de Estremoz mas em particular na região de Pardais, ao encurtamento por compressão perpendicular ao plano axial NW-SE (cisalhamento puro), num estado inicial, segue-se um dobramento por fluxo diferencial (cisalhamento simples), o resultado combinado dos dois mecanismos resulta em dobras, tanto em antiforma – mais frequentes – como em sinforma, de flancos paralelos (similares) peculiares com charneiras relativamente amplas e flancos mais ou menos estirados (Fig. 5.4).

O carácter heterogéneo desta deformação é ampliado em virtude da componente cisalhante regional que actua concomitantemente com o achatamento. Como já discutimos atrás, esta descrição configura o que Araújo (1995) designou por *transpressão tangencial*, com transporte para o quadrante norte ou noroeste, cinematicamente semelhante ao modelo que Silva (1997) descreveu como *transcorrência esquerda*, defendendo uma sucessão diacrónica de eventos transpressivos/transensivo, para o orógeno varisco na Zona de Ossa – Morena. No caso do anticlinal de Estremoz, a expressão geométrica final pode ser explicada pelos dois modelos e, no que concerne ao âmbito do projecto, não carece de maior discussão. Neste particular interessa-nos o estado final da deformação e não a trajectória incremental da deformação.

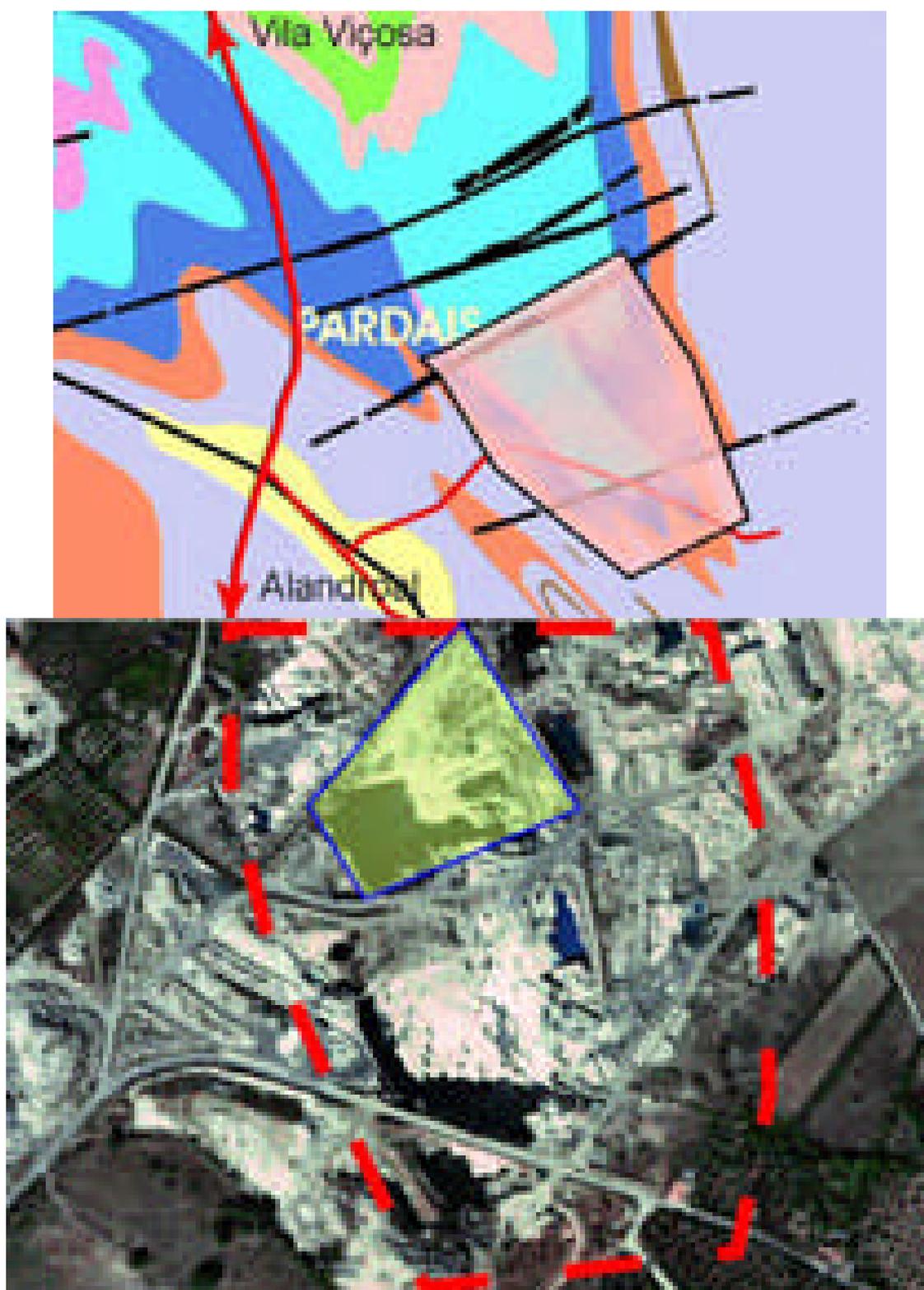


Fig. 5.3 - Vista aérea parcial da área em estudo com indicação (transparência a verde) do local seleccionado para estudo de pormenor na segunda fase do projecto. Em cima localização no contexto geológico do anticlinal de Estremoz.



Fig. 5.4 – Dobra aberta com flancos verticais estirados. Registe-se o padrão em “M” das dobras mesoscópicas indiciando uma posição mediana em relação à macroestrutura. Pedreira ABV (António Bento Vermelho) a NW da pedreira Marmetal, Pardais. (Ver também Fig. 4.43 que esquematiza a actuação de D1 e D2, nesta pedreira).

5.3.2 Segmentação do anticlinal de Estremoz em blocos segundo uma rede sub-vertical de descontinuidades WSW-ENE/NNW-SSE.

Como já referimos atrás (Cap. 4), a continuação do regime transpressivo levou ao desenvolvimento dos corredores de deformação NNW-SSE já em regime de deformação frágil induzindo a consequente

compartimentação do anticlinal. Também no sentido transversal ocorre uma segmentação da estrutura (Fig. 5.5). Relativamente ao “modelo” representado pela Fig. 5.5, convém esclarecer alguns aspectos; efectivamente a figura mostra uma segmentação com espaçamento e disposição regular quer dos acidentes WSW - ENE quer dos corredores de deformação NNW – SSE, obviamente que na realidade não se passa assim, a figura apenas pretende cativar a atenção do leitor para a orientação e ocorrência destas descontinuidades³. Embora não tenhamos analisado quantitativamente a frequência com que estas descontinuidades se repetem, ainda assim podemos tecer algumas considerações:

1. A segmentação WSW – ENE coincide com a ocorrência de “cabos reais” (filões doleríticos), instalados em fendas de tracção WSW-ENE, sub-perpendiculares ao plano axial da macroestrutura definida pela segunda fase de dobramento (D2) (Fig. 5.34⁴). O espaçamento e importância relativa entre estas descontinuidades são variáveis. Baseados nas observações de campo, mas sem quantificar precisamente o espaçamento entre estas estruturas, podemos afirmar os maiores espaçamentos serão da ordem da centena de metros e os menores entre 50 cm e um metro. Também parece haver uma relação directa entre a posição dos filões verticais que se instalaram nestas fendas e o respectivo espaçamento; quanto

³ Um modelo regular, além de graficamente ser mais fácil de elaborar, também é mais rapidamente apreendido pelo observador.

⁴ Nesta figura é perfeitamente perceptível a variação da direcção das principais fracturas WSW-ENE que se aproximam de SW-NE à medida que nos deslocamos para norte, acompanhando a flexura do anticlinal de Estremoz e mantendo com o plano axial um ângulo próximo de 30° - ou seja correspondem aos planos com movimentação esquerda do par conjugado WSW-ENE – N-S que, de acordo com o exposto atrás, evolui para NE-SW – NNW-SSE. Da figura também é evidente que os conjugados direitos estão muito mal representados, o que se pode explicar por uma rotação sinistrógiara do campo de tensões nestas fases terminais, mais frágeis, de deformação no anticlinal de Estremoz.

mais possantes mais espaçados. As diferenças entre as variedades de mármore aflorantes a NW e SE destes limites são tanto maiores quanto mais possantes forem os filões que o sublinhem. Em algumas pedreiras, próximo da terminação periclinal SE⁵, mas também registados em sondagem⁶, é possível observar, nos filões doleríticos, a disposição vertical *en échelon* indicando abatimento do bloco a SE.

2. A segmentação no sentido longitudinal (NNW-SSE) corresponde à reactivação em regime frágil – dúctil de bandas de cisalhamento desenvolvidas anteriormente. A sua localização é principalmente controlada pelos flancos verticalizados das dobras de segunda fase. Assim, os maiores espaçamentos correspondem ao comprimento de onda destas dobras e são da ordem da centena de metros ou um pouco menos. Verifica-se pois, que para os maiores espaçamentos a ordem de grandeza é ligeiramente inferior à dos acidentes WSW – ENE. A transposição gráfica destes espaçamentos para a Fig. 5.5 reflecte-se directamente no carácter regularmente anormal e pouco natural da segmentação da estrutura aí esquematizada, cuja natureza simplista já atrás referimos. Na maioria destes acidentes NNW – SSE ocorreu a recristalização sin a pós cinemática do mármore, pelo que, frequentemente estas discontinuidades na estrutura não se

5 Por exemplo na pedreira da Empresa Plácido M. Simões – Olival Grande, onde também se iniciaram trabalhos de exploração subterrânea dos mármore.

6 Concretamente na Sondagem N°6 detectaram-se em profundidade filões doleríticos sub-paralelos a outros que afloram à superfície, onde, curiosamente, separam as duas explorações mais profundas na região de Pardais (Fig. 5. 3 – corresponde à estrada a sua da área sombreada a verde nesta figura). A sua posição espacial sugere uma disposição en echelon, segundo a vertical com descida para SE, com aqueles.

reflectem em descontinuidades litológicas, com a ressalva que existe variação na variedade do mármore, o que tem necessariamente consequências económicas⁷;

3. Hierarquicamente os acidentes WSE – ENE são posteriores às bandas NNW – SSE e traduzem-se por movimentos horizontais esquerdos de difícil quantificação. Também esta característica, que não pode ser negligenciada, não está representada na Fig. 6.5.

Em todo o caso a conjugação destas duas famílias de descontinuidades é responsável por uma segmentação da estrutura em blocos onde, pelo menos à superfície, o mármore apresenta características texturais próprias (diferentes variedades!).

Mesmo desconhecendo, ou pelo menos não expondo as causas, Pereira (1987, *in* Lopes, 1995) apresentou uma divisão do anticlinal em 17 zonas tendo como critério para as individualizar as diferentes variedades de

⁷ Com base em critérios como a cor, presença ou ausência de bandado metamórfico (“vergada”) e do seu tipo (se é materializado por filossilicatos – “escamudo” ou não), aparência textural (manchas de cores difusas, variação gradual entre mármore de diferentes tonalidade e outros aspectos texturais), tamanho do grão (que se reflecte na facilidade de adquirir polimento), tamanho do bloco (este factor é muito importante dado que nos processos de transformação o tempo requerido para talhar em chapa e polir estas, é praticamente o mesmo para um bloco pequeno ou grande) etc., definem-se diferentes variedades de mármore cujo valor económico é muito variável. Por exemplo, para valores actuais, numa comparação extrema, apenas com base em valores tabelados, um bloco *standard* com 2.5m x 1.8m x 1.5m (6.75m³) de uma variedade mais barata (com cor variável e irregular e “vergada” bem desenvolvida ou do tipo “Ruivina” também irregular) será comercializado a 250€/m³ e uma variedade super-extra (branco ou rosa homogéneo sem veios) será comercializado a 3500€/m³. Estes valores são válidos para o mercado nacional, para o mercado internacional devem-se acrescentar 25%. A diferença é de (23625 – 1687,5 =) 21937,5€, ora se os custos de extracção são similares a diferença de preços traduz-se directamente numa mais valia para a empresa. Como apontamento final relativamente ao preço em bloco dos mármore do anticlinal de Estremoz, podemos ainda referir que os blocos de qualidade excepcional utilizados em estatuária não tem preço definido podendo custar mais de 8000€/m³.

mármore predominantes em cada uma delas⁸. Conforme se apresentem, estas diferentes variedades de mármore podem ser vendidas a preços muito variáveis. Não querendo alongar por demais este assunto, apresentamos apenas um exemplo de como, numa unidade extractiva, se calcula a categoria a que um determinado bloco irá pertencer (Quadro 5.1) e qual o preço a que será colocado no mercado em função das suas dimensões (Quadro 5.2). Chamamos a atenção para o carácter subjectivo desta classificação para a qual não há padrões de referência “oficialmente” estabelecidos. Quando numa empresa um classificador de blocos diz: – *Vê-se logo que é um bloco de 2ª!* – a opinião é quase unanimemente aceite (normalmente o comprador acha que a categoria é inferior, obviamente!). Embora não estejam escritas existem, no Sector das Rochas Ornamentais, um conjunto de regras e categorias omnipresentes que são utilizadas com um *rigor quase matemático* no dia-a-dia. Os valores apresentados no Quadro 5.2 reportam-se a Janeiro de 1997, foi-nos cedido por uma empresa que, ainda assim, prefere ficar anónima (os tempos de crise e o mercado extremamente competitivo justificam plenamente esta atitude). Os preços actuais são mais elevados, por exemplo os blocos mais baratos são vendidos a 250€ e os mais caros em tabela a 7500€. Trata-se de um exemplo que nos elucida da forma como os preços oscilam em função da categoria do bloco (N a T, no quadro), da presença de fracturas (SAN) e do volume do bloco. Um aspecto particular é que para além da quantificação

⁸ Cabe aqui um apontamento relativamente ao valor comercial do mármore vendido em bloco, este é função da categoria em que as diferentes variedades são agrupadas. O quadro 6.1 representa uma tabela para a codificação, por categorias, dos blocos de mármore em função das características indicadas e observadas *in situ*. O quadro 6.2 representa uma tabela de preços para o mármore vendido em blocos, os valores determinam-se em função da categoria do mármore e da dimensão do bloco. A tabela, apesar de desactualizada (reporta-se a Janeiro de 1997), constitui um exemplo prático de como se calculam os preços para o mármore vendido em bloco. São valores de referência que as empresas adoptam mas que oscilam em função das leis de mercado, do volume da encomenda e também da relação de confiança vendedor / comprador, estes são critérios marcadamente comerciais e no dia a dia assiste-se a uma feroz concorrência entre os vários exploradores na cativação de uma quota de mercado.

volumétrica, total entram como factores determinantes na elaboração da tabela o comprimento (150 a 250 cm) e a altura (<80 a >120 cm), a razão para que isto assim aconteça tem a ver com aspectos industriais de transformação dos blocos onde se obtém um maior rendimento quando se optimiza a utilização dos engenhos⁹ no esquadramento de blocos da dimensão máxima¹⁰ que estes possam operar.

TABELA PARA A CLASSIFICAÇÃO DE BLOCOS

| Fundo | Densidade da venagem | Tipo da venagem | Sanidade | Classificação (provisória) |
|---|----------------------|-------------------|-----------------------------|----------------------------|
| A – Branco | 2 – Limpo | U – Verde | 1 – São | N – Extra |
| B – Branco anil | 3 – Nubloso | V – Verde xistosa | 2 – Ligeiramente fracturado | O – Extra/I |
| C – Creme | 4 – Vermicelle | W – Preta xistosa | 3 – Fracturado | P – I (Primeira) |
| D – Rosado | 5 – Venagem leve | X – Castanha | 4 – Muito fracturado | Q – I/II |
| E – Rosa claro | 6 – Venagem média | Y – Vermelha | | R – II (Segunda) |
| F – Rosa escuro | 7 – Venagem forte | Z – Rosa | | S – II/III |
| G – Rosa laranja | | | | T – III (Terceira) |
| H – Salmão claro | | | | |
| I – Salmão escuro | | | | |
| J – Periwinkle claro | | | | |
| K – Periwinkle escuro | | | | |
| L – Ruivina claro | | | | |
| M – Ruivina escuro | | | | |
| EXEMPLO: Bloco de qualidade I/II – C6X2Q | | | | |

Quadro 5.1 – Tabela para a classificação de blocos em categorias comerciais.

⁹ Engenhos são os equipamentos multi-lâmina utilizados para talhar os blocos em chapa.

¹⁰ Normalmente até 3 metros.

Tabela de preços para blocos de mármore - Janeiro 1997

| Tamanho do bloco | 1,00 x 1,00 x 1,00 | | | | 1,50 x 1,50 x 1,00 | | | | 2,00 x 2,00 x 1,00 | | | | 2,50 x 2,50 x 1,00 | | | | 3,00 x 3,00 x 1,00 | | | |
|--------------------|--------------------|----|----|----|--------------------|----|----|----|--------------------|----|----|----|--------------------|----|----|----|--------------------|----|----|----|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| 1,00 x 1,00 x 1,00 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| 1,50 x 1,50 x 1,00 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| 2,00 x 2,00 x 1,00 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| 2,50 x 2,50 x 1,00 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| 3,00 x 3,00 x 1,00 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 | 13 | 14 | 15 | 16 |

Quadro 5.2 – Tabela de preços (em escudos) do mármore em bloco referente Janeiro 1997.

Pela primeira vez, apoiados pela observação directa, destas descontinuidades WSW – ENE e NNW – SSE, dispomos de uma justificação com fundamentos geológicos para esta segmentação de indubitável interesse industrial.

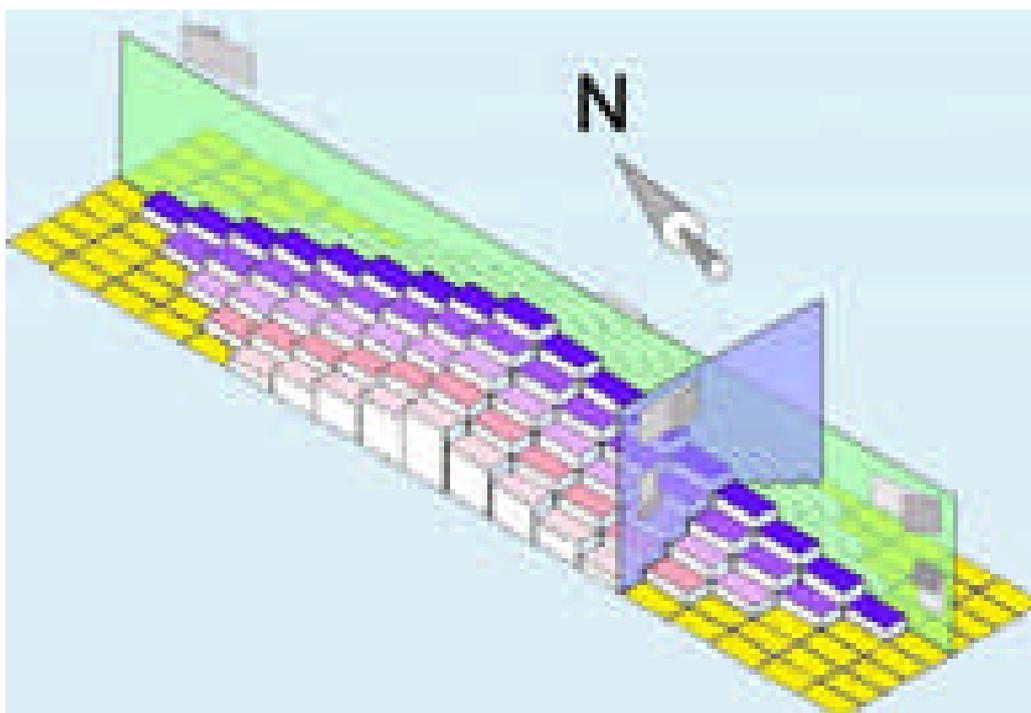


Fig. 5.5 – Representação esquemática e **extremamente simplificada**¹¹ da segmentação longitudinal e transversal do anticlinal de Estremoz. Apesar da simplicidade do modelo este apresenta uma boa correlação com o que se observa nas pedreiras que, frequentemente são limitadas por cabos reais (ENE-WSW) e corredores de deformação (NNW-SSE).

5.3.3 Disposição arqueada do anticlinal de Estremoz

Outra questão a considerar é a forma arqueada do anticlinal de Estremoz com eixo curvo e mergulhante para as terminações periclinais NW e SE. No caso da génese de dobras com várias camadas, verifica-se que o plano axial normalmente não é paralelo à bissetriz do ângulo entre os flancos (Fig. 5.6a; Twiss & Moores, 1992), no caso do anticlinal de Estremoz, os conjuntos

¹¹ Consultar texto para a explicação detalhada deste modelo.

sedimentares das diferentes idades são suficientemente heterogêneos para justificar o desenvolvimento assimétrico das estruturas, a todas as escalas de observação. Esta deformação dúctil que ocorre durante a 1ª fase de deformação é contemporânea da gênese de clivagem de fluxo e favorece culminações e depressões axiais originando anisotropias que mais tarde serão retomadas, por exemplo nos cisalhamentos NNW – SSE, que deste modo mimetizariam o dobramento inicial.

A Fig. 5.6b representa o desenvolvimento hipotético de uma estrutura em anticlinal em regime transpressivo esquerdo com achatamento NE-SW associado. Neste caso, o resultado final seria uma macroestrutura sigmóidal

semelhante a análogas mesoscópicas observadas em afloramento (Fig. 5.7).

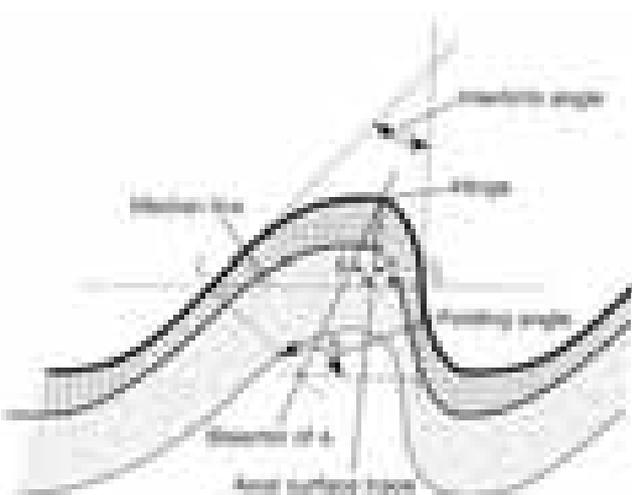


Fig. 5.6a (À esquerda) – Esquema representando a gênese de dobras com várias camadas, verifica-se que nestes casos, o plano axial normalmente não é paralelo à bissetriz do ângulo entre os flancos (L). Adaptado de Twiss & Moores, 1992.

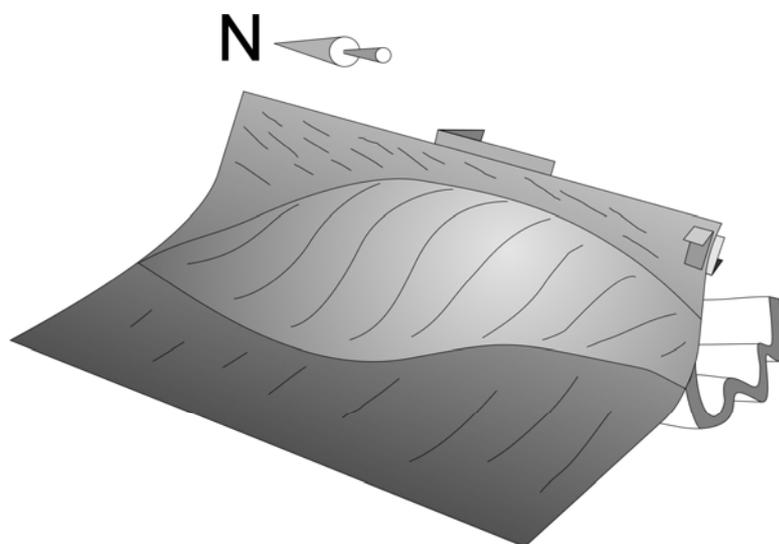


Fig. 5.6b – Representação esquemática (sem escala) do desenvolvimento hipotético de uma estrutura em anticlinal sigmóidal, em regime transpressivo esquerdo com achatamento NE-SW associado.

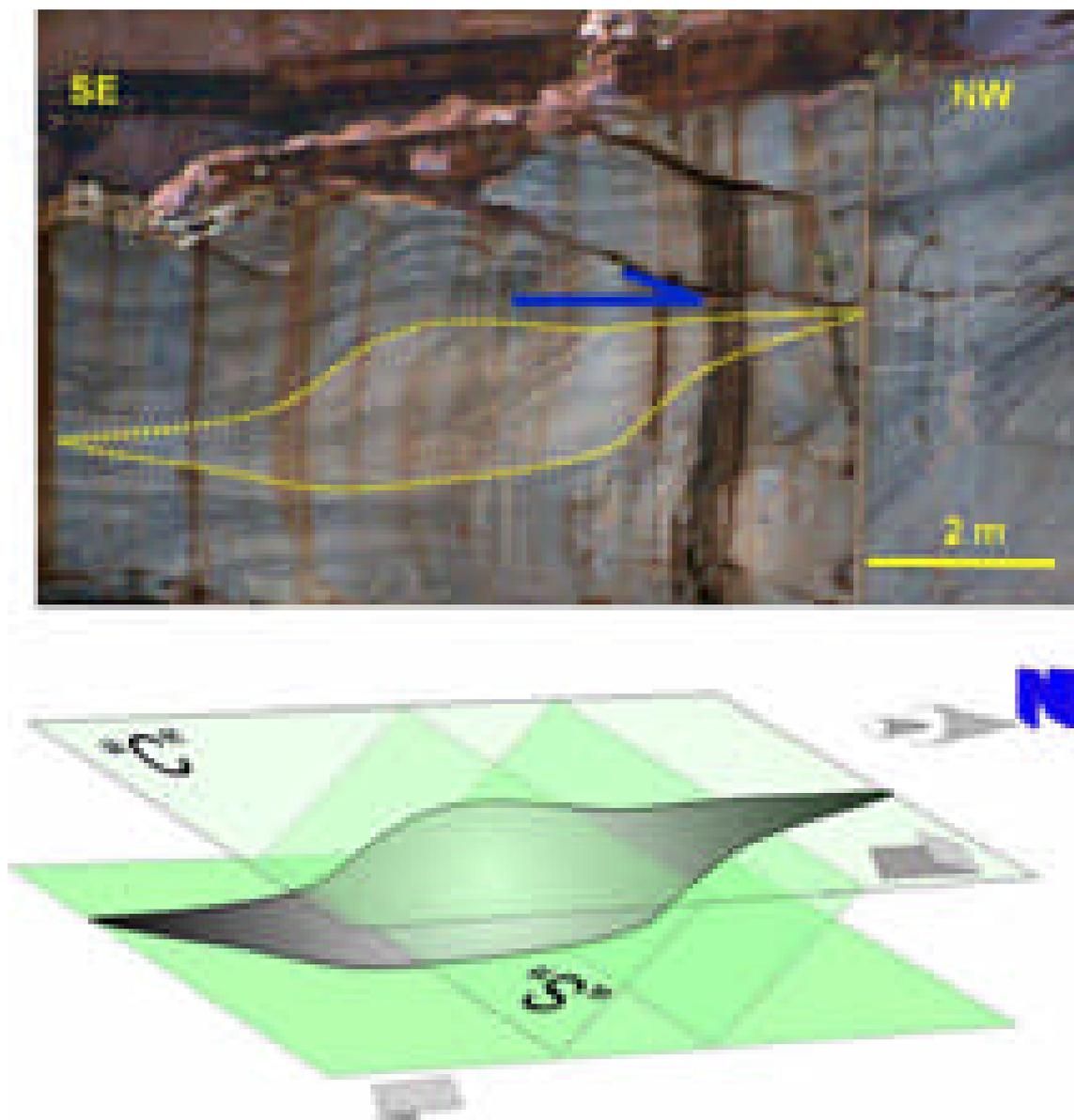


Fig. 5.7 – Estruturas sigmóidais mesoscópicas com movimento de topo para norte, observadas na pedreira “Marcalva” 400 metros a NNE do Monte da Nora. Estruturas morfológicamente similares a estas são definidas à escala microscópica pela reorientação mineralógica sin-tectónica (ver Cap. 4).

5.4 Desenvolvimento do projecto

Seleccionada a área, fizeram-se seis sondagens profundas no local designado por Fonte Soeiro – Pardais com o objectivo de localizar a base dos mármore e avaliar da possibilidade de exploração subterrânea dos mesmos (Fig. 5.8).

5.4.1 Recolha de dados

Das sondagens recolheram-se elementos sobre a qualidade do mármore, seu estado de fracturação e modo de jazida. A análise da fracturação levou à identificação da atitude das principais famílias de fracturas e ao cálculo dos seus espaçamentos médios. Com estes dados estimou-se o rendimento numa hipotética frente de desmonte.

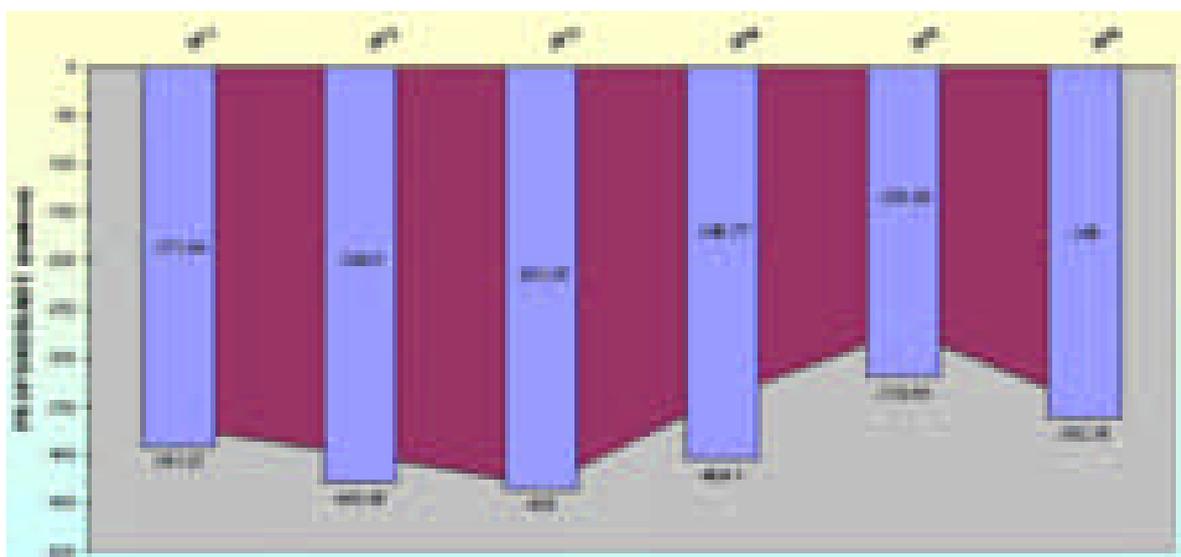


Fig. 5.8 – Projecção na vertical das sondagens SP e posição do limite estratigráfico Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz – Formação Dolomítica. A barra azul representa a totalidade da sondagem, os valores dentro destas barras indicam possança de mármore atravessada e o valor a sob a barra a profundidade atingida em cada sondagem.

As sondagens previstas no projecto inicial foram executadas com algumas alterações na sua localização em resultado de novas observações que entretanto se foram fazendo no terreno, a sondagem 3 foi aquela que mais se afastou do local para que inicialmente tinha sido projectada. A localização definitiva das sondagens (Fig. 5.9) é a indicada no Quadro 5.3.

| <i>Sondagem</i> | M | P | C | I | L (m) | D |
|---|----------|----------|----------|-----------|--------------|---------------------|
| 1 | 264 230 | -196 300 | 363 | Vertical | 391,82 | 23/04/96 – 25/06/96 |
| 2 | 264 350 | -196 480 | 358 | 60° N270° | 428,45 | 28/06/96 – 30/08/96 |
| 3 | 264 355 | -196 330 | 357 | 60° N270° | 439,54 | 04/09/96 – 12/11/96 |
| 4 | 264 100 | -196 220 | 373 | 60° N20° | 404,16 | 14/01/96 – 17/01/97 |
| 5 | 264 120 | -196 740 | 367 | 60° N340° | 295,24 | Fev. – Junho 1997 |
| 6 | 264 000 | -196 970 | 366 | 60° N50° | 362,39 | Agosto – Set.1999 |
| M – Distância à meridiana; P - Distância à perpendicular; C – Cota da boca de sondagem; I – Inclinação; L (m) – Comprimento da sondagem em metros, e D – Período de execução. Nota – as sondagens foram executadas com uma sonda Bonne Esperance. | | | | | | |

Quadro 5.3 – Dados técnicos e logísticos referentes às sondagens SP.

Na Fig. 5.9, sobre a geologia da área em estudo, mostra-se a localização das sondagens e a projecção à superfície do seu comprimento.

Um problema frequente quando se trabalha com dados de sondagens tem a ver com a orientação dos testemunhos recuperados. No caso da terminação periclinal sudeste do anticlinal de Estremoz existe uma referência linear persistente que corresponde ao estiramento mineral da segunda fase de deformação, este tem uma atitude de $\pm 20^\circ$, S30°E e constitui um precioso auxiliar na orientação das sondagens (Fig. 5.10). Ainda assim utilizou-se o aparelho orientador do BRGM designado por “**TVr 20°-160°**” (Fig. 5.11). Tendo as medições da atitude dos furos e respectivos desvios, sido realizadas com um aparelho EASTMAN de disparo simples.

Seguiu-se a fase de recolha de dados nos testemunhos das sondagens, as tarefas e os itens avaliados foram os seguintes:

- ❖ A fotografia do aspecto geral dos testemunhos, é importante já que é mais fácil manusear uma fotografia do que as caixas de sondagens e embora não substitua a observação directa, dá uma boa ideia do que se vai encontrar a determinada profundidade (reproduzimos um exemplo na Fig. 5.12);
- ❖ Natureza da rocha, granularidade e cor;
- ❖ Estratificação e sua atitude em relação a uma geratriz traçada no testemunho;
- ❖ Xistosidade, clivagem e suas atitudes;
- ❖ Lineações de estiramento e de intersecção;
- ❖ Atitude de eixos de microdobras;
- ❖ Atitude de filões, e
- ❖ Atitude de fracturas e de estrias nelas existentes.

5.4.2 Caracterização da fracturação

Todos estes elementos foram referenciados pelo comprimento de sondagem ao qual ocorrem e pela geratriz traçada no testemunho que servia de referência para o registo de elementos planares. A geratriz traçada a que se atribuiu uma orientação arbitrária foi em seguida orientada de maneira que os elementos estruturais observados no testemunho tenham atitude semelhante à dos observados à superfície. Esta orientação foi confirmada pela medição directa no furo da atitude de alguns planos em relação à geratriz superior do testemunho, tendo em consideração os desvios do furo da posição inicialmente projectada.

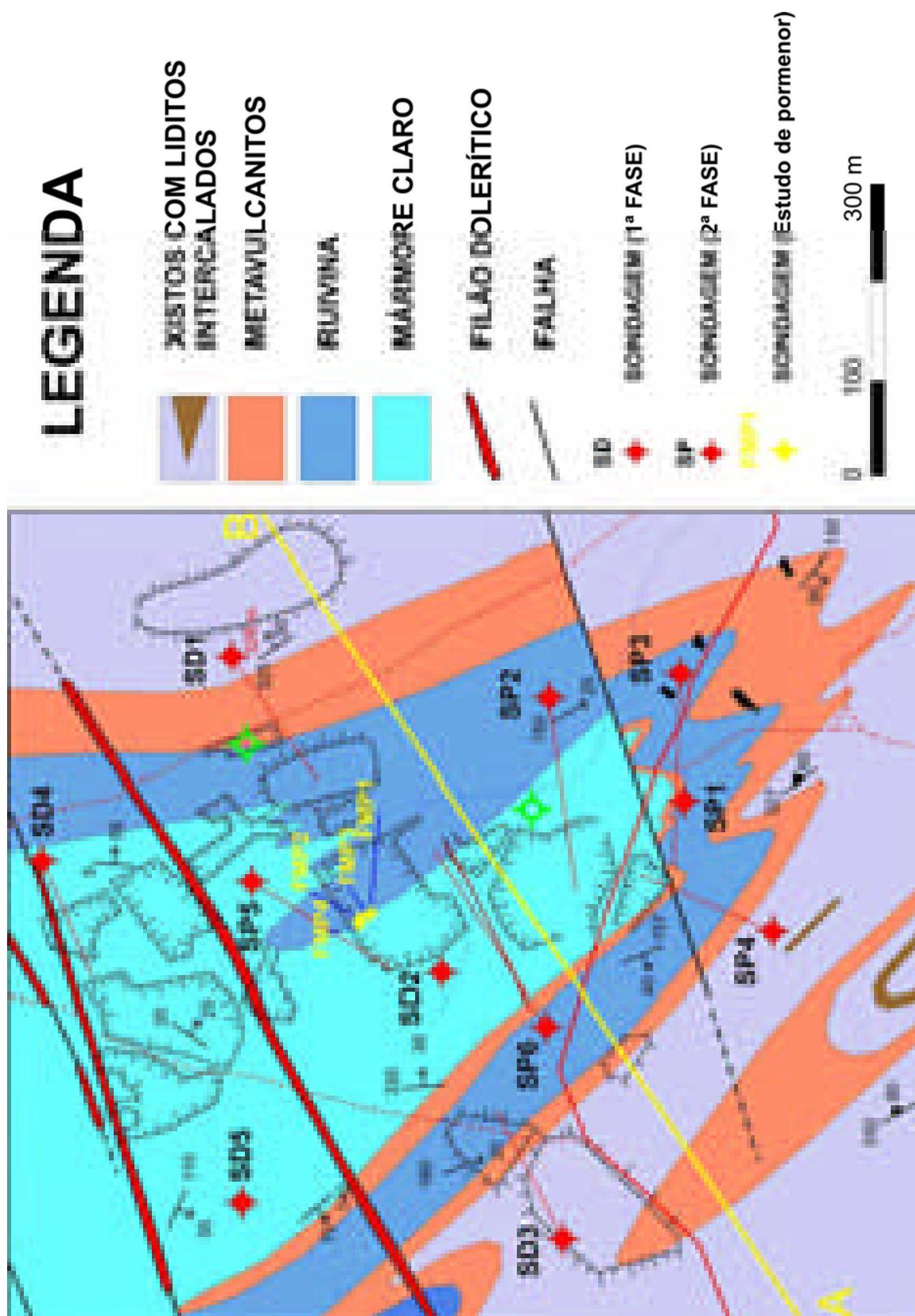


Fig. 5.9 – Mapa geológico da área em estudo com indicação dos locais de início das sondagens: SD – previamente realizadas e cuja informação foi levada em conta; SP – realizadas no âmbito do projecto; FMP – sondagens de pormenor. AB – localização do corte geológico esquemático. Base geológica adaptada da “Carta Geológica do Anticlinal de Estremoz”, na escala 1:10.000. Folha 12. Instituto Geológico e Mineiro DPRNM. Lisboa 1997.



Fig. 5.10 – Orientação dos testemunhos das sondagens com base no estiramento mineral persistente na região (linha azul sobre a superfície S2. Esta imagem exemplifica o *fabric* S/L desenvolvido nos mármore com metavulcanitos associados.



Fig. 5.11 – Orientação dos testemunhos das sondagens com o aparelho **TVr 20°-160°**. O instrumento numa ponta tem uma referência para materializar a parte superior da sondagem **(A)** e na outra espigões **(B)** que se adaptam ao encontrar a superfície de contacto **(C)**, depois e só estabelecer a correspondência entre os espigões e as marcas **(D)** e fazer o registo da atitude do plano.



Fig. 5.12 – Exemplo dos testemunhos de sondagens colocados nas caixas de arquivo. No caso está representada a Sondagem SP2 entre os 111.12 e 139.04 metros.

A equipa do CRVM – IST procedeu então ao tratamento geoestatístico da fracturação apoiada quer nos dados recolhidos à superfície, nas pedreiras quer nos testemunhos das sondagens, e elaborou dos mapas de densidades de fracturação seguintes (Fig. 5.13):

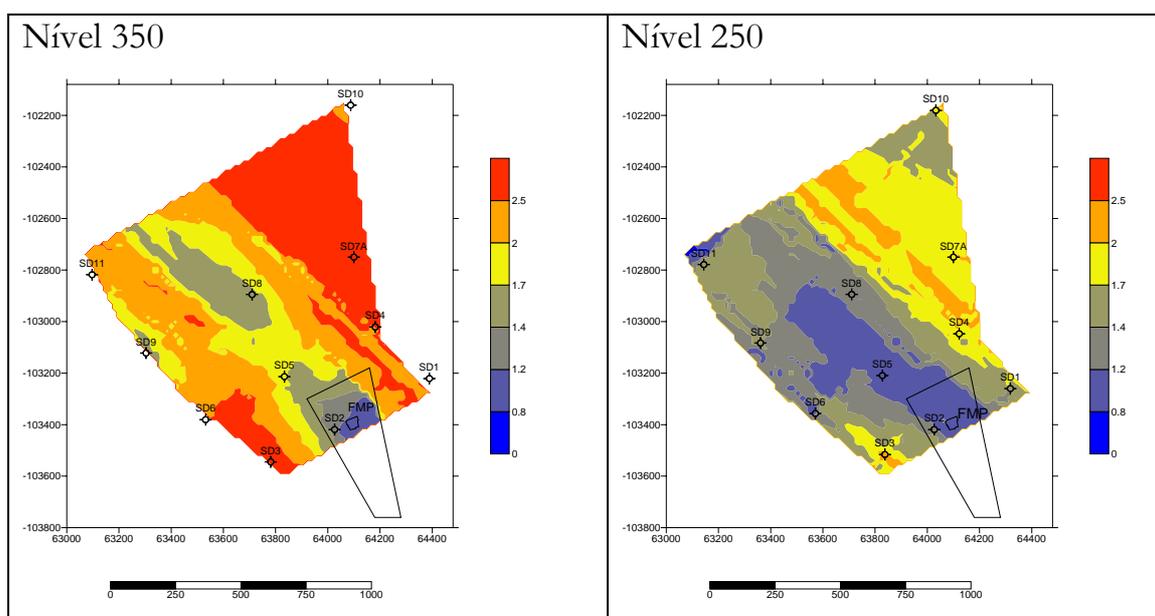


Fig. 5.13 – Cartografia da densidade linear de fracturação em dois níveis da região de Pardais. A área abrangida neste estudo é superior à seleccionada, para melhor referência são indicados os locais de boca de sondagem. Estes gráficos foram elaborados, no âmbito do projecto, pelo Prof. Dr. Jorge de Sousa, do Instituto Superior Técnico.

A densidade linear de fracturação, variável que condiciona a recuperação do mármore, foi utilizada neste estudo para caracterizar a sua qualidade. A cartografia espacial desta variável permite identificar as zonas menos fracturadas do maciço onde, com elevada probabilidade, se encontram as blocometrias mais favoráveis. Entre outros factores, a selecção da área piloto para a exploração subterrânea dos mármore e o planeamento da sua exploração também tomou em atenção esta cartografia.

Regionalmente, a fracturação principal que condiciona a exploração de mármore no anticlinal de Estremoz está representada no Quadro 5.4.

| FAMÍLIAS | DIRECÇÃO | INLINAÇÃO |
|---|---|--------------|
| NW – SE (associada a falhas de movimento esquerdo) | N5° – 10°W | 45° – 50° NE |
| | N5° – 10°W | 70° – 75°NE |
| | N30° – 45°W (longitudinal à estrutura) | Subvertical |
| | N40° – 45°W | 45° – 50°NE |
| | N40° – 45°W | 35° – 45°SW |
| | N70° – 75°W | Subvertical |
| NNE – SSW (associada a fenómenos de dolomitização secundária – “olho de mocho) | N5° – 10°E (diagonal à estrutura) | Subvertical |
| | N40° – 45°W | Subvertical |
| ENE – WSW (normalmente preenchidas por filões doleríticos) | N60° – 75°E (transversal à estrutura) | Subvertical |
| Sub-horizontal | ENE – WSW | ≤30° |
| | NNE – SSW | ≤30° |

Quadro 5.4 – Atitudes das principais famílias de fracturas presentes no anticlinal de Estremoz. A partir dos dados obtidos na área e de acordo com Reynaud & Vintém (1992, 1994), Lopes (1995) e Ladeira (1978, 1981).

Relativamente aos dados das sondagens, apesar de existir uma grande dispersão das fracturas decidiu-se individualizar 3 famílias: uma sub-horizontal, outra sub-vertical e uma terceira inclinando 26° para leste. Na selecção destas famílias, utilizaram-se critérios estatísticos, optou-se por minimizar a variabilidade da orientação das fracturas pertencentes a cada uma das famílias, com naturais consequências nas densidades lineares médias e nos espaçamentos entre fracturas. Importante é o facto de as fracturas classificadas em famílias apenas representarem apenas cerca 30% da totalidade das fracturas levantadas. No Quadro 5.5 apresentam-se algumas características estatísticas destas famílias bem como do conjunto das restantes fracturas não classificadas (Família 0).

| Fracturas | Família 1 | Família 2 | Família 3 | Família 0 |
|-----------------|-------------|-------------|-------------|------------|
| Nº de fracturas | 320 | 302 | 720 | 3532 |
| Plano médio | N28°W, 85°E | N66°W, 8°SW | N28°E, 26°E | N26°W, 81E |
| Variância | 0.429 | 0.014 | 0.033 | 0.501 |

Quadro 5.5 – Características das famílias de fracturas (3 principais e 1 complementar)

Os dados assim apresentados não fornecem grande informação nem tão pouco esclarecem se e como estas famílias de fracturas dimensionam a massa mineral. É preciso dispor de outros parâmetros susceptíveis de quantificação como, por exemplo o comprimento das fracturas e o espaçamento entre elas. O primeiro é difícil de quantificar, mesmo em afloramento nem sempre podemos observar uma fractura/diaclese em toda a sua extensão. Esta questão do comprimento das fracturas é importante pois a intersecção de fracturas condiciona a fragmentação da massa mineral e as fracturas só se intersectam se não forem paralelas e se o seu comprimento for suficiente para atingir outras que lhe sejam adjacentes. Deste modo e sem carácter quantitativo podem-se classificar estas descontinuidades por famílias de comprimento observado em afloramento (*i.e.* menor que 50 cm; ente 50 cm e 1 metro; 1 a 5 metros; 5 a 10 metros; superior a 10 metros) no intuito de se analisar qualquer correspondência entre orientações e comprimentos mais prováveis. Só então e se houver uma boa correlação, se podem estabelecer correspondências entre as famílias encontradas nas sondagens com as homologas registadas nas pedreiras. Para o caso presente não fizemos esta análise mas para a exploração de granitos foi tentada e com resultados razoáveis (Cap. 6). O segundo aspecto reflecte-se na densidade linear de fracturas atrás referido, e como termo de comparação para os valores apresentados na Fig. 5.13 podemos referir que numa pedreira considera-se bom um valor de 2 fracturas/metro. O espaçamento entre fracturas de uma

mesma família não é regular, existem zonas de concentração (“*clustering*”) que podem e devem ser identificadas nas sondagens. As principais famílias atrás referidas podem-se relacionar com o relaxamento isostático por descompressão gravítica (família 2), com a compressão N-S tardí-hercínica (famílias 1 e 3, embora para esta última esperássemos encontrar maiores valores para a inclinação). Sendo de estranhar, a aparente ausência nas sondagens de uma família ENE, sub-vertical que corresponde às macro fendas de tracção da segunda fase de deformação que origina o anticlinal de Estremoz e onde posteriormente se instalam os filões doleríticos, correlacionáveis com o “grande filão do Alentejo” – falha da Messejana – pode facilmente ser justificada pela orientação das sondagens que são praticamente paralelas a estas descontinuidades e por isso mesmo não as intersectam.

5.5 Observações preliminares referentes aos dados recolhidos

A primeira conclusão que se pode retirar do que foi exposto nas páginas precedentes, é que qualquer parecer sobre a exploração subterrânea de mármore no anticlinal de Estremoz não pode ser dada de ânimo leve. As variáveis e condicionantes geológicas são de tal ordem, que extrapolar um estudo de carácter local para todo o anticlinal, não é de todo possível. Assim um estudo local deve incidir os seguintes pontos:

- ✓ Sequência litológica
- ✓ Deformação em regime dúctil dos mármore (dobras)
- ✓ Deformação em regime frágil dos mármore (falhas, fracturas e diaclases)
- ✓ Bandas de cisalhamento longitudinal

- ✓ Caracterização petrográfica microscópica com a finalidade de caracterizar qualitativamente/semi-quantitativamente o mármore, bem como inferir sobre a proximidade a zonas de cisalhamento não explícitas através de contraste petrográfico.

As sondagens realizadas conduziram aos diferentes “logs” que apresentamos, sinteticamente, nas páginas seguintes (Figs 5.14, 5.15) que consideramos representativos. Para além da litologia, nestes “logs” estão representados o índice de recuperação e o espaçamento entre fracturas. Na coluna mais à direita expressa-se algumas particularidades encontradas na sondagem assim como uma descrição litológica detalhada. Estes “logs” foram feitos em colaboração com o Dr. Carlos Vintém e com a Eng.^a Patrícia Falé (ambos do Instituto Geológico e Mineiro). De um modo geral, as várias sequências litológicas são congruentes e, embora no “log” da sondagem SP6 não seja evidente, também aqui se detectou mármore escuro, na base da sequência próximo do contacto com os dolomitos primários. Chamamos a atenção que este mármore embora escuro apresenta invariavelmente vergada branca e é texturalmente distinto da variedade “azul” mais homogénea, designada por “Ruivina” que ocorre a topo do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz (Fig. 5.16).

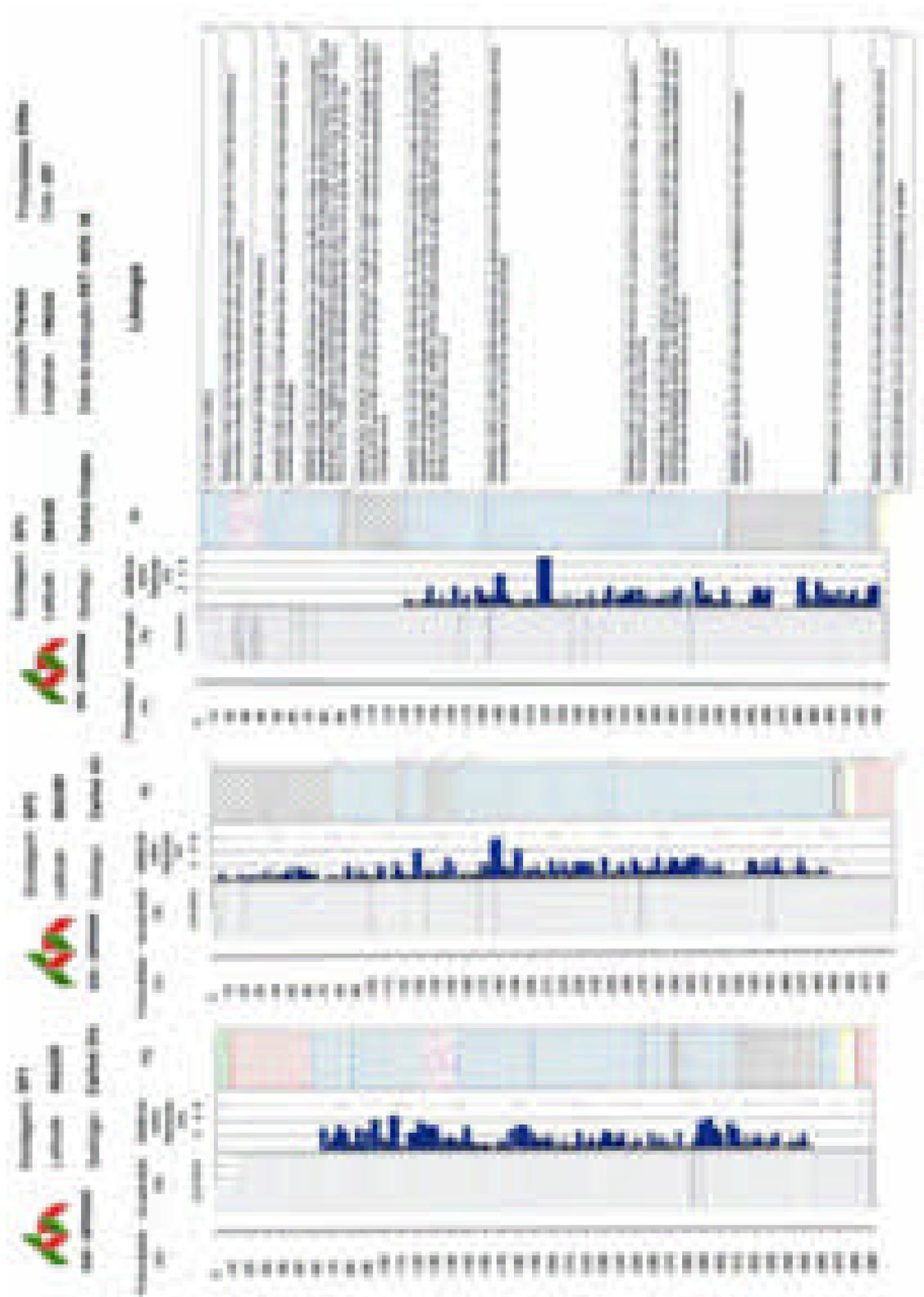


Fig. 5.14 – Colunas litoestratigráficas para as sondagens SP1, SP2 e SP3, elaboradas a partir dos dados recolhidos nas respectivas sondagens.

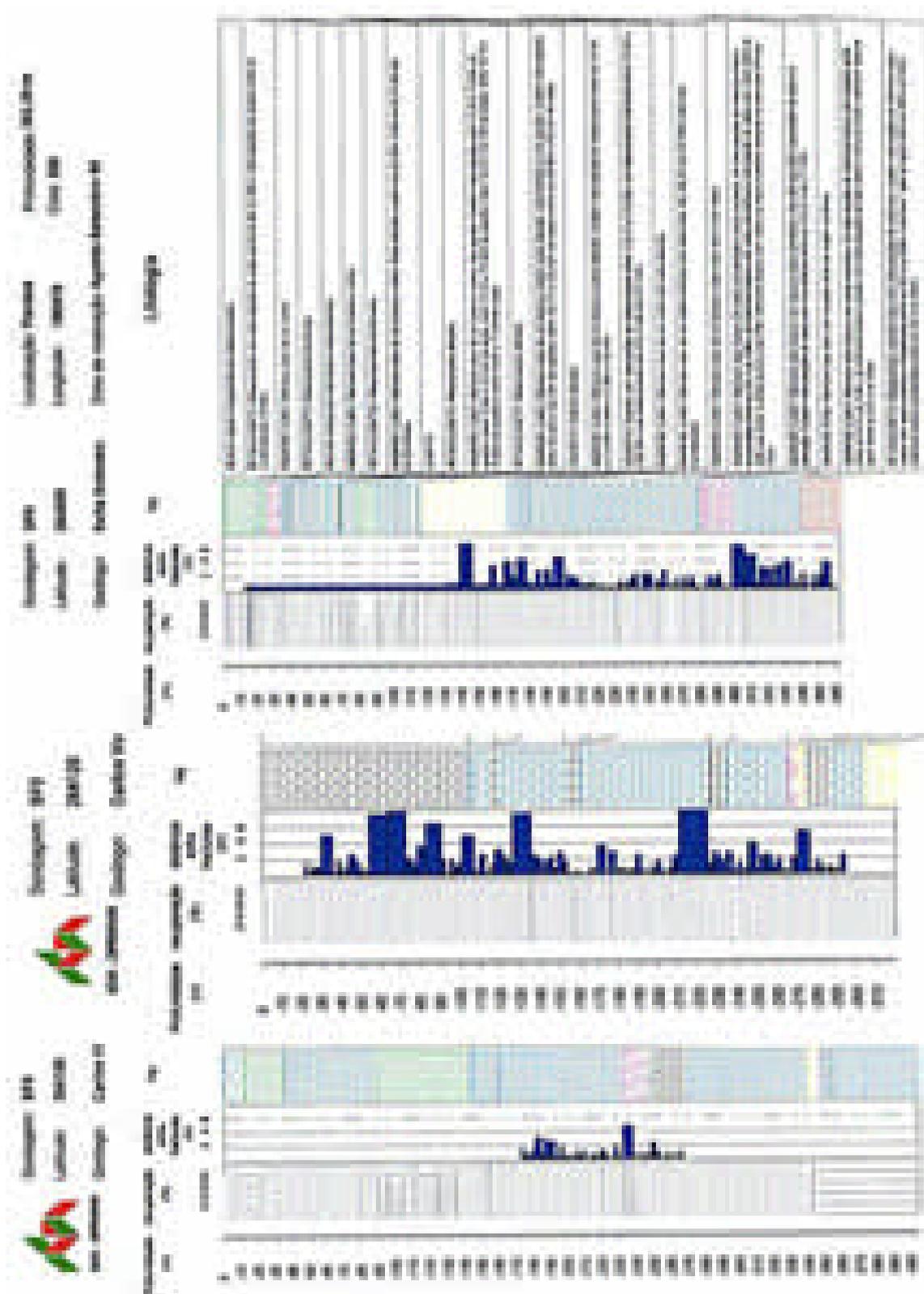


Fig. 5.15 – Colunas litoestratigráficas para as sondagens SP4, SP5 e SP6, elaboradas a partir dos dados recolhidos nas respectivas sondagens.

Na Fig. 5.16 sintetizamos uma coluna litológica para a área em estudo elaborada a partir dos dados recolhidos nas sondagens e do conhecimento regional.

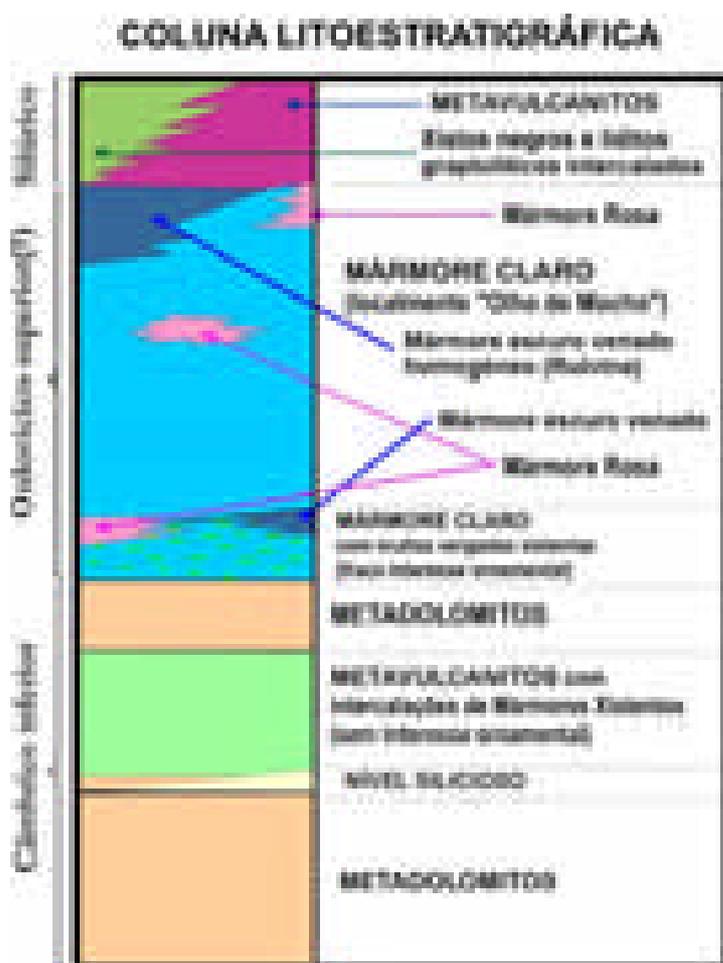


Fig. 5.16 - Coluna litoestratigráfica, elaborada a partir dos “logs” das sondagens realizadas na área em estudo. Embora as sondagens não tenham intersectado os xistos negros com lítios graptolíticos intercalados, resolvemos incluí-los nesta coluna pois regionalmente é assim que se dispõem. Relativamente à disposição dos diferentes tipos de mármore (variedades) no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz (CVSCE), a topo situam-se as variedades mais escuras (Ruivina) reconhecidas na parte oriental da Pedreira da Empresa Marmetal em Fonte da Moura – Pardais (FMP). Descendo na sequência ocorrem vários tipos de mármore creme / branco e mais raramente cor-de-rosa. Na base do CVSCE existem mármore muito xistificados associados a metavulcanitos

ácidos, também se identificam mármore escuros (azuis) com vergada branca (“pele de tigre”) texturalmente distintos do tipo “Ruivina” (azul mais escuro e homogêneo). As rochas precâmbrias que na sequência estratigráfica completa do anticlinal de Estremoz afloram sob a Formação Dolomítica não foram detectadas nas sondagens realizadas na região de Pardais. Todas as sondagens pararam poucos metros após atingirem a Formação Dolomítica.

A compilação das informações recolhidas nas diferentes sondagens permitiu a elaboração de um bloco diagrama que sintetiza toda a informação litológica que se pode obter das sondagens (Fig. 5.17).

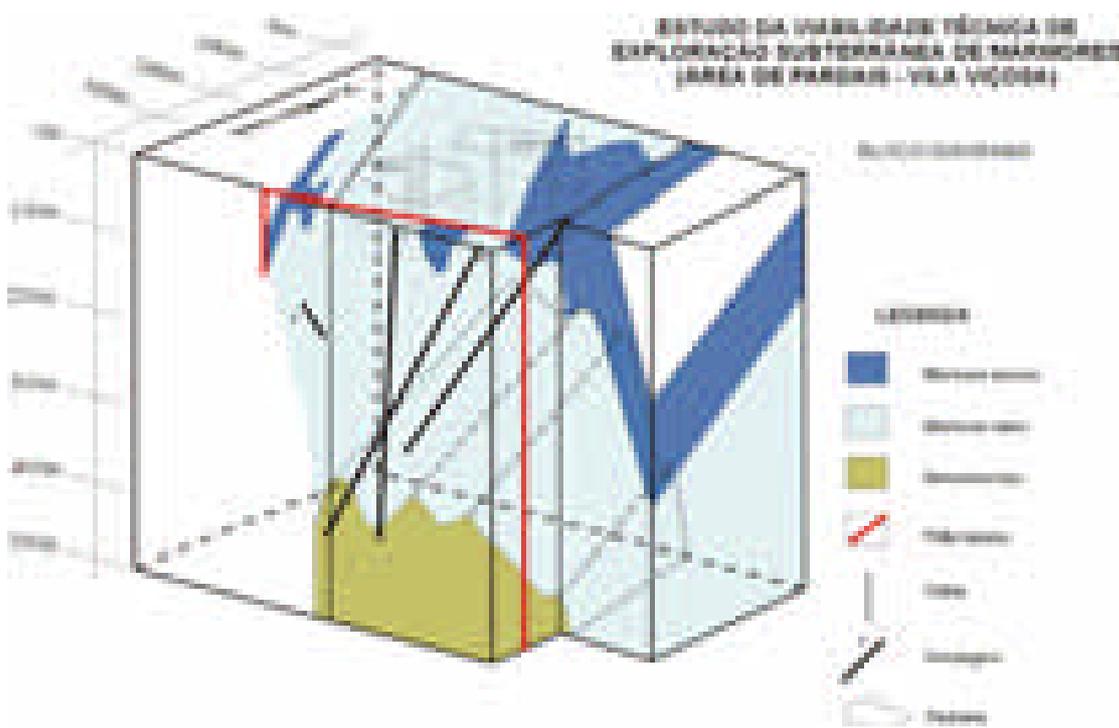


Fig. 5.17 – Bloco diagrama representando as principais unidades litológicas interceptadas pelas sondagens. Esta figura é da autoria de Patrícia Falé e Costa (Instituto Geológico e Mineiro), a quem agradecemos a sua disponibilização.

Apesar de todo o interesse visual que esta apresentação possa ter, carece, porém, de informação detalhada necessária para o encaminhamento de uma exploração em profundidade. Assim, sempre que necessário, deverão ser consultados os dados atrás enunciados e recolhidos quando se realizou cada sondagem.

Todos estes elementos foram referenciados pelo comprimento da sondagem à qual se referem e, pela geratriz traçada no testemunho. A geratriz traçada a que se atribuiu uma orientação arbitrária foi em seguida orientada de maneira a que os elementos estruturais observados no testemunho tenham atitude semelhante à dos observados à superfície. Esta orientação foi confirmada pela medição directa no furo da atitude de alguns planos em relação à geratriz superior do testemunho, tendo em consideração os desvios do furo da posição inicialmente projectada.

A deformação de materiais carbonatados em ambientes metamórficos, como os que se encontram expressos na região – metamorfismo na fácies dos xistos verdes a anfibolítica baixa (Mata & Munhá, 1985) implica que, estes apresentem um comportamento reológico dúctil, que com a exumação tectónica passará a dúctil – frágil e, finalmente em andar estrutural superior, ocorrerá deformação no domínio frágil (Cap. 4). Será pois, de esperar o desenvolvimento de dobras e/ou bandas de cisalhamento associadas a clivagem xistenta e, um estado de deformação em relação com comportamento reológico mais viscoso do mármore.

Microscopicamente este comportamento reflecte-se na recristalização e crescimento de cristais de calcite orientados e com desenvolvimento de maclas também orientadas segundo o campo de tensões tectónico em actuação (Fig. 5.18).

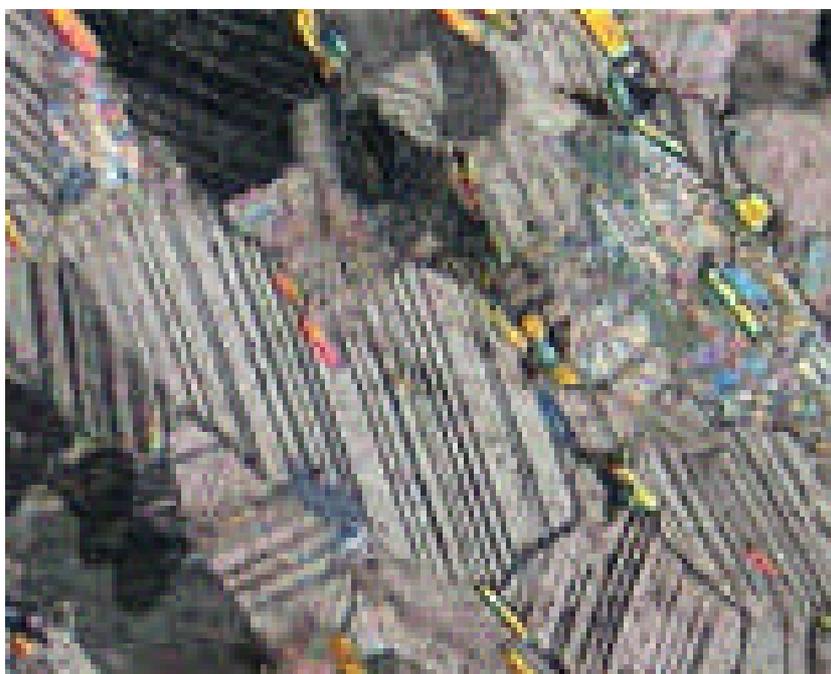


Fig. 5.18 – Cristais de calcite orientados; quartzo e filossilicatos dispostos ao longo dos planos de xistosidade (S2). Microfotografia com nicóis cruzados e ampliação de 40 X, a largura da foto é cerca de 3mm. Repare-se no alinhamento dos filossilicatos paralelos a S2 e ao crescimento de quartzo no mesmo plano.

Macroscopicamente esta anisotropia irá reflectir-se na xistosidade S2, normalmente coincidente com o “currume¹²” tão conhecido entre os industriais. Também ocorre segregação metamórfica nos mármore impuros e os filossilicatos recém formados tendem a alinhar-se em planos perpendiculares à componente compressiva máxima do campo de tensões (xistosidade), o mesmo acontecendo com a sílica que recristaliza sob a forma de quartzo ao longo destes planos; em conjunto com os cristais de calcite formam bandas alternantes xistentas – carbonatadas, observáveis desde a escala microscópica até à escala do afloramento.

Tal como se observa em afloramento, também nas sondagens foi possível observar algumas dobras mesoscópicas (Fig. 5.19). Estas são mais evidentes se os materiais envolvidos forem xistentos. Caso contrário só o controle sistemático da estratificação bem como da relação entre esta e a xistosidade permite evidenciar dobras com amplitude métrica.

¹² O termo “currume” refere-se à orientação preferencial por onde a rocha se parte quando sujeita a um esforço. Não é mais do que a expressão macroscópica da orientação preferencial cristalográfica dos cristais de calcite que definem a clivagem correspondente à segunda fase de deformação regional. Normalmente, nos mármore, não se expressa por planos de clivagem abertos ou francamente visíveis a olho nu, mas é facilmente determinada fracturando um pedaço de mármore e registando a direcção em que este “abre” mais facilmente. Os termos “a favor” e “contra” referentes ao corte do mármore referem-se a cortes paralelos ou perpendiculares ao “currume”. O termo “fio branco” refere-se a uma descontinuidade materializada pela recristalização do mármore, normalmente, segundo um plano bem definido e nem sempre fácil de detectar, a sua presença num bloco pode arruinar o seu valor comercial. Ou termo utilizado entre os industriais é “vergada” – este corresponde ao bandado metamórfico gerado na primeira fase de deformação mais dúctil e, muitas vezes, corresponde à transposição da estratificação pela xistosidade (S0+S1). No ramo das rochas ornamentais os termos “currume” e “vergada” são muito importantes. O currume, porque corresponde a uma descontinuidade, tem que se levar em conta quando se dimensiona um bloco para ser talhado em chapa (placas com espessuras variáveis a partir de 12 mm até vários centímetros, em função da aplicação a que se destinam), na pedreira um corte inadequado ao “contra” de um bloco inviabilizará a sua utilização uma vez que as chapas obtidas no processo de transformação poderiam tornar-se quebradiças; nem todo o mármore pode ser cortado indistintamente, tem que se respeitar a orientação da rocha, facto que já os romanos conheciam (Fig. 5.1). Por seu lado, a vergada controla os aspectos estéticos do mármore o que faz com que no mercado este seja mais ou menos aceite.

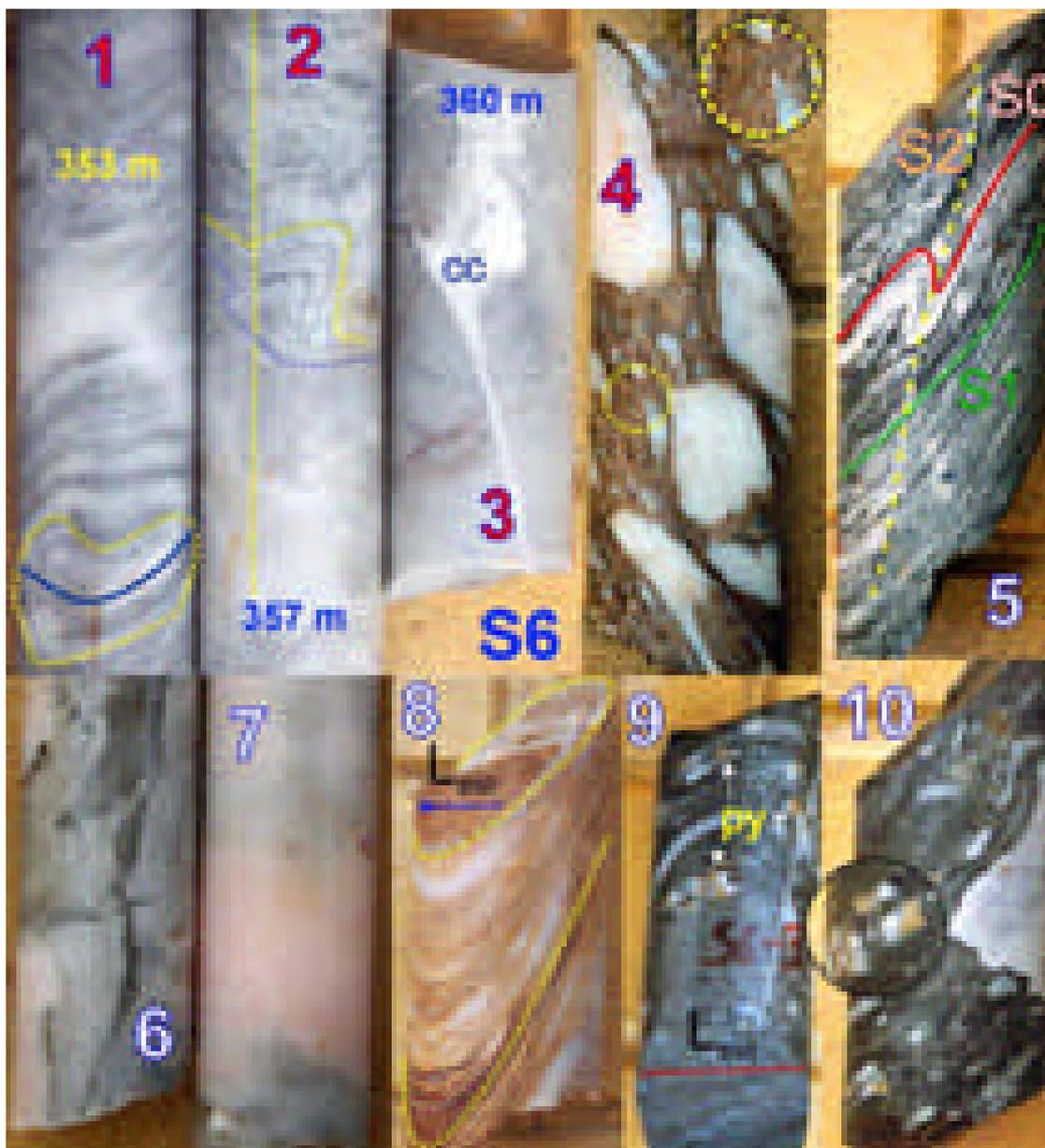


Fig. 5.19 – Exemplo de fragmentos dos testemunhos de sondagem (N° 6), a partir dos quais se fizeram algumas lâminas delgadas. 1 a 3 – Aspectos texturais dos mármore de textura mais fina (dolomíticos?!) na transição do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz para a Formação Dolomítica; 1 - Mármore calcítico de granularidade fina (apresentam efervescência nítida com HCl), a azul representa-se o plano axial de uma dobra menor e a amarelo os respectivos flancos; 2 – Transição dos mármore calcítico (em cima) para os mármore dolomítico (em baixo) sublinhada a azul tracejado. O tracejado vertical materializa a geratriz a partir da qual se determinam as atitudes de planos e linhas; 3 – Mármore dolomítico com fenda preenchida por calcite (cc); 4 – Brecha tectónica com fragmentos de mármore alinhados e definindo o sentido de movimento, a matriz está alterada por seritização e oxidação; 5 – Dobra em metavulcanitos básicos alternantes com níveis carbonatados, observada nos testemunhos de sondagem. Repare-se na disposição dos filossilicatos materializando a xistosidade de fluxo (S1) em planos perfeitamente definidos, também se observa a posição da estratificação (S0) e da clivagem de crenulação (S2); 6 e 7 – Relação entre o mármore de tonalidades cor-de-rosa e a ocorrência de vulcanitos básicos; 8 – Variação da inclinação da estratificação indicando a vizinhança de uma banda de cisalhamento e/ou o flanco estirado de uma dobra; 9 e 10 – Dois aspectos de metavulcanitos básicos com sulfuretos. Devido às diferenças de comportamento reológico do mármore e dos vulcanitos, quando ocorreu a deformação originou-se o aspecto brechóide que a rocha apresenta.

No conjunto das sondagens verificam-se alternâncias rítmicas de mármore com diferentes características (essencialmente na cor predominante, mas também no tipo de vergada) que apontam para uma possível dobra com plano axial sub-horizontal e vergência para norte. Esta geometria cinematicamente é possível e ocorre à escala da pedreira no flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz (Fig. 5.20).



Fig. 5.20 – Dobras de primeira fase redobradas pela segunda. Este aspecto pode ser observado na pedreira A. Mocho – Lagoa. Repare-se como os flancos inversos das dobras de primeira fase se encontram estirados de acordo com o sentido de movimento. Embora não seja evidente, devido à orientação menos favorável do corte, o sentido de movimento faz-se para o quadrante noroeste, tal como acontecia na Fig. 5.8. Estando, deste modo, de acordo com os critérios cinemáticos definidos para a primeira fase de deformação hercínica em regime transpressivo esquerdo. (Para interpretação mais completa consulte-se a Fig. 4.40).

Nem sempre se pode admitir que as alternâncias colorimétricas no mármore sejam controladas pela estratificação (ainda que transposta). Por exemplo, aspectos como os observados na Fig. 5.21, sugerem que determinadas alternâncias de cor se devam a falhas em material carbonatado que posteriormente recristalizou, de tal modo que a continuidade petrográfica/cristalina é completa, apesar da variação colorimétrica.

No âmbito do projecto, importa antes de mais saber se, em determinada área existe mármore, qual a sua qualidade e qual o seu estado de fracturação, para o volume alvo de uma exploração subterrânea piloto¹³. Estes dobramentos secundários, responsáveis, à escala da exploração por heterogeneidades impeditivas da exploração, têm de ser cuidadosamente controlados, quer por observação directa dos afloramentos, quer dos testemunhos de sondagem.

Como já referimos anteriormente (Cap. 5.3), o reconhecimento de corredores de deformação paralelos à macroestrutura constitui uma das características mais importantes do anticlinal de Estremoz no que concerne à delimitação de zonas de exploração.

A área em estudo é um bom exemplo do que acabamos de afirmar; existindo dois corredores NNW – SSE muito importantes que a limitam a SSW (mármore / vulcanitos) e a NNE (mármore claro / mármore escuro) (Fig. 5.22). Paralelamente, ocorrem outros acidentes do mesmo tipo mas onde normalmente a distância entre bancadas não é considerável, tendo por isso uma importância secundária.

Neste corte procurámos salientar os aspectos estruturais mais importantes do ponto de vista económico que ocorrem na área. Estes correspondem a inúmeros acidentes longitudinais e sub-paralelos ao plano

¹³ Última fase de desenvolvimento do Projecto.

axial da estrutura maior. Como já se referiu, de um modo geral estes acidentes apresentam, uma componente de desligamento esquerda à qual se associam deslocamentos verticais importantes. Por exemplo na pedreira Marmetal, a observação directa de planos rejeitados por um destes acidentes permite inferir um deslocamento superior a 30 metros. Na figura assinalam-se os acidentes mais importantes, com continuidade entre pedreiras adjacentes. Como o seu comportamento está estreitamente relacionado com os materiais que intercepta, o comportamento particular de cada um é distinto e deve ser analisado caso a caso, quando necessário. Complementando a nossa observação apresentamos nas Figs. 5.23 e 5.24 cortes interpretativos sobre fotografias da parede NW da pedreira Alexandre & Maximiliano, a NE da pedreira Marmetal, onde é evidente o padrão de deformação sofrido pelos mármore. Por último é de referir que embora estes acidentes verticais condicionem fortemente quer a qualidade quer as reservas de mármore existentes em determinada direcção, existem outros factores estruturais mais precoces na evolução geológica que devem ser levados em conta (duas fases de dobramento, com possíveis interferências e recristalização do mármore sob tensão cisalhante o que origina o “currume” (foliação e/ou xistosidade). Este último nem sempre é evidente em amostra de mão mas origina uma anisotropia mecânica que deve ser levada em conta quer na exploração quer na transformação do mármore (consultar nota de rodapé N°11).



Fig. 5.21 – Variação brusca na cor do mármore sem perda de continuidade litológica. A azul claro representa-se a estratificação e a amarelo os planos de movimento, ao longo dos quais teve lugar a recristalização.

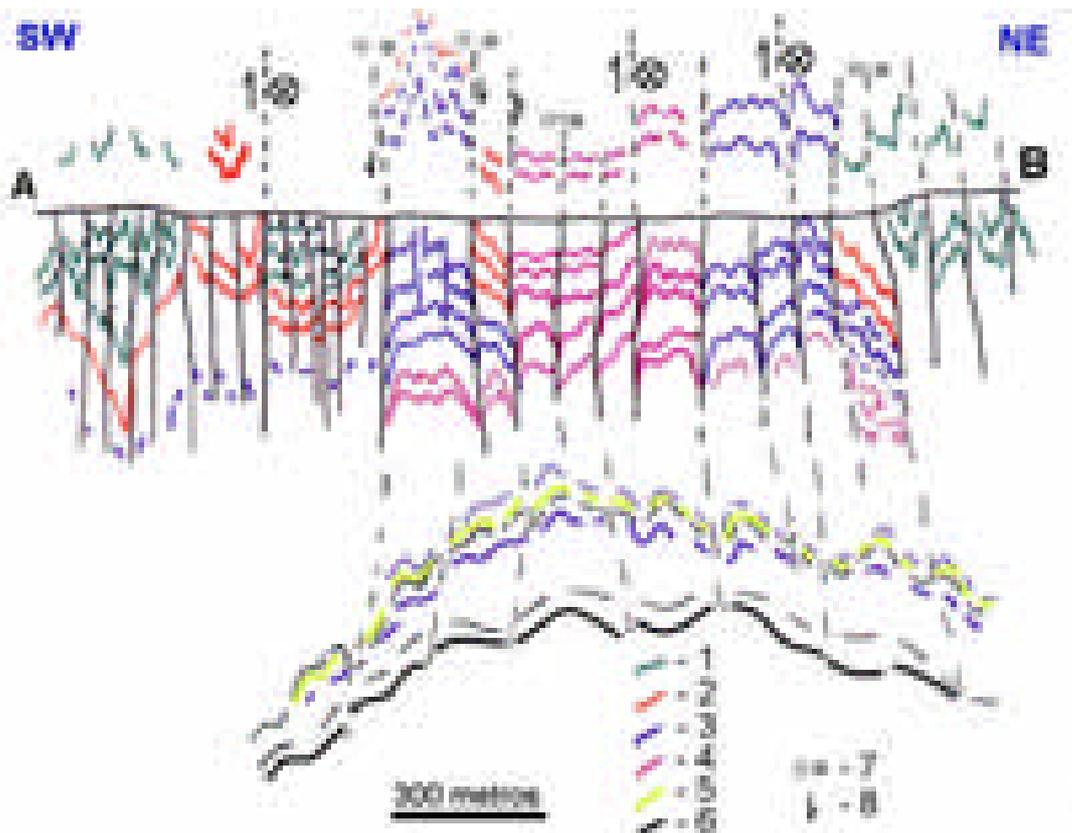


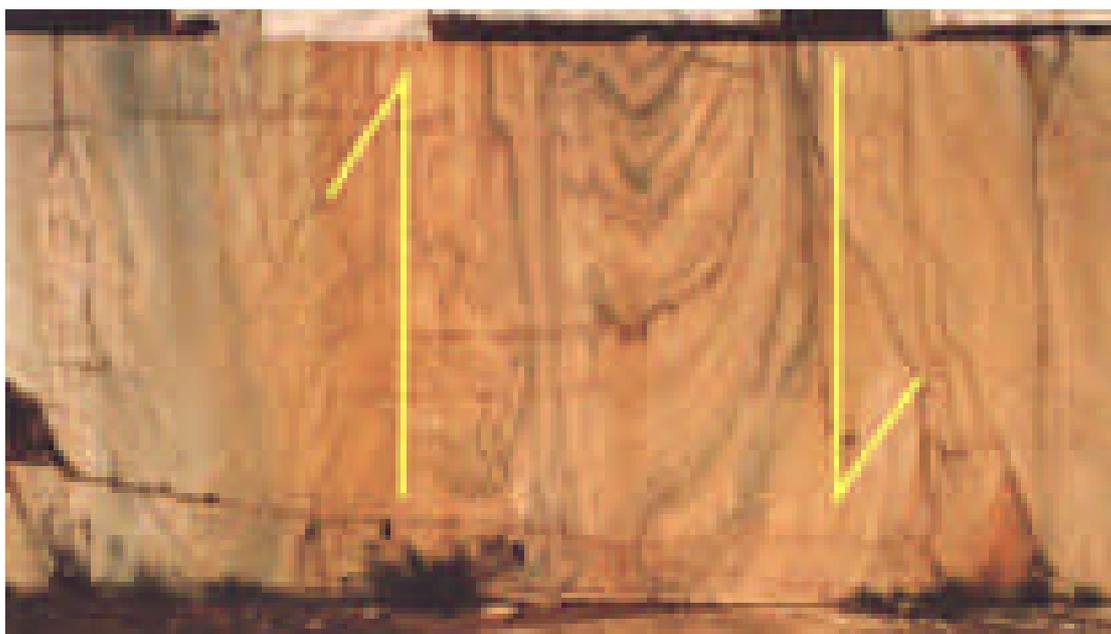
Fig. 5.22 – Corte geológico esquemático entre os pontos A e B assinalados na carta geológica de pormenor para a área em estudo (Fig. 5.9).

Legenda: 1 – Xistos negros e liditos; 2 – Metavulcanitos; 3 – Mármore escuro; 4 – Mármore claro; 5 – Sílica; 6 – Dolomitos primários; 7 – Desligamento esquerdo e, 8 – Sentido de movimento (componente vertical) do bloco onde está a seta.



Fig. 5.23 – Esquema interpretativo das estruturas observadas na pedra Alexandre Maximiliano, a Norte da pedra Marmetal – Fonte da Moura. A compartimentação dos mármore pelos acidentes longitudinais está aqui bem marcada e, ainda que existam muitos planos, a parte central da foto da frente da pedra, junto às litologias mais escuras, deve ser considerada uma única banda de cisalhamento.

Fig. 5.24 – (Em baixo) Pormenor de um aspecto observado na pedra referida na figura anterior, situada a NW, no piso imediatamente aos que se observam na Fig. 5.23. Também a orientação é a mesma.



Uma vez reconhecida a existência destes corredores de deformação importa caracterizá-los cinematicamente de modo a antever o seu comportamento. Uma análise cuidada revela que a sua movimentação não é simples nem, ocorreu apenas num único impulso. A quantidade de movimento agora observada é o somatório de uma actuação contínua no tempo, variando desde estádios muito precoces sinsedimentares/diagenéticos, até aos estádios mais tardios com deformação em regime frágil e brechificação associada (ver discussão no Cap. 4). Deste modo e pelo que nos é dado observar, na sua maioria estes acidentes comportam-se como cisalhamentos esquerdos com subida mais frequente do bloco a Oeste, mas localmente, por efeito de movimentos relativos, ocorrem critérios de movimento direito. Dada a complexidade esperada, cada banda deve ser tratada individualmente.

Normalmente tais corredores de deformação desenvolvem-se onde as anisotropias litológicas sejam mais marcadas. Estas anisotropias acentuadas pela deformação já estariam presentes na sequência estratigráfica inicial (ver discussão no Cap. 4). De facto isto ocorre frequentemente e, quase sem excepção, os contactos entre mármore e rochas xistosas (metavulcanitos e xistos *sensu lato*) são de natureza cisalhante. Por seu turno, nos contactos entre os diferentes tipos de mármore, tal comportamento não é tão evidente, ainda que exista, como se pode confirmar por “pseudo dobras de arraste” (Fig. 5.19-2) e texturas de fluxo de mármore escuro em mármore claro (Fig. 5.19-1), por exemplo. Próximo do contacto entre os mármore calcíticos e os dolomitos primários ocorrem, localmente e detectadas na sondagem SP6, dobras de arraste materializando pequenas falhas sub-verticais o que permite concluir que estes corredores também afectam a Formação Dolomítica, donde a interface entre os mármore e o dolomitos, para além de ondulada, também se deverá encontrar em degraus induzidos pelas discontinuidades ENE-WSW e NNW – SSE, atrás referidas e onde a variação vertical pode ser de várias

dezenas de metros (*i.e.* na pedreira FMP pode ser medido um rejeito vertical superior a de 30 metros, constitui um caso raro de quantificação da componente vertical num corredor de deformação NNW – SSE e apenas é possível porque esta pedreira apresenta uma exposição continua na vertical superior a 115 metros, desde a superfície até ao último piso em exploração).

A existência de duas fases de dobramento, igualmente observadas à superfície, permite reinterpretar as repetições de cores dos mármore ao longo das sondagens e, deste modo apresentar um corte geológico em concordância com as observações de campo, aplicando informações das várias sondagens (Fig. 5.25).

De acordo com o observado em pedreiras à escala mesoscópica, as variações colorimétricas dos mármore observadas nas sondagens, coadjuvadas por variações do ângulo entre a estratificação e o testemunho das sondagens, permitem interpretá-las como resultantes da interferência de dobramentos. O esquema que se apresenta obteve-se pela: 1) supressão dos acidentes verticais; 2) apenas se consideraram as variações mais significativas; 3) projectaram-se as sondagens num plano vertical imaginário perpendicular ao eixo da estrutura anticlinal maior e a SE dos últimos afloramentos de mármore. Como o eixo das dobras é mergulhante para cerca de 30° para SSE, esta projecção conduz a uma distorção da estrutura pois força a disposição no mesmo plano de alternâncias litológicas encontradas nas diferentes sondagens; deste modo o padrão que se observa na Fig. 5.25 e que sugere a presença de dobras redobradas poderia dever-se apenas o resultado do efeito da distorção. No entanto, este padrão que sugere uma fase de dobramento com planos axiais sub-horizontais redobrada por uma segunda fase com planos axiais subverticais está de acordo com os padrões observados, por exemplo, na pedreira “Mardino” – Lagoa, a NW da área em estudo (Fig. 5.20). Deste

modo, para fins de prospecção de mármore, estes padrões geométricos devem constituir uma hipótese de trabalho quando se analisam os dados recolhidos em sondagem.

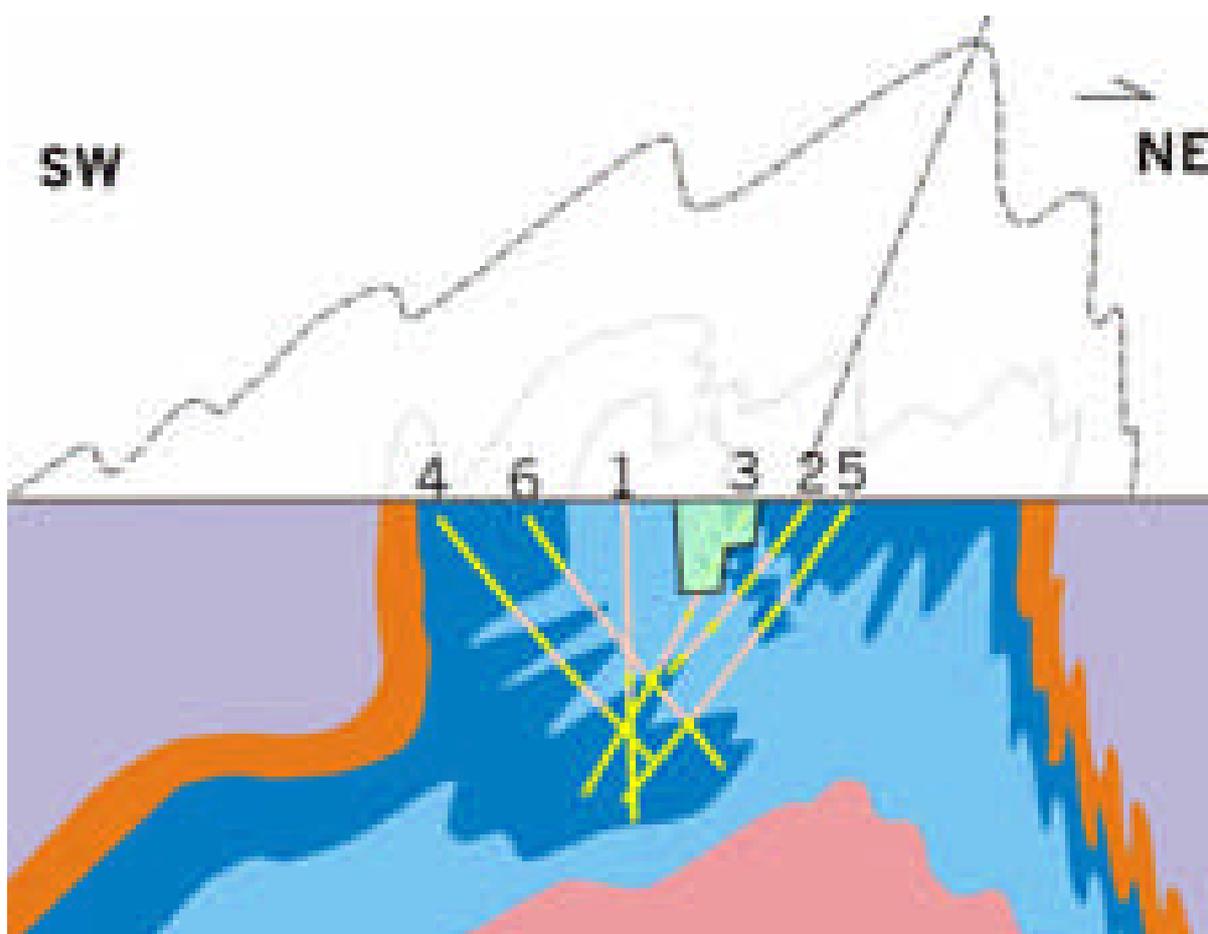


Fig. 5.25 – Corte esquemático e interpretativo para a área em estudo. 1 a 6 – Pontos de início das sondagens. A transparência a verde representa a pedreira da Empresa Marmetal Lda., Fonte da Moura Pardais (FMP).

Legenda: Roxo – Xistos e liditos; Cor-de-laranja – Metavulcanitos; Azul-escuro – Mármore predominantemente escuro e/ou com alternâncias de metavulcanitos; Azul claro – Mármore predominantemente claro e, Cor-de-rosa – Formação Dolomítica. Nas sondagens o amarelo corresponde a intercepção de mármore escuro e o cor-de-rosa corresponde a intercepção de mármore claro. O tracejado mais grosso representa a estrutura anticlinal de segunda fase com indicação do plano axial e sentido de transporte. O polígono translúcido a verde representa a corta da pedreira Marmetal – Fonte da Moura, Pardais.

Pela informação recolhida nas sondagens é possível afirmar que existe mármore com interesse comercial até profundidades superiores a 400 metros¹⁴. Como seria de esperar, existe uma heterogeneidade na distribuição dos diferentes tipos de mármore ao longo das sondagens, concorrem para que isto aconteça, factores como a variação lateral e vertical de fácies, espessamentos e adelgaçamentos tectónicos (em zonas de charneira e de flanco, respectivamente), influência de deslocamentos de diferente natureza, como sejam deslocamentos tangenciais ou falhas frágeis.

A ausência de fracturas só por si não é condição suficiente para se obterem blocos comerciáveis de elevado valor, uma vez que, nem sempre um bom dimensionamento blocométrico é acompanhado pela homogeneidade dos mármore e estes dois parâmetros (dimensão e homogeneidade) são, em suma, os condicionadores de qualquer exploração de rochas ornamentais.

¹⁴ Mais de três vezes do que a profundidade da pedreira Marmetal – Fonte da Moura – Pardais (± 120 m), onde se desenvolveu a segunda campanha de sondagens, no âmbito do projecto.

5.6 Selecção do volume alvo para a instalação da exploração subterrânea piloto de mármore no anticlinal de Estremoz.

O plano de trabalhos para a fase seguinte previa, obrigatoriamente, a execução de sondagens orientadas para um “volume alvo” e, realizadas a partir do fundo de uma das pedreiras existentes. Assim, em função dos resultados anteriormente expostos, para indicação de uma área a prospectar levaram-se em consideração os seguintes aspectos:

- 1) Para SW e para NE é mais provável a existência de corredores de deformação (bandas de cisalhamento) responsáveis por variações bruscas na qualidade comercial do mármore;
- 2) O mergulho do eixo da estrutura anticlinal para SE, permite antever a sua continuidade neste sentido, muito provavelmente com possanças semelhantes às medidas em sondagem;
- 3) Existem filões doleríticos de atitude geral NE-SW, subverticais, que, por um lado estão associadas a uma fracturação e uma recristalização local do mármore e, por outro separam blocos onde, quase sempre, o bloco situado a SE desce em relação ao bloco a NW. Estes filões apresentam forma de jazida lentiforme vertical com início e terminação em cunha e algo imprevisível, quer horizontal quer verticalmente, como aconteceu na sondagem SP6 onde, em profundidade, se interceptou uma zona com filões doleríticos na divisória entre as pedreiras Marmetal e Galrão/Cochicho;
- 4) Não se pode à partida excluir uma variação lateral de fácies no sentido NW-SE, para explicar que a massa expectável de mármore seja muito inferior ao que seria de esperar. Se bem que localmente

sejamos de opinião que isto possa acontecer, sabemos que regionalmente as estruturas prolongam-se para SE e neste sentido, onde afloram estruturas anticlinais relacionáveis com o anticlinal de Estremoz (estrutura de Ferrarias, por exemplo) o complexo vulcano sedimentar carbonatado que aí se observa apresenta uma espessura reduzida a poucas dezenas de metros e os seus materiais carbonatados não têm qualquer valor comercial (bancadas, raramente com um metro de espessura, fracturados e com componente detrítica elevada). Deste modo a sequência de Ferrarias poderia ser constituída por séries estratigraficamente superiores às encontradas no anticlinal de Estremoz, e assim poderia representar um sinclínrio contendo formações devónicas, em nada comparáveis às sequências de Estremoz.

À partida, as considerações de índole geológica, apontavam para que os trabalhos futuros (sondagens, caracterização petrográfica e estado de fracturação) se iniciassem a partir do piso mais profundo da pedra “Galvão/Cochicho” e visassem a continuidade da exploração em subterrâneo no sentido SE. No entanto, não aconteceu assim. Devido essencialmente a questões relacionadas com a propriedade dos terrenos mas também com a segurança, acessibilidade e interesse dos industriais, a escolha recaiu sobre a Pedreira de Empresa Marmetal Lda., licenciada com a designação Fonte da Moura Pardais (FMP), imediatamente a NW da primeira escolha. Esta decisão envolveu todos os intervenientes do projecto e os industriais do sector directamente envolvidos (todos aqueles cujas sondagens haviam perfurado os seus terrenos).

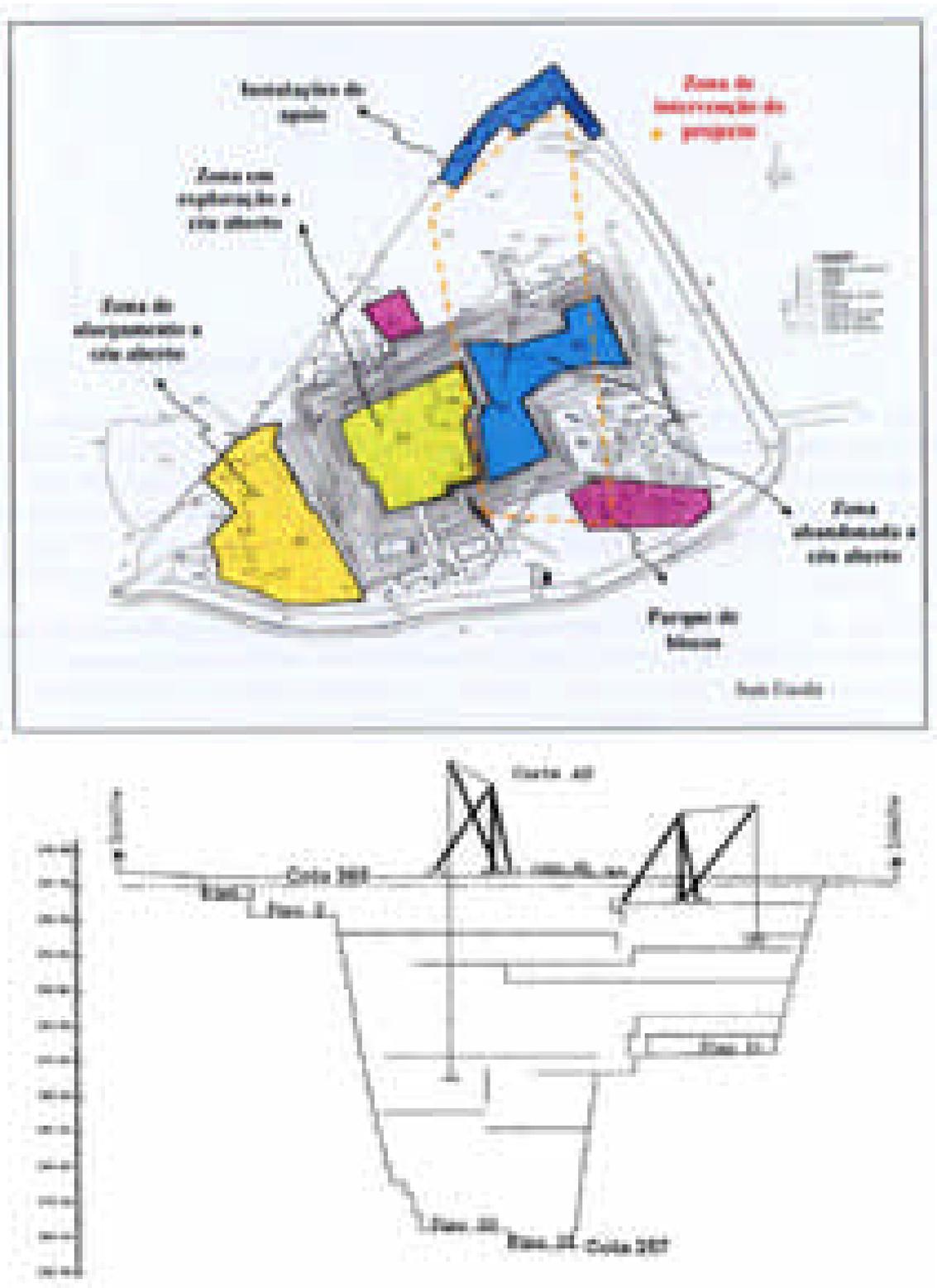


Fig. 5.26 – Em cima: Zona de intervenção do projecto. Em baixo, perfil topográfico da pedra seleccionada, à data da realização das sondagens FMP 1-4. Presentemente já se desenvolvem trabalhos de exploração no Piso 23. Adaptado de Gama *et al.*, (2000).

A partir dos resultados obtidos nas sondagens e em observações nas pedreiras, seleccionou-se uma área para estudo de pormenor (Fig. 5.26). Aqui realizaram-se quatro sondagens (FMP1 – 4 na Fig. 5.9) com o propósito de conhecer detalhadamente a estrutura geológica e as variedades de mármore que se irão encontrar no avanço da exploração subterrânea. As colunas litológicas obtidas nestas sondagens foram rebatidas para a horizontal e projectadas na planta da pedreira à cota da boca das sondagens (Fig. 5.27).

Os estudos geológicos incidiram essencialmente sobre a componente estrutural optimizando-se, para o local, o modelo global decorrente dos estudos de carácter geral.

Para melhor se visualizarem as estruturas definidas pelos mármore entre as sondagens FMP1 e FMP2, simulou-se a três dimensões uma superfície fictícia que representa a variação da estratificação entre as duas sondagens. O resultado obtido encontra-se na Fig. 5.28. Deste gráfico pode-se prever o comportamento heterogéneo da deformação, sugerindo-se mesmo o desenvolvimento de bandas de cisalhamento marginadas pelos flancos mais estirados das dobras mesoscópicas representadas.

Numa tentativa de quantificar as variedades de mármore encontradas inferiram-se, a partir dos dados levantados nas sondagens, mapas geológicos respectivamente à cota da boca dos furos, 4 metros acima e 12 metros abaixo (Fig. 5.29).

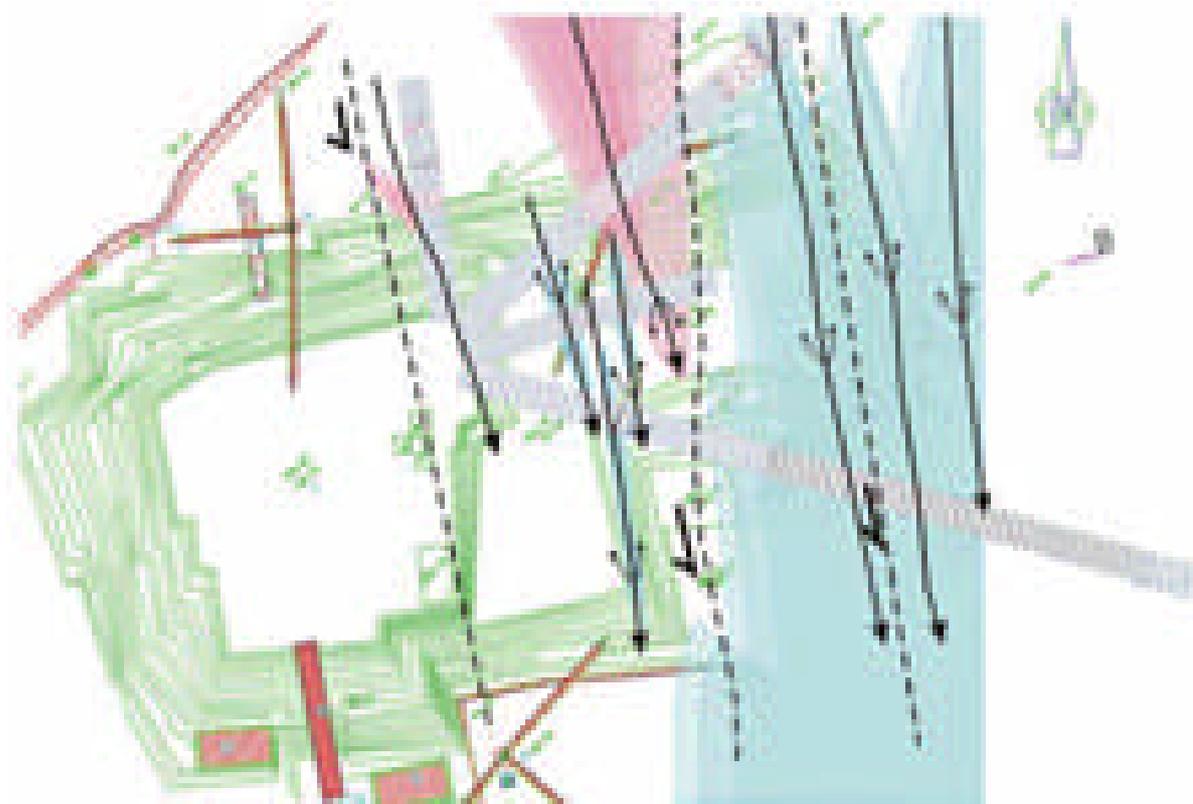


Fig. 5.27 – Esquema da pedra com implantação dos logs das sondagens FMP1 a FMP4. Neste esquema podemos ainda observar a disposição das principais estruturas anticlinais (\curvearrowright), sinclinais (\curvearrowleft) e bandas de cisalhamento (- - -); para além dos contornos geológicos a várias cotas (individualizados adiante na Fig. 5.29).

| | Família 1P | Família 2P | Família 3P | Família 4P |
|------------------------|------------|------------|------------|--------------|
| Nº de fracturas | 101 | 67 | 97 | 52 |
| Plano médio | N23°W, 90° | N78°E, 88° | N7°E, 58°E | N38°E, 13°SE |
| Variância | 0.835 | 0.467 | 0.045 | 0.501 |

Tabela 5.6 – Características das famílias de fracturas identificadas nas 4 sondagens realizadas na área piloto (FMP1, FMP2, FMP3 e FMP4) e na pedra Fonte da Moura.

Tal como no caso das sondagens SP, os estudos de fracturação basearam-se em dados colhidos nas frentes da pedreira da Marmetal e nos testemunhos das sondagens que serviram para melhor caracterizar a fracturação. Foi possível individualizar 4 famílias de fracturas, cujas características principais se apresentam na Tab. 6.4. Relativamente ao estudo das fracturas na área local, aparece uma nova família – 2P, aliás já esperada nas outras, ver discussão atrás). Comparativamente ao que acontecia anteriormente, refira-se que as fracturas não classificadas em famílias representam apenas cerca de 29% da totalidade das fracturas levantadas.

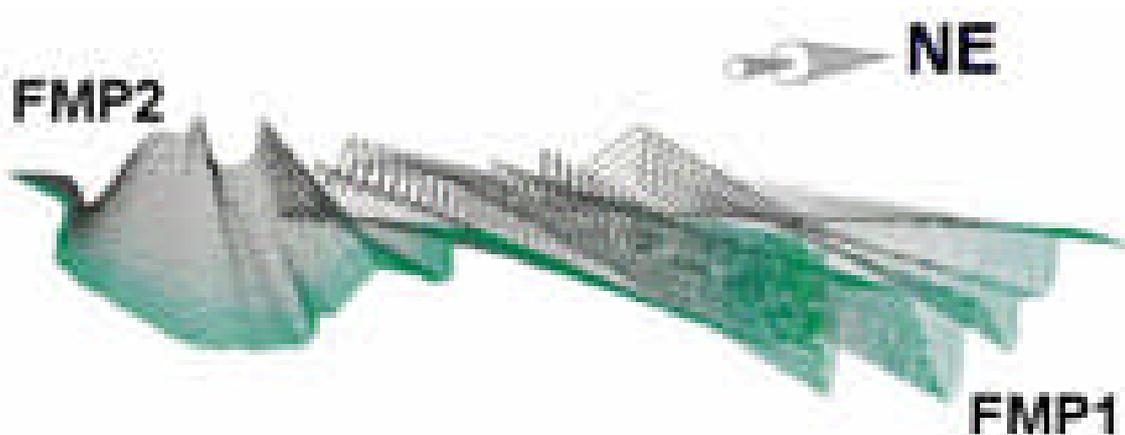


Fig. 5.28 – Interpolação da variação da estratificação entre as sondagens FMP1 e FMP2. O ponto de vista do observador encontra-se a SE e a estrutura está inclinada cerca de 20° para SE, de acordo com a inclinação dos eixos das dobras medidos nas sondagens e no terreno.

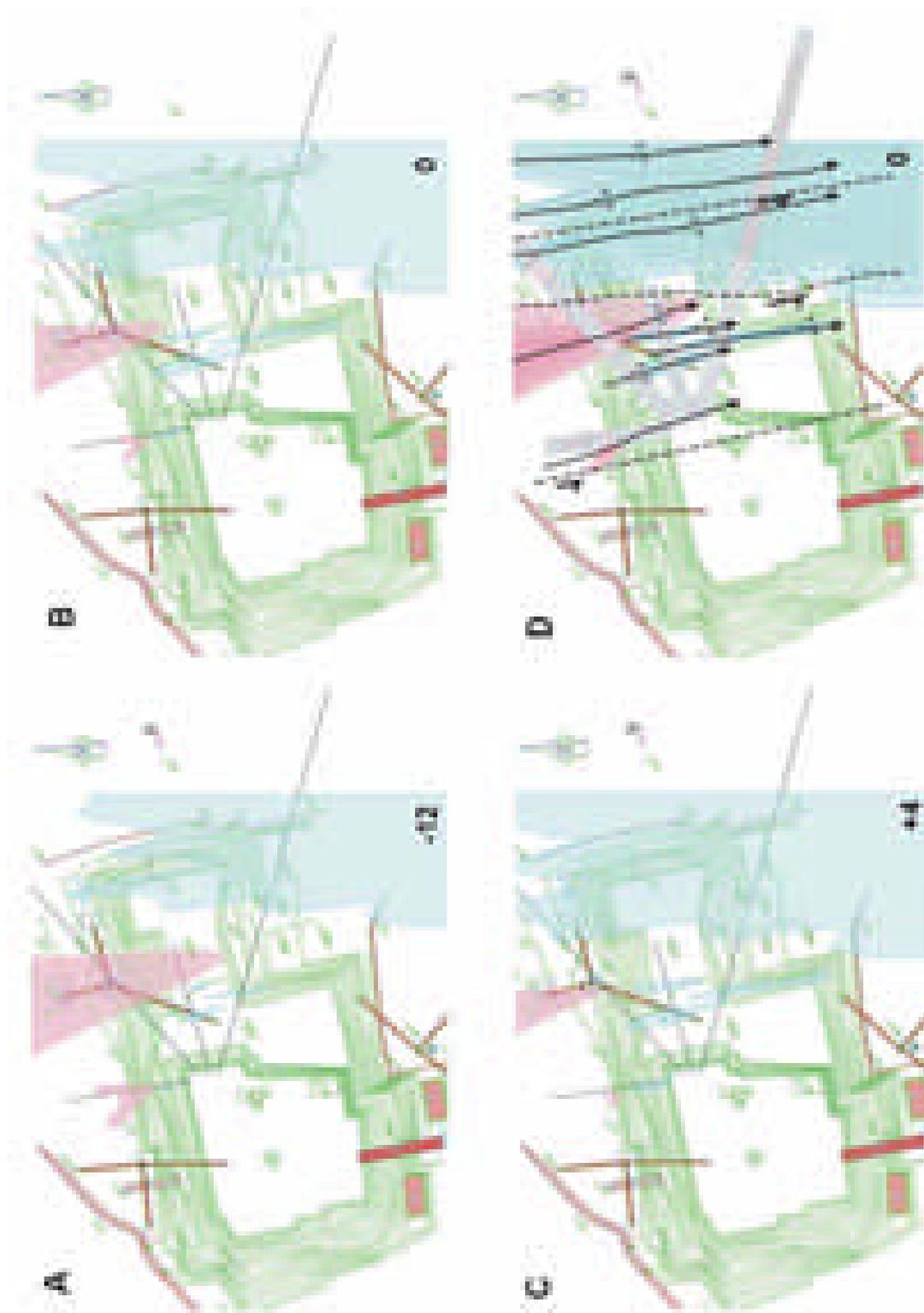


Fig. 5.29 – Mapas geológicos a diferentes cotas. A – 12 metros abaixo da boca dos furos das sondagens; B – à cota da boca dos furos; C – 4 metros acima da boca dos furos e, D – projecção dos três mapas anteriores no mesmo plano, dos logs das sondagens e das estruturas determinadas para o volume em estudo.

Na figura 5.30 apresenta-se a cartografia dos valores das densidades lineares de fracturação estimados por krigagem, para as cotas de abertura da possível exploração piloto.

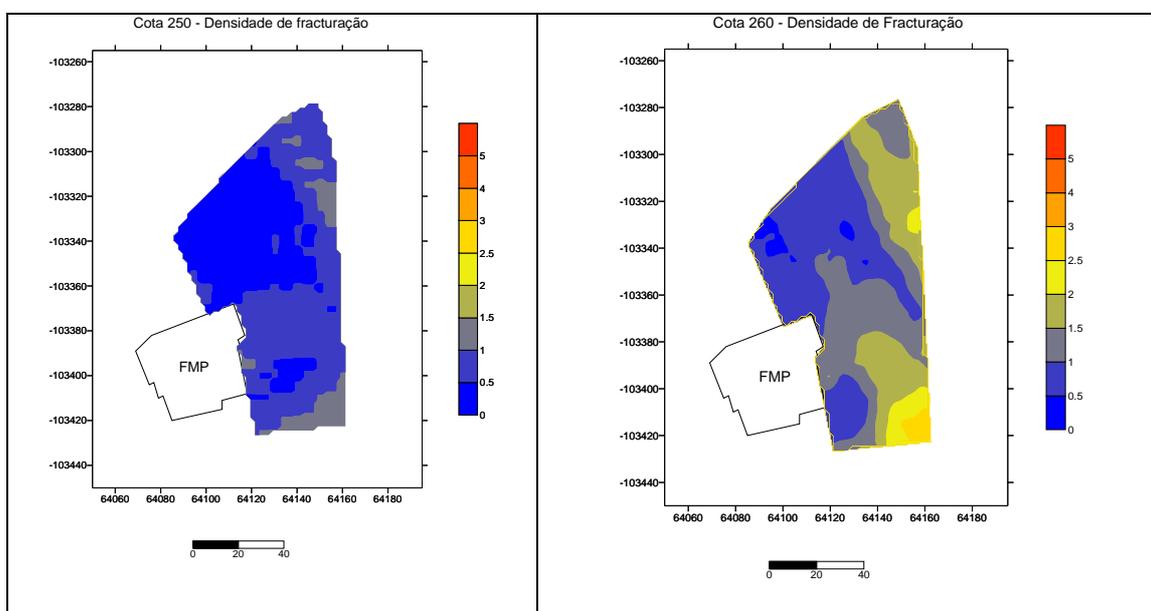


Fig. 5.30 – Cartografia da densidade linear de fracturação em dois níveis na área piloto. Estes gráficos foram elaborados, no âmbito do projecto, pelo Prof. Dr. Jorge de Sousa, do Instituto Superior Técnico.

Da análise da Fig. 5.30 e de todos os dados existentes, verifica-se que a área apresenta densidades de fracturação bastante favoráveis, embora localmente apareçam zonas intensamente fracturadas.

5.7 Projecto de Execução

Como se referiu atrás, o objectivo último deste projecto seria a instalação de uma pedreira subterrânea piloto. A nossa contribuição consistiu no desenvolvimento de um modelo geológico – estrutural elaborado de acordo com as observações efectuadas. Paralelamente fizeram-se estudo de análise microscópica no intuito de caracterizar a esta escala os mecanismos de deformação que actuaram sobre o Complexo Vulcano-sedimentar-

carbonatado de Estremoz. A existência de uma linha de amostragem contínua (sondagem) constitui uma observação privilegiada e permite uma selecção, por observação macroscópica, de determinados aspectos que podem definir e controlar mecanismos de deformação a investigar ao microscópio. Estes estudos foram apresentados e discutidos no Capítulo 4 e por isso a eles aqui não fizemos referência.

Este projecto pioneiro que juntou com um objectivo comum engenheiros, engenheiros geólogos, geólogos e economistas de várias escolas portuguesas, além de constituir um exemplo único mesmo a nível internacional, culminou em sucesso com a apresentação do projecto de execução.

A nossa contribuição, como referimos, limitou-se à componente geológica, mas o projecto era muito mais do que isso e, como tal e porque este capítulo não ficaria completo se aqui não fizessemos referência apresentamos em seguida as principais conclusões alcançadas (Gama *et al.*, 2000). Assim foram devidamente caracterizados os seguintes itens:

- A qualidade e quantidade da rocha a extrair;
- As respectivas propriedades de resistência mecânica e de deformabilidade que condicionam a estabilidade das cavidades a abrir;
- As dimensões consideradas mais apropriadas para tais cavidades e para os pilares que as separam (investigada através de modelação);
- As necessidades de suportes artificiais mais necessárias para garantir a estabilidade dessas aberturas;
- Os métodos de extracção mais aconselháveis para a respectiva exploração;
- Os correspondentes calendários de execução dos trabalhos de produção;

- Os principais impactes ambientais desta actividade e as formas de os minimizar;
- Os recursos humanos e materiais exigidos pelo projecto;
- As medidas de segurança, higiene e saúde necessárias aos trabalhadores envolvidos nessas operações;
- As incidências económicas desses trabalhos, dentro do cronograma de produção considerado mais ajustado ao empreendimento;
- A previsão da viabilidade económica do projecto.

Deste modo pode-se concluir que se alcançou um nível de conhecimentos requeridos pela moderna exploração subterrânea de recursos geológicos, tal como se encontra esquematizada na Fig. 5.2. O local escolhido para o início da exploração está figurado na Fig. 5.31.

A apresentação pública das conclusões do projecto foi feita em 2001 (Costa *et al.*, 2001) no local mais adequado para se realizar: “Congresso Internacional da Pedra Natural, Associação Industrial Portuguesa / Feira Internacional de Lisboa”. Ai se refere que a utilização dos métodos apropriados de projecto de cavidades subterrâneas é baseada numa adequada caracterização geomecânica, seguida do dimensionamento e da competente execução, constituindo factores primordiais na viabilidade técnico-económica destes empreendimentos.

Como método de exploração escolheu-se o clássico “câmaras e pilares”, tendo-se realizado estudos de modelação e análise numérica de modo a dimensionar correctamente os desmontes. Investigaram-se várias situações no intuito de avaliar a distribuição das tensões no maciço, especialmente para detectar onde ocorrem tracções na rocha e como as mesmas podem ser minoradas através de modificações nas dimensões das cavidades a criar.

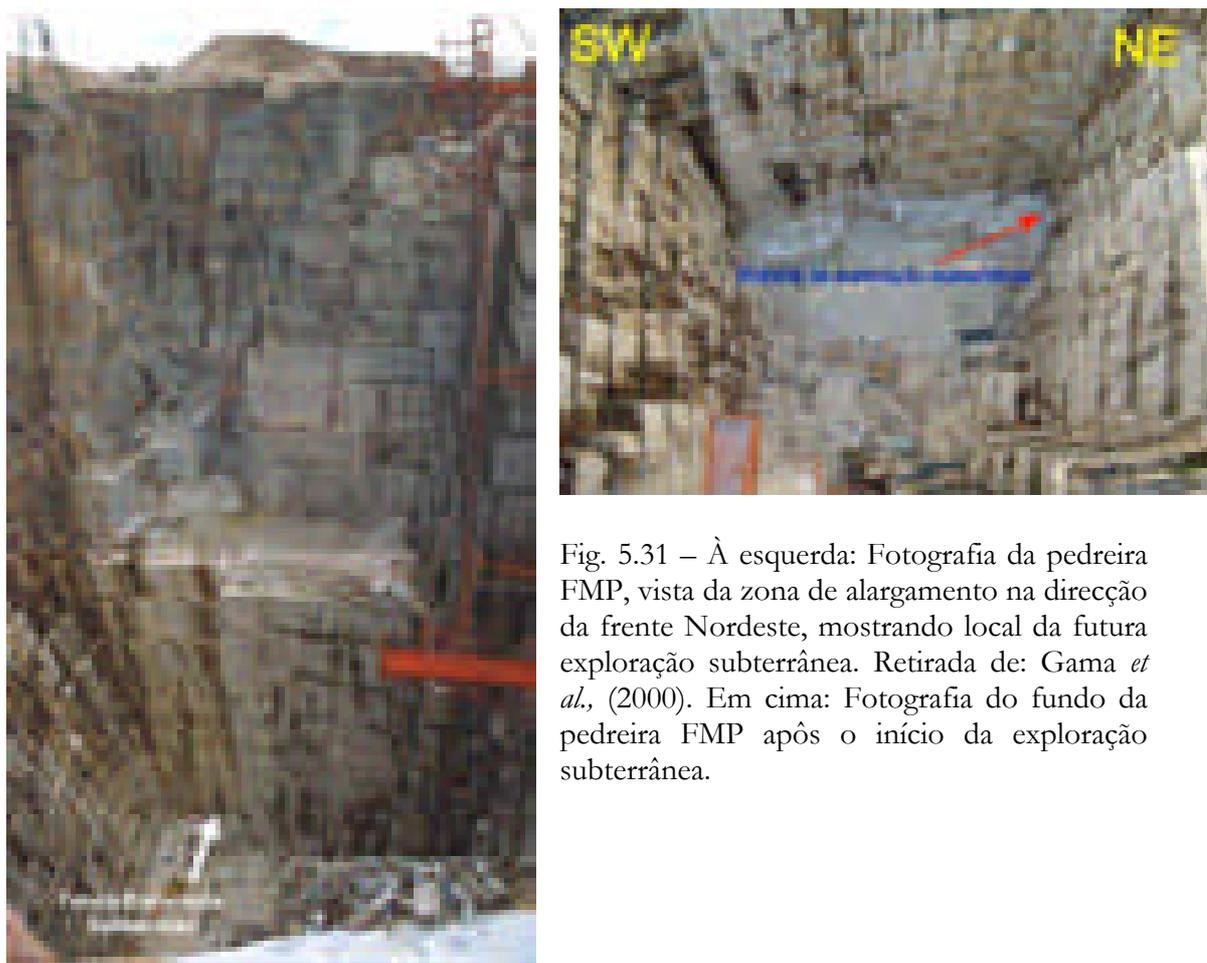


Fig. 5.31 – À esquerda: Fotografia da pedreira FMP, vista da zona de alargamento na direcção da frente Nordeste, mostrando local da futura exploração subterrânea. Retirada de: Gama *et al.*, (2000). Em cima: Fotografia do fundo da pedreira FMP após o início da exploração subterrânea.

O estudo foi projectado para 12 anos de exploração e com uma seqüência de exploração com 3 pisos (Fig. 5.32).

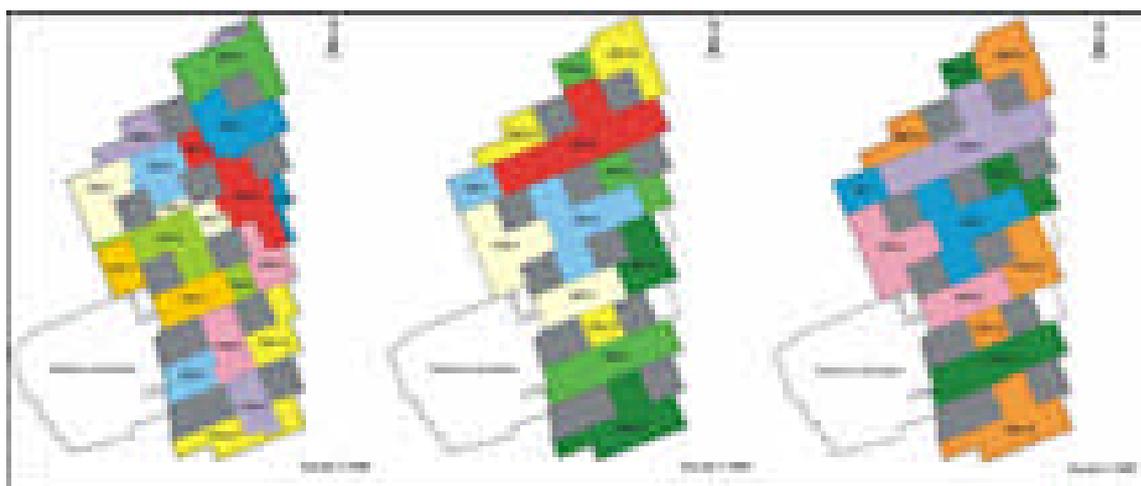


Fig. 5.32 – Planta de pormenor da seqüência de desmonte do 1º, 2º e 3º piso.

Obviamente que os custos de um projecto desta envergadura variam com o grau de mecanização e com a capacidade produtiva. Como, apesar de tudo, a rocha ornamental explorada na pedreira FMP não oferece problemas de comercialização devido à forte procura que tem, criaram-se vários cenários para exploração com taxas de recuperação variáveis e respectivos volumes comercializáveis por ano (Quadro 5.6).

Estimaram-se igualmente três situações de preço médio de venda e consoante a taxa de recuperação, obteve-se um conjunto de receitas, a partir dessas receitas podem-se determinar os índices de rentabilidade do projecto. Os aspectos mais significativos da análise económica revelam que o período de recuperação de capital varia entre 4 e 12 anos desde o cenário mais optimista ao mais pessimista. Os valores actuais líquidos distribuem-se em função crescente do preço de venda e a taxa interna de retorno de acordo com os critérios adoptados varia entre 56% e 2% (Gama *et al.*, 2000).

| Cenário | Optimista | Equilibrado | Conservador | Pessimista |
|----------------------------|-----------|-------------|-------------|------------|
| Taxa de Recuperação | 60% | 50% | 40% | 30% |
| Ano 1 e 2 | 1458 | 1215 | 972 | 729 |
| Ano 2 a 10 | 4572 | 3810 | 3048 | 2286 |
| Ano 11 e 12 | 6222 | 5185 | 4148 | 3111 |

Quadro 5.7 – Cenários da exploração com taxas de recuperação variáveis e respectivos volumes comercializáveis por ano.

Como corolário, podemos mostrar que a exploração piloto já se iniciou (Fig. 5.33) e, embora ainda seja cedo para tirar elações no que concerne às previsões do plano de execução, as perspectivas são optimistas pois o mármore que se tem extraído é de boa qualidade e corresponde às variedades previstas. Uma última nota relaciona-se com o acompanhamento da exploração que por motivos que nos ultrapassam, essencialmente

económico/políticos, já não está a ser realizado pelos investigadores envolvidos no projecto.

Acima de tudo, pela nossa parte, esperamos com este projecto ter contribuído para um melhor conhecimento de toda a metodologia necessária de modo a facilitar as futuras aplicações à exploração subterrânea de mármore em Portugal, em particular no Anticlinal de Estremoz (Fig. 5.34) onde as inúmeras variedades de mármore extraído (Fig. 5.35) satisfazem os mais exigentes gostos pessoais.



Fig. 5.33 – Dois aspectos da exploração subterrânea na pedreira FMP em Fevereiro de 2003. A entrada da galeria situa-se a -115 metros da superfície e toda a maquinaria é operado por um único trabalhador. À direita pode-se ver a roçadora que executa os cortes que permitem o avanço da galeria.



Fig. 5.34 – Adaptação, para fins de consulta e localização, do “Mapa Geológico do anticlinal de Estremoz” – Instituto Geológico e Mineiro, 1997.

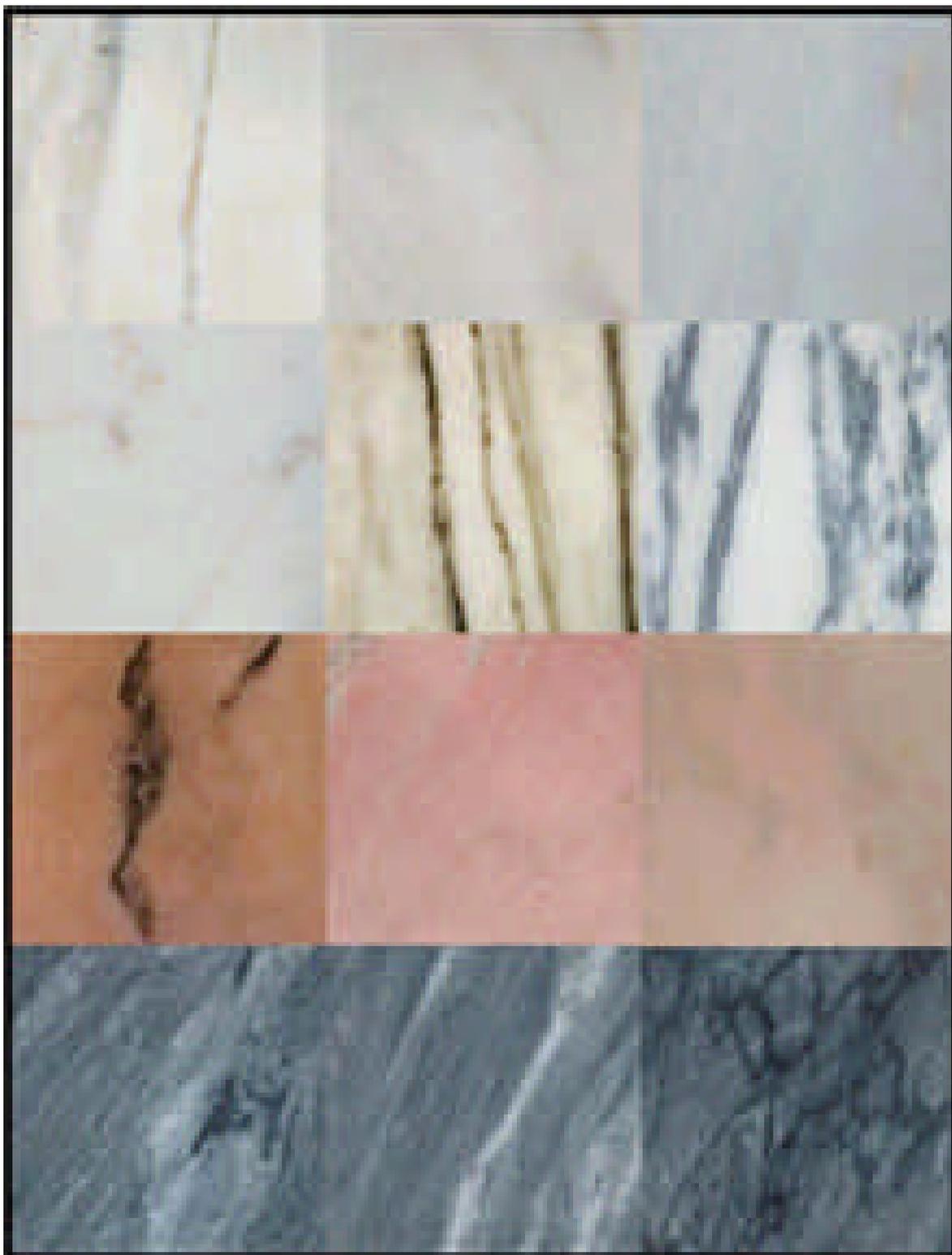


Fig. 5.35 – Alguns tipos de mármore aqui representados em chapa polida. Em cima “brancos”, 2^a linha – branco, vergado e “pele de tigre” (azul e branco), 3^a linha – “rosas” com e sem vergada e, em baixo três amostras da variedade “ruivina”. A referência por variedades, bem como a descrição petrográfica e a caracterização físico-química-mecânica pode ser encontrada no Catálogo de Rochas Ornamentais – I.G.M. (Vol. I, 1983 e Vol. II, 1984, e 2^a ed. 1992), no CD-ROM “ICONS 2000” (Variograma, 2000) e *on-line* em:

http://www.igm.pt/almanaque/rochas_orn/ornabase/ornabase.aspx

6. APLICAÇÃO DE FUNDAMENTOS E DADOS DE NATUREZA ESTRUTURAL E TECTÓNICA, AO CASO DA EXPLORAÇÃO DE GRANITOS NO MACIÇO ÍGNEO DE MONFORTE – SANTA EULÁLIA

No que concerne à exploração de granitos para fins ornamentais, o contributo do geólogo estrutural processa-se de forma ligeiramente diferente da que se aplica no caso da exploração de mármore. De facto, os objectivos últimos são os mesmos, ou seja a exploração económica de um recurso natural, traduzida em exploração de granitos para fins ornamentais.

Os aspectos mais importantes a ter em conta, são:

1. Caracterização do limite geológico e natureza do contacto com o encaixante; este factor é influenciado pelo nível crustal a que se deu a instalação do batólito (Fig. 6.1);
2. Definição dos diferentes tipos petrográficos existentes e respectiva cartografia;
3. Detecção de encraves e respectiva cartografia (Fig. 6.1). Os encraves são mais frequentes junto do encaixante mas também ocorrem nos limites entre diferentes tipos petrográficos dentro do batólito. Este aspecto ocorre e tem importância na definição da jazida explorável como rocha ornamental, no Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália, e;
4. Cartografia e determinação qualitativa e paramétrica das famílias de diaclases e fracturas presentes nas superfícies aflorantes. Os parâmetros mais importantes a quantificar serão o espaçamento entre fracturas de cada família, respectivo comprimento, abertura e tipo de preenchimento quando existe.



Fig. 6.1 – Esquemas ilustrativos das relações entre os batólitos intrusivos e a profundidade de instalação dos mesmos. Da esquerda para a direita a profundidade de instalação e arrefecimento aumenta. Quanto mais superficialmente se der a intrusão tanto mais discordantes serão os encaixes entre o maciço e o encaixante. Adaptado de Raymond (2001).



Fig. 6.2 – Aspecto de um enclave de metacherte precâmbrico, no granito róseo (G0) do Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália. Bloco extraído da Pedreira “Forte Rosa” da empresa “Granitos de Maceira” em Monforte.

A partir destes dados é possível elaborar um modelo tridimensional da jazida que é entregue ao engenheiro com vista à elaboração do “Projecto de Execução”, onde serão levados em conta outros parâmetros que ultrapassam o âmbito da presente tese.

Sublinhamos mais uma vez que o interesse de um batólito granítico como produtor de rochas ornamentais é definido por factores geológicos, geotécnicos, estéticos e económicos que o caracterizam. Não basta que exista massa mineral em grande quantidade, é também indispensável que a

conjugação dos referidos factores determine o sucesso comercial da sua exploração. As condicionantes económicas na exploração de rochas ornamentais não serão aqui tratadas mas recordemos que, em grande parte dependem das condicionantes geológicas.

Já em data posterior à publicação do artigo de Lopes *et al.* (1997), Taboada *et al.* (1999) apresentaram um método para a avaliação da qualidade de uma pedreira de granitos. O método qualitativamente objectivo utiliza os seguintes parâmetros de qualidade: *fabric*; *schlieren*, orientação dos encraves; microfracturas; fracturas primárias e fracturas secundárias. A partir destes parâmetros é possível elaborar um “índice de qualidade”. Este índice obtém-se através duma função linear de variáveis independentes que se seleccionam com base na sua capacidade discriminatória, ou seja na sua influência na qualidade da amostra (Taboada *et al.*, 1999). As informações fornecidas pelas variáveis independentes são analisadas como um todo de modo a obter-se um determinado coeficiente que avalia o maciço em termos de qualidade na produção de rocha ornamental. Obviamente o peso atribuído a cada variável influenciará aquele índice de qualidade. Uma metodologia para avaliar este índice está detalhadamente explicada em Taboada *et al.*, (1999).

A existência de maciços graníticos na Zona de Ossa – Morena fez com que, desde há longa data, estes tenham sido alvo para prospecção e, constituído zonas de exploração de rochas ornamentais, para além obviamente, do seu interesse como fornecedores de materiais de construção desde a mais remota Antiguidade.

De todos os maciços ígneos que ocorrem nos sectores da Zona de Ossa – Morena em estudo (a saber: Pavia – Vimeiro, Ervedal, Fronteira, Monforte – Santa Eulália, Campo Maio, Alter do Chão, Elvas, Vale de Maceira, Veiros e Pêro Lobo) apenas persistem explorações de relevo no Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália (Fig. 6.3). Este maciço subvulcânico (Gonçalves,

1972; Lopes, J. M. C., 1989) dispõe-se em estrutura anelar (Oliveira, 1975) onde se distingue um anel externo de granitos róseos (G0) e três anéis de granitos cinzentos dispostos concentricamente. Do exterior para o interior temos o G1 – textura média e tendência porfiróide; G2 – textura granular média, e G3 – textura granular fina, este último apresenta-se sempre muito alterado e sem qualquer interesse para fins de rocha ornamental. Registe-se ainda a ocorrência de um anel descontínuo de rochas gabro – dioríticas incluído no anel G0. É neste anel que se situa a exploração de dioritos da empresa “Granital” referida no Cap. I.

O anel G0 de granitos róseos é o mais procurado pelos padrões estéticos que apresenta, no entanto é também o mais heterogéneo. Na (Fig. 6.6) podemos observar o aspecto em chapa polida de alguns tipos petrográficos explorados em várias pedreiras. O facto de os granitos deste anel serem os mais procurados foi decisivo para aí se desenvolverem os projectos de “Caracterização Petrográfica e Estrutural” de colaboração com o Instituto Geológico e Mineiro, em que trabalhamos com J. Carrilho Lopes (Departamento de Geociências da Universidade de Évora – Lopes, J. M. C. & Lopes, L. 1996, e Lopes, L. & Lopes, J. M. C. 1997) em áreas previamente seleccionadas por Victor Lisboa (Instituto Geológico e Mineiro).

A metodologia utilizada consistiu em várias fases, iniciando-se pela selecção de afloramentos a partir da identificação em fotografia aérea de caos de blocos de dimensão apreciável. Isto porque um dos grandes condicionamentos na exploração de rochas ornamentais se prende com a recuperação económica do investimento inicial. A inexistência de caos de blocos é um indicador da presença de granito alterado e mesmo na dependência de caos de blocos de dimensão razoável, foram determinadas, no âmbito dos projectos e através de sondagens eléctricas, espessuras de alteração até 12 metros de profundidade. O estudo dos solos graníticos residuais do

Alentejo foi recentemente investigado em Duarte (2003), aí o leitor pode encontrar a adequado desenvolvimento para este assunto.

Identificadas as áreas para estudo de pormenor, executaram-se “*scan lines*” (linhas de observação) ortogonais e oblíquas às principais famílias de fracturas presentes em cada afloramento. Deste modo podíamos garantir que as nossas *scan lines* intersectavam o maior número de fracturas e diaclases existentes no afloramento. O mapeamento e posterior análise estatística permitiram determinar para cada local um “*índice de qualidade*” referido como o volume expectável de um bloco de granito que aí seria explorado. Por fim os locais mais favoráveis foram seleccionados para reconhecimento em profundidade através de sondagens com recuperação de testemunho (Lopes *et al.*, 1997).

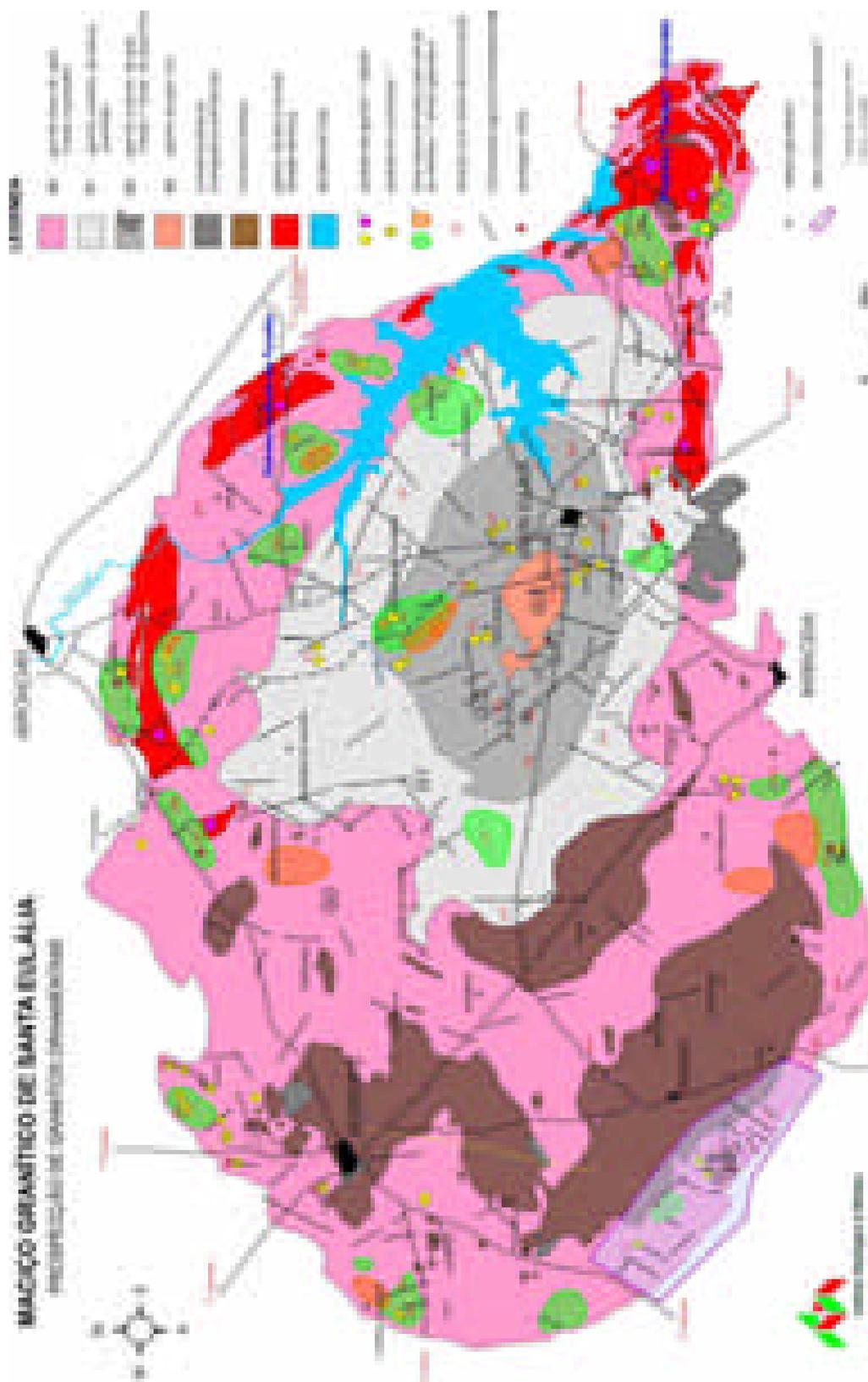


Fig. 6.3 – Mapa geológico do Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália com indicação das áreas alvo para os vários estudos que se fizeram. Mapa não publicado, IGM – DPRMNM (1997), elaborado a partir de Gonçalves (1971), Gonçalves *et al.* (1972) e Oliveira (1975).

O principal objectivo destes projectos era identificar locais privilegiados para a instalação de novas pedreiras no maciço. Pensamos que o propósito foi superado pois, foi possível localizar uma área excelente sob todos os parâmetros analisados (fracturação, ausência de encrave, qualidade do granito em termos petrográficos – não alterado homogéneo e isotrópico; e colorimétrico – “rosa forte” (Fig. 6.6). Os resultados foram apresentados sob a forma de artigo em:

LOPES, J. M. C., LOPES, L. & LISBOA, J. V (1997) – Caracterização petrográfica e estrutural dos granitos róseos do complexo plutónico de Monforte – Santa Eulália (NE – Alentejo, Portugal), *Estudos Notas e Trabalhos*. Inst. Geol. Min., tomo 39, pp. 141 – 156. Lisboa¹.

Os principais resultados alcançados são expostos em seguida, mas não dispensam a consulta integral do artigo para serem melhor compreendidos:

Em função dos critérios de selecção adoptados – homogeneidade petrográfica e valores mais favoráveis dos parâmetros estatísticos da fracturação – concluiu-se pela selecção de áreas correspondentes a duas das sondagens (S3 e S7), como aquelas que apresentam melhores condições para eventual exploração de rocha ornamental. Salienta-se o facto importante de aí ocorrerem volumes consideráveis de litótipos (homogéneos) muito valorizados comercialmente: rosa avermelhado (RAV²) e rosa acinzentado (RAC³) (Lopes & *et al.*, 1997).

A integração dos dados de superfície e de profundidade recolhidos neste estudo, indica que a probabilidade de ocorrência de encraves máficos (penalizadores da aptidão ornamental), em fácies graníticas, diminui com a

¹ Uma versão *on-line* pode ser consultada em:

http://www.igm.pt/edicoes_online/estudos/tomo39/artigo10.htm

² Estas designações referem-se a padrões definidos no contexto do artigo em referência.

³ Estas designações referem-se a padrões definidos no contexto do artigo em referência.

distância às manchas dioríticas (*s.l.*) cartografadas nas zonas N e SE do anel G0 – de acordo, aliás, com a sua provável génese a partir destas rochas – facto que apoia a maior qualidade petrográfica do quadrante SW (Monforte – Barbacena) e reforça a escolha dos afloramentos correspondentes a S3 e S7 (Figs 6.4 e 6.5). Outras duas sondagens (S5 e S6), realizadas em zonas próximas do contacto com corpos máficos, revelaram a influência que estas rochas exercem sobre a petrografia dos granitos. Destacam-se, a este respeito, o zonamento cromático de cristais de plagioclase (núcleos mais rosados) e, principalmente, a presença acessória de anfíbola (hornblenda) em fácies do granito G0. Tais aspectos, muitas vezes só observáveis em exame microscópico, demonstram a necessidade de obter, em fase de prospecção, caracterizações paragenéticas rigorosas das diferentes fácies graníticas (Lopes & et al., 1997).

A observação do conjunto de dados referentes às principais famílias de fracturas permite concluir que duas delas se repetem (azimutes 30-45° e 90-115°), nos diferentes afloramentos, registando-se variações significativas na atitude e densidade das restantes famílias. Tal dispersão deverá exprimir a conjugação de dois factores principais: geometria dos campos de tensão tradí-hercínicos e descompressão tridimensional resultante do processo erosivo. Os critérios de movimento expressos nalguns planos (estrias, depósitos de quartzo e fluorite, fendas de tracção e cisalhamento, etc.) indicam rotação na direcção de compressão máxima, de NE-SW para NNW-SSE, com componentes intermédias próximo da vertical. Daqui resulta, por exemplo, que fracturas com movimento (falha, ainda que com deslocamentos de pequena amplitude), inicialmente sinistróginas (NW-SE) passem a comportar-se como dextróginas durante os períodos de fracturação mais tardios. O carácter local da resposta à fracturação, ao nível do afloramento, não aconselha uma extrapolação das famílias de fracturas, para todo o maciço.

Ainda que o campo de tensões regional seja conhecido, são os factores locais (i.e. heterogeneidades petrográficas e proximidade ao encaixante) que determinam o modo de propagação de fracturas ao nível do afloramento (Lopes *et al.*, 1997).

Os critérios estruturais levados em conta na selecção dos locais de sondagem foram, por ordem decrescente de importância: espaçamento médio entre fracturas da mesma família e seu desvio padrão; número de famílias presentes; mediana, desvio padrão e distância média entre fracturas consecutivas; valor estimado da blocometria (sempre que o "levante"⁴ possa ser observado em afloramento). Como complemento destes parâmetros, importa ainda avaliar a ocorrência de grupos de fracturas (agrupamento) e a distância entre estes; um elevado número de fracturas agrupadas poderá não inviabilizar uma exploração, desde que a distância entre os grupos seja suficientemente elevada. Por fim conclui-se que ainda se podem melhorar os trabalhos de prospecção recorrendo a sondagens/perfis geo-eléctricos, no intuito de quantificar os volumes da capa de alteração superficial e assim aumentar o número de áreas favoráveis no anel G0, já que a capa de alteração superficial poderá ser, nalgumas zonas, suficientemente fina para permitir a prospecção das massas graníticas (Lopes *et al.*, 1997).

Para além da supracitada publicação, os resultados do projecto foram divulgados em reuniões científicas e empresariais da especialidade, com vista a sensibilizar os meios industriais do sector das rochas ornamentais. De facto, locais apontados no artigo, poderiam constituir unidades extractivas, importantes para nós (e seguramente para o Instituto Geológico e Mineiro também) e a sua entrada em funcionamento seria por nós entendida como recompensa pelo esforço desenvolvido.

⁴ Espaçamento medido na vertical entre descontinuidades sub-horizontais.

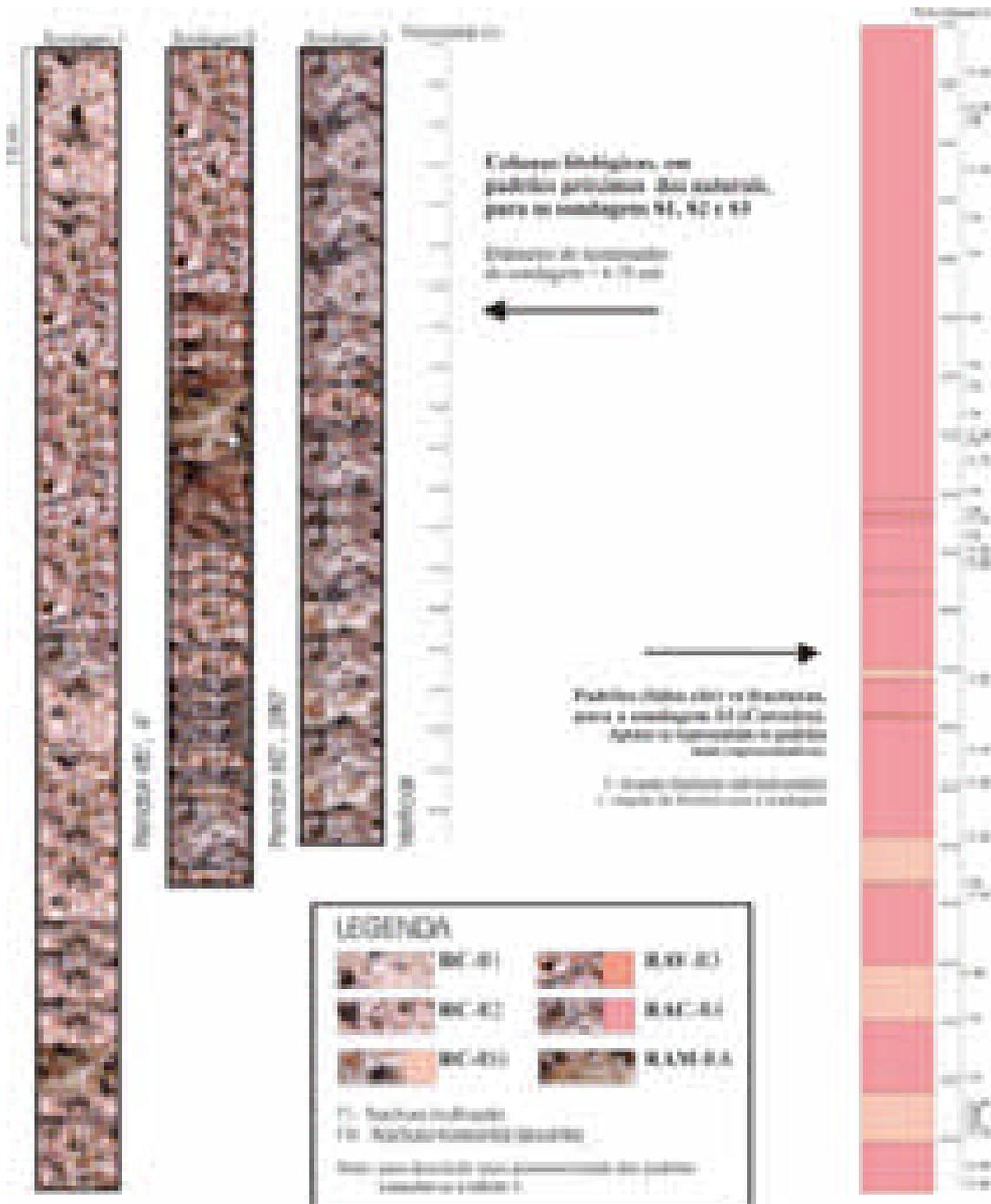


Fig. 6.4 – Logs de algumas das sondagens realizadas no Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália. À esquerda os padrões cromáticos que preenchem os logs correspondem aos definidos em função da heterogeneidade verificada nos testemunhos das sondagens. Na legenda estão enumerados os principais padrões e à direita representa-se um exemplo com os padrões identificados pelo código de cor que lhe foi atribuído e as fracturas que se observaram nesta sondagem (S3). Figura adaptada de Lopes *et al.* (1997).

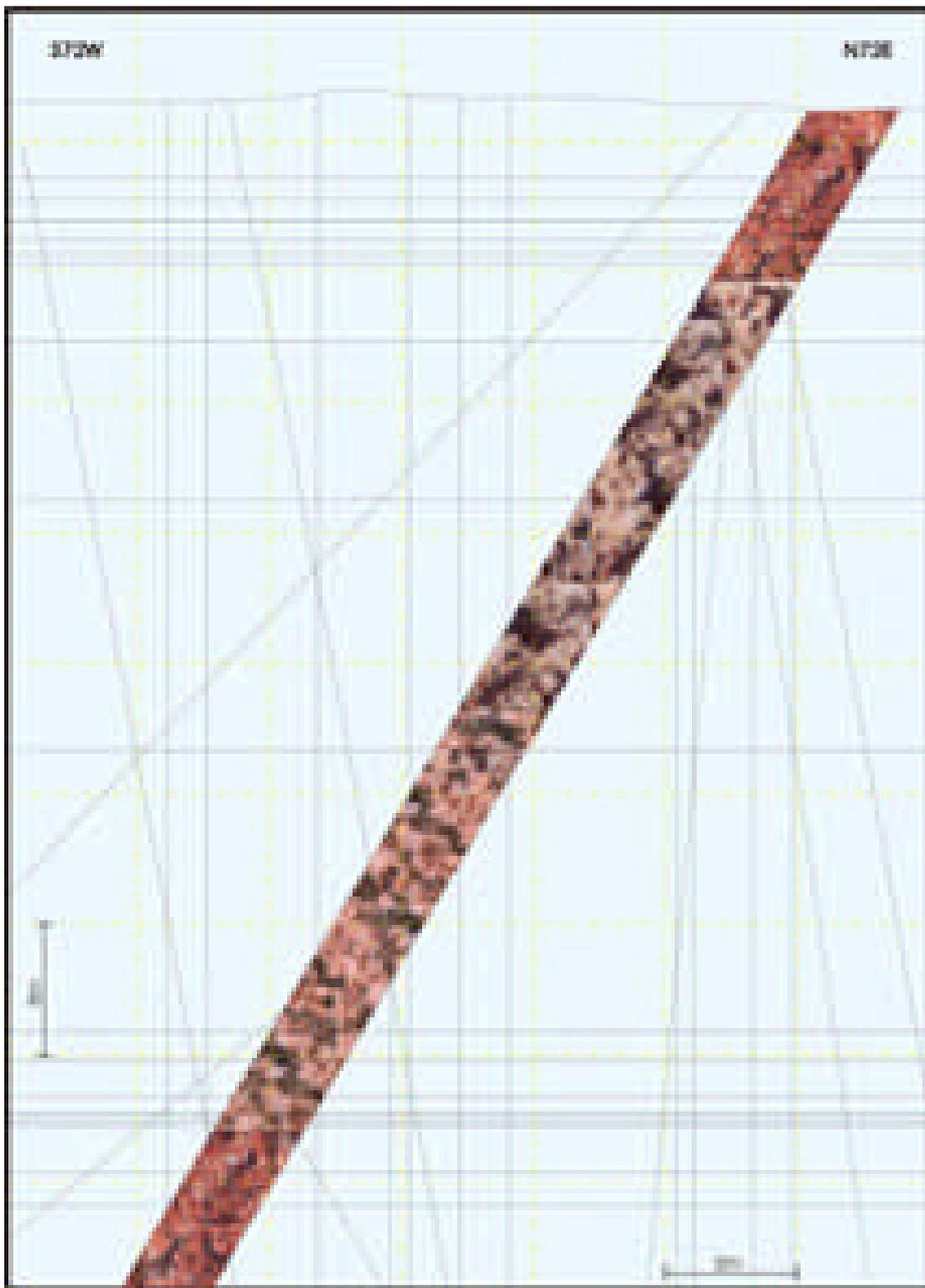


Fig. 6.5 – Perfil geológico esquemático segundo a sondagem S7. As fracturas (a negro) obtiveram-se a partir dos dados da sondagem e de um perfil realizado à superfície. A quadricula amarela tem 5 metros de lado. Como se pode concluir pela interpretação exposta na figura, existe uma tendência para o agrupamento de fracturas particularmente visível na vertical mas também na horizontal assim acontece embora não seja tão evidente. Figura adaptada de Lopes *et al.* (1997).

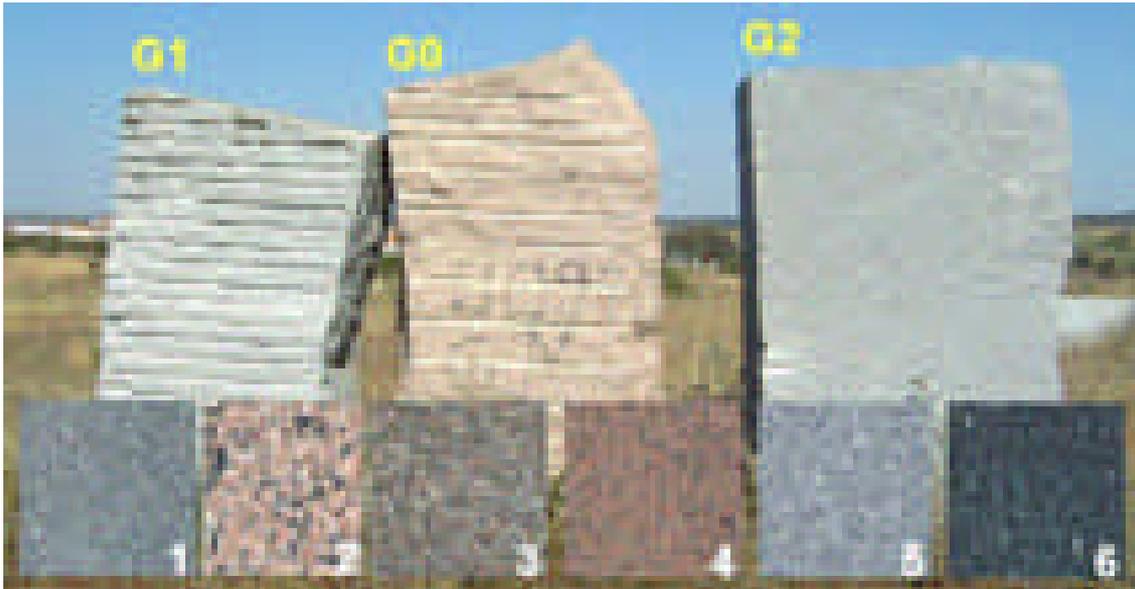


Fig. 6.6 – Vários aspectos dos diferentes tipos litológicos explorados como rocha ornamental no Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália. Em cima, da esquerda para a direita, blocos representativos dos granitos G1, G0 e G2. Em baixo amostras polidas: (1) Granito G1, cinzento de grão médio com tendência porfiróide; (2), (3) e (4) três tipos distintos de granitos róseos (2) – “Forte Rosa”, (3) – “Rosa Arronches” e (4) – “Rosa Forte”; (5) – Granito G2, cinzento de grão fino a médio, e (6) – Diorito explorado na terminação sudeste do maciço (consultar Fig. 6.3 para localização) com a designação comercial “Favaco”.



Fig. 6.7 – Vista geral da pedreira abandonada em gabro – dioritos no Monte das Furadas (consultar Fig. 6.3 para localização). A profusão de diaclases com reduzido espaçamento, presença de encraves e filões aplíticos tornou insustentável a exploração destas rochas.



Fig. 6.8 – Contacto entre o granito róseo e as rochas da Formação Carbonatada de Elvas, aqui transformadas em corneanas calcossilicatadas, com epidoto, vesuvianite, granada, pirite, etc. Trincheira no IP2, junto a Monforte.

O uso de critérios de natureza estrutural ao Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália não se limita a esta aplicação mais prática. Por exemplo a ascensão e instalação na crosta de um maciço granítico com estas dimensões levanta enormes problemas de espaço, cinemáticos e dinâmicos. Este assunto merece ser investigado, por exemplo (Nogueira, *in prep.*, comunicação oral) estuda a distribuição volumétrica desigual das rochas gabro – dioríticas (Fig. 6.7) com o objectivo de definir a existência de uma zona de raiz (Fig. 6.3). Por outro lado, nas trincheiras do IP2, junto a Monforte, o contacto do granito róseo com os calcários câmbricos de Elvas, gera corneanas calcossilicatadas onde são evidentes cavidades mirolíticas evidenciando a situação muito próxima do tecto do Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália (Fig. 6.8 – página anterior).

As observações de campo que fizemos mostram que a orientação macroscópica de encaves e estruturas do tipo *schlieren* (Fig. 6.2) parece estar de acordo com esta interpretação na medida em que se dispõem sub paralelamente ao contacto com o encaixante.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

7.1 EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

7.1.1 Características gerais da tectónica regional

Em termos globais, a evolução geodinâmica da área em estudo é acompanhada por um regime de deformação transcorrente – transpressivo / transtensivo que teria actuado desde as fases mais precoces que se observam na região. Assim, a estruturação varisca da Zona de Ossa – Morena expressa-se essencialmente pelo desenvolvimento de intensa deformação dúctil em regime transpressivo (Apalategui *et al.*, 1990; Silva *et al.*, 1994; Quesada *et al.*, 1994; Pereira & Silva, 1997; Araújo & Ribeiro, 1997), traduzida por interferência de dobramentos, desenvolvimento de cavalgamentos e importantes zonas de cisalhamento que, geralmente, transpõem as evidências de uma deformação precâmblica, cuja geometria se torna, por esse motivo, de difícil definição (Pereira, 1999).

Os principais acidentes transcorrentes localizam-se na separação entre diferentes unidades litoestratigráficas pelo que, é plausível admitir que estes acidentes tenham sido reactivados na fase compressiva da orogenia varisca, devendo ter-se originado na fase de “rifting” do Paleozóico inferior. Mesmo neste período não será de excluir que, a nível do soco tenham herdado, anisotropias pré-existentes, do ciclo cadomiano.

Ainda que, considerando um regime de deformação contínua, para os sectores em análise, é possível separar em duas (D1 e D2) as fases de deformação compressivas de carácter dúctil. A primeira actuando em andar estrutural inferior com génese de clivagem de fluxo e dobras com planos

axiais fracamente inclinados e a segunda indubitavelmente de carácter mais frágil, actuando em andar estrutural superior e, responsável por dobramentos com planos axiais subverticais e desenvolvimento de uma clivagem de crenulação, mais ou menos desenvolvida. Com base nos padrões meso e macroscópicos cartográficos evidenciados pelas diferentes unidades é possível, nos Sectores de Alter do Chão – Elvas e Sector de Estremoz – Barrancos, definir, com base em critérios geométricos, os seguintes domínios (ver Fig. 1.6):

- Domínio de Elvas – Vila Boim – Terrugem: Dobras inclinadas;
- Domínio de São Saturnino – Juromenha: Dobras verticais de eixo sub-horizontal (inclui as Formações de Fatuquedo; Barrancos; Xistos com Nódulos);
- Domínio de Ferrarias – Nave;
- Anticlinal de Estremoz – A macroestrutura anticlinal arqueada descreve uma culminação axial em que a NW o mergulho das dobras é de sensivelmente de 20° para NW e a SE mergulha também entre 15 e 25° para SE;
- Sinclinal de Terena e terrenos envolventes – Deformação em andar estrutural superior com metamorfismo de baixo grau e estruturas sub-verticais de eixo sub-horizontal.

7.1.2 Ensaio de reconstrução geodinâmica

O estado actual do desenvolvimento da Teoria da Tectónica de Placas permite traçar com segurança e alguma precisão, os percursos efectuados pelas actuais massas continentais, desde a fragmentação do último Supercontinente, a Pangea. Se pensarmos que este último período de tempo apenas corresponde a 5% da idade admitida para Terra, facilmente concluímos que neste ramo da Geologia ainda nos encontramos a dar os primeiros passos. As grandes dúvidas começam a surgir quando se tenta reconstruir a paleogeografia em períodos anteriores ao Mesozóico, sendo tanto maiores as incertezas quanto mais antigas as reconstruções apresentadas. Nesta perspectiva não é de estranhar a diversidade de modelos, por vezes antagónicos, que têm sido publicados.

Na construção destes modelos paleogeográficos, o paleomagnetismo tem desempenhado um papel particularmente relevante. A hipótese fundamental subjacente a esta técnica baseia-se no facto de que o campo magnético médio terrestre se assemelha a um dipolo axial geocêntrico (DAG) ou seja, como se fosse produzido por uma barra magnética gigante centrada no núcleo da Terra. Na realidade apenas 90% do campo magnético actual tem carácter dipolar sendo os restantes 10% de natureza não dipolar. Estes 10%, estão sujeitos a variações rápidas (seculares) e, na escala de tempo geológico estas variações são insignificantes. O campo magnético dipolar também não é estático e divaga aleatoriamente em redor do norte geográfico, sendo no entanto, a sua posição média indistinguível do eixo de rotação terrestre. A hipótese do DAG (GAD – geocentric axial dipole) está fortemente estabelecida, e foi demonstrada por vários métodos para os últimos 600 Ma

(Tait, 1997¹). O mesmo autor refere que, para os estudos de natureza paleomagnética *basta colher algumas centenas de amostras* para se obter uma média isenta das variações dipolares e não dipolares.

Existem algumas limitações inerentes a esta metodologia que convém ter presente quando se analisam os dados de natureza paleomagnética. Assim, uma importante propriedade do DAG para fins paleogeográficos é que o valor da inclinação do campo magnético terrestre é função directa da latitude. Isto significa que se as rochas adquirirem uma magnetização remanescente durante a sua formação, e se esta for preservada no registo geológico, podemos obter uma informação directa da paleolatidade onde as rochas se formaram a partir do valor da inclinação preservada nas rochas. Na melhor das hipóteses a orientação e a paleolatidade de um continente pode ser determinada com um erro de 10° para um intervalo de confiança de 95% (Tait, 1997, *op. cit.*). Ainda assim esta é uma precisão que não se consegue com outros processos (*e.g.* a biogeografia e a litoestratigrafia que podem ser influenciadas por factores “externos” como variações climáticas globais e variações eustáticas).

Uma das maiores limitações do DAG tem a ver com a preservação do campo magnético da altura em que se deu a deposição/litificação das rochas; este é um dos maiores problemas no estudo do paleomagnetismo, em particular no que se relaciona com a análise das cadeias orogénicas variscas (tanto na Europa como na América do Norte) pois a remagnetização das rochas é aí um fenómeno corrente (Elmore & McCabe, 1991 *in* Tait, 1997, *op. cit.*). Em segundo lugar, os dados paleomagnéticos apenas fornecem informação de larga escala para a latitude e movimentação das placas, por exemplo separações inferiores a 500 Km não podem ser identificadas, o que impede, por exemplo, a determinação rigorosa do tempo de colisão e acreção.

¹ Uma versão *on-line* pode ser consultada em: <http://www.gfz-potsdam.de/pb2/dgg/jenny2.pdf>

Igualmente episódios e *rifting* intracontinentais de pequena escala² não podem ser determinados por via do paleomagnetismo. Por fim uma terceira limitação do DAG é que o método não fornece qualquer indicação sobre a longitude onde que se encontrariam as rochas que preservaram o campo magnético. Esta informação tem de ser obtida através de dados referentes à paleoecologia, paleontologia e geologia adstritas às rochas em análise.

Admite-se que a evolução da litosfera ao longo do tempo geológico tenha ocorrido segundo uma sequência de processos de acreção e dispersão de supercontinentes (detalhes no Cap. 3). O processo de acreção que conduz à formação dos supercontinentes, consiste na colisão entre diferentes placas continentais, pequenos fragmentos continentais e/ou oceânicos, arcos-ilha magmáticos e prismas acreccionários. Os processos de colisão e de subducção que levam à formação de um supercontinente, tal como, os processos de alastramento, ocorrem em diferentes intervalos de tempo, com periodicidade coincidente com diferentes impulsos tectónicos (Sheridan, 1997). Pensa-se que os ciclos tectónicos, eustáticos e estratigráficos, sejam induzidos pela acção de processos geodinâmicos controlados por convexão mantélica e pela mecânica associada ao balanço de forças distribuídas pelas diferentes placas litosféricas envolvidas no sistema (Moores & Twiss, 1995). A sucessão de impulsos tectónicos como processo controlador da dispersão e amalgamação de supercontinentes, seria justificada pelo comportamento do campo magnético que, por sua vez, influenciaria as variações eustáticas do nível do mar, com as implicações paleoambientais daí decorrentes (Sheridan, 1997); em síntese, as plumas mantélicas profundas com ascensão de material quente conduziriam à génese de cristas oceânicas, abertura de riftes com vulcanismo

² Como o que ocorreu no Sector de Alter do Chão – Elvas da Zona de Ossa – Morena no Câmbrio inferior e médio. Normalmente, nestes episódios não estão envolvidos processos de rotação das placas.

associado e conseqüente formação de nova crosta oceânica. Simultaneamente, as inversões magnéticas originárias do núcleo da Terra são atenuadas, e registando-se uma elevação do nível eustático do mar. Este facto pode explicar a possível relação entre os ciclos eustáticos de primeira ordem³ e a distribuição da movimentação das placas litosféricas para o Fanerozóico (Cap. 3). Vail *et al.* (1991) constatam que os intervalos de baixa frequência de inversões de polaridade coincidem com períodos de intenso alastramento oceânico e que os períodos de sobrelevação do nível médio do mar correspondentes a ciclos eustáticos de segunda ordem, seriam marcados por transgressões generalizadas. Apesar desta correlação, nem todos os autores admitem a ligação directa entre os períodos de actividade das plumas mantélicas e os períodos de supressão das inversões do campo magnético terrestre, de modo a explicarem os registos de níveis eustáticos elevados (*e.g.* Rast, 1997); a reorganização das placas litosféricas influenciada pela evolução das características da astenosfera estaria antes associada à perda progressiva de calor do interior do planeta ao longo da sua história, e seria a principal responsável pela acção dos mecanismos de acreção e fragmentação de supercontinentes.

Para apreendermos a evolução geodinâmica da Zona de Ossa – Morena, deve ser considerada a existência de um substrato Proterozóico, que seria parte integrante do Supercontinente Rodínia, sobre o qual se depositaram as sequências do Câmbrio inferior. Assim interessa perceber qual a posição relativa que este substrato ocuparia no Globo terrestre no Paleozóico inferior.

O supercontinente Rodínia (Figs. 7.1 e 7.3) teria sido formado na sequência do evento orogénico *Greenville*, (\pm entre 1200 – 900 Ma) do qual se encontram vestígios ao longo dos cratões Norte Americano (“*Greenville*) e

³ Ou de Acreção Continental.

Báltica ('Sveco-Norgewegian' no Noroeste da Europa), na margem ocidental do cratão Amazónico ('Sunsas' na Bolívia Ocidental), e ainda, estendendo-se desde o Sul do cratão do Kalahari da África do Sul até à Índia Oriental e Austrália (Mallard & Rogers, 1997). No início do Paleozóico este supercontinente sofreu um processo de fragmentação e posterior acreção que culminou noutro supercontinente – Pangea – na transição Permo-Triásico (Nance *et al.*, 1988; Hoffman, 1991; Murphy, & Nance, 1992). Assim, desenvolvem-se orógenos nas margens do supercontinente Neoproterozóico em terrenos considerados Avalonianos (na Península de Avalon da Terra Nova, Cape Breton Island, Nova Escócia, New Brunswick, Massachusetts/Rhode Island, Carolina e Suwanne) e em terrenos considerados Cadomianos (no Maciço Armoricano e Maciço Central em França, Sul das Ilhas Britânicas, Maciço da Boémia, Maciço Ibérico e outras pequenas áreas incorporadas nas cadeias Varisca e Alpina (Mallard & Rogers, 1997) (Fig. 7.2).

Não são muitas as reconstruções que referem a posição da "Ibéria" na transição Proterozóico/Paleozóico mas, ainda assim é possível encontrar algumas publicações. Por exemplo, a partir do estudo comparativo de trilobites e arqueociatídeos Gubanov (2002) aponta para uma provável proximidade entre a Península Ibérica e a Sibéria, no Câmbrio inferior baixo (Fig. 7.4).

As principais placas continentais que controlam a paleogeografia do Paleozóico e o desenvolvimento das cadeias orogénicas Caledónicas e Variscas são (Fig. 7.5): Báltica (Escandinávia e Plataforma leste europeia), Laurência (América do Norte, Gronelândia e Escócia) e Gondwana (América do Sul, África, Madagáscar, Antárctica, Austrália e Índia) (Tait *et al.*, 2000).

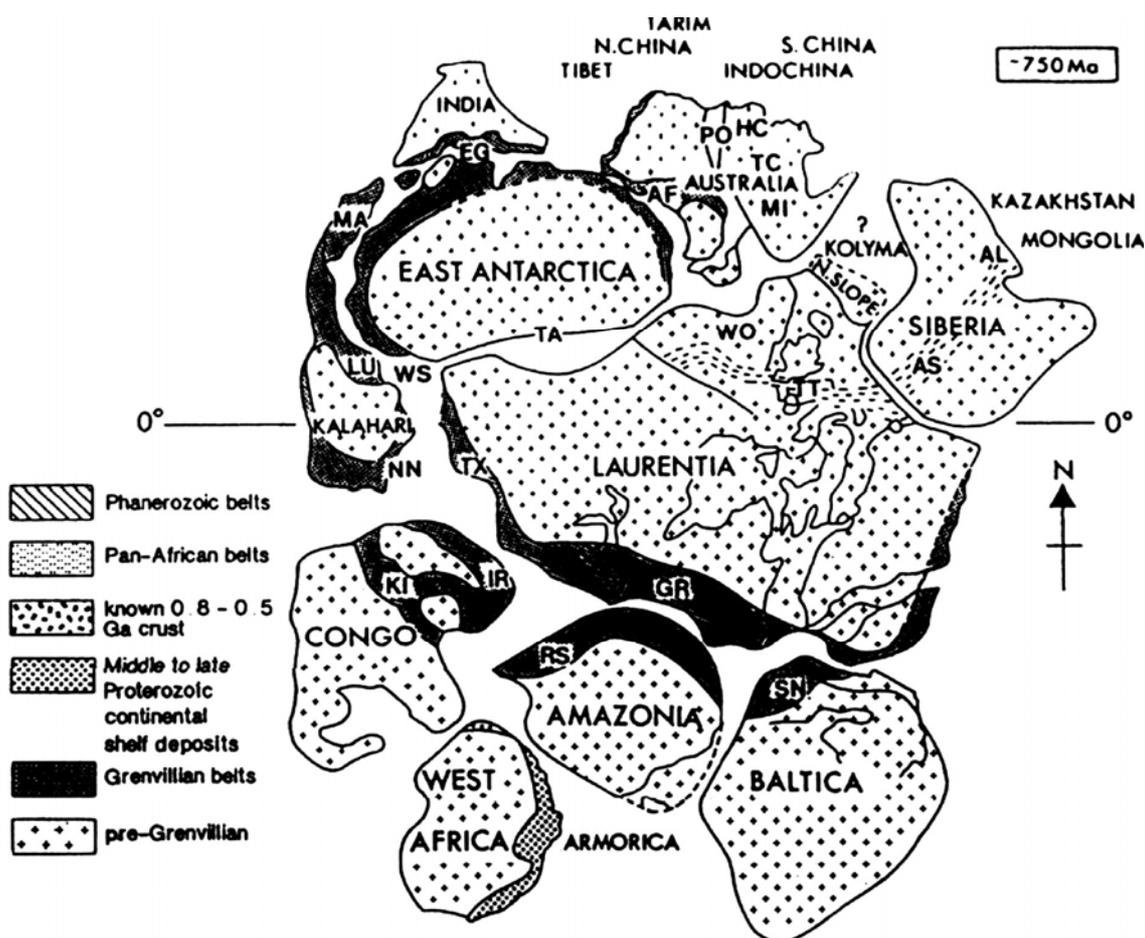


Fig. 7.1 – Reconstituição proposta para o supercontinente Rodínia no Proterozóico superior, segundo Hoffman (1991) in Skehan (1997).

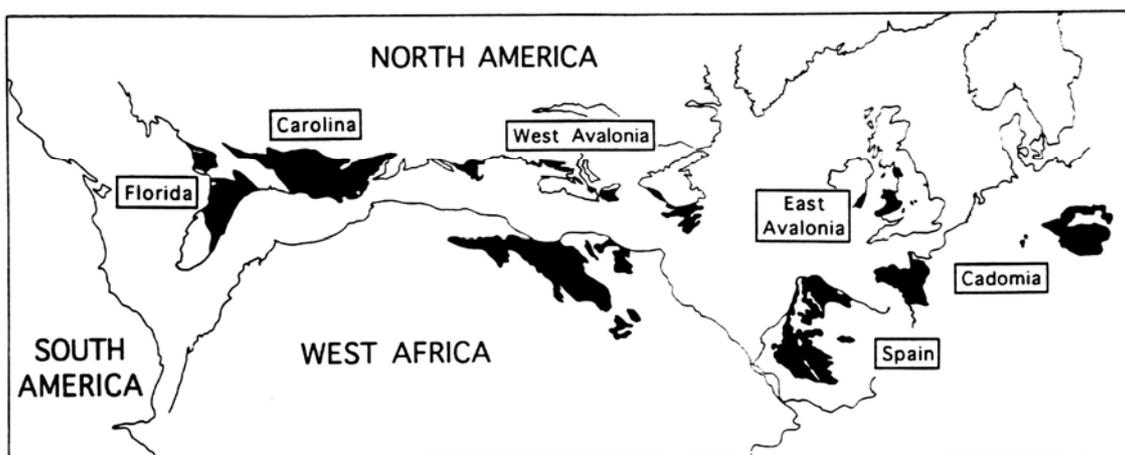


Fig. 7.2 – Distribuição dos terrenos relacionados com arcos do Proterozóico superior e seqüências Acado-Bálticas do início do Paleozóico, numa reconstrução pré-deriva da área Peri-Atlântica norte. Adaptado de Keppie & Dallmeyer (1989) in Nance & Murphy (1994).

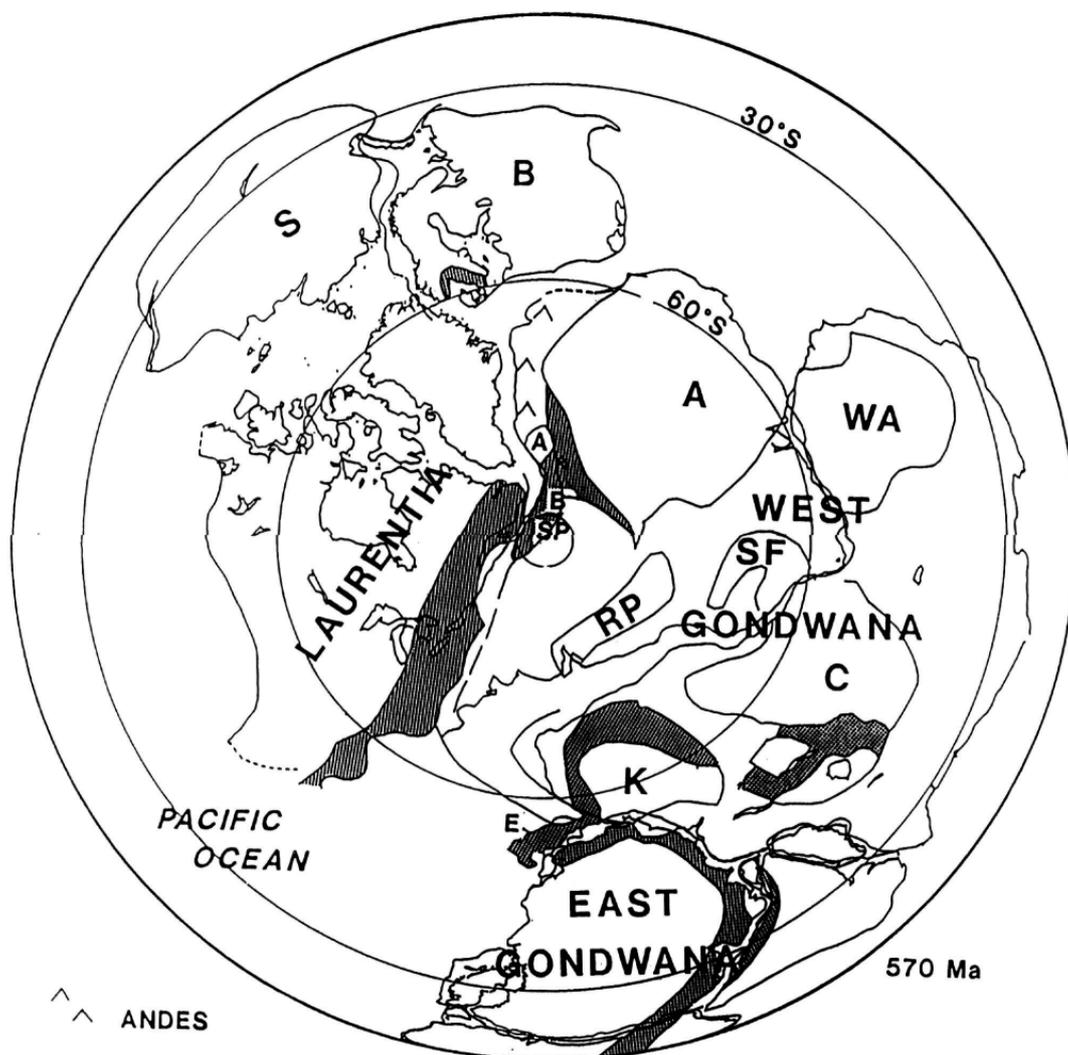


Fig. 7.3 – O supercontinente do início do Proterozóico superior acrecionado na orogenia Grenville, que terminou aos 1,0 Ga atrás, fragmentou-se aos 750 Ma subductando o oceano de Moçambique para dar origem ao supercontinente Gondwana – Laurêntia no final do Proterozóico superior e anterior à abertura do Iapetus meridional. Segundo Dalziel (1992) in Windley (1996).

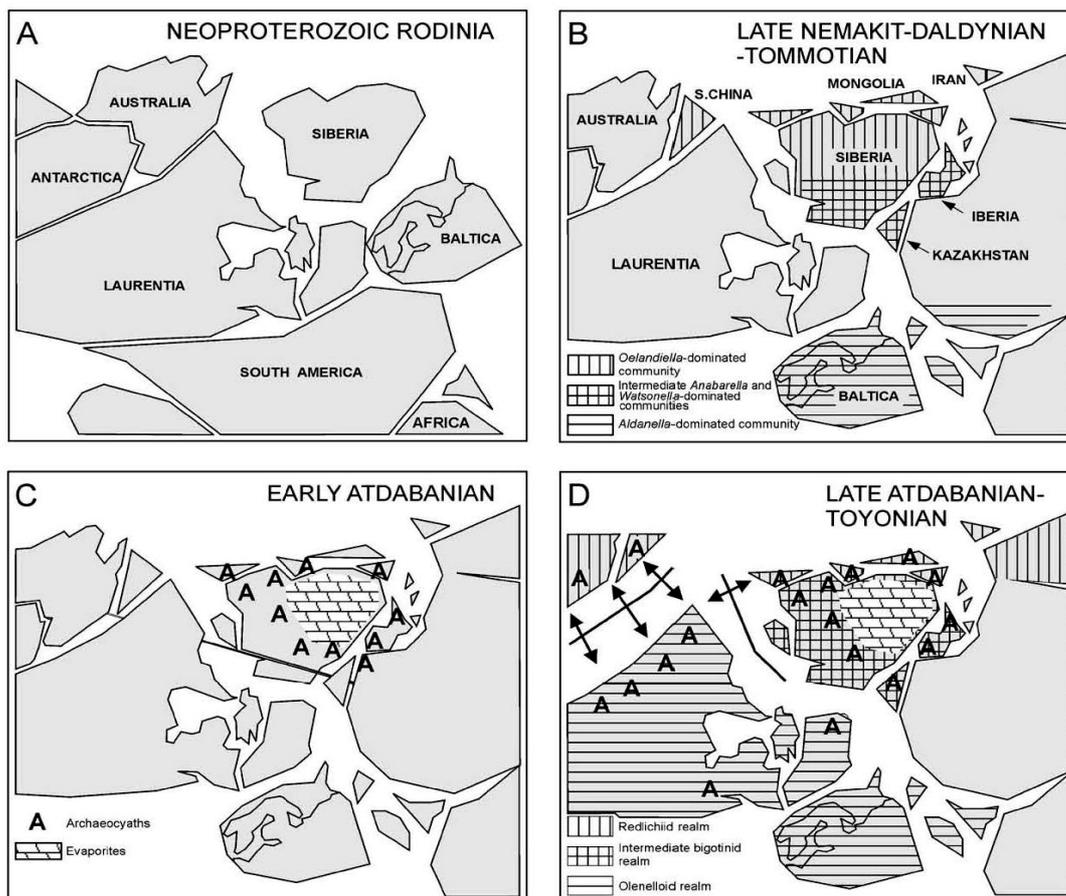


Fig. 7.4 – (A) Supercontinente Rodínia no Neoproterozóico (segundo, Torsvik et al., 1996) e (B) Distribuição paleogeográfica de moluscos e idade tommotiana⁴ (segundo Gubanov, 2000); (C) Atdabaniano⁵ inferior e (D) Distribuição de arqueociatos e trilobites no Atdabaniano superior (segundo McKerrow et al., 1992). Adaptado de Gubanov (2002).



Fig. 7.5 – Representação em coordenadas actuais dos limites de placas no Paleozóico inferior. Adaptado de Tait *et al.*, (2000).

⁴ O Tommotiano é o primeiro andar do Câmbrio.

⁵ Este andar segue-se ao Tommotiano.

De acordo com os autores supracitados, a maior parte dos modelos paleogeográficos estão de acordo com a história da deriva continental destas massas continentais, com a exceção de Gondwana. A paleogeografia de Gondwana permanece equívoca e vários modelos tem sido propostos. Apesar disto parece claro que no Câmbrico/Ordovícico o Pólo Sul se situaria no Norte de África e que no Carbónico terminal o continente de Gondwana teria avançado para norte, fechando um oceano que a separaria dos continentes setentrionais, tendo resultado o Supercontinente Pangea. Neste continente (Gondwana / Laurência / Báltica) estariam incorporados vários *terrenos* ou microplacas pré-Variscas que na maior parte teriam um substrato Cadomiano comum, o que indicaria uma afinidade Proterozóico superior / Câmbrico com a margem norte de Gondwana, que se situaria mais a sul no Paleozóico inferior. Estes terrenos são geralmente agrupados em duas microplacas designadas por Avalonia e Armorica (Tait *et al.*, 2000). Enquanto que a hipótese da microplaca Avalonia é bem aceite, o conceito de placa Armorica é mais problemático, havendo autores que põem seriamente em dúvida a sua existência (Robardet, 2003). Considera-se que a Armorica seja constituída pelos Maciços Armoricanos, Ibérico e da Boémia (Fig. 7.6). No entanto, as afinidades paleogeográficas entre estes blocos no Paleozóico não são claras e ainda não estão devidamente esclarecidas, quer se tenham mantido adjacentes a Gondwana ou formado uma (ou mais) microplaca independente durante o fecho dos Oceanos Tornquist, Iapetus e Rheic. Robardet (2003) por exemplo, baseado em argumentos de natureza paleomagnética e paleogeográfica, afirma que aqueles blocos constituiriam parte integrante do norte do continente Gondwana, negando a hipótese da existência de uma microplaca Armorica.

Ainda assim, a partir dos dados atrás referidos é lícito supor que a partir de um supercontinente no Proterozóico superior (Fig. 7.7), as várias placas que se individualizaram tiveram percursos distintos até se juntarem novamente para formar a Pangea no fim do Paleozóico (Figs. 7.8 e 7.9).

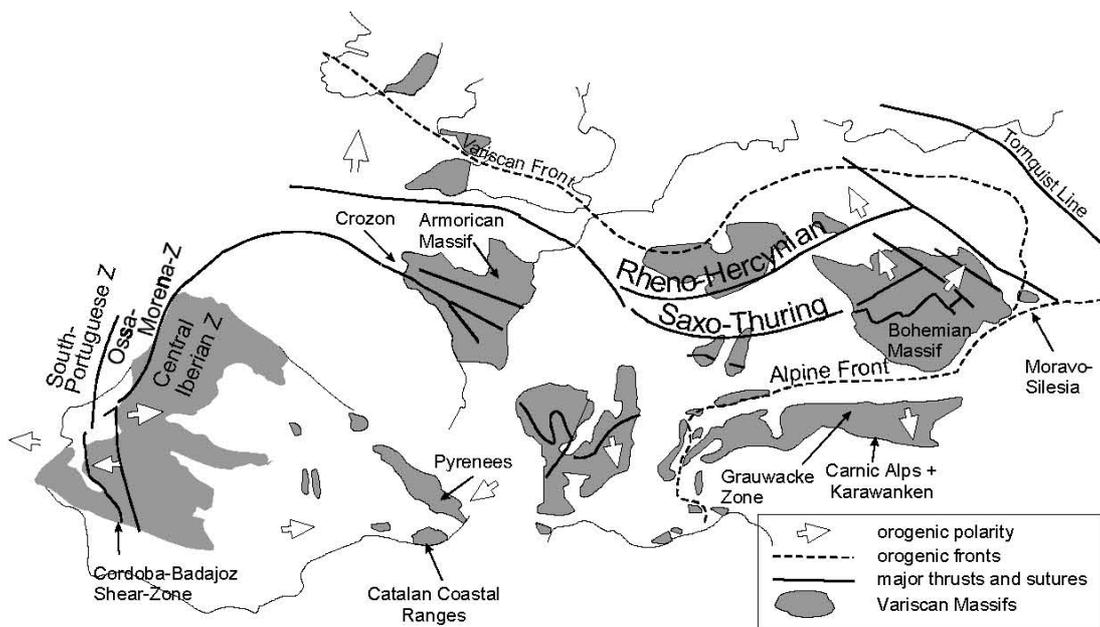


Fig. 7.6 – Principais elementos estruturais da orogenia varisca na Europa. In Tait *et al.*, (2000).

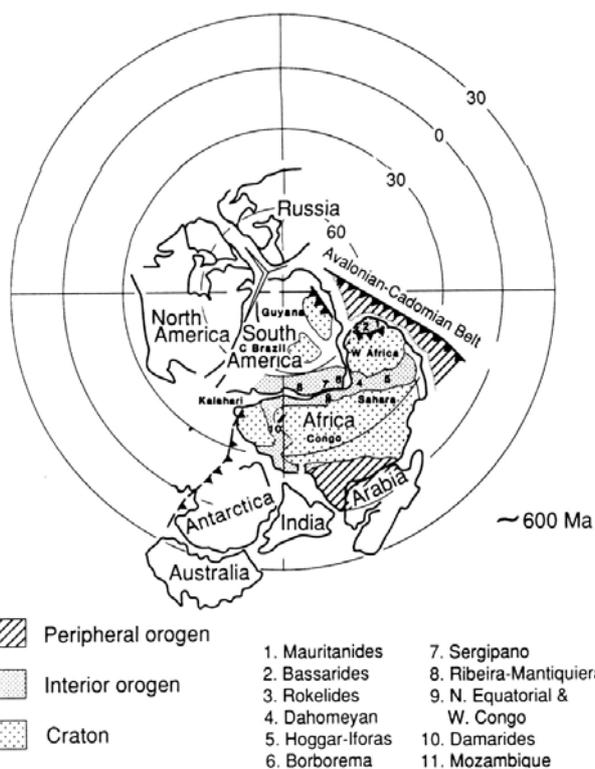


Fig. 7.7 – Reconstituição para o Proterozóico superior (600 ma) mostrando a localização dos orógenos colisionais (interiores) e orógenos periféricos. Segundo Bond *et al.*, (1984) in Murphy & Nance (1991).

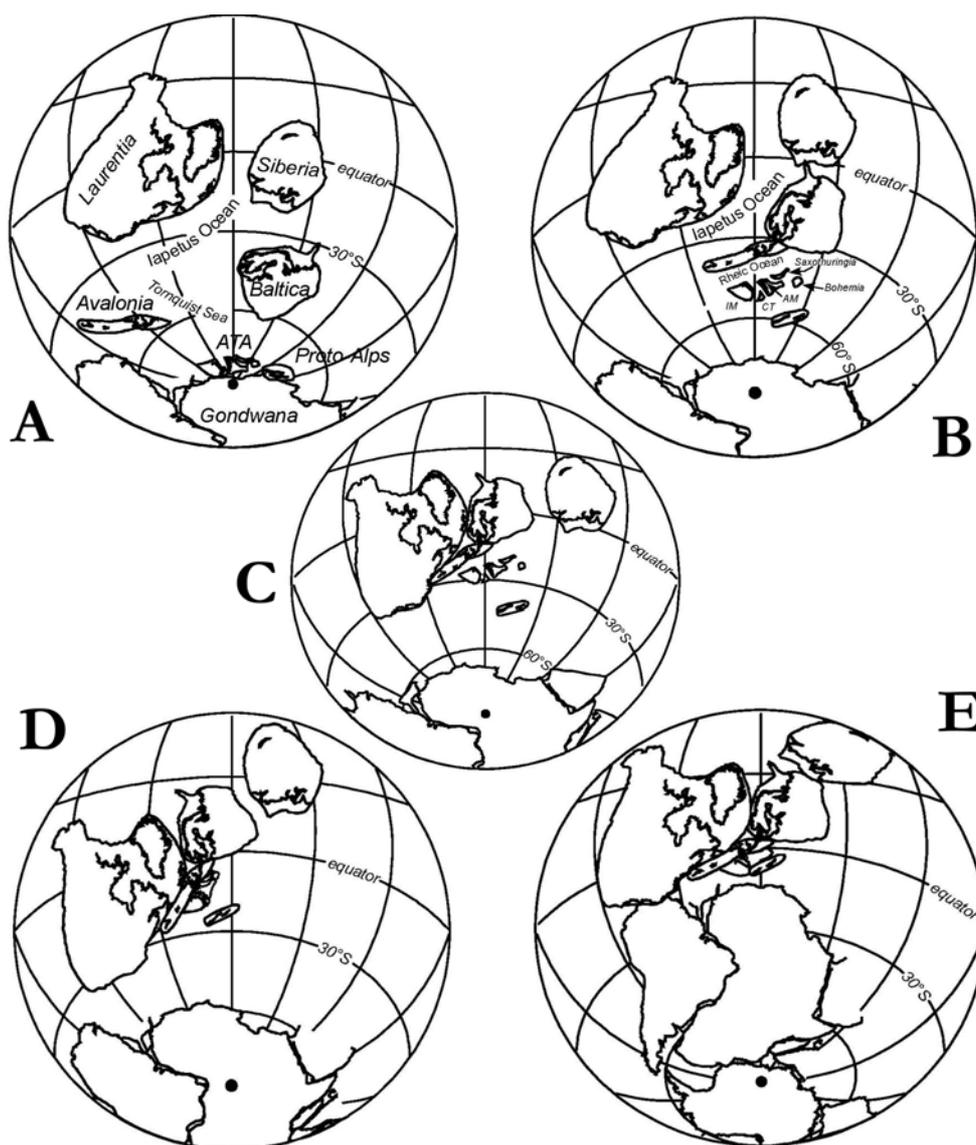


Fig. 7.8 – Reconstituição paleogeográfica para diferentes períodos no Paleozóico. Adaptado de Tait *et al.*, (2000).

- A – Paleogeografia do Ordovícico inferior usando dados paleomagnéticos de Tait *et al.*, 1994 (Maciço da Boémia); McCabe & Channell, (1990) (Avalonia); Van der Voo, 1993 (Gondwana); MacNiocall & Smethurst, 1994 (Laurência); Torsvik *et al.*, 1992 (Báltica); Smethurst *et al.*, 1998 (Sibéria).
- B – Paleogeografia do Ordovícico superior com base nos dados paleomagnéticos de Tait *et al.*, 1995 (Maciço da Boémia); Torsvik *et al.*, 1993 (Avalonia) (Laurência); Torsvik *et al.*, 1992 (Báltica); Smethurst *et al.*, 1998 (Sibéria); Schönlaub, 1992 (Proto-Alpes). CT – Terreno Catalão, IM – Maciço Ibérico, AM – Maciço Armoricano.
- C – Paleogeografia do Silúrico superior usando dados paleomagnéticos de Tait *et al.*, 1994 (Maciço da Boémia); Tait *et al.*, 2000 (Terreno Catalão); Torsvik *et al.*, 1993 (Avalonia); Van der Voo, 1993 (Gondwana); MacNiocall & Smethurst, 1994 (Laurência); Douglass, (Báltica); Smethurst *et al.*, 1998 (Sibéria); Schätz *et al.*, 2000 (Proto-Alps).
- D – Reconstituição paleogeografia para o Devónico médio a partir dos dados paleomagnéticos de Tait *et al.*, 1997 (ATA – *Armorica Terrane Assemblage*); Torsvik *et al.*, 1993 (Avalonia); Torsvik *et al.*, 1992 (Báltica); MacNiocall & Smethurst, 1994 (Laurência); Bachtadse & Briden, 1991 (Gondwana); Schätz *et al.*, 2000 (Proto-Alps).
- E – Reconstituição paleogeografia para o Carbónico superior a partir dos dados paleomagnéticos referenciados em Van der Voo (1993).

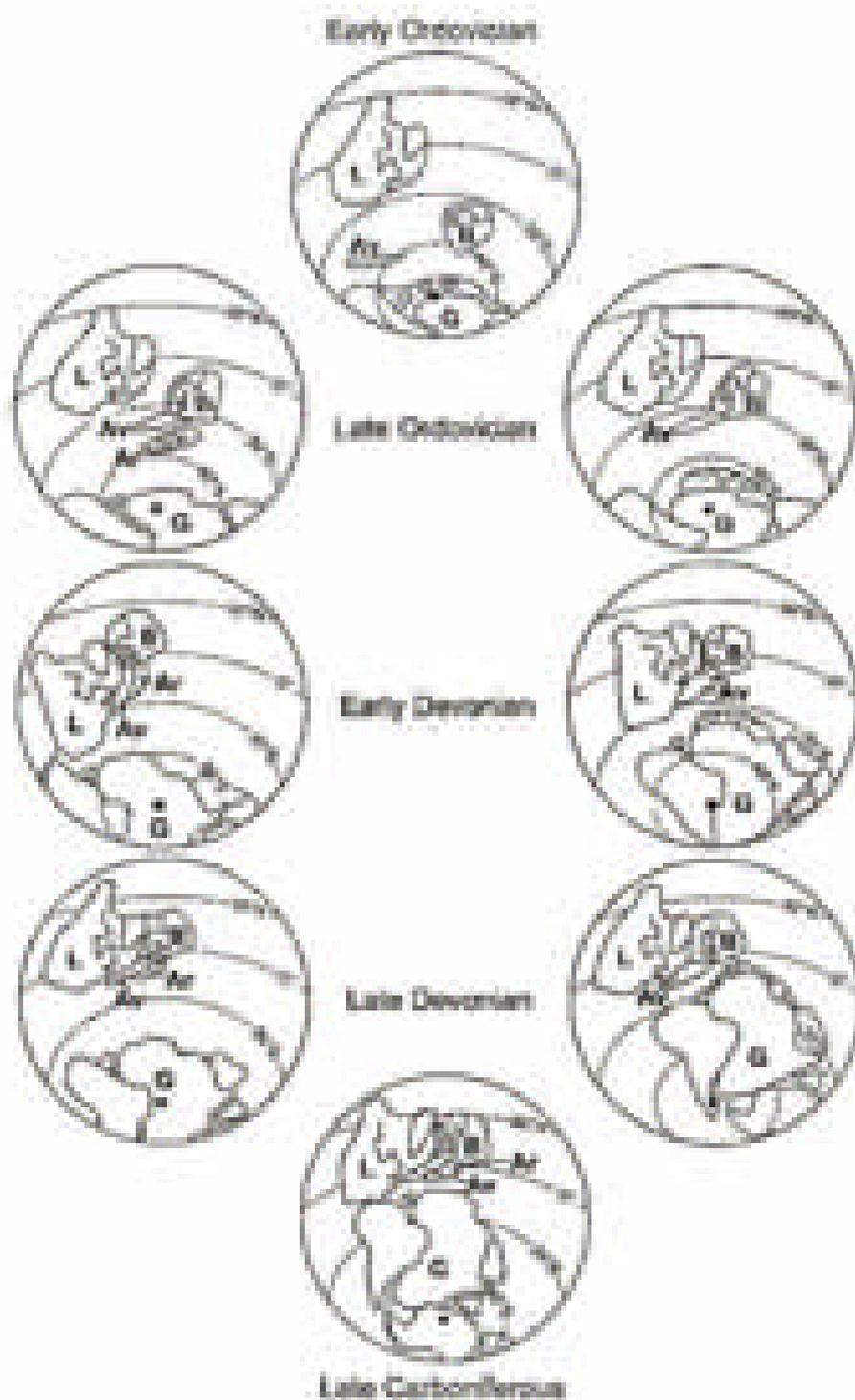


Fig. 7.9 – Dois modelos distintos da evolução paleogeográfica do Ordovícico inferior ao Carbónico superior para as regiões peri-Atlânticas actuais. L – Laurência; B – Báltica; G – Gondwana; Ar – Armorica; Av – Avalonia. No lado esquerdo baseado nos dados paleomagnéticos (segundo Tait, 1999 e Tait *et al.*, 2000). No lado direito a partir de dados paleoclimáticos e paleobiogeográficos (segundo Paris & Robardet, 1990; Robardet *et al.*, 1990; Paris, 1998).

Os percursos de deriva continental para o Paleozóico, elaborados a partir de dados paleomagnéticos de vários autores, compilados por Tait, *et al.* (2000), encontram-se representados na Fig. 7.8, e são comparados com dados paleoclimáticos e paleobiogeográficos na Fig. 7.9.

Uma correlação entre as sequências de Estremoz e Vermont que apresentámos no Cap. 2, trabalho que se encontra em curso, requer uma análise cuidada. De facto se a ligação entre a Sibéria e a Ibéria para o Câmbrico inferior (Gubanov, 2002 - Fig. 7.4) e a reconstituição apresentada por Tait *et al.*, (2000 – Fig. 7.8-A) para o Ordovícico inferior, aproximam no espaço e no tempo as duas sequências, elas não se enquadram na distribuição/evolução paleogeográfica apontada por Cocks & McKerrow (1993, *in* Robardet, 2003) (Fig. 7.10) que as coloca em hemisférios distintos. Tão pouco esta reconstituição está de acordo com as litofácies indicadoras de paleolatitudes referidas por Robardet (2003) para o Ordovícico, que refere a presença de depósitos glaciomarinhos equivalentes aos encontrados no N de África (Robardet & Doré, 1988). O mesmo autor refere ainda que o *único*

episódio de sedimentação carbonatada ocorreu no Ordovícico superior (Ashgill inferior e médio) e estaria associado a carbonatos de águas temperadas ou frias (Prasada Rao & Jayawardane, 1994; Venain *et al.*, 1998).



Fig. 7.10 – Paleogeografia das regiões peri-Atlânticas actuais para o Ordovícico, segundo Cocks & McKerrow (1993, *in* Robardet, 2003).

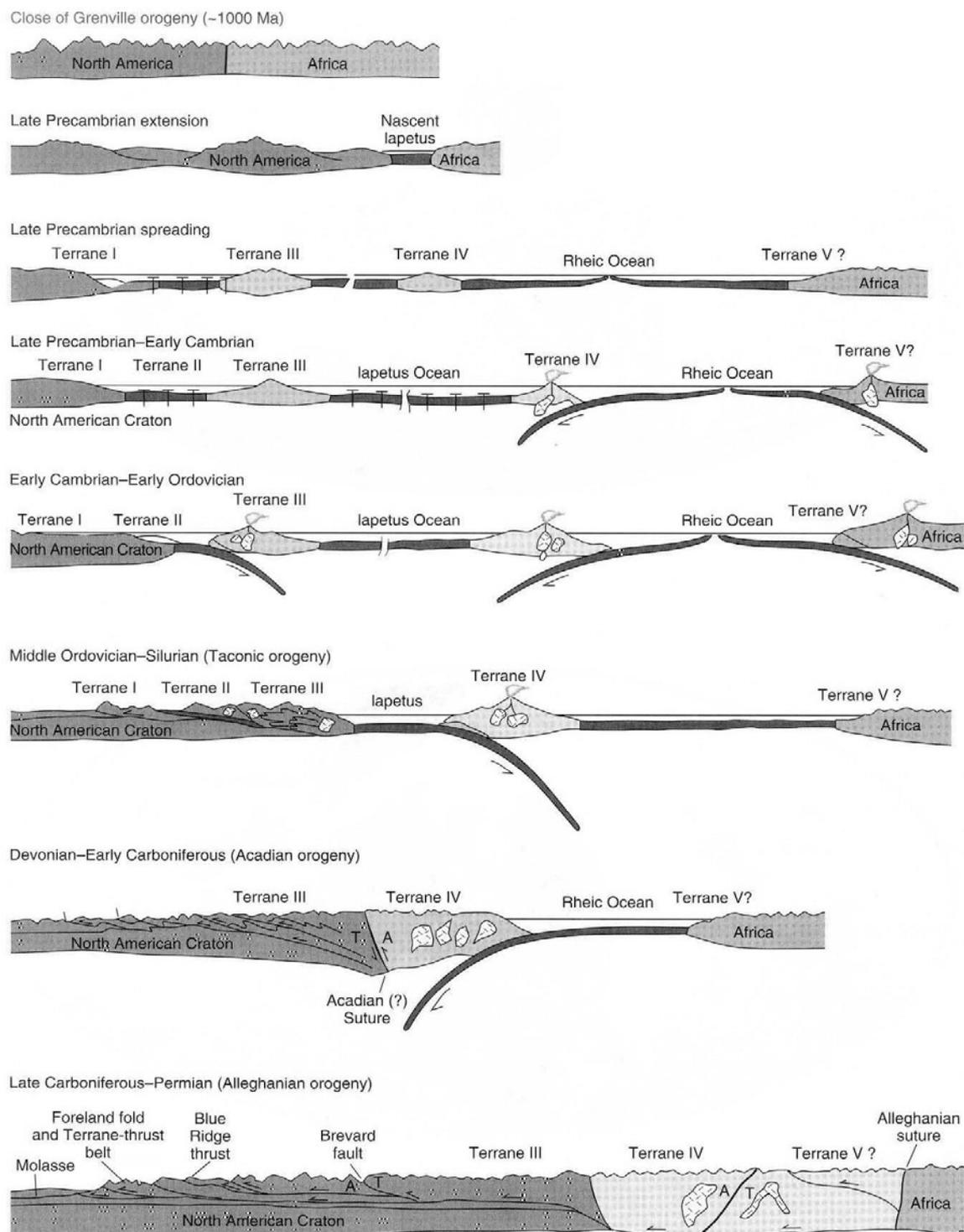


Fig. 7.12 – Cortes geológicas esquemáticas do Proterozóico superior ao fim do Paleozóico para os Apalaches do Sul. Adaptado por Fichter & Poche, (2001) a partir de Hatcher, (1987).

A correlação entre eventos Paleozóicos nos dois lados do actual Oceano Atlântico, contribuirá para esclarecer estas dúvidas. As Figs. 7.11 e 7.12 (páginas anteriores) sintetizam a evolução geodinâmica para o E da América do Norte.

Na Fig. 7.13 representa-se um mapa esquemático para o orógeno Apalachiano no leste da América do Norte onde se pode ver a posição relativamente próxima das sequências de Vermont (Danby) em relação às plataformas interiores do NE americano.

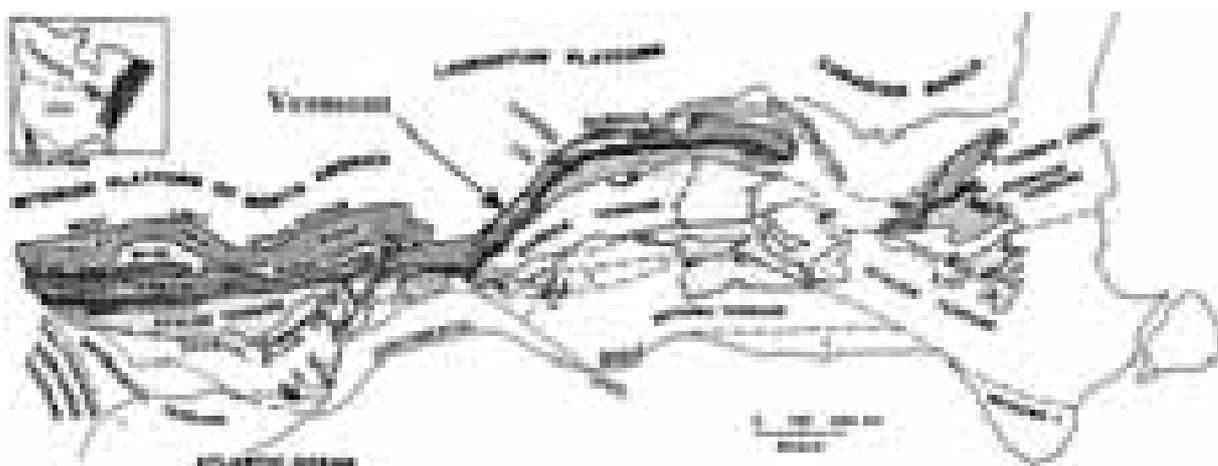


Fig. 7.13 – Representação do orógeno Apalachiano no leste da América do Norte, com indicação do Estado de Vermont. Segundo Willians & Hatcher (1983) e Rast (1989) in Windley (1995).

Relativamente à evolução geodinâmica do Maciço Ibérico no Paleozóico (Fig. 7.14), podemos afirmar que em traços gerais é apresentada uma certa semelhança com o que se passa *do outro lado* do Atlântico (Fase extensional – margem passiva – margem activa e fecho do oceano). Após o fecho do oceano Paleozóico Iapetus, os processos de rifting que conduziram ao Oceano Atlântico retomaram antigas anisotropias litosféricas. Existem algumas diferenças importantes que se explicam pela acreção de blocos menores à proto-América do Norte e que seriam responsáveis por episódios

orogênicos e conseqüentemente períodos de tectonogênese intercalados na evolução geodinâmica global.

Um caso particularmente relevante tem lugar na Zona de Ossa – Morena próximo de Reguengos de Monsaraz, a sul da área estudada, referente ao Complexo vulcânico de S. Marcos do Campo. Este complexo intercalado em níveis da Formação de Barrancos, supostamente datando do Câmbrico superior ou Ordovícico inferior (Mata *et al.*, 1993, 1999; Borrego *et al.*, 2003) apresenta litótipos máficos subalcalinos e toleíticos com afinidades de um arco vulcânico. A identificação deste magmatismo relacionado com um ambiente geodinâmico orogênico tem uma grande importância na reconstrução da Cadeia Varisca, uma vez que apontaria para um período de destruição de litosfera oceânica contemporânea do vulcanismo num período geralmente considerado de expansão oceânica e adelgaçamento crustal (ver modelos atrás no capítulo 3). Com estas limitações restam duas alternativas: ou se questiona a idade das rochas do Complexo de São Marcos do Campo ou se consideram modelos geodinâmicos alternativos aos estabelecidos. Abati *et al.* (1999, *in* Mata *et al.*, 1999) defende a existência de eventos convergentes de curta duração entre Gondwana e Laurência no Paleozóico inferior com um regime predominantemente distensivo. Esta hipótese tem paralelo com o que se passa no NE dos EUA (Fig. 7.12), no *outro lado* do Iapetus, altura em que ambas as margens deveriam estar muito próximas. Por outro lado, a aceitação desta convergência poderia explicar a posição peri-Gondwânica para a Ibéria, a ocorrência do vulcanismo orogênico de São Marcos do Campo, bem como a presença de rochas graníticas datadas de 460 Ma (*e.g.* Pinto *et al.*, 1987, *in* Mata *et al.*, 1999) em locais da Zona de Ossa – Morena, particularmente na região de Alcáçovas (Priem *et al.*, 1986, *in* Mata *et al.*, 1999).

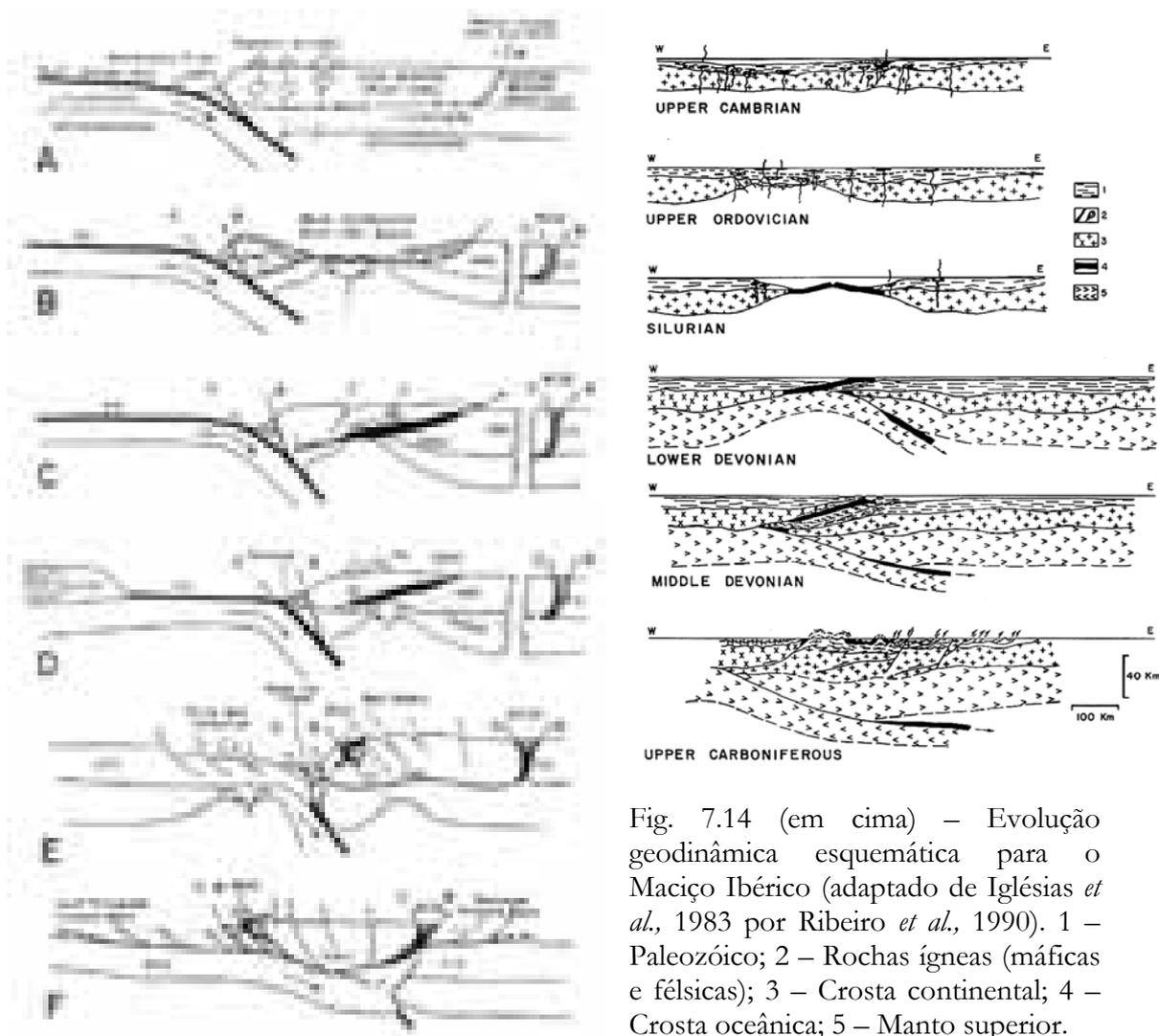


Fig. 7.14 (em cima) – Evolução geodinâmica esquemática para o Maciço Ibérico (adaptado de Iglésias *et al.*, 1983 por Ribeiro *et al.*, 1990). 1 – Paleozóico; 2 – Rochas ígneas (máficas e félsicas); 3 – Crosta continental; 4 – Crosta oceânica; 5 – Manto superior.

Fig. 7.15 – Esquema da evolução geral da Zona de Ossa – Morena, desde o início da fase de margem activa até ao final da fase de colisão continental.

- A – Início da subducção e do desenvolvimento de um arco magmático na margem SW da Zona de Ossa – Morena. Reactivação esquerda da sutura cadomiana;
 - B – Fase distensiva associada ao crescimento da bacia back-arc do COBA;
 - C e D – Fecho da bacia back-arc e obducção do COBA;
 - E – Início do período de colisão;
 - F – Estádio final da colisão.
- Segundo Quesada (1992), *in* Araújo (1989).

Globalmente, Windley (1995) resume a evolução geodinâmica, para o Paleozóico das diferentes massas continentais, do seguinte modo:

- Grande parte do supercontinente Gondwana sofreu um processo de acreção no Proterozóico superior – Câmbrico (formação da proto-América do Norte – Orogenia Greenville);
- A partir daí, a Laurêncica (América do Norte, Gronelândia e NW da Escócia), a Báltica (NW da Europa e prolongamento para leste até aos Urais) bem como a Sibéria, constituíram extensos fragmentos continentais separados entre si e de Gondwana (África, América do Sul, Índia, Austrália e Antártida), através dos oceanos Iapetus e Rheic, ao longo da chamada região Caledónica – Apalachiana (Fig. 7.16);
- Entre Gondwana – Báltica e Laurêncica, em consequência da rápida dispersão continental no Paleozóico inferior, deu-se a abertura do Oceano Iapetus;
- A colisão entre a Laurêncica e Báltica origina a cadeia Caledónica da Noruega, Suécia Oriental e Gronelândia Oriental e tem como consequência o fecho do Mar de Tornquist. Este processo teria ocorrido no Ordovícico médio e tem correspondência na orogenia Tacónica do NE da América do Norte (Doolan, 1996; Baldwin, 1982);
- No Ordovícico a acreção de pequenas faixas (*terrenos exóticos*) à proto-América do Norte formaram o que hoje é conhecido como “New England” (Doolan, 1996), estes eventos teriam ocorrido durante as orogenias Tacónica e Acadiana desde o Ordovícico ao Devónico (Figs. 7.11 a 7.13);
- A deriva da Avalonia relativamente a Gondwana originou a abertura Oceano Rheic;
- A colisão da Avalonia Oriental com a Laurêncica deu origem ao segmento da cadeia Caledónica nas Ilhas Britânicas;

- Do choque entre o Norte de África e o Sul da Báltica resultou o orógeno Caledónico do Leste da Europa e Mar do Norte;
- A aproximação da Laurência e do Noroeste de África originou o segmento Apalachiano (Fig. 7.16);
- A associação inicial, do Paleozóico médio, do que viria a ser mais tarde o supercontinente Pangea foi desencadeada pela acreção de arcos-ilha magmáticos e diferentes terrenos, à Gondwana e à Laurência;
- Durante o Devónico e Carbónico superior novo processo de amalgamação de microplacas entre a Laurússia (Báltica e Laurência) e África gerou o orógeno Varisco da Europa Ocidental, considerando o fecho do Oceano Rheic e do Oceano Theic (proto-Tethys), este último correlacionado com o Oceano do Maciço Central (Matte, 1986 *in* Windley 1995). Mais ou menos simultaneamente inicia-se a colisão da proto-Europa (Báltica) com a proto-América do Norte – Orogenia Acadiana;
- Este orógeno representa um segmento da extensa cadeia que se regista no Golfo do México até à Europa de Leste e Mar Negro, incluindo o Sul dos Apalaches (cadeias Ouachita e Allegheniana) e as Mauritanidas do Noroeste de África (Fig. 7.16).
- A formação da Cadeia Montanhosa Apalachiana com resultado da Orogenia Allegheniana aos 290 Ma atrás marca o fecho do Oceano Iapetus e conseqüente formação do supercontinente Pangea.

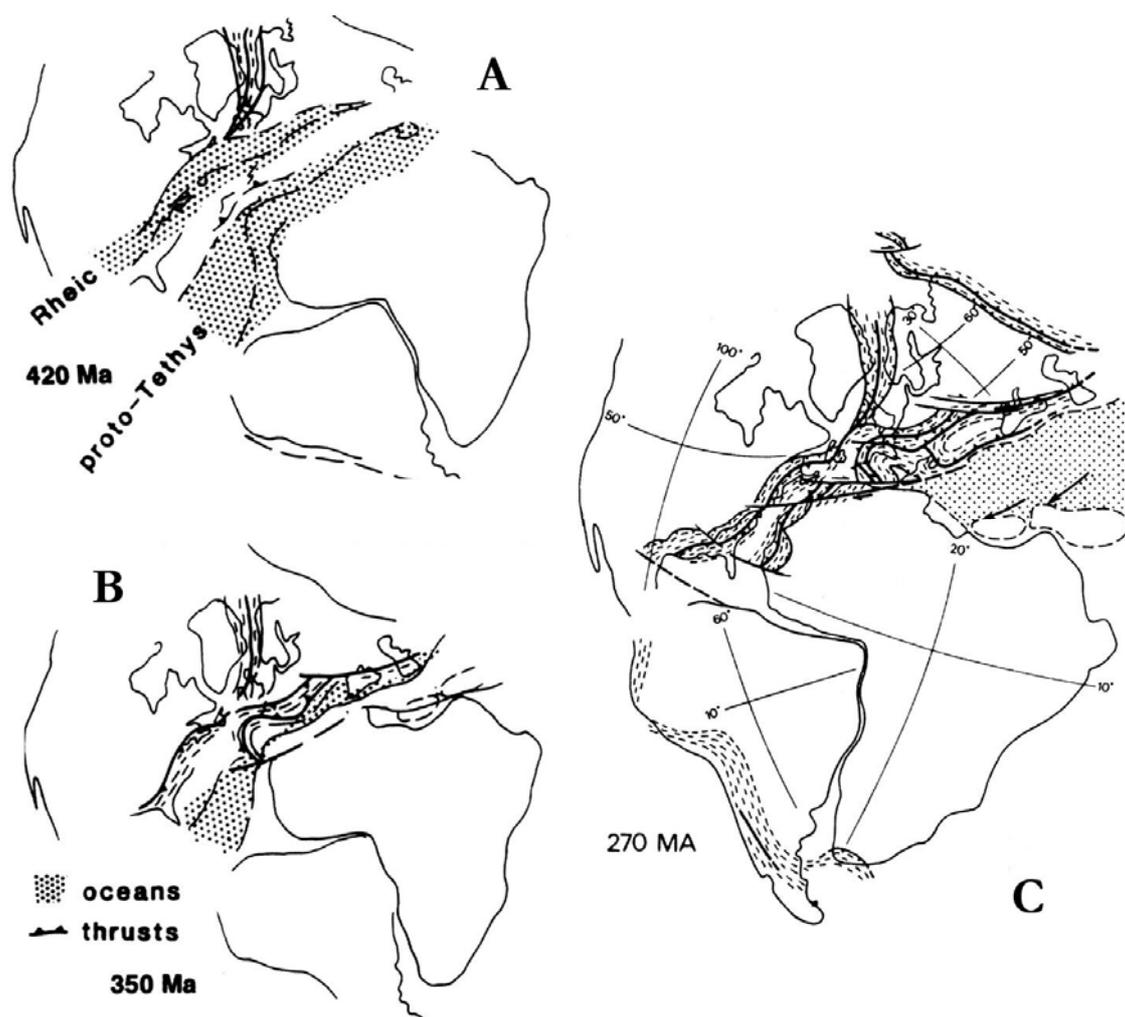


Fig. 7.16 – Reconstituição dos blocos continentais e oceanos para: (A) Silúrico superior, (B) Carbónico Inferior e, (C) Orógeno varisco no Pérmico. Adaptado de Matte (1986).

7.2 CONCLUSÕES

Ao longo do texto precedente expusemos algumas conclusões resultantes da investigação desenvolvida em sectores centrais e setentrionais da Zona de Ossa – Morena, tendo em conta os objectivos inicialmente propostos. Sinteticamente podemos enumerar as conclusões a que chegámos, nos seguintes pontos:

- a) As diferentes unidades litoestratigráficas aflorantes na região de Estremoz – Elvas evidenciam uma história de episódios de deformação que se sucedem de forma diacrónica desde o fim do ciclo Cadomiano durante o Paleozóico;
- b) A sucessão paleozóica dos Sectores de Estremoz – Barrancos e de Alter do Chão – Elvas é equiparável até ao fim da deposição da Formação Dolomítica. Em ambos os sectores, acima deste horizonte a evolução tectonoestratigráfica sugere uma separação, onde a área do anticlinal de Estremoz constituiria uma plataforma carbonatada em alto fundo no Câmbrico médio (erosão), tendo a NE prosseguido a sedimentação terrígena, da Formação de Vila Boim, com carácter vulcano-sedimentar cada vez mais distal à medida que se ascende no Câmbrico. A Formação da Terrugem daria lugar à Formação de Fatuquedo caracterizada na região pela quase ausência de vulcanismo;
- c) O Acidente da Juromenha entendido aqui não como um carreamento, mas como um cavalgamento desenvolvido ao longo da direcção orogénica segundo um modelo transpressivo/transtensivo, explica a subida relativa do Sector de Alter do Chão – Elvas em relação ao Sector de Estremoz – Barrancos e o consequente desenvolvimento da bacia de

sedimentação onde se depositariam, com controlo distensivo, as sequências ordovícicas, silúricas e devónicas anteriores a D1. Este acidente é o que apresenta maior expressão regional mas não é único no seu género, encontrando equivalência no limite NE do anticlinal de Estremoz (como é cartografado no Mapa Geral em Anexo) e na delimitação dos flancos da estrutura Sinclinal de Terena. De modo sistemático em toda a área estudada são muito frequentes os acidentes longitudinais NNW-SSE a NW-SE que cortam as estruturas anteriores o que confere um comportamento contínuo até às fases de deformação mais frágeis para estes acidentes. A associação de Mn ao acidente da Juromenha, constitui um bom nível guia, no entanto o seu interesse estratigráfico primário é discutível podendo apenas, à semelhança de muitos outros casos tratar-se do aproveitamento de uma estrutura com condições privilegiadas para a circulação de fluidos mineralizadores que no caso transportariam Mn. Nestes sectores setentrionais da Zona de Ossa – Morena, este caso de mineralizações associadas a acidentes longitudinais NW-SE a NNW-SSE, longe de ser único, é bem frequente, tendo algumas destas ocorrências sido alvo de exploração mineira⁶;

- d) Relativamente à aplicabilidade dos conhecimentos da “Geologia Estrutural” à exploração de rochas ornamentais, como demoradamente desenvolvemos em capítulo próprio, ficou demonstrada que a correcta avaliação dos jazigos requer o conhecimento dos constrangimentos de ordem geológica que vão influenciar quer a disposição quer a continuidade das estruturas. No caso do anticlinal de Estremoz, mais do

⁶ As minas da Mostardeira, Almagreira, Miguel Vacas, Mocissos, Bugalho, os jazigos de Alagada (Porto Xico – junto ao Guadiana) e de Quinta de Santo António (a N de Elvas), entre muitas outras ocorrências com pouco interesse mineiro são alguns dos exemplos que podemos apontar, para mais exemplos consultar Oliveira, V. (1984), Carvalhosa *et al.*, (1987), Gonçalves (1970).

que saber se existe mármore em determinado local, importa cartografar os limites dessa ocorrência e caracterizar as estruturas observadas; à partida acidentes longitudinais NNW-SSE e falhas, geralmente associadas a filões doleríticos⁷, indicam descontinuidades importantes onde as variedades de mármore podem variar drasticamente o que, como vimos atrás, limita o valor intrínseco da jazida na extracção de rochas ornamentais, podendo mesmo inviabilizar a sua exploração.

- e) No Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, os critérios cinemáticos de deformação observados à escala mesoscópica puderam ser confirmados por análise microscópica. Nos mármoreos os diferentes mecanismos de deformação que incluem, entre outros, a recristalização cinemática com orientação preferencial cristalográfica dos cristais de calcite, corroboram um modelo de deformação transpressiva onde a transferência de massa se faz essencialmente de modo paralelo ao orógeno. À escala microscópica verifica-se que na ausência de filossilicatos a “xistosidade” no mármore corresponde à reorientação e solubilização ao longo dos contornos dos cristais de calcite que deste modo originam uma direcção planar preferencial⁸ segundo a qual a resistência do mármore à fracturação é menor. Pelo contrário se existem filossilicatos na rocha, a acomodação da deformação faz-se por deslocação entre os seus planos de clivagem e os cristais de calcite na proximidade apresentam textura granoblástica.
- f) A correspondência litoestratigráfica entre a Formação Dolomítica e o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado do anticlinal de Estremoz com as unidades aflorantes em Danby – “Green Mountains – Vermont,

⁷ Cabos reais.

⁸ “Currume” entre a linguagem do Sector das Rochas Ornamentais.

Estados Unidos da América”, permite avançar com a hipótese de uma evolução geodinâmica próxima no Paleozóico inferior quando se originou o oceano Iapetus.

- g) Relativamente à comparação entre as estruturas de Ferrarias e de Estremoz, os dados analisados não contradizem as determinações paleontológicas mais recentes e podem ser interpretados considerando uma bacia de sedimentação sinorogénica que se prolongaria para SE até Barrancos. Estes afloramentos de rochas carbonatadas associadas a um complexo ígneo, correspondem aos calcários e diabases de Nery Delgado (1908), autor que considerou os calcários equivalentes aos calcarenitos do Devónico inferior da Formação do Monte das Russianas (na região de Barrancos. Esta idade foi porém contestada por Perdigão *et al.*, (1982) argumentando que *representam contextos geológicos muito diferentes*. A designação de “Complexo Ígneo e Rochas Associadas” corresponderia a “brechas de intrusão e colapso” ou “diatremas”, com carbonatos associados, por Victor Oliveira (1984). O carácter descontínuo, mas persistente, destes afloramentos é melhor explicado se considerarmos que se tratam de rochas mais recentes do que aquelas com que contactam, pelo que a erosão já teria feito desaparecer grande parte delas. A ausência de deformação nas rochas vulcânicas sugere que a sua implantação teria ocorrido no Carbónico superior, associada a uma tectónica distensiva dos finais da Orogenia Varisca (Perdigão, *et al.*, 1982; Oliveira, V., 1984). A confirmar-se a idade pós-Devónico para os calcários colocamos a hipótese de a estrutura de Ferrarias corresponder a um sinclinal discordante sobre os terrenos paleozóicos inferiores subjacentes, pelo que constituiria um equivalente de menores dimensões do Sinclinal de Terena. A presença de clastos que contêm uma fase de

deformação anterior à exibida pelos calcários detríticos de Ferrarias também concorre para esta hipótese, que deverá ser seriamente investigada em trabalhos futuros.

7.3 LINHAS DE INVESTIGAÇÃO A DESENVOLVER

Seguindo as linhas de investigação apresentadas neste trabalho, também as tarefas a realizar futuramente serão desenvolvidos tendo por base duas linhas directoras: i) Investigação de índole académica e ii) aplicação dos resultados alcançados no aproveitamento dos recursos geológicos com especial ênfase para as rochas ornamentais.

Relativamente à sucessão de eventos de deformação que afectaram a região de Estremoz – Elvas, podemos afirmar que, em traços gerais já temos um modelo conceptual de partida que importa por à prova e testar a sua exequibilidade quando novos dados forem obtidos e assim adaptá-lo.

Foi posta em evidencia uma relação cronoestratigráfica entre as sequências de Estremoz e de Danby, no EUA, as afinidades entre elas, tanto em termos geológicos como industriais, justificando que se iniciem trabalhos de pormenor com vista a melhor caracterizar esta relação. Como vimos⁹, a estratigrafia “inalterada” de Danby poderá, num perspectiva muito optimista, constituir um modelo a aplicar no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz permitindo definir a posição de determinados horizontes no conjunto da sequência. Também o melhor controlo estratigráfico existente em Danby pode contribuir para resolver o problema da idade do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. Do ponto

⁹ Capítulo 2.

de vista geodinâmico ajudará, sem dúvida, a precisar a posição que a Zona de Ossa – Morena (ou pelo menos o que então existia do Sector de Estremoz – Barrancos) ocuparia no início do Paleozóico quando se estava a formar o oceano Iapetus. De igual modo, parece haver uma boa correlação estratigráfica entre as sequências pós-Devónico médio de Marrocos¹⁰ e os afloramentos carbonatados de Ferrarias e similares que afloram para SE. Este assunto não foi de todo abordado nesta Tese e merece ser investigado dadas as implicações geodinâmicas que daí podem advir¹¹.

Os estudos sedimentológicos aplicados aos Sectores de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos estão por realizar! Todos os ensaios de reconstituição tectonoestratigráfica que têm sido realizados não esclarecem quais as fontes dos sedimentos que originam as rochas nas diferentes bacias de sedimentação. Em particular, não pensamos dedicar-nos a este estudo mas não poderíamos deixar de fazer este reparo e assim apontar uma linha de investigação que poderá trazer novidades na análise tectonoestratigráfica da Zona de Ossa – Morena.

Actualmente começam a aplicar-se novos métodos de datação por via isotópica em rochas carbonatadas (i.e. Melezhik et al., 2001) pelo que a hipótese de testar a sua aplicação nas rochas carbonatadas da Zona de Ossa – Morena também merece ser investigada.

Por outro lado, a existência de rochas ígneas, em particular as de natureza básica intercaladas nas sequências da área em estudo, poderá ser utilizada com dois fins distintos: *a)* aplicar métodos de datação isotópica mais clássicos (i.e. U/Pb, Rb/Sr); e *b)* permitir a aplicação de métodos paleomagnéticos no intuito de estabelecer trajectórias de migração da Zona de

¹⁰ Comunicação oral de José Piçarra.

¹¹ Recordemos as mais recentes publicações de Robardet (2003) que apontam para a inexistência de uma microplaca Armorica e afirma que estes terrenos constituiriam parte Norte do continente Gondwana.

Ossa – Morena no globo terrestre para o Paleozóico. Por exemplo, vimos que Gubanov (2002) refere a proximidade entre a Ibéria e a Sibéria no Câmbrico inferior, por sua vez Tait *et al.*, (1994, 1997 & 2000) referem a proximidade do Equador para a Sibéria no Ordovícico inferior. Se possível a aplicação do paleomagnetismo à Zona de Ossa – Morena, poderia ajudar a explicar se a Ibéria acompanhou a Sibéria no seu percurso para Norte, ou se pelo contrário ficou ligada ao continente Gondwana.

O anticlinal de Estremoz é um laboratório natural por excelência, principalmente devido à enorme exposição de afloramentos, com hipótese de análise tridimensional por observação directa de estruturas de deformação geradas quer no domínio dúctil quer no domínio frágil. Por isso mesmo, aqui se abrem inúmeras hipóteses de trabalho no estudo dos processos de deformação que controlam o comportamento reológico dos mármore.

Relativamente à exploração dos recursos naturais/rochas ornamentais, os projectos específicos a desenvolver só farão sentido quando o objectivo em vista se destinar a resolver determinado problema. Assim, sempre que surgir uma oportunidade estaremos prontos a dar o nosso contributo.

Em todo o caso, toda a informação compilada, nas tarefas supracitadas ou noutras, contribuirão, obviamente, para melhorar *o modelo geológico-estrutural do anticlinal de Estremoz* e, assim contribuir para um aproveitamento racional e optimizado dos mármore do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- ABALOS, B. & EGUILUZ, L. (1992)** – Evolución geodinámica de la zona de cisalla dúctil de Badajoz-Córdoba durante el Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior. Paleozoico inferior de Ibero-América. Gutierrez-Marco, Saavedra & Rabano (Eds.). Univ. Extremadura, Mérida, pp.577-591.
- ABALOS, B. (1990)** – Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la zona de cisalla dúctil de Badajoz - Córdoba. Thesis Doct. Univ. País Vasco, 430 p.
- ABALOS, B.; GIL IBARGUCHI, J.I.; EGUILUZ, L. (1993)** – A reply to "Cadomian subduction/collision and variscan transpression in the Badajoz-Córdoba Shear Belt, southwest Spain: a discussion on the age of the main tectonometamorphic events", by A. Azor, F. Gonzalez Lodeiro & J.F. Simancas. *Tectonophysics*, 217, pp.347-353.
- ACEÑOLAZA, FLORÊNCIO; MILLERB, G. HUBERT; & TOSELLI, ALEJANDRO J. (2002)** – Proterozoic–Early Paleozoic evolution in western South America—a discussion, *Tectonophysics* Volume 354, Issues 1-2, 30, pp. 121-137.
- APALATEGUI, O., EGUILUZ, L., & QUESADA, C. (1990)** – The structure of the Ossa - Morena Zone. In: R. D. Dallmeyer, E. Martinez (eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer & Martinez-Garcia (Eds.) Springer-Verlag, pp. 280-291.
- ARAÚJO, A. (1989)** – Estrutura de uma Geotransversal no Rio Guadiana entre Moura e Mourão. Tema de dissertação apresentado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica de E.C.D.U. (art. 53/60), Departamento de Geologia, F.C.U.L., 92 pp.
- ARAÚJO, A.; RIBEIRO, A. (1990)** – Oblique Tectonics in the Evora-Aracena Subzone (Ossa-Morena Zone - South Portugal); International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen-Giessen. Abstracts. International Geological Correlation Program 233.
- ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A. (1991)** – Modelo Tectónico para o Domínio de Evora-Aracena (zona de Ossa Morena), Coimbra, III Congresso Nacional de , pp 32.
- ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A. (1991a)** – Transpressão tangencial no domínio de Evora-Aracena, Zona de Ossa Morena. XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular, Huelva, pp 9.
- ARAÚJO, A. (1992)** – Tectónica da Zona de Ossa-Morena. Notícia explicativa da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200.000, folha 8. Serviços Geológicos de Portugal.
- ARAÚJO, A., FONSECA, P. & MUNHÁ, J. (1993)** – Ossa-Morena Ophiolites. XII Reunião de do W Peninsular, Evora, 20-24 de Setembro de 1993. Terra Abstracts.
- ARAÚJO, A., FONSECA, P. & RIBEIRO, A. (1993a)** – Obduction and Flake Tectonics in the Variscan Suture of SW Iberia. XII Reunião de do W Peninsular, Evora, 20-24 de Setembro de 1993. Terra Abstracts.
- ARAÚJO, A.; FONSECA, P. & RIBEIRO, A. (1993b)** – Structure of the Ossa Morena Zone South Sector. Geodynamic Implications in the Iberian Variscan Fold Belt Evolution. Structures and Tectonics at Different Lithospheric Levels, Graz, Austria, 6-8 Sept. 1993. Terra Abstracts, supplement n. 2 to Terra Nova, vol. 5, 1993, pp. 2-3.
- ARAÚJO, A., FONSECA, P., MUNHÁ, J., SILVA, J. B. & RIBEIRO, A. (1993c)** – Recent Data and Correlations Between Allochthonous Units in NW Iberia and Ossa-Morena Zone. In Uralides-Variscides Meeting, Europrobe, Oviedo, Março de 1993.
- ARAÚJO, A., FONSECA, P., LOPES, L., PEREIRA, M. F., RIBEIRO, A. & SILVA, J. B. (1994)** – Variscan structure of the Ossa Morena Zone (South margin of the Iberian Terrane. Resumo. "Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana" 2nd International Meeting, Morocco, Rabat, 29 Nov. - 7 Dez. 1994.

- ARAÚJO, A. , LOPES, GONÇALVES, F.. L., PEREIRA, M. F., SILVA, J. B. & RIBEIRO, A. (1994a)** – Novos elementos sobre o Carreamento de Juromenha (Elvas). Anais 4 - Universidade de Évora. pp. 105 – 110.
- ARAÚJO, A. (1995)** – Estrutura de uma geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): Implicações na evolução geodinâmica da margem sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências da Univ. de Évora, 200pp.
- ARTHURTON, R., S. (1983)** – The Skipton Rock Fault an Hercynian wrench fault associated with the Skipton Anticline. northwest England. *Geol. J.* 18, 1051-14.
- AZOR, A., GONZALEZ-LODEIRO, F. & SIMANCAS, J. F. (1993)** – The boundary between the Central Iberian & Ossa- Morena Zones: A variscan suture. Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Vol. II, pp. 100, Évora.
- AZOR, A.; LODEIRO, F.; POYATOS, D.; SIMANCAS, J. (1996)** – The Ossa Morena - Central Iberian Suture (Variscan BeIt, Southwestern Iberian Massif). Europrobe Variscides- Uralides excursion guide-book. Granada, Março 1996. 25 p.
- AZOR, A.; LODEIRO, F.; SIMANCAS, J. (1993)** – Cadomian subduction-collision and variscan transpression in the Badajoz-Cordoba Shear Zone, southwest Spain: a discussion on the age of the main tectometamorphic events. *Tectonophysics*, 217, Elsevier Scien.Publis.Amsterdam, pp.343-346.
- BALDWIN, B. (1982)** – Geology of Vermont. *Earth Science*, Vol. 35, N°3, pp. 10-14.
- BARD, J. P. BURG, J. P. MATTE, P. & RIBEIRO, A. (1980)** – La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26^{ème} *Cong. Geol. Int. Paris* Coll. C6 et Mem. B.R.G.M. 108, pp. 233-246.
- BARD, J. P. (1971)** – Sur la alternance de zone métamorphiques e granitiques dans le segment hercynien sud- ibérique: comparason de la variabilité des caractères geotectoniques de ces zones avec les orogenes. "Orthotectoniques". *Bol. Geol. y Minero*, t. LXXXII - III - IV, pp. 108 - 128.
- BOBYARCHICK, ANDY R. (1985)** – The eingenvales of steady flow in Mohr space., *Tectonophysics*, 122, 35 -51.
- BOOGAARD, M. (1972)** – Conodont faune from Portugal and Southwestern Spain. A Middle Devonian fauna from near Montemor – o – Novo. *Scripta Geologica*, 13. Leiden 10 pp.
- BORRADAILE, G. J., (1978)** – Transected folds: A study illustrated with examples from Canada and Scotland, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 481 – 493.
- BORRADAILE, J. G. (1977)** – On cleavage and strain: results of a study in West Germany using tectonically deformed sand dykes, *Jour. Soc. Geol. Lond.*, 133, 146 – 164.
- BORREGO, J.; ARAÚJO, A. & FONSECA, P. (2003)** – O Sector de Estremoz – Barrancos (ZOM): cartografia geológica e estrutural ao longo de uma geotransversal no rio Guadiana. *In: Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, pp. C16-C19.
- BRAUN, J. (1994)** – Three-dimensional numerical simulations of crustal-scale wrenching using a non linear failure criterion, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 8, 1173-1186.
- BRUN, JEAN-PIERRE & BURG, JEAN-PIERRE, (1982)** – Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision, *Earth and Planetary Science Letters*, 61, 319 – 332.
- BURG, J.P., IGLESIAS, M., LAURENT, PH., MATTE, PH. & RIBEIRO, A. (1981)** – Variscan intracontinental deformation: The Coimbra - Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula), *Tectonophysics*, 78, 161 – 177.
- BURG, J.P. (1999)** – Ductile structures and instabilities: their implication for Variscan tectonics in the Ardennes. *Tectonophysics*, Aug 1999.
- BUTTLER, B. C. M. & BELL, J. D. (1988)** – Interpretation of geological maps. Longmann Earth Science Series. Longmann Scientific & Technical. 236 Págs.

- CABRAL, J. M. P.; MACIEL, M. J.; LOPES, L.; LOPES, J.M.C.; MARQUES, A. P. V.; MUSTRA, C. O.; FREITAS, M. C. & CARREIRA, P. M. (2001)** – Petrographic and isotopic characterization of marble from the Estremoz Anticline: its application in identifying the sources of Roman works of art. *Journal of Iberian Archaeology*, vol. 3, pp 121-128.
- CABRAL, J. M. P.; MACIEL, M. J.; LOPES, L.; LOPES, J.M.C.; MARQUES, A. P. V.; MUSTRA, C. O.; FREITAS, M. C. & CARREIRA, P. M. (1998)** – Use of stable carbon and oxygen mass spectrometry and neutron activation analysis in determining provenance of some roman works of art in portuguese museums, ASMOSIA symposium - Dep. of Classical Art, Museum of Fine Arts, Boston.
- CAIEUX, L. (1970)** – Carbonate rocks. Hafner Publishing Company. 506 pp.
- CARRILHO LOPES, J. M. (2003)** – Petrologia e geoquímica dos Complexos básicos e ultrabásicos do Nordeste alentejano e das rochas hipercalinas associadas. Tese de Doutoramento, Departamento de Geociências da Universidade de Évora, in prep.
- CARRILHO LOPES, J.M. & LOPES, J.L. (1996)** – Caracterização ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália. I ANEL G0: Bordo Sudoeste. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 56p.
- CARRILHO LOPES, J.M. (1989)** – Petrologia e Geoquímica de Granitóides Hercínicos na Zona de Ossa-Morena: O Maciço de Sta. Eulália, Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Univ. Évora, 138 pp.
- CARVALHO, D., GOÍNHAS, J., OLIVEIRA, V., RIBEIRO, A. (1971)** – Observações sobre a geologia do Sul de Portugal e conseqüências metalogenéticas. *Est. Not. Trabalhos*, Serv. Fom. Mineiro, 20 (1/2): 153 - 199.
- CARVALHOSA, A., GONÇALVES, F. & OLIVEIRA, V. (1987)** – Notícia explicativa da folha 36-D, Redondo. Serviços Geológicos de Portugal.
- CARVALHOSA, A. (1965)** – Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Fialchalho (Alentejo). *Mem.Serv.Geol. Portug.* 11. 130p.
- CARVALHOSA, A. (1983)** – Esquema geológico do maciço de Évora, *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69, 2, 201 – 208.
- CARVALHOSA, A.; ZBYZEWSKI, O. (1994)** – Carta Geológica de Portugal á escala 1:50000 e notícia explicativa da folha 35-D- Montemor-o -Novo. Serv. Geol. Portugal.
- CASAL MOURA, A. (1991)** – Rochas ornamentais carbonatadas de Portugal, *Bol. Minas*, 28, 1, 3 – 15.
- CASAL MOURA, A.; GRADE, J.; RAMOS, J. M. F. & FERREIRA, N., (1995)** – Aspectos Metodológicos do Estudo e Caracterização de Maciços Graníticos tendo em vista a sua Exploração para Produção de Rochas Ornamentais e Industriais. *Boletim de Minas*, 32 (1), Lisboa, p. 15-22.
- CATÁLOGO DE ROCHAS ORNAMENTAIS PORTUGUESES (1983)** – 1ª edição, Vol. I, Direcção – Geral de Geologia e Minas, Lisboa, Ministério da Indústria e Energia.
- CATÁLOGO DE ROCHAS ORNAMENTAIS PORTUGUESES (1984)** – 1ª edição, Vol. II, Direcção – Geral de Geologia e Minas, Lisboa, Ministério da Indústria e Energia.
- CATÁLOGO DE ROCHAS ORNAMENTAIS PORTUGUESES (1992)** – 2ª edição, Direcção – Geral de Geologia e Minas, Lisboa, Ministério da Indústria e Energia, 79p.
- CHAMINÉ, H. I., FONSECA, P. E.; ROCHA, F. T.; MOÇO, L. P.; FERNANDES, J. P.; GAMA PEREIRA, L. C.; GOMES, C.; LEMOS DE SOUSA, M. J. E RIBEIRO, A. (2000)** – Implicações tectonoestratigráficas da ocorrência de metapelitos negros (Unidade de Albergaria-a-Velha) de idade devónica na faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha-Coimbra-Tomar. 6ª Conf. Anual GGET da Sociedade Geológica de Portugal, Universidade de Évora, Outubro de 2000, pp. 52-58.
- CLENDENIN, C. W. (1991)** – Structure, Stratigraphy, and mineralization: an interrelationship triangle and the southeast Missouri Mississippi Valley-Type deposits., *Economic Geology*, 86, 179 – 184.

- COELHO, A. V. P. & GONÇALVES, F. (1972)** – Nota prévia sobre o provável Precâmbrico mais antigo do Alto Alentejo. Série de afinidade charnoquítica de Campo Maior. *Bol. Mus. Lab. Min. e Geol. Fac. Ciências*. Vol 13 (1): p. 59 - 81.
- COMPTON, ROBERT R. (1985)** – Geology in the Field. Wiley. New York. 398 p.
- CONDE, L. E. N. & ANDRADE, A. A. S. (1974)** – Sur la faune Méso et/ou Néodévonniene de calcaires du Monte Cortes, Odivelas (Massif de Beja). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 74: 69-77.
- CONEY, P.; JONES, D. & MONGER, J.H. (1980)** – Cordilleran Suspect Terranes. *Nature*, 288. pp. 329-333.
- COSTA, P. FALÉ E, VINTÉM, C., MOREIRA, J., DINIS DA GAMA, C., SOUSA, J., & LOPES, L. (2001)** – Estudo da Viabilidade Técnica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz. Congresso Internacional da Pedra Natural, Ass. Ind. Portuguesa / Feira Internacional de Lisboa, Lisboa, 16-17 de Maio de 2001, Lisboa, pp. 11.
- COX, S. F., ETHERIDGE, M. A. & HOBBS, B. E. (1981)** – The experimental ductile deformation of polycrystalline and single crystal pyrite., *Economic Geology*, 76, 2105 – 2117 p.
- CRAMEZ, C. (2003)** – Opening of South Atlantic Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, pp. XXIV-XXVII.
- DALZIEL, I. W. D. (1997)** – Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics; review, hypothesis. *Geological Society of America Bulletin*, 109(1): 16-42.
- DALZIEL, IAN (1995)** – Earth before Pangaea, *Scientific American*, v. 272, no. 1, p. 58-63
- DAVIS, GEORGE H. (1984)** – Structural Geology of Rocks and Regions. Wiley. New York. 492 p.
- DE PAOR, DECLAN G., (1994)** – The role of asymmetry in the formation of structures, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 4, 467-475.
- DELGADO, J. F. N. (1905)** – Contribuições para o estudo dos terrenos Paleozóicos. *Com. Serv. Geol. Portug.*, 6, pp. 56-122.
- DELGADO, J.F.N. (1908)** – Système Silurique du Portugal. étude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Ser. Geol. Portugal*, 245 p.
- DELGADO, N. & CHOFFAT, P. (1899)** – Carta Geológica de Portugal à escala 1:500.000.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1993)** – Porto-Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the Variscan orogeny. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 79, pp. 31-40. and Terra abstracts suplement n° 6 to Terra Nova, vol. 5, p. 11.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1994)** – Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian Branch of the Ibero-Armorican Arc. *Journ. Struct. Geol.*, v. 16(11), pp. 1543-1554.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1995)** – The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? Elsevier. *Tectonophysics*, 246, pp. 113-128.
- DIAS, R. (1994)** – Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro-Ibérica: Importância para a compreensão da Génese do Arco Ibero-Armoricano, Tese de Doutoramento não publicada, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.
- DOMINGOS, L. C. G.; FREIRE, J. L. S.; SILVA, F. G.; GONÇALVES, F.; PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. (1983)** – The structure of the intramontane upper Carboniferous Basins in Portugal. In: SOUSA, M. J. L. & OLIVEIRA, J. T. (Eds) -The *Carboniferous of Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. (*Memória dos Serviços Geológicos de Portugal*. N.º 29. p. 187-194).
- DOOLAN, B. (1996)** – The Geology of Vermont. *Rocks & Minerals*, Vol. 71, pp. 218-225.
- DUARTE, I. M. R. (2002)** – Solos residuais de rochas granitóides a Sul do Tejo. Características geológicas e geotécnicas. Tese de Doutoramento. Univ. Évora. 373 p.
- DUNCAN, A. C., (1985)** – Transected folds: a re-evaluation, with examples from the \type area\ at Sulfur Creek, Tasmania, *Jour. Struct. Geol.*, 7, 3, 409 – 419.

- DUVAL, B., CRAMEZ, C., & VAIL, P. (1992)** – Types & hierarchy of stratigraphic cycles. Course of seismic interpretation. Vol. 1 & 2. Total. Paris.
- DYANNA M. CZECK AND PETER J. HUDLESTON (2003)** – Testing models for obliquely plunging lineations in transpression: a natural example and theoretical discussion, *Journal of Structural Geology*, Volume 25, Issue 6, June 2003, Pages 959-982.
- EDEN, C. P. (1991)** – Tectonostratigraphic Analysis of the Northern Extent of the Oceanic Exotic Terrane, Northwestern Huelva Province, Spain. Tese de Doutoramento, Department of Geology, University of Southampton, Southampton, 213 pp., (inédito).
- EICHELBERGER, J.C. (1978)** – Andesitic volcanism and crustal evolution, *Nature*, 275, 5675: 21-27.
- EINSELE, G. (1992)** – Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sedimentary Budget. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 628p.
- ELLIOTT, D. (1972)** – Deformation paths in structural geology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, 2621-2638.
- ELLIS, M. & WATKINSON, A. J., (1987)** – Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions, *Geology*, 15, 1022 – 1026.
- ELLIS, MICHAEL A., (1986)** – Structural morphology and associated strain in the central Cordillera (British Columbia and Washington): Evidence of oblique tectonics, *Geology*, 14, 647 -650.
- ELORZA, M. GUTIERREZ, ENRILLE, J. L. HERNANDEZ & VEGAS, R., (1971)** – Los grandes rasgos geológicos del sur de la provincia de Badajoz, *Bol. Geol. y Minero*, 82, 269 – 273.
- ENGLAND, P. C. & THOMPSON, A. (1986)** – Some thermal and tectonic model for crustal melting in continental collision zones. *From: Coward, M. P. & Ries, A. C. (eds), 1986, Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication N°19, pp. 83 - 94.
- ENGLAND, P. C. & THOMPSON, A. (1984)** – Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, Part I: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust & Part II: Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Jour. Petrology*, 25, 894-928.
- ETHERIDGE, M. A., WALL, V. J., COX, S. F. & VERNON, R. H. (1984)** – High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: Implications for mass transport and deformation mechanisms., 89, 36, 4344-4358.
- FARINHA RAMOS, J. M., CASAL MOURA, A. & GRADE, J., (1984)** – Exploração de rochas ígneas para pedra ornamental. Alguns aspectos de natureza geológica e estrutural, *Estudos Notas e Trabalhos do SFM*, 26, 1, 35 – 48.
- FERNANDO L. LADEIRA, (1981)** – Relação das fracturas dos mármore de alentejanos com outras estruturas., *Bol. Soc. Portugal*, 22, 227 – 232.
- FICHTER, LYNN S., & POCHE, DAVID (2001)** – Ancient Environments and the Interpretation of Geologic History: 3rd Ed., Macmillan Publishing Company. 310p.
- FLORIDO, P. & QUESADA, C., (1984)** – Estado actual de conocimientos sobre el Macizo de Aracena. *Quad. Lab. Geol. Laxe*, 8: 257 - 277.
- FONSECA, P. & RIBEIRO, A., (1993)** – Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt, *Geol. Rundsch*, 82, 1091, 440-447.
- FONSECA, P. (1995)** – Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa. Tese de Doutoramento. 325p.
- FONSECA, P.; ARAÚJO, A.; LEAL, N.; MUNHÁ, J. (1993)** – Variscan Glaucofane Eclogites in the Ossa Morena Zone. XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Evora, 20-24 Setembro. Terra Nova Abstracts, suppl. N° 6 to Terra Nova, vol.5.pp.1 1-12.
- FONSECA, P.; RIBEIRO, A. (1995)** – Evidências de sobrepressão tectónica no SW da ZOM: as

- ocorrências eclogíticas de Safira- Escoural e Alvito- Viana do Alentejo. Museu e Lati. Mm. e Geol. da Univ. do Porto. Memória 4. pp. 253-257.
- GAFFIN, STUART R. (1992)** – Unforced oscillations in a freeboard basin model: Analogue to Glacial/Climate oscillators? *Journal of Geology*, Vol. 100, pp. 717 - 729.
- GAMA, D.; COUTO, R.; COSTA E SILVA, M.; BERNARDO, P.; BASTOS, M.; GUERREIRO, H.; NEVES, A.P.; PEREIRA, A.; PEREIRA, H. & HORTA, J. (2000)** – Projecto de execução para a exploração subterrânea de mármore na região de pardais, Relatório Interno, I.G.M., Lisboa.
- GARY, DAVID R., (1981)** – Cleavage-fold relationships and their implications for the transected folds: an example from southwest Virginia, USA, *Jour. Struct. Geol.*, 3, 3, 265 – 277.
- GELLATLY, D. C., (1966)** – Graphite in natural and experimental carbonate systems, *Miner. Mag. London*, 35, 275, 963 – 970.
- GIL CID, MARIA DOLORES (1986)** – La Albuera del Castellar, nuevo yacimiento en el Cámbrico médio de Zafra., *Bol. Geo. Minero*, 97, 313 – 318.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T., (1992)** – El Paleozóico de las Cordilleras Béticas. In: Paleozoico Inferior de Ibero-America. Mérida 1992. Editado por Gutiérrez-Marco, Saavedra & Rábano. Universidad de Extremadura. pp 593 - 606.
- GONÇALVES, F. (1969)** – Afloramentos câmbrios do Alto Alentejo e do Ribatejo. *Bol. do Mus. Lab. Min. Geol. da Fac. de Ciências*. Vol. 11º - Fasc. 2º pp. 357-365.
- GONÇALVES, F. (1970)** – Contribuição para o conhecimento geológico dos mármore de Estremoz, *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, Porto, Vol. 20, Fasc. 1-2, 11 pp., 1970.
- GONÇALVES, F. (1970a)** – Notícia explicativa da folha 37-A, Elvas. Serviços Geológicos de Portugal.
- GONÇALVES, F. (1970b)** – Contribuição para o conhecimento das rochas hiperalcalinas e alcalinas (gnaisses hastingsíticos) do Alto Alentejo, *Bol. Soc. Geol. Port.*, Lisboa, Vol. 17, Fasc. 2-3, pp. 187-228, 1970 (em colaboração com C. T. Assunção).
- GONÇALVES, F. (1970c)** – Provável conglomerado de base no Precâmbrico superior de Portugal, *Bol. Soc. Geol. Port.*, Lisboa, Vol. XVII, Fasc. 1, pp. 109-118.
- GONÇALVES, F. (1971)** – Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Mem. Serv. Geol. Portugal*. Nova Série, 16, 62 pp.
- GONÇALVES, F. (1972)** – Observações sobre o anticlinório de Estremoz. Alguns aspectos geológico-económicos dos mármore, *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, Porto, Vol. 22, Fasc. 1-2, pp. 121-132 (Matérias-primas minerais não metálicas, nº 17).
- GONÇALVES, F. (1978)** – Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da folha 33-A, Assumar, Lisboa, Serv. Geol. Port., 1978, 37 pp.
- GONÇALVES, F. (1978)** – Estado actual do conhecimento geológico do Nordeste alentejano. IV Curso de Extensão Universitária de Ciências Geológicas, Faculdade de Ciências de Lisboa, pp. 193-213, Lisboa.
- GONÇALVES, F. (1982)** – Membro arenito-conglomerático da parte superior do Cámbrico de Elvas. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, tomo 24, pp. 33-39.
- GONÇALVES, F. (1983)** – Guia das excursões no bordo sudoeste da Zona de Ossa-Morena. Formações precâmbrias e do Paleozóico superior do flanco meridional do anticlinório de Évora-Moura. *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, Tomo 69, fasc. 2, pp. 269-273.
- GONÇALVES, F. (1984)** – Contribuição para o conhecimento geológico do Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura (Alcácer do Sal). *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Tomo 26, pp. 263-267, 1984/85.
- GONÇALVES, F. (1984a)** – Subsídios para o conhecimento geológico do Carbónico de Santa Susana. Volume d'hommage au géologue G. Zbyszewski, Éd. Recherchesur les Civilisations, pp. 109-130. Paris.

- GONÇALVES, F. & ASSUNÇÃO, C. T. (1970)** – Contribuição para o conhecimento das rochas hiperalcalinas e alcalinas (gnaisses hastingsíticos) do Alto Alentejo, **Bol. Soc. Geol. Port.**, Lisboa, Vol. 17, Fasc. 2-3, pp. 187-228.
- GONÇALVES, F. & CARVALHOSA, A. (1978)** – Nota prévia sobre a existência de deformação, metamorfismo e granitização ante-hercínicas, na parte portuguesa da zona de Ossa Morena. *Bol. Soc. Geol. Port.*, Lisboa, Vol. 21, Fasc. 1-2, pp. 13-17.
- GONÇALVES, F. & CARVALHOSA, A. (1984)** – Geotransversal do Maciço de Évora, entre Santo Aleixo e Ficalho. *Cuadernos do Laboratório Xelóxico de Laxe*, Vol. 8: pp. 353-357.
- GONÇALVES, F. & CARVALHOSA, A. (1994)** – O Proterozóico da Zona de Ossa Morena no Alentejo. Síntese e actualização de conhecimentos. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa, Classe de Ciências*, t. 34. 35 p.
- GONÇALVES, F. & COELHO, A. P. (1970)** – Rocha hiperalcalina de Estremoz, **Bol. Soc. Geol. Port.**, Lisboa, Vol. 17, Fasc. 2-3, pp. 181-185, 1970 (em colaboração com A.V. P. Coelho).
- GONÇALVES, F. & COELHO, A. P. (1974)** – Notícia explicativa da folha 36-B, Estremoz. Serviços Geológicos de Portugal. 64 p.
- GONÇALVES, F. & LOPES, L. (1992)** – "Nota preliminar sobre os recursos geológicos do Alentejo utilizáveis como rochas ornamentais". *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Tomo XXXII, pp. 267 - 283.
- GONÇALVES, F. & LOPES, L. (1992a)** – Aspectos da potencialidades das rochas ornamentais do Alentejo, tema apresentado nas Jornadas Técnicas sobre a Indústria Extractiva e transformadora de Rochas Ornamentais do Alentejo, *A Pedra*, N°43, pp. 7-17.
- GONÇALVES, F. & OLIVEIRA, V. (1986)** – Alguns aspectos do Precâmbrico da Zona de Ossa Morena em Portugal. O Proterozóico superior de Estremoz. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Classe de Ciências, Tomo XXVII, pp. 111-117.
- GONÇALVES, F. & PALÁCIOS, T. (1984)** – Novos elementos paleontológicos e estratigráficos sobre o Proterozóico português, na Zona de Ossa Morena. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Classe de Ciências, Tomo XXV : 225 - 235.
- GONÇALVES, F. & TEIXEIRA, C. (1975)** – Mapa geológico do Maciço Hespérico do Sudoeste da Península Ibérica, Dep. Petrol. Geoq. Univ. Salamanca, Madrid, 1975.
- GONÇALVES, F., LOPES, J.C., LOPES, L., RIBEIRO, C. & VIANA, A. (1991)** – Maciço ígneo de Santa Eulália - Considerações acerca das suas potencialidades na produção de Rochas Ornamentais - *A Pedra*, ano X, N°39, pp.7-11.
- GONÇALVES, F., LOPES, L., PEREIRA, M.F., PIÇARRA, J.M., OLIVEIRA, J.T., SILVA, J.B., RIBEIRO, A., EGUILUZ, L., MARTINEZ-TORRES, L.M., APRAIZ, A., ABALOS, B. (1993)** – XII Reunião de do Oeste Peninsular. Livro Guia das Excursões. Contacto ZOM/ZCI: expressão cadomiana e . Évora, 20-24 Set 1993.
- GONÇALVES, F., ARAÚJO, A., PEREIRA, M.F., LOPES, L. RIBEIRO, A., SILVA, J.B., OLIVEIRA, J.T., OLIVEIRA, V., LIÑAN, E., PEREJON (1994)** – Notícia sobre a acção integrada luso-espanhola proposta pelas universidades de Évora e de Zaragoza para a realização em 1993 do projecto\Estudo Paleontológico e Estrutural. Relatório não publicado apresentado ao Conselho de Reitores. Universidade de Évora.
- GONÇALVES, F., COELHO, A. V. P. & ZBYSZEWSKI, G (1975)** – Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000, folha 32-D, Sousel, Lisboa, **Serv. Geol. Port.**, 49 pp.
- GONÇALVES, F.; PERDIGÃO, J.; COELHO, A.; MUNHÁ, J. (1978)** – Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000. Notícia explicativa do falha 33-A, Assumar. **Serv. Geol. Portug.** 37 p.
- GONÇALVES, F.; ZBYSZEWSKY, G. & COELHO, A.V.P. (1975)** – Notícia Explicativa da Folha 32-D (Sousel) - C.G.P. 1/50000 -**Serv. Geol. Portugal**, 49 pp.

- GRIFFITHS, ROSS W. & CAMPBELL, IAN H. (1991)** – On the dynamics of long-lived plume conduits in the convecting mantle, *Earth Planet. Science Letters*, 103, 214 – 227.
- GROTEHUIS, SASKIA TEN (2000)** – Mica fish in mylonites deformation mechanisms and implications for rheology, Dissertation zur Erlangung des Grades "Doktor der Naturwissenschaften", 133 p.
- GRUJIC, DJORDJE, (1993)** – The influence of initial fold geometry on Type 1 and Type 2 interference patterns: an experimental approach., *Jour. Struct. Geol.*, 15, 293 – 307.
- GUBANOV, ALEXANDER P. (2002)** – Early Cambrian palaeogeography and the probable Iberia–Siberia connection. *Tectonophysics*, 352, pp. 153-168.
- HANSON, GILBERT N. (1978)** – The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition, *Earth Planet. Science Letters*, 38, 26 – 43.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. AND P.R. VAIL, (1988)** – An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., and others (eds.), *Sea-level Changes: an Integrated Approach*; Soc. Econ. Paleont. and Mineral., Special Publication 42, p. 71-108.
- HAQ, BILAL U. (1991)** – Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 12, pp. 3-39.
- HARDING, T. P. (1993)** – The Newport Inglewood trend, California - an example of Wrenching style of deformation. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 97-116.
- HARLAND, W. B. (1971)** – Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag.* 108, 27- 42.
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A. G., SMITH, A. G., WALTERS, R., (1989)** – A Geologic Time Scale. Cambridge University Press. ISBN 0-521-38765-5.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A. & TINDLE, A.G. (1986)** – Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *From: Coward, M. P. & Ries, A. C. (eds), 1986, Collision Tectonics, Geological Society Special Publication N°19, pp. 83 - 94.*
- HERNANDEZ ENRILLE, J. L. (1971)** – Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del anticlinorio Olivenza - Monesterio (Badajoz)., *Bol. Geol. Minero*, 82, 3, 359 – 370.
- HERRANZ, P. (1984)** – El Precámbrico y su cobertura paleozóica en la region centroriental de la Provincia de Badajoz. Thesis Doct. Univ. Complut. Madrid.
- HIGUERAS, P. & MUNHÁ, J. (1993)** – Geochemical constraints on the petrogenesis of mafic magmas in the Almadén mercury mining district. *TERRA NOVA, Vol. 5, Abstract Supplement N° 6* (Resumos das comunicações da XII Reunião de do Oeste Peninsular, Évora 20 - 24 de Setembro de 1993).
- HOBBS, B., MEANS, W. & WILLIAMS, P. (1976)** – An Outline of Structural Geology. Wiley. New York. 571 p..
- HOFFMAN, P. F. (1991)** – Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science* 252(5011): 1409-1412.
- HOYMAN, KARL-HEINZ (1999)** – Isotopengeochemische Untersuchungen zur Datierung von Metamorphose und Magmatismus und zur Magmengenese im Bereich der Süd-Iberischen Scherzone (Sud-Spanien). Auflage Aachen; Wissenschaftsverlag Mainz, 1999; Aachner Geowissenschaftliche Beiträge, Band 32. 359 p.
- HUDLESTON, PETER J. & LAN, LABAO (1994)** – Rheological controls on the shapes of single-layer folds, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 7, 1007-1021.
- HUDLESTON, PETER J. & LAN, LABAO (1993)** – Information from fold shapes, *Jour. Struct. Geol.*, 15, 253 – 264.
- HUTTON, D. H. W. & REAVY, R. J. (1992)** – Strike slip tectonics and the granite petrogenesis. *Tectonics*, Vol. 11 N°5, pp. 960 - 967.
- I.G.M. (1997)** – Carta Geológica do Anticlinal de Estremoz 1:10.000, DPRMNM.

- I.G.M. (1997)** – Carta Geológica do Anticlinal de Estremoz 1:25.000, DPRMNM.
- ICONS (2000)** – *Interactive Catalogue of Natural Stones*, CD-ROM, release 5.0, Variograma, Lisboa.
- JABLINSKI, JOSEPH D. & HOLST, TIMOTHY B., (1992)** – Deformational history of Archean Metasedimentary Rocks of the Beartooth Mountains in the vicinity of the Mineral Hill Mine, Jardin, Montana., *Journal of Geology*, 100, 561 – 578.
- JIANG, DAZHI, (1994)** – Flow variation in layered rocks subjected to bulk flow of various kinematics vorticities: theory and geological implications, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 8, 1159-1172
- JOHNSON, T. E., (1991)** – Nomenclature and geometric classification of cleavage - transected folds, *Jour. Struct. Geol.*, 13, 3, 261 – 274.
- JULIVERT, M. (1987)** – The structure and evolution of the hercynian fold belt in the Iberian Peninsula. In: *The Anatomy of Mountain Belts*, Shafer & Rodgers ed. Princeton Univ. Press, Cap. 6, 65 – 103.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A., CONDE, L. N. (1974)** – Mapa tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares, Escala 1 : 1.000 000 Serv. Publ. Minis. Int. 113 pp.
- KARLSTROM, K. E.; WILLIAMS, M. L.; MCLELLAND, J.; GEISSMAN, J. W. & ÅHÅLL, KARL-INGE (1999)** – Refining Rodinia: Geologic Evidence for the Australia-Western U.S. connection in the Proterozoic. *GSA Today*, Vol. 8, Nº10, pp. 1-6.
- KEITH, M. L., (1993)** – Geodynamics and mantle flow: an alternative earth model, *Earth-Science Reviews*, 33, 153 – 337.
- KEPPIE, J. D. ; DALLMEYER, R.D. (1989)** – Pre-Mesozoic Terranes In Circum- Atlantic Phanerozoic Orogens. In: 28 th Int. Geol. Congr., Washington (USA), Abstract Vol. 2. pp. 176-177.
- KIRSCHENER, DAVID L. & TEYSSIER, CHRISTIAN (1994)** – Orthorhombically arranged vein arrays, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 8, 1129-1138
- KROHE, A. (1990)** – Local variations in quartz (c)-axis orientations in non-coaxial regimes and their significance for the mechanics of S-C fabrics., *Jour. Struct. Geol.*, 12, 8, 995 – 1004.
- LADEIRA, FERNANDO L. (1978)** – Relationship of fractures to other geological structures in various crustal environments. Unpublished Ph. D. Thesis, University of London.
- LADEIRA, FERNANDO L. (1981)** – Relação das fracturas dos mármore de alentejanos com outras estruturas., *Bol. Soc. Portugal*, 22, 227 – 232.
- LAFRANCE, B., WILLIAMS, P. F. & ELLIOTT, C. G. (1989)** – Sinistral shearing during Acadian deformation in north-central Newfoundland, based on transecting cleavage: Discussion, *Jour. Struct. Geol.*, 11, 3, 365 – 368.
- LAWSON, W. J., SHARP, M. J. & HAMBREY, M. J., (1994)** – The structural geology of a surge-type glacier, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 10, 1447-1462.
- LE PICHON, X., J. ANGELIER, AND J.C. SIBUET, (1982)** - Plate boundaries and extensional tectonics, *Tectonophysics*, 81, 239-256.
- LEFORT, J.-P. & RIBEIRO, A. (1980)** – La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain ?, *Bull Soc Geol France*, 72, 3, 455 – 462.
- LIÑAN, E. & QUESADA, C. (1990)** – Cambrian (rift phase) stratigraphy of the Ossa - Morena Zone. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag, pp. 259-266.
- LISBOA, J.V.V.; CARRILHO LOPES, J.M. & LOPES, J.L.G. (1997)** – Prospecção de Granitos Ornamentais: Maciço de Santa Eulália Vol. de Comum. II Congr. Europeu da Pedra Natural e Industrial. Ass. Ind. Portuguesa / Feira Internacional de Lisboa, Lisboa, 4-6junho 1997.
- LISO, F. J., GALAN, E. & LISO, M. J. (1981)** – Estudio mineralógico y técnico de las rocas carbonáticas de la zona de Zafra (Badajoz), SOC. ESP. MINERALOGIA, 2, 177 – 188.

- LISO, F. J., GALAN, E. & LISO, M. J. (1984)** – Sobre la mineralogia y posibles aplicaciones de rocas carbonatadas del SO de la Provincia de Badajoz, BOL. SOC. ESP. CERAM. VIDR., 23, 3, 179 – 186.
- LONG, JAN C. S. & WITHERSPOON, PAUL A. (1985)** – The relationship of the degree of interconnection at permeability in fractures networks, *Jour Geoph Res*, 90, 4, 3087-3098.
- LOPES, J. L. G. (1995)** – Estudo geológico-estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz e suas implicações económicas. Tese de Mestrado. DGFCUL, Julho 1995, 135 p.
- LOPES, J. M. C. & LOPES, L. (1996)** – Caracterização Ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália: I. Anel G0 : Bordo Sudoeste. Relatório interno, I.G. M., Lisboa. Min., 56p.
- LOPES, J. M. C., LOPES, L. & LISBOA, J. V (1997)** – Caracterização petrográfica e estrutural dos granitos róseos do complexo plutónico de Monforte – Santa Eulália (N-Alentejo, Portugal), Est. Notas e Trabalhos. Inst. Geol. Min., tomo 39, pp. 141 – 156. Lisboa.
- LOPES, L. & LOPES, J. M. C (1997a)** – Caracterização ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália. II ANEL G0: Bordo NNE – Arronches; Bordo S - Barbacena. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 28 p.
- LOPES, L. & SILVA, J. B. (1998)** – Génese, desenvolvimento e comportamento de bandas de cisalhamento tardias no anticlinal de Estremoz. V Cong. Nac. de Geologia, Lisboa, 1998.
- LOPES, L. (1993)** – Estudo geológico - estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz - região entre Lagoa e Vigária. Deptº Geoc. Univ. Évora. Março /1993. Relatório de actividades para o SFM - DGGM.
- LOPES, L. & SILVA, J. B. (1995)** – Anticlinal de Estremoz: Uma janela no Paleozóico da Zona de Ossa-Morena. 1ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica - Sociedade Geológica de Portugal (**GGET**), Lisboa 9-10 de Março de 1995.
- LOPES, L., (2000)** – Os mármore do Alentejo observados ao microscópio. Apresentação em Póster. 2º Congresso Internacional do Mármore. Vila Viçosa, 5-7 Outubro 2000.
- LOPES, L., CARRILHO LOPES, J., CABRAL, J. P. & SARANTOPOULOS, P. (2000)** – Caracterização Petrográfica dos Monumentos Romanos de Évora. Revista “*Cidade de Évora*”, II Série, Nº4. pp. 129-142.
- LOPES, L., RIBEIRO, A. & SILVA, J. B. (1994)** – Variscan Deformation in the Estremoz Anticline. Livro Guia das Excursões. Contacto ZOM/ZCI: Expressão Cadomiana e Varisca. Évora, 20-24 Set 1993. Vol. II.
- LOPES, L., TERRINHA, P. (1991)** – Modelo geoestrutural para a região de Pardais. Deptº Geoc. Univ. Évora. Março /1991. Relatório de actividades para o SFM - DGGM.
- LOTZE, F. (1945)** – Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. Geotech. Forsch., 6: 78 - 92.
- LOURENÇO, N.; SOUSA, J.; ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A. (1993)** – Earlier Variscan Event in Pedrogão Region: Relation with the Emplacement of Ophiolitic Nappes. Comunicações da XII Reunião de Geologia do W Peninsular. Universidade de Evora, 20-24 de Setembro de 1993, pp. 89-97.
- LUTHER III, GEORGE W. (1991)** – Pyrite synthesis via polysulfide compounds. (Abstract), *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2839 – 2849.
- MALLARD, L. D. & ROGERS, J. J. (1997)** – Relationship of Avalonian and Cadomian terranes to Greenville and Pan-African events. *J. Geodynamics*, vol. 23, 3/4, pp. 197-221.
- MALTAN, ALEX (1990)** – Geological Maps, An Introduction. Open University Press. Buckingham. 184 p.
- MARINEZ POYATOS, D. J. (2002)** – Estructura del borde meridional de la zona Centroiberica y su relación con el contacto entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Lab. Xeolóxico de Laxe, Série Nova Terra, Nº18, Coruña, 295 pp.

- MARRETT, R. & ALLMENDINGER, R. W. (1990)** – Kinematic analysis of fault-slip data, *Jour. Struct. Geol.*, 12, 8, 973-986.
- MARTINEZ-ALVAREZ, J. A. (1981)** – Mapas Geológicos, Explicación e interpretación. Paraninfo. Madrid. 259 p.
- MASON, BRIAN & MOORE, CHARLETON B. (1982)** – Principles of Geochemistry. John Wiley & Sons. 344 pp.
- MATA, J., RIBEIRO, M. L. & PIÇARRA, J. M. (1993)** – O complexo vulcânico de S. Marcos do Campo e a evidência de um arco vulcânico (de idade ordovícica?) na Zona de Ossa Morena. Comu. XII Reun. Geol. Oeste Penins., Vol. 1, pp. 179 - 181, Évora.
- MATA, J., RIBEIRO, M. L. & PIÇARRA, J. M. (1999)** – Geochemical characteristics of the S. Marcos do Campo Volcanic Complex (Ossa-Morena Zone): evidence for subduction-related magmatism. *Comun. Inst. e Mineiro*, t.86, , pp. 03-14.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1985)** – Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (South central Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, T.71, fasc. 2, pp. 175-185.
- MATA, J. (1986)** – Estudo geoquímico de metavulcanitos câmbrios e lamprofiros tardí-hercínicos do Nordeste Alentejano: evidência para a abertura e fecho do prototéthys. Prova de aptidão pedagógica e capacidade científica. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1986)** – Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados - Campo Maior (Tomar - Badajoz - Cordoba shear zone). *Maleo*, 2 (13): 18.
- MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1975)** – Forme et orientation de l'elipsoide de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèse sur la genèse de l'arc Ibéro-Armoricain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 280, 2825-2828.
- MATTE, Ph. (1986)** – Tectonics and plate tectonic model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, pp. 329-374.
- MCMANUS, ANDREW & WALLACE, MALCOLM W. (1992)** – Age of Mississippi Valley-type sulfides determined using cathodoluminescence cement stratigraphy, Lennard Shelf, Canning Basin, Western Australia, *Economic Geology*, 87, 189 -193.
- MEANS, W. D. (1994)** – Rotational quantities in homogeneous flow and the development of smallscale structure, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 4, 437-445
- MELEZHNIK, V.A.; GOROKHOV, I.M.; FALLICK, A.E. & GJELLE, S. (2001)** – Strontium and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation: an example from high-grade rocks of the Norwegian Caledonides, Elsevier, *Precambrian Research* N° 108, pp. 267–292.
- MIALL, ANDREW D. (1985)** – Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag. p. 490
- MITROVICA, J. X., BEAUMONT, C. & JARVIS, G. T. (1989)** – Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction, *Tectonics*, 8, 5, 1079 – 1094.
- MOODY, J. D. & HILL, M. J. (1956)** – Wrench fault tectonic. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 57, 1207-1246.
- MOORES, E. M. & TWISS, R. J. (1995)** – Tectonics. W.H. Freeman & Company, New York, 415p.
- MORENO-EIRIS, E. (1987)** – Los montículos arrecifales de Algas e Arqueociatos del Câmbrio inferior de Sierra Morena. *IGME*, Madrid, 127 pp.
- MOSELEY, F. (1981)** – Methods in Field Geology. W. H. Freeman & Company. Oxford & San Francisco. 211 págs.
- MUNHÁ, J. M. (1983)** – Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt, in M. J. Lemos de Sousa & J. T. Oliveira (Eds), *The Carboniferous of Portugal*. Mem. Serv. Geol. Portugal, vol. 29, pp. 39-81.
- MUNHÁ, J., OLIVEIRA, J. T., RIBEIRO, A., OLIVEIRA, V., QUESADA, C., KERRICH, R. (1986)** – Beja - Acebuches Ophiolite, characterization and geodynamic significance. *Maleo. Bol. Informativo da Soc. Geol. de Portugal*, Vol. 2 N°13 pp. 31.

- MURPHY, J. B. & NANCE, D. (1991)** – Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, v.19, pp. 469-472.
- MURPHY, J. B. & NANCE, D. (1992)** – Mountain Belts & Supercontinent Cycle. *Scientific American*. April 1992, 266, pp. 84-91.
- MURPHY, J.B.; KEPPIE, J.D. ; STACEY, J. & TRAINOR, R. (2001)** – Deciphering the Neoproterozoic history of the Hollow Fault, Avalon terrane, mainland Nova Scotia. *Jour. Struct. Geol.*, Vol. 23 (6-7) (2001) pp. 1067-1077.
- NANCE, D., WORSLEY, T. R. & MOODY, J. (1988)** – The Supercontinent Cycle. *Scientific American*, July 1988, pp. 44-51.
- NAYLOR, M. A.; MANDL, G. & SIJPESTEIJN, C. H. K. (1986)** – Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states, *Journal of Structural Geology*, 8, 7, 737 – 752.
- NESBITT, BRUCE E. EDT, (1990)** – Fluids in Tectonically Active Portions of the Continental Crust. Vol. 18 of MAC Short Course Handbook Series.
- OLDOW, J.S., CHANELL, J.E.T., CATALANO, R. & D'ARGENIO, B., (1990)** – Contemporaneous thrusting and large scale rotations in the Western Sicilian Fold and Thrust Belt, *Tectonics*, 9, 4, 661 – 681.
- OLIVEIRA, V. M. (1984)** – Contribuição para o conhecimento geológico - mineiro da região de Alandroal - Juromenha (Alto Alentejo) *Est. Not. Trab., Serv. Fom. Mineiro XXVI* (1-4): pp. 103-126.
- OLIVEIRA, J. T., ANDRADE, A. S., ANTUNES, M. T., ARAÚJO, A., CASTRO, P., CARVALHO, D., CARVALHOSA, A., DIAS, R., FEIO, M., FONSECA, P., MARTINS, L., MANUPELLA, G., MARQUES, B., MUNHÁ, J., OLIVEIRA, V., PAIS, J., PIÇARRA, J.M., RAMALHO, M., ROCHA, R., SANTOS, J.F., SILVA, J., SILVEIRA, A. B. & ZBYSZEWSKI, G. (1992)** – Notícia explicativa da folha 8 da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200.000, Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- OLIVEIRA, J. T., OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J. M. (1991a)** – Traços gerais da evolução tectono - estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, vol. 16, pp. 221-250.
- OLIVEIRA, J.F. (COORD.) (1992)** – Carta Geológica de Portugal á escala 1:50000. Serv. Geol. Portugal. Min. Ind. Energia.
- OLIVEIRA, J.F.; PEREIRA, E.; PIÇARRA, J.M.; YOUNG, T; ROMANO, M. (1992)** – O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. Paleozóico Inferior de Ibero-América, Gutierrez-Marco, Saavedra e Rábano (eds.), pp. 359-375.
- OLIVEIRA, J.T.; OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J.M. (1991)** – Traços gerais da evolução tectonoestratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos - *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 77: 3 - 26.
- OLIVEIRA, V. & MATOS, J. (1992)** – Enquadramento Geológico-Mineiro da Jazida de Enfermarias (Faixa Magnético-Zincífera, Sector SW, da Zona de Ossa-Morena). In GUTIÉRREZ-MARCO J.C., SAAVEDRA J. & RÁBANO I. (eds.), Conferência Internacional Paleozóico Inferior de Ibero-America. Libro de Resúmenes, Pub. Mus. Geol. Extremadura, pp. 114-115.
- OLIVEIRA, V. M. J. (1975)** – Cartografia inédita do Granito de Santa Eulália (G1, G2, G3) - Serv. Fom. Min. - D.G.G.M., Portugal.
- PALACIOS, T. (1993)** – Acritarchs from the volcanosedimentary group Playon beds. Lower – Upper Cambrian, Sierra Morena, Southern Spain, Terra Nova, Abstract Supplement, 6, 3.
- PALÁCIOS, T.; EGUÍLUZ, L.; VIDAL, G.; MOCZYDLOWSKA, M.; ALONSO GAVILÁN, G. & RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1995)** – Cijara Formation (Domo Extremeño Group) and membrillar olistostrome. Pre-Conference Field-Guide, XIII RGOP/IGCP 319-320, Rodríguez Alonso, M. D. & Alonso Gavilán, G. Eds. pp. 45-49.

- PARGA, J. R. (1971)** – Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico, *Bol. Geol. Minero*, 82, 3, 234 – 338.
- PARIS, F. & ROBARDET, M. (1977)** – Paleogeographie e relations iberoarmoricaines au Paléozoique anté-carbonifère. *Bull. Soc. Geol. France* (7), 19: 1121-1126.
- PASSCHIER & TROW (1996)** – Micro-tectonics. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, p. 289.
- PEDRO, J. C. (1996)** – Estudo do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor-o-Novo), ZOM. Mestrado em Geologia Dinâmica Interna. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa. 69p.
- PEDRO, J. C. (2003)** – Estudo geológico das sequências ofiolíticas internas da Zona de Ossa – Morena. Tese de Doutoramento, Departamento de Geociências da Universidade de Évora, in prep.
- PERDIGÃO, J. ; OLIVEIRA, J. T. & RIBEIRO, A. (1982)** – Carta Geológica de Portugal á escala 1: 50.000, notícia explicativa da folha 44-B, Barrancos. Serviços Geológicos de Portugal.
- PERDIGÃO, J. CORREIA (1976)** – Carta Geológica de Portugal á escala 1: 50.000, notícia explicativa da folha 37-C, Juromenha. Serviços Geológicos de Portugal.
- PERDIGÃO, J.; OLIVEIRA, J. F.; RIBEIRO, A. (1982)** – Carta Geológica de Portugal á escala 1: 50.000 e notícia explicativa da folha 44-B, Barrancos. Serv. Geol. Portug.
- PEREIRA, VITOR M. CORREIA (1981)** – Mármore de Estremoz - Vila Viçosa, contribuição para o seu conhecimento, *A Pedra*, 4, 25 – 33.
- PEREIRA, G. (1987)** – Tipologia e evolução da sutura entre a Zona Centro Ibérica e a Zona de Ossa Morena no sector entre Alvaizere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central). Dep. Geociênc. Univ. Coimbra. Tese de Doutoramento. 331 p.
- PEREIRA, G.; MACEDO, C. (1983)** – Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrógão Grande e dum pegmatito do Casal do Zote (Domes) no sector da sutura da Zona de Ossa Morena Centro Ibérica, a Norte de Tomar (Portugal Central); algumas implicações geotectónicas. *Comun. Serv. Geol. Portg.* 69-2, pp.265-266.
- PEREIRA, M. F. & SILVA, J.B. (2001)** – The Northeast Alentejo Neoproterozoic-Lower Cambrian succession (Portugal): implications for regional correlations in the Ossa morena Zone (Iberian Massif). *In: Geogaceta*, 30, 106-111.
- PEREIRA, M. F. & SILVA, J.B. (2001)** – The Portalegre-Esperança shear zone: sinistral transcurrent transpression along the Ossa-Morena/Centra-Iberian zones boundary (Northeast Alentejo, Portugal). *Comun. do IGM*, Instit. Geol. e Mineiro. Tomo 88. pp. 19-32.
- PEREIRA, M. F. & SILVA, J.B. (2002)** – Neoproterozoic-Paleozoic tectonic evolution of the Coimbra-Cordoba shear zone and related areas of the Ossa-Morena and Central-Iberian zones (Northeast Alentejo, Portugal). *Comun. do IGM*, Instit. Geol. e Mineiro. Tomo 89. pp. 47-62.
- PEREIRA, M. F. (1999)** – Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa – Morena e seu limite com a Zona Centro – Ibérica, no Nordeste Alentejano. Tese de Doutoramento. Dep. Geociências Univ. Évora. 115 p.
- PEREIRA, M.F. (1995)** – Estudo Tectónico da Megaestrutura de Crato – Arronches – Campo Maior: Faixa Blastomilonítica e o limite Setentrional da ZOM com o autóctone Centro-Ibérico (Nordeste Alentejano). Mestrado em Geologia Dinâmica Interna. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa. 108 p.
- PEREIRA, M.F., SILVA, J.B., (2001)** – A new model for the Hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia: discussion. *Journal of Structural Geology* 23, 835-838.
- PEREIRA, M.F.; SILVA, J.B. (1995)** – Characterization of the ductile variscan deformation within the Ossa Morena Zone (OMZ)- Central Iberian Autochthonous (CIA) transition zone (NE Alentejo-Portugal). In: M.D. Rodriguez Alonso y J.C. Gonzalo Corral (Eds.) - XIII Reunion de Geologia dei Oeste Peninsular, Annual IGCP

- project 319 Meeting. Salamanca -Coimbra, Setembro 1995, Comunicaciones. pp. 135-139.
- PEREIRA, VICTOR M. CORREIA (1981)** – Mármore de Estremoz - Vila Viçosa, contribuição para o seu conhecimento, *A Pedra*, 4, 25 – 33.
- PEREIRA, Z. & OLIVEIRA, J. T. (2003a)** – Palinomorfos do Viseano do Complexo vulcânico da Toca da Moura, Zona de Ossa Morena. In: Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, pp. A120-A121.
- PEREIRA, Z. & OLIVEIRA, J.T. (2003)** – Estudo palinostratigráfico do sinclinal da Estação de Cabrela. Implicações tectonostratigráficas. In: Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, pp. A118-A119.
- PEREIRA, Z., PIÇARRA, J. M. & OLIVEIRA, J. T. (1998)** – Palinomorfos do Devónico inferior da região de Barrancos (zona de Ossa Morena). Actas do V Congresso Nacional de Geologia, *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **84(1)**: A 18-21.
- PEREJÓN, E. & MORENO-EIRIS, E. (1992)** – Paleozóico Inferior de Ossa Morena. In: Paleozoico Inferior de Ibero-America. Mérida 1992. Editado por Gutiérrez-Marco, Saavedra & Rábano. Universidad de Extremadura. pp. 557-565.
- PEREJÓN, E.; MORENO-EIRIS, E.; LIÑAN, E. & PALACIOS, T. (1992)** – Los materiales cámbricos de la Unidad de Alconera, Zona de Ossa Morena. In: Paleozoico Inferior de Ibero-America. Guia de Campo de las Excursiones Geológicas Post-Conferencia, Excursión N°4. Editado por Gutiérrez-Marco, Saavedra & Rábano. Universidad de Extremadura. pp. 63-91.
- PETER R. JOHNSON AND FAYEK KATTAN (2001)** – Oblique sinistral transpression in the Arabian shield: the timing and kinematics of a Neoproterozoic suture zone, *Precambrian Research* Volume 107, Issues 1-2 , 30 March 2001, Pages 117-138.
- PHARAOH, T.C.; BREWER, T.S. & WEBB, P.C. (1993)** – Subduction-related magmatism of late Ordovician age in eastern England. *Geol. Mag.* 130: 647-656.
- PIÇARRA J. & LE MENN, J. (1993)** – Crinoids in the Estremoz Marbles. A contribution to the Ossa-Morena Zone Stratigraphy. XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Évora 20 - 24 Setembro 1993, Vol. II, pp. 107.
- PIÇARRA, J. M. & GUTIERREZ-MARCO, J. C., (1992)** – Estudo dos graptólitos silúricos do flanco oriental do anticlinal de Moura - Ficalho (Sector de Montemor - Ficalho, Zona de Ossa Morena. Portugal), *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, 78, 1, 23 - 29
- PIÇARRA, J. M. & OLIVEIRA, V. (1986)** – Litoestratigrafia do Anticlinório de Moura-Ficalho (Zona de Ossa Morena). *Maleo*, 2(13): 33.
- PIÇARRA, J. M. (1997)** - Nota sobre a descoberta de graptólitos do Devónico inferior na Formação de Terena, em Barrancos (Zona de Ossa Morena). In ARAÚJO, A. e PEREIRA, F. (eds.), *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Univ. Évora, 27-36.
- PIÇARRA, J. M. (1998)** – First Devonian graptolites from Portugal. pp.242-243, In GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. and RÁBANO, I. (eds.), *Proceedings of the Sixth International Graptolite Conference of the GWG (IPA) and the 1998 Field Meeting of the International Subcommission on Silurian Stratigraphy (ICS-IUGS)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, *Temas Geológico-Mineros*, **23**, 337 p., Madrid.
- PIÇARRA, J. M. (2000)** – Estudo Estratigráfico do Sector de Estremoz – Barrancos, Zona de Ossa – Morena, Portugal, Vol. I – Litoestratigrafia do intervalo Cámbrico médio? – Devónico inferior, 95 p. & Vol. II – Bioestratigrafia do intervalo Ordovícico – Devónico inferior, 173 p. Tese de Doutoramento. Universidade de Évora.
- PIÇARRA, J., CUNHA, T., PEREIRA, Z. & OLIVEIRA, J.T. (1993)** – Graptolites and palynomorphes from the silurian to lower devonian stratigraphic sequence of Barrancos region, south Portugal, XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Évora 20 - 24 Setembro 1993, Vol. II, pp. 106.
- PLUIJM, BEN A. VAN DER (1990)** – Synchronicity of

- folding and crosscutting cleavage in the Newfoundland Appalachians ?, *Jour. Struct. Geol.*, 12, 8, 1073 – 1076.
- POWELL, C. M. C. A. (1974)** – Timing of slaty cleavage during folding of Precambrian rocks, Northwest Tasmania, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1043 – 1060.
- PRASADA RAO, C. & JAYAWARDANE, M.P.J. (1994)** – Major minerals, elemental and isotopic composition in modern temperate shelf carbonates, Eastern Tasmania, Australia: Implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 107, 49-63.
- PRICE, N. J. & COSGROVE, J. W. (1990)** – Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press. 502 Págs.
- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; VERSCHURE, R.; HEBEDA, F. (1965)** – Isotopic ages of two granites on the Iberian Continental margins: The Traba granite (Spain) and the Berenga granite (Portugal). *Geol. Mijnb, Gravenhae*, V.44-10. pp.353-354.
- QUESADA, C & MUNHÁ, J. (1990)** – Metamorphism. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Spriger-Verlag, pp. 314-320.
- QUESADA, C. (1992)** – Evolución tectónica del Macizo Ibérico. Paleozoico inferior de Ibero-America. Gutierrez-Marco, Saavedra & Rabano (Eds.). Univ. Extremadura, Mérida, pp. 173-190.
- QUESADA, C., APALATEGUI, O., EGUILUZ, L., LIÑAN, E. & PALÁCIOS, T. (1990)** – Geodynamic evolution of the Iberian Massif - 2 Stratigraphy, 2.1 Precambrian In: Dallmeyer, R.D. & Martinez-Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, pp. 252-258.
- QUESADA, C & MUNHÁ, J. (1990)** – Metamorphism. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Spriger-Verlag, pp. 314-320.
- QUESADA, C. (1990)** – Ossa Morena Zone: An introduction. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Spriger-Verlag, pp. 248-251.
- QUESADA, C. (1991)** – Significado geodinámico del limite entre las Zonas de Ossa-Morena y Sur - Portuguesa. Introducción a la excursión. Libro guía de la excursión. XI Reunión sobre la geología del Oeste Peninsular, Huelva..
- QUESADA, C.; BELHIDO, F.; DALLMEYER, R. D.; IBARGUCHI, I.; OLIVEIRA, J.F.; PEREZ-ESTANÍN, A.; RIBEIRO, A.; ROBARDET, M.; SILVA, J.B. (1991)** – Terranas within the Iberian Massif: Correlations with West African Sequences. In: R.D. Dallmeyer & J.P. Lecorchê (Eds). The West African Orogens and Circum- Atlantic correlatives. Springer Verlag. pp. 267-293.
- QUESADA, C.; CUETO PASCUAL, L.; GARROTE RUIZ, A.; FERNANDEZ-MIRANDA, J.; PÉON PELAÉZ, A.; VARGAS ALONSO, I.; ARRIOLA GARRIDO, A.; LIÑAN GUIJARRO, E. & PEREJÓN RINCÓN, A. (1983)** – Mapa Geológico de España, 1:50.000 – Noticia Explicativa – Hoja 854 – Zafra, IGME, Madrid. 57 pp.
- QUESADA, C.; CUETO, P. (1994A)** – Mapa Geológico de España, 1:50.000 – Noticia Explicativa – Hoja 854 – Encinasola, IGME, Madrid.
- QUESADA, C.; FONSECA, P.; MUNHÁ, J.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J. (1994)** – The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberian Variscan Fold Belt).. Geological Characterization and Geodynamic Significance. *Bol. Geol. y Minero de Espana*, v. 105-1 .pp.349.
- RAGAN, DONALD M. (1973)** – Structural Geology, An Introduccion to geometrical Techniques. Wiley, New York. 208 Págs.
- RAMÓN VEGAS (1971)** – Geología de la region comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la provincia de Cáceres (Extremadura española)., *Bol. Geol. Minero*, 82, 351 – 358.
- RAMÓN VEGAS (1971a)** – Precisiones sobre el Cámbrico del Centro e S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuía y en las Sierras de Cáceres y N de Bad, *Estudios Geológicos*, 27, 419 – 425.

- RAMSAY, JOHN G. & HUBER, MARTIN I. (1987)** – Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis & Volume 2: Folds and Fractures Academic Press. London. 700 Págs.
- RAMSAY, JOHN G. (1980)** – The crack-seal mechanism of rock deformation, *Nature*, 284, 5752, 135-139.
- RAMSAY, J. G. & GRAHAM, R. H. (1970)** – Strain variation in shear belts *Can. J. Earth Science*. 7, 786-813.
- RAMSAY, J. G. (1980)** – Shear Zone geometry: a review. *Jour. Struct. Geol.* 2, B3-99.
- RAMSAY, J. G. & WOOD, D. S. (1973)** – The geometric effects of volume change during deformation processes *Tectonophysics*. 16. 263-277.
- RAMSAY, J.G., AND HUBER, M.I., (1983)** – The techniques of modern structural geology: Volume 1: Strain analysis: New York, Academic Press, (1-307) 307 p.
- RAMSAY, J.G., AND HUBER, M.I., (1987)** – The techniques of modern structural geology: Volume 2: Folds and fractures: New York, Academic Press, (308-700) 392 p.
- RAST, N. (1997)** – Mechanism and sequence of assembly and dispersal of supercontinents. *J. Geodynamics*, vol. 23, 3/4, pp. 155-172.
- RAYMOND, L. A. (2001)** – Petrology: The Study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks, 2nd Edition, McGraw-Hill Science, 735 p.
- REAVY, R. J. (1989)** – Structural controls on metamorphism and syn - tectonic magmatism: the Portuguese Hercynian collision belt. *J. Geol. Soc. Lond.*, 146: 649 - 657.
- REYNAUD, R.; VINTÉM, C. (1992)** – "Estudo da Jazida de Calcários Cristalinos de Estremoz-Borba-Vila Viçosa - Sector de Pardais". Instituto Geológico e Mineiro. Separata do Volume nº 31 do *Boletim de Minas*. Lisboa.
- REYNAUD, R.; VINTÉM, C. (1994)** – "Estudo da Jazida de Calcários Cristalinos de Estremoz-Borba-Vila Viçosa - Sectores Lagoa-Vigária e Borba". *Estudos Notas e Trabalhos*, Tomo 34. Ed.Laboratório e Serviço de Fomento Mineiro. Porto.
- RIBEIRO, A., SILVA, J. B., DIAS, R., ARAÚJO, A., FONSECA, P. (1988)** – Terrane Correlation Between the Iberian and Middle European segments of the Variscan Fold Belt. Abstracts, Terranes in the Variscan Belt of France and Western Europe – Montpellier.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKY, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979)** – Introduction à la géologie générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 114 p.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E., SILVA, J. B., DIAS, R., ARAÚJO, A., MARQUES, F., MERINO, H., FONSECA, P. (1990)** – Caledonian events in the Iberian Variscan Fold Belt: Geodynamic significance and implications for European Variscides. International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen - Giessen. Abstracts. International Geological Correlation Program 233.
- RIBEIRO, A., MARCOS, A., PEREIRA, E., LLANA-FÚNEZ, S., FARIAS, P., FERNÁNDEZ, F. J., FONSECA, P., CHAMINÉ, H. I. & ROSAS, F. (2003)** – 3-D strain distribution in the Ibero-Armorican Arc: a review. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, D63-D64.
- RIBEIRO, A., QUESADA, C., DALLMEYER, R. D. (1990)** – Geodynamic evolution off the Iberian Massif. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag, pp. 397-410
- RIBEIRO, A.; DIAS, R.; SILVA, J.B. (1995)** – Genesis of the Ibero-Armorican Arc. *Geodinamica Acta* (Paris). 8,4. pp. 173-184.
- RIBEIRO, A.; GONÇALVES, F.; ANDRADE, A; OLIVEIRA, V. (1983)** – Guia de excursões no bordo SW da Zona de Ossa Morena. *Comum. Serv. Geol. Portugal.* t.69-2, pp.267-282.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; CHAMINÉ, H.; RODRIGUES, J. (1995)** – Tectónica do

- Megadomínio de cisalhamento entre a Zona de Ossa Morena e a Zona Centro Ibérica na região de Porto-Lousã. In: 40 Congresso Nacional de Geologia. Fac. Ciênc. da Univ. do Porto. Dezembro de 1995. Abstracts. pp. 299-303.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; SEVERO, L. (1980)** – Análise da deformação da zona de cisalhamento de Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.66, pp.3-9.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C.; DALLMEYER (1987)** – Tectonostratigraphic terranes and the geodynamic evolution of the Iberian Variscan Fold Belt *In: Conf. on Deformation and Plate Tectonics*. Gijon. Abstract vol. pp.60-61.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C.; DALLMEYER, R.D. (1990)** – Geodynamic evolution of the Iberian Massif. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer & Martinez-Garcia (Eds.) Springer-Verlag, pp. 399-409.
- RIBEIRO, A.; SILVA, J. B.; DIAS, R.; ARAÚJO, A.; MARQUES, F.; MERINO, H. & FONSECA, P. (1988)** – Geodynamics and deep structure of the Variscan Fold Belt in Iberia. Fifth E.G.T. Workshop: The Iberian Peninsula, pp.57-64.
- RIBEIRO, C. & TERRINHA, P. (1999)** – Diagenetic and tectonic evolution of a lower Jurassic carbonate-flint multilayer. EUG 10 Meeting, Journal of Conference Abstracts, Cambridge Publications Limited.
- RIBEIRO, C.; TERRINHA, P.; AZEVEDO, M. R.; SANTOS, J. F.; ROCHA, F.; & OUAJHAIN, B. (2003)** – Chertificação e dolomitização do Carixiano de Sagres (Bacia Algarvia). Um caso de tectónica sinsedimentar bem datável. Novos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, pp. C87-C89.
- RIBEIRO, M. L., MATA, J. & MUNHÁ, J. (1992a)** – Magmatismo do Paleozóico Inferior de Portugal. *In* GUTIÉRREZ-MARCO J.C., SAAVEDRA J. & RÁBANO I. (eds.), Paleozoico Inferior de Ibero-America. Universidad de Extremadura, 377-395.
- RIBEIRO, M. L., MATA, J. & PIÇARRA, J. M. (1992)** – Vulcanismo bimodal da região de Ficalho: características geoquímicas. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 78 (2): 75-85, Lisboa.
- RIBEIRO, M. L., MUNHÁ, J., MATA, J. & PALÁCIOS, T. (1997)** – Vulcanismo na Zona de Ossa Morena e seu enquadramento geodinâmico. *In* ARAÚJO, A & PEREIRA, F. (eds.), *Estudos sobre a geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, 37-56, Univ. de Évora.
- ROBARDET, M. & GUTIERREZ-MARCO, J. C. (1990)** – Sedimentary and fauna domains in the Iberian Peninsula during the Lower Paleozoic. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag. pp. 267 - 272.
- ROBARDET, M. (1976)** – La originalité du ségment hercynien sud-ibérique au Paleozoic inferieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la Province de Seville. (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, D. 283: 999 - 1002.
- ROBARDET, M. & DORÉ, F. (1988)** – The late Ordovician diamictic formations from southern Europe: north Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 66, 19-31.
- ROBARDET, M. & GUTIERREZ-MARCO, J. C. (1990)** – Sedimentary and fauna domains in the Iberian Peninsula during the Lower Paleozoic. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag. pp. 267 - 272.
- ROBARDET, M. (2002)** – Alternative approach to the Variscan Belt in southwestern Europe: Preorogenic paleobiogeographical constraints. Geological Society of America, Special Paper 364. pp. 1-15.
- ROBARDET, M. (2003)** - The Armorica ‘microplate’: fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *PALAEO, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195 (2003) 125-148.
- ROBIN, PIERRE-YVES F. & CRUDEN, ALEXANDER R., (1994)** – Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 4, 447 – 466.

- ROCCHIA, ROBERT (1993)** – La catastrophe de la fin de l'ère secondaire, *La Recherche*, 24, 260, 1344-1353.
- ROCKINGHAM, C. J. & HUTCHINSON, R. W. (1980)** – Metamorphic textures in Archean copper-zinc massive sulphide deposits, *Geology and Ore Deposits*, 104 – 112.
- ROCKS & MINERALS – Nº71 – July/August 1996 – Vermont Issue, pp. 211-286.**
- ROMÃO, J. (1994)** – Litoestratigrafia e tectónica do Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre o rio Erges e a Serra do Moradal. *BoI. Geol. y Minero de Espana*. Vol. 105-6.pp.521-530.
- ROMÃO, J.; RIBEIRO, A. (1992)** – Thrust tectonics of Sardinian age in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.78-2.pp.87-95.
- ROMÃO, MARIA LUÍSA (2002)** – Elementos Estatísticos sobre Indústria Extractiva em Portugal no ano de 2000. *Boletim de Minas*, Vol. 39 - nº 1. Instituto Geológico e Mineiro.
- ROSAS, F. (1996)** – Estudo Tectónico e Cartografia Geológica de pormenor do sector chave Alvito-Água de Peixes (Zona de Ossa-Morena). Dep. Geol. Fac. Ciênc.Univ. Lisboa. Tese de Mestrado em Geologia Dinâmica Interna. 147p.
- ROSAS, F. (2003)** – Estudo Tectónico do Sector de Viana do Alentejo – Alvito: Evolução Geodinâmica e Modelação Analógica de Estruturas em Afloramentos Chave. Dep. Geol. Fac. Ciênc.Univ. Lisboa. Tese de Doutoramento em Geologia na Especialidade de Geodinâmica Interna. 354p.
- ROWLEY, DAVID B. & MARWICK, PAUL J. (1992)** – Haq *et al.* Eustatic sea level curve: Implications for sequestered Water Volumes. *Jour. Geology*, vol. 100, pp. 703 - 715.
- RUTTER, E. H., CASEY, M. & BURLINI, L. (1994)** – Preferred crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 10, 1431-1446.
- SAN JOSÉ, M.A.; RABANO. 1; HERRANZ, P.; GUTIERREZ MARCO, J.C. (1992)** – El Paleozóico del 50 de la Meseta Inferior de Ibero-America, Gutierrez-Marco, Saavedra e Rábano (Eds.).pp.505-521.
- SANCHEZ CARRETERO, R., EGUILUZ, R., PASCOAL, E., CARRACEDO, M. (1990)** – Magmatism in the Ossa Morena Zone. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag. pp. 292 - 313.
- SANCHEZ CARRETERO, R., EGUILUZ, R., PASCOAL, E., CARRACEDO, M. (1990)** – Magmatism in the Ossa Morena Zone. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag. pp. 292 - 313.
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. D. R. (1984)** – Transpression. *Jour. Struct. Geol.*, Vol. 6, Nº5, pp. 449 - 458.
- SANDERSON, D. J. (1976)** – The Superposition of compaction and plane strain. *Tectonophysics* 30. 35-54.
- SANDERSON, D. J., ANDREWS, J. R., PHILLIPS, E. A. & HUTTON, D. H. W. (1980)** – Deformation studies in the Irish Caledonides. *J. Geol. Soc. London*. 137, 289-302.
- SANDERSON, D.; ROBERTS, S.; MC.GOWAN, J.; GUMIEL, P. (1991)** – Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, West Spain. *Journ. Geol. Soc. London*. Vol.148. pp. 893-898.
- SANDERSON, D. J. (1982)** – Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics* 88, 201 – 233.
- SARMIENTO, G. N.; PIÇARRA, J.M. & OLIVEIRA, J.T. (2000)** – Conodontes do Silúrico (superior?) – Devónico nos “Mármore de Estremoz”. Sector de Estremoz – Barrancos (Zona de Ossa – Morena, Portugal). I Congresso Ibérico de Paleontologia / XVI Jornadas de la Sociedad española de Paleontologia. VI International Meeting of IGCP, Resumos, vol. 421, pp. 284-285.
- SCHAFFHAUSER & GAVIGLIO (1990)** – Pressure solution and cementation stimulated by faulting in limestones, *Jour. Struct. Geol.*, 12, 8, 987 – 994.

- SCHERMERHORN, L. J. (1971)** – An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min.*, 82 (3-4):239-268.
- SCHERMERHORN, L. J. G., PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A., HEBEDA, E.H., VERDUMEN, E. A. TH., AND VERSCHURE, R. H., (1978)** – Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean: *Journal of Geology*, v. 86, p. 299-309.
- SHELLEY, D., BOSSIÈRE, G., (2000)** – A new model for the Hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia. *Journal of Structural Geology* 22, 757-776.
- SHERIDAN, R.E. (1997)** – **Pulsation tectonics as a control on the dispersal and assembly of supercontinents.** assembly and dispersal of supercontinents. *J. Geodynamics*, vol. 23, 3/4, pp. 173-196.
- SIBLEY, DUNCAN F. (1990)** – Unstable to stable transformations during dolomitization., *Journal of Geology*, 98, 739 – 748.
- SIBSON, R. H. (1988)** – High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal deposits gold-quartz deposits, *Geology*, 16, 551 – 555.
- SIBSON, R. H. (1990)** – Conditions for fault-valve behavior: From Knipe, R. J. & Rutter, E. H. (eds), 1990. Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics, *Geol. Soc. Special Pub.* N54, Geol. Soc. Lond. N° 54, 15 – 28.
- SIBSON, R. H. (1992)** – Fault-valve behavior and the hydrostatic-lithostatic fluid pressure interface, *Earth-Science Reviews*, 32, 141 - 144
- SILVA, A. F.; ROMÃO, J.; RIBEIRO, A.; SILVA, J.B. (1997)** – Os granitóides da região entre Figueiró dos Vinhos e Sertã e suas relações com as rochas encaixantes (Zona Centro Ibérica, Centro Oeste de Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portug.*
- SILVA, C. M. GOMES DA (1989)** – Mármore da região de Estremoz - Borba - Vila Viçosa. Caracterização Mínero - Petrográfica, Geoquímica e Geomecânica. Contribuição para o conhecimento da sua alterabilidade e blocometria. Universidade Técnica de Lisboa (Instituto Superior Técnico) - Tese de Doutoramento. 136 p.
- SILVA, J. B. (1989)** – Estrutura de uma geotransversal da Faixa Piritosa: zona do Vale do Guadiana. Tese de Doutoramento. *Fac. Ciênc. Univ. de Lisboa*, 450 p.
- SILVA, J. B. (1997)** – Geodinâmica Ante-Mesozoica do Sector Oeste da Zona de Ossa Morena e regiões limitrofes: Síntese com base em recentes observações. In: Araújo, A. & Pereira, M.F. (Eds), Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico). Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. Universidade de Évora, 1997, pp. 231-262.
- SILVA, J. B. (1997a)** – Transpressive tectonics during the pre-Mesozoic cycles in West Iberia. XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Vila Real, pp. 237-243.
- SILVA, J. B. (1998)** – Sucessão das fases de deformação Varisca no Oeste Ibérico. In: V Congresso Nacional de Geologia. IGM - GeoFCUL. Lisboa, Novembro de 1998. *Comun. do IGM, Instit. Geol. e Mineiro.* Tomo 84-1. pp. D- 7-10.
- SILVA, J. B., OLIVEIRA, J. T., RIBEIRO, A., (1990)** – Structural outline of the South Portuguese Zone. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martínez-García eds., Springer-Verlag. pp. 348 - 362.
- SILVA, J. B., RIBEIRO, A., OLIVEIRA, J. T., PIÇARRA, J. M. & ARAÚJO, A. (1991)** – Thin Skinned Model for the Ossa Morena Zone. XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular, Huelva, pp. 41.
- SILVA, J. B., PEREIRA, M. & CHICHORRO, M., (2003)** – Upper Paleozoic basins development under orogen-parallel sinistral transcurrent regime in the SW Iberian Massif (Portugal). In: Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, pp. C79-C82.
- SILVA, J. B.; OLIVEIRA, J. T.; RIBEIRO, A.; PIÇARRA, J. M. & ARAÚJO, A. (1990a)** – Thrust Tectonics in Ossa Morena Zone (South Portugal); International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen-Giessen. Abstracts. International Geological Correlation Program 233.

- SILVA, J.B.; PEREIRA, M.F.; RIBEIRO, A. (1993)** – The northern domains of the Ossa Morena Zone: structure and geodynamic evolution. In: XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Terra Abstracts, Abstract Supplement N°6 to Terra Nova, vol. 5. p.9.
- SILVA, J.B.; RIBEIRO, A.; DIAS, R.; ROMÃO, J.; FONSECA, P. (1992)** – The Berlenga Suspect Terrane and the spatial and temporal end of the Variscan Orogeny. In: 29 International Geological Congress- Kyoto, Japão. vol.2, p.432. (Abstract).
- SILVA, J.B.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J.T.; PIÇARRA, J.M.; ARAÚJO, A. (1994)** – Thin-skinned model for the Ossa Morena Zone. *Bol. Geol. Mm. de Espana*, vol. 105-6, pp.531-536.
- SKEHAN, J.W. (1997)** – Assembly and dispersal of supercontinents. *J. Geodynamics*, vol. 23, 3/4, pp. 237-262.
- SOLAR, GARY S. & BROWN, MICHAEL (2001)** – Deformation partitioning during transpression in response to Early Devonian oblique convergence, northern Appalachian orogen, USA. *Journal of Structural Geology*, 23, 6-7, pp. 1043-1065.
- SONDER, LESLIE J. (1990)** – Effects of density contrasts on the orientation of stress in the lithosphere: Relation to principal stress directions in the Transverse Ranges, California, *Tectonics*, 9, 4, 761 - 771
- SPERBER, C. M., WILKINSON, B. W. & PEACOR, DONALD R. (1984)** – Rock composition, dolomite stoichiometry and rock/water reactions in dolomitic carbonate rocks, *Journal of Geology*, 92, 6, 609 - 622
- STRINGER, P. & TREAGUS, J. E. (1980)** – Non-axial planar S1 cleavage in the Hawick Rocks of the Galloway area, Southern Uplands, Scotland, *Jour. Struct. Geol.*, 2, 3, 317 – 331.
- STÜNITZ, HOLGER (1991)** – Folding and shear deformation in quartzites, inferred from crystallographic preferred orientation and shape fabrics., *Journal of Structural Geology*, 13, 1, 71 – 86.
- TAIT J.A., BACHTADSE V. AND DINARESTURELL, J., (2000)** – Paleomagnetism of Siluro-Devonian sequences, NE Spain. *Journal of Geophysical Research*, 105, 23595-23603.
- TAIT, J.; SCHÄTZ, M.; BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. (2000)** – Palaeomagnetism and Palaeozoic Palaeogeography of Gondwana and European Terranes. In: W. Franke, R. Altherr, V. Haak, and O. Oncken (Eds.), *Orogenic Processes: Quantification and modeling of the Variscan belt of central Europe*. Geol. Soc. London Spec. Publi. 179, 21-34.
- TAIT, J.A., BACHTADSE, V.; FRANKE, W.; & SOFFEL, H.C. (1997)** – Geodynamic evolution of the European Variscan Foldbelt: palaeomagnetic and geological constraints, *Geol. Rundschau*, 86, pp. 585-598.
- TALBOT, CRISTOPHER & JACKSON, MARTIN P. A. (1987)** – Salt tectonics, *Scientific American*, 58 – 67.
- TARNEY, J. (2003)** – <http://www.le.ac.uk/geology/art/pdfdocs/wilsoncy.pdf>
Geology Department at the University of Leicester.
- TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. (1980)** – Introdução à Geologia de Portugal. Instituto Nacional de Investigação Científica, 475p.
- TEIXEIRA, C. (1938/40)** – Sobre a flora fóssil do Carbonico alentejano. *Bul. Mus. Labor. Miner. Geol.* Univ. Lisboa, 3ª Sér. 718, 83-100.
- TEIXEIRA, C. (1951)** – Notas sobre a da região de Barrancos , e em especial sobre a sua flora de Psilofitíneas. *Commun. Serv. Geol. Portugal*, 32:75-84.
- TEIXEIRA, C. (1981)** – Contribuições para o conhecimento geológico da região de Barrancos. Comunicações da II Reunião de Geologia da Zona de Ossa-Morena. Lisboa, 1981.
- TEIXEIRA, C. (1981)** – Geologia de Portugal – Precámbrico e Paleozóico (vol. 1). Fundação C. Guíbenkian. 629p.
- TERRINHA, P. & RIBEIRO, C. (1998)** – Nódulos de sílex e veios de quartzo hospedados na Formação "Calcários e calcários dolomíticos com nódulos de sílex, de idade Carixiana. Praia do Belixe, Algarve. *Commun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 84(1).

- TERRINHA, P. (1998)** – Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. PhD Thesis, Imperial College (inédito).
- TREAGUS, J. E. & TREAGUS, S. H. (1981)** – Folds and the strain ellipsoid: a general model, *Jour. Struct. Geol.*, 3, 1, 1 – 17.
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. (1992)** – Structural Geology, W. H. Freeman and Company, New York, 532p.
- UNRUG, R. (1997)** – Rodinia to Gondwana: The Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly. *GSA Today*, Vol. 7, Nº1, pp. 1-6.
- VAIL, P. R., DUVAL, B., & CRAMEZ, C. (1992)** – Types & hierarchy of stratigraphic cycles. Course of seismic interpretation. Vol. 1 & 2. Total. Paris.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., SHIPLEY, T.H. & BUFFLER, R. T. (1980)** – Unconformities of the North Atlantic. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser. A294, 137 – 155.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S., SANGREE, J. B., BUBB, J. N. & HATLEID, W. G. (1977)** – Seismic stratigraphy and global changes of sea level, parts 1 – 6. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Research (Ed. Payton, C. E.) *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 26, 49 – 133.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991)** – The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology –an overview. Sequences. In *Cycles and Events in Stratigraphy*. Einsele *et al.* (Eds.), Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, pp. 618-659.
- VAN DIVER, BRADFORD B. (1999)** – Roadside Geology of Vermont and New Hampshire. Mountain Press Publishing Company. 6ed. 230 pp.
- VEGAS, R. & MORENO, F. (1973)** – Sobre la tectónica del flanco meridional de la antiforma de Burguillos (sur de la provincia de Badajoz), *Estudios Geológicos*, 29, 513 – 517.
- VENAIN, E.; ALVARO, J. J.; VILLAS, E (1998)** – High-latitude pelmatozoan-bryozoan mud-mounds from the late Ordovician northern Gondwana platform. *Geol. J.* 33, 121-140.
- VINTÉM, C. (1997)** – Estudo da viabilidade técnica da exploração subterrânea de mármore - Relatório da situação actual. Relatório interno, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, pp. 20.
- WAGNER, R. H. & LEMOS DE SOUSA, M.J., (1983)** – The Carboniferous Megaflores of Portugal - A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. In: The Carboniferous of Portugal (M. J. LEMOS DE SOUSA & J.T. OLIVEIRA, Ed.), *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 29, 127-152.
- WAKABAYASHI, J. (1992)** – Nappes, Tectonics of oblique plate convergence, and metamorphic evolution related to 140 million years of continuous subductuin Franciscan Complex, California, *Journal Of Geology*, 100, 19 – 40.
- WEIL, A. B., VAN DER VOO, R., (1998)** – The Proterozoic supercontinent Rodinia; paleomagnetically derived. *Earth and Planetary Science Letters* 154(1-4): 13-24.
- WEIL, A. B., VAN DER VOO, R., VAN DER PLUIJM, B. A. (2001)** – Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain). *Geology*; November 2001; v.29; nº11; p. 991-994.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. & SEELY, D. R. (1973)** – Basic wrench tectonics. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 74 - 96.
- WILLIAMS, G. E. (1991)** – Milankovitch-ban cyclicity in bedded halite deposits contemporaneous with Late Ordovician - Early Silurian glaciation, Canning Basin, Western Australia, *Earth and Planetary Science Letters*, 103, 143 – 155.
- WILSON, J. T. (1966)** – Did the Atlantic close and then re-open? *Nature* 211, pp. 676 – 681.
- WILSON, J. T. (1972)** – (compilador) Continents adrift. Artigos seleccionados publicados em Scientific American, W. H. Freeman, San Francisco.

WINDLEY, B. (1995) – The Evolving Continents.
John Wiley & Sons, Chichester, 3rd Edition.
526p.

WIRTH, R. (1985) – The influence of low-high
quartz transformation on recrystallization and
grain growth during contact metamorphism
(Traversella intrusion, South Italy),
Tectonophysics, 120, 107 – 117.

**WOODCOCK, N. H., AWAN, M. A.,
JOHNSON, T. E., MACKIE, A. H. &**

SMITH, R. D. A. (1988) – Acadian tectonics of
Wales during Avalonia/Laurentia convergence,
Tectonics, 7, 3, pp. 483 – 495.

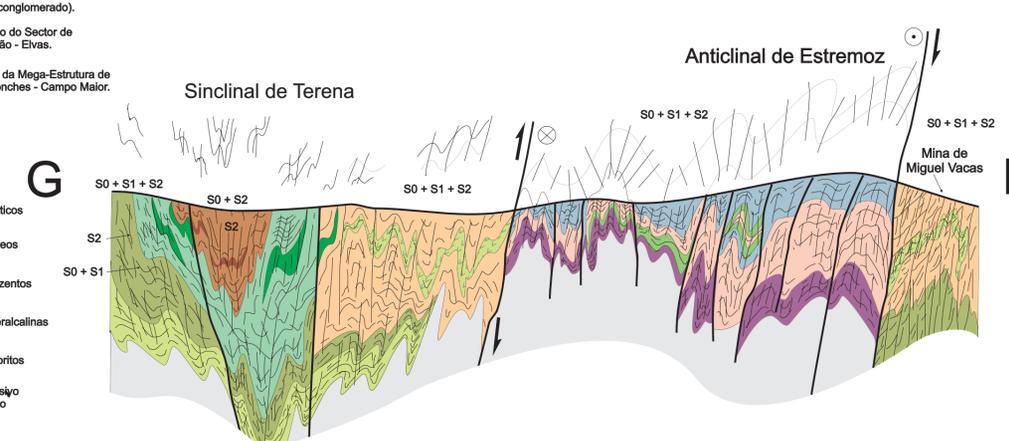
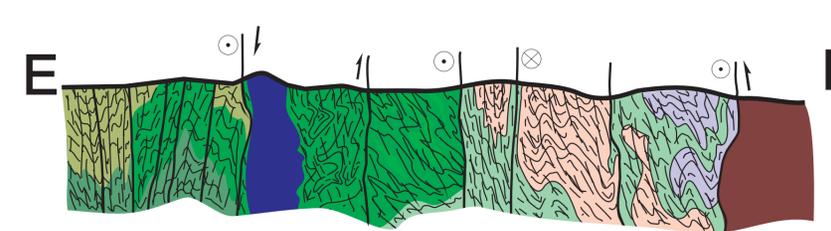
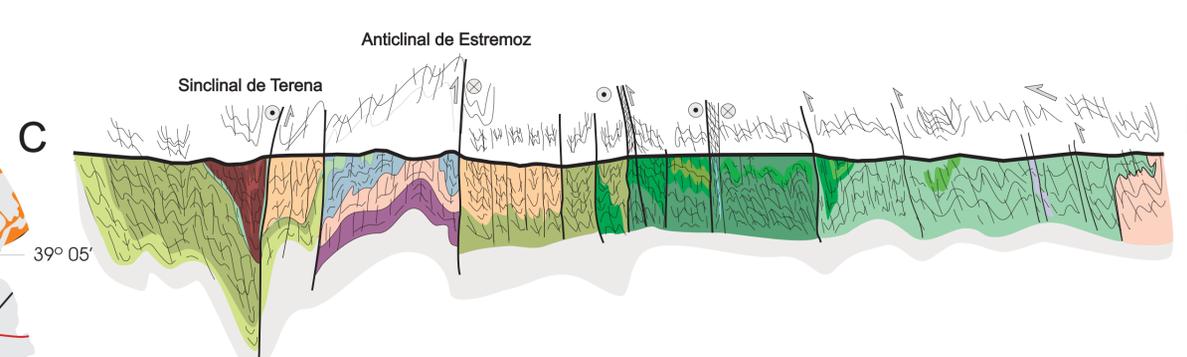
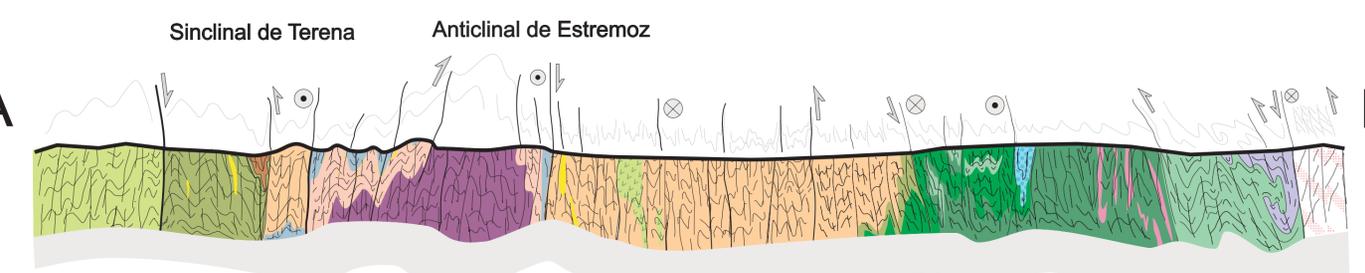
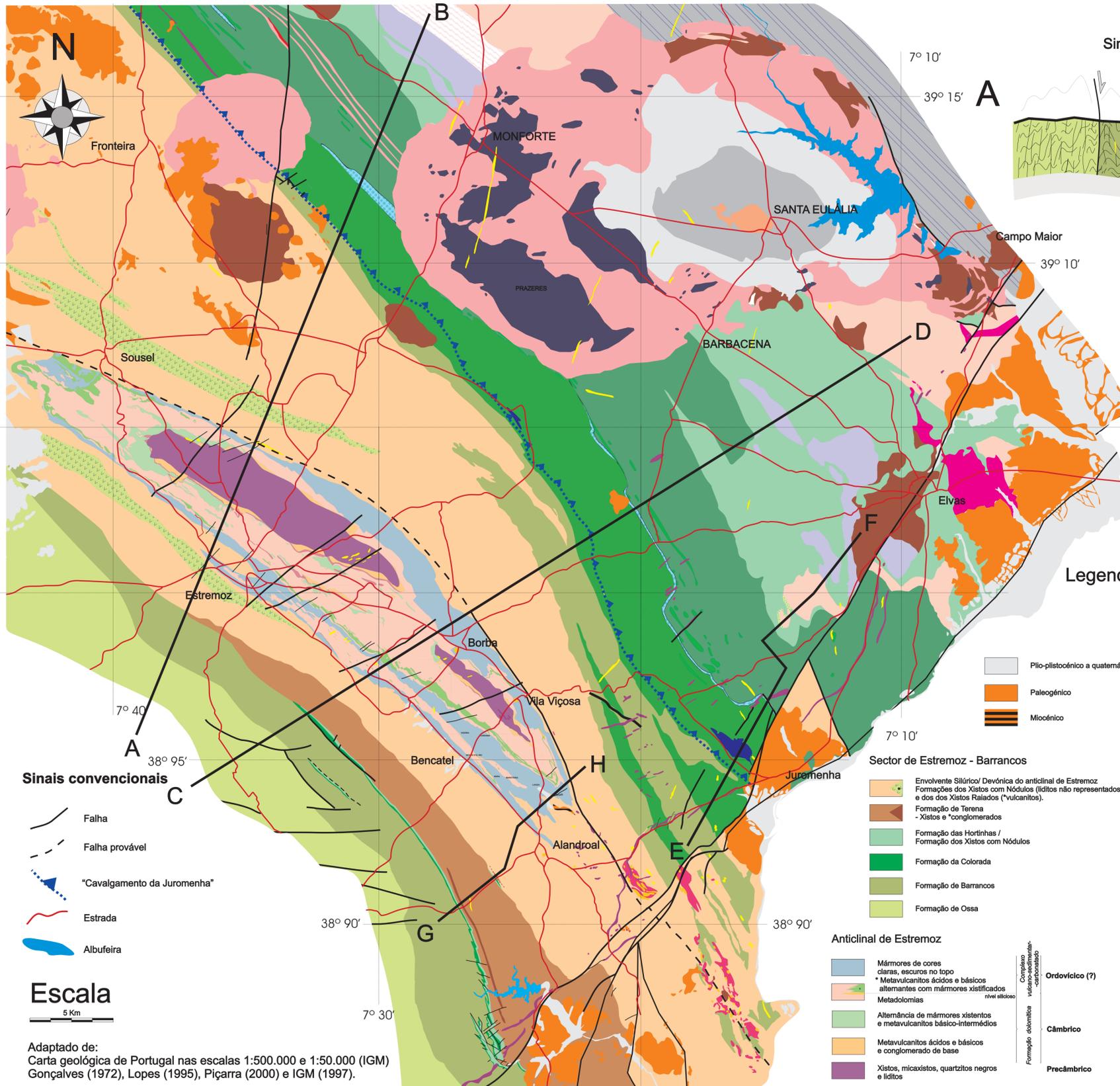
ZAGORCEV, IVAN S. (1993) – The geometrical
classification of folds and distribution of fold types
in natural rocks, *Jour. Struct. Geol.*, 15, pp. 243 – 251.

ZWART, H. J. (1967) – The duality of orogenic belts,
Geol. Mijnb., 46, 8, pp. 283 – 309.

ANEXOS

MAPA GEOLÓGICO DA ZONA DE OSSA-MORENA

(Região de Estremoz - Elvas)



Legenda simplificada

- Plio-plistocénico a quaternário
- Paleogénico
- Miocénico

- #### Sector de Alter do Chão - Elvas
- Formação de Fatuquedo.
 - Formação de Barrancos.
 - Formação da Terrugem ("Barra quartzítica (conglomerado, "vulcanitos).")
 - Formações de Vila Boim e de Elvas ("conglomerado).")
 - Precâmbrio do Sector de Alter do Chão - Elvas.
 - Formações da Mega-Estrutura de Crato - Arronches - Campo Maior.

- #### Sector de Estremoz - Barrancos
- Envolvente Silúrico/Devónica do anticinal de Estremoz
 - Formações dos Xistos com Nódulos (lilitos não representados) e dos dos Xistos Raiados ("vulcanitos).")
 - Formação de Terena - Xistos e "conglomerados"
 - Formação das Hortiñas / Formação dos Xistos com Nódulos
 - Formação da Colorada
 - Formação de Barrancos
 - Formação de Ossa

- #### Rochas ígneas
- Tonalitos
 - Filões doleríticos
 - Granitos róseos
 - Granitos cinzentos
 - Rochas hiperalcálicas
 - Gabros e dioritos
 - Maciço intrusivo de Pêro Lobo
 - Granitos tectonizados
 - Corneanas diversas
 - Quartzo

Complexo vulcano-sedimentar-cálcico

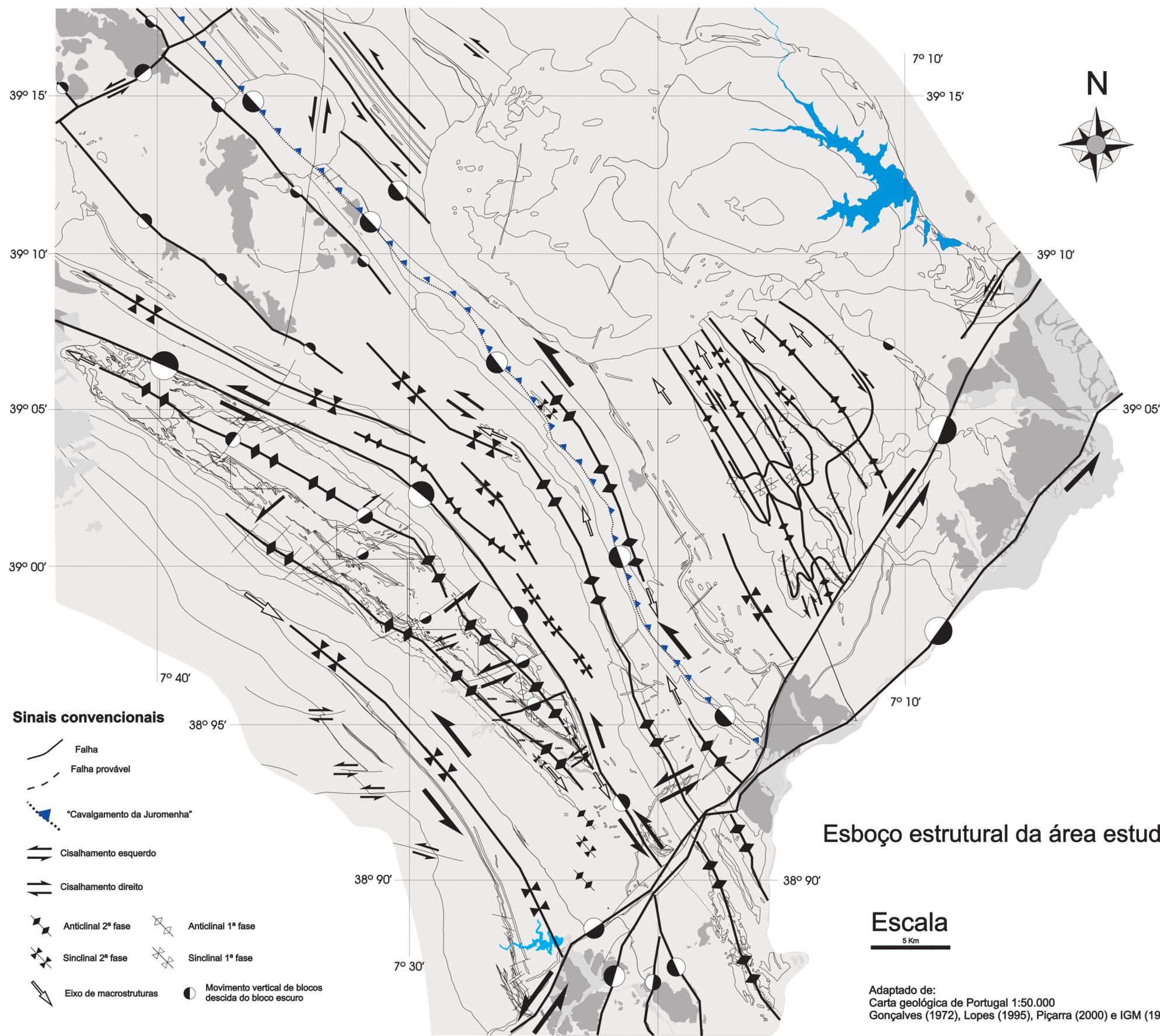
Ordovícico (?)

Cámbrico

Precâmbrio

Nota: A escala horizontal dos cortes geológicos é proporcional aos segmentos representados no mapa.

MAPA GEOLÓGICO DA ZONA DE OSSA-MORENA (Região de Estremoz - Elvas)



- Sinais convencionais**
- Falha
 - Falha provável
 - "Cavalgamento da Juromenha"
 - Cisalhamento esquerdo
 - Cisalhamento direito
 - Anticlinal 2ª fase
 - Anticlinal 1ª fase
 - Sinclinal 2ª fase
 - Sinclinal 1ª fase
 - Eixo de macroestruturas
 - Movimento vertical de blocos descida do bloco escuro

Esboço estrutural da área estudada.

Escala
5 Km

Adaptado de:
Carta geológica de Portugal 1:50.000
Gonçalves (1972), Lopes (1995), Piçarra (2000) e IGM (1997).

APÊNDICES

1. SINOPSE DA HISTÓRIA GEOLÓGICA PRESERVADA NO ANTICLINAL DE ESTREMOZ E REGIÕES ADJACENTES

Sinteticamente, a sequência de eventos geológicos preservados na estrutura anticlinal de Estremoz e Formações adjacentes corresponde há sucessão cronológica das seguintes fases:

- 1) Deposição das séries precâmblicas;
- 2) Deformação das séries precâmblicas (Orogenia Cadomiana ou Pan-Africana);
- 3) Elevação e erosão do orógeno Precâmbrico e consequente formação de superfície de erosão responsável pela discordância angular Precâmbrico/Câmbrico inferior (Regressão Córdova);
- 4) Deposição da Formação Dolomítica;
- 5) Exposição aérea dos carbonatos e consequente carsificação no Câmbrico médio provável;
- 6) Posição estratigráfica¹ ocupada pelo horizonte silicioso;
- 7) Sedimentação do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. A esta sedimentação associam-se episódios de distensão sinsedimentar, por vezes com brechificação associada;
- 8) Afundimento da bacia de sedimentação e deposição de sedimentos carbonatados (mármoreos da variedade Ruivina) /pelíticos de carácter euxínico;

¹ A posição deste horizonte tal como é reconhecido em afloramento não corresponde “exactamente” ao topo da Formação Dolomítica, consulte-se o Cap. 2 que precisa a sua localização estratigráfica.

- 9) Relativamente afastadas do anticlinal de Estremoz, nas zonas mais profundas da bacia de sedimentação ordovícica deposita-se a Formação de Barrancos seguida da Formação da Serra da Colorada.
- 10) Início da abertura em transtensão do fosso de Terena;
- 11) Deposição, tectonicamente controlada em regime distensivo com afundimento contínuo da bacia de sedimentação, das formações dos Xistos Raiados e dos Xistos com Nódulos sobre o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, e consequente;
- 12) Inversão tectónica e génese de D1 regional com clivagem de fluxo simetamórfica associada, em regime predominantemente de cisalhamento simples heterogéneo com transporte para o quadrante Norte;
- 13) Continuação da abertura em transtensão do fosso de Terena;
- 14) (Re)Abertura de bacias de menor dimensão sub-paralelas ao orógeno e que se prolongam para SE a partir da terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz; segundo o alinhamento Mina do Bugalho – Vila Nueva del Fresno – Barrancos, estas bacias apresentam um complexo ígneo com características vulcânicas ou sub-vulcânicas em associação com rochas carbonatadas;
- 15) Deposição sinorogénica em fase distensiva da Formação de Terena, da Formação carbonatada com crinóides de Ferrarias e, concomitantemente, ou em continuação, a deposição da Formação do Monte das Russianas (não representado na área em estudo);
- 16) Nova inversão tectónica regional responsável pela orientação macroscópica que as estruturas hoje apresentam. Corresponde ao desenvolvimento de D2 que se caracteriza por um regime de deformação em andar estrutural superior com desenvolvimento de

clivagem de crenulação sub-vertical. Nos níveis mais competentes das diferentes formações chega a desenvolver-se uma clivagem em leque. Redobramento das estruturas D1 e génese de padrões de interferência dos tipos 2 e 3. Apesar de o carácter regional ser igualmente transpressivo o regime de deformação associado a esta fase não é tão marcado como em D1 e o carácter heterogéneo da deformação desenvolve-se principalmente ao longo dos flancos estirados das dobras precocemente formados induzindo o;

- 17) Desenvolvimento acentuado dos corredores de deformação longitudinais NW-SE, estas estruturas apresentam brechas em cujos elementos se pode identificar um bandado tectono-metamórfico que, forçosamente, terá de se ter originado precocemente;
- 18) Intrusão dos filões doleríticos ENE-WSW, sub-verticais, em fendas de tracção de D2, com critérios de desligamento direito e geneticamente correlacionáveis com a grande falha do Alentejo²;
- 19) Exumação generalizada do orógeno varisco ao mesmo tempo que se desenvolvem os acidentes tardí-variscos NNE-SSW e ENE-WSW, esquerdos e NNW-SSE a NW-SE direitos. Apesar de a cartografia evidenciar um maior desenvolvimento dos sistemas esquerdos (o que seria devido há rotação para N-S da componente de compressão máxima do campo de tensões), esta situação também se pode explicar pelo simples facto de os sistemas dextrógiros aproveitarem os planos de xistosidade e/ou corredores de deformação anteriormente formados, para se desenvolverem pelo que deste modo passam despercebidos e não são considerados como novas discontinuidades;

² Falha da Messejana – Campo Maior – Plasencia.

- 20) Fracturação sub-horizontal por descompressão isostática, nos níveis mais superficiais da crosta que terá continuado até aos nossos dias. No anticlinal de Estremoz esta situação há muito que é reconhecida pelos industriais³;
- 21) Durante o Mesozóico e parte importante do terciário terá ocorrido a erosão do orógeno varisco com o transporte dos materiais erodidos para as bacias de sedimentação Meso-Cenozóicas, marginais em relação ao Maciço Hespérico;
- 22) Na região de Estremoz há ainda a registar a deposição dos depósitos de cobertura do Paleogénico, Plio-Plistocénicos e Plistocénicos (travertinos com fauna límnic e alguns terraços fluviais). Já do Holocénico datarão os aluviões, não muito frequentes, que se depositam nas ribeiras de maior expressão geomorfológica (por exemplo as Ribeiras de Alcaide e Lucefeci, ambos afluentes da margem direita do Guadiana). Como se pode deduzir do Mapa Geral em anexo, a deposição destes sedimentos parece controlada por bacias de sedimentação que se desenvolvem segundo dois sistemas: desenvolvimento em *pull-apart* na dependência da Falha da Messejana e abatimento em blocos segundo a direcção NW-SE. Registe-se que esta é uma análise superficial e que sobre ela não fizemos qualquer outro estudo – o assunto está presentemente a ser alvo de estudo de pormenor (Araújo, A. *in prep*);
- 23) O modelado do relevo bem como a carsificação e preenchimento deste carso podem considerar-se os últimos episódios geológicos com expressão na região.

³ “Para baixo o mármore está sempre menos fracturado!”

Apêndices

Nas páginas seguintes reproduzimos uma tabela válida para a cronoestratigrafia fanerozóica europeia retirada de:

<http://www.geopressure.co.uk/TechSupport/StratTables/StratTable2.htm>

Outra tabela *on-line*, também válida para a cronoestratigrafia europeia, pode ser consultada em: <http://www.dinosauria.com>.

| Era | Period | SubPeriod | Epoch | SubEpoch | UpperAge | LowerAge |
|-----------|-----------------|------------|-----------------|-----------------------------|----------------|----------|
| Cenozoic | Quaternary | | Holocene | | 0 | 0.01 |
| | | | Pleistocene | | 0.01 | 1.64 |
| | Tertiary | Neogene | Pliocene | Piacenzian Late Pliocene | 1.64 | 3.4 |
| | | | | Zancian Early Pliocene | 3.4 | 5.2 |
| | | | Miocene | Late Miocene | 5.2 | 10.4 |
| | | | | Messinian | 5.2 | 6.7 |
| | | | | Tortonian | 6.7 | 10.4 |
| | | | | Middle Miocene | 10.4 | 16.3 |
| | | | | Serravallian | 10.4 | 14.2 |
| | | | | Langhian | 14.2 | 16.3 |
| | | | | Early Miocene | 16.3 | 23.3 |
| | | | | Burdigalian | 16.3 | 21.5 |
| | | Aquitanian | | 21.5 | 23.3 | |
| | | Paleogene | | Oligocene | Late Oligocene | 23.3 |
| | | | Chattian | | 23.3 | 29.3 |
| | | | Early Oligocene | | 29.3 | 35.4 |
| | | | Rupelian | | 29.3 | 35.4 |
| | | | Eocene | Late Eocene | 35.4 | 38.6 |
| | | | | Priabonian | 35.4 | 38.6 |
| | | | | Middle Eocene | 38.6 | 50 |
| | | | | Bartonian | 38.6 | 42.1 |
| | | | | Lutetian | 42.1 | 50 |
| | Early Eocene | | | 50 | 56.5 | |
| Paleocene | Ypresian | 50 | 56.5 | | | |
| | Late Paleocene | 56.5 | 60.5 | | | |
| | Thanetian | 56.5 | 60.5 | | | |
| | Early Paleocene | 60.5 | 65 | | | |
| Danian | 60.5 | 65 | | | | |
| | | | | | | |
| Mesozoic | Cretaceous | Gulf | Senonian | Maastrichtian | 65 | 74 |
| | | | | Campanian | 74 | 83 |

Apêndices

| | | | | | | | |
|---------------|--------------|---------------|------------|--------------|--------------|-------|-------|
| | | | | Santonian | 83 | 86.6 | |
| | | | | Coniacian | 86.6 | 88.5 | |
| | | | | Gallic | Gallic | 88.5 | 131.8 |
| | | | | | Turonian | 88.5 | 90.4 |
| | | | | | Cenomanian | 90.4 | 97 |
| | | | | | Albian | 97 | 112 |
| | | | Aptian | | 112 | 124.5 | |
| | | | Barremian | 124.5 | 131.8 | | |
| | | | K1 | Neocomian | Hauterivian | 131.8 | 135 |
| | | | | | Valanginian | 135 | 140.7 |
| | | | | | Berriasian | 140.7 | 145.6 |
| | | | Jurassic | Malm, J3 | Tithonian | 145.6 | 152.1 |
| | | | | | Kimmeridgian | 152.1 | 154.7 |
| | Oxfordian | 154.7 | | | 157.1 | | |
| | Dogger, J2 | Callovian | | | 157.1 | 161.3 | |
| | | Bathonian | | | 161.3 | 166.1 | |
| | | Bajocian | | | 166.1 | 173.5 | |
| | | Aalenian | | | 173.5 | 178 | |
| | Lias, J1 | Lias | | | 178 | 208 | |
| | | Toarcian | | | 178 | 187 | |
| | | Pliensbachian | | 187 | 194.5 | | |
| | | Sinemurian | | 194 | 203.5 | | |
| | | Hettangian | | 203.5 | 208 | | |
| | Triassic | Tr3 | | Rhaetian | 208 | 209.5 | |
| | | | | Norian | 209.5 | 223.4 | |
| | | | Carnian | 223.4 | 235 | | |
| | | Tr2 | Ladinian | 235 | 239.5 | | |
| Anisian | | | 239.5 | 241.1 | | | |
| Tr1, Scythian | | Spathian | 241.1 | 241.9 | | | |
| | | Nammalian | 241.9 | 243.4 | | | |
| | | Griesbachian | 243.4 | 245 | | | |
| Paleozoic | | Permian | Zechstein | Changxingian | 245 | 247.5 | |
| | Longtanian | | | 247.5 | 250 | | |
| | Capitanian | | | 250 | 252.5 | | |
| | Wordian | | | 252.2 | 255 | | |
| | Ufimian | | | 255 | 256.1 | | |
| | Rotleigendes | | | Kungurian | 256.1 | 259.7 | |
| | | | Artinskian | 259.7 | 268.8 | | |
| | | | Sakmarian | 268.8 | 281.5 | | |

Apêndices

| | | | | | | |
|----------|---------------|---------------|-----------------|------------------|-------|-------|
| | Carboniferous | Pennsylvanian | Gzelian | Asselian | 281.5 | 290 |
| | | | | Noginskian | 290 | 293.6 |
| | | | | Klazminskian | 293.6 | 295.1 |
| | | | Kasimovian | Dorogomilovskian | 295.1 | 298.3 |
| | | | | Chamovnicheskian | 298.3 | 299.9 |
| | | | | Krevyakinskian | 299.9 | 303 |
| | | | Moscovian | Myachkovskian | 303 | 305 |
| | | | | Podolskian | 305 | 307.1 |
| | | | | Kashirskian | 307.1 | 309.2 |
| | | | | Vereiskian | 309.2 | 311.2 |
| | | Bashkirian | Melekeskian | 311.3 | 313.4 | |
| | | | Cheremshanskian | 313.4 | 318.3 | |
| | | | Yeadonian | 318.3 | 320.6 | |
| | | | Marsdenian | 320.6 | 321.5 | |
| | | | Kinderscoutian | 321.5 | 322.8 | |
| | | Mississippian | Serpukhovian | Alportian | 322.8 | 325.6 |
| | | | | Chokierian | 325.6 | 328.3 |
| | | | | Arnsbergian | 328.3 | 331.1 |
| | | | | Pendleian | 331.1 | 332.9 |
| | | | Visean | Brigantian | 332.9 | 336 |
| | Asbian | | | 336 | 339.4 | |
| | Holkerian | | | 339.4 | 342.8 | |
| | Arundian | | | 342.8 | 345 | |
| | Chadian | | | 345 | 349.5 | |
| | Tournaisian | | Ivorian | 349.5 | 353.8 | |
| | | | Hastarian | 353.8 | 362.5 | |
| | Devonian | | D3 | Famennian | 362.5 | 367 |
| | | | | Frasnian | 367 | 377.4 |
| | | D2 | Givetian | 377.4 | 380.8 | |
| | | | Eifelian | 380.8 | 386 | |
| | | D1 | Emsian | 386 | 390.4 | |
| | | | Pragian | 390.4 | 396.3 | |
| | | | Lochkovian | 396.3 | 408.5 | |
| Silurian | Pridoli | | 408.5 | 410.7 | | |
| | Ludlow | Ludfordian | 410.7 | 415.1 | | |
| | | Gorstian | 415.1 | 424 | | |
| | Wenlock | Gleedonian | 424 | 425.4 | | |
| | | Whitwellian | 425.4 | 426.1 | | |
| | | Sheinwoodian | 426.1 | 430.4 | | |

Apêndices

| | | | | | | |
|---------------|------------|------------|------------------|----------------|----------------|-------|
| | | Llandovery | Telychian | 430.4 | 432.6 | |
| | | | Aeronian | 432.6 | 436.9 | |
| | | | Rhuddanian | 436.9 | 439 | |
| | Ordovician | Bala | Ashgill | Hirnantian | 439 | 439.5 |
| | | | | Rawtheyan | 439.5 | 440.1 |
| | | | | Cautleyan | 440.1 | 440.6 |
| | | | | Pusgillian | 440.6 | 443.1 |
| | | | Caradoc | Onnian | 443.1 | 444 |
| | | | | Actonian | 444 | 444.5 |
| | | | | Marshbrookian | 444.5 | 447.1 |
| | | | | Longvillian | 447.1 | 449.7 |
| | | Soudleyan | | 449.7 | 457.5 | |
| | | Harnagian | | 457.5 | 462.3 | |
| | | Costonian | | 462.3 | 463.9 | |
| | | Dyfed | | Llandeilo | Late Llandeilo | 463.9 |
| | | | Middle Llandeilo | | 465.4 | 467 |
| | | | Early Llandeilo | | 467 | 468.6 |
| | | | Llanvirn | Late Llanvirn | 468.6 | 472.7 |
| | | | | Early Llanvirn | 472.7 | 476.1 |
| | Canadian | | | Arenig | Arenig | 476.1 |
| | | Tremadoc | Tremadoc | 493 | 510 | |
| | Cambrian | Merioneth | Dolgellian | 510 | 514.1 | |
| | | | Maentwrogian | 514.1 | 517.2 | |
| | | | St Davids | Menevian | 517.2 | 530.2 |
| | | | | Solvan | 530.2 | 536 |
| | | | Caerfai | Lenian | 536 | 554 |
| | | | | Atdabanian | 554 | 560 |
| Tommotian | | 560 | | 570 | | |
| Sinian | | Vendian | Ediacara | Poundian | 570 | 580 |
| | | | | Wonokan | 580 | 590 |
| | Varanger | | Mortensnes | 590 | 600 | |
| | | | Smalfjord | 600 | 610 | |
| | Sturtian | | 610 | 800 | | |

3. Alguns sites de interesse na Internet

<http://geollab.jmu.edu/Fichter/IgnRx/IgHome.html>

<http://geollab.jmu.edu/Fichter/Wilson/PTRC.html>

<http://geollab.jmu.edu/Fichter/Wilson/Wilson.html>

<http://geollab.jmu.edu/vageol/vahist/index.html>

http://minerals.er.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/stone_dimension/

http://www.auburn.edu/academic/science_math/res_area/geology/camp/CAMP.html

<http://www.granital.com/in/index1.php3>

<http://www.granitos-maceira.com/po/index.php>

http://www.igm.pt/almanaque/rochas_orn/ornabase/ornabase.aspx

<http://www.immcarrara.com/>

<http://www.marble-institute.com/>

<http://www.marbleintheworld.com/>

http://www.marbrito.com/po/quem_somos.php3

<http://www.palaeos.com/Timescale/timescale.html>

http://www.priweb.org/ed/TFGuide/NE/geo_history/ne_geohist_main2.htm

<http://www.redgraniti.com/en/>

<http://www.rockofages.com/>

<http://www.stoneexpozone.com/>

<http://www.tilefinder.com/>

<http://www.variograma.com/>

<http://www.vermontmarble.com/index.html>

<http://www.vermontquarries.com/>

CURRICULUM VITAE

DADOS PESSOAIS

- **Nome: Joaquim Luís Galego Lopes**
- **Naturalidade: Bencatel, Vila Viçosa, Évora, Portugal.**
- **Data Nascimento: 08/10/1964**
- **Bilhete de Identidade – 6834636 de 27 de Setembro de 2001, emitido pelo Arquivo de Identificação de Évora**
- **Nº Contribuinte – 196388406**
- **Licenciado em Geologia (FCUL, 1988) – Classificação final de “Bom”.**
- **Mestrado em Geologia Dinâmica Interna (FCUL, 1995) Classificação final de “Muito Bom”.**

ACTIVIDADE PROFISSIONAL

Ainda estudante do Curso de Licenciatura e Geologia (DGFCUL) começou em Março a Julho de 1988 e Maio a Setembro de 1990 - trabalhos para o Centro de Vulcanologia do INIC sobre as cartas geológicas à escala 1: 25.000 das ilhas de Santa Maria e Faial, sob a orientação do Prof. Dr. António Serralheiro – DGFCUL.

(Outubro de 1988 a Maio de 1990 – Serviço Militar Obrigatório na Escola Prática de Infantaria, em Mafra).

Julho a Outubro de 1988 – levantamento geológico-estrutural de duas concessões mineiras (Pedrogão Grande 25 Km² e Escadía Grande - 80 Km²) da Compagnie Générale des Matières Nucleaires - COGEMA.

4 de Outubro de 1990 – início de actividade na Carreira de Docência Universitária - Universidade de Évora, Departamento de Geociências.

Colaborador do Instituto Geológico e Mineiro desde 1991.

Cartografia estrutural no âmbito da tese de mestrado sob o tema: "Estudo geológico e estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz", orientado pelo Prof. Cat. António Ribeiro coadjuvado pelo Prof. Dr. José Brandão Silva.

Participou em diversos seminários, colóquios e congressos em Portugal e no estrangeiro, tendo na maior parte destas reuniões apresentado comunicações.

Fez parte da equipa portuguesa que, no âmbito do Programa de Investigação Conjunta Luso-Espanhola, integra o projecto: "Estudo paleontológico e tectonoestratigráfico do Câmbrico da região compreendida entre Estremoz e Elvas", numa acção integrada para 1993.

Fez parte da Comissão Organizadora da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, que se realizou na Universidade de Évora de 20 a 24 de Setembro de 1993. Integrou a equipa que elaborou o livro guia e que guiou a excursão pós-conferência da referida Reunião.

Fez parte da Comissão Organizadora da reunião Europrobe - "Uralides & Variscides", Évora, 6 - 11 de Março de 1994.

Colaborador do LIRIO e Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, onde participou na montagem e acompanhamento de três exposições temáticas, realizadas entre 1996 e 1998.

A convite dos grupos de Biologia e Geologia de várias escolas secundárias dos distritos de Évora e Portalegre, e como divulgador / dinamizador das Geociências já proferiu mais de uma dezena de conferências em escolas secundárias sobre a geologia e recursos geológicos do Alentejo.

Participou no Curso de Verão, "TMR SUMMER SCHOOL IN STRUCTURAL GEOLOGY CONVENED AT IMPERIAL COLLEGE & COLEHAYES PARK, DEVON", em Inglaterra (Londres e Colehayes Park) de 10 a 22 Julho de 1998.

Participou no II Encontro Nacional de Estudantes de Geologia como conferencista e orientador de uma excursão. Setembro 1998.

Participou no V Congresso Nacional de Geologia como co-orientador de uma excursão no anticlinal de Estremoz. Novembro de 1998.

Desenvolveu trabalhos de investigação (fracturação e cartografia geológica e estrutural) e prospecção (localização de áreas de interesse) de granitos para fins ornamentais em colaboração com o Instituto Geológico e Mineiro no maciço Ígneo de Santa Eulália - Monforte.

Visitou as explorações de rochas ornamentais do estado de Vermont – Estados Unidos da América, de 02 a 10 de Maio de 1999.

Visitou as explorações de rochas ornamentais em Carrara – Itália, de 22 a 31 de Julho de 1999.

Desenvolve trabalhos de investigação (fracturação e cartografia geológica e estrutural) e prospecção (localização de áreas de interesse) de mármore para fins ornamentais em colaboração com o Instituto Geológico e Mineiro no anticlinal de Estremoz.

Sob orientação do Prof. Dr. José Brandão Silva (FCUL), realizou vários trabalhos de índole geológico-estrutural, na região entre Estremoz e Elvas, com vista à elaboração de Tese de Doutoramento sobre a tectono-estratigrafia, geologia, estrutura, e evolução geodinâmica desta região incluída na Zona de Ossa - Morena e sobre a implicação dos dados obtidos na rentabilização de mármore e granitos aí aflorantes como produtores de rochas ornamentais.

Participou na XV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, realizada em Badajoz - Espanha de 26 de Setembro a 3 de Outubro de 1999.

Participou e fez parte da Comissão Científica do "I Congresso Internacional do Mármore do Alentejo" - Vila Viçosa, 7 e 8 de Outubro de 1999.

Participou nas várias edições da FIMAL (Feira Internacional do Mármore do Alentejo - Vila Viçosa) que se iniciaram em 9 e 10 de Outubro de 1999.

SERVIÇO DOCENTE UNIVERSITÁRIO

Aulas teóricas, teórico-práticas e práticas de: Geologia Geral, Mesologia (Geologia), Geologia Geral, Geologia de Campo, Geologia Estrutural, Geologia I, Geologia II, Introdução à Geologia de Campo, Técnicas de Campo em Geologia. Assistente das aulas práticas de Geologia de Portugal I e II, Geologia Regional I e II e orientador científico de Grupos de Estágio da Licenciatura em Ensino da Biologia e Geologia

PROJECTOS

A – PROJECTOS DE INVESTIGAÇÃO

1. **Mármore Romanos em Portugal: caracterização artística, petrográfica, química e isotópica. (PRAXIS/2/2.1/CSH/819/95)**
2. **PLATEC - “Modelos de Tectónica de placas para Portugal” - Projecto N° PBICT/P/Mar/1699/93**
3. **REDIBER - "Regimes de Deformação e Dinâmica de Fluidos nos Terrenos Ibérico e Sul Português" - Projecto N° PBICT /CTA/21/3/95**
4. **TECTIBER - Tectonofísica dos Variscidas Ibéricos - Projecto PRAXIS/2/2.1/ CTA /353/94**
5. **Caracterização petrográfica dos monumentos romanos de Évora – Departamento de Geociências da U.E. – Câmara Municipal de Évora**
6. **Estudo da viabilidade da exploração subterrânea de mármore no anticlinal de Estremoz (Departamento de Geociências da U.E. / Instituto Geológico e Mineiro / IAPMEI)**

B – OUTROS TRABALHOS REALIZADOS

Integrado em equipas das universidades a que esteve ou está ligado, desenvolveu trabalhos de investigação aplicada, fundamentalmente nos domínios da Geologia Estrutural, Cartografia Geológica e Geologia Económica no âmbito das rochas ornamentais (mármore e granito) encomendados pelas empresas:

GOGEMA (Compagnie Générale des Matières Nucleares), em 1988 (Cartografia Estrutural e Prospecção Mineira para ouro em três concessões, numa área total de 120 km² na região de Góis – Pedrógão Grande; Serra da Lousã);

TRABALHOS REALIZADOS PARA O INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO

- 1) 1991 – Modelo geo-estrutural para a região de Pardais. Deptº Geoc. Univ. Évora. Relatório de actividades para o SFM – DGGM;
- 2) 1993 – Estudo geológico – estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz - região entre Lagoa e Vigária. Março /1993.
- 3) 1996 – Caracterização Ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália: I. Anel G0: Bordo Sudoeste. 1996.
- 4) 1997 – Caracterização ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália. II ANEL G0: Bordo NNE – Arronches; Bordo S - Barbacena.
- 5) 1998 – 2000: Estudo da Viabilidade Técnica e Económica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais; Componente Geológica: Acompanhamento de sondagens; cartografia geológica/estrutural; modelo geoestrutural e indicação de área para desenvolvimento da exploração subterrânea piloto.
- 6) 2000 – 2001: Estudo da Viabilidade Técnica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais. Relatório Interno – Universidade de Évora / Instituto Geológico e Mineiro / Instituto de Apoio às Pequenas e Médias Empresas. Análise microscópica, petrográfica, textural e microestrutural dos testemunhos das sondagens realizadas no âmbito do projecto.

Câmara Municipal de Évora, em 1998 – Caracterização petrográfica dos monumentos romanos de Évora.

Em Junho de 1999, por indicação da Reitoria da Universidade de Évora, foi nomeado perito do Tribunal Judicial da Comarca de Évora para se pronunciar sobre a expropriação de duas pedreiras, por parte da BRISA, para a construção da Auto-estrada A6.

Em Novembro de 1999, por consulta da firma Francisco Duarte Prego e Filhos Lda, foi co-responsável de um parecer técnico sobre as potencialidades para rocha ornamental, de uma pedreira de inertes, situada a Sul de Alter Pedroso, junto à estrada Alter do Chão – Cabeço de Vide.

PUBLICAÇÕES

Gonçalves, F., Lopes, J.C., Lopes, L., Ribeiro, C. & Viana, A. (1991) - Maciço ígneo de Santa Eulália - Considerações acerca das suas potencialidades na produção de Rochas Ornamentais - "**A Pedra**", ano X, N°39, pp. 7-11.

Gonçalves, F., Lopes, J.C., Lopes, L., (1992) - Relatório sobre o reconhecimento dos gabros de Viana do Alentejo, CCRA, relatório interno.

Gonçalves, F & Lopes, L (1992) - Aspectos da potencialidades das rochas ornamentais do Alentejo, tema apresentado nas Jornadas Técnicas sobre a Indústria Extractiva e transformadora de Rochas Ornamentais do Alentejo, "**A Pedra**", N°43, pp. 7-17.

Gonçalves, F. & Lopes, L. (1993) - "Nota preliminar sobre os recursos geológicos do Alentejo utilizáveis como rochas ornamentais" . **Memórias da Academia de Ciências de Lisboa** , XXXII, 267 - 283.

Lopes, L., Terrinha, P. (1991) - Modelo geo-estrutural para a região de Pardais. Deptº Geoc. Univ. Évora. Março /1991. Relatório de actividades para o SFM - DGGM.

Lopes, L. (1993) - Estudo geológico - estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz - região entre Lagoa e Vigária. Deptº Geoc. Univ. Évora. Março /1993. Relatório de actividades para o SFM - DGGM.

Gonçalves, F.; Lopes, L.; Pereira, M.F.; Piçarra, J.M.; Oliveira, J.T.; Silva, J.B.; Ribeiro, A.; Eguiluz, L.; Martinez-Torres, L.M.; Apraiz, A.; Abalos, B. (1993). Guia das Excursões. Excursão em Portugal, Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Vol. II, pp. 111-164 Universidade de Évora.

Lopes, L., Ribeiro, A. & Silva, J. B. (1994) - Variscan Deformation in the Estremoz Anticline.. Livro Guia das Excursões. Contacto ZOM/ZCI: Expressão Cadomiana e Varisca. Évora, 20-24 Set 1993. Vol. II. p. 104

Araújo, A. , Fonseca, P., Lopes, L., Pereira, M. F., Ribeiro, A. & Silva, J. B. (1994) - Variscan structure of the Ossa Morena Zone (South margin of the Iberian Terrane. "Early Palaeozoic Evolution in NW Gondwana" 2nd International Meeting, Morocco, Rabat, 29 Nov. - 7 Dez. 1994

- Araújo, A., Gonçalves, F., Lopes, L., Pereira, M. F., Silva, J. B. & Ribeiro, A. (1994)** – Novos elementos sobre o Carreamento de Juromenha (Elvas). Anais 4 - Universidade de Évora. pp. 105 – 110.
- Araújo, A. , Lopes. L., & Pereira, M. F. (1994)** - Europrobe «Uralides & Variscides» Workshop. Anais 4 - Universidade de Évora. pp. 119 - 122.
- Pereira, M. F., Lopes. L., & Chambel, A. (1994)** - XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Anais 4 - Universidade de Évora. pp. 123 - 124.
- Lopes, L. & Brandão Silva, J. (1995)** - Anticlinal de Estremoz: Uma janela no Paleozóico da Zona de Ossa-Morena. 1ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica - Sociedade Geológica de Portugal (**GGET**), Lisboa 9-10 de Março de 1995.
- Lopes, J. L. G. (1995)** - Estudo geológico - estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz e suas implicações económicas. Tese de Mestrado. DGFCUL, Julho 1995, 135 pp.
- Lopes, L., Brandão Silva, J. & Ribeiro, A. (1995)** - Ductile variscan deformation & tangential transpressive regime within Ossa-Morena Zone: The Estremoz anticline (NE - Alentejo - Portugal). Livro de Resumos da XIII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Salamanca 19 - 30 Set. 1995. pp. 102.
- Lopes, L., Pereira, M. F. Brandão Silva, J., Ribeiro, A. & Gonçalves, A. (1995)** - Estilos de deformação varisca nos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena (Transversal Estremoz - Portalegre). IV Congresso Nacional de Geologia. Porto 14 - 16 de Dezembro de 1995. Resumos alargados., F. Sodrê Borges & M. M. Marques Coordenadores - Universidade de Porto - Fac. Ciênc. - Museu Mineral. e Geol. Memórias N° 4. pp. 269 - 274.
- Lopes, J. C. & Lopes, L. (1996)** - Caracterização Ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália: I. Anel G0 : Bordo Sudoeste. Relatório interno, I.G. M., Lisboa. Min., 56p.
- Lopes, J. (1996)** - Potencial económico das jazidas de rochas ornamentais na Zona de Ossa-Morena. Resumo de Conferência realizada em 11 de Junho de 1996, integrada no “Ciclo de Conferências dedicadas ao estudo da geologia da Zona de Ossa-Morena” - Geocev 1996 - Departamento de Geociências da Universidade de Évora 1996.

- Lopes, J. (1996)** - Relação entre o zonamento interno dos mármore e as litologias encaixantes. “Os diferentes tipos de mármore no anticlinal de Estremoz e a sua origem geológica.” Conferência - Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, 15 de Outubro de 1996.
- Lopes, J. C. & Lopes, L. (1996)** - Caracterização Ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália: I. Anel G0 : Bordo Sudoeste. Apresentação em póster. Associação dos Industriais da Pedra do Norte (AIPGN), III Jornadas Técnicas. Porto, Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro, 18 de Outubro de 1996.
- Lopes, J. & Gonçalves, F. (1997)** - Potencial económico das jazidas de rochas ornamentais na Zona de Ossa-Morena. In Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena / (Maciço Ibérico). Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. A., Araújo & M. F. Pereira (Eds.). Universidade de Évora. Gráfica Eborense. pp. 263 - 282.
- Lopes, J.L. & Carrilho Lopes, J.M. (1997)** - Caracterização ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália. II ANEL G0: Bordo NNE – Arronches; Bordo S - Barbacena. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 28p.
- Lopes, J. (1996)** - Relação entre o zonamento interno dos mármore e as litologias encaixantes. “Os diferentes tipos de mármore no anticlinal de Estremoz e a sua origem geológica.” Conferência - Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, 15 de Outubro de 1996.
- Lisboa, J.V.V.; Carrilho Lopes, J.M. & **Lopes, J.L.G.** (1997) – Prospecção de Granitos Ornamentais: Maciço de Santa Eulália – Vol. de Comum. II Congr. Europeu da Pedra Natural e Industrial. Ass. Ind. Portuguesa / Feira Internacional de Lisboa, Lisboa, 4-6 Junho 1997.
- Lopes, L. & Lopes, J. C. (1996)** - Caracterização Ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália: I. Anel G0 : Bordo Sudoeste. Apresentação em poster. Associação dos Industriais da Pedra do Norte (AIPGN), III Jornadas Técnicas. Porto, Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro, 18 de Outubro de 1996.
- J. M. P. Cabral, M. J. Maciel, **L. Lopes**, J. M. C. Lopes, A. P. V. Marques, C. O. Mostra, M. C. Freitas and P. M. Carreira (1998) - Use of stable carbon and oxygen mass spectrometry and neutron activation analysis in determining provenance of some roman works of art in portuguese museums. ASMOSIA symposium, Dep. of Classical Art, Museum of Fine Arts, Boston. Abstract.

- Carrilho Lopes, J. M., **Lopes, J. L.** & Lisboa, J. V (1997) - Caracterização petrográfica e estrutural dos granitos róseos do complexo plutónico de Monforte – Santa Eulália (Ne-Alentejo, Portugal), Est. Notas e Trabalhos. Inst. Geol. Min., tomo 39, pp. 141 – 156. Lisboa.
- Lopes, L.** & Lopes, J. (1998) – Caracterização petrográfica dos monumentos romanos de Évora. Relatório de progresso interno Câmara Municipal de Évora pp.15.
- Lopes, L.** & Silva, J. B. (1998) - Génese, desenvolvimento e comportamento de bandas de cisalhamento tardias no anticlinal de Estremoz. *Actas do IV Cong. Nac. Geol.*, Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, pp. D36 – D39.
- Costa, C., Barros, R., Lamberto, V., **Lopes, L.** & Vintém, C. (1998) – Mármore de Estremoz: Geologia, prospecção, exploração, valorização e ordenamento da jazida. Livro Guia das Excursões do *IV Cong. Nac. Geol.*, Tomás Oliveira, J. & Dias, R. P. Eds., Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, pp. 191 – 231.
- Lopes, L.** (1999) – Um mergulho no oceano câmbrio: Evolução geodinâmica dos Sectores de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos da Zona de Ossa – Morena. Livro guia das excursões do XIX Curso de Actualização de Professores, Associação Portuguesa de Geólogos, Évora, Abril de 1999.
- Lopes, L.** (1999) – As explorações de rochas ornamentais do Estado de Vermont - EUA, Conferência integrada no Ciclo de Conferências sobre as Rochas Ornamentais - 20 de Maio de 1999, Departamento de Geociências da Universidade de Évora.
- Lopes, J.** (1999) – Mármore de Estremoz: Um lugar no Mundo. 1º Congresso Internacional de Mármore do Alentejo, Vila Viçosa 7 e 8 de Outubro de 1999. Câmara Municipal de Vila Viçosa.
- Lopes, L. & Ribeiro, C.** (1999) – Aspectos geológicos da Serra de S. Mamede - Guia para a visita de estudo. Integrada nas acções "Geologia do Verão - Ministério da Ciência e Tecnologia - 1999" - 30 de Setembro de 1999.
- Lopes, L.,** Diez J. B., Antunes, M. T., Pais, J. & Balbino, A. C. (2000) - Guia da excursão do I Congresso Ibérico de Paleontologia XVI Jornadas da Sociedade Espanhola de Paleontologia. Univ. Évora. pp. 16.

- Lopes, L.**, (2000) – Os mármoreos do Alentejo observados ao microscópio. Apresentação em Póster. 2º Congresso Internacional do Mármore. Vila Viçosa, 5-7 Outubro 2000.
- Lopes, L.**, (2000) – Estudo da Viabilidade Técnica e Económica da Exploração Subterrânea de Mármoreos no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais; Componente Geológica – Relatório de Progresso e Conclusão da Primeira Fase. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 34 pp.
- Araújo, A. A. V., **Lopes, J. L. G.**, Martins, R. S. V. S. (2000) – Relatório da perícia ordenada pelo tribunal judicial da comarca de Évora em 23 de Junho de 1999, referente ao processo 130/97 – 2º Juízo Cível – Avaliação da área correspondente ao nó poente de Évora da auto-estrada A6, no que concerne ao aproveitamento para fins ornamentais e industriais das rochas que aí afloram. Tribunal de Évora, Évora, pp. 44.
- Lopes, L.**, Carrilho Lopes, J., Cabral, J. P. & Sarantopoulos, P. (2000) – Caracterização Petrográfica dos Monumentos Romanos de Évora. Revista “*Cidade de Évora*”, II Série, Nº4. pp. 129-142.
- Falé e Costa, P., Vintém, C., Moreira, J., Dinis da Gama, C., Sousa, J., & **Lopes, L.** (2001) - Estudo da Viabilidade Técnica da Exploração Subterrânea de Mármoreos no Anticlinal de Estremoz. Congresso Internacional da Pedra Natural, Ass. Ind. Portuguesa / Feira Internacional de Lisboa, Lisboa, 16-17 de Maio de 2001, Lisboa, pp. 11.
- Cabral, J. M. P.; Maciel, M. J.; **Lopes, L.**; Lopes, J.M.C.; Marques, A. P. V.; Mustra, C. O.; Freitas, M. C. & Carreira, P. M. (2001) – Petrographic and isotopic characterization of marble from the Estremoz Anticline: its application in identifying the sources of Roman works of art. “*Journal of Iberian Archaeology*”, vol. 3, pp 121-128.
- Lopes, L.** (2001) – Guia da Excursão ao anticlinal de Estremoz. II JORNADAS IBÉRICAS DE JOVEN(E)S GEÓLOGOS - Pangea 2001, Núcleo de Geologia da Universidade de Évora. pp. 19.
- Gansinho, A. S.; Marcão, G.; Velez, M. C.; Barroso, M.; Araújo, A. & **Lopes, L.** (2002) – Roteiro geológico na terminação SE do anticlinal de Estremoz. III JORNADAS IBÉRICAS DE JOVEN(E)S GEÓLOGOS - Pangea 2002, Núcleo de Geologia da Universidade de Évora. pp. 144 - 148.

Universidade de Évora



Departamento de Geociências

**CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO
TECTONO – ESTRATIGRÁFICO DO
NORDESTE ALENTEJANO**

TRANSVERSAL TERENA – ELVAS

**Implicações económicas no aproveitamento de rochas ornamentais
existentes na região (Mármore e Granito)**

ANEXO

“DADOS ESTRUTURAIS”

ORIENTADOR: JOSÉ BRANDÃO SILVA

(Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa)

Esta tese não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.

JOAQUIM LUÍS GALEGO LOPES

2003

| ÍNDICE | Página |
|---|--------|
| APRESENTAÇÃO | 2 |
| 1. DOMÍNIO DE ELVAS – VILA BOIM – TERRUGEM (Sector de Alter do Chão – Elvas) | 3 |
| 2. DOMÍNIO DE SÃO SATURNINO – JUROMENHA | 5 |
| 3. DOMÍNIO DE FERRARIAS – NAVE | 7 |
| 4. ANTICLINAL DE ESTREMOZ | 8 |
| 4.1. SONDAgens SP1 a SP6 – Terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz | 12 |
| 4.2. SONDAgens FMP – Fonte da Moura – Pardais (Pedreira Marmetal) | 16 |
| 4.3. DISCUSSÃO | 19 |
| 4.4. CORREDORES DE DEFORMAÇÃO NNW-SSE A NW-SE | 20 |
| 5. SINCLINAL DE TERENA E TERRENOS ENVOLVENTES | 21 |
| BIBLIOGRAFIA APENAS REFERENCIADA NESTE ANEXO | 23 |
| MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA – MORENA (Região de Estremoz – Elvas) | |
| I – Lineações de estiramento e intersecção (S0+S1)^S2 | 24 |
| II – Estruturas planares: Estratificação (S0) e Xistosidade S1 | 26 |
| III – Estruturas planares: Xistosidade S2 | 28 |

APRESENTAÇÃO

Neste anexo apresentamos os dados estruturais referentes à área em estudo e essencialmente reportados aos capítulos 4 e 5 do volume principal da tese. As interpretações possíveis e os resultados obtidos serão alvo de discussão à medida que os dados sejam apresentados.

Complementando a cartografia, juntam-se agora mapas de estruturas onde se salientam as atitudes das estruturas meso e macroscópicas.

Embora não tenha sido referido no volume principal da tese, também foi efectuado um estudo micropetrográfico/estrutural sobre amostras recolhidas nos testemunhos das várias sondagens realizadas no âmbito de projectos de colaboração entre o Instituto Geológico e Mineiro (I.G.M.) e o Departamento de Geociências da Universidade de Évora. Este estudo, que incidiu sobre rochas predominantemente carbonatadas, foi importante para estabelecer a concatenação de mecanismos de deformação a diferentes escalas.

Todos os dados que apresentamos nas próximas páginas são de natureza não paramétrica, ou seja não permitem uma quantificação, por exemplo, dos espaçamentos médios nas diferentes famílias, tratando-se pois, de dados que privilegiam a natureza direccional dos planos e linhas considerados mas não a distribuição espacial dos mesmos. Chamamos, no entanto a atenção para o facto de esta distribuição ser fundamental na caracterização de uma massa de rochas que se quer útil como produtora de rochas ornamentais pois, privilegia a obtenção de blocos com volumes comerciáveis tornando viável uma exploração.

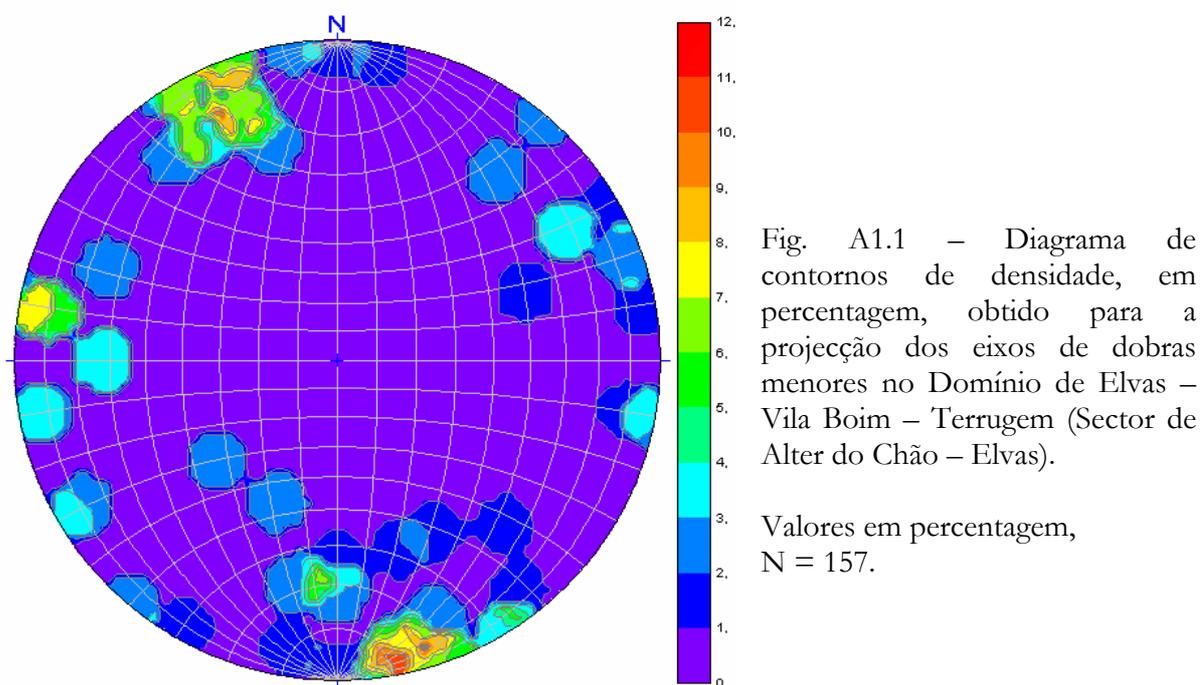
No tratamento dos dados e elaboração dos estereogramas foram utilizados os programas Microsoft Excel, Georient 32v9¹ e Rockworks 2002². As projecções efectuaram-se sobre a Rede de Schmidt, tendo-se considerado o hemisfério inferior.

¹ <http://www.earth.uq.edu.au/~rodh/software/>

² <http://www.rockware.com>

1. DOMÍNIO DE ELVAS – VILA BOIM – TERRUGEM (SECTOR DE ALTER DO CHÃO – ELVAS)

A principal assinatura estrutural deste Sector reporta-se ao estilo das dobras que aí se encontram representadas, à grande variação em termos de atitude do respectivo eixo e ao grau metamórfico relativamente baixo que as litologias apresentam. A heterogeneidade geométrica das estruturas encontra-se bem representada pela dispersão dos eixos das dobras menores (Fig. A1.1).



A Fig. A1.1 representa a projecção dos eixos das dobras mesoscópicas observadas. Estas dobras, na sua maior parte são assimétricas e abertas (Twiss & Moores, 1992) e são características do Sector de Alter do Chão – Elvas. As dobras com flancos e planos axiais muito variáveis apresentam uma grande dispersão de eixos com máximos de inclinação até 50° e direcções de mergulho para S; SSE; NNW e WNW. Esta grande dispersão será resultado da interferência entre as duas fases de deformação e está discutida no volume principal da Tese (pág. 263 e seguintes). Não sendo possível verificar-se no estereograma, registamos ainda que se verifica uma variação regional no estilo de dobramento. Assim, à medida que nos aproximamos do seu limite SW os planos axiais das dobras tendem a

aproximar-se da vertical ao mesmo tempo que se verifica uma tendência para a horizontalização do eixo.

Ainda neste Domínio, ao contrário do que se verifica mais a SW, quando ocorrem os corredores de deformação NNW – SSE são discretos e apresentam um comportamento essencialmente frágil – dúctil.

As figuras A1.2 e A1.3 representam, respectivamente, a projecção de S0+S1 (estratificação e xistosidade de primeira fase) e S2 (xistosidade de segunda fase).

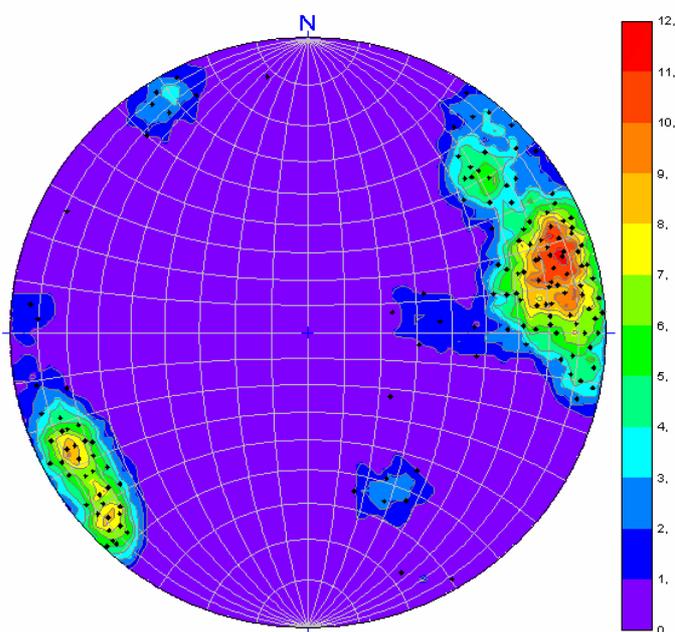


Fig. A1.2 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a estratificação (S0) e xistosidade S1 (transposta) no Domínio de Elvas – Vila Boim – Terrugem (Sector de Alter do Chão – Elvas).

Diagrama π ,
valores em percentagem,
N = 147.

Máximo = N25°W, 80°SW.

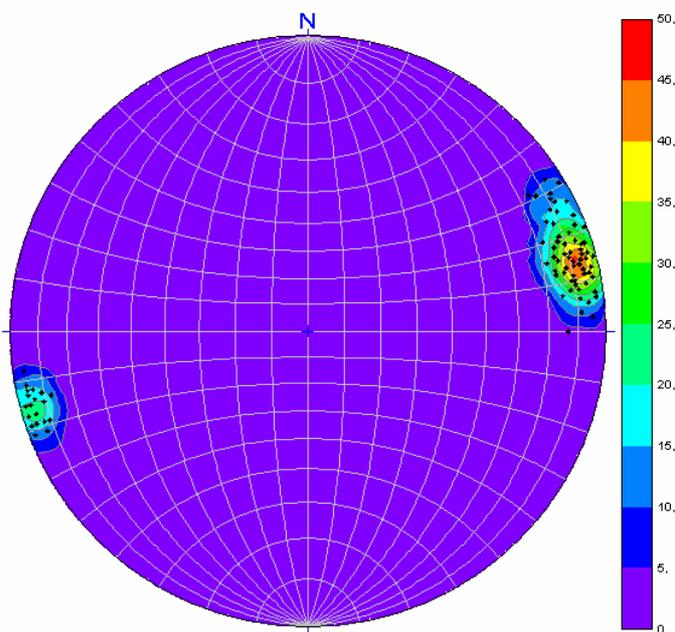


Fig. A1.3 – (Em baixo, à esquerda) Diagrama de contornos de densidade obtido para a xistosidade S2 no Domínio de Elvas – Vila Boim – Terrugem (Sector de Alter do Chão – Elvas).

Diagrama π ,
valores em percentagem,
N = 84.

Máximo = N18°W, 85°SW.

Estas duas últimas figuras revelam, por um lado, uma certa dispersão para os valores da estratificação e xistosidade de primeira fase, que também se traduz na dispersão dos eixos de dobras mesoscópicas (Fig. A1.1) e por outro a consistência e menor dispersão dos dados referentes à xistosidade de segunda fase.

2. DOMÍNIO DE SÃO SATURNINO – JUROMENHA

Este domínio, como referimos no volume principal da Tese, corresponde a uma zona de deformação transcorrente, predominantemente esquerda e heterogénea, que se poderá enquadrar na definição de “transpressão inclinada” de Jones *et al.*, (2004)³. Esta *transpressão inclinada* caracteriza-se pela actuação de um regime compressivo simultaneamente a um movimento cisalhante horizontal e/ou vertical. Este jogo de forças induzirá a formação de estruturas com simetria triclínica, o resultado mais evidente será a génese de uma xistosidade onde tanto a direcção como a inclinação serão obliquas às fronteiras de cisalhamento e as lineações de estiramento observadas no *fabric* planar apresentarão uma grande dispersão (Figs. A2.1 e A2.2) e podem variar durante o processo de deformação progressiva.

³ Jones, R.R.; Holdsworth, P. C.; McCaffrey, K. & Tavarnelli, E. (2004) – Inclined transpression. *Journal of Structural Geology*. Vol. 26, nº 8, pp. 1531-1548. (Consulta *on-line*).

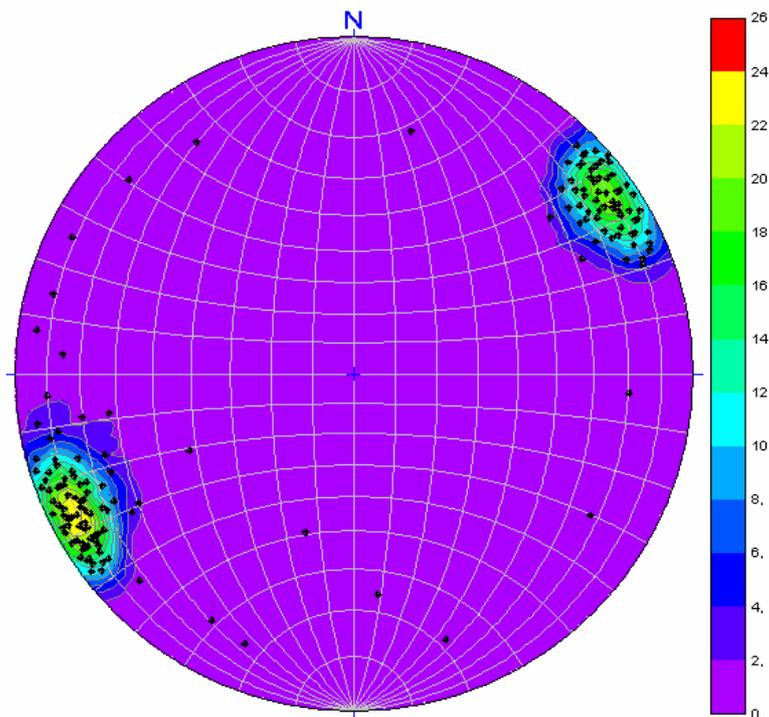


Fig. A2.1 – (Em cima à esquerda) Diagrama de contornos de densidade obtido para a xistosidade S2 no Domínio de São Saturnino – Juromenha.

Diagrama π , valores em percentagem, N = 158.

Máximos = N38°W, 80°SW,
N32°W, 85°NE.

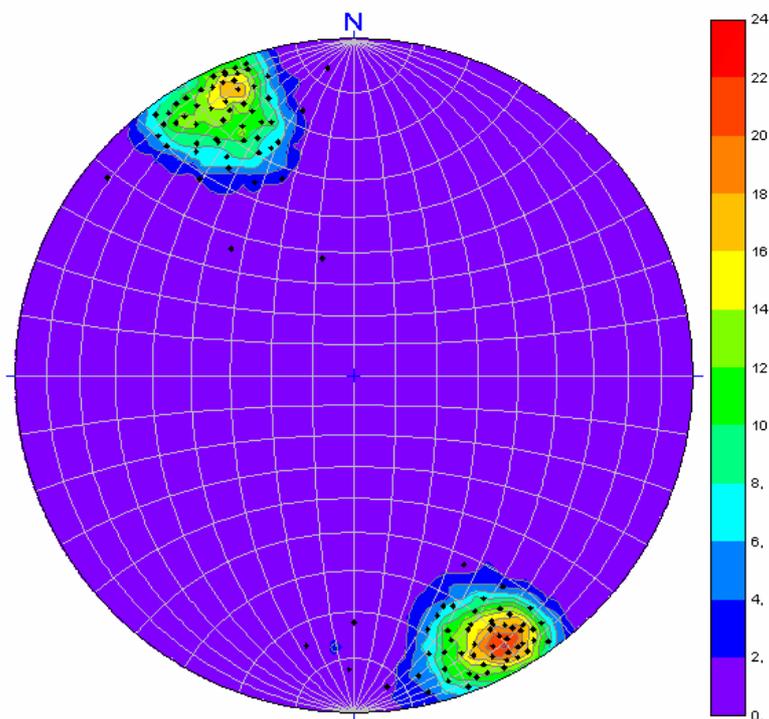


Fig. A2.2 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a lineação de estiramento no Domínio de São Saturnino – Juromenha.

Valores em percentagem, N = 93.

Máximo = 12°, S28°E.

3. DOMÍNIO DE FERRARIAS – NAVE

Neste domínio, com estruturas planares predominantemente sub-verticais (Fig. A3.2), o mergulho das meso-estruturas e da lineação de estiramento observadas fazem-se, de modo consistente, para NW/NNW; para além das diferenças litológicas, nem sempre de definição muito clara, este foi o principal critério que presidiu à sua individualização. Esta característica encontra-se bem expressa no seguinte estereograma (Fig. A3.1).

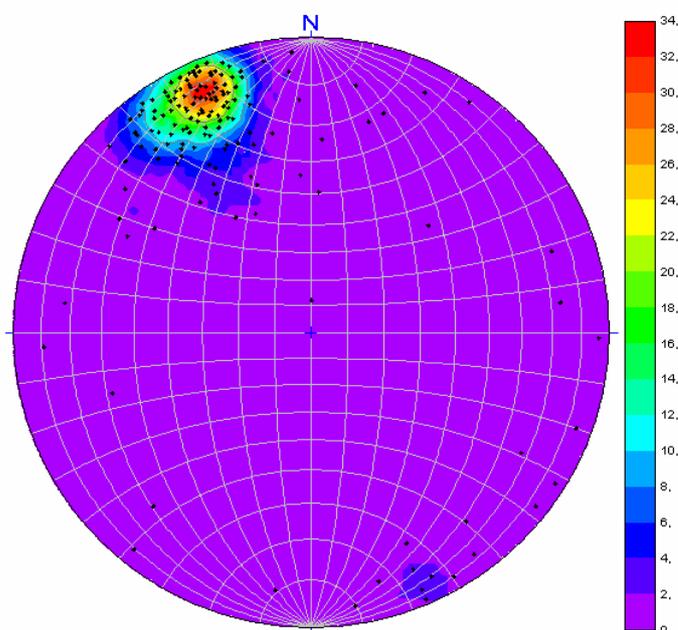


Fig. A3.1 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a projecção das lineações de estiramento no Domínio de Ferrarias – Nave.

Valores em percentagem, N = 169. Máximo = 27°, N23°W.

Na Fig. A3.2 representa-se a projecção dos pólos das estruturas planares observadas neste domínio, onde apesar da dispersão dos dados, se destaca uma ligeira vergência geométrica para SW.

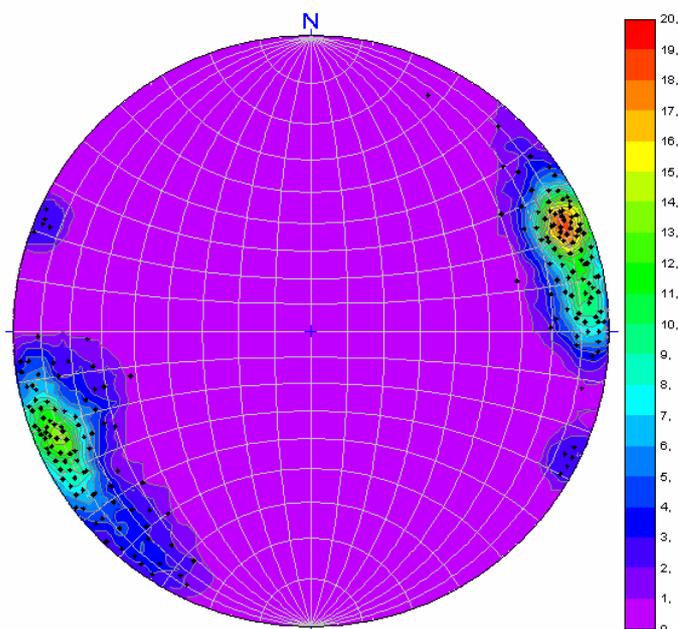


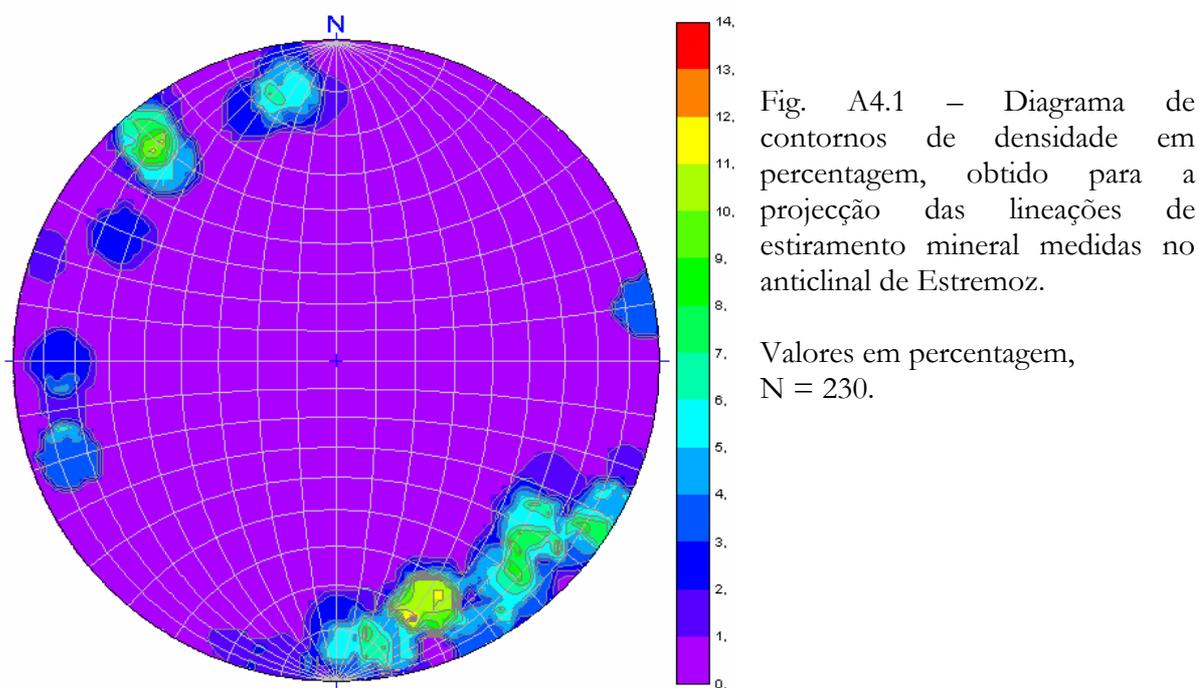
Fig. A3.2 – Diagrama de contornos de densidade obtido para as estruturas planares (S0+S1 e S2) no Domínio de Ferrarias – Nave.

Diagrama π , valores em percentagem, N = 194. Máximo = N26°W, N75°SW

4. ANTICLINAL DE ESTREMOZ

Como referimos no volume principal da Tese, a maior parte dos trabalhos de campo realizou-se na estrutura geológica designada por anticlinal de Estremoz, assim é natural a assimetria apresentada em relação ao volume de dados entre esta e as restantes áreas estudadas.

No anticlinal de Estremoz, do ponto de vista cinemático, a informação mais importante é fornecida pela direcção de estiramento mineral que pode ser medida nas várias litologias (Fig. A4.1) uma vez que é um indicador: (1) da direcção de compressão mínima do(s) campo(s) de tensão prevaletentes aquando do crescimento sin-cinemático dos minerais que materializam este mesmo estiramento, nos estádios iniciais da deformação; (2) nas litologias carbonatadas corresponde à orientação (sobre o plano de xistosidade de segunda fase “S2”) ao longo da qual ocorre a dissolução sob pressão e deslizamento nas fronteiras dos grãos de calcite, quando o regime de deformação se torna mais frágil.



Este diagrama (Fig. A4.1) apresenta alguma dispersão nos valores observados, ainda assim persistem duas direcções preferenciais: uma próxima de NW-SE, e outra mais próxima de N-S. Em relação à primeira, a mais facilmente

identificável em todo o anticlinal, caracteriza-se pelo alinhamento de filossilicatos ou quanto não é possível pelo alongamento do eixo maior dos cristais de calcite observados em afloramento. Convém realçar que ao longo da estrutura esta lineação apresenta uma variação no sentido da inclinação que se faz para SE na terminação periclinal SE do anticlinal e para NW na terminação periclinal NW do anticlinal, os valores mais próximos da horizontal registaram-se na região intermédia, embora aqui não sejam raras as observações com inclinação marcadamente para SE, como acontece, por exemplo, na zona da Cruz dos Meninos – Estremoz. Outra constatação que não resulta óbvia na análise do diagrama é que na presença de litologias mais finas, provavelmente mais dolomíticas, quando observável, esta lineação de estiramento toma valores menos inclinados em relação às fácies mais grosseiras (mármore calcíticos) que afloram na sua proximidade. Ainda em relação a esta direcção de estiramento, muitas vezes é sub paralela à lineação de intersecção $(S_0+S_1)^{\wedge}S_2$, donde resulta uma fraca crenulação observada desde o afloramento até à escala microscópica.

No caso da lineação de estiramento com valores mais próximos de N-S, todos os valores considerados para projecção no estereograma foram medidos pelo alinhamento de filossilicatos (sericite e clorite) sobre a superfície de xistosidade S_1 , para que não houvesse dúvidas acerca dos valores obtidos. Recolheram-se várias amostras a partir das quais se executaram lâminas delgadas no intuito de determinar o sentido de transporte associado a este estiramento; em todos os casos se verificaram critérios de movimento (“*mica-fish*”, cristais de calcite definindo sigmóides, algumas fendas de tracção alinhadas e estruturas “c/s”) predominantemente com topo para Norte. Para além das lâminas realizadas no âmbito dos trabalhos de doutoramento, integrado no âmbito da cooperação/colaboração entre o DGUE e o DRMNM/IGM, realizou-se um projecto no qual se realizaram mais de 150 lâminas delgadas das quais se

escolheram para estudo de pormenor 100 (Lopes, 2000⁴). Os objectivos deste trabalho consistiram essencialmente na identificação dos mecanismos de deformação que presidiram à deformação dos mármore e na percepção da sua variabilidade espacial na proximidade de singularidades geológicas facilmente identificáveis, concretamente falhas, zonas de cisalhamento, presença de filões doleríticos, etc. Apesar de nem sempre ter sido possível orientar correctamente estas lâminas, deve-se realçar que nas observações realizadas prevaleciam critérios de cisalhamento esquerdos.

No caso da superfície de estratificação e como, devido à transposição de estruturas, nem sempre macroscopicamente é clara a distinção entre esta e a superfície de xistosidade S1 optámos por projectar no mesmo diagrama as duas superfícies (Fig. A4.2). Microscopicamente, em litologias com filossilicatos, é quase sempre possível distinguir estas duas superfícies pelo ângulo que fazem entre si e pela orientação dos minerais micáceos que materializam o plano de xistosidade S1, por vezes também se geram estruturas do tipo “C”/”S”.

Relativamente aos planos de xistosidade S2, regista-se uma menor dispersão nos valores obtidos, o máximo encontra-se com uma atitude média de N18°W, 82°NE, os valores situados próximo deste valor correspondem a 40% do total considerado, esta situação encontra-se bem expressa na Fig. A4.3. Espacialmente para NW verifica-se uma rotação para NW desta estrutura planar, o que no gráfico se encontra materializado pelo deslocamento para Sul no canto inferior esquerdo do estereograma. Esta situação poderia ser indicada pelo arqueamento de anticlinal de Estremoz que se observa no mapa geológico em anexo ao volume principal da Tese.

⁴ **Lopes, L.**, (2000) – Estudo da Viabilidade Técnica e Económica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais; Análise Microscópica Petrográfica, Textural e Estrutural dos Testemunhos das Sondagens. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 35 pp.

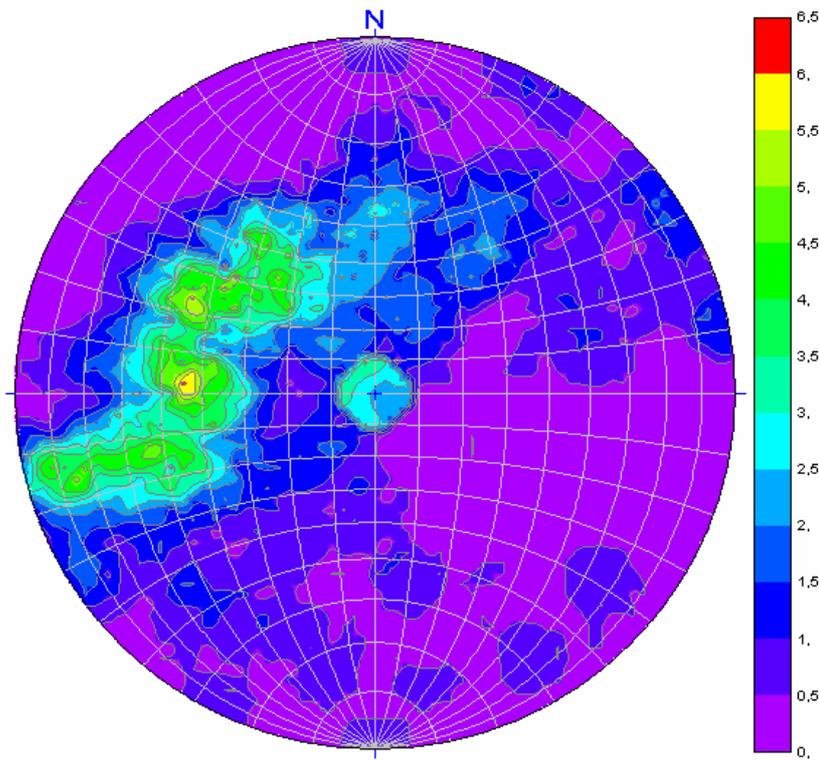


Fig. A4.2 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a estratificação (S0) e xistosidade S1 (transposta) no anticlinal de Estremoz.

Diagrama π , valores em percentagem, N = 1523.

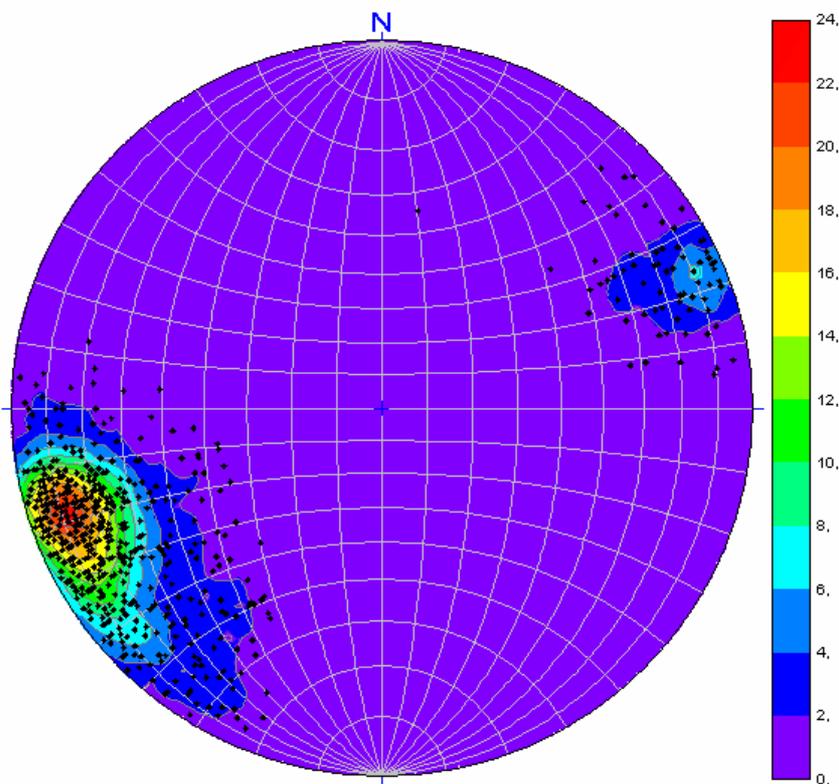


Fig. A4.3 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a xistosidade S2 no anticlinal de Estremoz.

Diagrama π , valores em percentagem, N = 635.

Máximo = N28°W, N75°NE

Em seguida apresentam-se os dados recolhidos nas campanhas de sondagens em que colaboramos com o I.G.M. Relativamente aos dados apresentados nas figuras precedentes, à partida parece haver algumas incongruências, no entanto, estas são resultado dos métodos de recolha de dados e serão discutidas após a apresentação dos mesmos.

4.1. SONDAGENS SP1 a SP6 – Terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz

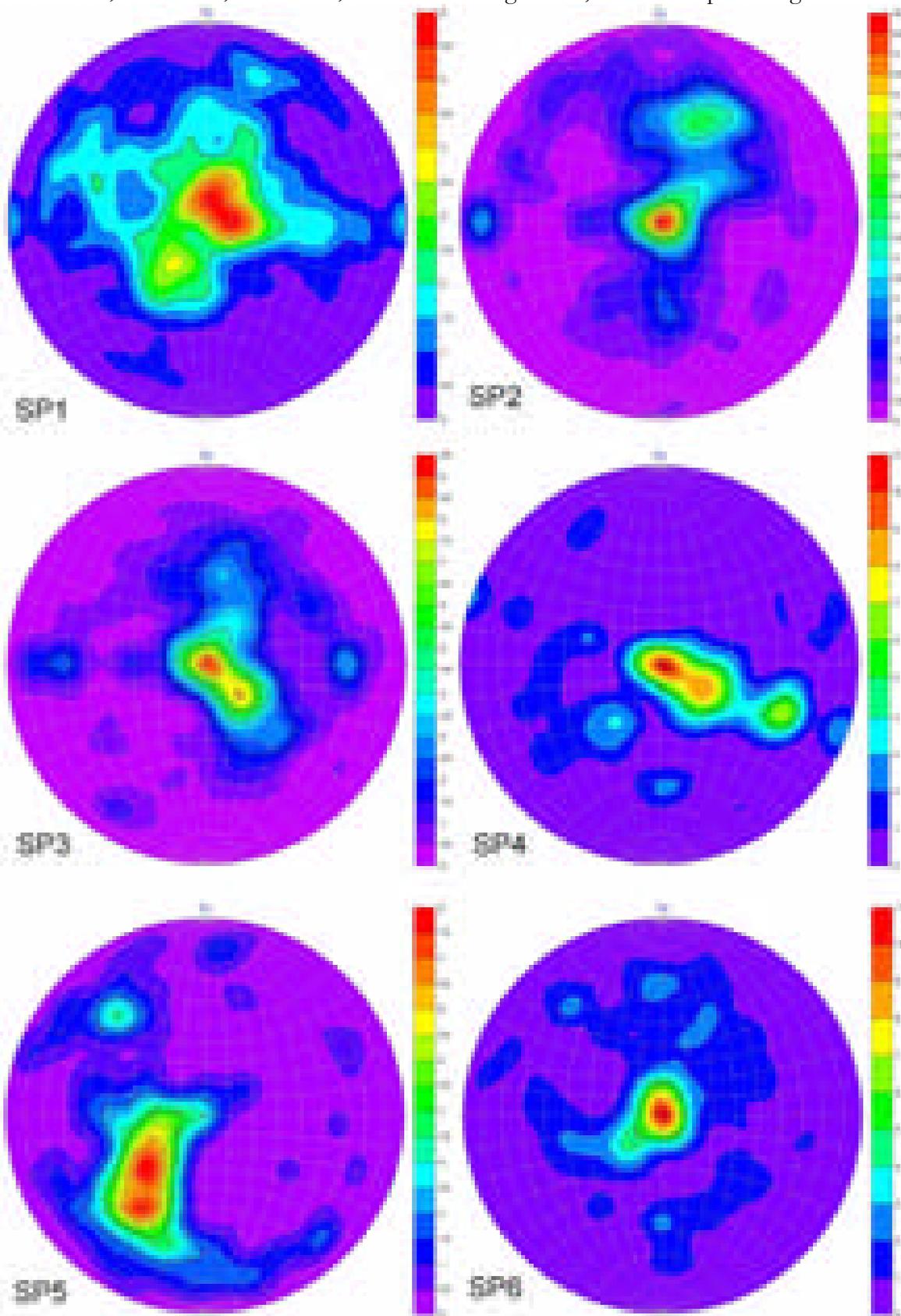
No âmbito do Projecto “Estudo da Viabilidade Técnica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais” realizaram-se as sondagens com vista ao conhecimento da jazida na terminação periclinal SE da estrutura. Os dados obtidos encontram-se representados nos seguintes estereogramas. (Figs. A4.4 – 4.8).

A localização em coordenadas militares, cota, atitude e comprimento das sondagens “SP” está indicada na tabela seguinte:

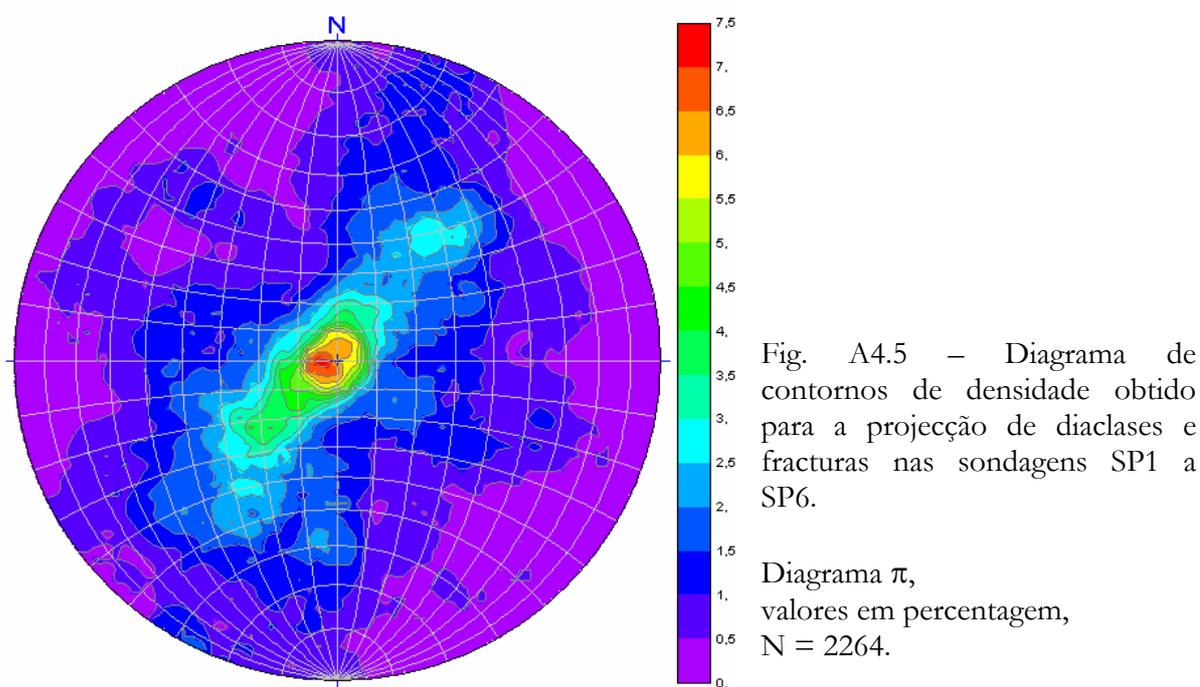
| Sondagem | M | P | Cota | Atitude | Comprimento |
|--|---------|----------|------|-----------|-------------|
| SP1 | 264 230 | -196 300 | 363 | Vertical | 391,82 m |
| SP 2 | 264 350 | -196 480 | 358 | 60° N270° | 428,45 m |
| SP 3 | 264 355 | -196 330 | 357 | 60° N270° | 439,54 m |
| SP 4 | 264 100 | -196 220 | 373 | 60° N20° | 404,16 m |
| SP 5 | 264 120 | -196 740 | 367 | 60° N200° | 295,24 m |
| SP 6 | 264 000 | -196 970 | 366 | 60° N50°E | 362.39 m |
| M – Distância à meridiana; P - Distância à perpendicular | | | | | |
| Nota – as sondagens foram executadas com uma sonda Bonne Esperance | | | | | |

Tabela A1 – Dados logísticos referentes às sondagens “SP”.

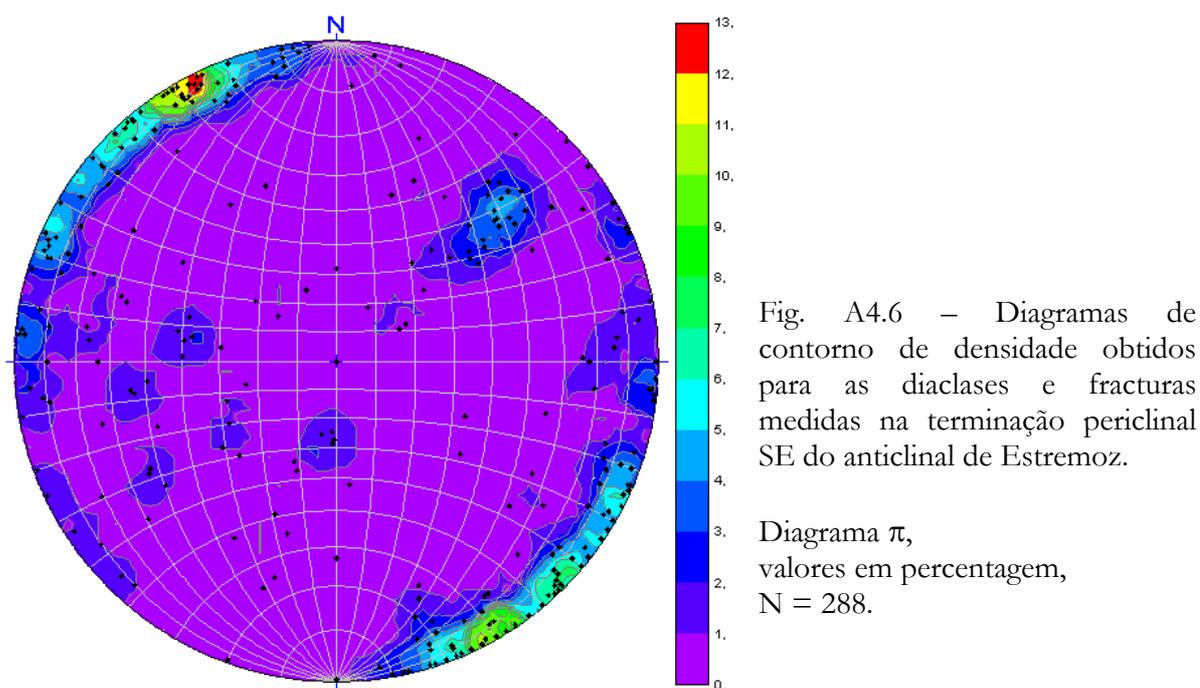
Fig. A4.4 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a projecção de diaclases e fracturas nas sondagens SP1 a SP6. Número de pontos considerados: SP1 = 345; SP2 = 477; SP3 = 386; SP4 = 452; SP5 = 254; SP6 = 355. Diagrama π , valores em percentagem.



O gráfico que se obtêm para as diaclases e fracturas medidas nas sondagens “SP” corresponde à Fig. A4.5.



A título de comparação com os dados projectados na figura anterior, o estereograma que se obtêm para as diaclases e fracturas medidas na terminação periclinal do anticlinal de Estremoz corresponde à Fig. A4.6.



O gráfico que se obtêm para a estratificação “S0” e xistosidade “S1” medida nas sondagens “SP” corresponde à Fig. A4.7.

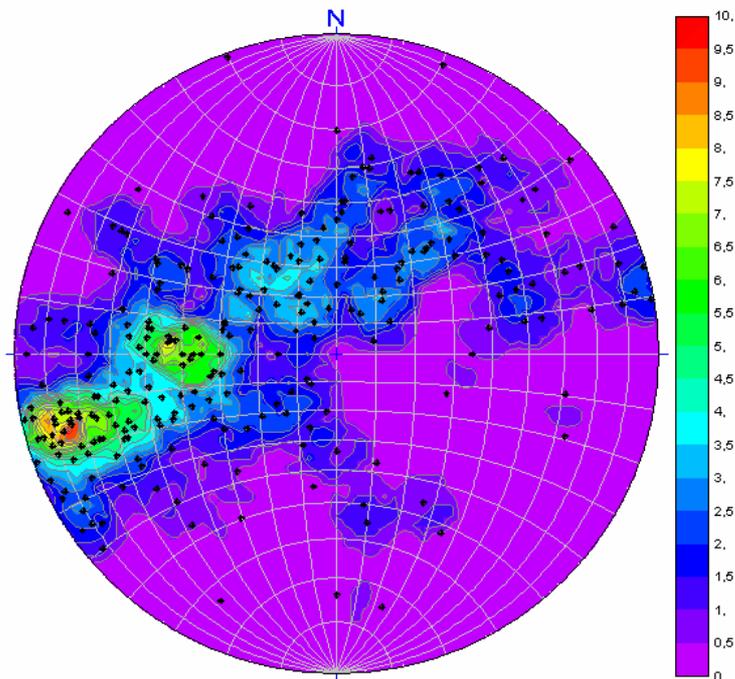


Fig. A4.7 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a estratificação e xistosidade S1 (transposta) nas sondagens SP1 a SP6.

Diagrama π ,
valores em percentagem,
N = 295.

O seguinte estereograma (Fig. A4.8) representa a projecção da xistosidade S2 medida nas sondagens “SP”.

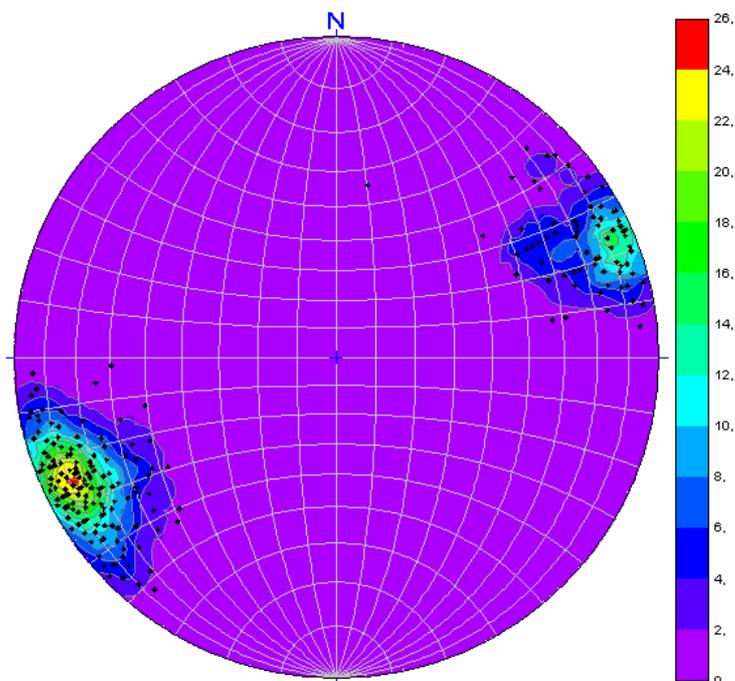
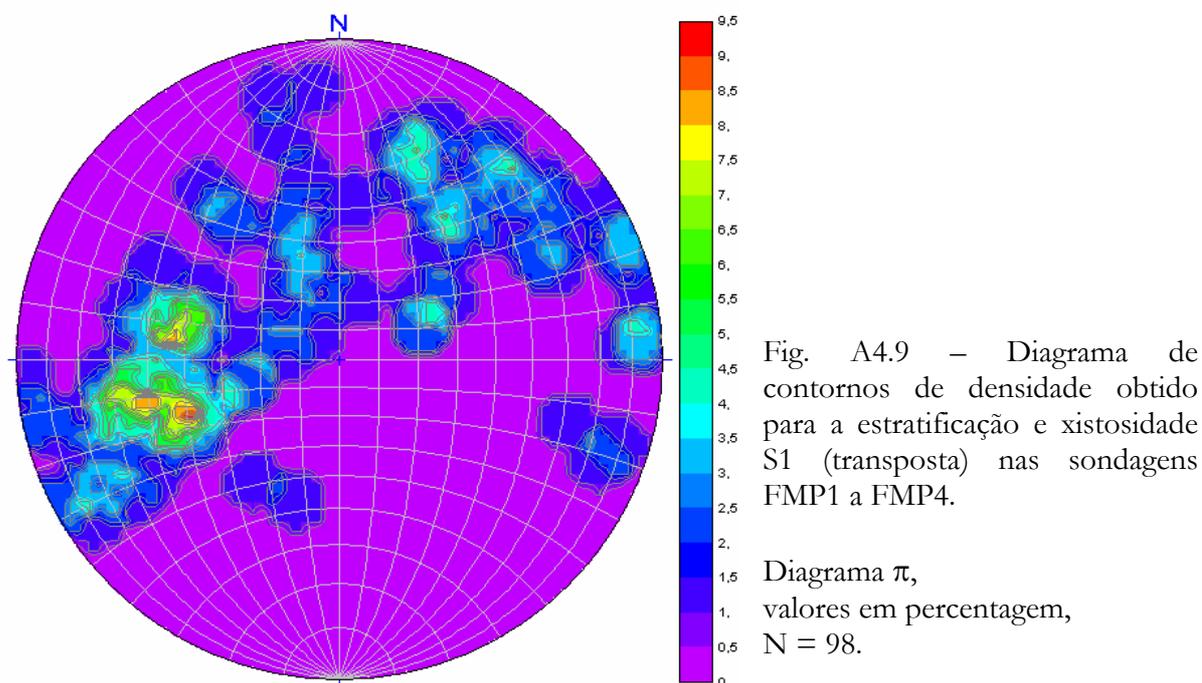


Fig. A4.8 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a xistosidade S2) nas sondagens SP1 a SP6.

Diagrama π ,
valores em percentagem,
N = 304.

4.2. SONDAGENS FMP – Fonte da Moura – Pardais (Pedreira Marmetal)

No âmbito do Projecto “Estudo da Viabilidade Técnica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais” realizaram-se as sondagens com vista ao conhecimento pormenorizado da jazida num volume restrito que viria a ser alvo de exploração subterrânea. Os dados obtidos encontram-se representados nos seguintes estereogramas. (Figs. A4.9 – 4.11).



A grande dispersão que se observa na Fig. A4.9 deve-se ao facto de estas sondagens se terem realizado praticamente sobre a zona axial na terminação periclinal do anticlinal de Estremoz.

No gráfico seguinte (Fig. A4.10) realça-se a inclinação para SW de S2, o que poderia contrariar a vergência geométrica macroscópica da estrutura, no entanto convém referir os valores se encontram muito próximos da vertical e que na sua maior parte os testemunhos de sondagem amostrados foram recolhidos a NE do plano axial principal do anticlinal de Estremoz onde esta situação pode ocorrer e é mais frequente.

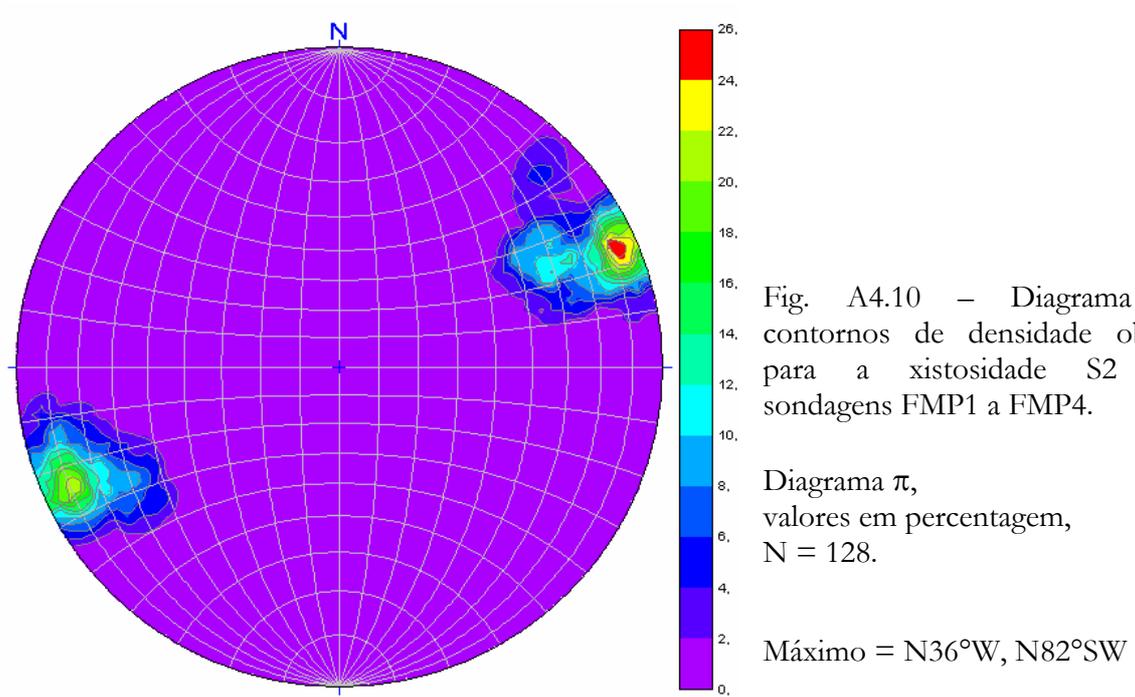
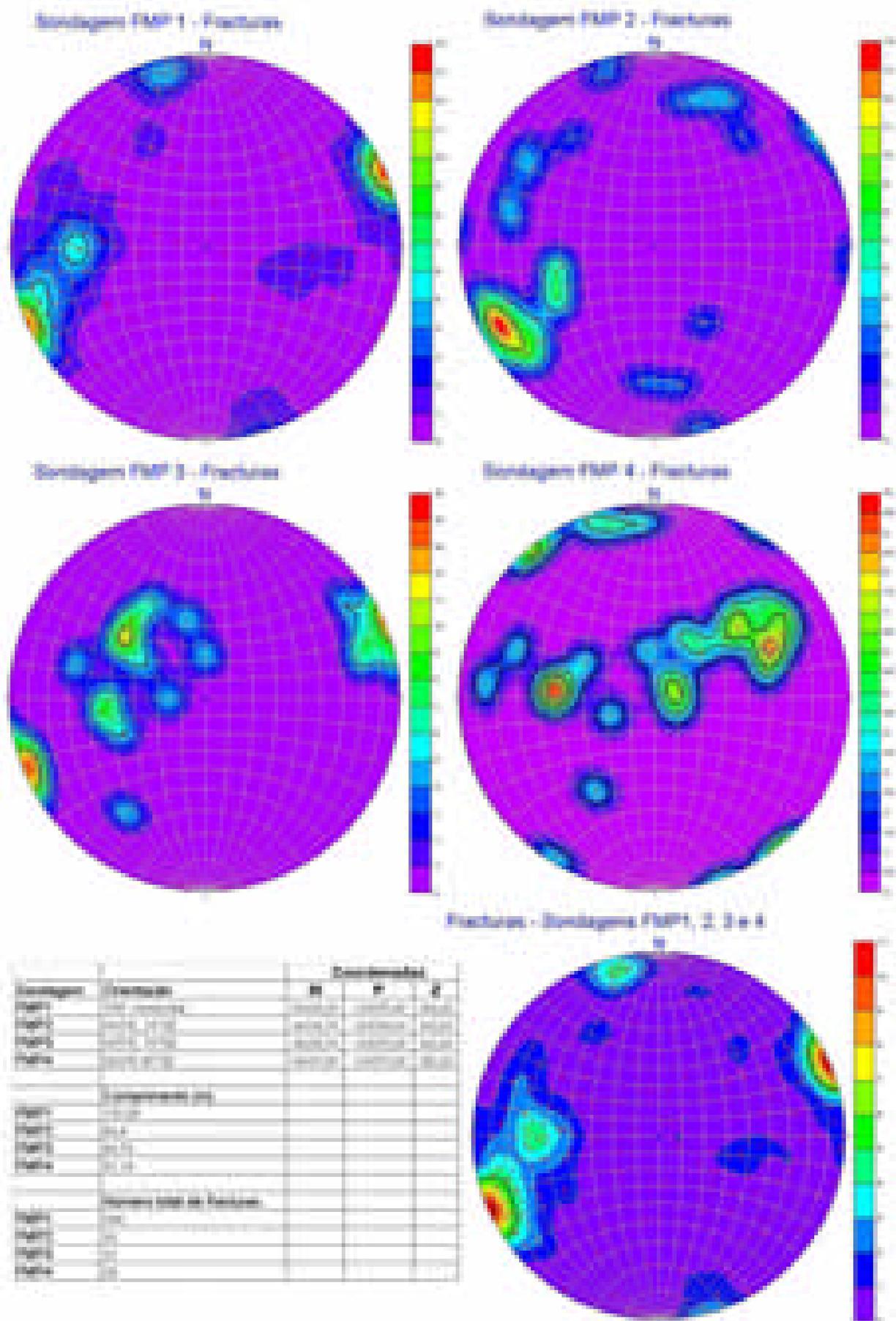


Fig. A4.11 – (Página seguinte) – Diagramas de contorno de densidade obtidos para as diaclases e fracturas medidas nas sondagens FMP1 a FMP4.
Diagrama π , valores em percentagem, N = 374.



4.3. Discussão

A discrepância observada entre os estereogramas referentes aos dados colectados à superfície e nos testemunhos das sondagens está intimamente relacionada com a natureza da amostragem realizada. No caso das sondagens as famílias de fracturas (descontinuidades) com direcção próxima da respectiva sondagem não estarão, obviamente, bem representadas. Por seu turno, na amostragem realizada à superfície são as famílias pouco inclinadas que ficarão deficientemente representadas. Enquanto que nos testemunhos das sondagens se amostraram todas as descontinuidades naturais encontradas, no caso da amostragem à superfície, em cada local de amostragem tentou-se recolher o maior número de dados considerando pelo menos duas *scan lines* não paralelas de modo a que todas as famílias possíveis ficassem registadas. Cada uma destas linhas de observação tinha comprimentos médios variáveis entre 20 e 50 metros, apenas com um caso excepcional em que a linha de amostragem alcançou os 150 metros, na pedreira da empresa Batanete – Olival Grande, flanco SE a Norte de Bencatel.

Quando as sondagens são verticais, as famílias de descontinuidades muito inclinadas raramente intersectam os testemunhos de sondagem pelo que ficarão mal representadas na amostragem; por outro lado, as descontinuidades sub-horizontais ou pouco inclinadas são registadas com muita precisão resultando daqui informação preciosa acerca do espaçamento entre estas descontinuidades que por um lado condicionam e por outro auxiliam na extracção dos mármore para fins ornamentais. No caso terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz, por se situar ao longo da charneira principal da estrutura, este espaçamento entre descontinuidades na horizontal também corresponde a variações litológicas uma vez que a superfície de estratificação⁵ também se comporta como superfície de ruptura. A falta de fracturas e diaclases pouco inclinadas nas sondagens FMP pode ser facilmente justificada pela atitude das sondagens que também foram realizadas com uma pequena inclinação.

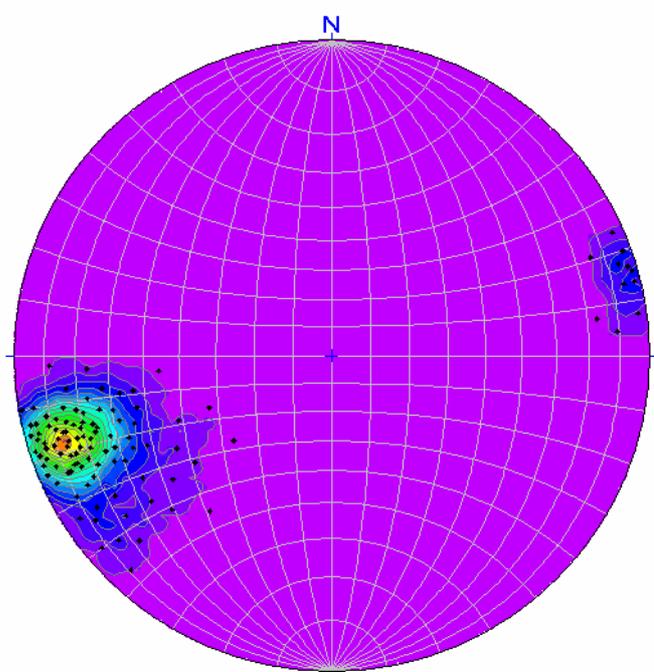
⁵ A que frequentemente se associa a xistosidade transposta S1.

Deste modo ficam explicadas as aparentes discrepâncias entre os vários estereogramas referentes às várias sondagens que correspondem a desvios na amostragem condicionados pela natureza da amostragem e não a diferenças estruturais intrínsecas no objecto de análise⁶ amostrado.

No caso das sondagens realizadas na terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz foi possível reconstruir uma sucessão litoestratigráfica muito completa que constituirá um auxiliar precioso na exploração a cotas mais profundas do que os 140 metros⁷ que actualmente constituem o extremo de exploração em profundidade e a céu aberto na pedreira da empresa L. Cochicho – Fonte da Moura, Pardais.

4.4. Corredores de deformação NNW-SSE a NW-SE

A figura A4.12 representa a projecção dos pólos dos planos correspondentes às bandas de cisalhamento dúctil/dúctil-frágil identificadas não apenas no anticlinal de Estremoz mas também nos terrenos envolventes. A posição estrutural bem



definida é evidenciada pela concentração de pontos e vergência para NE, bem expressa na figura.

Fig. A4.12 – Diagrama de contornos de densidade relativa aos corredores de deformação NNW-SSE identificados no anticlinal de Estremoz e nos terrenos envolventes.

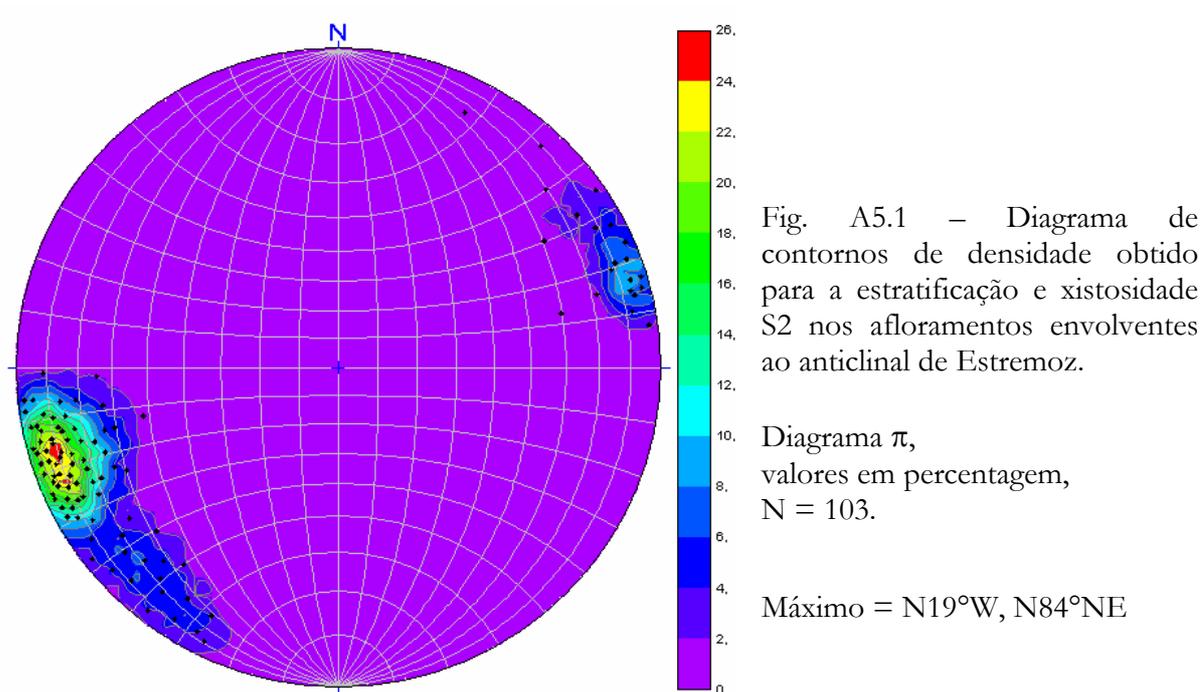
Diagrama π ,
valores em percentagem,
N = 106,
Máximo = N20°W, N74°NE

⁶ Obviamente uma determinada massa de mármore, neste caso.

⁷ Medidos a partir da superfície,

5. SINCLINAL DE TERENA E TERRENOS ENVOLVENTES

Tal com ilustrámos no volume principal da Tese, na estrutura envolvente ao anticlinal de Estremoz, as unidades aflorantes caracterizam-se por se apresentarem muito verticalizadas (Fig. A5.1).



No sinclinal de Terena, onde apenas está presente uma fase de deformação, é ainda individualizada a situação de transecção direita caracterizada por um ângulo de cerca de 18° entre S0 e S2 com S0 mais próximo do N (S0 = N42°W,75°NE / S2 = N60°, 87-90°NE) (Fig. A5.2).

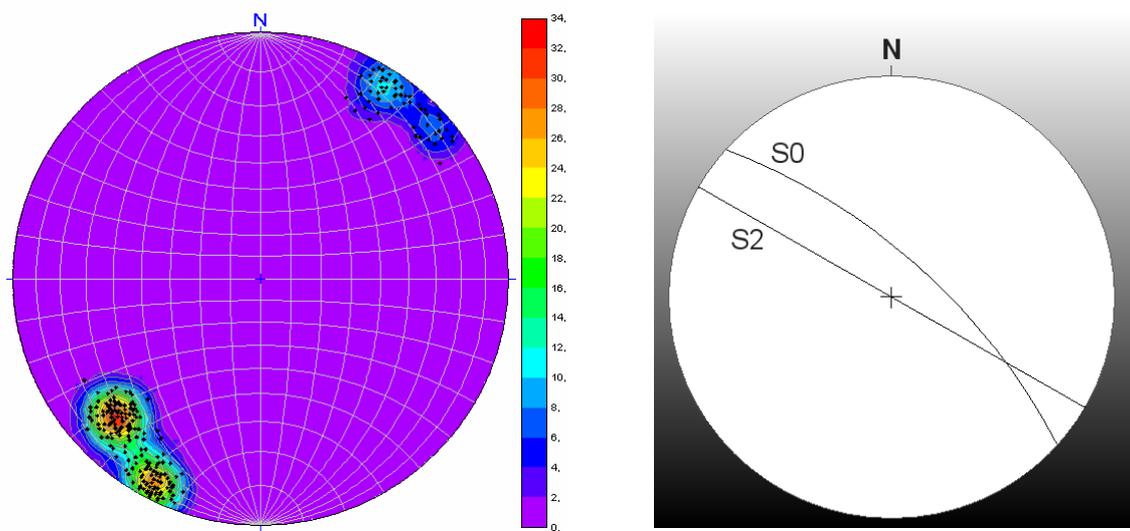


Fig. A5.2 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a estratificação e xistosidade S2 no sinclinal de Terena.

À direita representam-se os planos correspondentes aos valores médios para a estratificação (S0) e para a xistosidade (S2) e cujos pólos correspondem às duas zonas de concentrações de pontos no estereograma à esquerda.

Diagrama π ,
valores em percentagem,
N = 250.

BIBLIOGRAFIA APENAS REFERENCIADA NESTE ANEXO

Jones, R.R.; Holdsworth, P. C.; McCaffrey, K. & Tavarnelli, E. (2004) – Inclined transpression. *Journal of Structural Geology*. Vol. 26, nº 8, pp. 1531-1548. (Consulta *on-line*).

Lopes, L., (2000) – Estudo da Viabilidade Técnica e Económica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais; Análise Microscópica Petrográfica, Textural e Estrutural dos Testemunhos das Sondagens. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 35 pp.

MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA MORENA

(Região de Estremoz – Elvas)

I – Lineações de estiramento e intersecção (S0+S1)^{S2}

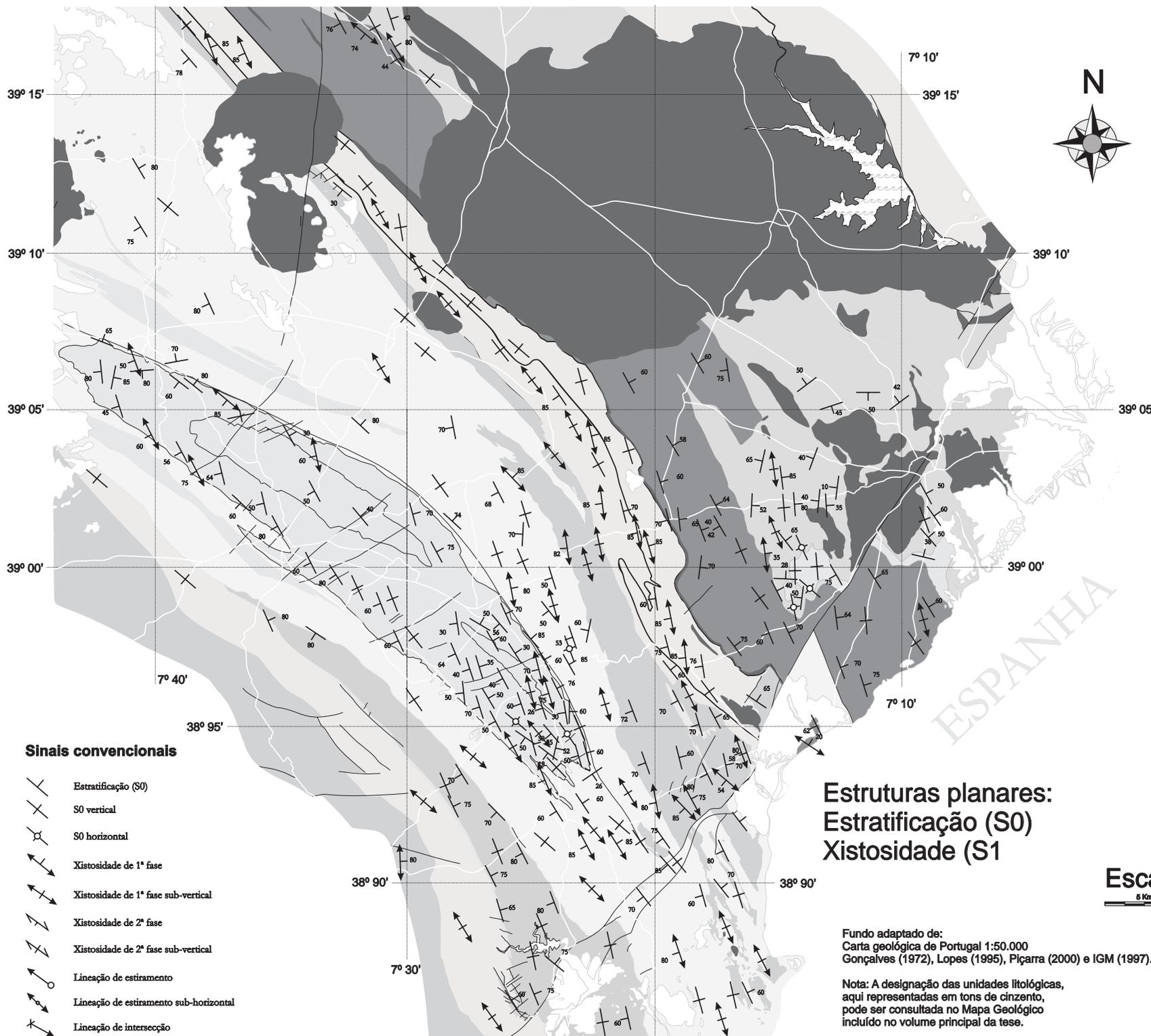
MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA MORENA
(Região de Estremoz – Elvas)
II – Estruturas planares: Estratificação (S0) e Xistosidade S1

MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA MORENA

(Região de Estremoz – Elvas)

III – Estruturas planares: Xistosidade S2

MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA-MORENA (Região de Estremoz - Elvas)



Sinais convencionais

- Estratificação (S0)
- S0 vertical
- S0 horizontal
- Xistosidade de 1ª fase
- Xistosidade de 1ª fase sub-vertical
- Xistosidade de 2ª fase
- Xistosidade de 2ª fase sub-vertical
- Lineação de estiramento
- Lineação de estiramento sub-horizontal
- Lineação de intersecção

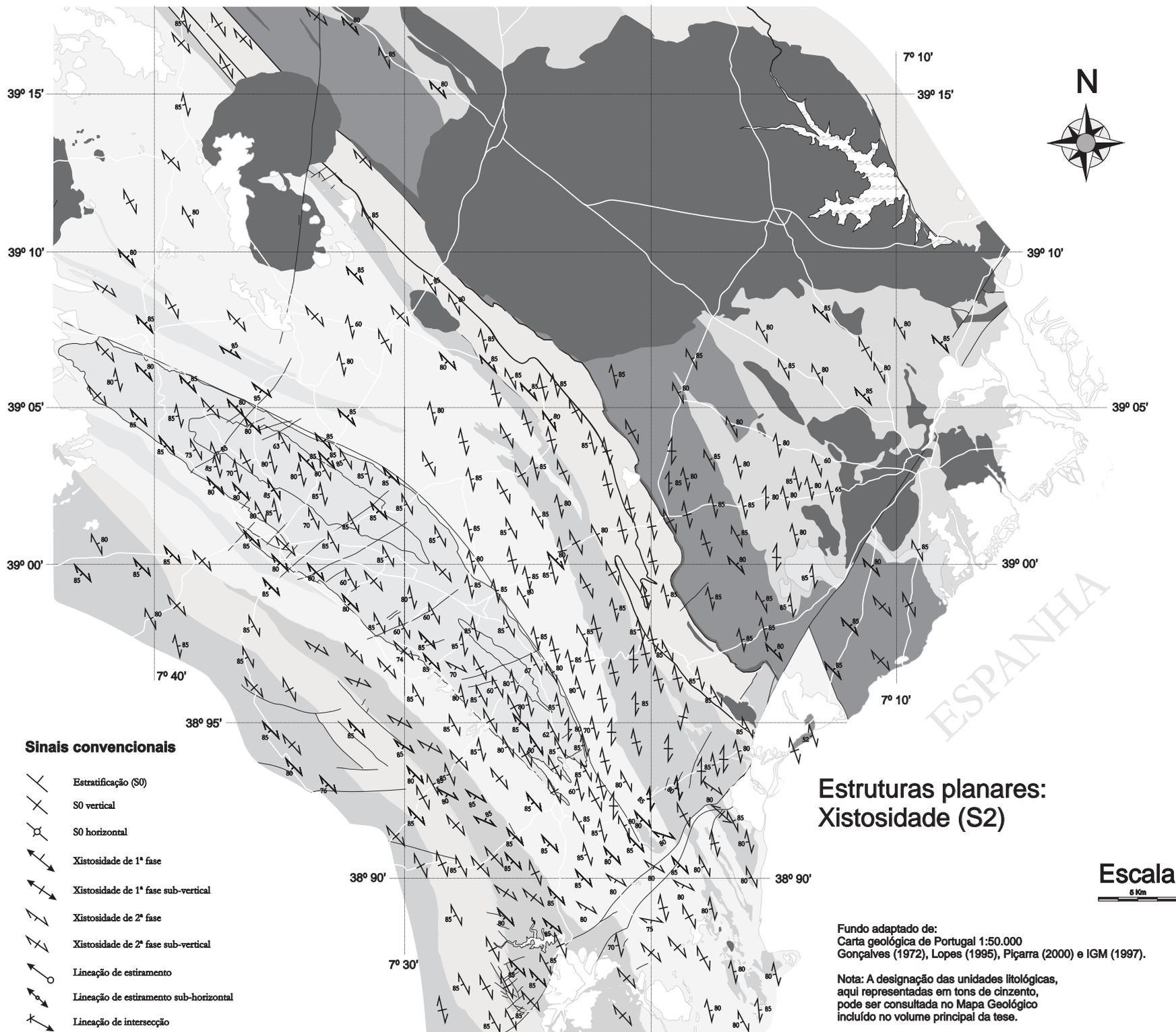
Estruturas planares:
Estratificação (S0)
Xistosidade (S1)

Escala
5 Km

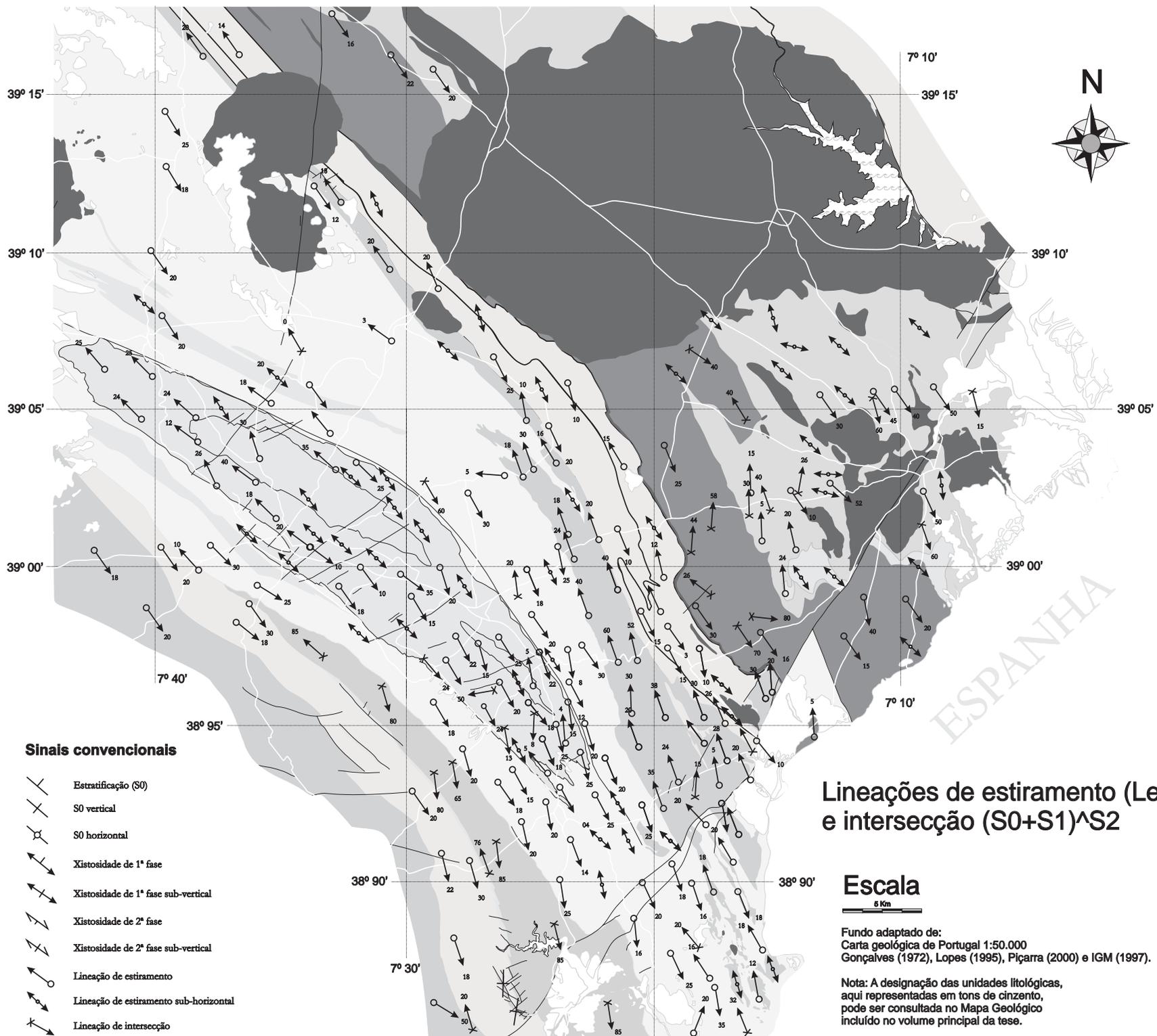
Fundo adaptado de:
Carta geológica de Portugal 1:50.000
Gonçalves (1972), Lopes (1995), Piçarra (2000) e IGM (1997).

Nota: A designação das unidades litológicas,
aqui representadas em tons de cinzento,
pode ser consultada no Mapa Geológico
incluído no volume principal da tese.

MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA-MORENA (Região de Estremoz - Elvas)



MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA-MORENA (Região de Estremoz - Elvas)



ERRATA

| Pág. | Linha: | Onde se lê: | Deve-se ler: |
|------|----------------------|---|--|
| 5 | 18 | ...à muito... | ...há muito... |
| 63 | 24 | ...excepcional qualidade excepcional... | ...excepcional qualidade ... |
| 64 | 16 | ...graptolíticos se lhes... | ...graptolíticos que se lhes... |
| 64 | 14 | ...guia tem... | ...guia e tem... |
| 79 | 1 | ...na Fig. 8... | ...na Fig. 1.15... |
| 85 | 20 | $g = \tan y = S(1 - S)^{-1} \cot \beta$ | $\gamma = \tan \psi = S(1 - S)^{-1} \cot \beta$ |
| 86 | 3 | ...influenciam a ... | ... influenciam o... |
| 87 | 10 | ... T i... | ... Z i... |
| 87 | 15 | ... T i... | ... Z i... |
| 90 | 9 | ...distensivos... | ...distensivas... |
| 95 | 4 | ...Fig. 26. | ...Fig. 1.26. |
| 99 | 13 | ...(Fig. 1.31) e... | ...(Fig. 1.31)... |
| 101 | 2 | ...em um... | ...num... |
| 105 | 7 | ...In... | ...In... |
| 109 | 8 | ...consideraram-se... | ... se consideraram... |
| 110 | 4 | ...da do Mapa... | ...do Mapa... |
| 115 | 5 | ...capítulo 5. | ...capítulo 4. |
| 140 | 11 | ...et al. ... | ... <i>et al.</i> ... |
| 145 | 2 | ...quartzo de com pirite... | ... quartzo com pirite... |
| 157 | 17 | ...ao anticlinal... | ...à estrutura... |
| 157 | 24 | ...um foliação... | ...uma foliação... |
| 164 | Inserir o texto: | <p>Tal como na estrutura de Ferrarias, também nos níveis estratigráficos mais altos do anticlinal de Estremoz, por exemplo nas proximidades do vértice geodésico "Carambo", no Monte da Ruivina e no Monte Novo, entre outros locais (Fig. 2.30), sob os níveis de léditos datados por Piçarra (2000), ocorrem rochas com aspecto detritico médio a grosseiro (Fig. 2.31). As rochas apresentam elementos figurados de natureza heterogénea e de contornos angulosos, características que indicam uma proximidade à fonte de alimentação.</p> <p>Em afloramento observam-se critérios de cisalhamento esquerdo (Fig. 2.31), no entanto a análise microscópica mostra que a deformação que afectou estas rochas foi incipiente (Fig. 2.32 - 3) uma vez que os clastos angulosos se encontram dispersos na matriz e com poucos pontos de contacto entre eles (Fig. 2.32 - 3).</p> | |
| 169 | 20 | ...Fig. 3.31... | ... Fig. 2.31... |
| 169 | 23 | ...Fig. 3.31-1... | ...Fig. 2.31-1... |
| 181 | 11 | ...aos estes... | ... aos... |
| 183 | 22 | ...os outros... | ...com os outros... |
| 189 | 6 | ...a um... | ...a uma... |
| 196 | 8 | ...et al. ... | ... <i>et al.</i> ... |
| 205 | 5 | ...constitui, situa-se... | ...situa-se... |
| 205 | 19 | ...durante a Orogenia... | ...durante as orogenias... |
| 227 | 3 | ...Precâmbrico... | ...do Precâmbrico... |
| 227 | 21 | ...apresentada para o... | ...para o... |
| 232 | 7 | ...Gonçalves (1970) ... | ...(Gonçalves, 1970) ... |
| 237 | Nota de rodapé | ... para mais ilustra... | ... para mais ilustrações referentes a estas estruturas algais. |
| 241 | 20 | ...é... | ...é... |
| 254 | 19 | ...Quadro 4.1... | ...(Quadro 4.1) ... |
| 257 | 1 | ...erexo... | ...e roxo... |
| 263 | 4 | ...pouca deformação... | ...pouco deformadas... |
| 263 | 21 | ...no Fig. 1.33... | ...na Fig. 1.33... |
| 264 | 13 | ...N20°W, 60°SE... | ...N20°W, 60°SW... |
| 280 | 10 | ...pré-existente. | ...pré-existente (Figs. 4.17 a 4.19). |
| 283 | | Na Fig. 4.17 - 4 | Lest 5°, S30°W |
| 290 | 22 | ...deste domínio. | ...deste domínio (Figs. 4.20 a 4.28). Consultar legendas das figuras para uma explicação mais detalhada. |
| 297 | | Na Fig. 4.26 | Fig. 2.24; Fig. 2.25 |
| 305 | 5 | ...um bloco rígido... | ...um corpo rígido... |
| 313 | 1 | ...fase em no Complexo... | ...fase no Complexo... |
| 314 | 15 | ...um anos... | ...um ano... |
| 325 | 7 | ...estruturas D1... | ...estruturas D1 (Figs. 4.49 a 4.54). |
| 334 | 1 | ...um... | ...um papel... |
| 336 | 3 | ...(Figs. 4.61 e 4.62)... | ...(Figs. 4.61 a 4.67)... |
| 347 | 15 | ...se... | ...de... |
| 347 | 18 | ...(Figs. 4.70 a 4.73). | ...(Figs. 4.69 a 4.73). |
| 347 | 18 | ...as... | ...das... |
| 351 | Legenda da Fig. 4.73 | ...inferior esquerda... ..superior direita... | ... superior direita... ..inferior esquerda... |
| 361 | 8 | ...(Fig. 4.80)... | ...(Fig. 4.81)... |
| 362 | 4 | ...seguintes. | ...seguintes (Figs. 4.82 a 4.86). Consultar legendas das figuras para uma explicação mais detalhada. |
| 376 | 8 | ...projecto supracitado... | ...projecto adiante citado... |
| 392 | 5 | ... em... | ... é... |
| 402 | 7 | ...figura 6.9... | ...Fig. 5.9... |
| 413 | 16 | ...e houver... | ...e se houver... |
| 415 | 6 | ...(Figs. 6.14, 6.15)... | ...(Figs. 5.14, 5.15)... |
| 431 | 9 | ...se encontra estirados... | ...se encontram estirados... |
| 433 | 14 | ...(Cap. 6.3)... | ...(Cap. 5.3)... |
| 434 | 10 | ...Figs. 6.23 e 6.24... | ...Figs. 5.23 e 5.24... |
| 437 | 21 | ...orientação é... | ...orientação é a... |
| 445 | 18 | ...filos... | ...filões... |
| 446 | 17 | ...e visem... | ...e visassem... |
| 449 | 14 | ...Fig. 6.28... | ...Fig. 5.28... |
| 451 | 5 | Tabela 6.4 | Tabela 5.4 |
| 454 | 1 | ...figura 6.30... | ...figura 5.30... |
| 455 | 5 | ...Capítulo 5... | ...Capítulo 4... |
| 456 | 9 | ...um estágio... | ...um nível... |
| 460 | 6 | ...em Portugal. | ...em Portugal, em particular no anticlinal de Estremoz (Fig. 5.34), onde as inúmeras variedades de mármore extraído (Fig. 5.35) satisfazem os mais exigentes gostos pessoais. |
| 468 | Ultima | ...que a... | ...que a conjugação dos referidos factores determine o sucesso comercial da sua... |
| 469 | | O segundo parágrafo está repetido. | |
| 476 | 13 | ...& et al., 1997). | ... <i>et al.</i> , 1997). |
| 477 | 4 | ...& et al., 1997). | ... <i>et al.</i> , 1997). |
| 490 | 9 | ...e esta... | ...e se esta... |
| 541 | Inserir: | VAN DIVER, BRADFORD B. (1999) – Roadside Geology of Vermont and New Hampshire. Mountain Press Publishing Company. 6ed. 230 pp. | |
| 552 | 1 | ...pós-Paleozóica... | ...fanerozóica... |