

Génese e evolução da bacia de Terena. Relação entre os processos sedimentares e a deformação Varisca

Rodrigo Camargo Rocha



Orientado por: António Alexandre Araújo
Universidade de Évora

Maria dos Anjos Ribeiro
Universidade do Porto

Dissertação apresentada à Universidade da Évora em 2011 para a
obtenção do grau de Doutor em Ciências da Terra e do Espaço



**Génese e evolução da bacia de Terena.
Relação entre os processos sedimentares
e a deformação Varisca.**

Rodrigo Camargo Rocha

Orientado por: António Alexandre Araújo

Universidade de Évora

Maria dos Anjos Ribeiro

Universidade do Porto

Dissertação apresentada à Universidade da Évora em 2011 para a
obtenção do grau de Doutor em Ciências da Terra e do Espaço

À Yara e Stella

AGRADECIMENTOS

Durante os últimos anos foram inúmeras as situações pessoais que levaram a que este trabalho fosse realizado nos mais diversos locais com a contribuição pessoal ou profissional de inúmeras pessoas.

Agradeço desde a tripulação do Bow Sky e do Camille em pleno Atlântico até a Windyridge isolada pela neve.

Os longos dias sob o sol escaldante do Ardila tiveram a preciosa ajuda e companhia do Zé Borrego, Anabela, Sr. Raul, Marie, Catherine, Chiara, Gabi, meu pai, Mohamed, Yousef, minha mãe, Hector e do “meu caro amigo” Pedro Dinis. Obrigado a todos por me ajudarem a manter uma relativa sanidade mental no meio de tamanho isolamento.

As várias horas à volta da prensa tornara-se mais agradáveis com a companhia e os jantares do Pedro, Caterina, Maria João e da Laura.

Um obrigado à Scarlett pela revisão do abstract e pelo precioso incentivo.

Ao Departamento de Geociências da Universidade de Évora e ao Departamento de Geologia da Universidade do Porto agradeço por terem disponibilizado o acesso aos seus Laboratórios. Ao Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e ao Laboratório Nacional de Energia e Geologia pela realização das lamina delgadas e sua análise palinológica.

Agradeço à FCT pelo apoio financeiro através da bolsa SFRH/BD/28634/2006 e através do financiamento plurianual do Centro de Geofísica de Évora.

À Zélia Pereira pelos preciosos dados e pela orientação no capítulo da biostratigrafia.

Por último não posso deixar de agradecer aos meus Orientadores com “O” maiúsculo. É comum haver muitas histórias de desorientações no mundo dos bolseiros e tenho perfeita consciência do privilégio que tive em relação aos meus Orientadores. Obrigado Alexandre e Maria dos Anjos.

Estremoz, 10 de Fevereiro de 2011.

ÍNDICE

Agradecimentos.....	i
Índice.....	iii
Índice de Figuras	ix
Resumo.....	xv
Abstract	xvi
1 Introdução.....	1
1.1 Objectivos desta dissertação.....	3
1.2 Estrutura desta dissertação	3
2 Metodologia	7
2.1 Trabalho de campo.....	10
2.1.1 Recolha de dados.....	11
2.1.1.1 Amostragem	11
2.2 Tratamento dos dados de campo	13
2.3 Preparação das amostras	19
2.3.1 Lâminas delgadas	19
2.3.2 Moagem.....	19
2.3.3 Análise litogeoquímica.....	20
2.3.4 Análise palinoestratigráfica.....	21
2.4 Controlo de qualidade.....	22
3 Enquadramento Geológico	25
3.1 Orógeno varisco	27
3.1.1 Reconstituição paleogeográfica.....	28
3.1.1.1 Modelo de Shelley & Bossière (2000)	28
3.1.1.2 Modelo de Matte (2001).....	29
3.1.1.3 Modelo de Raumer <i>et al.</i> (2003)	30
3.2 Maciço Ibérico	32
3.2.1 Subdivisões do Maciço Ibérico	32
3.2.2 Proposta de nomenclatura para o Maciço Ibérico	34
3.2.2.1 Terreno Ibérico	36
3.2.2.1.1 Zona Cantábrica (ZC).....	36
3.2.2.1.2 Zona Astúrico-Occidental Leonesa (ZAOL).....	36
3.2.2.1.3 Zona Parautóctone	37

3.2.2.1.4 Zona do Complexo Basal (ZCB).....	37
3.2.2.1.5 Zona Centro-Ibérica (ZCI)	37
3.2.2.1.6 Zona de Ossa-Morena (ZOM).....	38
3.2.2.2 Terreno sul português.....	38
3.2.2.3 Terreno continental alóctone	38
3.2.2.4 Terreno ofiolítico do NW Ibérico.....	38
3.2.2.5 Terreno ofiolítico do SW Ibérico	39
3.2.2.6 Terreno finisterra.....	39
3.3 Zona de Ossa-Morena	40
3.3.1 Tectónica	40
3.3.2 Limites.....	42
3.3.2.1 Limite setentrional.....	42
3.3.2.2 Limite meridional.....	43
3.3.3 Subdivisões da Zona de Ossa Morena.....	44
3.3.3.1 Domínio da faixa blastomilonítica	46
3.3.3.2 Domínio de Alter do chão-Elvas	46
3.3.3.3 Domínio de Estremoz-Barrancos	47
3.3.3.4 Domínio de Montemor-Ficalho.....	47
3.3.3.5 Domínio do maciço de Beja	47
4 Domínio de Estremoz-Barrancos.....	49
4.1 Limites	51
4.1.1 Limite setentrional.....	51
4.1.2 Limite meridional	53
4.2 Subdivisões.....	55
4.2.1 Subdomínio do Anticlinal de Estremoz e Ferrarias.....	55
4.2.2 Subdomínio do Sinclinal de Terena	56
4.3 Litostratigrafia	57
4.3.1 Subdomínio do Anticlinal de Estremoz e Ferrarias.....	58
4.3.1.1 Formação de Mares	58
4.3.1.2 Formação Dolomítica	59
4.3.1.3 Complexo Vulcano Sedimentar Carbonatado de Estremoz	61
4.3.2 Subdomínio do Sinclinal de Terena	62
4.3.2.1 Formação de Ossa	62
4.3.2.2 Formação de Barrancos	64
4.3.2.3 Formação dos Xistos com <i>Phyllocytes</i>	65
4.3.2.4 Formação da Colorada.....	67

4.3.2.5 Formação dos Xistos com Nódulos.....	68
4.3.2.6 Formação dos Xistos Raiados	69
4.3.2.7 Formação de Russianas	71
4.3.2.8 Formação de Terena	72
4.3.2.8.1 Membro Turbidítico (Borrego, 2009).....	75
4.3.2.8.2 Membro Transicional (Borrego, 2009).....	75
4.3.3 Complexo Ígneo de Barrancos	76
4.4 Evolução paleoambiental	78
4.5 Estrutura	80
4.5.1 Idades	82
4.5.2 Modelo da bacia de Terena	83
5 Litogeoquímica	89
5.1 Petrografia	94
5.1.1 Formação de Ossa	94
5.1.2 Formação de Terrugem	95
5.1.3 Formação de Fatuquedo	95
5.1.4 Formação dos Xistos <i>com Phyllocytes</i>	96
5.1.5 Formação dos Xistos Raiados	96
5.1.6 Formação de Terena	97
5.1.7 Formação de Cabrela.....	98
5.2 Classificação composicional.....	100
5.2.1 Pettijohn <i>et al.</i> (1972).....	101
5.2.2 Herron (1988).....	102
5.2.3 Moine (1974).....	103
5.2.4 Conclusões	104
5.3 Normalização	106
5.3.1 Upper continental crust (Taylor & McLennan, 1981 e 1985)	107
5.3.2 Upper crust - modelo restaurado (Condie, 1993).....	108
5.3.3 Upper crust – modelo cartográfico (Condie, 1993).....	109
5.3.4 North american shale composite - NASC (Gromet <i>et al.</i> , 1984).....	109
5.3.5 Post archean average australian sedimentary rock - PAAS (McLennan, 1989 <i>in</i> Rollinson 1993).....	110
5.3.6 Cratonic shales - fanerozóico (Condie, 1993).....	110
5.3.7 Cratonic sandstones - fanerozóico (Condie, 1993).....	111
5.3.8 Felsic volcanic rocks - paleozóico – fvr (Condie, 1993).....	112
5.3.9 Grauvaques- paleozóico (Condie, 1993).....	112

5.3.10 Andesitos - paleozóico (Condie,1993)	113
5.3.11 Conclusão	113
5.4 Proveniência litológica	117
5.4.1 Função discriminante 1 (Roser & Korsch, 1988).....	117
5.4.2 Função discriminante 2 (Roser & Korsch, 1988).....	119
5.4.3 Ni vs TiO ₂ (Floyd <i>et al.</i> , 1989).....	121
5.4.4 Conclusões	121
5.5 Contexto tectónico	122
5.5.1 Fe ₂ O ₃ + MgO vs TiO ₂ (Bhatia, 1983).....	122
5.5.2 Fe ₂ O ₃ + MgO vs Al ₂ O ₃ + SiO ₂ (Bhatia, 1983)	123
5.5.3 Função discriminante (Bhatia, 1983)	125
5.5.4 La/Sc vs Ti/Zr (Bhatia & Crook, 1986).....	127
5.5.5 Sc/cr vs La/Y (Bhatia & Crook, 1986).....	128
5.5.6 Sc vs Th vs Zr (Bhatia & Crook, 1986).....	129
5.5.7 Sc vs Th vs La (Bhatia & Crook, 1986).....	130
5.5.8 SiO ₂ vs K ₂ O/ Na ₂ O (Roser & Korsch, 1986)	132
5.5.9 Conclusões	133
5.6 Meteorização.....	134
5.6.1 Chemical index of alteration (Nesbitt & Young, 1982)	134
5.6.2 Chemical index of weathering (Harnois, 1988)	135
5.6.3 A-CN-K (Nesbitt & Young, 1982).....	137
5.6.4 Conclusões	137
5.7 Espectro de terras raras.....	139
5.8 Correlação.....	144
5.8.1 Pearson	144
5.8.2 Spearman	147
5.8.3 Conclusões	149
5.9 Índice de similaridade	150
5.9.1 Conclusões	155
5.10 Projecção ao longo do perfil do ardila.....	156
5.10.1 Conclusões	157
6 Perfil do Rio Ardila	159
6.1 Localização.....	161
6.2 Considerações gerais	163
6.3 Palinoestratigrafia	165
6.4 Análise estrutural	170

6.4.1 Apresentação dos dados	170
6.4.2 Discussão.....	174
6.5 Litogeoquímica	176
7 Modelação Análoga	177
7.1 Transpressão.....	180
7.2 Prensa	181
7.2.1 <i>Strain rate</i>	184
7.2.2 Validação da prensa.....	185
7.2.2.1 Espessura do modelo	187
7.2.2.2 Velocidade.....	188
7.2.2.3 Geometria da deformação	188
7.2.2.4 Reprodutibilidade dos modelos	190
7.2.2.5 Conclusão	190
7.3 Modelo do sinclinal de Terena	191
7.4 Conclusões.....	193
8 Síntese.....	195
Bibliografia	203
Anexo 1 - Estações	
Anexo 2 - Dados Litogeoquímicos	
Anexo 3 - Artigos	
Anexo 4 - Estampas dos Miosporos	
Anexo 5 - CD-ROM	

INDICE DE FIGURAS

- Fig.2.1 – Fluxograma com as diferentes etapas de preparação desta dissertação.
- Fig.2.2 – Fluxograma com as diferentes técnicas utilizadas e locais de realização destas.
- Fig.2.3 – Estruturação do projecto de Sistema de Informação Geográfica desenvolvido neste trabalho.
- Fig.2.4 – Fluxograma do algoritmo utilizado para o cálculo teórico de L2.
- Fig.2.5 – Identificação dos meios contaminantes externos e técnicas de prevenção utilizadas.
- Fig.2.6 – Identificação dos meios contaminantes por contaminação cruzada e técnicas de prevenção utilizadas.
- Fig.2.7 – Identificação factores intervenientes na representatividade das análises.
-
- Fig.3.1 – Localização dos afloramentos Variscos e seus equivalentes na América do Norte e África.
- Fig.3.2 – Principais afloramentos Variscos na Europa.
- Fig.3.3 – Reconstituição Paleogeográfica baseada nos modelos de Shelley & Bossière (2000).
A- Devónico; B- Pérmico.
- Fig.3.4 - Reconstituição Paleogeográfica baseada nos modelos de Matte (2001).
Ib - Maciço Ibérico; A- Ordovícico; B- Silúrico; C- Devónico; D- Carbónico.
- Fig.3.5 – Reconstituição paleogeográfica baseada nos modelos de Raumer *et al.* (2003). ZSP- Zona Sul Portuguesa; ZOM- Zona de Ossa Morena; ZGT- Zona Galaico Trasmontana; ZCI- Zona Centro Ibérica. A- Ordovícico Inferior; B-Ordovícico Superior; C- Silúrico Médio; D- Devónico Médio; E- Devónico Superior; F- Carbónico Inferior.
- Fig.3.6 – Simplificação das propostas de subdivisões do Maciço Ibérico por diferentes autores. A- Lotze (1945); B- Julivert *et al.* (1972); C- Farias *et al.* (1987); D- Vera *et al.* (2004).
- Fig.3.7 – Proposta de nomenclatura das subdivisões do Maciço Ibérico baseada em Ribeiro (2006).
- Fig.3.8 – Simplificação da proposta de subdivisão da Zona de Ossa Morena em diferentes Domínios (Apalategui *et al.*, 1990).
- Fig.3.9 – Simplificação da proposta de sectorização da Zona de Ossa-Morena em território Português por Oliveira *et al.* (1991).
- Fig.3.10 – Proposta de subdivisão da Zona de Ossa-Morena em território Português de acordo com a subdivisão tectonoestratigráfica proposta por Ribeiro (2006) e baseado em Oliveira *et al.*(1991).
-
- Fig.4.1 – a. Aspecto em lâmina delgada do clasto de granitóide da Formação de São Romão; b. Textura clástica da matriz envolvente do clasto de granitóide.
- Fig.4.2 – Gráficos de Concordia para os zircões analisados.
- Fig.4.3 – Subdivisões do Domínio de Estremoz-Barrancos com indicação das estruturas principais.

Fig.4.4 – Sucessão estratigráfica do Domínio de Estremoz-Barrancos (adapt. Perdigão *et al.* (1982), Oliveira *et al.* (1991), Piçarra (2000) e Araújo *et al.* (2006)). Escala cronoestratigráfica adaptada de Ogg (2009).

Fig.4.5 – Formações do Domínio de Estremoz- Barrancos (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Fig.4.6 – Localização da Formação de Mares (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Fig.4.7 – Localização da Formação Dolomítica (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Fig.4.8 – Localização do Complexo Vulcano Sedimentar Carbonatado de Estremoz (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Fig.4.9 – Localização da Formação de Ossa (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Fig.4.10 – Localização da Formação de Barrancos (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Fig.4.11 – Localização da Formação dos Xistos com Phyllocytes (adapt. Oliveira *et al.*, 1992, Piçarra, 2000 e Borrego, 2009).

Fig.4.12 – Localização da Formação dos Xistos com Nódulos e da Formação da Colorada (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Fig.4.13 – Localização da Formação dos Xistos Raiados (adapt. Oliveira *et al.*, 1992, Piçarra, 2000 e Araújo *et al.*, 2006).

Fig.4.14 – Localização da Formação de Russianas (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Fig.4.15 – Localização da Formação de Terena (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Fig.4.16 – A: Sequência turbidítica proposta por Bouma (1962). B: Representação da tendência da distribuição das unidades de Bouma (1962) na Formação de Terena ao longo do rio Ardila.

Fig.4.17 – Proposta de subdivisão da Formação de Terena (in Borrego, 2009).

Fig.4.18 – Localização do Complexo Ígneo de Barrancos (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Fig.4.19 – Representação da idade e dos mecanismos de deformação que afectaram os sectores sul e central da Zona de Ossa-Morena (adapt. Araújo, 2006).

Fig.4.20 – Representação de transecção esquerda (tipo 1 de Borradaile, 1978). O plano axial e o eixo da dobra apresenta uma rotação no sentido contrário aos ponteiros do relógio em relação à clivagem como resultado do cisalhamento esquerdo sub-paralelo às estruturas (adapt. Rocha *et al.*, 2009).

Fig.4.21 – Forma característica em “Z” do sinclinal de Terena. Observa-se à escala cartográfica uma transecção esquerda nos sectores extremos e uma aparente transecção direita no sector central (adapt. Rocha *et al.*, 2009).

Fig.4.22 - Projecção estereográfica dos planos de clivagem (A), dos eixos das dobras (B) e comparação das médias (C) ao longo do perfil do rio Ardila – (adapt. Rocha *et al.*, 2009).

Fig.4.23 – Proposta de modelo geométrico para a bacia de Terena (adapt. Rocha *et al.*, 2009).

Fig.5.1 – Óxidos e elementos analisados e respectivos limites de detecção.

Fig.5.2 – Código de cores utilizadas na realização dos gráficos deste capítulo.

Fig.5.3 – Amostra 041. Observa-se o S0 marcado por um alinhamento de grãos de quartzo e uma foliação paralela à S0 (perpendicular à charneira).

Fig.5.4 – Amostra 006. Composta por leitos pouco individualizados de quartzo e micas com foliação relativamente penetrativa subparalela à S0 e marcada por alinhamento de opacos (óxidos?).

Fig.5.5 – Amostra 011. Leitos bem definidos de quartzo com extinção ondulante intercalados por faixas micáceas (biotites?) onde há uma concentração da deformação.

Fig.5.6 – Amostra 014. Amostra relativamente deformada com uma clivagem (S1?) a ser refractada for uma foliação (S2?). Observa-se também a ocorrência de uma série de opacos dispersos.

Fig.5.7 – Amostra 232. Pelito fino relativamente homogêneo pouco deformado.

Fig.5.8 – Amostra 021G. Microconglomerado “clast supported” com plagioclase (andesítica a labradorítica) muito bem preservadas.

Fig.5.9 – Amostra 027. Pelito fino e homogêneo com S1 à 10 ° de S0.

Fig.5.10 – Amostra 189. Amostra muito deformada com profusão de diferentes clastos (quartzo, granitóide, raras plagioclases deformadas, etc ...) e matriz pelítica adaptada aos contornos dos grãos (clast supported).

Fig.5.11 - Classificação composicional segundo o modelo de Pettijohn et al. (1972). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.12 - Classificação composicional da Formação de Terena segundo o modelo de Pettijohn et al. (1972). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.13 – Classificação composicional segundo o modelo de Herron (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.14 – Classificação composicional da Formação de Terena segundo o modelo de Herron (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.15 – Razão Na2O/K2O nas amostras estudadas com destaque das amostras de Terena. Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.16 – Valores padrão utilizados na realização dos diagramas de normalização (fig. 5.17 à 5.21). Ver referências junto a cada gráfico.

Fig.5.17 – Normalizações de acordo com o modelo Upper Continental Crust de Taylor & McLennan, (1981, 1985). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.18 – Normalizações de acordo com o modelo Upper Crust (Condie, 1993- modelo restaurado). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.19 – Normalizações de acordo com o modelo North American Shale Composite - NASC (Gromet et al., 1984). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.20 – Normalizações de acordo com o modelo Cratonic Shales - Fanerozóico (Condie, 1993). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.21 – Normalizações de acordo com o modelo Grauvaques- Paleozóico (Condie, 1993). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.22 – Resumo da análise visual qualitativa das normalizações de acordo com as figura 5.17 à 5.21.

Fig.5.23 – Avaliação quantitativa relativa das razões de óxidos e elementos normalizados de acordo com o modelo de Cratonic Shales de Condie (1993) (fig.5.20). >> maior que 2; > entre 1,5 e 2; < entre 0,4 e 0,2; << menor que 0,2.

Fig.5.24 – Proveniência litológica segundo o modelo de Roser & Korsch (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.25 – Proveniência litológica da Formação de Terena segundo o modelo de Roser & Korsch (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.26 – Proveniência litológica segundo o modelo de Roser & Korsch (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.27 – Proveniência litológica da Formação de Terena segundo o modelo de Roser & Korsch (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.28 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.29 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.30 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.31 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.32 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.33 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.34 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.35 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.36 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.37 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.38 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.39 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.40 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Roser & Korsch (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.41 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Roser & Korsch

Fig.5.42 - Chemical Index of Alteration de acordo com o modelo de Nesbitt & Young (1982). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.43 - Chemical Index of Alteration da Formação de Terena de acordo com o modelo de Nesbitt & Young (1982). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.44 - Chemical Index of Weathering de acordo com o modelo de Harnois (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.45 - Chemical Index of Weathering da Formação de Terena de acordo com o modelo de Harnois (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.46 – Diagramas A-CN-K segundo o modelo de Nesbitt & Young (1982). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Fig.5.47 – Aspecto em “zig-zag” típico dos padrões de Terras Raras.

Fig.5.48 – Comparação dos valores das Terras Raras do NASC (Gromet et al., 1984) com os do Condritos (Evensen et al., 1978).

Fig.5.49 – Diagrama da relação entre a concentração de Terras Raras nas amostras estudadas e o padrão NASC (Gromet et al., 1984) (código de cores na fig. 5.2).

Fig.5.50 – Anomalia de Európio de acordo com o índice NASC (Gromet et al., 1984) e Condrite de Evensen et al., 1978 nas diferentes amostras estudadas.

Fig.5.51 – Valores de r^2 de acordo com o coeficiente de correlação de Pearson. O sinal negativo indica somente uma correlação negativa e não tem valor matemático ou estatístico. Valores em verde: $\geq 80\%$; valores a vermelho: $\leq -80\%$.

Fig.5.52 – Valores de r^2 de acordo com o coeficiente de correlação de Spearman. O sinal negativo indica somente uma correlação negativa e não tem valor matemático ou estatístico. Valores em verde: $\geq 80\%$; valores a vermelho: $\leq -80\%$.

Fig.5.53 – Etapas individualizadas para o cálculo do Índice de similaridade entre as amostras 008 e 041.

Fig.5.54 – Índice de similaridade (%). Vermelho $\leq 70\%$; amarelo $> 70\%$ e $\leq 80\%$; verde claro $> 80\%$ e $< 90\%$; verde escuro $\geq 90\%$.

Fig.5.55 – Índice de Similaridade para cada amostra de acordo com os dados da figura 5.54. Para código de cores ver figura 5.2.

Fig.5.56 – Distribuição dos vários elementos ao longo do perfil do Rio Ardila.

Fig.6.1 – Localização do Rio Ardila e do troço estudado (a vermelho).

Fig.6.2 – Representação das estações analisadas para a realização do perfil do Rio Ardila (ver figura 6.1 para localização).

Fig.6.3 – Localização das amostras sujeitas à análise palinológica em mapa.

Fig.6.4 - Esquema de Biozonação utilizado neste trabalho, com indicação das espécies zonais estratigraficamente relevantes (segundo Richardson & McGregor (1986), complementado pelo esquema zonal de Streel et al. (1987)).

Fig.6.5 - Perfil do Rio Ardila com referência ao número das amostras processadas para análise palinológica e idades obtidas. Ver cap. 6.4 para descrição do perfil estrutural.

Fig.6.6 – Perfil representando a estrutura do rio Ardila. A amarelo observam-se os critérios de polaridade observados no campo, a azul o pendor aparente do S0 e a cinzento o perfil interpretativo realizado com base no critério de polaridade, pendores de S0 e de outras observações de campo.

Fig.6.7 – Representação das atitudes da estratificação (S0) observados ao longo do perfil do Rio Ardila (ver figura 6.1 para localização).

Fig.6.8 – Representação das atitudes da xistosidade (S1) observados ao longo do perfil do Rio Ardila (ver figura 6.1 para localização).

Fig.6.9 – Atitudes do S0 (gráfico inferior) e do S1 (gráfico superior) ao longo do perfil do Ardila.

Fig.6.10 – Representação do L1 (em planta) ao longo do perfil do Ardila e definição de quatro sectores com base na atitude de L1 (adapt. Rocha & Araújo, 2008).

Fig.6.11 – Microconglomerado da Formação de Terena localizado no flanco SW (estação #060).

Fig.6.12 – Localização das amostras sujeitas à análise litogeoquímica em mapa.

Fig.6.13 – Localização das amostras sujeitas à análise litogeoquímica ao longo do perfil de Terena.

Fig.7.1 – Geometria da transpressão de acordo com Sanderson & Marchini (1984).

Fig.7.2 – Sector inferior da parte fixa da prensa (Rocha, 2003).

Fig.7.3 – Sector superior da parte fixa da prensa (Rocha, 2003).

Fig.7.4 – Parte móvel da prensa (prensa s.s.) (Rocha, 2003).

Fig.7.5 – Nomenclatura para as geometrias de deformação intermédias entre cisalhamento puro e simples de acordo com Fossen & Tikof (1993).

Fig.7.6 – Relação entre a velocidade aproximação das paredes da prensa em cisalhamento puro e do valor no selector de velocidades segundo Rocha (2003). A azul observam-se os dados medidos e a vermelho a curva teórica de acordo com a fórmula $Vel-1 = 1431 \times Valor-0,93$.

Fig.7.7 – Variação do Strain Rate da prensa em regime de cisalhamento puro em velocidade máxima (2 cm/h) (Rocha, 2003).

Fig.7.8 – Quadro resumo das 18 experiências. P.S.D. – Pure Shear Dominated; S.S.D. – Simple Shear Dominated.

Fig.7.9 – Marcadores circulares compostos por 95% de SGM 36 e 5% de Silbione 70009 inseridos numa matriz de SGM 36.

Fig.7.10 – Comparação da geometria final do modelo 15 à preto (com 5 cm de espessura) e do modelo 16 à vermelho (com 7,5 cm de espessura) sob cisalhamento puro.

Fig.7.11 – Comparação da geometria final do modelo 13 à preto (deformado sob 2,0 cm/h) e do modelo 15 (deformado sob 0,5 cm/h) sob cisalhamento puro.

Fig.7.12 – Elipse de deformação finita e trajectória das partículas nas experiências (vermelho) e nos modelos teóricos (cinzento) para as várias geometrias.

Fig.7.13 – Modelo da bacia de Terena. A – condição inicial; B – condição final.

Fig.8.1 – Perfil do Rio Ardila com referência ao número das amostras processadas para análise palinológica e idades obtidas. Ver cap. 6.4 para descrição do perfil estrutural.

Fig.8.2 – Proposta de modelo geométrico para a bacia de Terena (adapt. Rocha et al., 2009).

Fig. An2.1 – Localização das amostras sujeitas à análise litogeoquímica e do granitóide da Ribeira de São Romão.

RESUMO

A Formação de Terena é constituída essencialmente por sedimentos turbidíticos que afloram no núcleo de um sinclinal de segunda fase varisca e que se estende por cerca de 170 km, desde a região de Estremoz até perto de Aracena. A Cartografia Estrutural de detalhe segundo um perfil ao longo do Rio Ardila, análises litogeoquímicas, bioestratigráficas e estudos de modelação análoga desenvolvidos ao longo deste trabalho permitiram estabelecer um modelo para a génese e evolução da bacia em que se depositou esta formação, datada do Devónico Inferior e, portanto, contemporânea do início do período orogénico.

Os sedimentos turbidíticos ter-se-ão depositado preferencialmente ao longo de um fosso alongado segundo a direcção N-S, controlado pela tectónica associada à primeira fase de deformação varisca. A segunda fase de deformação, gerada em regime transpressivo esquerdo, é responsável pela génese do sinclinal, sensivelmente coincidente com o anterior fosso e pelo padrão geral em “Z”, desta macroestrutura.

ABSTRACT

Formation and evolution of the Terena basin. Relationship between the sedimentary process and the Variscan deformation.

The Terena Formation contains turbidites that outcrop on the core of a second phase Variscan syncline that extends 170 Km from Estremoz to Aracena (Spain). A detailed structural mapping of the Ardila cross section as well as litogeochemical, biostratigraphical and analogical modelling allow the development of a model of the formation and evolution of this basin that was dated from the lower Devonian (contemporary from the beginning of the Variscan orogeny).

The turbidite was deposited along a basin elongated in a N-S direction with a tectonic control from the first Variscan phase. The second phase generated the Terena Syncline through a left transpressive geometry that is responsible for its actual "Z" shape.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

INTRODUÇÃO

Embora existam várias dissertações realizadas na Zona de Ossa Morena nas últimas décadas (Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Pereira, 1999; Rosas 2003; Lopes, 2003; Pedro, 2004; Borrego, 2009), ainda existe um longo percurso necessário para se compreender em detalhe os seus vários sectores e a interação entre estes durante as várias fases da orogenia Varisca.

Um dos factores que dificultam os trabalhos de síntese nesta zona é o fraco registo fossilífero que obriga à uma correlação entre litologias com base em critérios litoestratigráficos que por vezes não se mostraram correctos no passado.

Neste trabalho pretendeu-se compreender com detalhe a génese e a evolução bacia de Terena de forma a dar uma contribuição para um melhor conhecimento global da Zona de Ossa Morena.

1.1 OBJECTIVOS DESTA DISSERTAÇÃO

Utilizou-se como base deste trabalho o cruzamento de informação de uma série de metodologias como levantamento estrutural de pormenor, litogeoquímica, palinologia e modelação análoga que permitiram a defesa de um modelo para a génese e evolução da bacia de Terena. Para atingir-se este objectivo utilizou-se a estruturação referida a seguir.

1.2 ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO

Capítulo 1: Introdução

Informação geral sobre a estrutura desta dissertação.

Capítulo 2: Metodologia

Exposição das diferentes metodologias utilizadas com especial ênfase para o trabalho de campo, tratamento dos dados (SIG), amostragem, litogeoquímica e palinologia.

Capítulo 3: Enquadramento Geológico

Generalidades sobre o enquadramento do Maciço Ibérico e da Zona de Ossa Morena.

Capítulo 4: Domínio de Estremoz-Barrancos

Descrição detalhada sobre este domínio com especial ênfase à Formação de Terena e ao limite da Juromenha.

Capítulo 5: Litogeoquímica

Petrografia, análise e interpretação das amostras sujeitas a análise geoquímica.

Capítulo 6: Perfil do Rio Ardila

Descrição pormenorizada do perfil do rio Ardila do ponto de vista estrutural, biostratigráfico e litogeoquímico.

Capítulo 7: Modelação Análoga

Análise teórica e prática de uma prensa transpressiva e tentativa de modelação da bacia de Terena.

Capítulo 8: Conclusões

Conclusões relevantes deste trabalho.

Capítulo 9: Bibliografia

Citações bibliográficas utilizadas nesta dissertação.

Anexo 1: Estações

Tabela com todos os dados de campo e dados calculados das estações analisadas.

Anexo 2: Dados Litogeoquímicos

Tabela com os dados geoquímicos

Anexo 3: Artigos

Reprodução dos artigos e resumos com relevância para o tema abordado nesta dissertação.

Anexo 4: Estampas dos Miosporos

Três estampas das principais associações de miosporos encontradas nas amostras estudadas.

Anexo 5: CD-ROM

CD-ROM com o Sistema de Informação Geográfica elaborado neste trabalho assim como esta dissertação em formato “PDF”.

CAPÍTULO 2

METODOLOGIA

METODOLOGIA

Neste capítulo pretende-se dar a conhecer a metodologia utilizada ao longo deste trabalho assim como algumas das técnicas aplicadas durante a análise dos dados.

Durante uma primeira fase, este estudo foi baseado num trabalho de campo generalista e numa pesquisa bibliográfica, com o objectivo de seleccionar o local com melhores condições para a abordagem deste tema (fig.2.1). Após a escolha do local adequado, procedeu-se à uma análise estrutural de pormenor com o objectivo de compreender a distribuição geométrica das Formações em causa (Cap. 6.4). Seguidamente foram realizadas experiências laboratoriais com o objectivo de compreender a génese das estruturas (Modelação Análoga, Cap. 7) e campanhas de amostragem com o objectivo principal de realizar análises litogeoquímicas (Cap. 5), palinológicas (Cap. 6.3) e eventuais estudos de microdeformação. Numa etapa final procedeu-se à integração e análise dos dados e à realização desta dissertação.

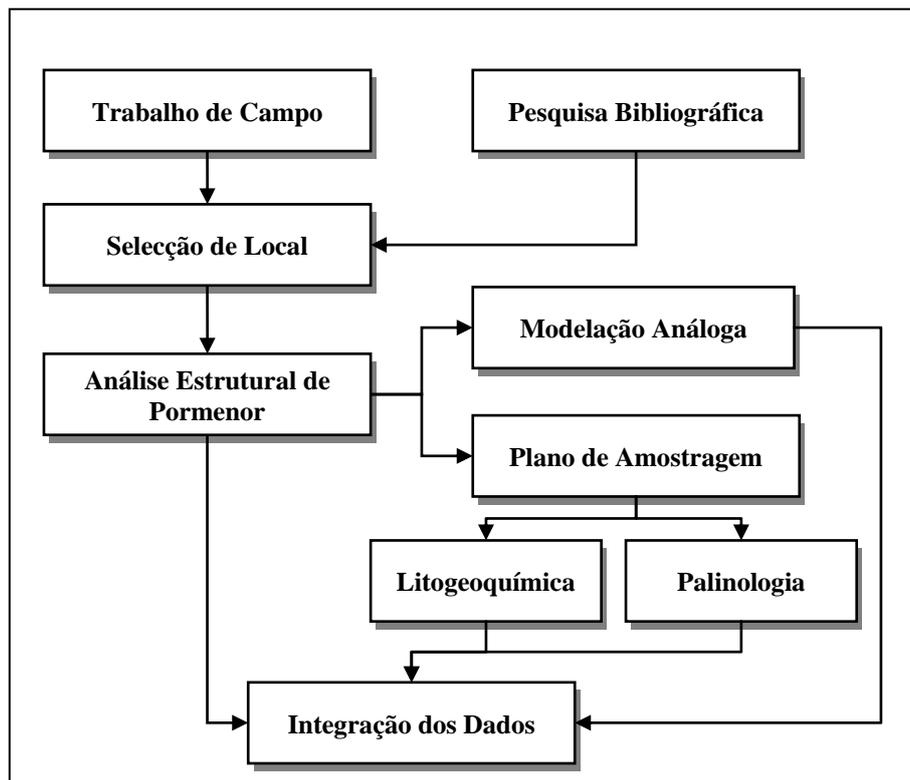


Fig.2.1 – Fluxograma com as diferentes etapas de preparação desta dissertação.

2.1 – TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo que originou os dados contidos neste trabalho foi realizado de forma imparcial sem nenhum modelo pré-estabelecido durante a colheita de dados. De modo a melhor demonstrar a filosofia seguida durante a colheita de dados, descreve-se a seguir a ideologia utilizada em Rocha (2003).

Deve-se realizar trabalho de campo de uma forma descritiva e imparcial e posteriormente, num trabalho de gabinete criar um modelo geométrico-estrutural ou deve-se criar o modelo em simultâneo com o trabalho de campo?

No primeiro caso, os dados podem ser considerados imparciais, "puros", talvez mais perto da complexa realidade. Por outro lado, o modelo é frágil, pois a análise dos dados pode levar à formulação de novos modelos com certa facilidade. Uma forte crítica pode ser feita a este método: caso o geólogo tiver em mente o modelo que está a ser criado, este poderia ir a procura de dados que apoiem este modelo.

O segundo caso gera dados com orientação pré-definidas para o modelo criado. Os dados terão então uma estrutura frágil, pois outros autores poderão observar no campo características distintas às registadas. Por outro lado, o modelo será quase inabalável, pois estará fortemente justificado pelos dados. A principal vantagem deste método é a indicação de pormenores que escapariam à vista do geólogo, caso não fossem sugeridos pelo modelo.

O autor utilizou no presente trabalho um método onde os dados foram colhidos sem um modelo pré-definido e somente foram tratados e analisados numa fase posterior.

A informação colhida no campo possibilitou a aplicação de diferentes técnicas e metodologias que foram realizadas em diferentes instituições (fig.2.2).

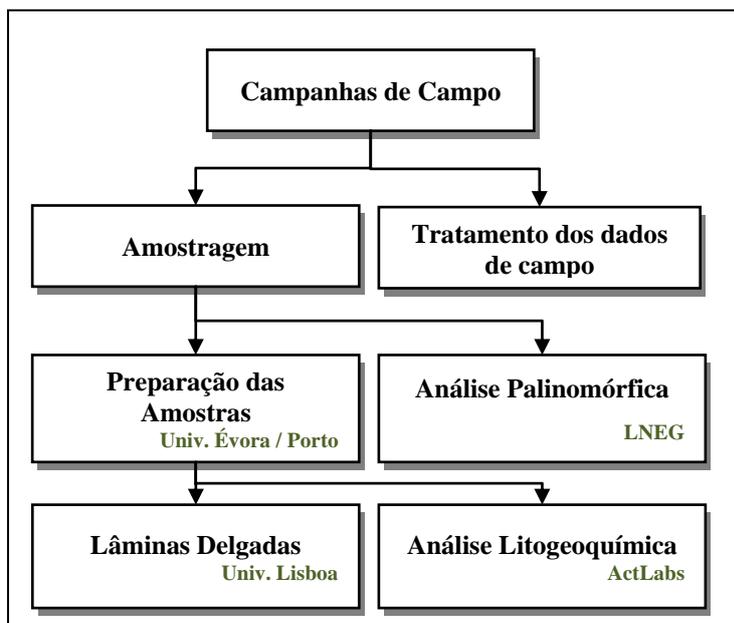


Fig.2.2 – Fluxograma com as diferentes técnicas utilizadas e locais de realização destas.

2.1.1 – RECOLHA DE DADOS

Após a escolha do local adequado para a realização deste trabalho (Rio Ardila), procedeu-se à recolha de dados.

De acordo com a filosofia descrita acima, optou-se por uma recolha “às cegas” sem a criação de um modelo *in situ*. Para este fim, desenvolveu-se uma metodologia baseada na utilização de um GPS (Garmin e-Trex) no campo ao invés da metodologia tradicional com localização por bússola, cartas militares e fotografias aéreas.

No total foram colhidas as informações de 235 estações (Anexo 1) durante 26 campanhas de campo. Em cada estação foi registado sempre que possível os seguintes atributos: Número da Estação, Latitude, Longitude, Litologia, Descrição, atitude de S_0 , atitude de S_1 , atitude de L_2 atitude de eixos de dobras e eventuais informações de amostragens.

As coordenadas projectadas (UTM 29N, datum WGS84) da localização das amostras foram registadas sempre com um erro inferior a 8 metros (normalmente inferior a 5 metros).

2.1.1.1 – AMOSTRAGEM

A recolha das amostras foi realizada recorrendo ao método tradicional do martelo e escopro. Sempre que possível, as amostras foram orientadas no campo utilizando

preferencialmente a atitude de S_0 ou S_1 quando a primeira era incipiente. A referência de campo da amostra foi constituída por três dígitos referentes ao número da estação, podendo por vezes conter uma letra referente à alguma característica da rocha, como por exemplo: 022X e 022G (ambas as amostras referentes à estação 022, mas a primeira de um Xisto e a segunda de um Grauvaque).

- Litologia – Litologia ou Formação. Foi utilizada uma nomenclatura informal de campo;

- Descricao – Este campo foi utilizado para descrever características peculiares das estações sempre que necessário;

- S0strike – Direcção das camadas (Norte geográfico) medida em azimuth. Para facilitar os cálculos e projecções estereográfica, foi utilizado o seguinte princípio: A direcção é marcada no sentido contrário aos ponteiros de um relógio em relação ao sentido do pendor, ou seja, a direcção da atitude por quadrantes de N25E;45SE é referida aqui por 25 enquanto que a direcção da atitude N25E;45NW é referida aqui como 205;

- S0dip – Valor do pendor das camadas. O sentido do pendor é 90° em relação ao campo S0strike e na direcção dos ponteiros do relógio;

- S1strike – Direcção da superfície de foliação. Utiliza-se a mesma sistemática que foi descrita no campo S0strike;

- S1dip – Valor do pendor da superfície de foliação. Utilizou-se a mesma sistemática que em S0dip;

- L2dip – Mergulho da lineação de intersecção entre S₀ e S₁;

- L2strike – Sentido do mergulho da intersecção entre S₀ e S₁, medido em azimuth e em relação ao Norte geográfico;

- DobraPend – Mergulho do eixo de eventuais dobras;

- DobraStrik – Sentido do eixo de eventuais dobras (Norte geográfico);

- PenS0_40 – Campo S0dip recalculado para um pendor aparente na direcção N40. Os valores positivos indicam um pendor no sentido N40 enquanto que os valores negativos indicam um sentido para N220. A direcção de N40 foi escolhida por estar perpendicular à estrutura regional (N130 ou N50W). Para o cálculo deste campo foi utilizada a seguinte fórmula: $\arctan(\tan(\text{S0dip} * 0.01745329) * \sin(\text{S0strike} - 40) * 0.01745329) / -0.01745329$;

- L2dipCalc – Cálculo teórico do mergulho da intersecção de S₀ e S₁ sempre que ambos estejam presentes. Para este efeito foi elaborado um algoritmo complexo cujo

fluxograma encontra-se esquematizado na figura 2.4. Este campo é o resultado da variável “mergL” da referida figura;

- L2StrikCal – Cálculo teórico do sentido do mergulho da intersecção de S_0 e S_1 sempre que ambos estejam presentes (ver fig.2.4). Este campo é o resultado da variável “sentL” da referida figura;

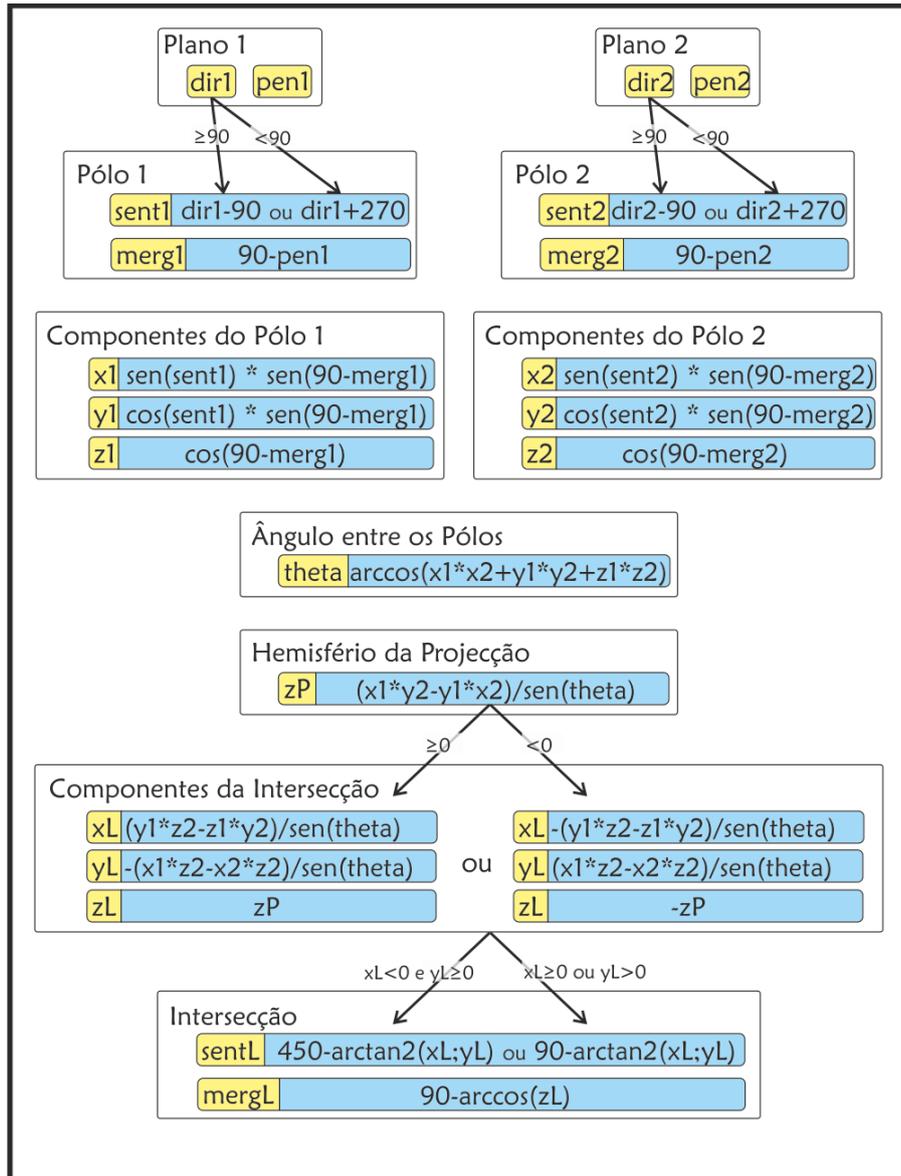


Fig. 2.4 – Fluxograma do algoritmo utilizado para o cálculo teórico de L_2 .

- L2CalRod – Valor do sentido de L2StrikCal calculado para ser projectado no perfil, ou seja $L2CalRod = L2StrikCal - 40$;

- Amostragem – Sempre que uma amostra foi recolhida, este campo foi marcado com a letra “A”;
- Lamina – Sempre que tenha sido realizada uma lâmina delgada, este campo foi marcado com o número “1”;
- DobrStrRod – Sentido do eixo das dobras calculado para ser projectado no perfil, ou seja, $\text{DobrStrRod} = \text{DobraStrik} - 40$;
- L2StrRod – Valor do sentido de L2Strike calculado para ser projectado no perfil, ou seja $\text{L2StrRod} = \text{L2Strike} - 40$;
- ActLabs – Sempre que uma amostra tenha sido enviada para análise litogeoquímica, este campo foi marcado com o algarismo “1”;
- InfoAmost – Eventuais informações relativas às amostras;
- Zelia – Este campo foi marcado com o algarismo “1” sempre que a amostra tenha sido enviada para análises Palinomórficas;
- Biozona – Biozona resultante dos estudos Palinoestratigráficos. Caso este estudo tenha um resultado negativo, este campo foi marcado com o algarismo “0”;
- Idade – Andar do Devónico ao qual pertence a Biozona do campo anterior.

A *shapefile* PontosInteresse apresenta uma compilação de pontos com interesse para a Formação de Terena. Os campos desta *shapefile* são:

- Descricao – Descrição da localização, idade ou outra característica pertinente do local em questão;
- Fonte – Citação do autor da descrição do local;
- Motivo – Foram definidos três motivos principais para estabelecer um ponto de interesse: litológico, fóssil ou idade.

A *shapefile* de pontos chamada Referencias foi criada essencialmente para facilitar o trabalho de campo. Devido à dificuldade de acessos à zona de trabalho, decidiu-se estabelecer pontos de referência para os acessos e outras situações para facilitar a

logística de campo. Posteriormente esta também foi utilizada como referência de pontos para a realização do perfil do Ardila. Esta *shapefile* contém dois campos:

- Descricao – Contém uma descrição acerca do interesse logístico do ponto;
- Perfil – Caso o ponto tenha interesse na realização do perfil, este campo foi marcado com o algarismo “1”, caso contrário foi marcado como o algarismo “0”.

No que se refere à *shapefile* de linhas chamada FalhasPicarra, esta corresponde à uma adaptação da carta geológica apresentada em Piçarra (2000). Contém um único campo chamado Tipo que descreve o tipo de falha observada: Inversa, Desligamento ou Provável.

A *shapefile* GeoPicarra é uma *shapefile* de polígonos e contém uma adaptação da carta geológica do mesmo autor (Piçarra, 2000) com um único campo chamado Litologia.

Terena500mil é uma outra *shapefile* de polígonos que foi utilizada para ter um enquadramento regional da Formação de Terena. Esta *shapefile* contém a mancha identificada como Formação de Terena: turbiditos (DTE) e Formação de Terena: conglomerados (DTE*) na Carta Geológica 1:500 000 (Oliveira *et al.*, 1992).

No que se refere às imagens *raster*, foram georeferenciadas as seguintes cartas:

- cm503 – Carta Militar 1:25 000 (série M888) número 503 – Noudar (Barrancos);
- Google – Compilação de imagens do Google Maps (<http://maps.google.com>) com a máxima resolução possível em Dezembro de 2007;
- 503-1, 503-2, 503-3, 503-4, 503-5 e 503-6 – Minutas de Campo levantadas que resultaram no trabalho de Piçarra (2000) relativas à Carta Militar 503 - Noudar (Barrancos);
- 41A_Monsaraz e 44B_Barrancos – Cartas Geológicas 1:50 000;

- 41C Norte e 41C Sul – Esboços não publicados da Carta Geológica 1:50 000 41C;
- anexoa e anexob – Cartas Geológicas anexas ao trabalho de Piçarra (2000);
- geoiberia – Trecho da Carta Geológica da Península Ibérica à escala 1:1 000 000 (Liñan, 1992).

2.3 – PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

A preparação das taliscas para a realização das lâminas delgadas, assim como a preparação básica das amostras para análise litogeoquímica foram realizadas nos laboratórios do Departamento de Geociências da Universidade de Évora.

As amostras foram serradas numa serra circular diamantada com os seguintes objectivos:

- taliscas para lâminas delgadas no caso dos Xistos e dos Grauvaques;
- taliscas grandes ($\sim 10 \text{ cm}^2$) para serem observadas na lupa binocular no caso dos microgonglomerados e;
- “aparas” com um tamanho adequado para o moinho de maxilas no caso dos Xistos.

Em todos os casos atrás descritos, a serra circular também foi utilizada para a remoção de zonas de alteração na superfície da amostra, assim como para a remoção da referência (marcador permanente) a fim de não interferir nas análises químicas.

2.3.1 – LÂMINAS DELGADAS

As Lâminas delgadas foram realizadas no Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa, utilizando a metodologia tradicional deste laboratório e foram analisadas no Departamento de Geociências da Universidade de Évora.

Estas lâminas foram realizadas com o intuito de se realizar uma análise petrográfica e microestrutural. Devido à granulometria fina da maioria das amostras, não foi possível a realização de uma análise microestrutural das amostras.

Também foram realizadas taliscas com cerca de 10 cm^2 que depois de polidas foram observadas numa lupa binocular. Estas taliscas também não revelaram estruturas passíveis de uma análise microestrutural.

2.3.2 – MOAGEM

As “aparas” das amostras, depois de lavadas e secas em estufa foram preparadas para a análise litogeoquímica recorrendo aos laboratórios do Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território da Faculdade de Ciências da

Universidade do Porto. O procedimento que se descreve a seguir é o procedimento padrão utilizado no referido laboratório.

As “aparas” foram introduzidas num moinho de maxilas marca Fritsch Pulverisette 1, três vezes: primeiramente com uma abertura de 10 mm, posteriormente com uma abertura de 7 mm e por fim com uma abertura de 2 mm.

A amostra retirada do moinho de maxilas foi quarteada, parte desta foi armazenada e a restante parte foi introduzida num moinho de impacto Retsch Mühle Sk1. Seguidamente a amostra foi quarteada novamente com armazenamento da amostra não utilizada.

Na etapa seguinte, cerca de 30 gramas de amostra foram introduzida num moinho de Ágata Fritsch Pulverisette 2 por 12 minutos.

Todo o equipamento foi limpo com a ajuda de ar comprimido após a passagem de cada amostra.

2.3.3 – ANÁLISE LITOGEOQUÍMICA

Depois de empacotadas em tubos plásticos de 20 ml, as amostras foram enviadas para o Activation Laboratories em Ontário, Canadá, onde foram realizadas análises através das metodologias de *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP/MS) a partir de um fusão com Metaborato e Tetraborato de Lítio. A metodologia utilizada por este laboratório é descrita de forma resumida a seguir.

O processo de fusão com Metaborato e Tetraborato de Lítio é reconhecido como a melhor técnica para fundir amostras geológicas (Leng, 2002) e resulta em um fundido metálico que é ideal para a análise litogeoquímica tanto dos óxidos como dos elementos traço e Terras Raras. As amostras foram diluídas com metaborato e tetraborato de Lítio e fundidas num forno de indução. O fundido foi mergulhado numa solução de ácido nítrico a 5% e misturado continuamente por cerca de 30 minutos.

A análise dos óxidos foi realizada num *Inductively Coupled Plasma* (ICP) Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ou num Varian Vista 735. Estes equipamentos foram calibrados a cada 10 análises, utilizando um de sete materiais de referência preparados pelo *United States Geological Survey* (USGS) ou pelo *Canada Centre for Mineral and Energy Technology* (CANMET).

Os valores de amostra total devem manter-se entre os 98.5% e os 101%. Caso o valor seja inferior, as amostras foram rejeitadas e reanalisadas.

O fundido foi posteriormente analisado recorrendo à técnicas de *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP/MS) num Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 ou 9000. A cada grupo de 15 amostras, é fundida e analisada uma amostra duplicada e os instrumentos são recalibrados a cada 40 análises.

Para assegurar a qualidade dos resultados este laboratório analisa juntamente com as amostras requeridas, três amostras neutras (*blanks*) e cinco amostras de controle.

2.3.4 – ANÁLISE PALINOESTRATIGRÁFICA

As análises palinoestratigráficas foram realizadas no Laboratório de Palinologia da Unidade de Geologia e Cartografia Geológica do LNEG. O procedimento foi efectuado pela equipa do referido Laboratório de acordo com o padrão estabelecido que têm como finalidade a destruição da fase mineral, limpeza e concentração dos palinomorfos, para observação e estudo microscópico (Wood et al., 1996).

Os preparados foram analisados pela Doutora Zélia Pereira em microscópios de luz transmitida Olympus BX40 e CX41 equipados com máquinas fotográficas digitais Olympus C5050 e SC20.

Todas as amostras, resíduos e preparados estão armazenados no LNEG em São Mamede da Infesta.

2.4 – CONTROLO DE QUALIDADE

Com a finalidade de aumentar a fiabilidade dos dados litogeoquímicos finais, foi realizado um auto-controlo de qualidade onde procedeu-se a identificação em todas as fases do processamento das amostras, dos riscos potenciais de forma a conhecê-los e minimizá-los.

Foram identificadas duas classes de contaminação possíveis: externa (fig.2.5) e cruzada (fig.2.6).

Meio contaminante	Principais contaminantes	Prevenção	Prevenção adequada?
Martelo - Estwing	<i>High Carbon Steel:</i> C, Mn, Si, P e S	Supressão das regiões das amostras com marcas do martelo	Sim
Escopro	<i>High Carbon Steel:</i> C, Mn, Si, P e S Tinta do escopro	Supressão das regiões das amostras com marcas do escopro	Sim
Serra diamantada	Liga metálica da serra forma por vezes uma película nas amostras	Lavagem	Não
Água	Elementos em solução na água	Nenhuma	Não
Moinho de Maxilas	Liga metálica da mandíbula	Diminuição gradual da distância entre mandíbulas	Não
Moinho de Impacto	Ligas metálicas do moinho	Nenhuma	Não
Moinho de Ágata	SIO ₂	Mínimo tempo de funcionamento possível	Não
Óleo lubrificante do compressor	Compostos orgânicos (óleo)	Lavagem do material com água sempre que possível	Sim

Fig. 2.5 – Identificação dos meios contaminantes externos e técnicas de prevenção utilizadas.

Entende-se por contaminação externa qualquer adição de elementos químicos procedentes de outros materiais que não sejam as amostras em processamento.

Por contaminação cruzada entende-se a contaminação causada pela mistura de partes de amostras, causadas essencialmente por uma limpeza inadequada dos equipamentos.

Meio contaminante	Prevenção	Prevenção adequada?
Quarteamento	Substituição do papel a cada utilização	Sim
Moinho de Maxilas	Limpeza com ar comprimido após cada utilização	Sim
Moinho de Impacto	Limpeza com ar comprimido após cada utilização	Sim
Moinho de Ágata	Limpeza com ar comprimido após cada utilização	Sim

Fig. 2.6 – Identificação dos meios contaminantes por contaminação cruzada e técnicas de prevenção utilizadas.

Não foram tomadas precauções adicionais em relação aos procedimentos utilizados para a análise litogeoquímica *s.s.*, pois o laboratório em causa possui elevados padrões no que se refere ao controlo de qualidade (ver cap.2.3.3).

Outro factor que se teve em consideração foi o da representatividade da análise (fig.2.7).

Factor interveniente	Motivo	Prevenção	Prevenção adequada?
Perdas de partes da amostra	Parte das amostras podem ser perdidas durante o processamento (<i>e.g.</i> partículas mais finas)	Moinhos foram cuidadosamente esvaziados e as amostras foram quarteadas rigorosamente	Sim
Variações naturais	Dentro de uma mesma camada podem haver variações químicas naturais	Tentativa de escolha de camadas uniformes (a olho nú) e evitar amostragem de partes anómalas das camadas	Não (nem todas as variações são visíveis)

Fig. 2.7 – Identificação factores intervenientes na representatividade das análises.

CAPÍTULO 3

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

3.1 - ORÓGENO VARISCO

A maior parte do soco pré-mesozóico da Europa Ocidental e Central é formado por rochas datadas do Proterozóico superior e do Paleozóico deformadas principalmente pela chamada Orogenia Varisca⁽¹⁾ ou Hercínica⁽²⁾ que ocorreu entre os 540 e 270 milhões de anos.

O orógeno Varisco Europeu estende-se desde a Península Ibérica até o Norte da Boémia, com um comprimento total de 3000 Km e uma largura de 700 a 900 Km. Este mesmo orógeno prolonga-se para o Norte de África (Norte de Marrocos e Mauritanides) e para a América do Norte (Orogenia Acadiana ou Allegheniana em Ouachitas e Apalaches) (fig. 3.1).



Fig.3.1 – Localização dos afloramentos Variscos e seus equivalentes na América do Norte e África.

Os principais Maciços europeus são: Ibérico, Pirinéus, Central, Armoricano, Cornualha, Ardenas, Reno, Boémia, Vosgos, Floresta Negra, Alpes, Córcega e Sardínia (fig. 3.2).

O Maciço Ibérico é um local privilegiado para o estudo da orogenia Varisca por apresentar uma geotransversal completa ao longo do orógeno (Ribeiro, 1981). O facto deste Maciço estar relativamente afastado das regiões onde a orogenia Alpina fez-se sentir com mais intensidade também é um factor importante no que se refere à conservação das estruturas Variscas.

⁽¹⁾ Provavelmente referente à “Varisci”, uma tribo medieval que habitava a Saxónia.

⁽²⁾ Provavelmente referente à “Hercynian”, uma floresta que existia à Este do rio Reno.

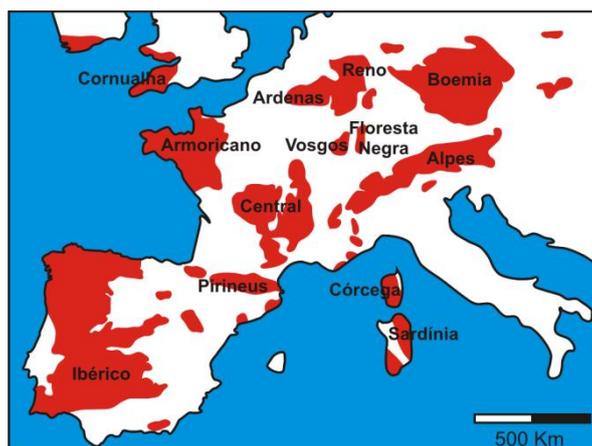


Fig.3.2 – Principais afloramentos Variscos na Europa.

No capítulo 3.2 será realizada uma descrição do ciclo Varisco num contexto Ibérico.

3.1.1 - RECONSTITUIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA

Existem várias interpretações relativas à localização e evolução dos terrenos que constituem o actual orógeno Varisco (eg., Bard, 1971; Dewey & Burke, 1973; Austran & Cogné, 1980; Lefort & Ribeiro, 1980; Matte, 1983 e 1986; Van der Voo, 1982 e 1983; Ziegler, 1984; Lorenz & Nichols, 1984; Tait *et al.* (1997); etc.). De acordo com Ribeiro *et al.* (1990) o trabalho de Robardet (1976) foi um marco importante no estudo da geodinâmica do Maciço Ibérico, pois permitiu identificar diferentes províncias faunísticas na Zona Centro-Ibérica e na Zona de Ossa-Morena, o que levou a concluir que estas duas zonas não pertenciam anteriormente ao mesmo domínio paleogeográfico.

Segue-se a descrição de três modelos importantes, sendo que o primeiro defende uma tectónica transcorrente e os dois seguintes uma tectónica essencialmente colisional.

3.1.1.1 - MODELO DE SHELLEY & BOSSIÈRE (2000)

Este modelo é baseado nas reconstituições paleogeográficas de Dalziel *et al.* (1994) e de Dalziel (1997), onde a Laurência migra ao redor do Gondwana desde o Pré-Câmbrico, deslizando ao longo do sector norte da actual América do Sul (Gondwana) durante o Devónico (fig. 3.3A). No início do Paleozóico, a Iberia estaria na margem do Gondwana e era bordeada pelo Oceano Rheic.

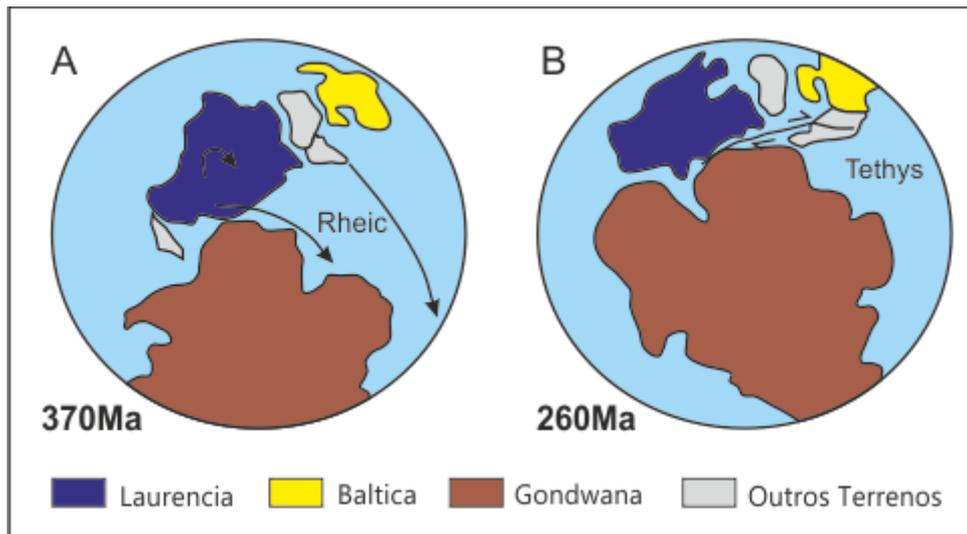


Fig.3.3 – Reconstituição Paleogeográfica baseada no modelo de Shelley & Bossière (2000).
A- Devónico; B- Pérmico.

Destacam-se duas orogenias principais: a orogenia Cadomiana, com o fecho do Oceano Iapetus através da fusão da Laurencia, Báltica e alguns fragmentos do Gondwana e a orogenia Varisca com o fecho do Rheic e colisão de todas as massas continentais.

No Ordovícico Inferior a Avalonia ocidental destacou-se do Cratão Amazónico (Gondwana), a Avalonia oriental do Cratão Amazónico e Oeste Africano (Gondwana) enquanto que a Cadomia destacou-se do Cratão Oeste Africano (Gondwana).

No Pérmico (fig. 3.3B) existiria então um mega cisalhamento direito, que reflecte os actuais acidentes direitos do orógeno Varisco.

Cartier *et al.* (2002) realiza críticas a este modelo, sendo um dos argumentos utilizados a existência de uma foliação bem marcada em todo o orógeno que indica a existência de uma importante componente compressiva.

3.1.1.2 - MODELO DE MATTE (2001)

De acordo com este autor, o orógeno Varisco formou-se pela colisão entre a Laurussia e o Gondwana, com a existência de duas placas menores entre estes dois super continentes: a Avalonia e a Armorica (fig. 3.4A)

Estas duas micro placas destacaram-se do Gondwana no Ordovício Inferior e chocaram com a Laurussia antes da colisão do Gondwana com a Laurussia.

O fecho do oceano Iapetus (colisão entre Laurasia, Baltica e Avalonia) (fig. 3.4B) deu origem à orogenia Caledónica, enquanto que o fecho do oceano Rheic (fig. 3.4C e 3.4D) deu origem à orogenia Varisca.

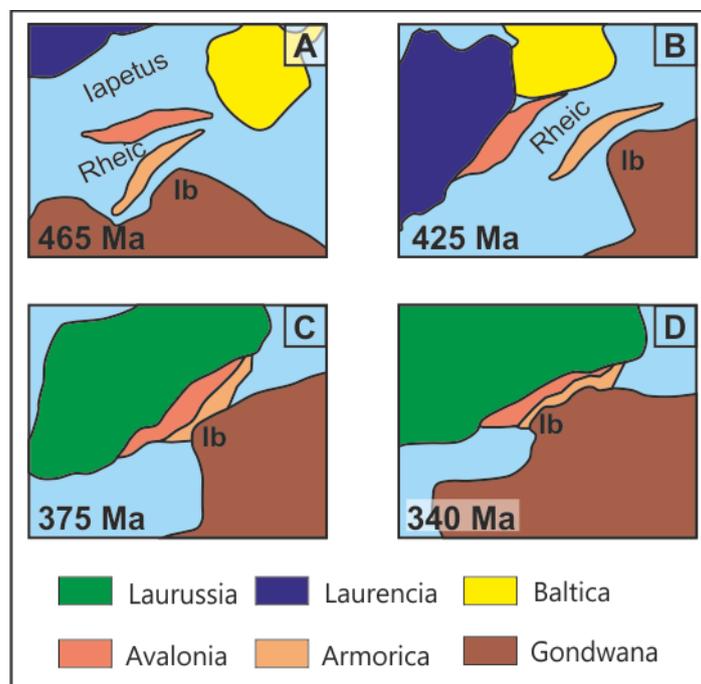


Fig.3.4 - Reconstituição Paleogeográfica baseada no modelo de Matte (2001).
Ib - Maciço Ibérico; A- Ordovícico; B- Silúrico; C- Devónico; D- Carbónico.

3.1.1.3 - MODELO DE RAUMER *ET AL.* (2003)

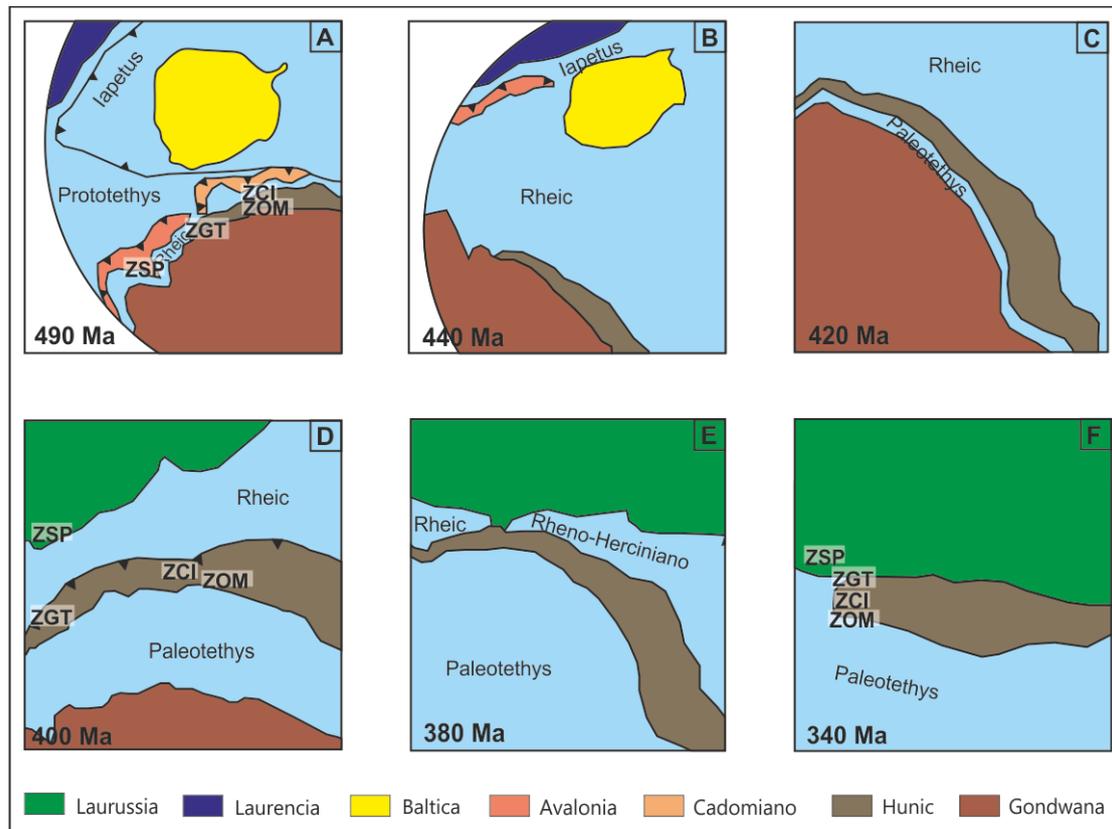
Segundo os referidos autores, as actuais zonas do Maciço Ibérico formaram-se em dois terrenos: Avalonia (posteriormente integrada na Laurussia) e no Hun.

No Ordovício Inferior a Avalonia separou-se do Gondwana e o mar de Rheic começou a formar-se entre estes dois continentes (fig. 3.5A). A parte oriental da Avalonia foi bloqueada pelo Protothetys (a sul da Baltica) e voltou a colidir com o Gondwana.

Durante todo o Ordovícico a migração da Avalonia para Norte mantém-se (fig. 3.5B) à custa da destruição do oceano Iapetus ocidental.

No Silúrico Médio o Paleothetys inicia a sua abertura e com ele a aparição de um novo continente, o Hunic (fig.3.5C). Até o início Devónico Médio, o Hunic migra para norte a custa da subducção do mar de Rheic (fig.3.5D). Entre o Devónico Médio (fig.3.5E) e o Carbónico Inferior (fig.3.5F) ocorre a colisão do Hunic com a Laurussia (formada pela acreção de Avalon e da Báltica à Laurasia).

Segundo Raumer *et al.* (2003) a colisão do Gondwana com a Laurussia deu-se no Triásico Superior.



Uma possível crítica a esse modelo em relação ao Maciço Ibérico é a do posicionamento da Zona Sul Portuguesa à Norte da Zona da Galícia-Trás-os-montes no Carbónico Inferior (fig. 3.5F), colocando desta forma em causa o modelo de cadeia bilateral com a Zona Sul Portuguesa como zona externa a SW (ver Cap. 3.2).

3.2 - MACIÇO IBÉRICO

O Maciço Ibérico (Maciço Hespérico ou Meseta Central) corresponde a extensos afloramentos de rochas Pré-câmblicas e Paleozóicas, sendo o ramo mais ocidental do Orógeno Varisco europeu (fig. 3.2). O referido maciço constitui uma importante parte deste orógeno, quer por não ter sofrido importante deformação Alpina, quer por oferecer o mais completo corte deste orógeno.

O Maciço Ibérico apresenta de forma geral uma simetria bilateral, com orientação NW-SE, que se manifesta pela presença de dois domínios com vergências opostas relativamente a uma zona axial situada na Zona Centro-Ibérica. O ramo norte, com vergência para NE, inclui as Zonas Cantábrica, Astúro-Occidental Leonesa e a parte Norte da Zona Centro-Ibérica, enquanto o ramo sul, com vergência para SW, compreende a parte meridional da Zona Centro-Ibérica, a Zona de Ossa-Morena e o Terreno Sul-Português.

A Zonas Cantábrica e o Terreno Sul-Português constituem as zonas externas do Maciço Ibérico, com sequências do Paleozóico Superior, deformação tardia e menos intensa e metamorfismo regional de grau baixo. Nas zonas internas predominam os terrenos onde a orogenia Varisca fez-se sentir com mais intensidade e o metamorfismo regional atinge por vezes um grau elevado.

3.2.1 – SUBDIVISÕES DO MACIÇO IBÉRICO

Têm sido propostas várias subdivisões do Maciço Ibérico de acordo com as características estratigráficas, estruturais, metamórficas e magmáticas. Resume-se a seguir os principais trabalhos que tiveram influência marcante. San José *et al.* (2004) realizaram uma análise histórica detalhada das diferentes interpretações.

A primeira proposta de subdivisão do Maciço Ibérico foi realizada por Lotze (1945) (fig. 3.6A) onde foram identificadas as Zonas Cantábrica, Astúro-Occidental Leonesa, Galaico-Castelhana, Alcudiana, Ossa-Morena e Sul Portuguesa. Este trabalho clássico foi a base de todas as classificações posteriores. Julivert *et al.* (1972) individualizou a Zona Centro-Ibérica (fig. 3.6B) a partir da união da Zona Galaico-Castelhana e da Zona Alcudiana de Lotze (1945) e seguidamente Farias *et al.* (1987)

destaca da Zona Centro-Ibérica a Zona de Galicia-Trás-os-montes (Quesada, 1992) (fig. 3.6C). A proposta de Farias *et al.* (1987) foi ligeiramente alterada por Vera *et al.* (2004) (fig. 3.6D). Herranz *et al.* (1984), propõem a criação da Zona Lusitan-Marianic que abrange o sector norte da Zona de Ossa-Morena, mas esta proposta não parece ter muita aceitação entre a maioria dos autores.

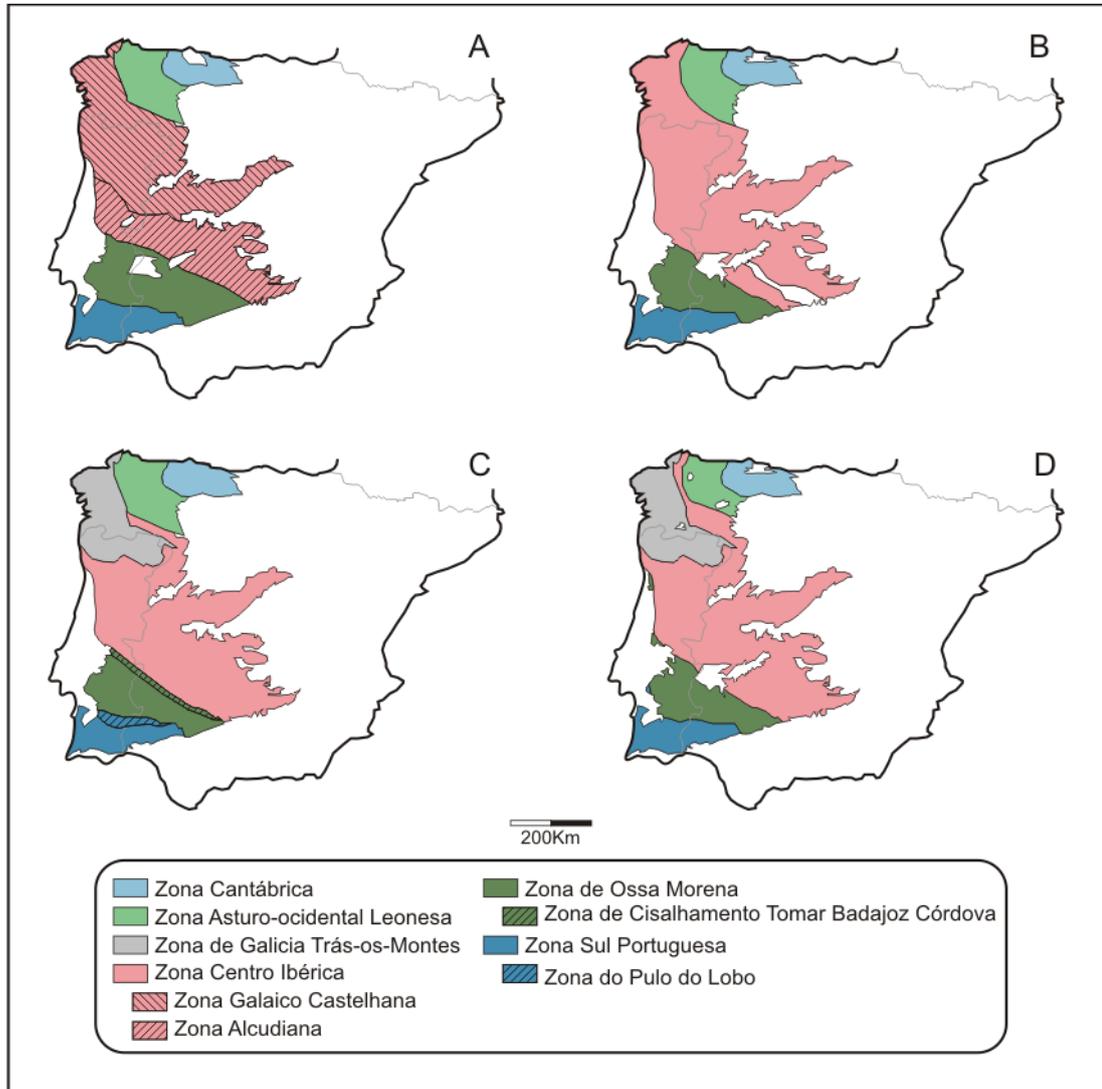


Fig.3.6 – Simplificação das propostas de subdivisões do Maciço Ibérico por diferentes autores. A- Lotze (1945); B- Julivert *et al.* (1972); C- Farias *et al.* (1987); D- Vera *et al.* (2004).

Em 2006, Ribeiro sumariza alguns trabalhos anteriores que propõe uma divisão do Maciço Ibérico utilizando o conceito de Terreno Tectonoestratigráfico. Descreve-se abaixo alguns conceitos abordados por Ribeiro (2006).

3.2.2 – PROPOSTA DE NOMENCLATURA PARA O MACIÇO IBÉRICO

Apesar dos limites das subdivisões propostas para o Maciço Ibérico não terem sofrido profundas alterações nos últimos 60 anos, a introdução dos conceitos de tectonostratigrafia causaram algum conflito com a nomenclatura utilizada tradicionalmente. Por este motivo pretende-se alterar alguns detalhes da nomenclatura sugerida por Ribeiro (2006) e definir uma nova nomenclatura das subdivisões do Maciço Ibérico utilizando uma classificação sistemática baseado numa hierarquia mais rígida desde os Terrenos Tectonostratigráficos (Terrenos) a menor escala, passando pelas Zonas e pelos Domínios a maior escala.

O conceito de Terreno foi introduzido na nomenclatura geológica por Coney *et al.* (1980) ao definir os “suspect terranes” na Cordillera (Ocidente dos Estados Unidos). De acordo com Allaby & Allaby (1999), entende-se por Terreno uma região delimitada por falhas e caracterizada por uma estratigrafia, estrutura e evolução geológica distintas das regiões vizinhas. Esta definição é utilizada também por Hancock & Skinner (2000) e por Andersen (2005). Um caso especial de Terreno é o chamado Terreno Exótico. Hancock & Skinner (2000) definem os Terrenos Exóticos como um Terreno que foi transportado por uma distância considerável desde a sua origem até a colisão com uma margem continental.

O termo “Zona” segundo Murphy & Salvador (1999) é um corpo rochoso de relativa pequena dimensão que pode ser utilizado em diferentes classificações estratigráficas. Os mesmos autores sugerem que o tipo de zona deve ser sempre clarificado por um prefixo, e.g., litozona, biozona, cronozona. Este mesmo termo tem vindo a ser utilizado nas subdivisões clássicas do Maciço Ibérico com um significado bastante diferente. Por este motivo manter-se-á a nomenclatura tradicional, apesar desta não ir ao encontro à definição de Murphy & Salvador (1999).

O termo “Domínio” não apresentam definição formal, mas visto ser largamente utilizado na nomenclatura corrente, propõe-se a utilização deste como subcategoria das “Zonas”, com hierarquia mais baixa e escala maior. Propõe-se também a extinção do termo Sector, que deve ser substituído pelo termo Domínio.

Sugere-se que nas subdivisões de Domínios seja utilizada as hierarquias definidas em Murphy & Salvador (1999), ou seja à maior escala que os Domínios, devem ser utilizados critérios litostratigráficos (Grupos, Formações, Membros e Camadas).

O termo “Complexo” está definido em Murphy & Salvador (1999) como sendo uma unidade litostratigráfica composta por diversos tipos de rochas (sedimentares ígneas e metamórficas) e caracterizada por litologias dispostas de forma irregular ou com relações estruturais complexas. Este termo deve ser evitado quando se utiliza uma nomenclatura baseada em tectonoestratigrafia de forma a não causar conflito com as definições Litostratigráficas.

Na figura 3.7 realiza-se uma proposta de subdivisão do Maciço Ibérico baseada no trabalho de Ribeiro (2006). Foi utilizada a mesma nomenclatura proposta pelo referido autor, com a exceção do “Parautóctone com afinidade à ZCI” e do “Complexo Basal com afinidade à ZOM”.

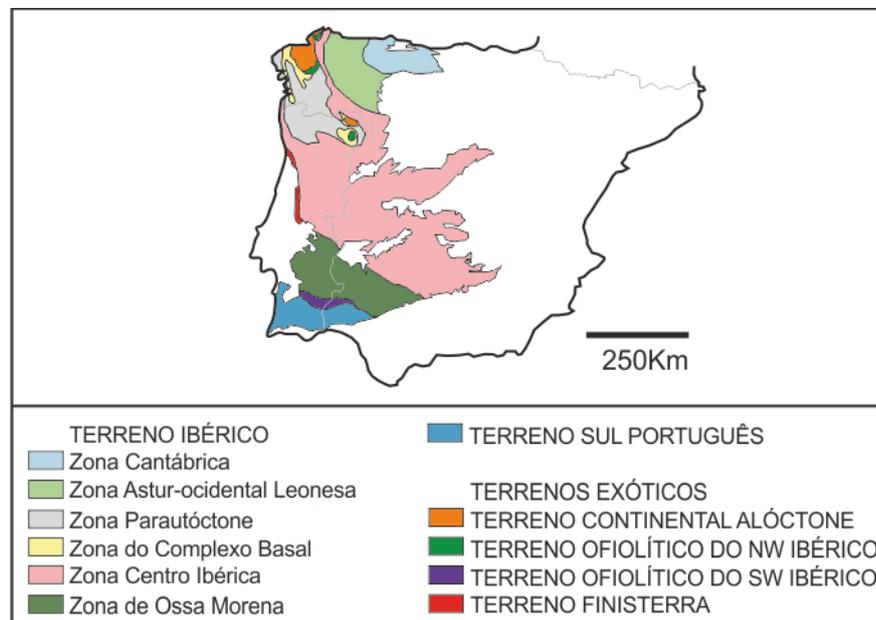


Fig.3.7 – Proposta de nomenclatura das subdivisões do Maciço Ibérico baseada em Ribeiro (2006).

Em ambas estas unidades, a nomenclatura “com afinidade à” deve ser evitada por apresentarem uma conotação genética que não convém ser combinada à uma subdivisão tectonoestratigráfica (que deve ser descritiva).

Em relação ao “Parautóctone com afinidade à ZCI”, a subtração do termo “afinidade à ZCI” levou a uma zona chamada de “Zona Parautóctone”. No que se refere ao “Complexo Basal com afinidade à ZOM” de Ribeiro (2006), optou-se por denominar “Zona do Complexo Basal”. Apesar de “Complexo” ter uma definição formal litostratigráfica (ver acima), utiliza-se aqui esta nomenclatura de forma a evitar a multiplicação de termos. Em ambos os casos deve-se optar no futuro por uma

nomenclatura toponímica de forma a ir de encontro à nomenclatura utilizada nas outras Zonas.

Segue-se uma breve descrição dos Terrenos do Maciço Ibérico de acordo com a subdivisão proposta na figura 3.7.

3.2.2.1 – TERRENO IBÉRICO

3.2.2.1.1 - ZONA CANTÁBRICA (ZC)

A Zona Cantábrica é formada por uma estrutura arqueada na parte mais setentrional do Maciço Ibérico. Contacta a Oeste com a Zona Astúrico-ocidental Leonesa.

É constituída essencialmente por sedimentos depositados em bacias pouco profundas com metamorfismo regional muito baixo e com deformação tipo *thin-skinned*.

Estratigraficamente é caracterizada por uma sequência incompleta de sedimentos Câmbrios-Ordovícicos e uma sucessão Silúrico-Devónica bem desenvolvida à Oeste e ausente à Este. A sequência sedimentar Carbónica apresenta um desenvolvimento proeminente (Perez Estaun, 1990).

É subdividida em Domínio Astúrico-Leonês e Domínio Palentino.

3.2.2.1.2 - ZONA ASTÚRICO-OCIDENTAL LEONESA (ZAOL)

Assim como a ZC, A Zona Astúrico-ocidental Leonesa é fortemente arqueada. O limite Sul e Oeste faz-se com a Zona Centro Ibérica.

É caracterizada por uma sequência flyshóide do Proterozócio Superior sobreposta por uma espessa sucessão Paleozóica.

A maioria dos afloramentos desta Zona tem idades Câmbrias e Ordovícicas com algumas poucas Silúricas a Carbónicas. Os sedimentos Câmbrios e Ordovícicos foram depositados em bacias pouco profundas enquanto que os sedimentos mais recentes formaram-se em bacias profundas.

Esta zona foi afectada por um metamorfismo regional de baixa a intermédia pressão com facies desde Xistos verdes à amfibolítica.

Perez Estaun (1990) sugere três domínios para esta zona: Domínio de Navia e Alto Sil, Domínio da Nappe de Mondoñedo e Domínio de Caure-Truchas.

3.2.2.1.3 - ZONA PARAUTÓCTONE

Definida em Ribeiro *et al.* (2006) como “Parautóctone com afinidade à Zona Centro Ibérica” corresponde ao Complexo de Mantos Parautóctones e ao Domínio Peritransmontano (Ribeiro, 1974).

A Zona Parautóctone é formada por sedimentos essencialmente Silúricos com um grau metamórfico baixo.

Ribeiro (2006) subdivide esta Zona em Domínio Parautóctone Superior e Domínio Parautóctone Inferior.

Esta zona contacta com a Zona Centro-Ibérica através do Carreamento de Trás-os-Montes.

3.2.2.1.4 - ZONA DO COMPLEXO BASAL (ZCB)

É o equivalente ao Complexo Alóctone Inferior (Iglesias *et al.*, 1983) e às Unidades Centro-Transmontanas de Ribeiro (1974). De acordo com Ribeiro (2006) esta Zona mostra afinidades paleogeográficas com a Zona de Ossa Morena.

Esta Zona é subdividida em dois Domínios, o Domínio de Macedo de Cavaleiros e o Domínio de Pombais (Ribeiro *et al.*, 2006).

Esta Zona contacta com a Zona Parautóctone através de um carreamento basal.

3.2.2.1.5 - ZONA CENTRO-IBÉRICA (ZCI)

O limite sul faz-se com a Zona de Ossa Morena de forma complexa através da Faixa Blastomilonítica de Badajoz-Córdoba. Este tema será discutido com mais detalhe no capítulo 3.3.2.

Esta zona apresenta a maior extensão de afloramentos graníticos do Maciço Ibérico e é considerada como sendo o núcleo do orógeno Varisco.

É constituída por duas megasequências, uma ante-Ordovícica e outra pós-Ordovícica. A sequência ante-Ordovícica é caracterizada pela ocorrência de uma espessa sequência fliishóide do Proterozóico superior e Câmbrico chamada Complexo

Xito-Grauváquico. A sequência pós-Ordovícica assenta em discordância sobre a sequência anterior e é constituída por quartzitos ordovícicos, facies xistosas Silúricas e Devónicas e Carbónico continental.

Martínez Catalán *et al.* (2004) subdividem a ZCI em três domínios: Olho do Sapo, Xisto-Grauváquico e Meridional.

3.2.2.1.6 - ZONA DE OSSA-MORENA (ZOM)

O limite meridional da Zona de Ossa-Morena é coincidente com o contacto entre o Terreno Ibérico e o Terreno Ofiolítico do SW Ibérico.

Esta Zona será descrita em detalhe no capítulo 3.3.

3.2.2.2 - TERRENO SUL PORTUGUÊS

O Terreno Sul Português é caracterizado por sequências de xistos e grauvaques de idades do Devónico Superior ao Carbónico com rochas vulcânicas intercaladas.

São reconhecidos quatro subdivisões no Terreno Sul Português: Antiforma do Pulo do Lobo; Faixa Piritosa; Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e Sector Sudoeste.

A sedimentação é sintectónica e o metamorfismo regional baixo (fácies da clorite).

A Bacia Meso-Cenozóica Algarvia e a Bacia Cenozóica do Guadalquivir assentam sobre o Terreno Sul Português no seu limite meridional.

3.2.2.3 – TERRENO CONTINENTAL ALÓCTONE

Este Terreno referido por Marques *et al.* (1996) é equivalente ao Complexo Alóctone Superior (ver Iglesias *et al.*, 1983). Ribeiro *et al.* (2006) refere à nomenclatura de Terreno Polimetamórfico do NE de Trás-os-Montes.

O Terreno Continental Alóctone contacta com as unidades vizinhas através de um carreamento de base.

3.2.2.4 - TERRENO OFIOLÍTICO DO NW IBÉRICO

É equivalente ao Complexo Ofiolítico (ver Iglesias *et al.*, 1983).

Ribeiro *et al.* (2006) subdivide este Terreno em duas Unidades (no maciço de Morais) separadas pelo carreamento de Limãos: Unidade de Izeda-Remondes e Unidade de Morais-Talhinhas.

3.2.2.5 - TERRENO OFIOLÍTICO DO SW IBÉRICO

É equivalente ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA) (Fonseca, 1995; Fonseca e Ribeiro, 1993; Fonseca *et al.* (1999).

Quesada *et al.* (1994) propõe uma origem oceânica (Back-arc) à este Terreno ao definir um quimismo toleítico (MORB) aos basaltos.

Este Terreno encontra-se no contacto entre o Terreno Ibérico e o Terreno Sul-Português, sendo o seu limite sul definido pelo Cavalgamento de Ferreira-Ficalho.

3.2.2.6 - TERRENO FINISTERRA

Foi definido por Ribeiro (2006) como sendo uma provável margem conjugada da ZOM. Este mesmo autor indica que os Gnaisses imbricados nas Sequências Ofiolíticas Internas (Pedro, 2004) pertencem a este Terreno e que os principais eventos tectonometamórficos deste Terreno são anteriores ao Devónico Médio.

Ribeiro (2006) também propõe a subdivisão do Terreno Finisterra em dois blocos (Bloco de Espinho e das Berlengas).

3.3 - ZONA DE OSSA-MORENA

A ZOM é caracterizada por uma grande diversidade litológica devida às múltiplas fases de deformação que afectaram sectores com contexto geológicos distintos. Este facto faz com que qualquer resumo generalista sobre a ZOM esteja sujeito à imperfeições devido às inúmeras particularidades observadas nesta Zona. Entre os diversos trabalhos de síntese da ZOM existentes (Carvalho *et al.*, 1971; Gonçalves, 1971; Carvalhosa, 1983; Andrade, 1983; Chacon *et al.*, 1983; etc...), optou-se por utilizar como base para a realização do resumo aqui exposto os trabalhos de Oliveira *et al.* (1991), Ribeiro e Sanderson (1996) e o de Borrego (2009).

3.3.1 - TECTÓNICA

De acordo com Casquet (2004), a ZOM é uma faixa móvel complexa resultante do rejuvenescimento da orogenia Cadomiana durante a orogenia Varisca com uma notável fase de margem passiva extensional.

As rochas mais antigas observadas na ZOM datam do Neoproterozóico e foram afectadas pela orogenia Cadomiana durante o Vendiano (Ediacarano?). O facto da ZOM ter sido afectada por uma orogenia Pré-Cambrica é um facto aceite hoje em dia mas foi objecto de muita discussão no passado (Gonzalo & Tarín, 1878; MacPherson, 1879; Lotze, 1945 e 1970; Fabriés, 1963; Laurent & Bladier, 1967; Vegas, 1968; Bard, 1969; Delgado, 1971; Garrote, 1976; Pérez Lorente, 1979; Chacón, 1979; Eguíluz & Quesada, 1980; Pascual, 1981; Cueto *et al.*, 1983, etc...). Abalos & Eguíluz (1991, 1992), Casquet (2004) e Lodeiro (2004), defendem a hipótese de que a ZOM tenha sofrido uma subducção complexa desenvolvendo arcos magmáticos acrecionados à margem do Gondwana. Estudos de zircões (Fernandez-Suarez *et al.*, 2002) confirmam a afinidade Gondwanica da ZOM, contrastando com a afinidade ao cratão Amazónico da ZCI.

Após a orogenia Cadomiana, a ZOM passou por três etapas principais durante o Ciclo Varisco. Ribeiro (2006) identifica uma quarta etapa de Deformação intracontinental transcorrente seguida de colapso orogénico localizado ocorrida entre os 300 e os 270 MA.

1 – Rifting intracontinental (540-420 MA):

Níveis conglomeráticos associados a vulcanismo ácido, discordantes sobre a Série Negra marcam o início do Ciclo Varisco. Seguiu-se uma extensa plataforma carbonatada com algum vulcanismo toleítico que marcam uma importante fase transgressiva na ZOM. Sobre os carbonatos depositaram-se níveis pelíticos e grauváquicos no Câmbrico Médio e Superior.

Esta fase de rifting foi diacrónica, com início no limite norte da ZOM, deslocando-se gradualmente para o limite sul.

O magmatismo toleítico associado à esta fase (Mata & Munhá, 1990), comprova a natureza de rifting intracontinental da D1.

2 – Margem Passiva (420 - 390 MA):

A ZOM sofreu uma compartimentação em sub-bacias através de estruturas tipo horst e grabens durante o Ordovícico. Durante o Silúrico a sedimentação volta a apresentar-se mais homogénea à escala da ZOM (Araújo, 2006) indicando a colmatação das bacias ordovícicas.

3 – Inversão Tectónica (390-300 MA):

Os sedimentos do Devónico Inferior mostram evidências de instabilidade tectónica que marcam a passagem de margem passiva para o período orogénico do Ciclo Varisco.

Duas fases de deformação principais são reconhecidas ao nível da ZOM, uma primeira (que representa o principal evento) relacionada com a subducção no bordo sul (Araújo, 2006) e uma segunda relacionada com uma colisão intracontinental com a ZSP (Fonseca, 1995 e Quesada, 1992).

D1- A primeira fase de Deformação Varisca que afectou a ZOM iniciou-se no Devónico Inferior e estendeu-se até ao Devónico Médio (Ribeiro *et al.*, 2007). Este episódio corresponde a dobramentos deitados com clivagem de plano axial que transpõe a estratificação. A geometria da deformação original não é fácil de

reconstituir devido à sobreposição dos eventos de deformação posteriores mas parece haver uma predominância de eixos com direcção de N-S a NE-SW e com vergência para o quadrante W ou NW, confirmada por critérios sedimentares (Araújo *et al.*, 2006).

Durante esta fase ocorreram os processos de obducção do Terreno Ofiolítico do SW Ibérico (ver cap. 3.2.2) e de outros corpos ofiolíticos de menores dimensões (Sequências Ofiolíticas Internas de Pedro, 2004). O Terreno Ofiolítico do SW Ibérico é interpretados como o testemunho de uma bacia tipo back arc (Quesada *et al.*, 1994, Fonseca *et al.*, 1999), enquanto que as Sequências Ofiolíticas Internas são interpretadas por Pedro (2004) como testemunhos do Rheic.

D2- Esta fase de deformação ocorreu durante o Devónico Médio e o Carbónico (Ribeiro *et al.*, 2007) e é caracterizada por dobramentos com eixos NW-SE e com inclinação variável (em função da geometria da fase anterior), mas mergulhantes preferencialmente para o quadrante NW (Araújo *et al.*, 2006).

Algumas das principais megaestruturas da ZOM foram formadas durante esta fase.

Os sedimentos de fácies continentais do Carbónico Superior marcam o fim do Ciclo Varisco na ZOM. Segundo Ribeiro (2006) durante o Pérmico ainda ocorreu deformação intracontinental transcorrente seguida de colapso orogénico localizado.

O Ciclo alpino na ZOM é marcado por acidentes frágeis e não será abordado neste trabalho.

3.3.2 – LIMITES

O limite setentrional da ZOM é objecto de muita discussão, enquanto que o limite meridional é marcado numa posição que tem comum aceitação entre a maioria dos autores.

3.3.2.1 – LIMITE SETENTRIONAL

Existem três modelos principais no que se refere ao limite norte da Zona de Ossa-Morena.

- O modelo mais antigo coloca este limite no batólito de Los Pedroches e foi proposto por Lotze (1945) quando definiu a Zona de Ossa Morena. Julivert *et al.* (1974) volta a adoptar este modelo indicando este limite no cavalgamento de Ferreira do Zêzere.

- O segundo modelo foi proposto por Parga (1970) ao cartografar o limite norte da Zona de Ossa Morena na estrutura de Tomar-Badajoz-Córdoba. Robardet (1976) também defende esta hipótese no seguimento dos trabalhos de Bard (1971, 1973), Bladier & Laurent (1974), Capdevila (1976) e Arthaud and Matte (1975). Chacón & Pascual (1978) localizam este limite no bordo sul do anticlinal de Portalegre-Badajoz-Córdoba (falha de Azuaga). Alguns trabalhos importantes de síntese defendem também este modelo como as edições de Dallmeyer & Martínez García (1990) e de Gutiérrez-Marco *et al.* (1992). Em Portugal, Pereira (1999) e Pereira & Silva (2002) indicam este limite como sendo na Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança.

- San José *et al.*, (2004) defendem a hipótese da existência da Zona Lusitano-Marianica que teria o seu limite norte no Batólito de Los Pedroches-Nisa e o limite sul na falha de Malcocinado, ou seja esta zona tem como limite norte o limite proposto no primeiro modelo referido acima, enquanto que o limite sul é coincidente com o segundo modelo. A Zona Lusitano-Marianica seria uma zona de transição entre a Zona Centro Ibérica e a Zona de Ossa-Morena. Este trabalho ainda não foi assimilado pela maioria dos autores.

A localização do limite setentrional da Zona de Ossa-Morena é uma questão complexa pois no território português a Formação de Mosteiros (ZOM) aflora a Norte da Faixa Blastomilonítica enquanto que no território espanhol os Quartzitos Armoricanos (ZCI) afloram a sul da mesma (Araújo, inf. oral).

O limite entre a Zona Centro Ibérica e a Zona de Ossa Morena é um limite paleogeográfico complexo e a sua definição não será abordada neste trabalho.

3.3.2.2 – LIMITE MERIDIONAL

O limite sul da Zona de Ossa-Morena foi definido por Lotze (1945) à sul do “Maciço de Évora-Beja-Aracena”.

Desde 1945 parece ter havido alguma concordância entre os diversos autores em relação à este limite que era posicionado de acordo com a nomenclatura mais actual a sul do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches.

De acordo com a definição adoptada neste trabalho (Ribeiro, 2006), o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches é considerado como um Terreno independente da Zona de Ossa Morena (Terreno Ofiolítico do SW Ibérico, ver cap. 3.2.2). Por este motivo, considera-se que o limite setentrional da Zona de Ossa Morena encontra-se à norte do Terreno Ofiolítico do SW Ibérico, correspondendo a contactos intrusivos com o Maciço Ígneo de Beja e onde uma série de cavalgamentos colocam formações do Domínio do Maciço de Beja sobre este Terreno (Fonseca, 1989, 1995; Oliveira, 1990).

3.3.3 – SUBDIVISÕES DA ZONA DE OSSA MORENA

Existem várias propostas de subdivisões da ZOM (e.g.: Bard, 1969; Chacón *et al.*, 1974, 1983; Robardet, 1976; Delgado *et al.*, 1977; Quesada, 1983; Florido & Quesada, 1984; etc...), sendo de salientar a proposta de Apalategui *et al.* (1990) (fig.3.8).

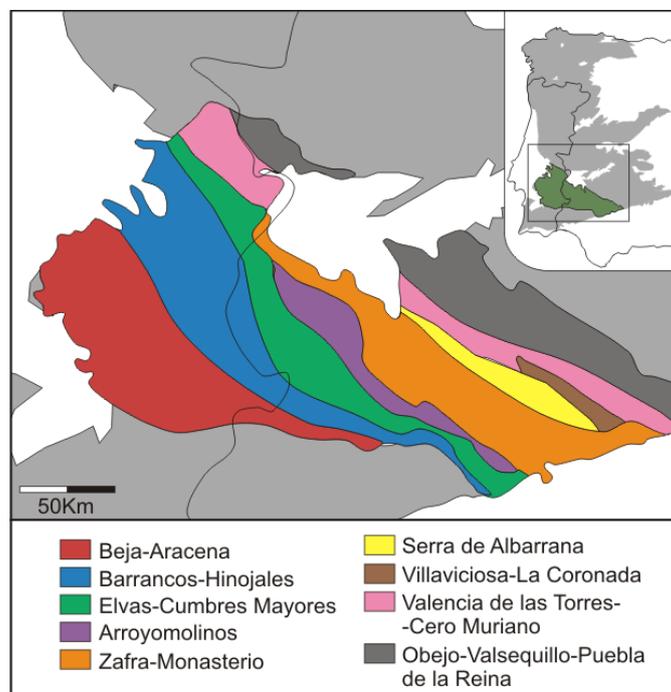


Fig. 3.8 – Simplificação da proposta de subdivisão da Zona de Ossa Morena em diferentes Domínios (Apalategui *et al.*, 1990).

De acordo com o trabalho de Ribeiro (2006) e com o exposto no capítulo 3.2.2 (fig.3.7), propõe-se aqui uma ligeira alteração à subdivisão “clássica” de Oliveira *et al.* (1991) (fig. 3.9).

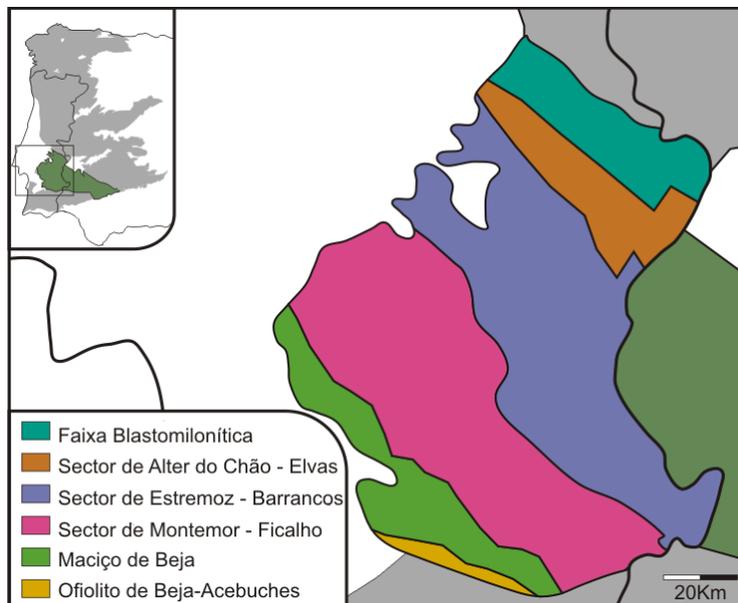


Fig. 3.9 – Simplificação da proposta de sectorização da Zona de Ossa-Morena em território Português por Oliveira *et al.* (1991).

Nesta proposta (fig.3.10) o termo Sector é substituído pelo termo Domínio (ver capítulo 3.2.2) e o Ofiolito de Beja-Acebuches não é incluído na Zona de Ossa-Morena, por pertencer à um Terreno Tectonoestratigráfico diferente (ver fig.3.7).

Devido ao facto de existirem várias sínteses de qualidade em relação aos aspectos estratigráficos e estruturais dos diferentes Domínios da ZOM, optou-se por fazer uma breve descrição destes Domínios, com a excepção do Domínio de Estremoz-Barrancos que será descrito em detalhe no capítulo 4.

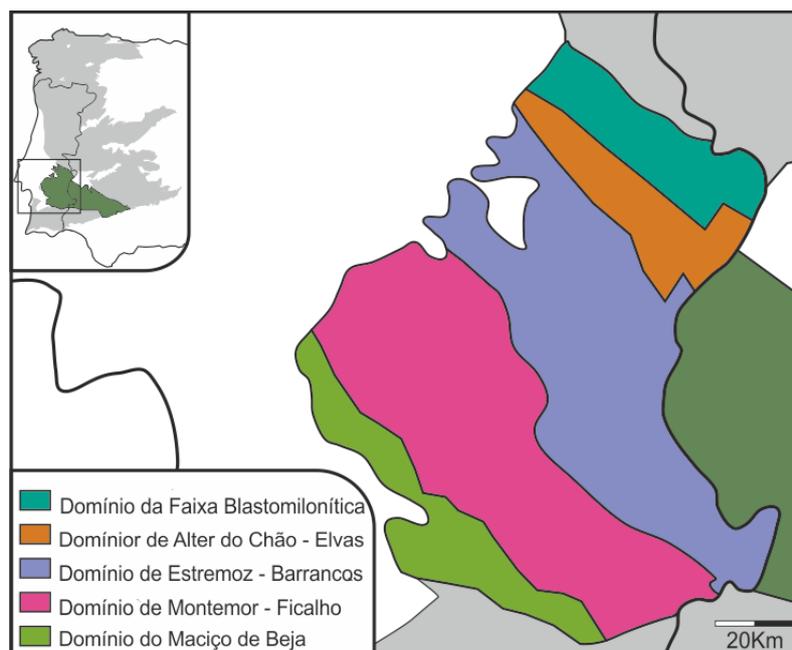


Fig. 3.10 – Proposta de subdivisão da Zona de Ossa-Morena em território Português de acordo com a subdivisão tectonoestratigráfica proposta por Ribeiro (2006) e baseado em Oliveira *et al.*(1991).

3.3.3.1 – DOMÍNIO DA FAIXA BLASTOMILONÍTICA

O Domínio da Faixa Blastomilonítica foi definido por Oliveira *et al.* (1991) e consiste numa importante estrutura em forma de *flower structure*.

É caracterizada por deformação e metamorfismo heterogéneos associados às diferentes sucessões proterozóicas, o que resulta num padrão cartográfico bastante complexo. Existem evidências de níveis crustais profundos que surgem ao lado de níveis superficiais (Pereira & Silva, 2006), confirmando assim a grande magnitude dos acidentes encontrados neste Sector.

Pereira (1999) e Pereira & Silva (2002) subdividiram este sector na Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (que inclui a Zona de Cisalhamento de Coimbra-Córdova e seu bordo setentrional) e na Megaestrutura de Assumar (que representa o bordo meridional da Zona de Cisalhamento de Coimbra-Córdova).

Este Domínio contacta a sul com o Domínio de Alter do Chão - Elvas através da Falha de Alter do Chão.

3.3.3.2 - DOMÍNIO DE ALTER DO CHÃO-ELVAS

Este Domínio apresenta uma importante sequência Câmbrica com grau metamórfico baixo (xistos verdes). Gonçalves (1971) e Oliveira *et al.* (1991)

identificam as seguintes formações: Série Negra, Formação Carbonatada, Formação de Vila Boim, Complexo Vulcano-Sedimentar da Terrugem e Formação de Fatuquedo.

O contacto a sul com o Domínio de Estremoz-Barrancos é interpretado por alguns autores como sendo um contacto estrutural (carreamento ou cavalgamento) (Gonçalves, 1971; Araújo, 1995 e Silva, 1997) enquanto que outros autores (Oliveira, 1984; Piçarra, 2000) defendem a hipótese deste contacto ser através de uma discordância Câmbrica-Ordovícica (ver cap. 4.1.1).

3.3.3.3 - DOMÍNIO DE ESTREMOZ-BARRANCOS

O limite sul materializa-se pelo carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1995).

Será apresentada uma discussão detalhada sobre este Domínio no capítulo 4.

3.3.3.4 - DOMÍNIO DE MONTEMOR-FICALHO

Este sector apresenta por vezes um grau metamórfico elevado, podendo atingir a facies eclogítica. Individualizam-se uma série de antiformas (Ficalho-Moura, Portel, Serpa, São Brissos, Alvito-Viana e Escoural) e ainda o sub-domínio de Santa Susana-Cabrela.

O limite sul faz-se com o Maciço de Beja através das antiformas de Serpa e Viana do Alentejo, não sendo marcado por nenhum acidente tectónico visível (Araújo *et al.*, 2006).

3.3.3.5 – DOMÍNIO DO MACIÇO DE BEJA

Alguns autores definem este Domínio como um subdomínio do Domínio de Montemor-Ficalho. Neste trabalho mantém-se a subdivisão sugerida por Oliveira *et al.* (1991).

Este Domínio é constituído por vários corpos plutónicos, dos quais se destacam os Gabros de Beja, os Gabros e Dioritos de Cuba- Alvito e os Porfiróides de Baleizão.

É individualizado o subdomínio de Santa Susana-Odivelas constituído pelos complexos vulcano-sedimentares de Odivelas e da Toca da Moura.

O limite sul do Domínio do Maciço de Beja é coincidente com o contacto entre o Terreno Ibérico e o Terreno Ofiolítico do SW Ibérico (ver cap. 3.2.2).

CAPÍTULO 4

DOMÍNIO DE ESTREMOZ- BARRANCOS

DOMÍNIO DE ESTREMOZ-BARRANCOS

O Domínio de Estremoz-Barrancos foi definido por Oliveira *et al.* (1991) utilizando a nomenclatura de “Sector de Estremoz-Barrancos”, sendo essencialmente constituído por formações de natureza sedimentar com intercalações de metavulcanitos. Este Domínio é equivalente a parte do Domínio de Barrancos-Hinojales (Apalategui *et al.*, 1990) no território nacional.

Uma particularidade deste domínio é o Baixo grau metamórfico observado nas Formações existentes, este nunca ultrapassando os Xistos Verdes (isógrada da clorite) (Borrego, 2009).

Sínteses mais recentes específicas sobre este Domínio foram realizados por Piçarra (2000), Robardet & Gutiérrez-Marco (2004) e Araújo *et al.* (2006).

4.1 - LIMITES

4.1.1 - LIMITE SETENTRIONAL

O contacto do Domínio de Estremoz-Barrancos com o Domínio de Alter do Chão-Elvas tem sido tema de inúmeras publicações existindo ainda alguma discórdia em relação à natureza deste contacto.

A estrutura da Juromenha foi primeiramente reconhecida na carta geológica de Gonçalves (1970) e seguidamente pelo mesmo autor em Gonçalves (1971) e Gonçalves & Coelho (1974), utilizando o argumento da existência de um contacto mecânico entre o Câmbrico e o Silúrico e a existência de janelas do Silúrico no interior do Câmbrico. Este mesmo autor ainda afirma que o carreamento da Juromenha foi redobrado por uma fase de deformação posterior. Vauchez (1975) também refere ao carreamento e indica uma deslocação de cerca de 10 Km.

O carreamento da Juromenha foi posteriormente confirmado por Perdígão & Correia (1976), Ribeiro *et al.* (1979), Gonçalves (1982), Chacon *et al.* (1983), Araújo *et al.* (1994) e Araújo (1995).

Em 1984, Oliveira defendeu um modelo de contacto por uma discordância Câmbrico-Ordovícica marcada por um nível quartzítico com impregnações de Ferro e

Manganês, passando localmente a um conglomerado. Este modelo é defendido também por Liñan & Quesada (1990), Oliveira *et al.* (1991), Oliveira *et al.* (1992), Piçarra (2000) e Borrego (2009).

Silva (1997 e 1998) apoia a hipótese de contacto estrutural, mas desvaloriza a importância deste defendendo um modelo de cavalgamento ao invés de carreamento, através da existência de uma estrutura maior vergente para sudoeste (em oposição ao Anticlinal de Estremoz vergente para Nordeste) que dissimula uma discordância anterior.

Lopes (2003) apoia a hipótese de contacto estrutural através de uma *flower* negativa, em articulação com a *flower* positiva do sector a Norte (Pereira & Silva, 2001, 2002).

Foi colhida uma amostra de um clasto arredondado de granitóide, com cerca de 3 Kg, encontrado no seio do Conglomerado de São Romão, localizado na continuidade dos níveis de Fe e Mn considerados por Gonçalves (1982) como marcadores do carreamento da Juromenha. A análise microscópica desta rocha mostra textura com aspecto granofírico com quartzos automórficos e com intercrescimentos com feldspato, envoltos numa matriz quartzo-feldspática, micro a criptocristalina (fig. 4.1a). A microestrutura da rocha não evidencia sinais de forte deformação, sem evidências de subgranulação ou de lamelas de deformação os grãos de quartzo relativamente bem preservados.

A matriz deste conglomerado tem ainda preservada a textura clástica sedimentar apesar de uma forte reorientação dos minerais micáceos (fig. 4.1b).

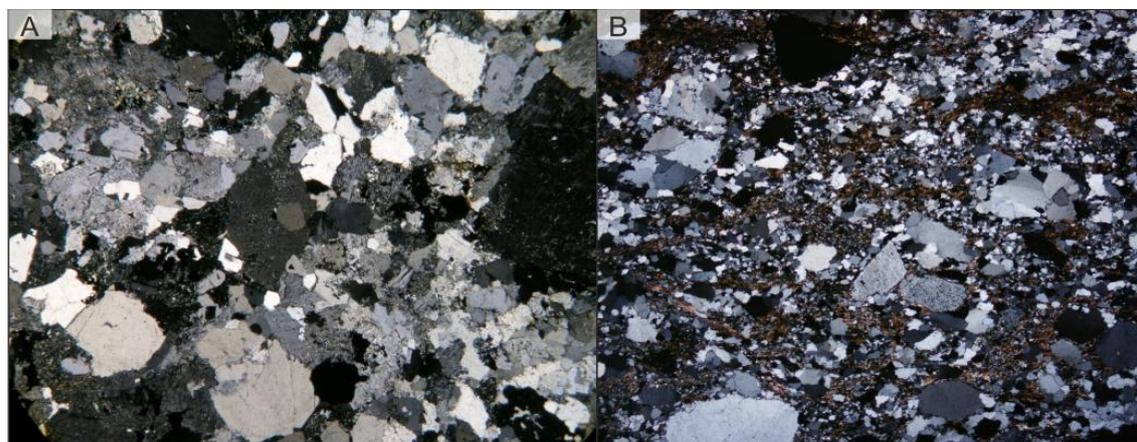


Fig. 4.1 – a. Aspecto em lâmina delgada do clasto de granitóide da Formação de São Romão; b. Textura clástica da matriz envolvente do clasto de granitóide.

Devido ao aspecto relativamente pouco deformado do granitóide, ponderou-se a hipótese de esta rocha ter uma idade relativamente recente, o que implicaria que o conglomerado de S. Romão fosse um depósito orogénico, formado no Paleozóico Superior. No caso de se confirmar esta suspeita o modelo de uma discordância cambro-ordovícica proposto para este limite, teria que ser definitivamente afastado. Assim, procedeu-se a uma datação radiométrica no Laboratório GeoPlasma do Museu de História Natural de Senckenberg (Dresden) utilizando o procedimento padrão deste laboratório com um ICP-MS Thermo Fisher Scientific conectado a um sistema Laser New Wave UP-193.

A análise dos resultados (fig.4.2) mostra uma idade de intrusão de 543 ± 2 Ma com alguma herança de núcleos de zircões mais antigos. Esta idade demonstra que este granitóide se terá formado na fase terminal da Orogenia Cadomiana (Pereira *et al.*, 2006).

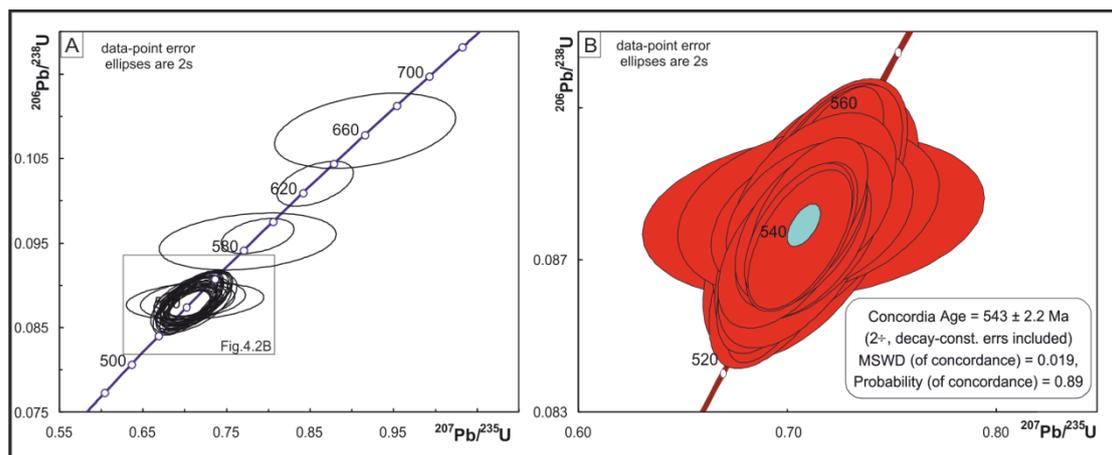


Fig. 4.2 – Gráficos de Concordia para os zircões analisados.

Esta idade vai de acordo com todos os modelos atrás descritos, não permitindo um esclarecimento definitivo das diferentes hipóteses para este limite.

O facto de o conglomerado ter clastos de litologia ígnea com 543 Ma significa que provavelmente este resulta da erosão de relevos Precâmbrios durante a fase de margem passiva varisca (Paleozóico Inferior), mais do que durante a fase orogénica (Paleozóico Superior), o que vai de encontro ao modelo de discordância Cambro-ordovícica (Oliveira, 1984).

4.1.2 - LIMITE MERIDIONAL

Existe consenso em considerar o limite sul deste Domínio como sendo coincidente com o o carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1986, 1989 e 1995), que marca o contacto com o Domínio de Montemor-Ficalho.

Este acidente complexo foi estudado em pormenor por Borrego (2009). Segundo este mesmo autor o referido carreamento é composto por um bloco inferior (Complexo Filonítico de Moura), uma zona de imbricação (Metabasitos de Santo Aleixo) e um bloco de tecto (Metabasitos de Santo Aleixo e Formação de Ossa). Toda a estrutura apresenta de forma geral uma vergência para sudoeste.

4.2 – SUBDIVISÕES

Com base nas características estruturais e litológicas é possível individualizar dois subdomínios: O subdomínios do Anticlinal de Estremoz e Ferrarias e o subdomínio do Sinclinal de Terena (fig.4.3) (Araújo *et al.*, 2006). Devido às suas características peculiares, o Complexo Ígneo de Barrancos não é considerado como pertencente aos subdomínios aqui descritos.

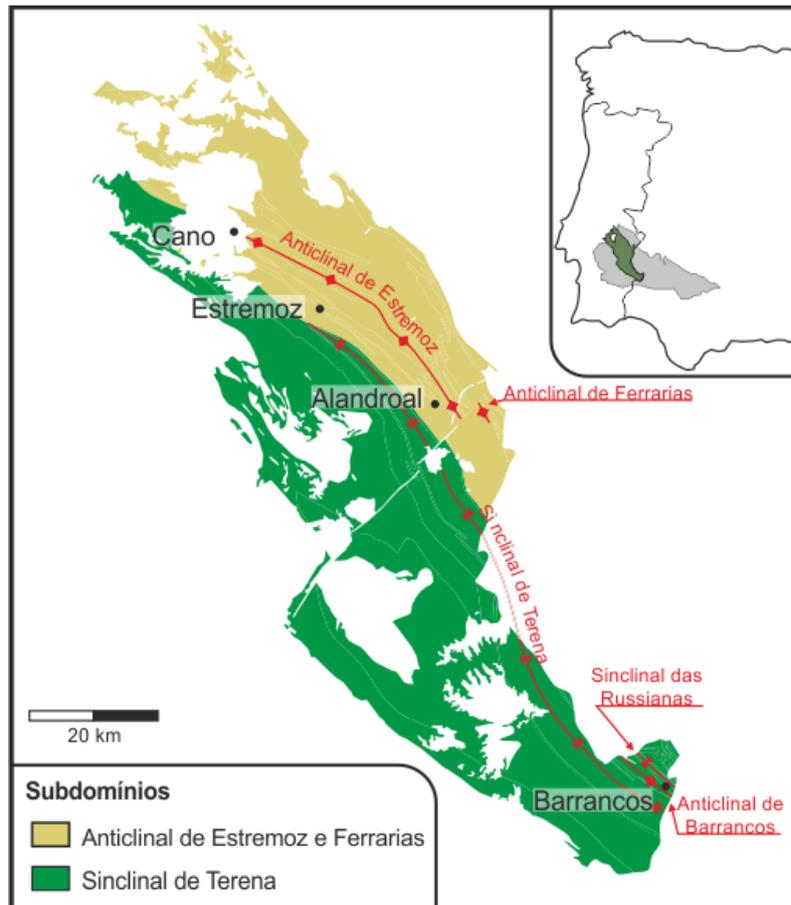


Fig. 4.3 – Subdivisões do Domínio de Estremoz-Barrancos com indicação das estruturas principais.

É de se referir que as características geográficas, climatéricas e litológicas desta região não favorecem a existência de afloramentos com qualidade e extensão apropriadas para um estudo detalhado, sendo este facto agravado pela existência de um deficiente rede viária que dificulta o acesso a determinadas regiões.

4.2.1 – SUBDOMÍNIO DO ANTICLINAL DE ESTREMOZ E FERRARIAS

As formações deste subdomínio foram inicialmente definidas recorrendo a correlação com as formações do Domínio de Alter do Chão-Elvas. A nomenclatura e

definição destas formações tem vindo a ser alteradas gradualmente para ir de encontro com as definidas no próprio Domínio de Estremoz-Barrancos.

A estrutura anticlinal principal é bordeada pelo Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonato de Estremoz (CVSCE) e estende-se ao longo de cerca de 40 Km desde a região de Cano até ao Alandroal num alinhamento com direcção N50W.

A geometria clássica de anticlinal deste subdomínio é colocada em causa por Araújo, 1989; Silva *et al.*, 1994. Segundo estes, este subdomínio pode corresponder à uma estrutura mais complexa com uma fase de descolamento importante (ver capítulo 4.5 para uma discussão mais detalhada).

Na região sudeste deste subdomínio observam-se um conjunto de associações litológicas peculiares que podem eventualmente pertencer ao Complexo Ígneo de Barrancos (Araújo *et al.*, 2006) que serão descritas no capítulo 4.3.3.

4.2.2 – SUBDOMÍNIO DO SINCLINAL DE TERENA

Este subdomínio apresenta a sucessão litológica típica do Domínio de Estremoz-Barrancos.

A estrutura principal é formada por um sinclinal assimétrico nucleado na Formação de Terena (fig. 4.5). Este sinclinal estende-se desde a região de Estremoz até Almadén de la Plata em Espanha ao longo de cerca de 170 Km com uma forma sinusoidal com direcções que variam desde N70W a N10W.

Também são incluídos neste subdomínio o Anticlinal de Barrancos e o Sinclinal de Russianas. (fig. 4.2)

À semelhança do subdomínio do Anticlinal de Estremoz e Ferrarias, também ocorrem afloramentos do Complexo Ígneo de Barrancos que será discutido em pormenor no capítulo 4.3.3.

Visto a estrutura deste Subdomínio ser um tema chave deste trabalho, esta será analisada em pormenor no capítulo 4.5.

4.3 – LITOSTRATIGRAFIA

Serão descritas a seguir as unidades litostratigráficas aflorantes no Domínio de Estremoz-Barrancos. Serão utilizadas as nomenclaturas e definições de escala regional, evitando-se as nomenclaturas locais e a “sequência tipo” utilizada será a descrita por Araújo *et al.* (2006) (fig. 4.4).

Sistema	Série	Anticlinal de Estremoz		Sinclinal de Terena			
		Oliveira <i>et al.</i> (1991)	Araújo <i>et al.</i> (2006)	Perdigão <i>et al.</i> (1982) - oriental	Oliveira <i>et al.</i> (1991)	Piçarra (2000)	Araújo <i>et al.</i> (2006)
Devónico	Superior			Fm. Terena	Fm. Terena		
	Médio			Fm. das Russianas			
	Inferior		C.V.S.C. Estremoz	?	Fm. Russianas	Fm. Terena	Fm. Terena
Silúrico	Pridoliano			Fm. Xistos Raiados	Fm. Xistos Raiados	Fm. Russianas	Fm. Monte Russianas
	Ludloviano	Xistos Negros, Liditos e Vulcanitos	?	?		Fm. Xistos Raiados	Fm. Xistos Raiados
	Wenloquiano			Fm. Xistos c/ Nódulos	Fm. Xistos c/ Nódulos		
	Llandoveryano	?		Fm. Xistos c/ Nódulos		Fm. Xistos c/ Nódulos	Fm. Xistos c/ Nódulos
Ordovícico	Superior		C.V.S.C. Estremoz	Fm. de Colorada	Fm. de Colorada	Fm. Colorada	Fm. de Colorada
	Médio			Fm. de Barrancos	Fm. de Barrancos	Fm. Phyllocitites	Fm. de Barrancos
	Inferior			Fm. de Barrancos ?			Fm. Xistos Phyllocitites
Cámbrico	Furongiano			Fm. de Fатуquedo		Fm. de Barrancos	Fm. de Barrancos
	Série 3	?			Fm. de Ossa	Fm. de Ossa	Fm. de Ossa
	Série 2						?
	Terreneuviano	Fm. Dolomítica	Fm. Dolomítica				
Ediac.		Fm. de Mares	Fm. de Mares				

Fig. 4.4 – Sucessão estratigráfica do Domínio de Estremoz-Barrancos (adapt. Perdigão *et al.* (1982), Oliveira *et al.* (1991), Piçarra (2000) e Araújo *et al.* (2006)). Escala cronoestratigráfica adaptada de Ogg (2009).

As unidades litostratigráficas referenciadas neste capítulo estão representadas na carta geológica da figura 4.5. Esta carta foi adaptada utilizando como base a carta 1:500 000 de Oliveira *et al.* (1992) com adaptações de acordo com o trabalho de Piçarra (2000) e de Borrego (2009).

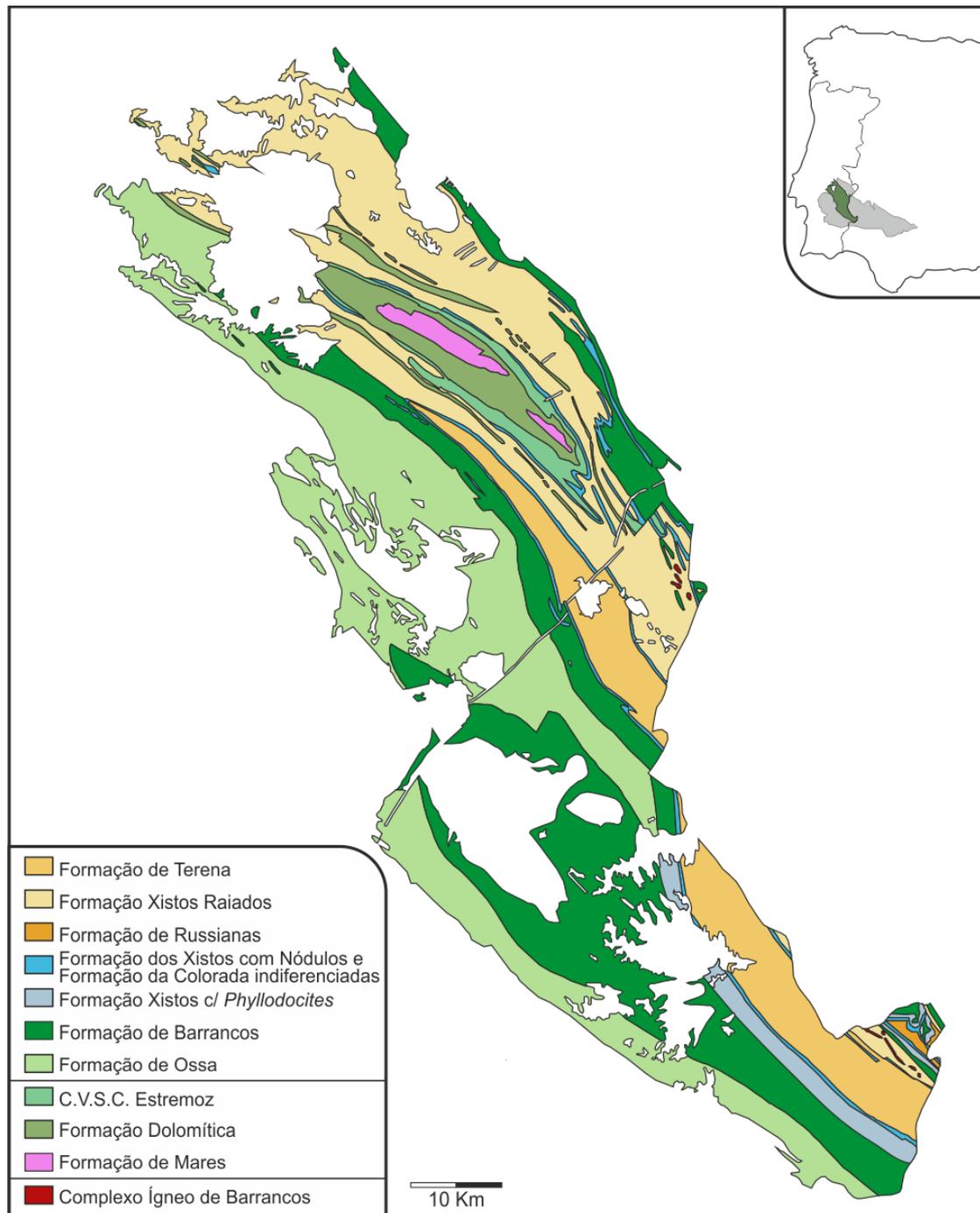


Fig. 4.5 – Formações do Domínio de Estremoz- Barrancos (adapt. Oliveira *et al.*, 1992, Piçarra, 2000 e Borrego, 2009).

4.3.1 – SUBDOMÍNIO DO ANTICLINAL DE ESTREMOZ E FERRARIAS

4.3.1.1 – FORMAÇÃO DE MARES

Os afloramentos da Formação de Mares encontram-se dispersos exclusivamente no subdomínio do Anticlinal de Estremoz e Ferrarias (fig.4.6) no núcleo do anticlinal de

Estremoz (no eixo Borba – Vila Viçosa). Esta Formação foi definida por Delgado (1904-1907) utilizando a nomenclatura “Xistos de Mares”.



Fig.4.6 – Localização da Formação de Mares (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

As litologias dominantes são xistos negros, chertes e grauvaques correlacionáveis com a Formação de Mosteiros (Domínio da Faixa Blastomilonítica) sendo considerada portanto Neo-Proterozóica.

4.3.1.2 – FORMAÇÃO DOLOMÍTICA

Esta Formação aflora exclusivamente no subdomínio do Anticlinal de Estremoz com afloramentos a bordejar a Formação de Mares e em estreitas faixas com orientação NW-SE (fig. 4.7).

Esta unidade foi descrita por Gonçalves & Coelho (1974) e definida formalmente por Oliveira *et al.*, 1991. Oliveira (1984) define uma nomenclatura local “Formação de Ferrarias” e Carvalhosa *et al.* (1987) utiliza a terminologia “Formação Dolomítica de Estremoz”.



Fig.4.7 – Localização da Formação Dolomítica (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

A base desta Unidade é constituída rochas vulcanoclásticas consideradas como possível marcador de uma discordância do Câmbrio Inferior com o soco Proterozóico. Araújo *et al.* (2006) sugerem uma correlação deste membro com a “Série Clástica” do Câmbrio de Elvas (Gonçalves, 1971) ou com “rochas de natureza arcósica, com níveis conglomeráticos na base, passando a alternâncias de arenitos e argilitos” do Câmbrio de Oguela (Pereira & Silva, 2001).

Esta Unidade é constituída por calcários dolomíticos com intercalações de níveis siliciosos e vulcanitos ácidos. O topo desta é constituído por abundantes níveis siliciosos com cristais de sulfuretos com pseudomorfoses para óxidos de Ferro e Manganês. Este nível é interpretado como uma lacuna responsável pela ausência do Câmbrio Médio e Superior e por um episódio de carsificação das litologias carbonatadas (Oliveira, 1984; Carvalhosa *et al.*, 1987; Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra & Le Menn, 1994; Piçarra, 2000 e Lopes, 2003).

A Formação Dolomítica assenta em discordância sobre a Formação de Mares e devido à ausência de informação biostratigráfica, tem vindo a ser-lhe atribuídas várias idades ao longo do tempo. Delgado (1870) considera esta unidade como sendo Precambrica, Costa (1931) propõe a idade Câmbrica enquanto que Gonçalves (1971)

aponta para o Câmbrio inferior. A proposta de Gonçalves (1971) é a mais aceite actualmente e correlação com a Formação Carbonatada do Domínio de Alter do Chão-Elvas (Oliveira & Piçarra, 1986) que por sua vez prolonga-se para Espanha (Calcários de Alconera) onde foram datados com base em trilobites (Piçarra, 2000). A “Formação de Ferrarias” foi inicialmente considerada Silúrica por Perdigão & Correia (1976), mas actualmente é considerada também pertencente ao Câmbrio Inferior (Oliveira, 1984; Piçarra & Le Menn, 1994).

4.3.1.3 – COMPLEXO VULCANO SEDIMENTAR CARBONATADO DE ESTREMOZ

Esta Unidade encontra-se a bordar superiormente a Formação Dolomítica (fig. 4.8) e é constituída por mármore e calcxistos com intercalações de rochas vulcânicas ácidas e básicas em aparente concordância com a Formação Dolomítica (Araújo *et al.*, 2006). As rochas carbonatadas apresentam carsificação intensa com cavidades de grande dimensão (decamétricas) preenchidas por vezes por xistos.

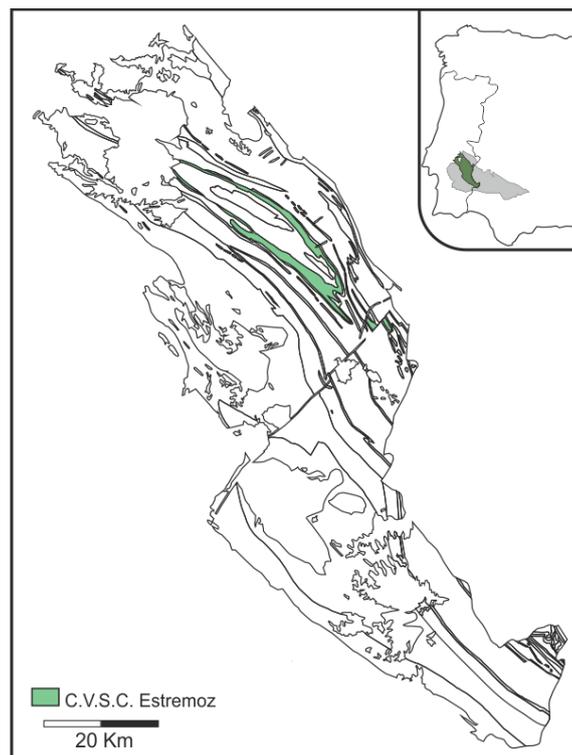


Fig.4.8 – Localização do Complexo Vulcano Sedimentar Carbonatado de Estremoz (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Oliveira (1984) identifica a Formação de Saboeiros na Antiforma de Ferrarias que foi interpretada como sendo equivalente ao CVSCE (Oliveira, 1984; SGP, 1992;

Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2006). Lopes (2003) indica características detríticas nos carbonatos da Antiforma de Ferrarias, sugerindo a diferenciação destas duas unidades.

As rochas vulcânicas máficas foram identificadas como tendo uma composição intermédia entre basaltos alcalinos e traquiandesitos por Mata & Munhá (1985) enquanto que as félsicas foram consideradas peralcalinas por Coelho & Gonçalves (1970) e Gonçalves & Coelho (1974) e como subalcalina por Mata & Munhá (1985).

A idade desta Unidade continua a ser tema de discussão. Foi considerada como do Câmbrio Inferior (Carvalho *et al.*, 1971), Câmbrio-Ordovícica (Gonçalves & Coelho, 1974), Silúrico (Perdigão & Correia, 1976), Ordovícico (Oliveira, 1984, Carvalhosa *et al.*, 1987 e Oliveira *et al.*, 1991), não inferior ao Ordovícico Médio (Piçarra & Le Menn, 1994) e mais recentemente Silúrico Superior-Devónico (Sarmiento *et al.*, 2000 e Piçarra, 2000).

A idade proposta por Sarmiento *et al.* (2000) (Silúrico Superior-Devónico) é baseada em fragmentos de conodontes *Ozorkodina? sp.* e *Oulodus? sp.* e se vier a ser confirmada, implicará importantes alterações na estratigrafia deste Domínio: uma discordância importante entre os Calcários Dolomíticos e o CVSCE, discordâncias internas ao CVSCE ou uma amplitude de idade desde o Câmbrio Inferior até o Devónico para os CVSCE. Estes fragmentos encontram-se em mal estado de preservação e segundo estes mesmos autores (Piçarra & Sarmiento, 2006) podem ter sido depositados em cavidades cársticas preenchidas por carbonatos mais recentes. Piçarra & Le Menn (1994) indicam uma idade não inferior ao Ordovícico Médio, baseando-se em restos de crinóides mal preservados e Silúrico (Superior?) - Devónico com base em crinóides..

Piçarra (2000) também sugere uma equivalência temporal entre os “Mármore de Estremoz” do Complexo Vulcânico Sedimentar Carbonatado de Estremoz e o Complexo Ígneo de Barrancos.

4.3.2 - SUBDOMÍNIO DO SINCLINAL DE TERENA

4.3.2.1 – FORMAÇÃO DE OSSA

A Formação de Ossa ocupa uma vasta área do subdomínio do Sinclinal de Terena e localiza-se junto ao limite sul do Domínio de Estremoz-Barrancos (fig.4.9). Foi primeiramente definida por Carvalhosa (1983) como Grupo de Ossa e posteriormente

por Carvalhosa *et al.* (1987) como Formação de Ossa. Oliveira *et al.* (1991) estima a espessura desta unidade em cerca de 3000 metros.

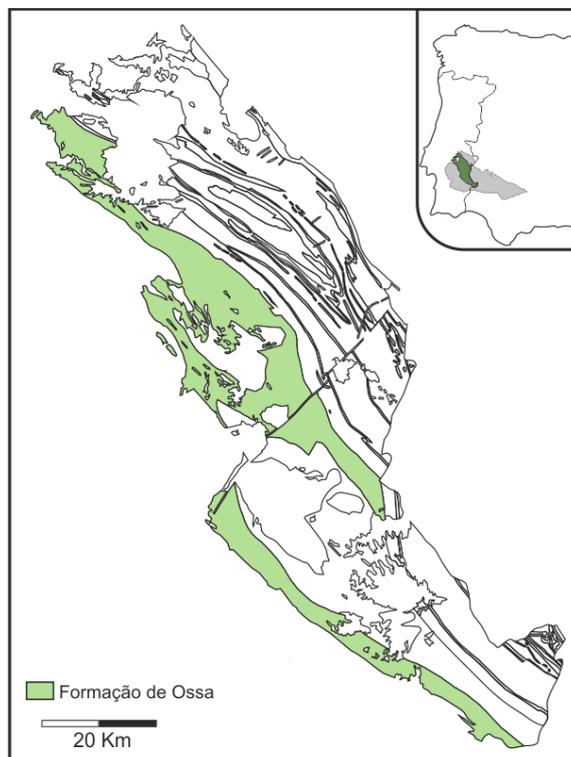


Fig.4.9 – Localização da Formação de Ossa (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

É constituída por xistos, psamitos e grauvaques com passagem ao topo para níveis de tonalidade roxa que passam gradualmente à Formação de Xistos de Barrancos (Oliveira, 1992; Araújo, 1995 e Piçarra, 2000). Segundo Carvalhosa *et al.* (1987) e Oliveira *et al.* (1991) existe uma tendência para esta Formação ser mais grauvacóide na parte superior.

Borrego (2009) propõe a subdivisão desta Formação em dois membros: um inferior chamado “Membro Psamítico da Formação de Ossa” e outro superior chamado “Membro Pelítico da Formação de Ossa”. Este mesmo autor assume a ocorrência de importantes variações regionais mas defende que esta subdivisão é válida nas imediações do Rio Guadiana.

O Membro Psamítico de Borrego (2009) é constituído por litologias metapsamíticas e metapelíticas esverdeadas depositadas em leitos centimétricos enquanto que o Membro Pelítico é constituído por metapelitos cinzento azulados a cinzento rosado com intercalações de metasiltitos e metarenitos finos rosados.

Os níveis inferiores da Formação de Ossa são constituídos pelos “vulcanitos de Santo Aleixo da Restauração”. Estes “vulcanitos” são compostos por rochas vulcânicas básicas (Carvalho, 1987 e Ribeiro *et al.*, 1992) constituídos predominantemente por tufos finos a grosseiros e rochas espilíticas (Piçarra *et al.*, 1992) e por vezes com ocorrência de *pillow lavas* (Araújo, 1989). Borrego (2009) considera estes níveis com uma hierarquia mais alta e utiliza a designação de “Formação de Metabasitos de Santo Aleixo”. Esta unidade também foi referida regionalmente como “Formação de Monte Barbosa” (Araújo, 1989, 1995).

No que se refere a idade desta Formação, foi considerada do Câmbrio-Ordovício Inferior? por Carvalhosa & Zbyzewski (1994), Câmbrio Médio? por Oliveira *et al.* (1991) e Câmbrio Superior? por Carvalhosa (1983) e Piçarra *et al.* (1992). À semelhança de outras Formações deste Domínio, a ausência de registo fóssilífero implica a datação apenas por correlação. Admite-se uma correspondência com a Formação de Fatuquedo (Domínio de Alter do Chão Elvas) que por sua vez é correlacionada pelo menos parcialmente com a Formação de Umbria Pipeta (Espanha) com acritarcas do Câmbrio Médio (Mette, 1989) o que leva à atribuição desta idade de e eventualmente Câmbrio Superior para esta Unidade (Piçarra & Gutierrez-Marco, 1992).

4.3.2.2 – FORMAÇÃO DE BARRANCOS

Esta formação tem uma distribuição ampla no Domínio de Estremoz-Barrancos (fig. 4.10) e foi inicialmente definida por Delgado (1908) como “Schistes fins, gris, verdâtres et violets de Barrancos, avec de rares empreintes de Néréites”. Perdigão *et al.* (1982) utiliza a nomenclatura de “Xistos de Barrancos” seguido por Oliveira (1992) e Piçarra *et al.* (1992). Araújo (1989) descreve a Formação do Meirinho e Oliveira (1984) a Formação de Nave-Vara que são equivalentes à esta unidade.

Esta Unidade está em aparente concordância sobre a Formação de Ossa e é constituída por mais de 1000 metros (Oliveira *et al.*, 1991) de uma sequência xistenta com uma importante sequência vulcânica na base (Complexo Vulcano-sedimentar de São Marcos do Campo). De acordo com Piçarra (2000) a espessura desta unidade poderá ser de algumas centenas de metros à cerca de um quilómetro.

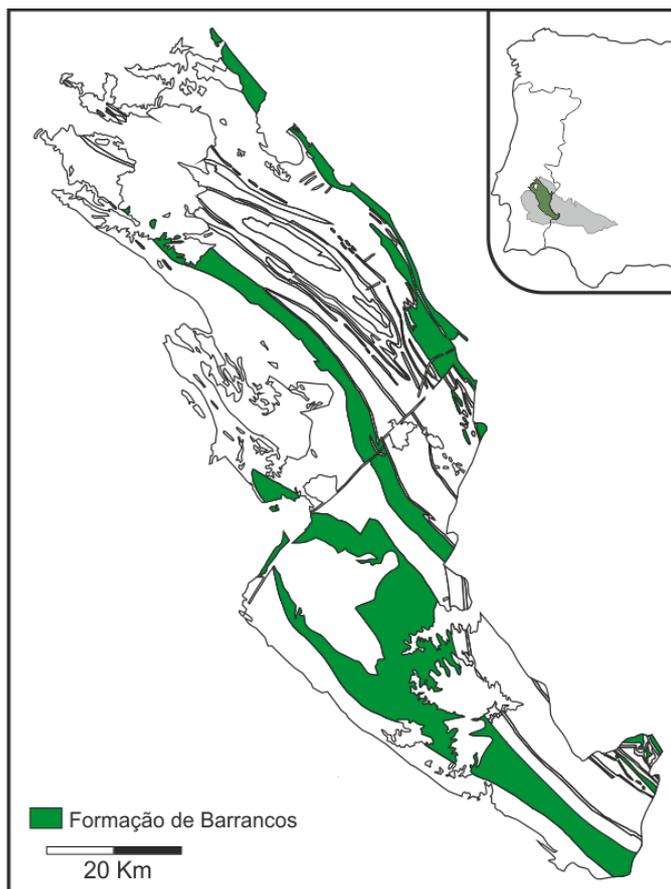


Fig.4.10 – Localização da Formação de Barrancos (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

A sequência vulcano-sedimentar é formada essencialmente por rochas vulcânicas básicas com xistos “borra de vinho” associados (Araújo, 1989) que segundo Mata *et al.* (1993) apresentam assinatura geoquímica do tipo orogénico. Segue-se em aparente concordância uma sequência composta por xistos cinzento-escuros, esverdeados e roxos com algumas intercalações de psamitos.

O único grupo fóssil encontrado nesta Unidade são restos de esponjas (Delgado, 1891) com valor estratigráfico reduzido. Por este motivo, esta formação que foi inicialmente considerada silúrica por Delgado (1908) e Costa (1931) é considerada actualmente do Câmbrio Superior à Ordovício Inferior, devido ao seu enquadramento entre a Formação de Ossa e a Formação de Xistos com *Phyllocytes*.

4.3.2.3 – FORMAÇÃO DOS XISTOS COM *PHYLLOCYTES*

Esta Unidade aflora nos flancos do Sinclinal de Terena com duas a três centenas de metros de espessura (Piçarra, 2000), sempre associada aos níveis superiores da

Formação de Barrancos (fig. 4.11) e é equivalente à Formação de São Gens (Borrego, 2009).

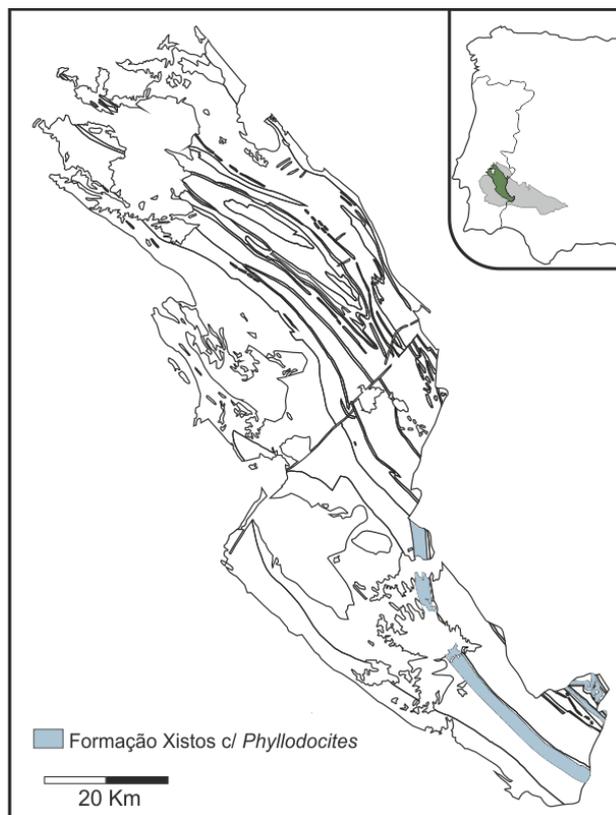


Fig.4.11 – Localização da Formação dos Xistos com *Phyllodocites* (adapt. Oliveira *et al.*, 1992, Piçarra, 2000 e Borrego, 2009).

Foi definida pela primeira vez por Delgado (1908) como “Schistes à *Phyllodocites* de la Pedreira de Mestre Andre avec *Didymograptus sparsus* et des restes de végétaux marins très abondants” e posteriormente por Perdigão *et al.* (1982).

A litologia dominante desta unidade são pelitos e psamitos finos esverdeados dispostos em laminação fina. De acordo com Borrego (2009) observa-se superiormente, nos últimos metros desta Formação, uma tendência para que as litologias tornem-se mais finas e empobrecidas em leitos siltíticos quartzíticos. Esta informação é contraditória com a encontrada por Araújo *et al.* (2006) que defende uma tendência mais grosseira para o topo desta Unidade.

É de salientar a abundância de icnofósseis encontrados nesta Formação e uma jazida clássica destes, a Pedreira do Mestre André em Barrancos. Segundo Borrego (2009) apesar da abundância local, os icnofósseis não estão presentes em toda esta Unidade o que levou a este autor preferir a nomenclatura “Formação de São Gens” em

oposição à “Xistos com *Phyllocytes*“. Piçarra (2000) identifica indícios dos géneros Nereites, *Phyllocytes*, *Dictyodora*, *Lophoctenium*, *Chondrites*, *Oldhamia*, *Zoophycos*, *Palaeophycus*, *Gordia*, *Didymaulichnus* e *Diplichnites*.

A diferenciação do limite inferior desta unidade com a Formação de Barrancos e do limite superior com a Formação da Colorada é por vezes bastante complexa. Isto levou a que Perdigoão *et al.* (1982) e Piçarra (2000) incluíssem esta unidade na Formação de Barrancos na carta geológica de Barrancos e na Carta do Anticlinal de Estremoz respectivamente. Por este mesmo motivo Robardet & Gutiérrez-Marco (2004) considera esta como um membro da Formação de Barrancos. As cartas geológicas espanholas também não diferenciam esta unidade, integrando-as nos “Esquistos de Barrancos” ou na “Formación Barrancos” (Piçarra, 2000).

No que se refere à idade, foi estabelecida inicialmente a idade Silúrica por Teixeira (1981) e por Perdigoão (1980). Posteriormente foram identificados graptólitos do Arenigiano Superior (Gutiérrez-Marco, 1982) e acritacas do Arenigiano-Lanvimiano (Cunha & Vanguetaine, 1988), o que permite atribuir a idade de Arenigiano Superior (Ordovício Inferior) à parte superior desta Unidade.

4.3.2.4 – FORMAÇÃO DA COLORADA

Esta Formação aflora ao longo de faixas estreitas a bordejar o Anticlinal de Estremoz, o Sinclinal de Terena e o Sinclinal das Russianas. Devido à reduzida amplitude cartográfica desta unidade, esta foi representada conjuntamente com a Formação dos Xistos com Nódulos na figura 4.12. Foi definida inicialmente por Delgado (1908) como “Grauvaques da Serra Colorada” e posteriormente descritas por Perdigoão, 1980 e Oliveira, 1992. É equivalente à Formação do Vale da Ursa de Oliveira (1984).

O seu reconhecimento no flanco oriental do Sinclinal de Terena deu-se somente em 1992 por Piçarra *et al.* Perdigoão *et al.* (1982) havia cartografado esta unidade como sendo um nível basal da Formação de Terena.

Esta Unidade assenta em aparente concordância sobre a Formação dos Xistos com *Phyllocytes* e tem uma espessura variável entre 20 metros na região do Anticlinal de Estremoz até cerca de 200 metros em Barrancos (Piçarra, 2000) e é constituída por pelitos, psamitos, quartzitos e por vezes conglomerados. De acordo com Borrego

(2009) o contacto com a Formação dos Xistos com *Phyllodocites* pode ser através de uma paraconformidade, o que explicaria o considerável lapso temporal entre estas duas formações.

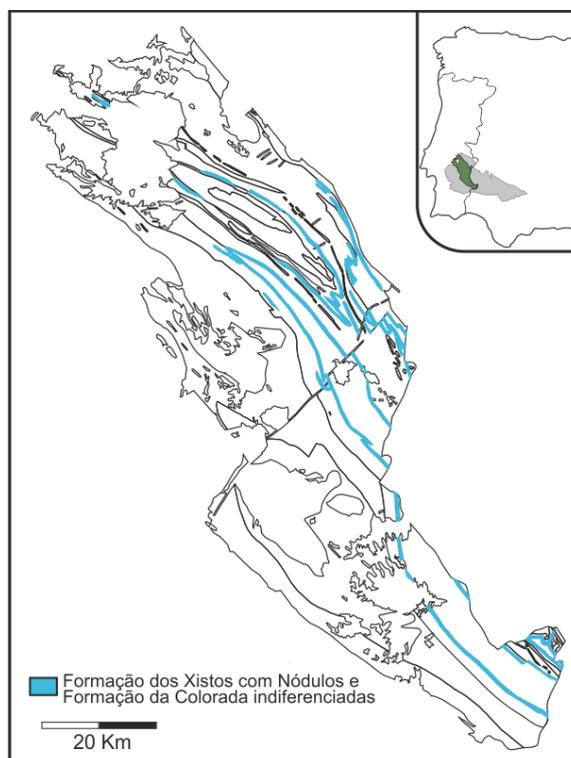


Fig.4.12 – Localização da Formação dos Xistos com Nódulos e da Formação da Colorada (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

A idade da Formação da Colorada foi atribuída por Piçarra *et al.* (1995) ao Silúrico Inferior baseado em graptólitos situados no níveis quartzíticos superiores. Robardet & Gutiérrez-Marco (2004) questiona esta idade devido ao facto das fácies glaciogénicas observadas nesta formação serem típicas do Ordovícico Superior em toda a parte norte de província gondwanica.

4.3.2.5 – FORMAÇÃO DOS XISTOS COM NÓDULOS

Esta formação depositou-se em aparente concordância sobre a Formação da Colorada, tem uma espessura de cerca de 40 metros (100 a 150 metros de acordo com Oliveira *et al.*, 1991) e é equivalente à Formação de Mociços ou Formação da Charneca (Oliveira, 1984), à Formação das Hortinhas (Carvalhosa *et al.*, 1987) e aos “liditos e xistos associados” de Perdigão (1980). Em Espanha é equivalente às “liditas e pizarras negras” (Vegas *et al.*, 1975), aos “Graptolithenschifer” de Kalthoff (1963) e

às “Ampelitas y Liditas Negras” da carta geológica de Oliva de la Frontera e Encinasola.

Devido à sua expressão cartográfica reduzida à escala do Domínio de Estremoz-Barrancos, esta Formação foi representada juntamente com a Formação da Colorada na figura 4.12.

Esta Unidade foi definida por Delgado em 1908 com a nomenclatura de “Shistes à nodules avec Graptolites et *Cardiola interrupta*” e posteriormente estudada por Perdigão *et al.* (1982) que utilizou a nomenclatura “Formação dos Xistos com Nódulos”.

No que se refere à sua constituição, as principais litologias encontradas são liditos e xistos negros com raros nódulos siliciosos e por vezes calcários dolomíticos no topo da sucessão (Piçarra, 2000). Os Xistos Negros adquirem uma cor característica branca nos afloramentos meteorizados. Os afloramentos encontram-se bastante afectados por estruturas frágeis responsáveis por um aspecto lenticular de alguns afloramentos. A sua deformação intensa leva à ocorrência destes afloramentos de forma descontínua e à sua aparição no seio das unidades envolventes. Estes acidentes tectónicos causam por vezes uma repetição desta unidade ao longo do flanco oriental do Sinclinal de Terena que foi interpretada por Delgado (1908), Costa (1931) e Perdigão *et al.* (1982) como sendo horizontes distintos.

A Formação dos Xistos com nódulos apresenta uma abundante fauna de graptólitos que permitiu a Delgado (1908), Perdigão *et al.* (1982) e a Piçarra (2000) identificar dezassete biozonas do Silúrico. A ausência dos graptólitos típicos da base do Silúrico, vem reforçar a idade silúrica inferior para os níveis mais altos da Formação da Colorada.

4.3.2.6 – FORMAÇÃO DOS XISTOS RAIADOS

Esta Unidade apresenta um contacto inferior com passagem gradual para a Formação dos Xisto com Nódulos e foi definida por Delgado como “Schistes rayés” em 1908 e descrita posteriormente por Costa (1931) como Xisto Rajado, Perdigão *et al.* (1982), Oliveira (1984) e Gonçalves *et al.* (1993). Em Espanha esta unidade é designada como “Formación Xistos Raiados” por Guindos *et al.* (1990) e Quesada &

Cueto (1994), como “Esquitos Oscuros com Cloritoide” por Apalategui *et al.* (1984) e como “Murtigas Formation” por Giese *et al.* (1994).

Esta Formação aflora no flanco oriental do Sinclinal de Terena e os amplos afloramentos existentes no Subdomínio do Anticlinal de Estremoz e Ferrarias foram reconhecidos somente após o trabalho de Piçarra (2000) (fig.4.13).

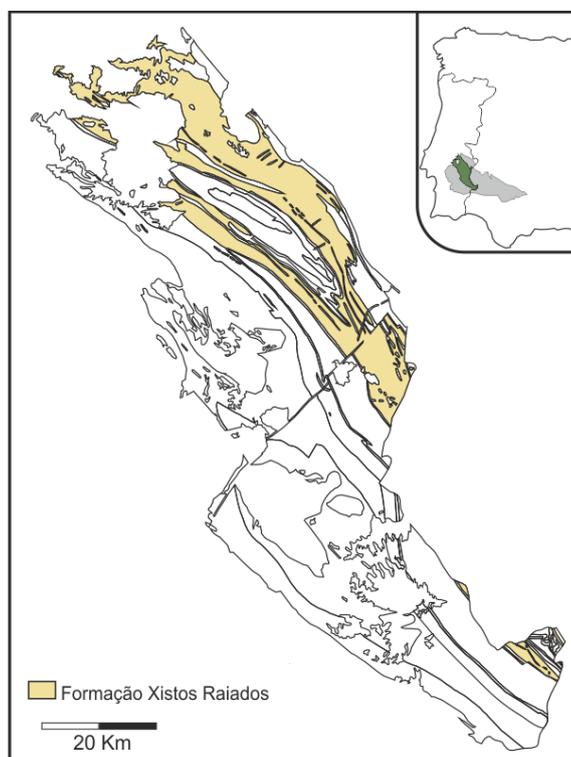


Fig.4.13 – Localização da Formação dos Xistos Raiados (adapt. Oliveira *et al.*, 1992, Piçarra, 2000 e Araújo *et al.*, 2006).

É constituída por uma alternância de leitos milimétricos a centimétricos de pelitos e siltitos com intercalações de quartzitos com níveis conglomeráticos no topo da sucessão. Os quartzitos são ricos em figuras sedimentares (estratificação entrecruzada, figuras de carga, bioturbação, marcas de ondulação, etc.). Segundo Oliveira *et al.* (1991), uma característica peculiar desta Formação é a abundância de cloritóide nas rochas xistentas.

Esta formação foi considerada do Silúrico Superior por Delgado (1908) e Perdigão *et al.* (1982) e posteriormente Guindos *et al.* (1990) encontra evidências do Devónico Inferior. Os trabalhos de Pereira (1997), Pereira *et al.* (1999), Piçarra *et al.* (1998) e Piçarra (2000) vem por certificar a idade de Silúrico Superior a Devónico Inferior com base em associações de graptólitos e de miosporos.

4.3.2.7 – FORMAÇÃO DE RUSSIANAS

Apesar desta unidade ter sido estudada por Delgado (1908) como parte integrante da Formação dos Xistos Raiados, somente foi definida como Formação por Perdigão *et al.* (1982) e é equivalente às “Capas de Russianas” de Guindos *et al.* (1990) e ao “miembro Russianas” de Quesada & Cueto (1994).

Esta unidade aflora exclusivamente na região de Barrancos, no Subdomínio do Sinclinal de Terena (fig.4.14), é actualmente considerada equivalente lateral da Formação dos Xistos com Nódulos e tem espessura não superior à 150 metros (Piçarra, 2000). As litologias presentes são semelhantes às encontradas na Formação de Xistos Raiados, com excepção de algumas intercalações de bancadas centimétricas de calcarenitos.

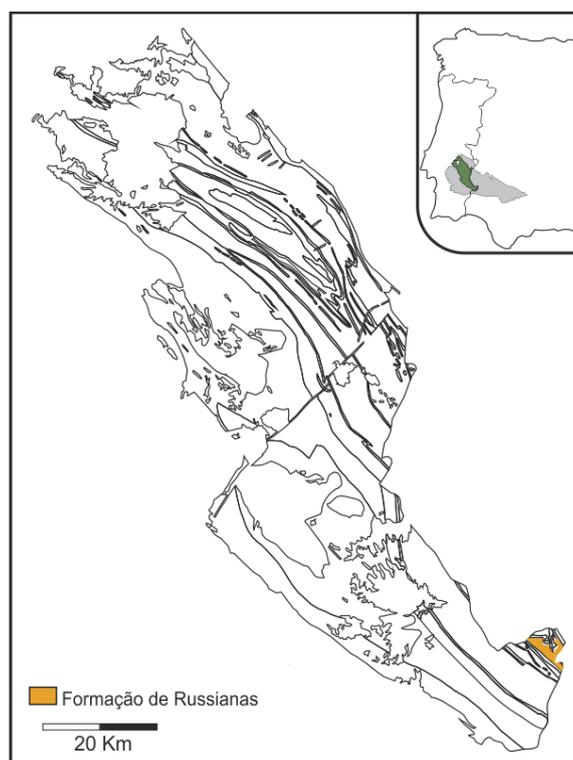


Fig.4.14 – Localização da Formação de Russianas (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

O registo fóssilífero é bastante diverso com esporos, crinóides, polípeiros, briozoários, trilobites, braquiópodes, lamelibrânquios, coraliários que foram estudados por Delgado (1908), Pruvost (1914), Mellado & Thadeu (1947), Perdigão (1973), Perdigão *et al.* (1982), Pereira (1997), Pereira *et al.* (1999), Piçarra (2000) e Le Menn *et al.* (2002).

Em relação à idade desta Formação, foi definida inicialmente por Perdigão *et al.* (1982) como sendo do Lochkoviano? à Emsiano (Devónico Inferior), idades estas confirmadas por Pereira (1997); Pereira *et al.* (1999) e Le Menn *et al.* (2002).

4.3.2.8 – FORMAÇÃO DE TERENA

A Formação de Terena aflora no núcleo do sinclinal de Terena, (fig. 4.15) estendendo-se no território espanhol ao longo de uma faixa até Almadén de la Plata. Os afloramentos dispõem-se em forma sinusoidal ao longo de cerca de 170 Km com direcções que variam desde N70W a N10W. Esta estrutura será discutida com detalhe no capítulo 4.5. A espessura desta formação na região do rio Ardila ronda os 4 Km.

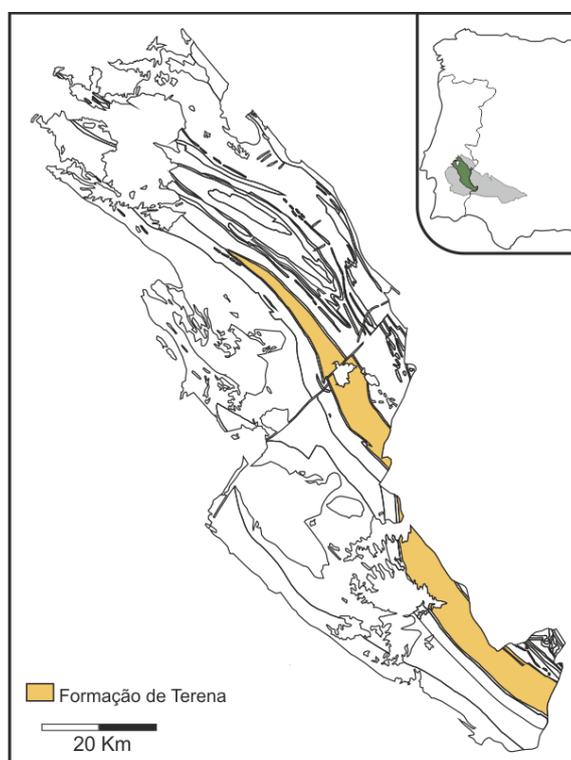


Fig.4.15 – Localização da Formação de Terena (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

A designação “Formação de Terena” foi criada por Schermerhorn (1971). De acordo com Piçarra (2000) a Formação de Terena assenta sobre a Formação dos Xistos com nódulos através de uma passagem gradual, contradizendo assim a opinião de Oliveira *et al.* (1991) que refere a existência de um contacto por discordância. Na região estudada (vale do Ardila) a existência de contactos mecânicos não permite obter conclusões que suportem os modelos atrás descritos.

Esta Unidade é formada por uma intercalação rítmica de pelitos e grauvaques com algumas camadas ocasionais de conglomerados interpretadas no seu conjunto como sendo depositadas numa sucessão turbidítica tipo *flysch* (Perdigão, 1980 e Oliveira *et al.*, 1991). De acordo com a nomenclatura actual a sucessão litológica da Formação de Terena parece ter sido depositada de acordo com um “Surge Turbidity Flow” utilizando a classificação proposta por Mulder & Alexander (2001). A parte inferior do flanco ocidental contém essencialmente as divisões Ta, Tb e Td de Bouma (1962) enquanto que na parte central predominam as divisões Ta (fracção mais fina), Tb, Td e Te e no sector oriental as Tb, Td e Te (fig.4.16). É de se referir que no sector oriental deste sinclinal as unidades tendem a ser mais pelíticas (distais?) perdendo por vezes a característica rítmica típica dos ambientes turbidíticos (*s.s.*). A predominância de níveis mais grosseiros no bordo ocidental desta formação já tinha sido observada por Perdigão *et al.* (1982) e por Piçarra (2000).

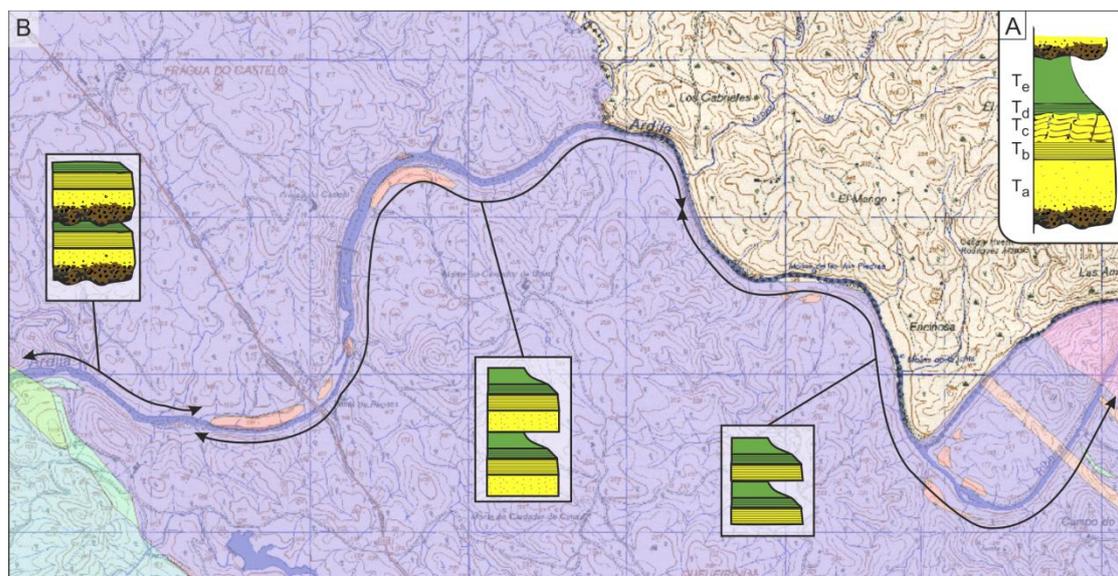


Fig.4.16 – A: Sequência turbidítica proposta por Bouma (1962). B: Representação da tendência da distribuição das unidades de Bouma (1962) na Formação de Terena ao longo do rio Ardila.

Borrego (2009) identifica uma predominância de clastos de natureza quartzica sobre os de feldspatos e litoclastos. Também refere que a predominância de clastos de quartzo torna-se mais abundante nas fracções mais finas. O mesmo autor também refere à existência de clastos metapelíticos com duas foliações internas.

A concentração de litologias conglomeráticas assim como a granulometria e espessura das camadas grauvacóides aumentam em direção ao bordo Sudoeste da bacia de Terena na região do Rio Ardila. Perdigão *et al.* (1982) refere a calhaus de

calcário encontrados em conglomerados e Oliveira *et al.* (1991) sugere a origem deste calhaus na Formação de Russianas.

Também é de se referir a existência de olistolitos constituídos por rochas das unidades silúricas e devônicas descritas anteriormente, com predominância de liditos da Formação dos Xistos com Nódulos (Araújo *et al.*, 2006).

Borrego (2009) propõe a subdivisão desta Formação em dois membros: O Membro Turbidítico e o Membro Transicional (fig. 4.17). Segundo este mesmo autor, em Espanha foi identificada uma unidade designada por Formação de Terena Superior que assenta em discordância sobre as fácies turbidíticas (Formação de Terena Inferior). Esta situação foi evidenciada por Borrego (2009) na região do Guadiana, o que o levou a formalizar esta proposta de subdivisão.

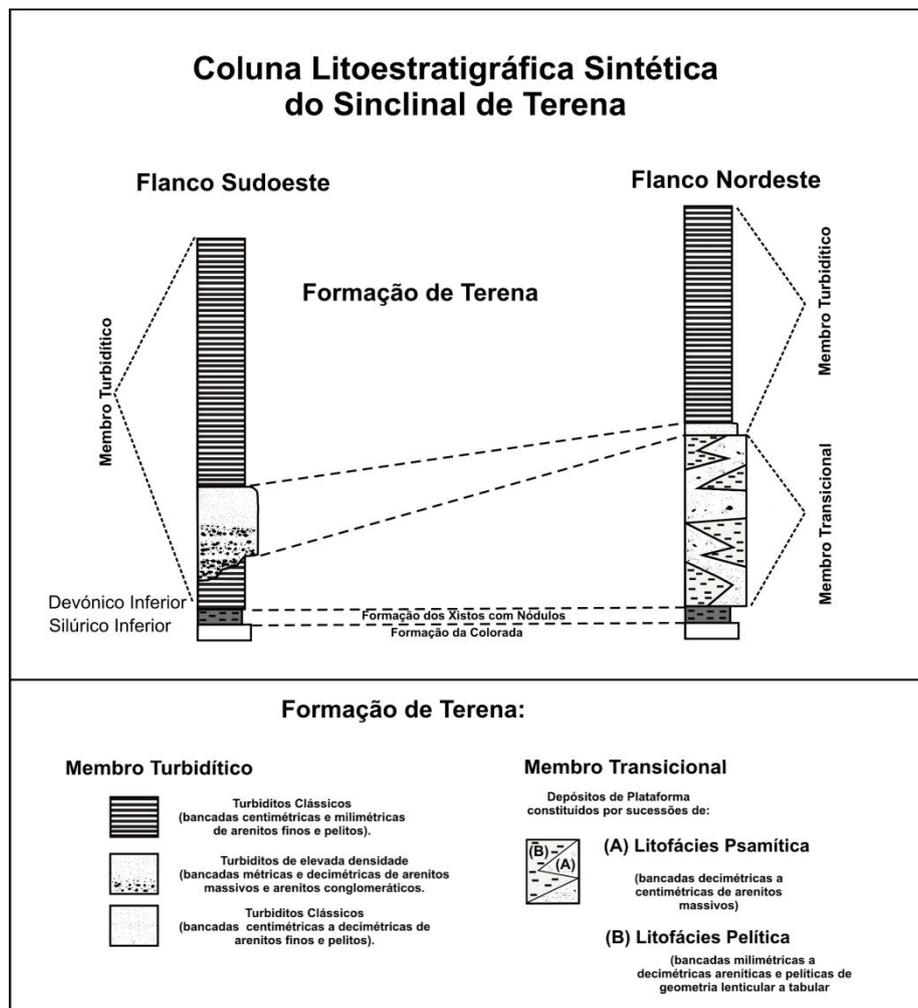


Fig. 4.17 – Proposta de subdivisão da Formação de Terena (*in* Borrego, 2009).

4.3.2.8.1 – MEMBRO TURBIDÍTICO (BORREGO, 2009).

Membro mais desenvolvido no flanco ocidental do Sinclinal de Terena composto por litologias depositadas por fluxos turbidíticos de elevada e baixa densidade.

Os níveis basais do flanco Oeste são compostos por vezes por conglomerados e arenitos que correspondem à fluxos de maior energia.

Borrego (2009) reconhece afloramentos com mais de 500 m de espessura que parecem corresponder aos “níveis de conglomerados” de Perdigão (1980) e Piçarra (2000).

4.3.2.8.2 – MEMBRO TRANSICIONAL (BORREGO, 2009)

Este Membro ocorre somente no flanco Oriental do Sinclinal de Terena e segundo Borrego (2009) é o equivalente lateral ao Membro Turbidítico (fig. 4.17).

Este membro estaria associado à um ambiente sedimentar de margem mais estável, em oposição ao ambiente turbidítico do Membro anterior.

Este mesmo autor ainda propõe a subdivisão deste Membro em duas litofácies: Litofacies Psamítica e Litofacies Pelítica.

A litofacies psamítica é composta por bancadas decimétricas com xistos com tonalidades cinzenta-amareladas enquanto que a litofacies pelítica é caracterizada por alternâncias de sedimentos areníticos e pelíticos dispostos em bancadas centimétricas e milimétricas.

A idade de todo este conjunto foi inicialmente considerada por Delgado (1908) e Teixeira (1951) como do Devónico Inferior e por Costa (1931) como Ordovícico Inferior. Posteriormente Pfefferkorn (1968) e Schermerhorn (1971) indicam uma idade do Carbónico Inferior seguidos por Ribeiro *et al.* (1979) e Perdigão *et al.* (1982) que referem ao Devónico Superior (Pós-Comblenciano). Os trabalhos mais recentes de Piçarra (1998, 2000) e Pereira *et al.* (1999) vêm estabelecer de forma segura a idade de Devónico Inferior, baseados em associações de graptólitos e miosporos respectivamente. No território espanhol, Giese *et al.* (1994) consideraram que esta Formação está dividida em dois membros, sendo que o superior “Upper Terena

Formation” contém esporos do Carbónico Inferior nas unidades de “Álamo Breccia” e “La Java Greywacke”.

A análise de 29 amostras colhidas ao longo do perfil do Ardila vêm por reforçar a proposta de Piçarra (1998, 2000) e de Pereira *et al.* (1999), com idades compreendidas do Lochkoviano ao Emsiano Inferior para a Formação de Terena (ver cap. 6.3).

4.3.3 - COMPLEXO ÍGNEO DE BARRANCOS

Os afloramentos principais do Complexo Ígneo de Barrancos localizam-se a Noroeste de Barrancos e algumas manchas prováveis a Sudeste do Alandroal (fig. 4.18).

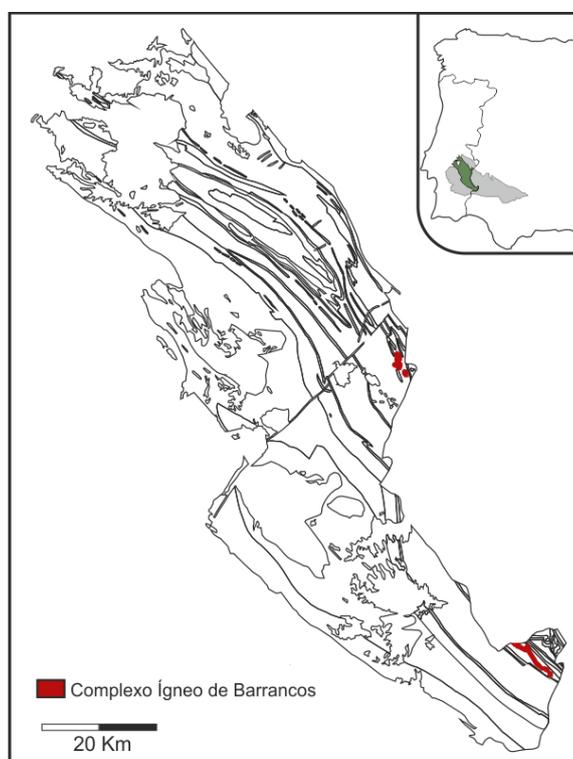


Fig.4.18 – Localização do Complexo Ígneo de Barrancos (adapt. Oliveira *et al.*, 1992 e Piçarra, 2000).

Esta Unidade foi descrita inicialmente por Delgado (1908) com a designação de “Calcários e Diabases” e somente em 1982 Perdigoão *et al.* adoptaram a nomenclatura de “Complexo Ígneo de Barrancos” ao descreverem uma unidade caracterizada por um conjunto eruptivo bimodal. Verifica-se também a existência de brechas vulcânicas e sedimentares por vezes com cimento carbonatado. Oliveira (1984) utiliza a designação “Complexo Ígneo e Rochas Associadas”.

De acordo com Araújo *et al.* (2006), a intrusão desta unidade deu-se ao longo de uma zona de cisalhamento oblíqua às estruturas principais existentes. Apesar desta estrutura não ser identificada em Portugal, em Espanha esta é associada à falha de Sierra de Herrera-Sierra de las Contiendas (Quesada & Cueto, 1994).

Piçarra (2000) e Araújo *et al.* (2006) admitem que os calcários das manchas a Sudeste do Alandroal possam ser consideradas como sendo estratigraficamente equivalentes à parte superior da sequência dos “mármore de Estremoz” (Complexo Vulcano Sedimentar Carbonatado de Estremoz) com base na ocorrência de crinóides.

Borrego (2009) descreve a facies carbonatada como uma rocha félsica com forte alteração hidrotermal com preenchimentos carbonatados e óxidos de Ferro num mesmo contexto ao referido por Guindos *et al.* (1990). Este mesmo autor ainda refere que as intrusões félsicas instalaram-se ao longo das superfícies de clivagem enquanto que as máficas constituem núcleos envoltos pelas primeiras.

No que se refere ao contexto tectónico, um estudo preliminar de Araújo *et al.* (2006) aponta para um quimismo toleítico continental com evidências de contaminação crustal para as intrusões máficas.

Esta Formação foi inicialmente considerada de idade Devónica Inferior por analogia aos calcários da Formação de Russianas (Delgado, 1908) e posteriormente Caradociano (Ordovícico Superior) por Perdigoão (1980). Uma interpretação mais recente considera estes como sendo do Carbónico Superior, intruídos num contexto tardi-varisco. Esta interpretação é baseada essencialmente na presença de clastos das litologias envolventes, nas evidências de metamorfismo de contacto nas rochas encaixantes e na inexistência de foliação nesta Formação (Perdigoão *et al.*, 1982; Oliveira, 1984; Piçarra, 2000 e Lopes, 2003).

4.4 - EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL

O Domínio de Estremoz Barrancos apresenta uma evolução paleoambiental que está de acordo com o que é observado nos outros Domínios da Zona de Ossa-Morena, ou seja apresenta sedimentos e faunas que foram depositados num ambiente Norte Gondwanico mas geralmente num contexto mais distal e profundo do que a Zona Centro-Ibérica (Robardet & Gutiérrez-Marco, 1990).

No que se refere às Unidades que afloram exclusivamente no Subdomínio do Anticlinal de Estremoz e Ferrarias (Formação Dolomítica e Complexo Vulcano Sedimentar Carbonatado de Estremoz), importa referir que houve uma predominância de bacias pouco profundas com deposição essencialmente carbonatada. O limite entre estas duas unidades é marcado por um horizonte silicioso-ferruginoso com sulfuretos que poderá testemunhar a ocorrência de um importante evento de exposição subaérea no Câmbrio Médio e Superior (Oliveira, 1984; Carvalhosa *et al.*, 1987; Piçarra & Le Menn, 1994; Piçarra, 2000 e Lopes, 2003).

O Subdomínio do Sinclinal de Terena é marcado por uma sedimentação relativamente mais profunda quando comparado com o Subdomínio do Anticlinal de Estremoz e Ferrarias. A Formação de Ossa aponta para depósitos numa margem passiva (resultados preliminares de Borrego, 2009), seguidos pela Formação de Barrancos que de acordo com Araújo (2006) aprofundava para sul (direções actuais). Os icnofósseis presentes na Formação dos Xistos com *Phyllocytes* indicam profundidades que variam desde a zona batial (cerca de 1000m) até a zona nerítica (150-200m) na parte superior desta Formação (Piçarra, 2000). Esta tendência regressiva continua pela Formação da Colorada que foi depositada em ambiente marinho de pouca profundidade. No topo desta unidade observam-se intercalações de xistos negros que indicam a passagem para um ambiente marinho euxínico (Araújo *et al.*, 2006). Durante a deposição da Formação dos Xistos com nódulos, observa-se novamente um aprofundamento da bacia, que vai de acordo com a tendência geral após as glaciações do final do Ordovícico (Gradstein *et al.*, 2004). No final do Silúrico observa-se novamente a existência de uma bacia menos profunda na qual depositou-se a Formação dos Xistos Raiados. O Devónico Inferior é marcado pela diferenciação de três Unidades parcialmente contemporâneas: Formação dos Xistos Raiados, Formação das Russianas e Formação de Terena. Enquanto que a formação

dos Xistos Raiados continua com uma sedimentação pelítica, a Formação de Russianas contém carbonatos depositados em plataforma externa junto à edifícios bioconstruídos que passam a faceis mais finas indicando o aprofundamento da bacia (Piçarra, 2000). Já a Formação de Terena é constituída por uma sequência turbidítica que se inicia com sedimentos mais grosseiros (ambiente proximal) e passa gradualmente a sequências mais finas (ambiente distal). Também se observam olistólitos nas Formações dos Xistos Raiados e de Terena que indicam alguma instabilidade sinsedimentar.

4.5 - ESTRUTURA

A orogenia Varisca, assim como todos os ciclos orogénicos foi gerada a partir de uma série de impulsos tectónicos complexos e progressivos e a classificação generalista desta em fases de deformação limitadas no tempo e espaço é um exercício complexo e por vezes impossível devido à sobreposição temporal e às variações regionais.

Numa análise global sobre a Zona de Ossa Morena, Ribeiro (2006) defende a existência de 3 fases de deformação principais:

Uma primeira fase D_1 restrita ao Domínio de Évora-Beja com carreamentos subhorizontais com transporte para N a NE, uma segunda fase D_2 com dobras deitadas e carreamentos para WSW a SW e uma fase D_3 com dobras com plano axial subvertical NW-SE.

Este mesmo autor sugere a idade de Devónico Superior para a D_1 inferida com base na idade da Formação de Terena. Como a Formação de Terena foi datada como Devónico Inferior (Piçarra, 1998, Pereira *et al.*, 1999 e Rocha *et al.*, 2010 (anexo 3.3)) a idade de Devónico Superior para a D_1 é contestada neste trabalho (ver cap. 4.5.1)

Uma análise regional permite diferenciar no tempo e no espaço as três fases principais descritas por Ribeiro (2006). Araújo (1995, 2006) e Rosas (2003) reconhecem estádios distintos de deformação progressiva e com diferenciações regionais, sumarizadas na figura 4.19.

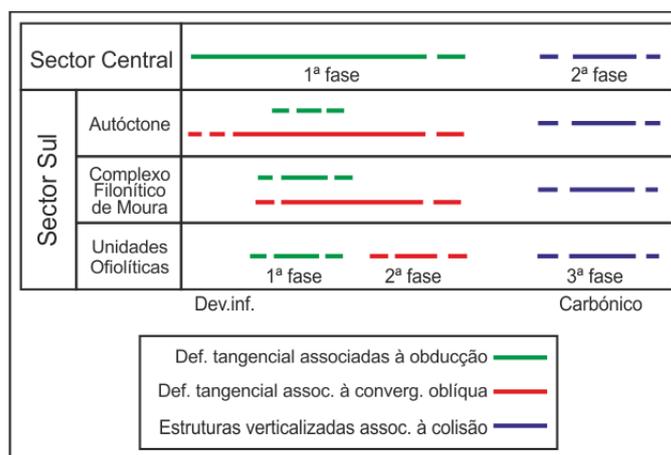


Fig. 4.19 – Representação da idade e dos mecanismos de deformação que afectaram os sectores sul e central da Zona de Ossa-Morena (adapt. Araújo, 2006).

Da análise da figura 4.19 conclui-se que a inexistência da fase relacionada à deformação tangencial associada à convergência oblíqua no sector central (onde inclui-se o Domínio de Estremoz-Barrancos) obriga à utilização de uma nomenclatura regional para a deformação baseadas na existência de duas fases. Portanto do ponto de vista genético a D_1 do Domínio de Estremoz-Barrancos é equivalente à D_1 regional (*sensu* Ribeiro, 2006) enquanto que a D_2 do Domínio de Estremoz-Barrancos é equivalente à D_3 do sector meridional da ZOM. Neste trabalho utiliza-se a nomenclatura D_1 e D_2 referentes ao sector central da figura 4.19.

À semelhança dos outros domínios não marginais da Zona de Ossa-Morena, o Domínio de Estremoz-Barrancos foi afectado por duas fases principais de deformação Variscas (Araújo, 1995, 2006).

D_1 – Esta primeira fase de deformação varisca deu origem a dobramentos subhorizontais com desenvolvimento de clivagem de plano axial. De acordo com Borrego (2009), no Domínio de Estremoz-Barrancos os eixos destas dobras de primeira fase tem orientação concentrada nos quadrantes N-S a NE-SW e vergência para W e NW respectivamente. Este mesmo autor observa que a clivagem xistenta é progressivamente mais penetrativa em direcção ao bordo SW deste domínio (Carreamento de Santo Aleixo da Restauração), sem no entanto afectar a Formação de Terena. Esta primeira fase teria originado o “carreamento” da Juromenha e o carreamento que torna o Anticlinal de Estremoz numa janela tectónica segundo Araújo (1989) e Silva *et al.* (1994) (ver abaixo).

D_2 – A segunda fase de deformação Varisca é responsável pela maioria das megaestruturas observadas em escala cartográfica no Domínio de Estremoz-Barrancos (Anticlinal de Estremoz, Ferrarias e Barrancos e Sinclinal de Terena e Russianas) (fig. 4.1). Esta fase gera uma estruturação em dobramentos subverticais apertados com clivagem de plano axial ou próxima deste. Lopes (1995) descreve uma componente de cisalhamento esquerda a afectar as xistosidades de plano axial e que formam por vezes importantes corredores.

A interpretação “clássica” do Anticlinal de Estremoz é posta em causa por Araújo (1989) e Silva *et al.* (1994) ao descreverem uma janela tectónica de um carreamento de primeira fase redobrado pela segunda fase. As datações de Piçarra (2000) reforçam esta hipótese.

4.5.1 - IDADES

Algumas particularidades inerentes à Formação de Terena e à sua disposição geométrica possibilitam a identificação de características que no seu conjunto permitem definir a idade das duas principais fases de deformação que afectaram o Domínio de Estremoz-Barrancos:

a. A Formação de Terena é afectada somente pela D_2 (Borrego *et al.*, 2005). A única clivagem tectónica (macroscópica e microscópica) existente nesta Formação é uma clivagem com atitude média de $N50W;90$ tipicamente descrita como D_2 na Zona de Ossa Morena (D_3 regional da fig. 4.19);

b. A base da Formação de Terena é de idade Lochkoviana (graptólitos de Piçarra, 1998) e esporos de Pereira *et al.*, 1999 e Rocha *et al.*, 2010; anexo A3.3). Na região do Rio Ardila (cap.6.3) a Formação de Terena não ultrapassa o Emsiano Inferior;

c. Existência de escorregamentos gravíticos (olistólitos) (Piçarra *et al.*, 1988). Este autor descreve olistólitos de liditos da Formação dos Xistos com Nódulos (Silúrico Inferior);

d. A forma anómala em “Z” da bacia de Terena como uma tendência de orientação da bacia numa direcção N-S (direcção da D_1). Durante o processo sedimentar a bacia teria sido reorientada para uma direcção D_2 (NW-SE) (Araújo *et al.*, 2006; Araújo & Rocha, 2007; Rocha *et al.*, 2009 (anexo 3.1)).

e. Sedimentação sintectónica da Formação de Terena (Ribeiro *et al.*, 1979; Perdigoão *et al.*, 1982 e Quesada *et al.*, 1990; Araújo, 2006; Borrego, 2009).

D_1 - De acordo com o ponto “d.”, a deposição da Formação de Terena teria sido condicionada pela D_1 , ou seja esta fase deveria estar activa pelo menos durante o Devónico Inferior. Visto a Formação de Terena não ter registo da D_1 (ponto “a.”) pressupõe-se que esta não tenha gerado clivagem reforçando o modelo de génese sin- D_1 para a Formação de Terena. A existência de olistólitos (pontos “c.”) vêm por reforçar o carácter simultâneo entre a deposição da Formação de Terena e a D_1 , portanto atribuí-se a idade de Devónico Inferior (ponto “b.”) para a D_1 .

D₂ - A segunda fase de deformação é claramente pós Devónico Inferior (ponto “a.”), por analogia à generalidade da Zona de Ossa Morena, a idade desta será considerada como Carbónica.

4.5.2 - MODELO DA BACIA DE TERENA

Neste capítulo pretende-se analisar a gênese da bacia de Terena com base nas evidências geométricas observadas em escala de afloramento e em escala cartográfica. Torna-se portanto necessário definir o conceito de transecção que será utilizado neste capítulo.

O conceito de transecção foi desenvolvido por Borradaile (1978) e refere-se à situações onde a clivagem não é paralela ao plano axial das dobras, ou seja a clivagem corta ambos flancos da dobra (fig. 4.20). Como existe uma diferença de tempo entre a formação da dobra e o desenvolvimento da clivagem, se a deformação não for coaxial, pode ocorrer uma rotação da dobra antes da gênese da clivagem, originando uma diferença angular entre estes dois planos. Estas dobras são chamadas dobras transectadas (fig. 4.20).

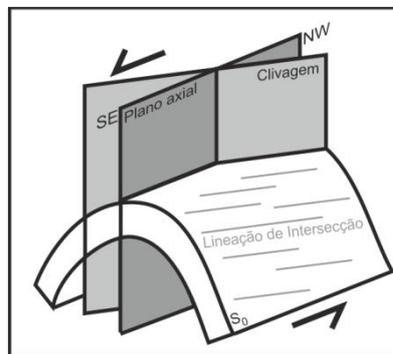


Fig. 4.20 – Representação de transecção esquerda (tipo 1 de Borradaile, 1978). O plano axial e o eixo da dobra apresenta uma rotação no sentido contrário aos ponteiros do relógio em relação à clivagem como resultado do cisalhamento esquerdo sub-paralelo às estruturas (adapt. Rocha *et al.*, 2009).

Borradaile (1978) classifica as transecções em três categorias:

- Tipo 1 – a clivagem parece ser paralela ao plano axial quando observada em perfil mas corta a charneira da dobra (fig. 4.20).

- Tipo 2 – a clivagem não é paralela ao plano axial quando observada em perfil mas é paralela à charneira da dobra.

- Tipo 3 – combinação dos tipos 1 e 2. A clivagem não é paralela ao plano axial nem à charneira da dobra.

As dobras transectadas esquerdas (tipo 1 de Borradaile, 1978) ocorrem com alguma frequência no Maciço Ibérico (Silva *et al.*, 1990; Araújo, 1992; Ribeiro *et al.*, 2007; Rocha *et al.*, 2009) e são referidas normalmente como formadas como o resultado de um regime transpressivo esquerdo.

O sinclinal de Terena com a sua característica forma em “Z” é cortado por uma clivagem regional bastante homogénea com direcção NW-SE e subvertical. A intersecção destas duas geometrias pertencentes à fase D₂ (clivagem regional e sinclinal de primeira ordem) resulta numa aparente transecção direita tipo 1 (Borradaile, 1978) no sector central e esquerda nas extremidades do sinclinal (fig.4.21).

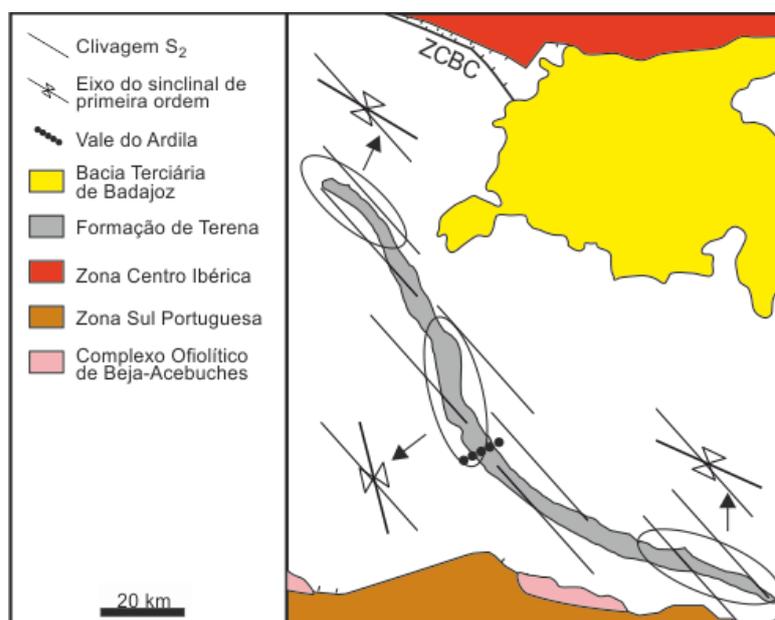


Fig. 4.21 – Forma característica em “Z” do sinclinal de Terena. Observa-se à escala cartográfica uma transecção esquerda nos sectores extremos e uma aparente transecção direita no sector central (adapt. Rocha *et al.*, 2009).

Uma análise detalhada do sector central resulta nas seguintes observações:

- a. A cartografia detalhada ao longo dos vales das Ribeiras de Alcarrache e Guadalim evidencia a ocorrência sistemática da rotação no sentido dos

ponteiros do relógio dos planos de estratificação em relação aos planos de clivagem (Borrego, 2009).

- b. A atitude dos eixos das dobras mesoscópicas de segunda e terceira ordem ao longo do vale do Ardila tem uma média de 11;N124 em contraste com a direcção próxima de N-S do sinclinal de primeira ordem (à escala cartográfica).
- c. Divergência de 10 graus entre a orientação das dobras de segunda e terceira ordem (11;N124) e da atitude média da clivagem D_2 (N133;85SW) (fig. 4.22).

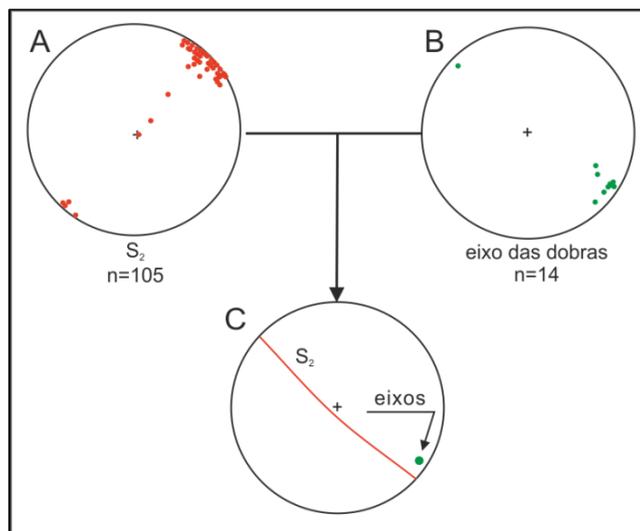


Fig. 4.22 - Projecção estereográfica dos planos de clivagem (A), dos eixos das dobras (B) e comparação das médias (C) ao longo do perfil do rio Ardila – (adapt. Rocha *et al.*, 2009)

- d. Uma geotransversal ao longo do vale do Rio Ardila evidencia o comportamento da lineação de intersecção L_2 (entre S_0 e S_2) em ambos os flancos do sinclinal de primeira ordem (ver cap. 6). No flanco sudoeste a L_2 mergulha em média 43° para SE enquanto que no flanco oposto o mergulho médio da L_2 é de 14° para NW. Borrego (2009) descreve uma geometria semelhante no vale das ribeiras de Alcarrache e Guadalim.

A análise das observações aqui expostas permitem concluir que existe uma rotação sistemática dos eixos das dobras menores em relação à clivagem, indicando uma transecção esquerda em contraste com a observação à escala cartográfica, que indica uma aparente transecção direita.

Conclui-se portanto que toda a bacia foi afectada pela mesma clivagem NW-SE subvertical em transecção esquerda e a aparente transecção direita do sector central da bacia é somente um efeito da sobreposição da geometria herdada da fase D₁.

Propõe-se a seguir um modelo para a formação da bacia de Terena com base nos pressupostos analisados anteriormente de que a Formação de Terena é sin-D₁ e que esta gerou essencialmente estruturas com orientação N-S (Ribeiro *et al.*, 1979 e Araújo *et al.*, 2006).

1. O *Flysch* de Terena depositou-se durante o Devónico Inferior numa bacia (fosso tectónico) com alongamento N-S condicionada pela D₁ o que permite explicar a instabilidade tectónica que gerou a instalação dos olistólitos. A alimentação da bacia seria essencialmente por SW (coordenadas actuais) o que permite explicar os conglomerados do bordo SW;
2. A D₂ gerou em regime transpressivo esquerdo as dobras transectadas observadas em escala mesoscópica e a forma geral (em “Z”) da bacia de Terena;
3. A direcção do sector central da bacia não está relacionada com os mecanismos de deformação da D₂, mas foram herdados da forma original da bacia, entretanto a D₂ gerou as dobras com transecção esquerda observadas à escala mesoscópicas neste mesmo sector (fig. 4.23).

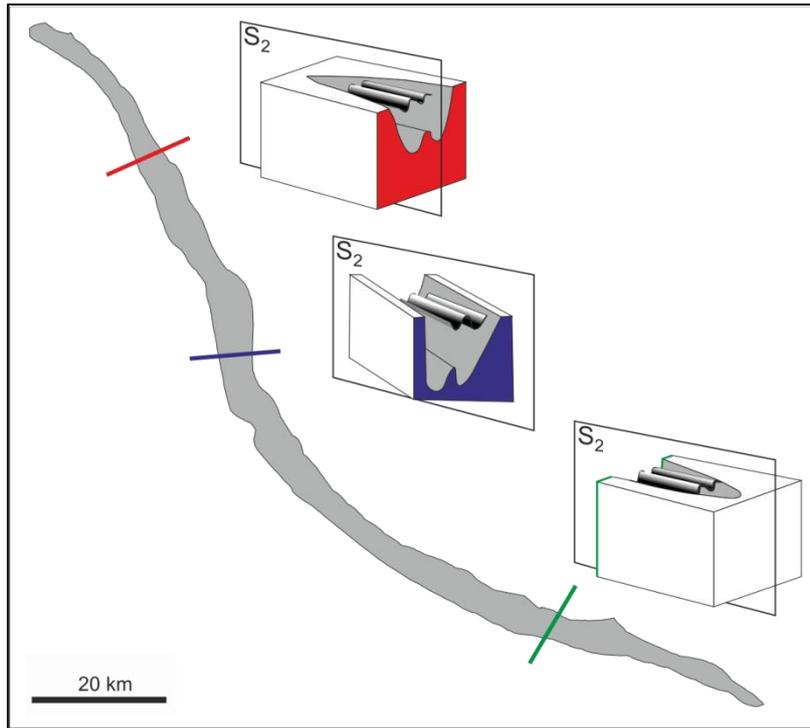


Fig. 4.23 – Proposta de modelo geométrico para a bacia de Terena (adapt. Rocha *et al.*, 2009).

CAPÍTULO 5

LITOGEOQUÍMICA

LITOGEOQUÍMICA

As primeiras tentativas de classificação de rochas sedimentares detríticas baseadas em análises químicas foram realizados por Middleton (1960), Pettijohn (1963, 1975 e *et al.* 1972), Blatt *et al.* (1972), Crook (1974) e Schwab (1975). Estes estudos foram conduzidos com base em poucas centenas de análises disponíveis e limitadas aos óxidos principais. O desenvolvimento de novas técnicas laboratoriais nas últimas décadas, assim como a facilidade de acesso à escala mundial promoveram a expansão dos métodos de classificação geoquímicos com base em elementos maiores, menores, traço, isótopos, etc ...

Durante a realização deste trabalho foram estudadas vinte e seis amostras das quais treze foram colhidas na Formação de Terena, três nas Formações de Cabrela e de Fatuquedo, duas nas Formações de Ossa, Xistos com Phyllodocites e Xistos Raiados e uma na Formação da Colorada.

As amostras foram analisadas utilizando a técnica de *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ver capítulo 2.3.3) resultando na análise de óxidos de elementos maiores e de elementos traço, cujos limites de detecção estão representados na figura 5.1.

É de se referir que os elementos Ag, Bi e In tem concentrações abaixo do limite de detecção em todas as amostras, enquanto que o As, Mo, Pb e Sb também não foram detectados na maioria das amostras.

Os dados analíticos (Anexo 2) foram processados utilizando técnicas de normalização, classificação composicional, estudo de proveniência, contexto tectónico, condições de meteorização, ensaios de correlação e projecção de razões entre os elementos, com os objectivos de comparar as diferentes Formações e de identificar e compreender potenciais variações no seio da Formação de Terena.

Óxido	Limite de detecção (%)	Elemento	Limite de detecção (PPM)	Elemento	Limite de detecção (PPM)
SiO ₂	0,01	Ag	0,5	Nd	0,1
Al ₂ O ₃	0,01	As	5	Ni	20
Fe ₂ O ₃	0,01	Ba	3	Pb	5
MgO	0,01	Be	1	Pr	0,05
MnO	0,001	Bi	0,4	Rb	2
CaO	0,01	Ce	0,1	Sb	0,5
TiO ₂	0,001	Co	1	Sc	1
Na ₂ O	0,01	Cr	20	Sm	0,1
K ₂ O	0,01	Cs	0,5	Sn	1
P ₂ O ₅	0,01	Cu	10	Sr	2
		Dy	0,1	Ta	0,1
		Er	0,1	Tb	0,1
		Eu	0,05	Th	0,1
		Ga	1	Tl	0,1
		Gd	0,1	Tm	0,05
		Ge	1	U	0,1
		Hf	0,2	V	5
		Ho	0,1	W	1
		In	0,2	Y	2
		La	0,1	Yb	0,1
		Lu	0,04	Zn	30
		Mo	2	Zr	4
		Nb	1		

Fig. 5.1 – Óxidos e elementos analisados e respectivos limites de detecção.

Optou-se por traduzir para a língua portuguesa os termos utilizados pelos diferentes autores, salvo quando a versão inglesa é amplamente reconhecida, como por exemplo: “*Upper Continental Crust (UCC)*” ou “*North American Shale Composite (NASC)*”. O termo “*Shale*” também não foi traduzido por apresentar uma ampla gama de definições possíveis em Português.

Salvo quando referido em contrário, foi utilizado na realização dos gráficos apresentados neste capítulo o código de cores representado na figura 5.2.

Unidade Litológica	Símbolo	Número da Amostra	Cor	Unidade Litológica	Símbolo	Número da Amostra	Cor
Cabrela	□	192	Red	Terena	◇	019B	Red
		193	Blue			019G	Blue
		194	Green			025B	Green
Colorada	△	195	Red			027	Magenta
Fatuquedo	×	008	Red			196	Yellow
		011	Blue			197	Black
		012	Green			198	Orange
Ossa	*	041	Blue			201	Grey
		042	Green			202	Cyan
<i>Phyllodocites</i>	○	014	Blue			203	Olive
		017	Green			204	Brown
Xistos Raiados	+	199	Red			205	Dark Blue
		200	Blue			206	Brown

Fig. 5.2 – Código de cores utilizadas na realização dos gráficos deste capítulo.

5.1 – PETROGRAFIA

Foram analisadas neste trabalho 50 lâminas de diversas unidades litostratigráficas presentes na região. As 26 amostras sujeitas à análise litogeoquímica (figura 5.2) foram incluídas nesta análise.

A maioria das amostras são constituídas por filitos a psamitos com algum quartzo a marcarem níveis mais grosseiro e por vezes grauvaques.

5.1.1 – FORMAÇÃO DE OSSA

Esta Unidade é constituída por liditos, psamitos e grauvaques com uma tendência mais grosseira na parte superior segundo *Carvalhosa et al.*, (1987) e *Oliveira et al.* (1991). Borrego (2009) contraria esta tendência ao propor a existência de um Membro Psamítico inferior e de um Membro Pelítico superior na região do Guadiana.

Foram analisadas duas amostras da Formação de Ossa. Ambas amostras apresentam-se com deformação polifásica (pelo menos duas fases) com a primeira subparalela à estratificação. Observa-se cerca de 3% de minerais opacos com sombras de pressão de quartzo subparalelas à S_0 . A estratificação é marcada por uma intercalação de leitos de quartzo e muscovite. Também se observa a ocorrência de clorite.

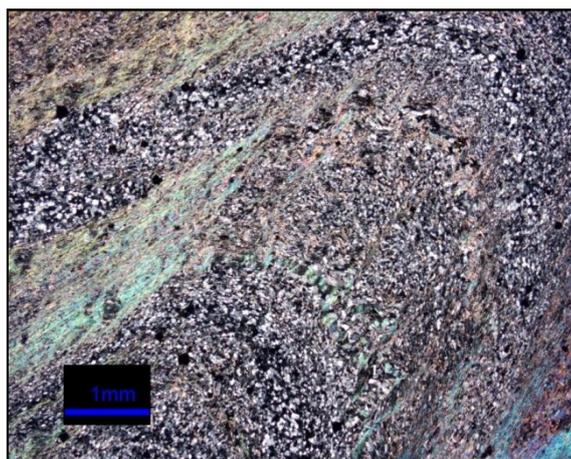


Fig. 5.3 – Amostra 041. Observa-se o S_0 marcado por um alinhamento de grãos de quartzo e uma foliação paralela à S_0 (perpendicular à charneira).

5.1.2 – FORMAÇÃO DE TERRUGEM

Segundo Oliveira *et al.* (1992) a componente sedimentar desta Formação é constituída por lilitos, psamitos e arenitos.

Foram examinadas duas amostras da Formação de Terrugem. Ambas mostram uma foliação (clivagem) bastante penetrativa com o S_0 estirado e individualizado em pequenas bancadas pouco distintas mais ricas em quartzo.

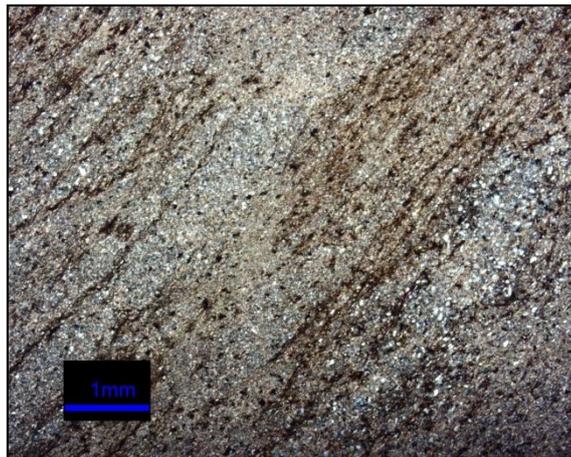


Fig. 5.4 – Amostra 006. Composta por leitos pouco individualizados de quartzo e micas com foliação relativamente penetrativa subparalela à S_0 e marcada por alinhamento de opacos (óxidos?).

5.1.3 – FORMAÇÃO DE FATUQUEDO

Oliveira *et al.* (1992) define esta Unidade como sendo composta por lilitos e psamitos com magnetite, grauvaques e arenitos com intercalações de conglomerados na parte superior.

As amostras da Formação de Fatuquedo mostram leitos bem individualizados de quartzo mais grosseiros intercalados por leitos com uma matriz fina de quartzo, moscovite e clorite. Observa-se também a existência de clastos de quartzito, xisto além de minerais opacos. A amostra 002 contém plagioclase com composição provável de andesínica à labradorítica.



Fig. 5.5 – Amostra 011. Leitos bem definidos de quartzo com extinção ondulante intercalados por faixas micáceas (biotites?) onde há uma concentração da deformação.

5.1.4 – FORMAÇÃO DOS XISTOS COM *PHYLLODOCITES*

Esta Unidade é dominada por pelitos e psamitos finamente laminados. Segundo Borrego (2009) existe uma tendência para litologias mais finas na parte superior.

As informações descritas a seguir baseiam-se no estudo de duas amostras.

As amostras estudadas contém cerca de 80% de moscovite, 10% de quartzo e 10% de minerais opacos. A amostra 017 mostra uma forte refracção da clivagem ao longo dos leitos de diferente composição.

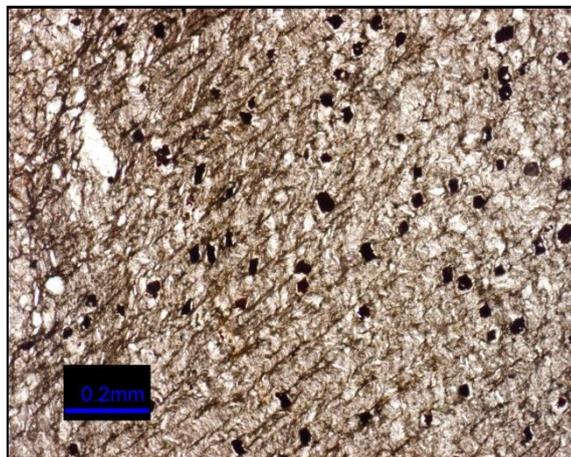


Fig. 5.6 – Amostra 014. Amostra relativamente deformada com uma clivagem (S1?) a ser refractada for uma foliação (S2?). Observa-se também a ocorrência de uma série de opacos dispersos.

5.1.5 – FORMAÇÃO DOS XISTOS RAIADOS

Esta Formação é constituída por pelitos e com intercalações de quartzitos e níveis conglomeráticos no topo da sucessão. Segundo Oliveira et al. (1991), uma

característica peculiar desta Formação é a abundância de cloritóide nas rochas xistentas.

As amostras são marcadas por um bandado bem definido de quartzo e de moscovite e clorite muito finas. O S_0 e o S_1 são bem marcados, não se observando o S_2 como referido por Borrego (2009).

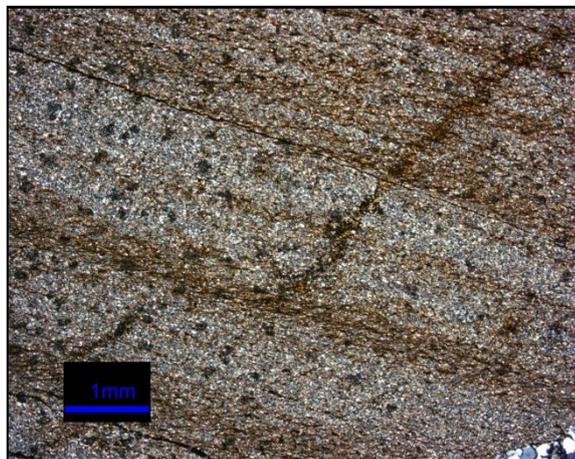


Fig. 5.7 – Amostra 232. Pelito fino relativamente homogêneo pouco deformado.

5.1.6 – FORMAÇÃO DE TERENA

Esta Unidade é formada por pelitos e grauvaques com algumas intercalações ocasionais de microconglomerados na sua base.

A Formação de Terena foi estudada em pormenor com a análise de 17 lâminas delgadas representantes de diferentes litologias.

As amostras de microconglomerados contêm clastos de quartzo, liditos, quartzito, plagioclases (Oligoclase à Andesina) e raras ortoclases e microclinas. A textura varia de *matriz-supported* (com matriz de quartzo) à *grain-supported* (com matriz moscovítica).

As amostras areníticas são caracterizadas pelo alto grau de maturação (99% quartzo) com óxidos a marcarem por vezes uma superfície (S_0 ?).

Os exemplares mais finos são bastante homogêneos com leitos moscovíticos-quartzíticos intercalados com leitos quartzíticos mais grosseiros e raras plagioclases (andesina?) e minerais opacos. Observa-se também algumas superfícies (S_0 ?) marcadas por um alinhamento de minerais opacos (óxidos). É possível em algumas

lâminas a observação da polaridade sedimentar com base na distribuição da granulometria dos leitos.

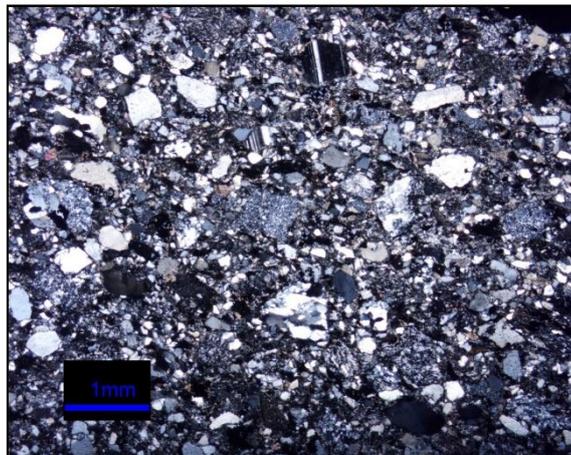


Fig. 5.8 – Amostra 021G. Microconglomerado “*clast supported*” com plagioclase (andesítica a labradorítica) muito bem preservadas.



Fig. 5.9 – Amostra 027. Pelito fino e homogêneo com S_1 à 10° de S_0 .

5.1.7 – FORMAÇÃO DE CABRELA

Oliveira *et al.* (2006) reconhece um nível conglomerado basal seguido por xistos escuros e grauvaques com lentículas de calcários e intercalações de rochas vulcânicas.

Com exceção da amostra 189, todas as amostras apresentam um aspecto maciço e homogêneo muito fino com palhetas de micas (moscovite?) dispersas e sem orientação aparente. Não se observa nenhuma estruturação interna das amostras, com exceção à um S_0 muito pouco evidente.

A amostra 189 apresenta uma deformação intensa e um aspecto brechóide e uma textura *clast-supported* numa matriz pelítica. Observam-se clastos de quartzo, fragmentos líticos de rocha granitóide e raras plagioclases com extinção ondulante.

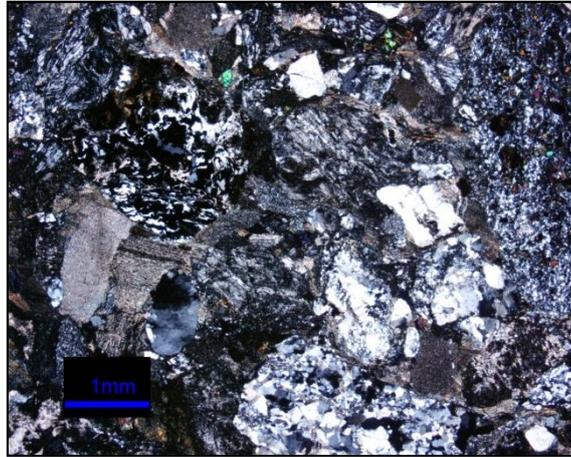


Fig. 5.10 – Amostra 189. Amostra muito deformada com profusão de diferentes clastos (quartzo, granitóide, raras plagioclases deformadas, etc ...) e matriz pelítica adaptada aos contornos dos grãos (*clast supported*).

5.2 – CLASSIFICAÇÃO COMPOSICIONAL

Apesar da classificação geoquímica das rochas ígneas ter uma ampla utilização, a mesma metodologia aplicada às rochas sedimentares detríticas parece não ser ainda de utilização generalizada, em oposição à classificação mineralógica e textural.

Três grupos de óxidos tem sido utilizado para a classificação das rochas detríticas: sílica e alumínio; alcalis; e ferro e magnésio. Segue-se uma breve análise da interpretação clássica da influência de cada elemento na classificação composicional das rochas detríticas com base nos trabalhos de Blatt *et al.* (1972), Pettijohn *et al.* (1972), Potter (1978) e Herron (1988).

O aumento da relação $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ através de processos mecânicos e/ou químicos é um reflexo da maturidade da rocha, ou seja indica a duração e intensidade da meteorização e da destruição dos minerais durante o transporte. O aumento desta relação pode ser ocasionado também por adição de cimento silicioso ou sílica. Amostras com elevadas razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ são classificadas como ortoquartzitos.

Os óxidos alcalinos (Na_2O e K_2O) caracterizam rochas imaturas como arcoses ($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$) e grauvaques ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$). A razão $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ reflecte a abundância relativa de feldspato potássico e plagioclase. A ocorrência de argilas, micas e fragmentos líticos pode ter uma contribuição importante na razão $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ (Lindsey, 1999).

A concentração de Fe_2O_3 e MgO é resultado da concentração de minerais férricos e ferromagnesianos detríticos (amfibola, mica, ilite, ilmenite, magnetite, etc ...) e de seus produtos de alteração (clorite, hematite, etc...). Esta concentração reflecte a abundância na rocha mãe e pode ser ampliada por selecção hidráulica ou reduzida pela diagénese em condições oxidantes

Apesar da quantidade de óxidos presentes em uma amostra ser um resultado complexo dependente da proveniência, meteorização, transporte e diagénese, este pode ser utilizado como critério de classificação composicional (pelo menos genérica) na maioria dos casos.

5.2.1 - PETTIJOHN *ET AL.* (1972)

Pettijohn (1963, 1975 e *et al.* 1972) foi pioneiro na classificação química das rochas sedimentares detríticas, tendo definido a nomenclatura destas baseado em critérios mineralógicos, texturais e químicos.

A classificação aqui utilizada é baseada na relação entre o logaritmo das razões $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$.

No que se refere à esta classificação e de acordo com à razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, a maioria das amostras tem razões inferiores aos campos definidos devido ao relativo baixo conteúdo em Na_2O e SiO_2 destas amostras quando comparadas com as estudadas por este autor (fig. 5.11) São no entanto de destacar as amostras 011 (Fatuquedo) com classificação arcose e as amostras 192 e 193 (Cabrela) com classificação Litoarenito.

A Formação de Terena apresenta uma melhor concordância com os campos definidos por Pettijohn *et al.*, (1972) (fig.5.12) com a maioria das amostras no campo dos grauvaques. Destacam-se as amostras 205 (arcose) e 206 com classificação indeterminada.

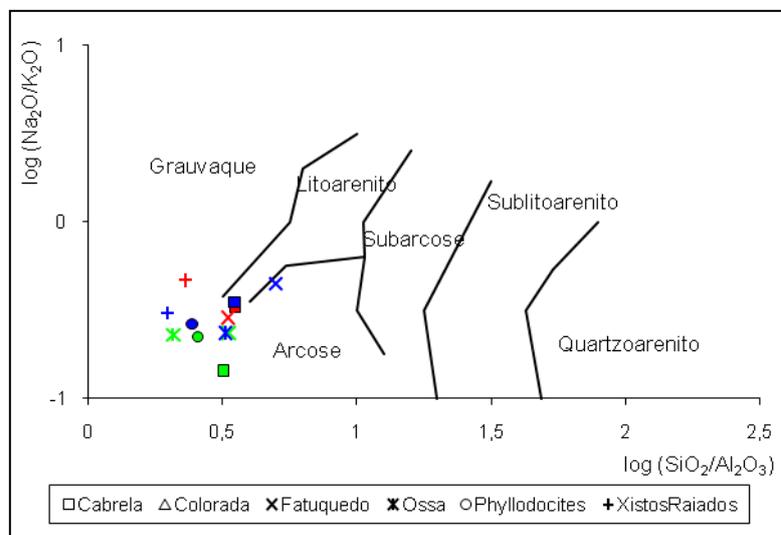


Fig. 5.11 - Classificação composicional segundo o modelo de Pettijohn *et al.* (1972). Ver fig. 5.2 para código de cores.

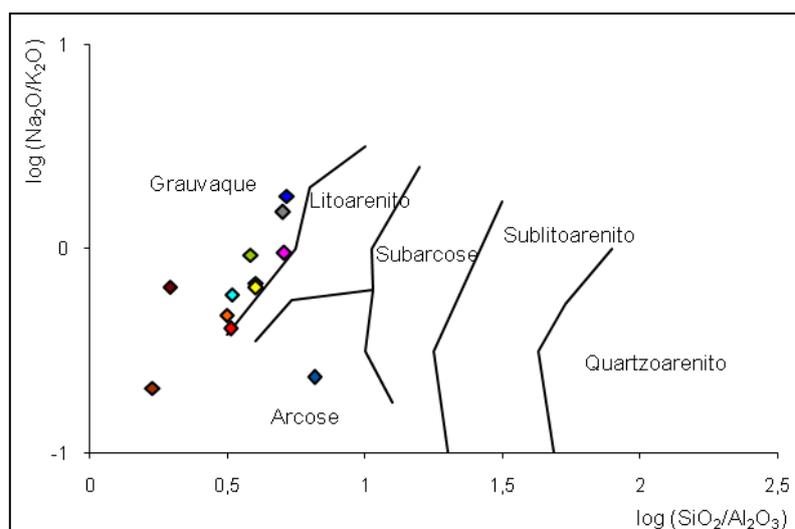


Fig. 5.12 - Classificação composicional da Formação de Terena segundo o modelo de Pettijohn *et al.* (1972). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.2.2 - HERRON (1988)

Herron (1988) utiliza um gráfico similar à Pettijohn *et al.* (1972) mas com o Fe_2O_3 ao invés do Na_2O . O uso do Fe_2O_3 sem a adição do MgO enfatiza a concentração de metais pesados com ferro como a magnetite e a ilmenite ou de seus minerais de alteração e a omissão do MgO desfavorece a indicação de cimentos carbonatados (Lindsey, 1999). Segundo Lindsey (1999) o facto da metodologia de Herron (1988) não ter em consideração o Na_2O dificulta a distinção das arcoses dos grauvaques.

Herron (1988) utilizou as referências analisadas por Pettijohn (1963) e Pettijohn *et al.* (1972) com uma distinção mais subtil das classes, como a distinção entre subarcoses de arcoses e subarenitos de litoarenitos.

Com a excepção da amostra 011 (Formação de Fatuquedo) todas as amostras são consideradas como *shale* (fig.5.13) de acordo com o modelo de Herron (1988). No que se refere à Formação de Terena (fig. 5.14), as amostras 027 e 201 são classificadas como *shales*, a 019G *Fe-sand* e a 205 um litoarenito. As restantes amostras são consideradas *shales*.

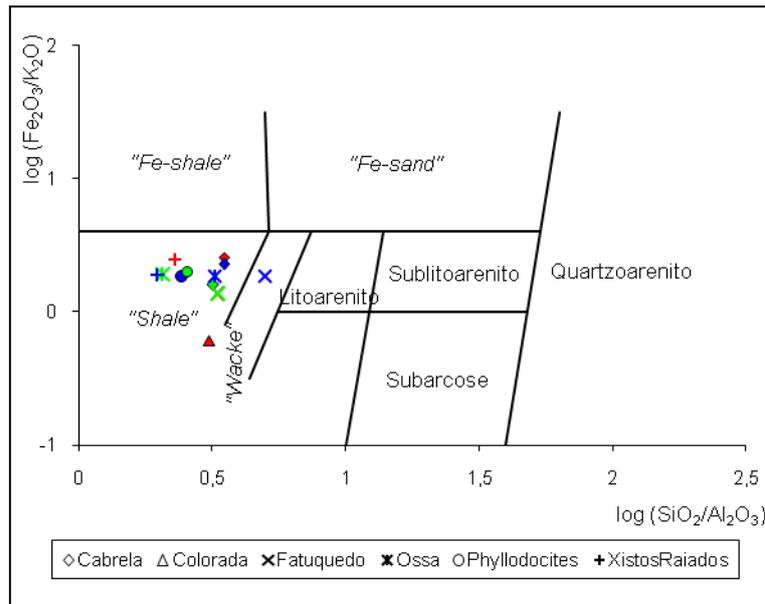


Fig. 5.13 – Classificação composicional segundo o modelo de Herron (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

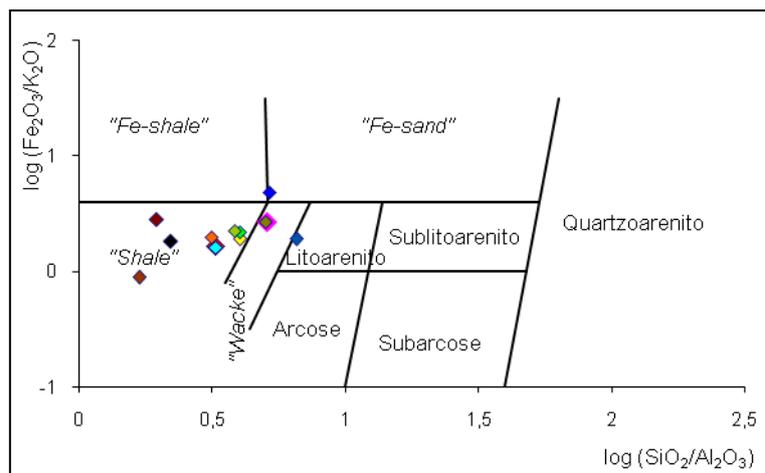


Fig. 5.14 – Classificação composicional da Formação de Terena segundo o modelo de Herron (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.2.3 - MOINE (1974)

Moine (1974) propõe uma classificação relativamente simples com base na relação entre as razões de K / Al e de Na / Al.

De acordo com a classificação de Moine (1974), todas as amostras (com exceção da Formação de Terena) são consideradas *Shales*. No que se refere à Formação de Terena, as amostras 019G, 025B, 027, 196, 201, 202 e 203 são consideradas como grauvaques enquanto que as restantes amostras são classificadas como *shales*. Visto o

resultado desta classificação não ser muito relevante, não irão ser apresentados as projecções deste método.

5.2.4 – CONCLUSÕES

Os três modelos de classificação composicional estudados neste trabalho apresentam resultados bastante congruentes. As amostras tendem a afastar-se dos campos quartzosos e arcósicos, apresentando uma tendência de classificação como *shales* ou grauvaques.

As amostras da Formação de Terena apresentam maior heterogeneidade composicional, com amostras mais “grauvacóide” e amostras classificadas como “Shales”, com a excepção da amostra 205 que tem composição arcósica.

Os modelos composicionais utilizados neste trabalho estão de acordo com as observações e caracterização litológica de campo e laboratoriais que mostram que as amostras analisadas têm granulometria fina (*shales* ou grauvaques).

A tendência mais “grauvacóide” das amostras da Formação de Terena deve-se à maior razão de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ nestas amostras (fig.5.15). Esta razão elevada está relacionada com a maior abundância de plagioclases em detrimento ao feldspato potássico. A amostra 019G que foi classificada como grauvacóide no campo vem por reforçar a validade desta classificação por ser uma amostra relativamente grosseira e com alguma plagioclase (Oligoclase à Andesina), enquanto que a amostra 201 apesar de ter uma granulometria fina contém Plagioclase.

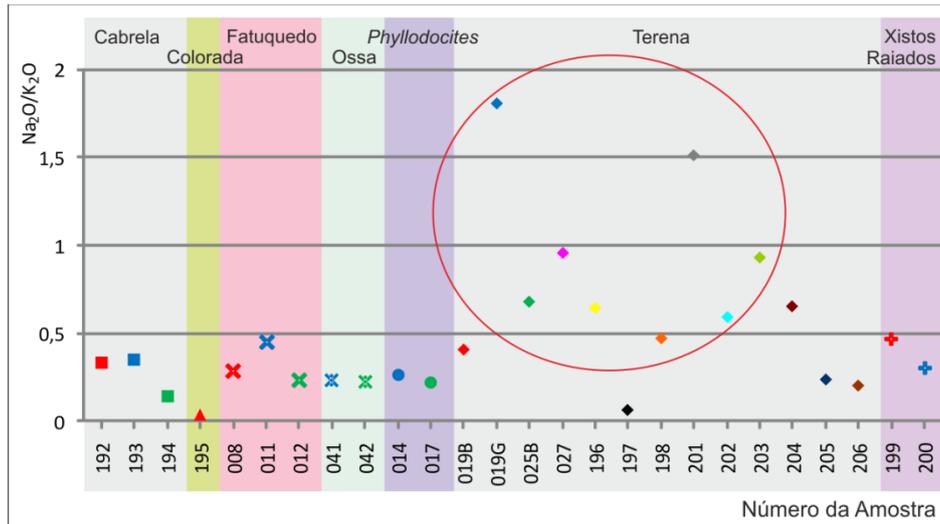


Fig. 5.15 – Razão Na₂O/K₂O nas amostras estudadas com destaque das amostras de Terena. Ver fig. 5.2 para código de cores.

A amostra 205 contém 78% de SiO₂ em oposição à uma média de 61% para as outras amostras de Terena. Esta elevada percentagem de SiO₂ atribui uma característica de “outlier” para esta amostra nos gráficos 5.12 e 5.14.

5.3 – NORMALIZAÇÃO

Um dos possíveis métodos para a análise da concentração dos diferentes elementos químicos é através da comparação com médias padronizadas seguido da apresentação dos dados sobre a forma de diagramas multi-elementares de normalização (*Spider Diagrams*).

Realizaram-se normalizações por comparação com valores médios dos elementos de acordo com dez modelos de utilização generalizada (fig. 5.16 - ver referências junto às descrições): *Upper Continental Crust*, *Upper Crust* (modelo restaurado), *Upper Crust* (modelo cartográfico), *North American Shale Composite*, *Post Archean average Australian sedimentar rock*, *Cratonic Shales*, *Cratonic Sandstones*, *Felsic Volcanic Rocks*, *Grauvaques Paleozóicos* e *Andesitos Paleozóicos*.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Ba	Co	Cr	Hf	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zr
<i>Upper Cont. Crust</i>	66	15,2	4,5	2,2	4,2	3,9	3,4	0,5	0,17	550	10	35	5,8	25	20	112	11,0	350	10,7	2,8	60	22	190
<i>Upper Crust (restaurado)</i>	66,33	14,87	4,68	2,46	3,55	3,43	2,85	0,54	0,12	626	18	112	4,4	10,3	60	87	13,4	269	9,1	2,4	86	25	162
<i>Upper Crust (cartográfico)</i>	66,21	14,98	4,7	2,42	3,6	3,51	2,73	0,55	0,12	633	18	104	4,3	9,8	56	83	13,3	289	8,6	2,2	86	24	160
NASC	64,8	16,9	5,66	2,86	3,63	1,14	3,97	0,7	0,13	636	25,7	124,5	6,3	13	58	125	14,9	142	12,3	2,66	130	35	200
PAAS	62,8	18,9	6,5	2,2	1,3	1,2	3,7	1,0	0,16	650	23	110	5	19	55	160	16	200	14,6	3,1	150	27	210
<i>Cratonic Shales</i>	63,6	17,8	5,89	2,3	1,3	1,1	3,84	0,82	0,14	551	20	104	4,6	15,4	54	163	16	136	13,5	2,9	117	33	201
<i>Cratonic sandstones</i>	91,5	3,62	1,13	0,45	1,31	0,42	0,91	0,25	0,02	150	2,5	30	3,1	4	8	25	2	35	4	1,1	15	6,8	105
FVR	73,60	13,80	2,50	0,50	1,25	3,50	4,10	0,25	0,05										9,00	2,30			
<i>Grauvaques Paleozóicos</i>	66,10	15,50	6,20	2,10	2,60	2,80	2,30	0,77	0,14										9,00	1,70			
<i>Andesitos Paleozóicos</i>	58,80	16,60	6,50	3,40	6,10	3,80	1,30	0,88	0,21														

Fig. 5.16 – Valores padrão utilizados na realização dos diagramas de normalização (fig. 5.17 à 5.21). Ver referências junto a cada gráfico.

Serão analisadas a seguir as razões entre os valores analíticos encontrados nas amostras estudadas e os valores padrão segundo diferentes autores (fig. 5.16). Quando estas razões resultam num valor unitário, significa que o valor analisado é igual ao valor normalizado, quando a razão é inferior a um, indica um empobrecimento na amostra analisada e quando a razão é superior a um indica um enriquecimento desta.

Numa primeira fase irá ser valorizado o aspecto geral de todas as normalizações e numa segunda fase os aspectos detalhados das normalizações mais adequadas para estas amostras.

É de se referir que as amostras apresentam razões bastante baixas de CaO em todos os modelos devido à consideração de sedimentos carbonatados nos cálculos das médias de normalização. Este facto não será mencionado em cada descrição individual.

5.3.1 - UPPER CONTINENTAL CRUST (TAYLOR & MCLENNAN, 1981 E 1985)

A normalização dos dados utilizando o padrão *Upper Continental Crust* (fig.5.17) resulta em razões com variações relativamente elevadas onde se destacam os valores muito elevados de Cr (1,4 mínima e 2,8 média) e Ni (1,0 mínima e 2,0 média). Observa-se também valores relativamente elevados de Fe₂O₃, TiO₂ e V e baixos das razões de Na₂O e Sr.

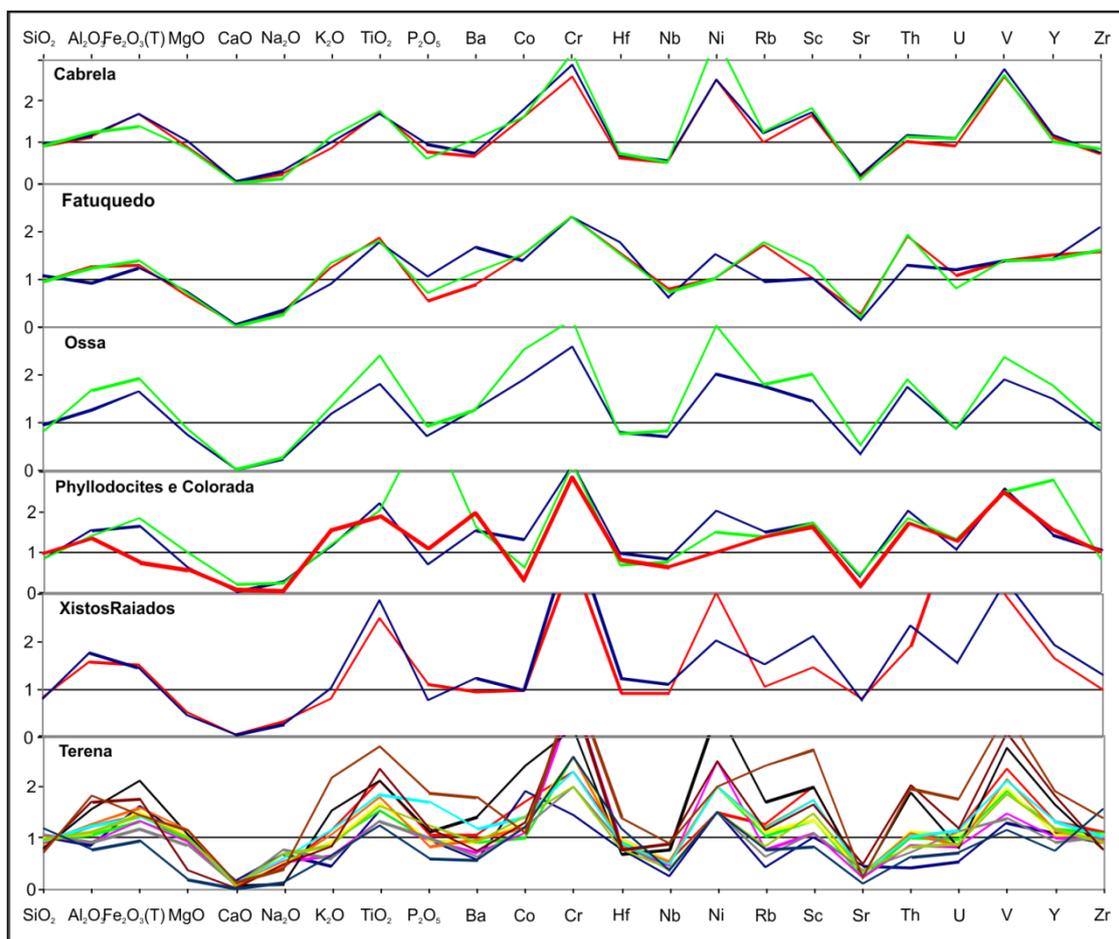


Fig. 5.17 – Normalizações de acordo com o modelo *Upper Continental Crust* de Taylor & McLennan, (1981, 1985). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.3.2 – UPPER CRUST - MODELO RESTAURADO (CONDIE, 1993)

O modelo *Upper Crust* restaurado de Condie (1993) é baseado no modelo cartográfico (cap. 5.3.3) com uma tentativa de reconstituição da quantidade e composição de crosta erodida. O referido autor adiciona uma espessura de 10 Km nas zonas pré-cambrianas e de 5 Km nas fanerozóicas.

A normalização de acordo com o modelo de *Upper Crust* (restaurado) (fig. 5.18) resulta em valores muito altos para o TiO_2 (mínimo de 1,16 e média de 1,76). O MgO , Na_2O e Sr apresentam valores baixos com máximos e médias de 1,04 e 0,73; 0,87 e 0,42 e 1,03 e 0,41 respectivamente enquanto que o Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Nb, Rb e Th apresentam valores relativamente elevados com mínimos e média de 0,70 e 1,42; 0,80 e 1,30; 0,58 e 1,53; 0,52 e 1,61 e 0,48 e 1,65 respectivamente.

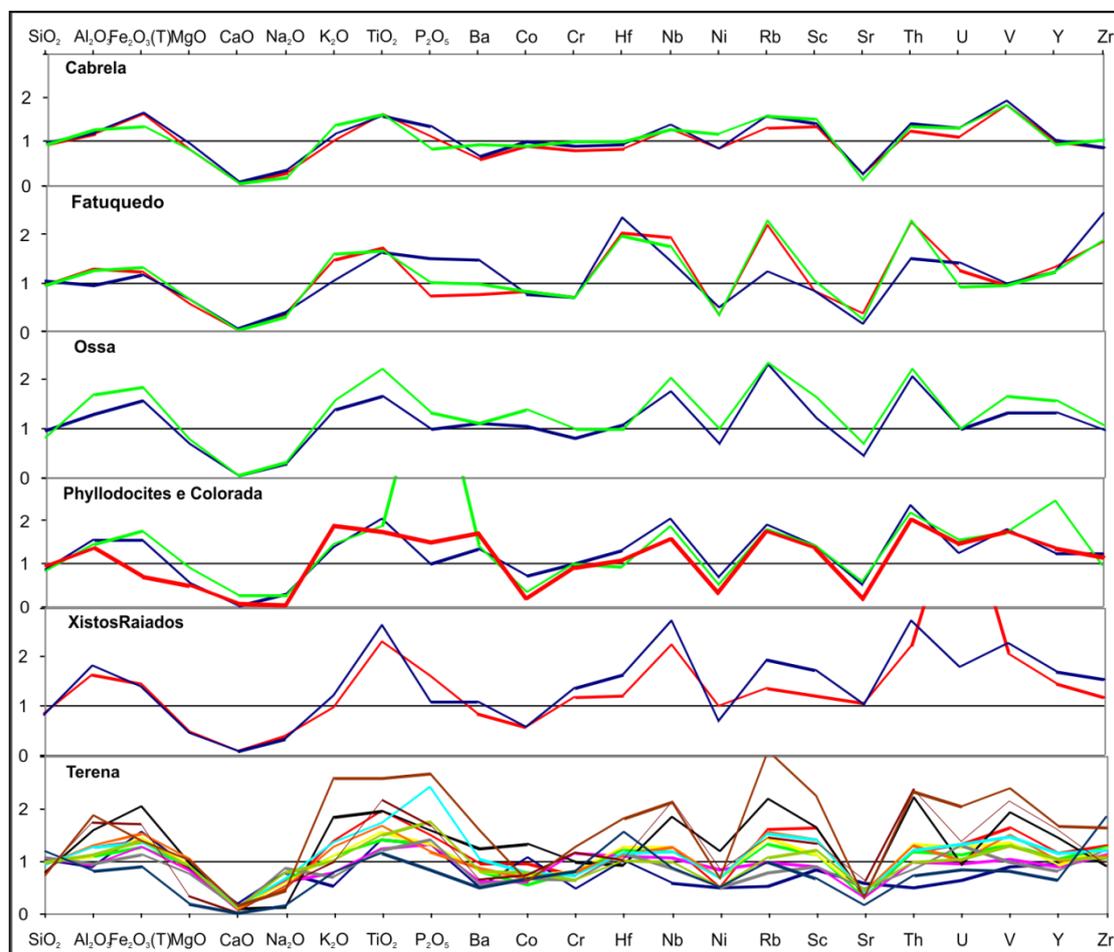


Fig. 5.18 – Normalizações de acordo com o modelo *Upper Crust* (Condie, 1993- modelo restaurado).
Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.3.3 – UPPER CRUST – MODELO CARTOGRÁFICO (CONDIE, 1993)

O modelo *Upper Crust* cartográfico de Condie (1993) é baseado na média das composições químicas das rochas com proporções calculadas com base em cartas geológicas e perfis.

Esta normalização resulta numa curva com uma forma idêntica à normalização anterior (fig.5.18), mas com valores ligeiramente diferentes. O TiO_2 apresenta um mínimo de 1,13 e média de 1,73, enquanto que os valores de MgO , Na_2O e Sr tem valores máximos e médios de 1,05 e 0,74; 0,85 e 0,41; 0,96 e 0,38 respectivamente e o Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Nb , Rb e Th apresentam valores mínimos e médios de 0,70 e 1,41; 0,79 e 1,29; 0,61 e 1,61; 0,54 e 1,69 e 0,51 e 1,74 respectivamente.

É de se referir que o próprio autor deste modelo indica que os valores desta normalização e da normalização anterior (*Upper Crust* modelo restaurado) apresentam resultados semelhantes.

5.3.4 - NORTH AMERICAN SHALE COMPOSITE - NASC (GROMET ET AL., 1984)

Esta normalização é baseada em dados de amostras provenientes maioritariamente dos Estados Unidos, mas com mais de um terço proveniente de outras regiões. Vários autores realizaram propostas de valores para este padrão de normalização (Haskin & Frey, 1966; Haskin & Haskin, 1966; Haskin *et al.*, 1968 e Gromet *et al.*, 1984). Como sugerido por Rollinson (1993), foram utilizados neste trabalho os dados referidos por Gromet *et al.*, 1984.

A normalização de acordo com o modelo NASC (fig. 5.19) resulta em valores relativamente baixos do MgO com máximo de 0,89 e média de 0,63 e do Co com máximo de 0,97 e média de 0,54.

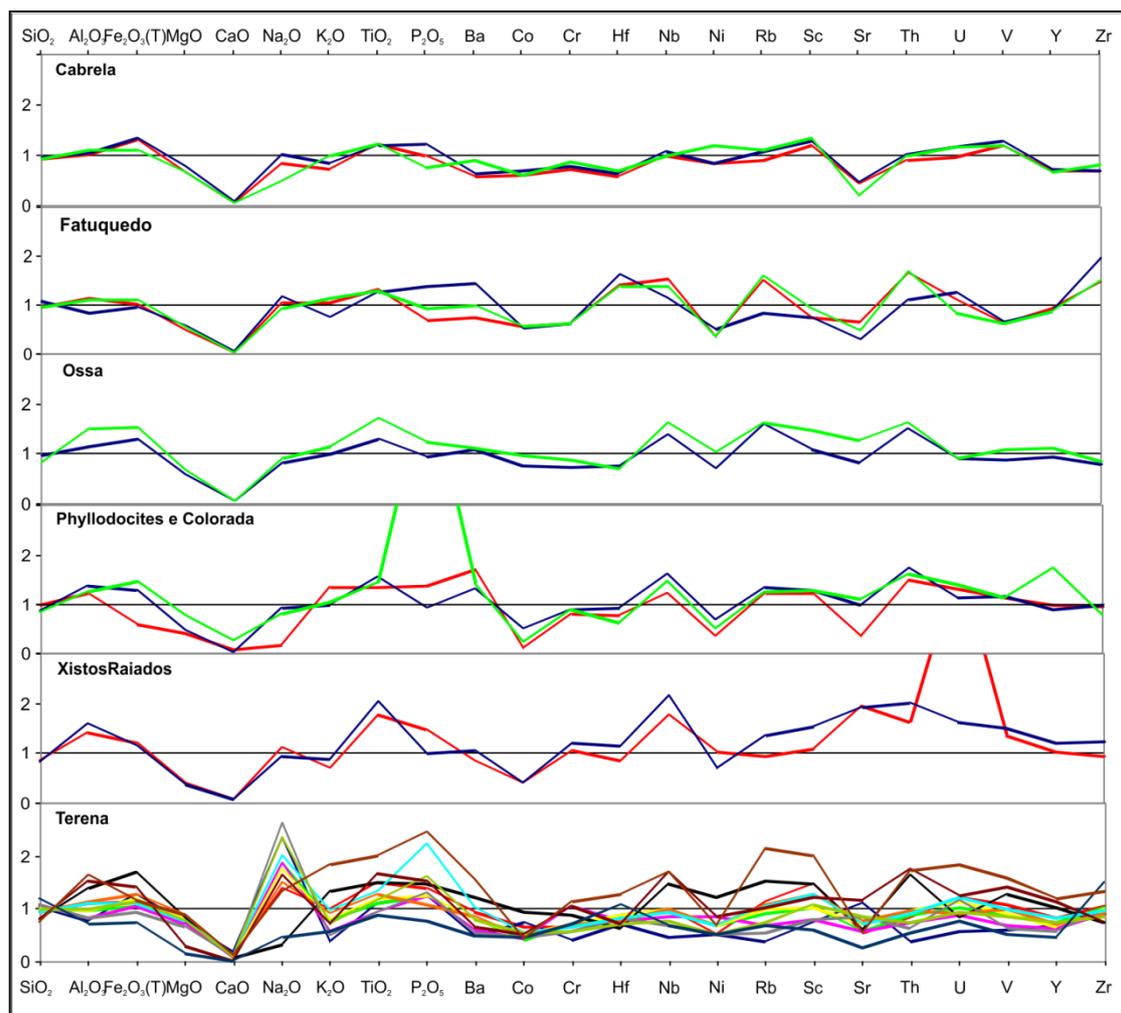


Fig. 5.19 – Normalizações de acordo com o modelo *North American Shale Composite* - NASC (Gromet et al., 1984). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.3.5 - POST ARCHEAN AVERAGE AUSTRALIAN SEDIMENTARY ROCK - PAAS (MCLENNAN, 1989 IN ROLLINSON 1993)

A normalização PAAS resulta num padrão muito semelhante ao NASC. O modelo PAAS resulta numa normalização com baixos valores de MgO e Sr com respectivos valores máximos e médios de 1,16 e 0,81; 1,39 e 0,55.

5.3.6 - CRATONIC SHALES - FANEROZÓICO (CONDIE, 1993)

Condie (1993) realiza este modelo com base em *Shales* de áreas cratônicas e margens passiva em oposição à maioria dos modelos (UC, PAAS, NASC, etc...) que utilizam *Shales* depositados em distintos ambientes tectônicos.

Deves referir que os espectros são bastante próximos dos valores de normalização, situação mais evidente na amostras de Ossa; a homogeneidade das três amostras de Cabrela e a heterogeneidade das amostras de Terena.

A análise da normalização de acordo com o modelo de *Cratonic Shales* (fig. 5.20) resulta em curvas bastante aproximadas à um valor unitário, especialmente para as amostras da Formação de Ossa e de Cabrela. Já a Formação de Terena parece ser mais heterogênea.

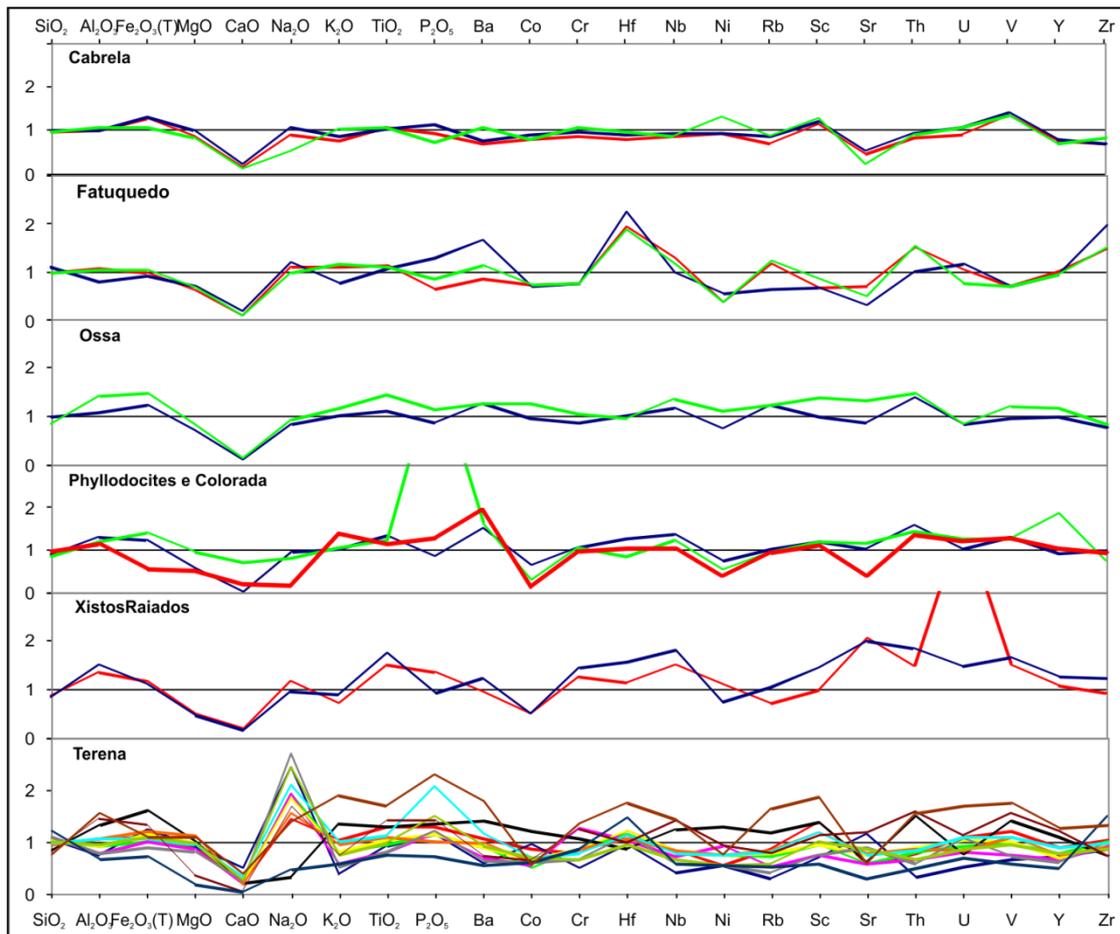


Fig. 5.20 – Normalizações de acordo com o modelo *Cratonic Shales* - Fanerozóico (Condie, 1993). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.3.7 - CRATONIC SANDSTONES - FANEROZÓICO (CONDIE, 1993)

Condie (1993) compara neste modelo desde quartzos arenitos até arenitos arcóicos.

A normalização de acordo com o modelo *Cratonic sandstones* origina valores inadequados para este tipo de análises (máximo de 37,00 e mínimo de 0,02) e por este motivo foi considerado como inadequado.

5.3.8 – FELSIC VOLCANIC ROCKS - PALEOZÓICO – FVR (CONDIE, 1993)

O modelo de *Felsic Volcanic Rocks (FVR)* de Condie (1993), foi estimado com base na média dos vários componentes félsicos (desde dacitos a riolitos) em perfis estratigráficos e cartas geológicas detalhadas. Neste modelo não foram incluídas rochas vulcanoclásticas.

A normalização de acordo com o modelo FVR resulta em dados com grande variação e por este motivo foi excluído desta análise à semelhança do modelo anterior.

5.3.9 - GRAUVAQUES- PALEOZÓICO (CONDIE, 1993)

Condie (1993) utiliza a nomenclatura Grauvaque para descrever uma ampla gama de rochas vulcanoclásticas depositadas em ambientes continentais ou oceânicos. Este mesmo autor não incluí neste modelo turbiditos em contexto de margens passivas, cratões e rifts.

A normalização de acordo com o modelo para Grauvaques do Paleozóico (fig. 5.21) resulta em valores relativamente baixos de Na_2O (máximo de 1,06 e média de 0,51) e valores elevados de K_2O (mínimo de 0,64 e média de 1,57).

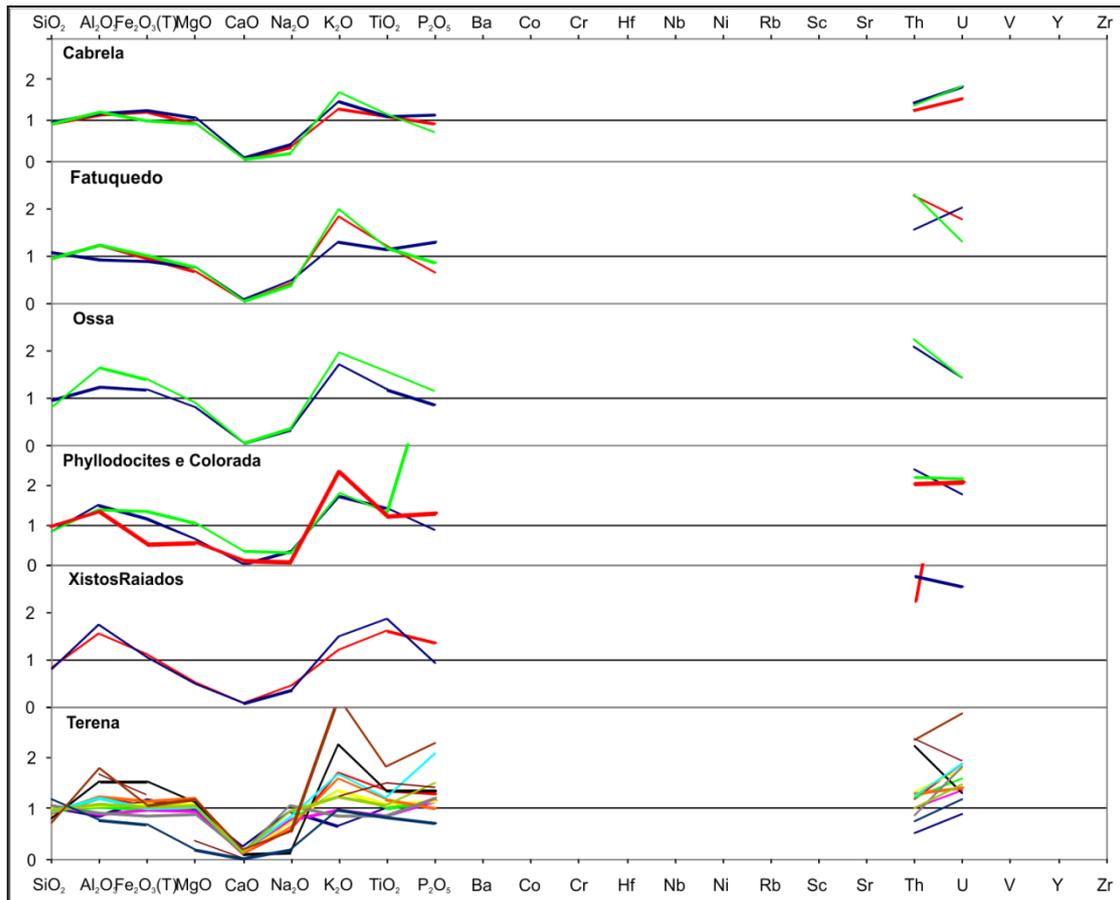


Fig. 5.21 – Normalizações de acordo com o modelo Grauwaques- Paleozóico (Condie, 1993). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.3.10 - ANDESITOS - PALEOZÓICO (CONDIE,1993)

Condie (1981, 1993) identifica uma variação importante na composição média dos andesitos com o passar do tempo que indicam diferentes origens destas rochas de acordo com a Era de formação desta.

O modelo de Andesitos paleozóicos resulta numa normalização com valores muito altos de K₂O (mínimo 1,14 de e média de 2,77) e relativamente baixos de MgO e Na₂O com máximos e médios 0,75 e 0,53; 0,78 e 0,38 respectivamente.

5.3.11 – CONCLUSÃO

Da observação dos dados das normalizações representadas nas figuras 5.17 à 5.21 conclui-se que a normalização de acordo com os parâmetros do modelo *Cratonic Shales* de Condie (1993) se ajusta melhor aos dados existentes pelo que as análises seguintes serão baseadas neste modelo (fig. 5.20). Este factor sugere que as formações estudadas aproximam-se em termos litogeoquímicos, o que poderá sugerir um

contexto sedimentar e tectónico semelhante ao descrito pelo referido autor, ou seja *Shales* depositados em ambientes cratónicos em margem passiva durante o Fanerozóico indicando um elevado grau de maturidade sedimentar.

Observa-se também (fig. 5.22) que as razões do CaO são sistematicamente inferiores aos valores normalizados. Este facto deve-se à inclusão de sedimentos carbonatados no cálculo das médias dos valores de normalização.

	Muito Alto	Alto	Baixo	Muito Baixo
UCC	Cr, Ni	Fe ₂ O ₃ , Ti, V	Na ₂ O, Sr	CaO
UC (rest.)	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ , Al ₂ O ₃ , Nb, Rb, Th	Na ₂ O, Sr	CaO
UC (cart.)	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ , Al ₂ O ₃ , Nb, Rb, Th	Na ₂ O, Sr	CaO
NASC			MgO, Co	CaO
PAAS			MgO, CaO, Sr	
Cratonic Shales			MgO, CaO	
Cratonic Sandstones	--	--	--	--
FVR	--	--	--	--
Grauvaques	K ₂ O		MgO, Na ₂ O	CaO
Andesitos	K ₂ O		MgO, Na ₂ O	CaO

Fig. 5.22 – Resumo da análise visual qualitativa das normalizações de acordo com as figura 5.17 à 5.21.

A análise a seguir é baseada na normalização de acordo com o modelo *Cratonic Shales* de Condie (1993) (fig. 5.20). Não seram referidos os valores do CaO, pois estes são sistematicamente baixos. Esta análise foi realizada de forma generalizada não dispensando a referência aos dados originais da normalização.

Amostra	Formação	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Ba	Co	Cr	Hf	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zr	
192	Cabrela					<<																			
193	Cabrela					<<																			
194	Cabrela					<<													<						
195	Colorada					<	<<				>	<<				<			<						
008	Fatuquedo					<<								>		<				>					
011	Fatuquedo					<<					>			>>					<						>
012	Fatuquedo					<<								>		<				>					>
041	Ossa					<<																			
042	Ossa					<<																			
014	<i>Phyllodocites</i>					<<					>									>					
017	<i>Phyllodocites</i>									>>	>	<													>
199	Xistos Raiados					<<			>										>>		>>	>			
200	Xistos Raiados		>			<<			>					>	>				>	>		>			
019B	Terena					<																			
019G	Terena						>>	<							<				<		<				
025B	Terena					<<	>																		
027	Terena					<<	>																		
196	Terena					<<	>																		
197	Terena			>		<<	<																		
198	Terena					<<	>																		
201	Terena					<	>>																		
202	Terena					<	>>			>>															
203	Terena					<	>>			>															
204	Terena				<	<<	>													>			>		
205	Terena					<<	<<													<					
206	Terena		>			<		>	>	>>	>			>			>	>		>	>	>			

Fig. 5.23 – Avaliação quantitativa relativa das razões de óxidos e elementos normalizados de acordo com o modelo de *Cratonic Shales* de Condie (1993) (fig.5.20). >> maior que 2; > entre 1,5 e 2; < entre 0,4 e 0,2; << menor que 0,2.

Formação de Cabrela

As amostras desta Formação apresentam espectro de normalização bastante homogêneos e próximo ao modelo sendo somente de ressaltar os valores relativamente baixos de Sr.

Formação da Colorada

A única amostra da Formação da Colorada apresenta variações relativamente importantes em relação ao modelo em estudo. São de referir os baixos valores de Na₂O, Co, Ni e Sr e o valor elevado de Ba. Não se observa a anomalia negativa de K₂O referida por Borrego (2009).

Formação de Fatuquedo

As amostras provenientes da Formação de Fatuquedo apresentam uma distribuição das razões de normalização mais variada, com valores elevados de Hf, Th e Zr e valores reduzidos de Sr. Também é de salientar o valor elevado de Ba na amostra 011.

Formação de Ossa

As análises da Formação de Ossa registaram uma aproximação bastante boa à este modelo, não sendo de destacar nenhuma variação considerável (com exceção ao CaO).

Formação dos Xistos com *Phyllocytes*

As amostras dos Xistos com *Phyllocytes* apresentam uma distribuição divergente no que se refere à alguns elementos. Além de apresentar um valor elevado de Y, a amostra 017 mostra duas importantes anomalias: níveis relativamente elevados de CaO (0,71) e um pico bastante pronunciado de P₂O₅ (5,28). Os dados da amostra 014 não contém variações importantes em relação ao modelo de normalização em causa.

Formação dos Xistos Raiados

Os exemplares desta Formação exibem razões elevadas de Al₂O₃, TiO₂, Hf, Nb, Sr, Th e V enquanto que a amostra 199 mostra uma anomalia de U com 4,52 valores.

Formação de Terena

Com exceção do exemplar 206, as amostras da Formação de Terena tem uma distribuição relativamente uniforme quando comparada ao modelo em estudo, sendo de destacar somente os níveis elevados de Na₂O e P₂O₅. Não se observa nenhuma ligação óbvia entre a granulometria das amostras e a variação nos padrões de normalização.

5.4 – PROVENIÊNCIA LITOLÓGICA

De uma forma genérica a palavra Proveniência tem sido utilizada para descrever todos os factores relacionados com a produção do sedimento, desde a composição da rocha mãe até a diagenese passando pelos processos de meteorização, transporte e deposição (Weltje & von Eynatten, 2004). Segundo Pettijohn *et al.* (1987) a tendência “moderna” dos estudos de proveniência é tentar deduzir as características das áreas mãe.

Neste subcapítulo optou-se por utilizar a nomenclatura Proveniência Litológica para indicar estudos de proveniência que incidem somente na tentativa de inferir as características litológicas da rocha mãe que originou os sedimentos estudados.

5.4.1 – FUNÇÃO DISCRIMINANTE 1 (ROSER & KORSCH, 1988)

Roser & Korsch (1988) utilizam duas funções discriminantes baseadas em elementos maiores para caracterizar a proveniência:

Função 1:

$$- 1,773 * \text{TiO}_2 + 0,607 * \text{Al}_2\text{O}_3 + 0,76 * \text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,5 * \text{MgO} + 0,616 * \text{CaO} + 0,509 * \text{Na}_2\text{O} - 1,224 * \text{K}_2\text{O} - 9,09$$

Função 2:

$$0,445 * \text{TiO}_2 + 0,07 * \text{Al}_2\text{O}_3 - 0,25 * \text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,142 * \text{MgO} + 0,438 * \text{CaO} + 1,475 * \text{Na}_2\text{O} + 1,426 * \text{K}_2\text{O} - 6,861$$

O diagrama discriminante resultante individualiza quatro possibilidades de proveniência sedimentar: ígnea félsica, intermédia e máfica e sedimentar quartzosa.

De acordo com este modelo as amostras analisadas apresentam-se relativamente dispersas pelos diferentes campos definidos pelos referidos autores (fig. 5.24 e 5.25). Dada a complexidade das funções e a baixa discriminação dos gráficos resultantes, não é possível uma indicação clara das proveniências das amostras estudadas.

As amostras da Formação da Formação de Cabrela indicam uma proveniência sedimentar quartzosa, enquanto que as dos Xistos com *Phyllocytes* sugerem uma proveniência ígnea intermédia, a Formação de Fatuquedo apresenta amostras com proveniência ígnea félsica (008 e 012) e uma amostra com proveniência sedimentar quartzosa. A amostra da Formação da Colorada encontra-se no limite entre uma proveniência sedimentar quartzosa e ígnea félsica, enquanto que a Formação da Ossa

é proveniente de um contexto ígneo félsico a intermédio e a Formação dos Xistos Raiados de um contexto ígneo intermédio a máfico.

No que se refere à Formação de Terena (fig.5.25), com a excepção da amostra 204 (proveniência ígnea máfica) e da 197 (proveniência ígnea intermédia) todas as outras amostras apresentam proveniência ígnea félsica (019, 202, 203 e 206) ou sedimentar quartzosa (019G, 025B, 027, 196, 198, 201 e 205).

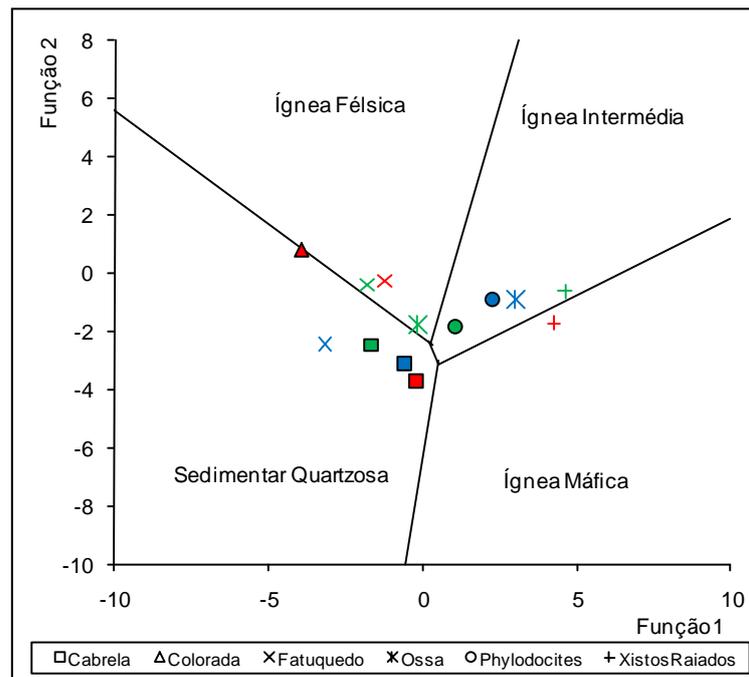


Fig. 5.24 – Proveniência litológica segundo o modelo de Roser & Korsch (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

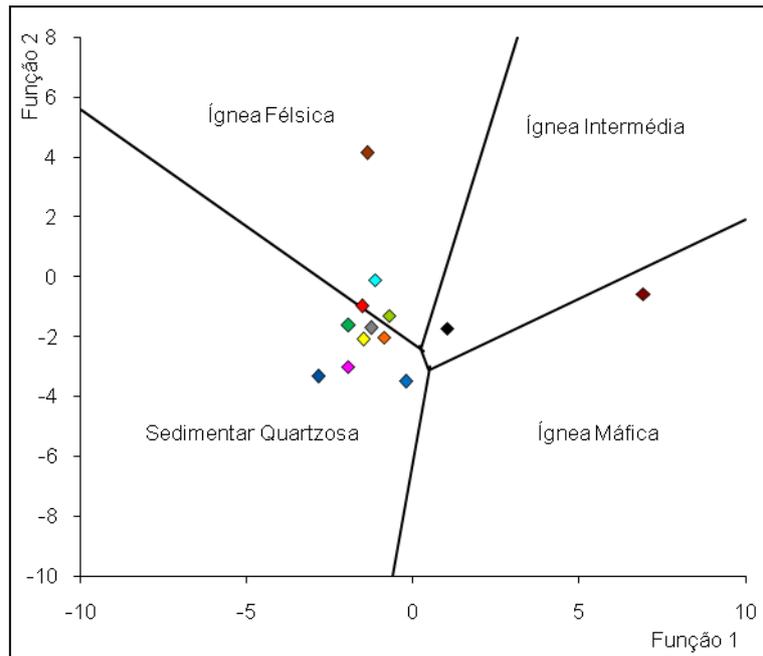


Fig. 5.25 – Proveniência litológica da Formação de Terena segundo o modelo de Roser & Korsch (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.4.2 – FUNÇÃO DISCRIMINANTE 2 (ROSER & KORSCH, 1988)

O segundo método de Roser & Korsch (1988) utiliza novamente duas funções discriminantes baseadas em elementos maiores, mas desta vez os referidos autores não utilizam o CaO e optam pela utilização das razões dos diferentes óxidos em relação ao Al_2O_3 :

Função 1:

$$30,638 TiO_2/Al_2O_3 - 12,541 Fe_2O_3/Al_2O_3 + 7,329 MgO/Al_2O_3 + 12,031 Na_2O/Al_2O_3 + 35,402 K_2O/Al_2O_3 - 6,382$$

Função 2:

$$56,500 TiO_2/Al_2O_3 - 10,879 Fe_2O_3/Al_2O_3 + 30,875 MgO/Al_2O_3 - 5,404 Na_2O/Al_2O_3 + 11,112 K_2O/Al_2O_3 - 3,89$$

Este método é útil quando pretende-se excluir a influência de CaO biogénico.

A aplicação deste modelo discriminante resulta num padrão mais homogêneo (fig.5.26) indicando uma proveniência ígnea intermédia, com a exceção da amostra da Formação da Colorada (proveniência sedimentar quartzosa) e da amostra 012 da Formação de Fatuquedo (proveniência ígnea félsica).

Em relação às amostras da Formação de Terena (fig.5.27), a amostra 206 aponta para uma proveniência sedimentar quartzosa, a amostra 202 ígnea félsica, as amostras

019G e 204 ígnea máfica enquanto que as amostras restantes indicam proveniência ígnea intermédia.

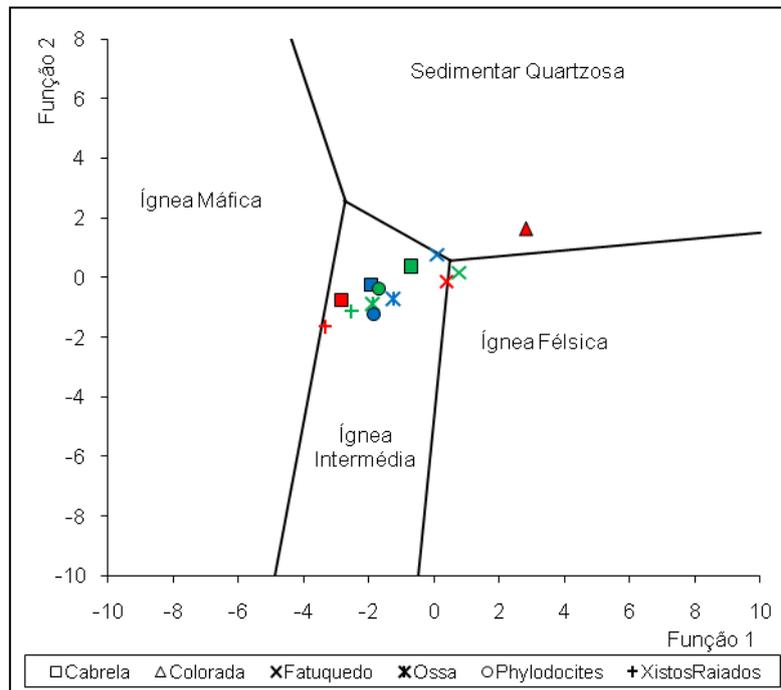


Fig. 5.26 – Proveniência litológica segundo o modelo de Roser & Korsch (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

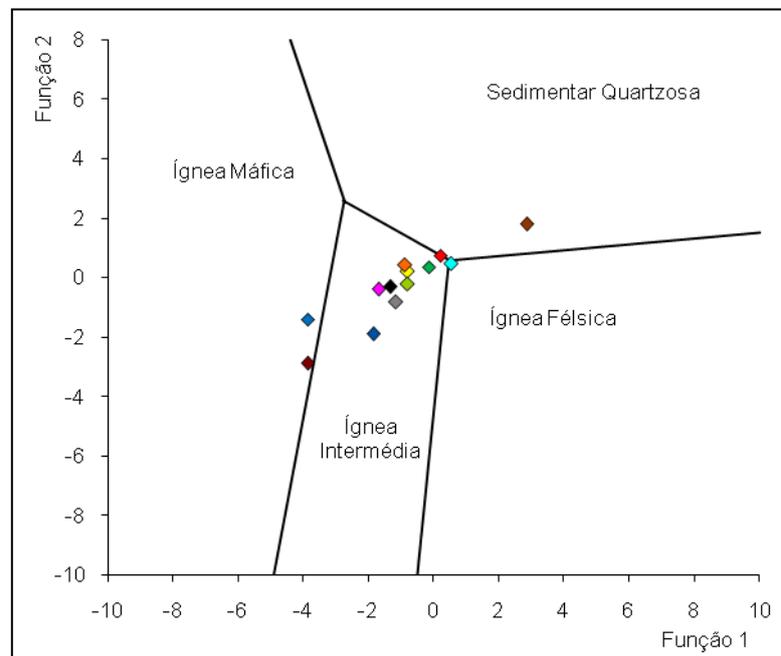


Fig. 5.27 – Proveniência litológica da Formação de Terena segundo o modelo de Roser & Korsch (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.4.3 – Ni vs TiO₂ (FLOYD *ET AL.*, 1989)

Floyd *et al.*(1989) descreve um diagrama relativamente simples onde são destacados dois campos, um que sugere uma origem em rochas ácidas e outro que sugere uma origem básica, utilizando para este efeito as concentrações de TiO₂ e Ni.

A utilização deste modelo revela uma tendência para uma proveniência mais ácida das amostras, sem no entanto haver amostras com proveniência claramente ácidas.

No que se refere à Formação de Terena, este mesmo modelo resulta também numa tendência de proveniência ácida, com as amostras 019G, 025B, 196, 201, 203 e 205 claramente inseridas no campo da proveniência ácida.

5.4.4 – CONCLUSÕES

No que se refere à análise de proveniência litológica, os três métodos aqui estudados apresentam resultados bastante contraditórios.

Relativamente à Formação de Terena, os modelos resultam em proveniências deste ácidas à ígnea intermédia e sedimentar quartzosa. As outras Formações também apresentam uma ampla gama de resultados.

Observa-se portanto que a associação dos dados existentes com as metodologias atrás descritas não permitem a conclusão de informações significativas.

Apesar de alguns gráficos (fig. 5.26 e fig. 5.27) resultarem em proveniências litológicas relativamente claras, a conjugação das várias metodologias utilizadas são bastante contraditórias e portanto não permitem uma síntese conjugada.

5.5 – CONTEXTO TECTÓNICO

Apesar da composição geoquímica das rochas sedimentares ser condicionada por variáveis como proveniência, meteorização, transporte, diagénese, etc ..., o contexto tectónico foi apontado por Pettijohn et al. (1972) e Blatt et al. (1972) como sendo o principal factor que influencia esta composição. Esta circunstancia deve-se essencialmente ao facto da maioria dos factores intervenientes no processo sedimentar serem controlados pelo contexto tectónico.

5.5.1 – $Fe_2O_3 + MgO$ vs TiO_2 (BHATIA, 1983)

Bhatia (1983) propõe uma classificação em quatro contextos tectónicos diferentes com base na análise de sessenta e nove amostras provenientes de cinco unidades areníticas paleozóicas.

O Ferro e o Titânio são utilizados devido às baixas mobilidade e período de residência na água do mar (Holland, 1978). Apesar do Magnésio ter um tempo de residência elevado na água do mar, ele mantém-se inalterado depois de sedimentado em rochas de baixa permeabilidade (Blatt et al., 1972), revelando-se também útil neste tipo de classificação (Bhatia, 1983).

A aplicação deste modelo (fig.5.28) demonstra uma clara tendência à um contexto de arco oceânico para a Formação de Cabrela enquanto que as outras Formações (com excepção da Formação de Terena) apresentam-se essencialmente dispersas fora dos campos definidos pelo referido autor. É de destacar a posição anormal da amostra da Formação de Colorada que devido à suas características litológicas deveria se encontrar num contexto de margem passiva, assim como foi observado por Borrego (2009).

A Formação de Terena (fig.5.29) apresenta essencialmente um contexto de arco oceânico com as amostras 027, 201 e 205 a apontarem para um contexto de arco continental.

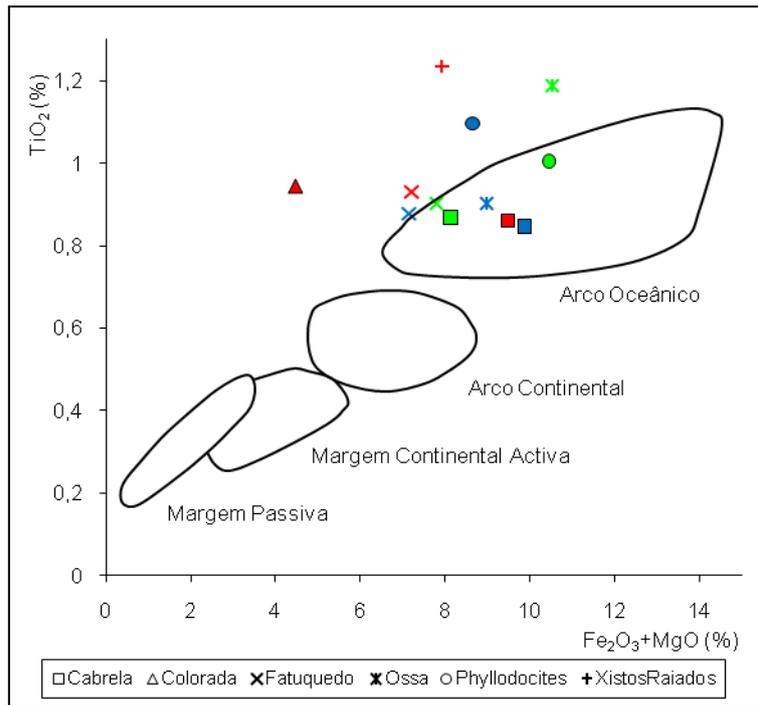


Fig. 5.28 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

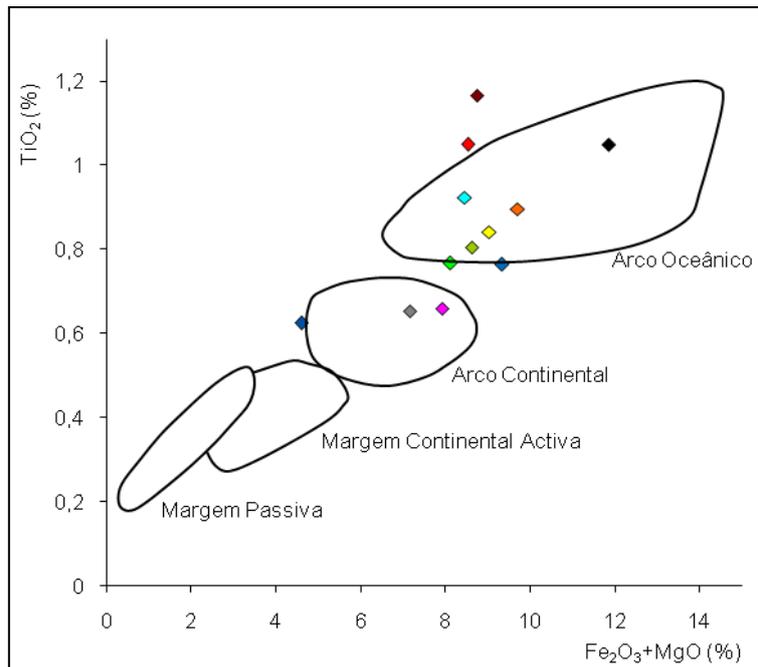


Fig. 5.29 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.5.2 - $Fe_2O_3 + MgO$ vs $Al_2O_3 + SiO_2$ (BHATIA, 1983)

De acordo com o referido autor, a relação Al_2O_3 / SiO_2 indica o grau de enriquecimento em quartzo, enquanto que o $Fe_2O_3 + MgO$ indica a concentração de minerais máficos.

O segundo modelo de Bhatia (1983) resulta em dados bastante dispersos ao longo dos campos definidos por este autor (fig. 5.30 e 5.31), mas as amostras continuam a manter uma tendência para um contexto de arco oceânico. As amostras 027 e 201 da Formação de Terena apontam para um contexto de arco continental, enquanto que a amostra 205 indica um contexto de margem continental activa, apresentando no entanto uma dispersão importante que coloca em causa a validade desta informação.

Novamente a amostra da Formação da Colorada apresenta uma localização anormal.

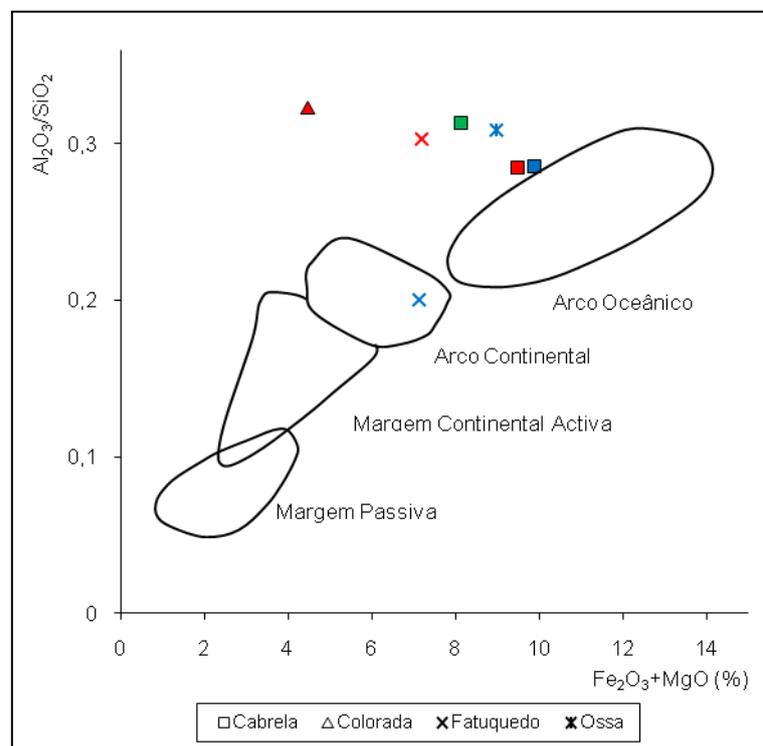


Fig. 5.30 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

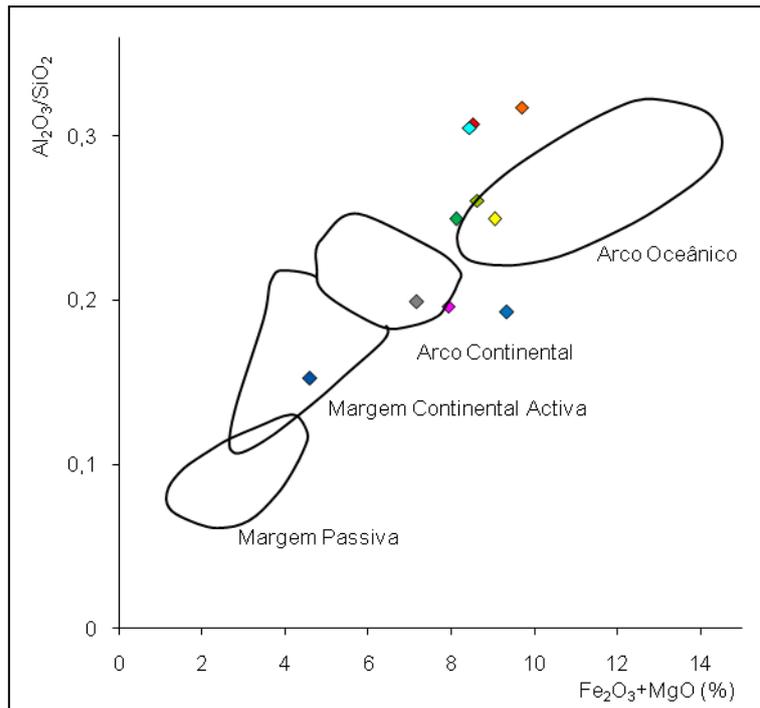


Fig. 5.31 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.5.3 - FUNÇÃO DISCRIMINANTE (BHATIA, 1983)

À semelhança dos outros métodos desenvolvidos por Bhatia (1983), a função discriminante dissocia quatro contextos tectónicos através de duas funções discriminantes:

Função 1:

$$-0,0447 * SiO_2 - 0,972 * TiO_2 + 0,008 * Al_2O_3 - 0,267 * Fe_2O_3 + 0,208 * FeO - 3,082 * MnO + 0,14 * MgO + 0,195 * CaO + 0,719 * Na_2O - 0,032 * K_2O + 7,51 * P_2O_5 + 0,303$$

Função 2:

$$-0,421 * SiO_2 + 1,988 * TiO_2 - 0,526 * Al_2O_3 - 0,551 * Fe_2O_3 - 1,61 * FeO + 2,72 * MnO + 0,881 * MgO - 0,907 * CaO - 0,177 * Na_2O - 1,84 * K_2O + 7,244 * P_2O_5 + 43,57$$

Estas funções discriminantes sugerem um contexto de margem passiva para quase todas as amostras (fig.5.32 e 5.33) com a excepção da Formação da Colorada e da amostra 206 da Formação de Terena que apontam para um regime de margem continental activa.

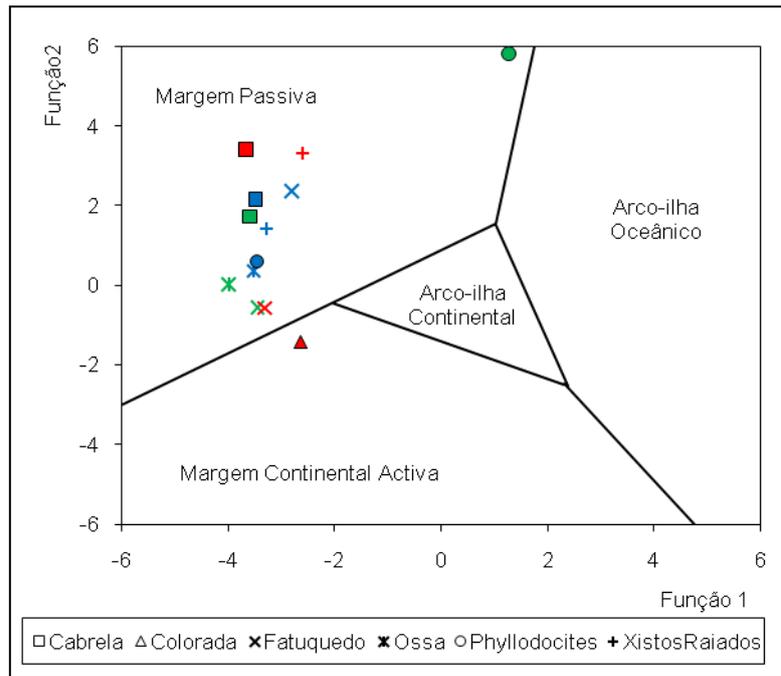


Fig. 5.32 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

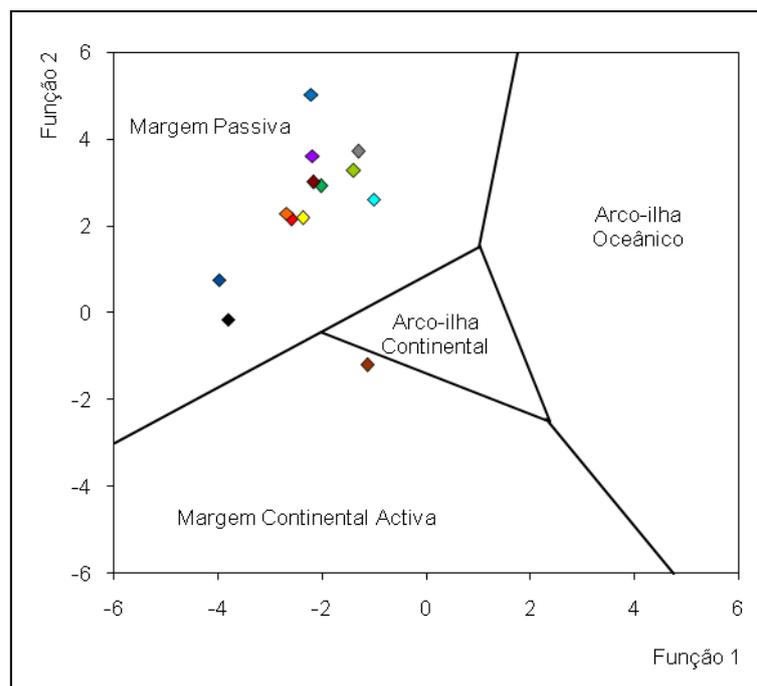


Fig. 5.33 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia (1983). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.5.4 – LA/SC VS TI/ZR (BHATIA & CROOK, 1986)

Os referidos autores partem de um pressuposto teórico em que a abundância de Ti e Sc é relacionada com rochas máficas enquanto que a abundância de La e o Zr está ligada às rochas félsicas.

A aplicação do modelo de Bhatia & Crook (1986) resulta num contexto claramente de Margem Continental Activa para a Formação de Fatuquedo (fig. 5.34) enquanto que as restantes amostras (com excepção da Formação de Terena) apresentam-se dispersas fora dos campos definidos pelos referidos autores. É de se destacar todavia um relativo agrupamento das amostras pertencentes à mesma Formação.

No que se refere à Formação de Terena (fig.5.35), esta encontra-se relativamente dispersa com excepção das amostras 025B, 027, 196 e 201 que indicam um contexto de Margem Continental Activa.

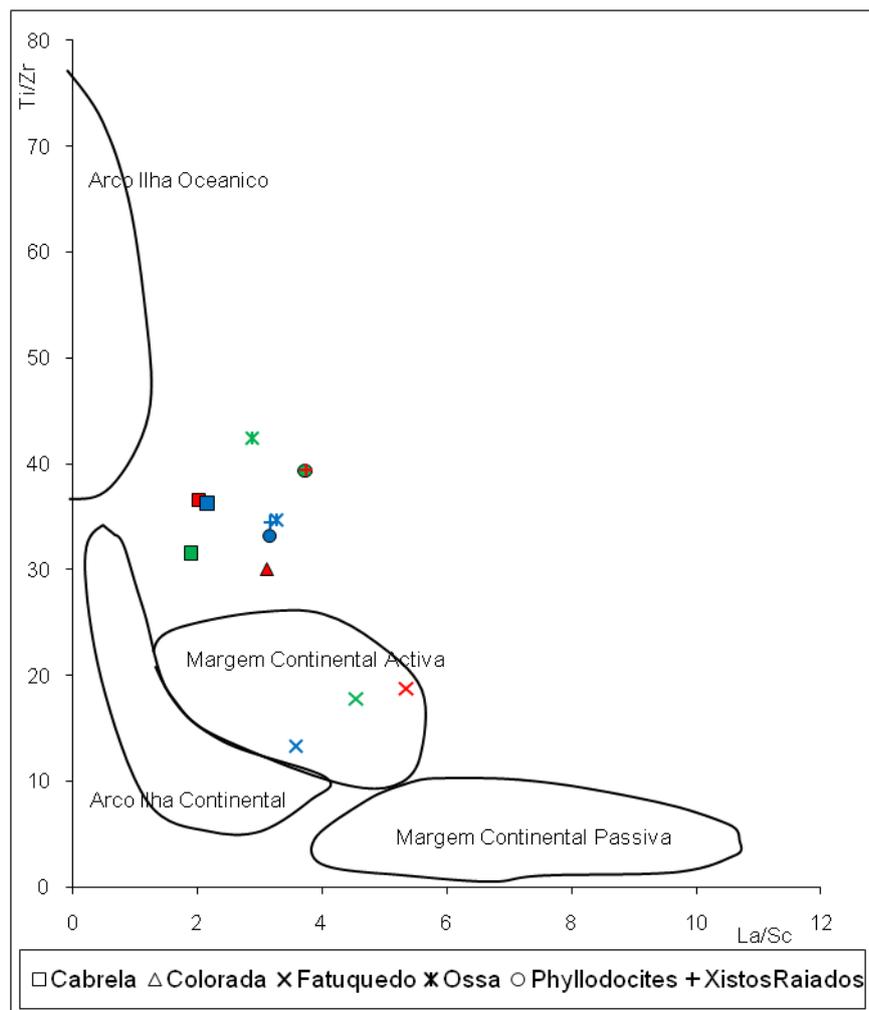


Fig. 5.34 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

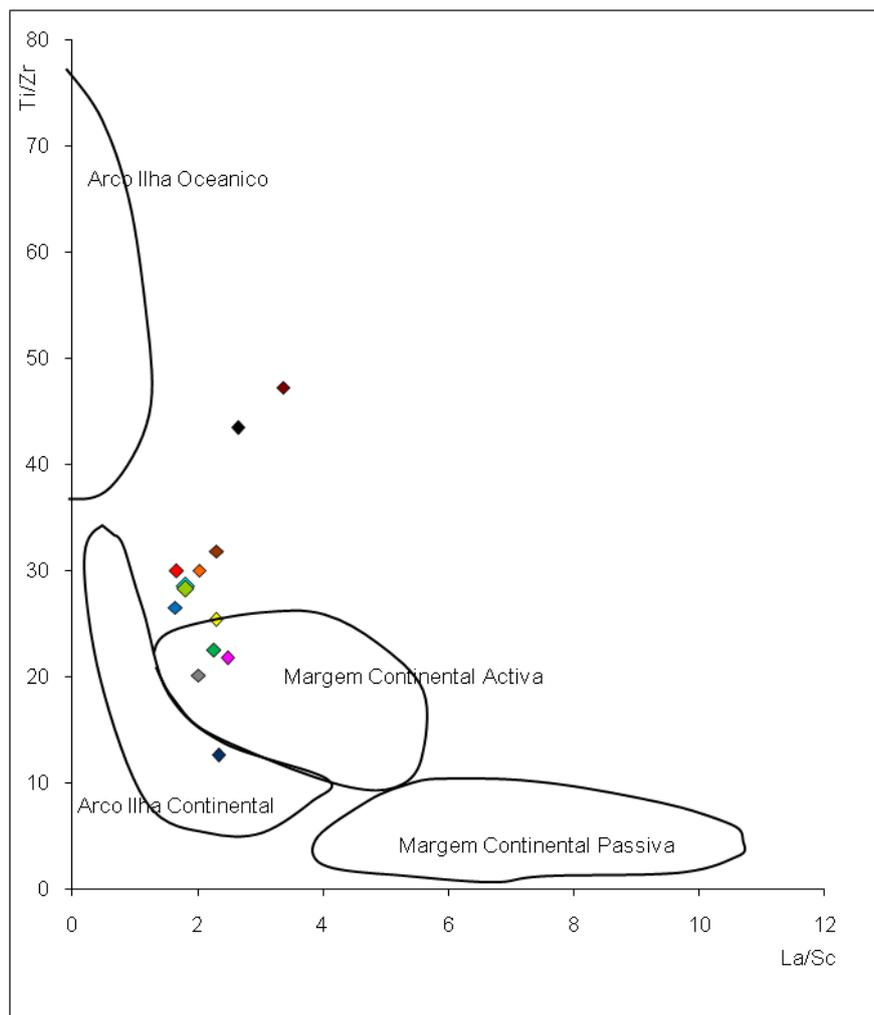


Fig. 5.35 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.5.5 – Sc/Cr vs La/Y (BHATIA & CROOK, 1986)

Segundo estes autores, a relação entre La/Y está relacionada com o enriquecimento em Terras Raras Leves em relação à Terras Raras Pesadas, enquanto que a relação Sc/Cr relaciona dois elementos compatíveis.

A aplicação do segundo modelo de Bhatia & Crook (1986) resulta numa dispersão significativa dos dados fora dos campos definidos pelos referidos autores. No que se refere à Formação de Terena, parece haver um *cluster* a indicar um contexto de Margem Continental Passiva e outras amostras dispersas, sendo de destacar a amostra 019G que indica um contexto de Arco Ilha Oceânico.

5.5.6 – SC vs TH vs ZR (BHATIA & CROOK, 1986)

Os referidos autores utilizam três elementos traço com baixa mobilidade na realização deste diagrama ternário: o tório, o escândio e o zircônio. Este último elemento é dividido por dez de forma a que os pontos localizem-se numa posição central do gráfico.

Apesar das amostras da Formação de Ossa e dos Xistos com *Phyllocytes* encontrem-se no limite do campo definido por Bhatia e Crook (1986), a aplicação do modelo ternário destes autores (fig.5.36) indica uma tendência à classificação das amostras num contexto de Arco Ilha Continental. As amostras da Formação de Fatuquedo indicam uma tendência mais próxima de Margem Continental Passiva enquanto que as de Cabrela indicam uma tendência para Arco Ilha Oceanico.

No que se refere à Formação de Terena (fig. 5.37), a maioria das amostras encontram-se claramente num contexto de Arco Ilha Continental, com excepção às amostras 019G, 197, 204 e 205 que encontram-se além dos campos definidos por Bhatia e Crook (1986).

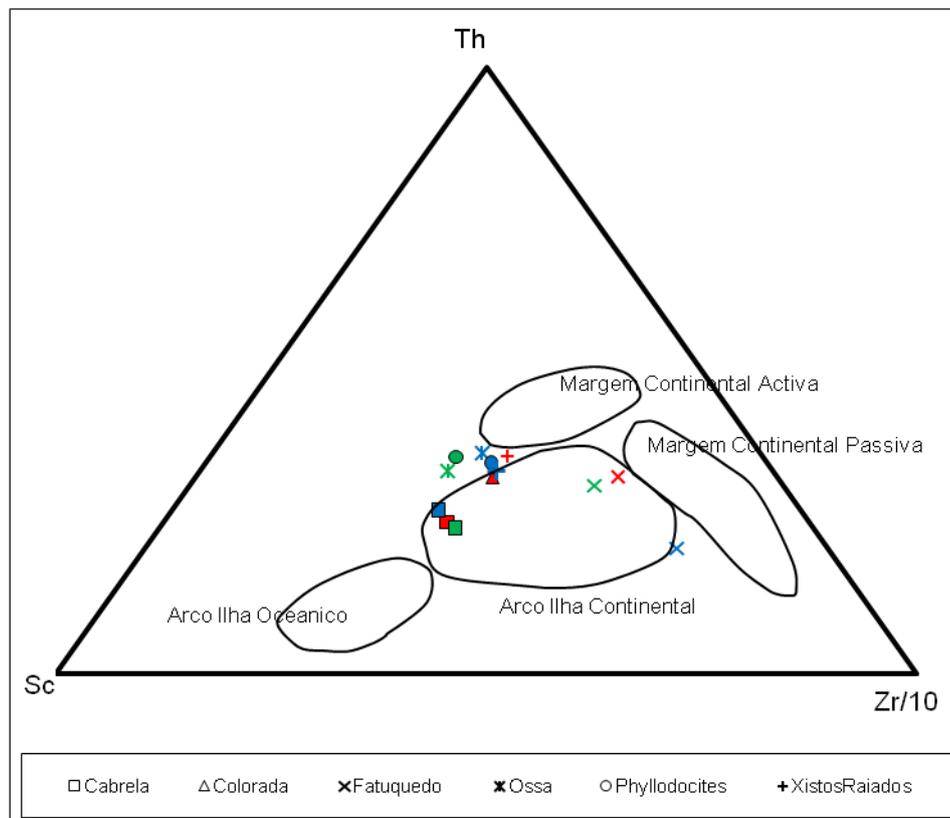


Fig. 5.36 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

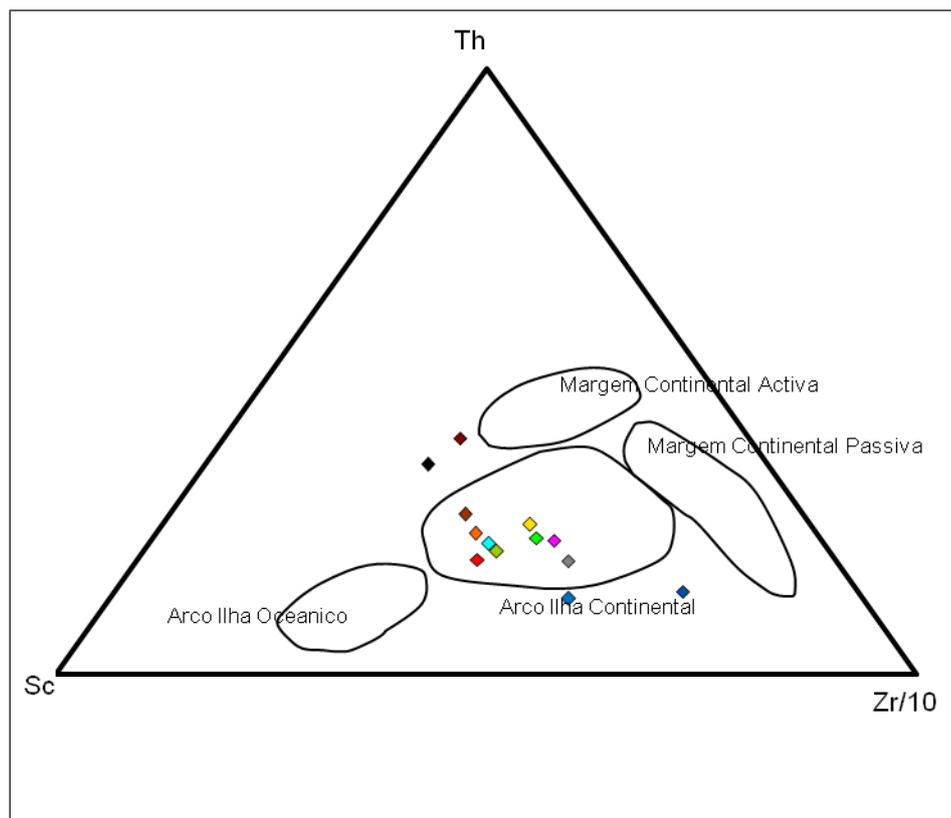


Fig. 5.37 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.5.7 – SC VS TH VS LA (BHATIA & CROOK, 1986)

Este diagrama é semelhante ao diagrama anterior com a substituição do zircônio pelo lantânio.

A aplicação do segundo modelo ternário de Bhatia & Crook (1986) resulta num cluster relativamente bem definido num contexto de Arco Ilha Continental (fig.5.38 e 5.39) muito semelhantes ao modelo anterior (fig.5.36 e 5.37). As únicas exceções são as amostras 008 e 012 da Formação de Fatuquedo que são indicadas num ambiente de Margem Continental. As amostras da Formação de Terena apresentam um claro contexto de Arco Ilha Oceânico.

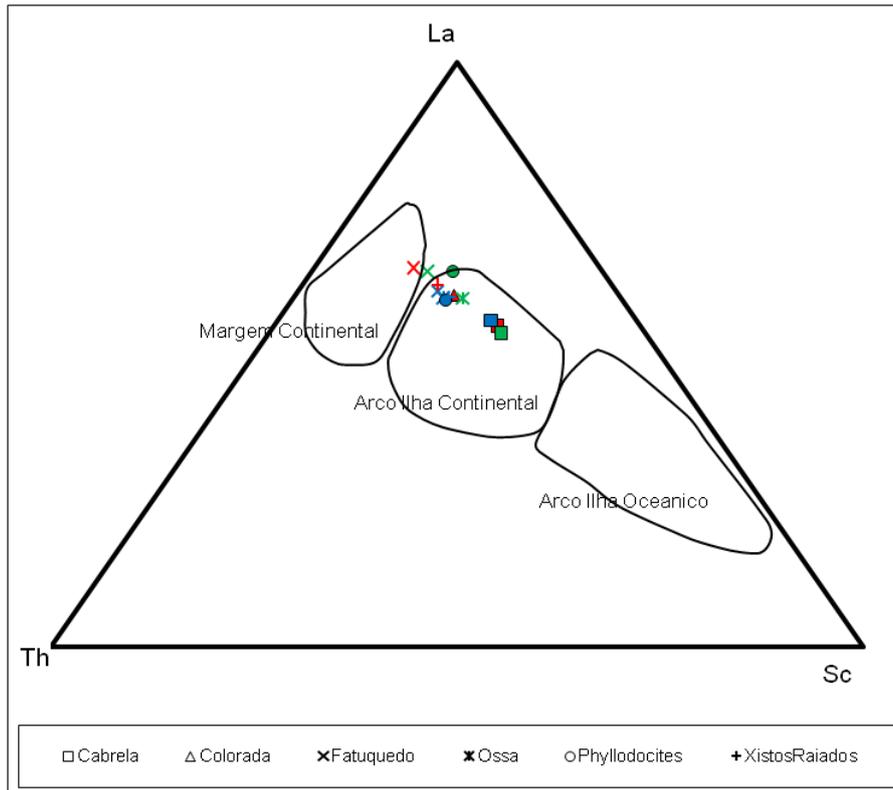


Fig. 5.38 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

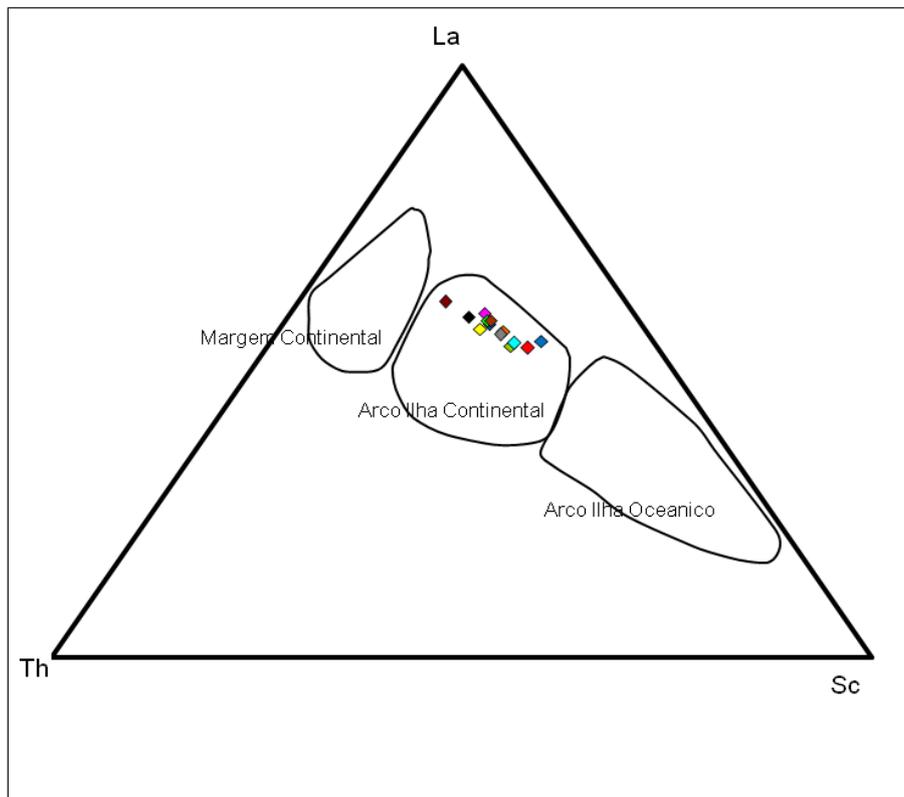


Fig. 5.39 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Bhatia & Crook (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.5.8 – SiO₂ vs K₂O/Na₂O (ROSER & KORSCH, 1986)

Estes autores desenvolveram um diagram que compara o SiO₂ e a razão K₂O / Na₂O para discriminar entre um contexto de arco-ilha, margem continental passiva e margem continental activa.

O K₂O (feldspato potássico e mica) é um óxido com afinidade continental, enquanto que o Na₂O (plagioclase) tem afinidade oceânica, por este motivo a razão K₂O / Na₂O aumenta desde um contexto oceânico em direcção à um contexto continental.

A aplicação do modelo tectónico de Roser & Korsch (1986), resulta num contexto de arco-ilha para a maioria das amostras (fig. 5.40 e 5.41), com excepção das amostras 195 (Formação da Colorada), 011 (Formação de Fatuquedo), 205 (Formação de Terena) todas com contexto de margem continental activa. Apesar da Formação da Colorada ter uma tendência mais “passiva”, seria de se esperar que esta se situasse num contexto claramente de Margem Passiva (Borrego, 2009).

É de se referir que apesar das amostras 198, 204 e 206 da Formação de Terena não terem sido representadas no gráfico devido à apresentarem uma percentagem de SiO₂ inferior ao limite mínimo definido por Roser & Korsch (1986), suas projecções estariam muito próximas de um contexto de arco-ilha.

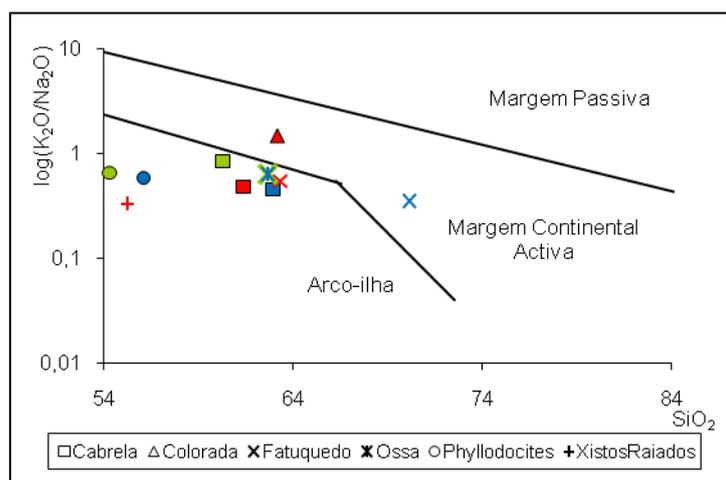


Fig. 5.40 - Contexto Tectónico de acordo com o modelo de Roser & Korsch (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

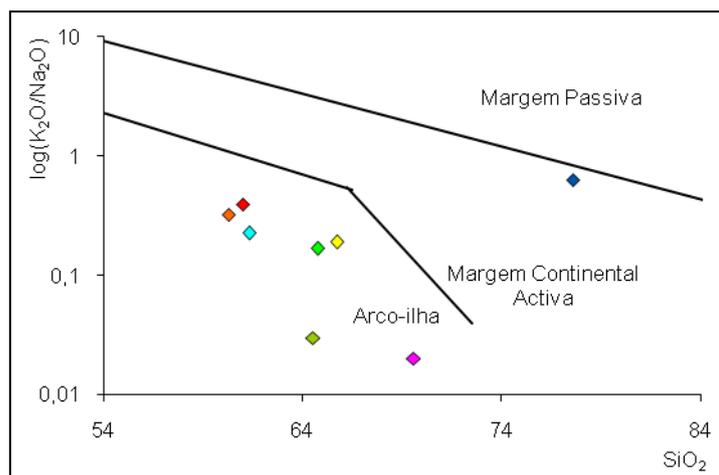


Fig. 5.41 - Contexto Tectónico da Formação de Terena de acordo com o modelo de Roser & Korsch (1986). Ver fig. 5.2 para código de cores.

5.5.9 – CONCLUSÕES

Os oito modelos de contexto tectónico estudados neste capítulo, mostram resultados relativamente incongruentes para as várias Formações estudadas.

As análises das amostras da Formação de Terena parecem indicar uma predominância de um contexto tectónico ligado à um ambiente de arco-ilha (por vezes oceânico e por vezes continental), apesar do método de Bhatia (1983) (cap.5.5.3) indicar uma tendência clara para margem passiva. É de se destacar a amostra 205 que apresenta um comportamento anómalo quando comparada com as outras amostras.

As restantes Formações apresentam-se mais dispersas do que a Formação de Terena, mas de forma geral demonstram a mesma tendência.

À semelhança dos modelos utilizados para a proveniência litológica (cap. 5.4, os modelos de contexto tectónico também mostram resultados bastante incongruentes que não permitem uma interpretação conexa.

5.6 – METEORIZAÇÃO

Neste subcapítulo entende-se por meteorização a acção da água na lixiviação e transformação dos minerais e da litoquímica da rocha. Exclui-se portanto desta definição a meteorização física.

De acordo com Nesbitt & Young (1989) as principais transformações dão-se nos feldspatos, filossilicatos, amfíbulas, piroxenas e vidros vulcânicos para minerais secundários como caudites, ilites, esmectites, vermiculites e clorites.

5.6.1 - CHEMICAL INDEX OF ALTERATION (NESBITT & YOUNG, 1982)

O *Chemical Index of Alteration*, mais conhecido pelas iniciais CIA é interpretado como uma medida da extensão de conversão dos feldspatos em argilas como a caulinite (Nesbitt & Young, 1984, 1989; Fedo *et al.*, 1995 e Maynard *et al.*, 1995) e é calculado segundo a seguinte fórmula (Nesbitt & Young, 1982):

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O} * 100$$

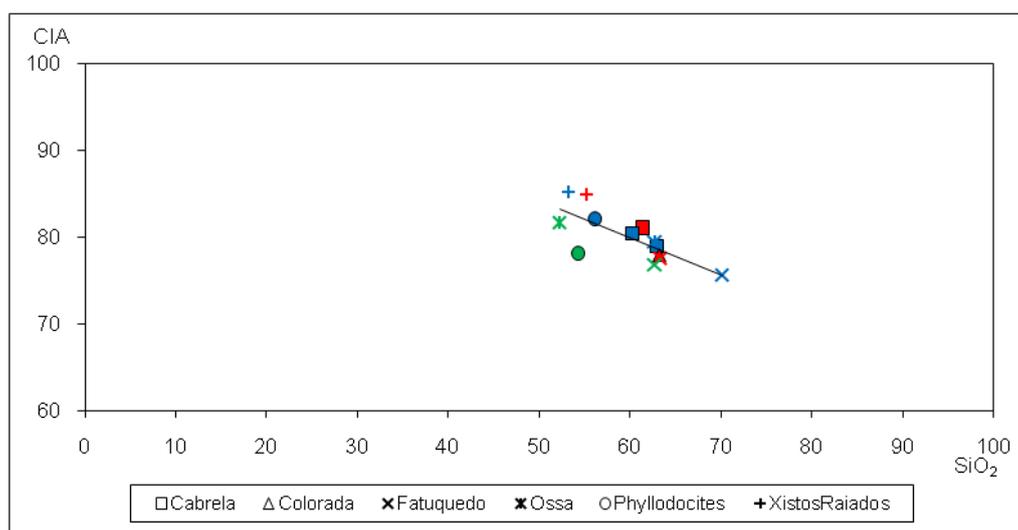


Fig. 5.42 - *Chemical Index of Alteration* de acordo com o modelo de Nesbitt & Young (1982). Ver fig. 5.2 para código de cores.

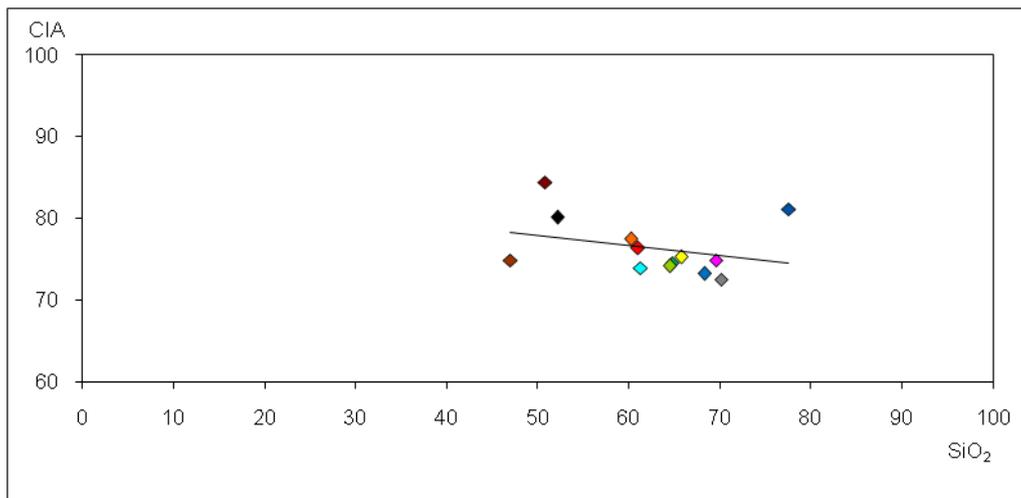


Fig. 5.43 - *Chemical Index of Alteration* da Formação de Terena de acordo com o modelo de Nesbitt & Young (1982). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Os diagramas do CIA x SiO₂ (fig.5.42) demonstram que as Formações dos Xistos Raiados e dos Xistos com *Phyllocytes* tem um índice de alteração mais elevado enquanto que a Formação de Fatuquedo apresenta um índice mais baixo. É de se criticar a posição central da Formação da Colorada por ser constituída por quartzitos relativamente puros.

Em relação à Formação de Terena (fig.5.43), as amostras 197, 204 e 206 apresentam valores do CIA elevados enquanto que as 19G, 027 e 201 apresentam uma posição que demonstra baixos níveis de alteração. É de se destacar a amostra 205 que devido ao elevado teor de SiO₂ apresenta-se de forma destacada na referida figura.

5.6.2 - CHEMICAL INDEX OF WEATHERING (HARNOIS, 1988)

O Chemical Index of Weathering (CIW) é idêntico ao CIA de Nesbitt & Young (1982) com a excepção do facto de não utilizar o K₂O na equação. A mesma formula foi utilizada por Maynard (1992) e subseqüente autores utilizando a nomenclatura de “K₂O-free CIA” ou “CIA-K”. Como o CIW não tem em conta o feldspato potássico, pode resultar em valores elevados para rochas ricas neste (Fedo *et al.*, 1995). Assim como o CIA, o CIW é também essencial para compreender a extensão de conversão dos feldspatos (Nesbitt & Young, 1984, 1989; Fedo *et al.*, 1995; Maynard *et al.*, 1995).

O CIW é calculado segundo a seguinte fórmula (Harnois, 1988):

$$CIW = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O} \times 100$$

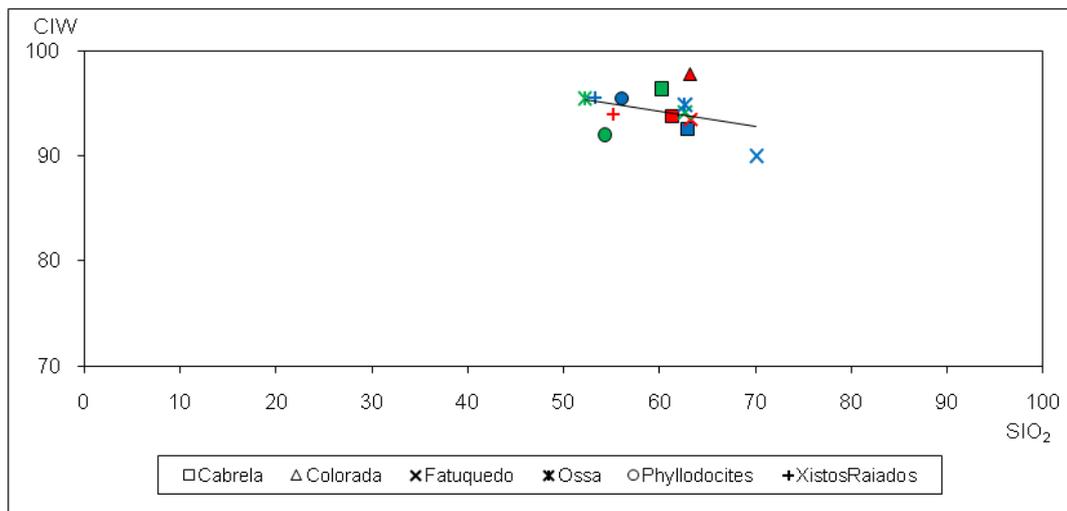


Fig. 5.44 - *Chemical Index of Weathering* de acordo com o modelo de Harnois (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

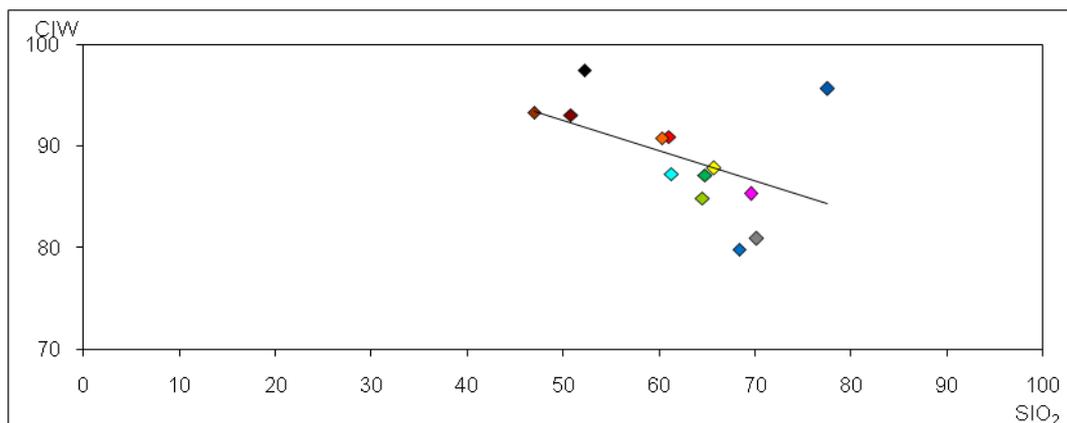


Fig. 5.45 - *Chemical Index of Weathering* da Formação de Terena de acordo com o modelo de Harnois (1988). Ver fig. 5.2 para código de cores.

Os gráficos do CIW x SiO₂ tem resultados bastante similares aos do CIA x SiO₂, sendo de destacar somente os valores mais elevados de CIW e a menor dispersão destes na maioria das Formações (com exceção da Formação de Terena). A amostra da Formação da Colorada (fig.5.44) já apresentam valores elevados (congruentes com a litologia quartzítica desta Formação).

A Formação de Terena (fig. 5.45) apresenta valores mais baixos do índice CIW, em paralelo com maior dispersão dos valores de SiO₂. As amostras mais siliciosas são as que apresentam menor valor de CIW.

5.6.3 - A-CN-K (NESBITT & YOUNG, 1982)

Nesbitt & Young (1982) desenvolveram uma metodologia que compara as quantidades relativas de Al_2O_3 , $CaO + Na_2O$ e K_2O . Através do uso de um diagrama ternário, é possível compreender de uma forma visual a evolução da intensidade de meteorização. De uma forma geral os perfis de meteorização tendem a evoluir em paralelo à linha $(CaO + Na_2O) - Al_2O_3$ em direcção ao vértice Al_2O_3 .

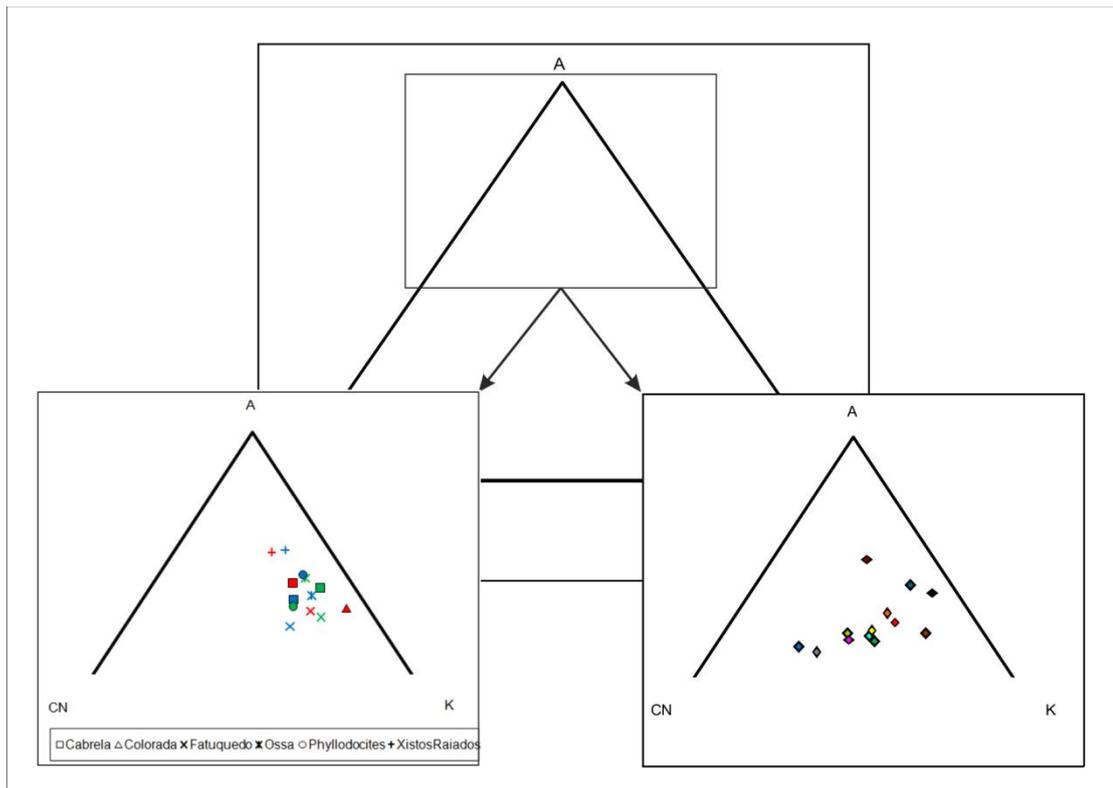


Fig. 5.46 – Diagramas A-CN-K segundo o modelo de Nesbitt & Young (1982). Ver fig. 5.2 para código de cores.

O diagrama ternário A-CN-K (fig.5.46) demonstra o mesmo padrão de tendência dos métodos anteriores, sendo de destacar somente a distribuição mais ampla das amostras da Formação de Terena quando comparada com as restantes Formações.

5.6.4 – CONCLUSÕES

A análise das três metodologias aplicadas para o estudo da meteorização das amostras mostram resultados bastante coerentes.

A Formação de Terena tem as amostras 197, 204 e 206 com índice de alteração mais elevados, enquanto que as amostras 19G, 027 e 201 apresentam índices

inferiores. É de se destacar a amostra 205 que devido ao alto teor em sílica apresenta-se destacada da linha de tendência geral.

No que se refere às outras Formações são claros os índices de meteorização mais elevados da Formação dos Xistos Raiados e dos Xistos com *Phyllocytes* em oposição às amostras da Formação de Fatuquedo com índices mais baixos.

A análise das três metodologias estudadas permitem concluir que os sedimentos que originaram as amostras da Formação de Terena apresentam um grau de meteorização baixo (CIW médio de 89%) quando comparado com as outras Formações (CIW médio de 95% e mínimo de 92%).

5.7 – ESPECTRO DE TERRAS RARAS

Segundo a *International Union of Pure and Applied Chemistry*, o grupo das Terras Raras correspondem ao Escândio, Ítrio e aos Lantanídeos (Lantânio, Cério, Praseodímio, Neodímio, Promécio, Samário, Európio, Gadolínio, Térbio, Disprósio, Hólmio, Érbio, Túlio, Itérbio e Lutécio). Tradicionalmente em Litogeoquímica quando se refere ao espectro de Terras Raras, somente são utilizados os Lantanídeos (normalmente sem o Promécio). O grupo das Terras Raras é dividido em Terras Raras Leves (número atômico entre 57 e 62) e Terras Raras Pesadas (número atômico entre 63 e 71).

De acordo com Rollinson (1993) e Fonseca (1992), a meteorização, a diagênese e o metamorfismo de baixo grau tem pouca influência na mobilização das Terras Raras e os minerais de argilas resultantes de reacções de meteorização tendem a ter a mesma distribuição das Terras Raras que a rocha fonte. McLennan & Taylor (1991) indicam um enriquecimento em Terras Raras Leves em relação às pesadas nas rochas ígneas félsicas mais evoluídas acompanhadas de uma pronunciada anomalia negativa de Európio.

Uma particularidade das Terras Raras é a tendência à uma maior estabilidade e concentração dos elementos com número atômico par quando comparados com os elementos de números atômico ímpares, o que origina um padrão em “zig-zag” num diagrama de abundância (fig. 5.47).

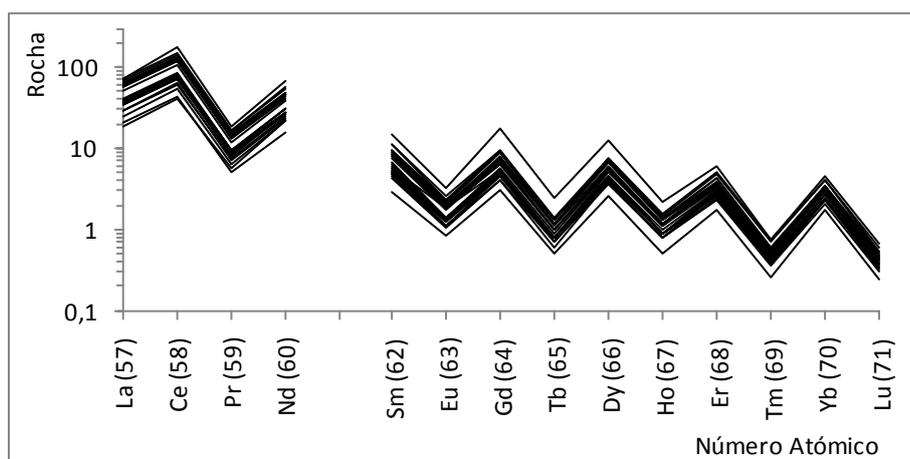


Fig. 5.47 – Aspecto em “zig-zag” típico dos padrões de Terras Raras.

Com o objectivo de eliminar a variação de abundância entre os elementos com número atómico par e impar e para identificar potenciais anomalias, procede-se à comparação dos valores analíticos com um padrão reconhecido. O padrão histórico utilizado na normalização das Terras Raras é o valor médio de meteoritos condríticos, especialmente os valores calculados por Evensen *et al.* (1978). Estudos posteriores revelam uma grande variabilidade na composição condrítica (Boynnton, 1984; Korotev, 2009) o que levou a existência de numerosos padrões.

No que se refere à normalização de rochas sedimentares detríticas, observa-se que os valores do *North American Shale Composite* (NASC) têm sistematicamente valores mais elevados do que os valores de Condrite de Evensen *et al.* (1978) (fig. 5.48).

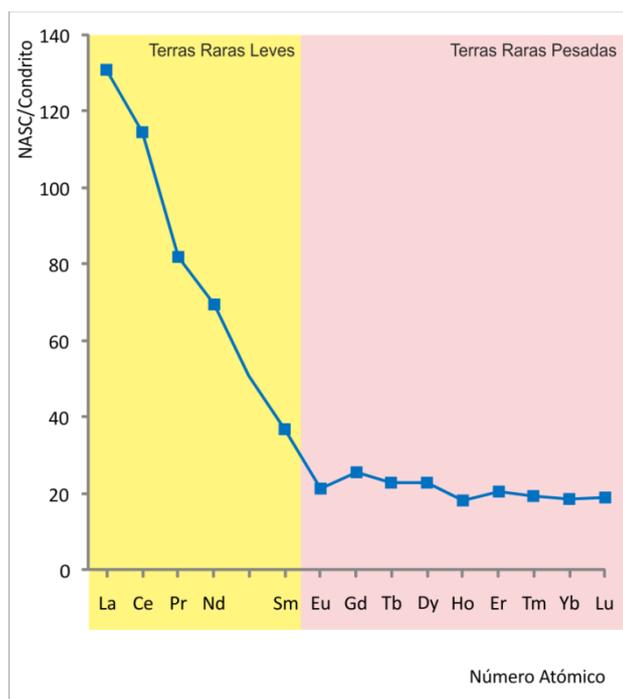


Fig. 5.48 – Comparação dos valores das Terras Raras do NASC (Gromet *et al.*, 1984) com os do Condrito (Evensen *et al.*, 1978).

Da análise da figura 5.48 conclui-se que os processos sedimentares tendem a concentrar as Terras Raras nos *shales* (NASC) em até 130 vezes (La). Observa-se também que esta concentração é bastante inferior para as Terras Raras Pesadas, com uma média de concentração de 21 vezes.

Optou-se por realizar a normalização das Terras Raras utilizando os dados de NASC (Gromet *et al.*, 1984), por esta reflectir com mais rigor as características litológicas das amostras estudadas (fig. 5.49).

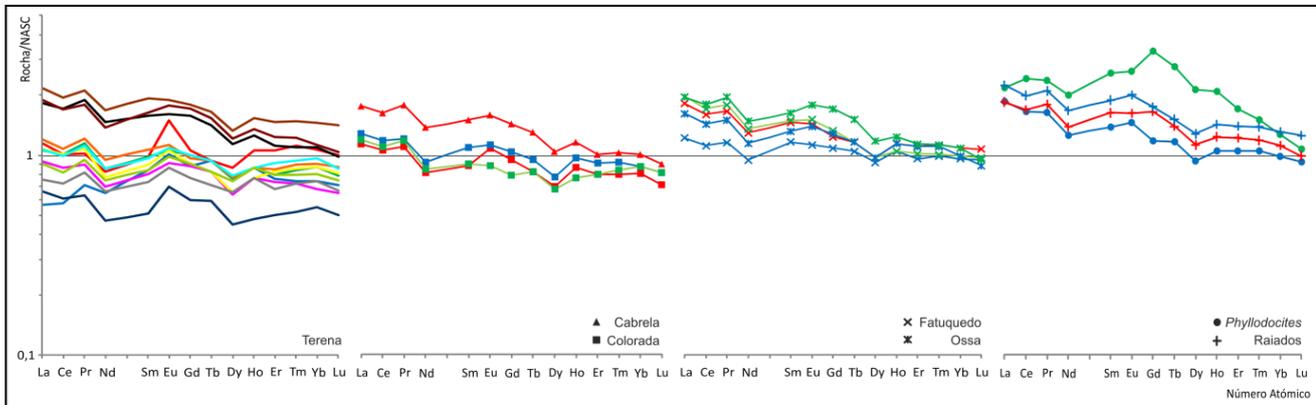


Fig. 5.49 – Diagrama da relação entre a concentração de Terras Raras nas amostras estudadas e o padrão NASC (Gromet *et al.*, 1984) (código de cores na fig. 5.2).

Da análise geral da figura 5.49 é possível observar que a maioria dos dados geram um gráfico em rampa, com os elementos de menor número atômico em maior concentração do que o NASC e uma tendência para concentrações idênticas ou inferiores para os elementos com número atômico elevados, ou seja as amostras parecem ter uma tendência geral para um enriquecimento em Terras Raras leves (com excepção da maioria das amostras da Formação de Terena). Também observa-se uma anomalia negativa geral do Disprósio e do Neodímio em quase todas as amostras.

Uma análise individualizada permite as seguintes conclusões:

- Formação de Terena: as amostras apresentam uma ampla gama de distribuição, sendo de destacar os baixos valores da amostra 205 e uma tendência geral para uma anomalia de Európio (sendo de destacar a anomalia da amostra 019B);
- Formação de Cabrela: valores relativamente elevados (especialmente as Terras Raras Leves);
- Formação da Colorada: apresentam valores relativamente homogêneos quando comparados com o padrão NASC, sendo somente de se destacar a anomalia positiva de Európio na amostra 192;

- Formação de Fatuquedo: os dados desta Formação são bastante concordantes com os dados do NASC;

- Formação de Ossa: os resultados da normalização das amostras também é bastante concordante;

- Formação dos Xistos com *Phyllocytes*: as duas amostras desta formação apresentam resultados contraditórios. Enquanto que a amostra 014 segue os padrões das outras amostras (próximo do NASC), a amostra 017 mostra resultados anormais com uma anomalia positiva importante de Gadolínio que se atenua gradualmente nos outros elementos com números atômicos próximos;

- Formação dos Xistos Raiados: apresentam resultados relativamente semelhantes ao padrão NASC;

No que se refere às anomalias de Európio e utilizando a fórmula de McLennan *et al.* (1990):

$$\frac{Eu}{Eu_n} = \frac{Eu_n}{\sqrt{Sm_n \times Gd_n}}$$

;constata-se que esta depende do padrão utilizado na normalização, ou seja uma análise de acordo com o padrão de Meteoritos Condriticos (Evensen *et al.*, 1978) resulta em anomalias negativas relativamente acentuadas, enquanto que uma comparação com o padrão NASC de Gromet *et al.* (1984) mostra anomalias positivas de Európio (fig. 5.50).

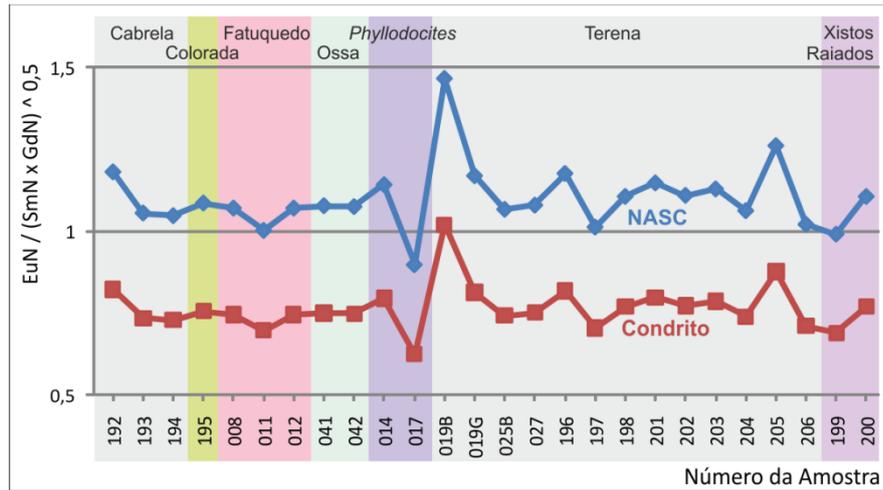


Fig. 5.50 – Anomalia de Európio de acordo com o índice NASC (Gromet *et al.*, 1984) e Condrite de Evensen *et al.*, 1978 nas diferentes amostras estudadas.

A análise da figura 5.50 permite constatar uma anomalia negativa acentuada na amostra 017 e uma anomalia positiva acentuada na amostra 019B.

5.8 – CORRELAÇÃO

Os coeficientes de correlação quantificam a importância do relacionamento linear entre duas ou mais variáveis aleatórias. Formalmente a dependência entre duas variáveis se verifica quando uma condição matemática de independência probabilística não é satisfeita.

A análise de correlação foi efectuada somente sobre as amostras provenientes da Formação de Terena e foram excluídos os elementos cuja análise química se apresentaram maioritariamente abaixo do limite de detecção (Ag, As, Bi, In, Mo e Pb).

5.8.1 - PEARSON

O coeficiente de correlação de Pearson, também chamado de coeficiente de correlação produto-momento ou simplesmente de "ρ" mede o grau da correlação (e a direcção dessa correlação) entre duas variáveis.

Um dos pressupostos importantes para a utilização deste coeficiente é que as variáveis devem ter uma distribuição normal ou próximo da normal. Como em geoquímica normalmente a quantidade de dados é relativamente limitada, é difícil realizar uma análise de distribuição sobre os dados, por isso muitos autores (Sachs, 1984; Rollinson, 1993) ignoram este pressuposto. Como neste caso somente existem 13 análises por cada elemento não será realizada uma análise de distribuição à semelhança dos referidos autores, mas seguidamente será utilizado um segundo método de correlação (não dependente de uma distribuição normal) que parece confirmar os resultados obtidos pelo coeficiente de Pearson.

Como é normal em geoquímica não há acesso à totalidade da população que se pretende estudar, por isso foi aplicada a seguinte fórmula para o cálculo deste coeficiente:

$$r = \frac{\text{covariância } (x, y)}{\sqrt{\text{variância } (x) \times \text{variância } (y)}}$$

Este coeficiente assume apenas valores entre -1 e 1, sendo que o -1 indica uma correlação negativa perfeita (uma variável aumenta enquanto a outra diminui), o 0

indica que as variáveis são independentes e o 1 indica uma correlação positiva perfeita.

Os coeficientes de correlação de Pearson entre todas os elementos químicos analisados nas 13 amostras da Formação de Terena foram comparados com os valores tabelados (Sachs, 1984) para um intervalo de confiança de 99% e um grau de liberdade de 12 (n-1). No caso das correlações positivas, sempre que o coeficiente é menor que o valor tabelado por Sachs (1984), este foi rejeitado enquanto que no caso das correlações negativas, os valores rejeitados foram os maiores ao valor tabelado multiplicado por -1.

Seguidamente foram calculados os valores de r^2 representados na figura 5.51.

Como exemplo utilizar-se-á o coeficiente de correlação de Pearson entre o SiO_2 e o Al_2O_3 :

$$r = -0,981$$

para um intervalo de confiança de 99% e grau de liberdade 12: $r = 0,612$ (segundo Sachs, 1984)

Como $-0,981 < -0,612$ o coeficiente entre SiO_2 e Al_2O_3 é considerado válido, portanto:

$r^2 = 96\%$, ou seja 96% dos dados tem uma correlação linear negativa. As correlações negativas foram assinaladas com um sinal negativo na figura 5.51, ou seja -96% neste caso.

5.8.2 - SPEARMAN

O coeficiente de Spearman é uma medida de correlação não-paramétrica, isto é, avalia uma função monótona arbitrária sem fazer nenhuma suposição sobre a distribuição de frequências das variáveis. Ao contrário do coeficiente de correlação de Pearson, não requer a suposição que a relação entre as variáveis é linear e pode ser aplicado em variáveis que não se encontrem em distribuição normal.

Esta metodologia pressupõe que os dados sejam ordenados e seja estabelecido um número de ordem para cada dado.

À semelhança da correlação anterior, somente foram analisadas as amostras provenientes da Formação de Terena e foi utilizada a mesma metodologia, com a exceção da utilização do valor de $r_s = 0,656$ (segundo Sachs, 1984) para um intervalo de confiança de 99%, ao invés do valor de $r = 0,612$, resultando nos dados apresentados na figura 5.52).

Foi utilizada a seguinte fórmula para o cálculo deste coeficiente:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum D^2}{n(n^2 - 1)}$$

onde:

D = diferença entre o número de ordem entre os valores de x e y

n = número de pares

5.8.3 – CONCLUSÕES

A aplicação dos dois métodos de correlação analisados anteriormente (Pearson e Spearman) originam resultados bastante semelhantes, o que vem por desvalorizar a necessidade de análise de distribuição normal para o método de Pearson.

É de se destacar a correlação negativa sistemática e muito representativa ($\leq -80\%$) do SiO_2 com a maioria dos elementos analisados.

No que se refere aos outros óxidos também destacam-se as correlações positivas do Al_2O_3 e do TiO_2 . Os restantes elementos apresentam em regra uma correlação positiva elevada, com excepção do Co, Cr, Ge, Hf, Sb, Sr, U, W, Zn e Zr.

Também é de se destacar a ausência de correlação do CaO.

A correlação negativa sistemática do SiO_2 vêm por reforçar a ideia de que este óxido actual como “solvente” no seio da rocha, ou seja o aumento da quantidade dos outros óxidos ou elementos químicos é acompanhado da supressão de SiO_2 .

A ausência de correlação do CaO indica que a existência de elementos carbonatados não está relacionada com os outros elementos.

5.9 – ÍNDICE DE SIMILARIDADE

Foi desenvolvida uma metodologia de forma a estabelecer uma comparação quantitativa entre diferentes amostra com base nos dados analíticos a qual foi chamada de “Índice de Similaridade”.

O objectivo deste Índice é beneficiar da quantidade elevada de elementos analisados por cada amostra (55 elementos) de forma a identificar similaridades entre as amostras ou em oposição identificar amostras anómalas dentro de um mesmo grupo.

Para este fim foram calculadas as distâncias entre todos os pontos de todos os gráficos descritos neste capítulo, utilizando o seguinte método:

a-) Cálculo do valor absoluto da diferença entre os valores de cada elemento entre duas amostras: $|ViA - ViB|$;

b-) Cálculo do maior valor entre todas as diferenças “a-)” para o elemento em causa: Mi ;

c-) Divisão de b-) por a-): $\frac{Mi}{|ViA - ViB|}$;

d-) Soma dos valores de c-) para todos os elementos relativos à comparação entre duas determinadas amostras dividido pelo número total de elementos: $\frac{\sum_{i=a}^z \frac{Mi}{|ViA - ViB|}}{Nz}$;

e-) O valor resultante em d-) é somado à “-1” e apresentado sobre a forma de percentagem de forma a permitir uma interpretação mais intuitiva dos valores:

$$\left(1 - \frac{\sum_{i=a}^z \frac{Mi}{|ViA - ViB|}}{Nz}\right) * 100 .$$

Portanto a fórmula do Índice de Similaridade entre duas amostras (A e B) é:

$$I_s (AB)(\%) = \left(1 - \frac{\sum_{i=a}^z \frac{Mi}{|ViA - ViB|}}{Nz}\right) * 100$$

onde:

$I_s (AB)$ – Índice de Similaridade entre as amostras A e B.

A e B – amostras a serem comparadas;

- a – primeiro elemento químico analisado;
- z – último elemento químico analisado;
- M – maior valor das diferenças entre todas as amostras para um determinado elemento químico;
- V – valor da análise de um determinado elemento;
- Nz – número de elementos analisados.

As etapas b-) e c-) tem por objectivo relativizar a importância dos resultados de a-), desta forma os elementos com grande amplitude numérica passam a poder ser comparados directamente com os elementos com pequena amplitude. Um potencial problema desta metodologia é a possível existência de amostras com valores muito elevados ou muito baixos (*outsiders*). Neste caso a utilização da maior diferença “M” irá ter um efeito de atenuação nos restantes dados deste mesmo elemento químico.

Caso pretenda-se atribuir maior ou menor importância a algum elemento (ou grupos de elementos), deve-se multiplicar o valor de c-) ($\frac{M_i}{|V_{iA}-V_{iB}|}$) por um factor (F_i) maior ou igual a zero. Neste caso é necessário realizar a divisão da etapa d-) pelo somatório de todos os factores e não simplesmente pelo número de elementos como no caso anterior. Optou-se por nomear esta função como “Índice de Similaridade Ponderado”.

$$I_{sp} (AB)(\%) = \left(1 - \frac{\sum_{i=a}^z F_i \frac{M_i}{|V_{iA} - V_{iB}|}}{\sum_{i=a}^z F_i} \right) * 100$$

onde:

$I_{sp} (AB)$ – Índice de Similaridade Ponderado entre as amostras A e B.

A e B – amostras a serem comparadas;

a – primeiro elemento químico analisado;

z – último elemento químico analisado;

M – maior valor das diferenças entre todas as amostras para um determinado elemento químico;

V – valor da análise de um determinado elemento;

F – factor (≥ 0) utilizado para aumentar ou diminuir a importância relativa de determinados elementos químicos.

A Figura 5.53 demonstra um exemplo da aplicação das etapas de cálculo do Índice de Similaridade entre as amostras 008 (Formação de Fatuquedo) e 041 (Formação de Ossa). Os elementos Ag, Bi e In foram ignorados por apresentarem resultados abaixo do valor de detecção da análise litogeoquímica (ICP/MS).

	a-)	b-)	c-)	d-)	e-)
SiO ₂	0,63	30,57	0,021	0,12	88%
Al ₂ O ₃	0,16	16,02	0,010		
Fe ₂ O	1,50	7,01	0,214		
MnO	0,09	0,18	0,500		
MgO	0,28	2,46	0,114		
CaO	0,01	3,61	0,003		
Na ₂ O	0,28	3,31	0,085		
K ₂ O	0,28	5,85	0,048		
TiO ₂	0,03	1,18	0,025		
P ₂ O ₅	0,03	0,69	0,043		
As	0,00	40,00	0,000		
Ba	214,00	1073,00	0,199		
Be	0,00	5,00	0,000		
Ce	12,00	179,00	0,067		
Co	4,00	25,70	0,156		
etc...		

Fig. 5.53 – Etapas individualizadas para o cálculo do Índice de similaridade entre as amostras 008 e 041.

No caso de duas amostras coincidentes o Índice de similaridade terá um valor de 100%.

A figura 5.54 representa todos os valores dos Índices de Similaridade. Para uma melhor compreensão dos resultados apresentados, os valores menores ou igual à 70% foram representados à vermelho, os valores entre 70% e 80% (inclusive) a amarelo, os valores entre 80% e 90% a verde claro e os maiores ou igual à 90% a verde escuro.

	Amostra	Cabrela			Colorada		Fatuquedo			Ossa		Phyllodocites		Terena										Xistos Raiados			
		192	193	194	195	008	011	012	041	042	014	017	019B	019G	025B	027	196	197	198	201	202	203	204	205	206	199	200
Cabrela	192		91	92	81	81	84	79	82	77	81	70	89	85	92	87	91	80	92	86	91	90	79	81	68	76	69
	193	91		90	80	79	83	80	85	80	84	71	88	81	88	81	89	80	90	80	89	86	78	75	68	75	70
	194	92	90		84	81	84	82	81	78	84	71	90	81	91	84	91	81	91	85	92	88	79	80	70	76	71
Colorada	195	81	80	84		85	82	85	83	80	86	77	84	71	82	76	82	83	84	75	83	79	83	73	77	82	76
Fatuquedo	008	81	80	81	86		87	93	89	82	86	74	85	74	82	76	83	81	84	77	83	81	83	74	74	80	78
	011	84	83	84	82	87		87	83	75	82	69	87	81	82	83	88	75	87	84	86	86	76	81	68	75	71
	012	80	81	83	86	94	88		89	84	87	74	86	74	82	75	83	82	85	76	84	80	82	73	75	79	78
Ossa	041	82	85	82	83	89	84	89		87	87	74	85	75	81	74	84	84	86	74	83	80	81	70	71	78	79
	042	77	80	79	80	82	76	83	87		87	78	81	69	75	69	78	89	80	68	78	74	87	63	77	83	84
Phyllodocites	014	82	84	84	87	86	82	86	87	87		81	85	73	82	75	85	86	85	75	84	80	88	71	79	86	83
	017	71	71	71	77	74	69	73	74	78	81		73	62	70	64	71	77	73	63	72	69	79	57	76	77	77
	019B	89	88	90	84	84	87	84	84	81	85	73		83	90	81	90	83	92	84	93	88	80	77	73	78	74
Terena	019G	85	80	80	70	74	81	73	74	68	72	61	82		86	85	85	68	83	92	83	90	69	84	57	66	60
	025B	92	87	91	82	82	87	81	81	75	82	70	90	86		89	94	76	93	90	93	94	78	84	69	76	70
	027	87	81	84	76	76	82	74	74	69	75	64	81	86	89		87	71	84	90	84	89	73	84	62	73	63
	196	91	89	91	81	82	88	82	83	77	84	71	90	85	94	87		78	94	88	92	93	79	81	69	77	72
	197	80	80	81	83	81	75	81	84	89	85	77	83	68	77	71	78		82	69	80	74	85	64	79	82	79
	198	92	90	91	84	84	87	83	85	80	85	73	92	84	93	85	94	81		86	94	90	80	79	72	78	73
	201	86	80	84	75	76	84	75	74	68	75	63	84	92	90	90	88	68	85		86	92	71	88	60	69	62
	202	91	89	92	83	83	86	83	83	78	84	72	93	84	93	84	92	80	94	87		91	79	78	72	77	72
	203	90	86	87	78	80	85	79	80	74	79	69	88	91	93	89	93	74	90	93	91		76	83	65	73	67
	204	79	79	79	84	83	76	81	81	87	88	79	80	70	79	74	80	85	81	72	80	77		67	81	89	86
	205	81	75	80	73	73	80	72	69	63	70	56	77	84	83	84	81	63	79	88	78	82	66		55	64	59
	206	68	69	70	77	74	68	74	71	78	79	77	74	57	69	63	69	80	72	61	73	65	81	56		79	83
	Xistos Raiados	199	76	75	77	83	81	75	78	78	83	86	77	78	67	77	74	77	82	79	69	77	74	90	65	79	
200		70	71	72	77	78	71	78	79	84	83	78	75	61	71	64	73	79	74	63	72	68	86	60	84	84	

Fig. 5.54 - Índice de similaridade (%). Vermelho $\leq 70\%$; amarelo $> 70\%$ e $\leq 80\%$; verde claro $> 80\%$ e $< 90\%$; verde escuro $\geq 90\%$.

Os mesmos dados apresentados na figura 5.54 foram projectados na figura 5.55 de forma a permitir uma melhor visualização das variações individuais de cada amostra.

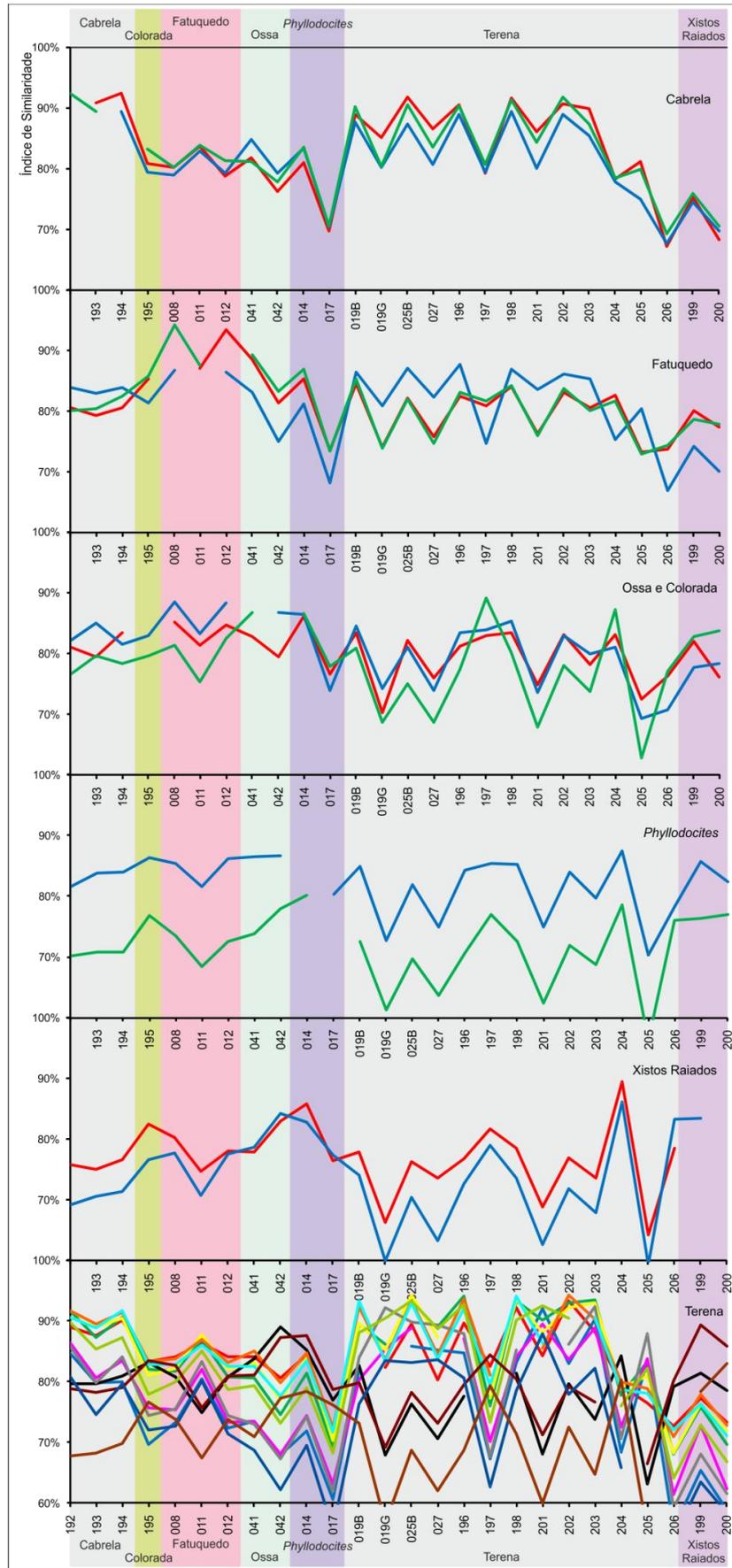


Fig. 5.55 – Índice de Similaridade para cada amostra de acordo com os dados da figura 5.54. Para código de cores ver figura 5.2.

A análise das figuras 5.54 e 5.55 permite as seguintes conclusões em relação ao Índice de Similaridade:

- existe uma semelhança entre as amostras da Formação de Cabrela e da Formação de Terena;
- a amostra 017 da Formação dos Xistos com *Phyllocytes* é bastante “anormal” quando comparada com as outras amostras estudadas;
- a Formação de Terena e dos Xistos Raiados apresentam resultados bastantes distintos apesar da semelhança destas Formações do ponto de vista litológico e petrográfico.

5.9.1 - CONCLUSÕES

A figura 5.54 demonstra uma clara tendência a índices de similaridade elevados ($\geq 90\%$) para amostras da mesma Formação. Este facto vem por confirmar a fiabilidade deste método na comparação de amostras.

Conclui-se que:

- A amostra 206 (Formação de Terena) apresenta Índices anómalos quando comparada com as outras amostras da mesma Formação;
- As amostras da Formação de Cabrela são bastante homogéneas e apresentam semelhanças com as amostras da Formação de Terena;
- As análises da Formação dos Xistos Raiados indicam uma importante diferenciação quando comparados com a Formação de Terena (com excepção à amostra 204).

5.10 - PROJECCÃO AO LONGO DO PERFIL DO ARDILA

Pretendeu-se evidenciar de forma visual a variação dos elementos ao longo do perfil do Rio Ardila.

Para este efeito procedeu-se à realização de uma padronização dos dados de forma a permitir a comparação destes ao longo de um gráfico com uma escala vertical de 0 a 1 (fig. 5.56).

Foi aplicada para cada elemento químico a seguinte fórmula:

$$F(x) = \frac{x/Si - m/Si}{M/Si - m/Si}$$

onde:

$F(x)$ – valor calculado para um mínimo de 0 e máximo de 1;

x/Si – valor da razão da análise química de uma determinada amostra por Sílica;

m/Si – menor valor da razão de um determinado elemento por Sílica em todo o perfil;

M/Si – maior valor da razão de um determinado elemento por Sílica em todo o perfil.

O gráfico derivado da projecção dos valores resultantes da aplicação da fórmula atrás descrita (fig. 5.56) permite uma análise qualitativa das variações relativas de cada elemento. Visto os valores originais de cada elemento terem sido padronizados para uma gama de variação entre 0 e 1, caso seja necessária uma análise quantitativa deve proceder-se à uma análise individualizada do elemento utilizando os dados originais.

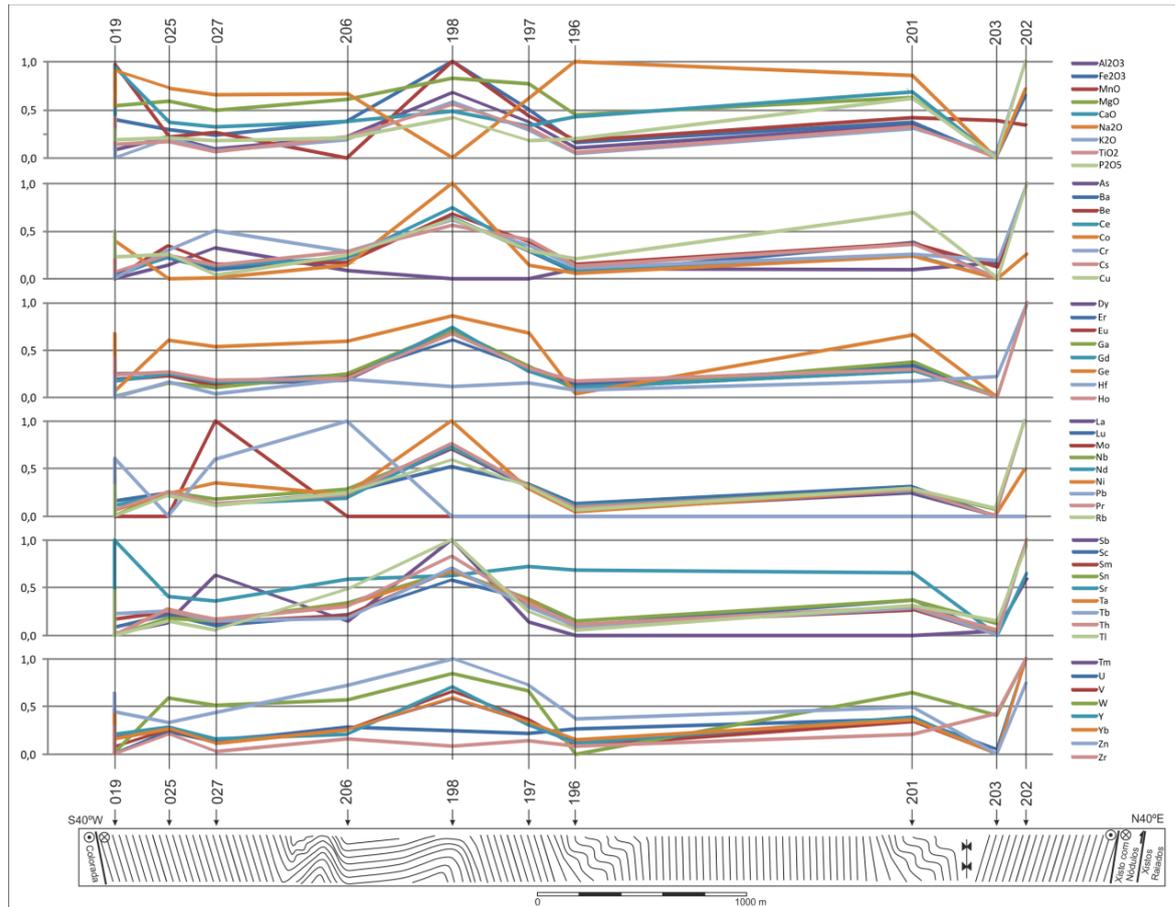


Fig. 5.56 – Distribuição dos vários elementos ao longo do perfil do Rio Ardila.

5.10.1 – CONCLUSÕES

A análise qualitativa da distribuição dos elementos ao longo do perfil do Rio Ardila não demonstra qualquer tipo de padrão para os elementos analisados (fig. 5.56).

CAPÍTULO 6

PERFIL DO RIO ARDILA

PERFIL DO RIO ARDILA

Foi realizado um perfil ao longo do rio Ardila, com o objectivo de melhor compreender a geometria e a estrutura da Formação de Terena nesta região. Os perfis contínuos existentes em território Português ao longo desta formação são: os perfis do Guadiana e da Ribeira de Alcarrache (submersos pela albufeira do Alqueva) que foram analisados em detalhe por Borrego (2009) e o perfil do Ardila, sendo este último o único perfil actualmente acessível. Para atingir este objectivo, foi realizado um levantamento de campo pormenorizado da estrutura, acompanhado de amostragem para análise litogeoquímica e palinológica.

6.1 – LOCALIZAÇÃO

O Rio Ardila nasce a sul de Zafra em Espanha e desagua na margem esquerda do Rio Guadiana na região de Moura (fig.6.1). O troço estudado começa a cerca de 1 km a Sudoeste do Castelo de Noudar e prossegue ao longo da fronteira Espanhola pelo Molino de la Junta e Molino de las dos Piedras passando posteriormente pela albufeira da Fragua do Castelo e termina a cerca de 2 km à oeste da Estrada Nacional 386 (Amareleja - Barrancos). A informação colhida nos dois primeiros quilómetros do perfil foi complementada com a análise de doze estações ao longo da Ribeira de Murtega (afluente da margem esquerda) e de seis estações localizadas entre esta última Ribeira e o Rio Ardila.

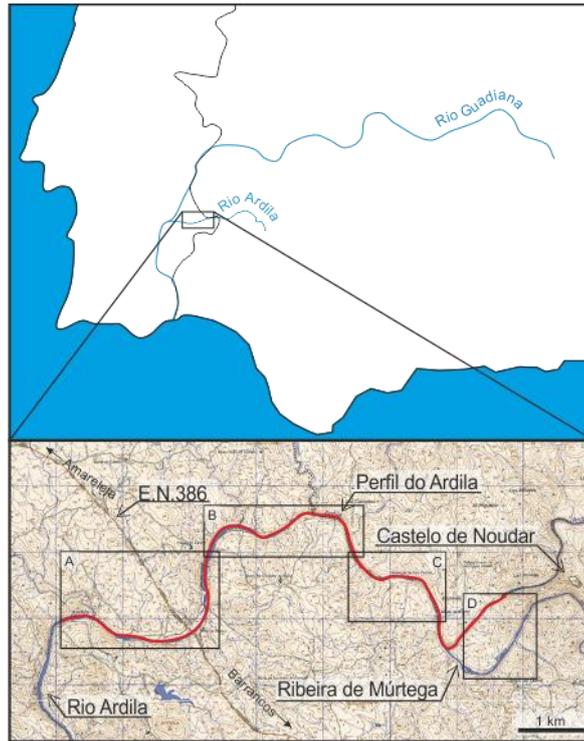


Fig.6.1 – Localização do Rio Ardila e do troço estudado (a vermelho).

6.2 – CONSIDERAÇÕES GERAIS

Para a realização deste perfil foram analisadas no total 189 estações, das quais 171 directamente localizadas no Rio Ardila, doze ao longo da Ribeira de Murtega e seis estações localizadas entre esta última Ribeira e o Rio Ardila. (fig 6.2).

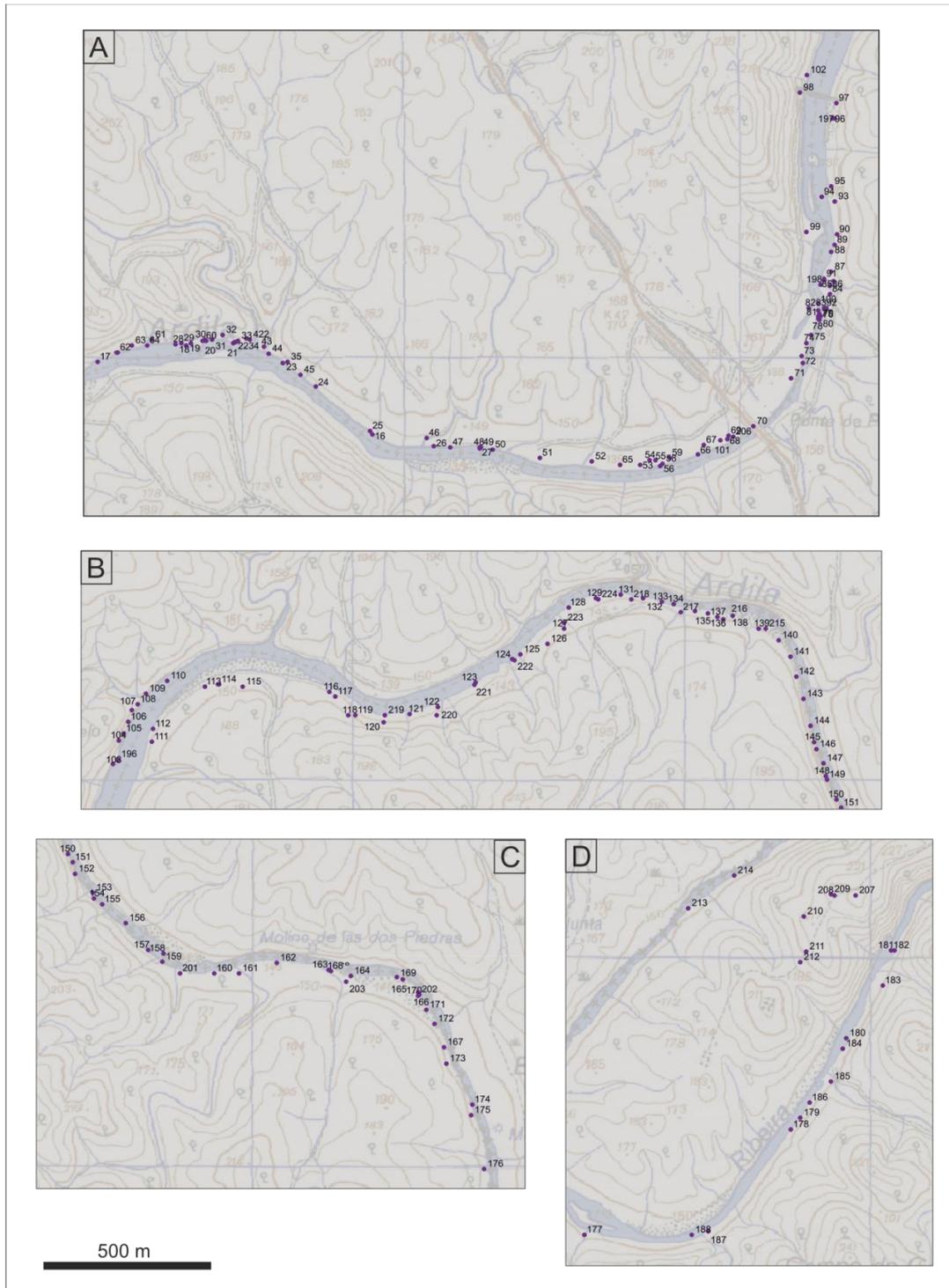


Fig.6.2 – Representação das estações analisadas para a realização do perfil do Rio Ardila (ver figura 6.1 para localização).

Sempre que possível foram registadas as seguintes informações sobre cada estação: número da estação, litologia, descrição, atitude do S_0 , atitude do S_1 , atitude do L_1 e atitude do eixo de eventuais dobras. Toda a informação foi armazenada, tratada e analisada num Sistema de Informação Geográfica (ver cap. 2.2).

6.3 – PALINOESTRATIGRAFIA

Foram analisadas 29 amostras das quais 11 apresentaram resultados positivos (fig. 6.3). As amostras foram processadas de acordo com a metodologia de Wood *et al.* (1996) (ver cap. 2.3) no Laboratório de Palinologia da Unidade de Geologia e Cartografia Geológica (UGCG) do Laboratório de Geologia e Minas (LGM) do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG). Todas as amostras, resíduos e lâminas, encontram-se arquivadas no LGM/LNEG, UGCG em S. Mamede Infesta.

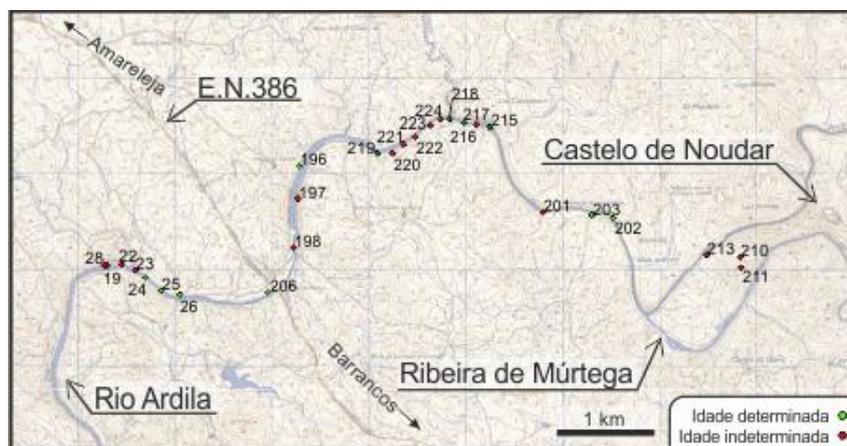


Fig. 6.3 – Localização das amostras sujeitas à análise palinológica em mapa.

O esquema de biozonação de Mioesporos utilizado é o proposto por Richardson & McGregor (1986), complementado pelo esquema zonal de Strel *et al.* (1987) (fig. 6.4). Os espécimes mais comuns e estratigraficamente importantes são apresentados na Tabela 6.1 e ilustrados nas Estampas 1 a 3 do Anexo 4.

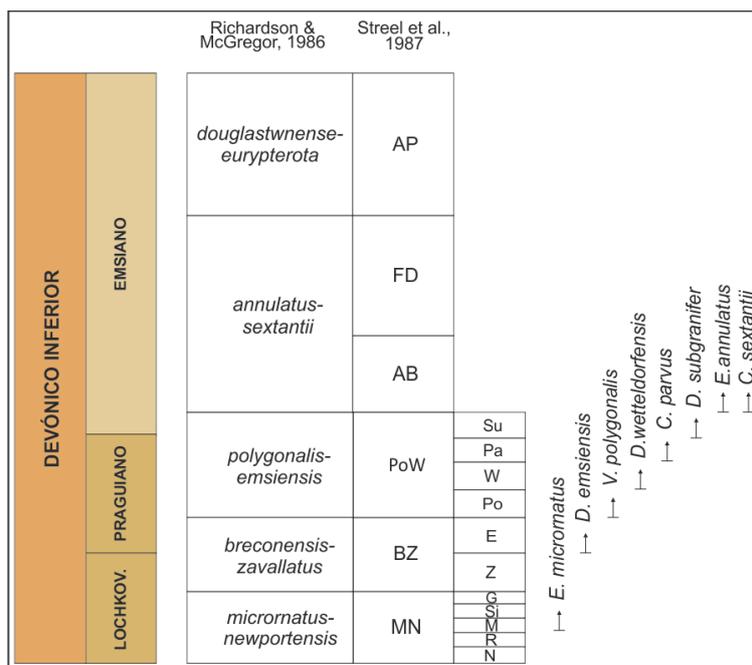


Fig. 6.4 - Esquema de Biozонаção utilizado neste trabalho, com indicação das espécies zonais estratigraficamente relevantes (segundo Richardson & McGregor (1986), complementado pelo esquema zonal de Strel *et al.* (1987)).

As amostras estudadas, no sector SW do perfil do rio Ardila, (amostras 025, 026 e 206, ver perfil figura 6.5) mostram associações de mioesporos, relativamente moderadas a mal preservadas, assinaladas, à parte média da Biozona MN de idade Lochkoviano, subzona *Emphanisporites microornatus* (fig. 6.4). Esta datação é efectuada pela presença comum das espécies *Archaeozonotriletes chulus*, *Ambitisporites* sp., *Retusotriletes* sp., *Archaeozonotriletes* sp. e *Synorisporites* sp. em associação com a espécie guia *Emphanosporites micromatus*.

Na parte média do perfil, as amostras 196 e 219, permitiram recuperar uma associação de mioesporos moderadamente preservada, que possibilitou a identificação das espécies, *Dyctiotriletes emsiensis*, *Apiculiretusispora plicata*, *Cymbosporites* sp., *Apiculiretusispora brandtii* e *Retusosporites* sp.. Esta associação, permite identificar e datar a subzona *emsiensis*, parte basal da Biozona PE (*polygonalis-emsiensis*) do Praguiano Inferior (fig. 6.4).

A amostra 218 possibilitou a recuperação de uma associação de miosporos muito pobre, mas onde foi possível identificar a presença de *Verrucosisporites polygonalis*, típica do Praguiano Médio, em conjunto com espécies comuns às biozonas antecedentes, *Apiculiretusispora brandtii*, *Apiculiretusispora plicata*, *Puctatisporites* sp., *Retusosporites* sp. e *Tetraedraletes medianensis* (ver fig. 6.4) Esta ultima

espécie um criptosporo, foi identificado neste trabalho, pela primeira vez na região de Barrancos.

Nesta parte mediana do perfil, foram testadas várias amostras (215 a 224), apenas duas amostras (215 e 216) se revelaram positivas. Estas amostras possibilitaram a recuperação de uma associação de miosporos, moderadamente preservada, assinalada à subzona Su (*subgranifer*) da biozona PE (*polygonalis-emsiensis*) de idade Emsiano Inferior, com base na presença da espécie guia, *Dictyotriletes subgranifer* e de *Camazonotriletes* sp.. (ver fig. 6.4). Completam a associação de miosporos as seguintes espécies: *Ambitisporites* sp., *Archaeozonotriletes chulus*, *Apiculiretusispora brandtii*, *A. plicata*, *Camptonotriletes caperatus*, *Cymbosporites* sp., *Dibolisporites* sp., *Dictyotriletes canadensis*, *D. emsiensis*, *Punctatisporites* sp. e *Retusotriletes* sp..

Neste perfil, devido à fraca recuperação de palinomorfos, ou mesmo à falta de amostragem, não foi possível encontrar a Biozona AS, de idade Emsiano, tal como tinha sido anteriormente identificada na parte central do Sinclinal de Terena, na Estrada Stº Aleixo/Barrancos, ao Km 96 a 97 (Pereira *et al.*, 1999).

No sector NE, do perfil do Rio Ardila, as amostras estudadas (202, 203), mostram associações de miosporos moderadamente preservadas, de idade Praguiano Médio, com base na presença da espécie guia *Verrucosisporites polygonalis*, identificadora da subzona *polygonalis*, parte média da Biozona PE (*polygonalis-emsiensis*). Completam a associação recuperada as espécies *Apiculiretusispora arenorugosa*, *A. plicata*, *A. brandtii*, *Brochotriletes* sp. e *Retusosporites* sp..

No flanco NE deste perfil o contacto da Formação de Terena com a Formação dos Xistos com Nódulos faz-se por falha, havendo provavelmente neste sector, importante laminação dos níveis inferiores da Formação de Terena (Lochkoviano a Praguiano Inferior?).

Foi testada uma amostra da Formação Xistos com Nódulos, que não permitiu a extracção de material orgânico para efectuar estudos palinoestratigráficos. As duas amostras recolhidas na Formação dos Xistos Raiados (amostra 210 e 211) também não possibilitaram a obtenção de miosporos.

Sugere-se efectuar mais amostragem no futuro, a fim de limitar a idade destas duas unidades no perfil do Rio Ardila.

Os resultados palinoestratigráficos obtidos neste trabalho provaram ser de grande importância na datação rigorosa da Formação de Terena, aflorante ao longo do perfil do Rio Ardila.

Os dados bioestratigráficos recentemente obtidos estão de acordo com a idade do Lochkoviano a Emsiano (Devónico Inferior), proposta para a Formação de Terena (Pereira *et al.*, 1999; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2006; Rocha *et al.*, 2010 (Anexo 3.3)), o seu posicionamento relativamente à estrutura geral da bacia de Terena, permite reforçar o carácter fortemente assimétrico do Sinclinal de Terena (fig. 6.5).

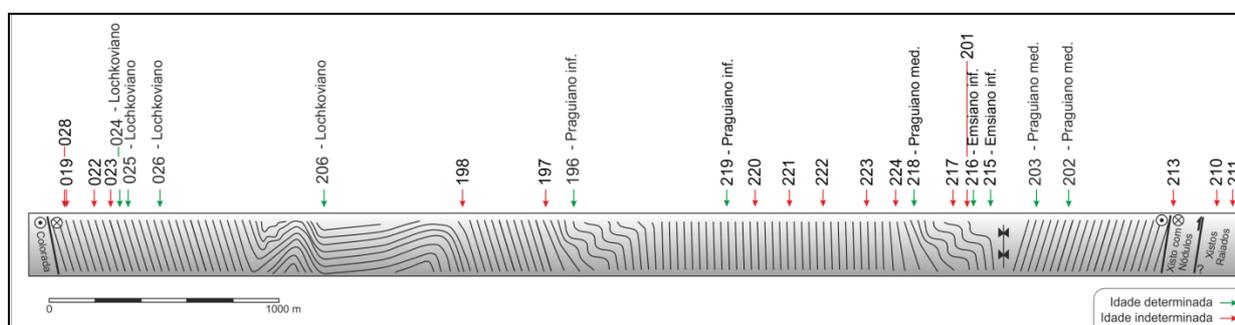


Fig. 6.5 - Perfil do Rio Ardila com referência ao número das amostras processadas para análise palinológica e idades obtidas. Ver cap. 6.4 para descrição do perfil estrutural.

Tabela 6.1- Lista de espécies de mioesporos classificadas no presente estudo.

- Ambitisporites avitus* Hoffmeister, 1959
- Ambitisporites* sp.
- Apiculiretusispora arenorugosa*? McGregor, 1973
- Apiculiretusispora brandtii* Streeel 1967
- Apiculiretusispora cf. brandtii* Streeel 1967
- Apiculiretusispora plicata* (Allen) Streeel 1967
- Archaeozonotriletes chulus* (Cramer) Richardson & Lister, 1969
- Archaeozonotriletes* sp.
- Captozonotriletes caperatus* McGregor, 1973
- Clivosispora* sp.
- Cymbosporites* sp.
- Dictyotriletes canadensis* McGregor, 1973
- Dictyotriletes emsiensis* (Allen) McGregor, 1973
- Dictyotriletes subgranifer* McGregor, 1973
- Emphanisporites microratus* Richardson & Lister, 1969

Punctatisporites sp.

Retusosporites sp.

Retusotriletes warrigtonii Richardson & Lister, 1969

Synorisporites sp.

Tetraedraletes medianensis Strother & Traverse, 1979 emend. Wellman & Richardson, 1993

Verrucosisporites polygonalis Lanninger, 1968

Verrucosisporites sp.

6.4 – ANÁLISE ESTRUTURAL

Foi realizada uma análise de pormenor sobre a distribuição geométrica dos elementos reconhecidos no campo de forma a elaborar um modelo sobre a estrutura do sinclinal de Terena na região em estudo. É de se referir que somente foi observada uma fase de deformação (D_1) que é equivalente à D_2 regional (ver cap. 4.5).

6.4.1 – APRESENTAÇÃO DOS DADOS

O Perfil do rio Ardila foi realizado perpendicularmente à direcção principal do Sinclinal de Terena, ou seja ao longo da direcção $N40^\circ E$. Para este efeito foram calculados os pendores aparentes das camadas ao longo da referida direcção (ver cap. 2.2). Na elaboração do perfil foram utilizados critérios de polaridade sedimentar, o pendor aparente de S_0 e outras observações de campo (fig. 6.6).

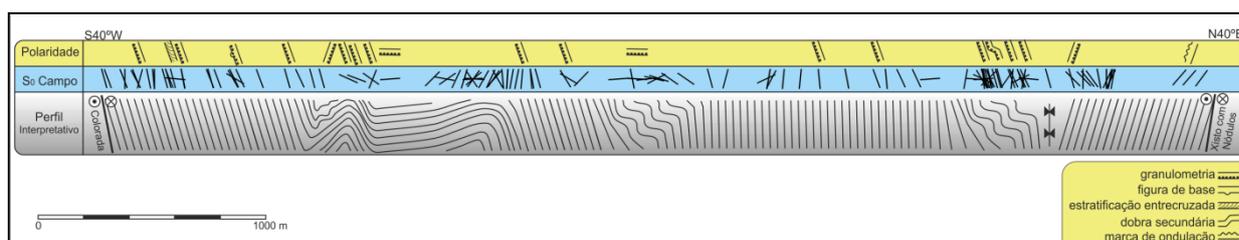


Fig. 6.6 – Perfil representando a estrutura do rio Ardila. A amarelo observam-se os critérios de polaridade observados no campo, a azul o pendor aparente do S_0 e a cinzento o perfil interpretativo realizado com base no critério de polaridade, pendores de S_0 e de outras observações de campo.

A análise da fig. 6.6 indica a existência de uma forte assimetria no sinclinal de Terena com cerca de 4 km no flanco SW e 1 km no flanco NE. Esta assimetria é confirmada quer pela polaridade sedimentar quer pelos dados biostratigráficos (Pereira *et al.* 1999 e fig.6.5). Observam-se no flanco SW uma série de dobras secundárias com vergência para NW.

Os dados das atitudes de S_0 e S_1 colhidos no campo (fig. 6.7 e 6.8) são sumarizados na figura 6.9.

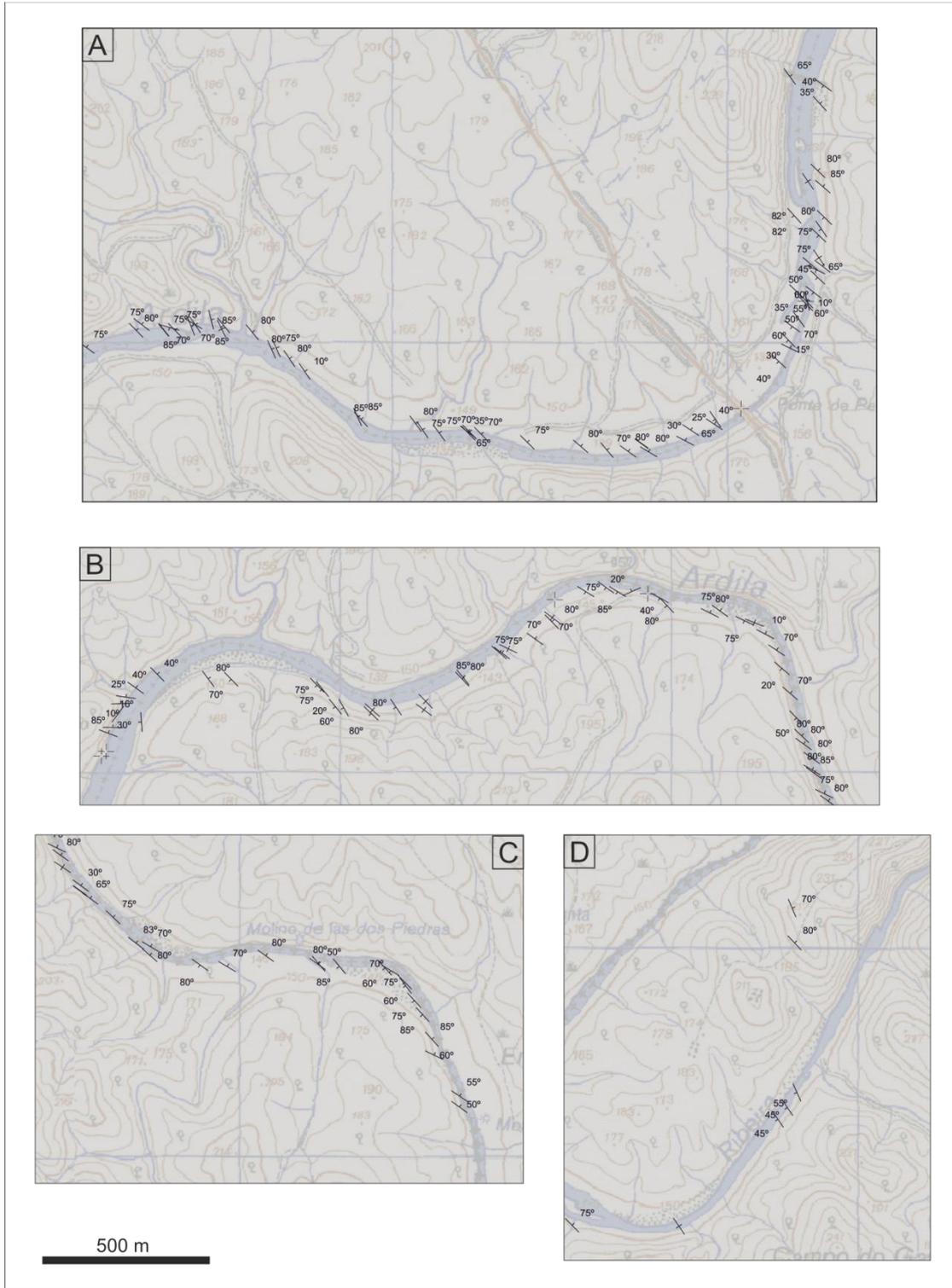


Fig. 6.7 – Representação das atitudes da estratificação (S_0) observados ao longo do perfil do Rio Ardila (ver figura 6.1 para localização).

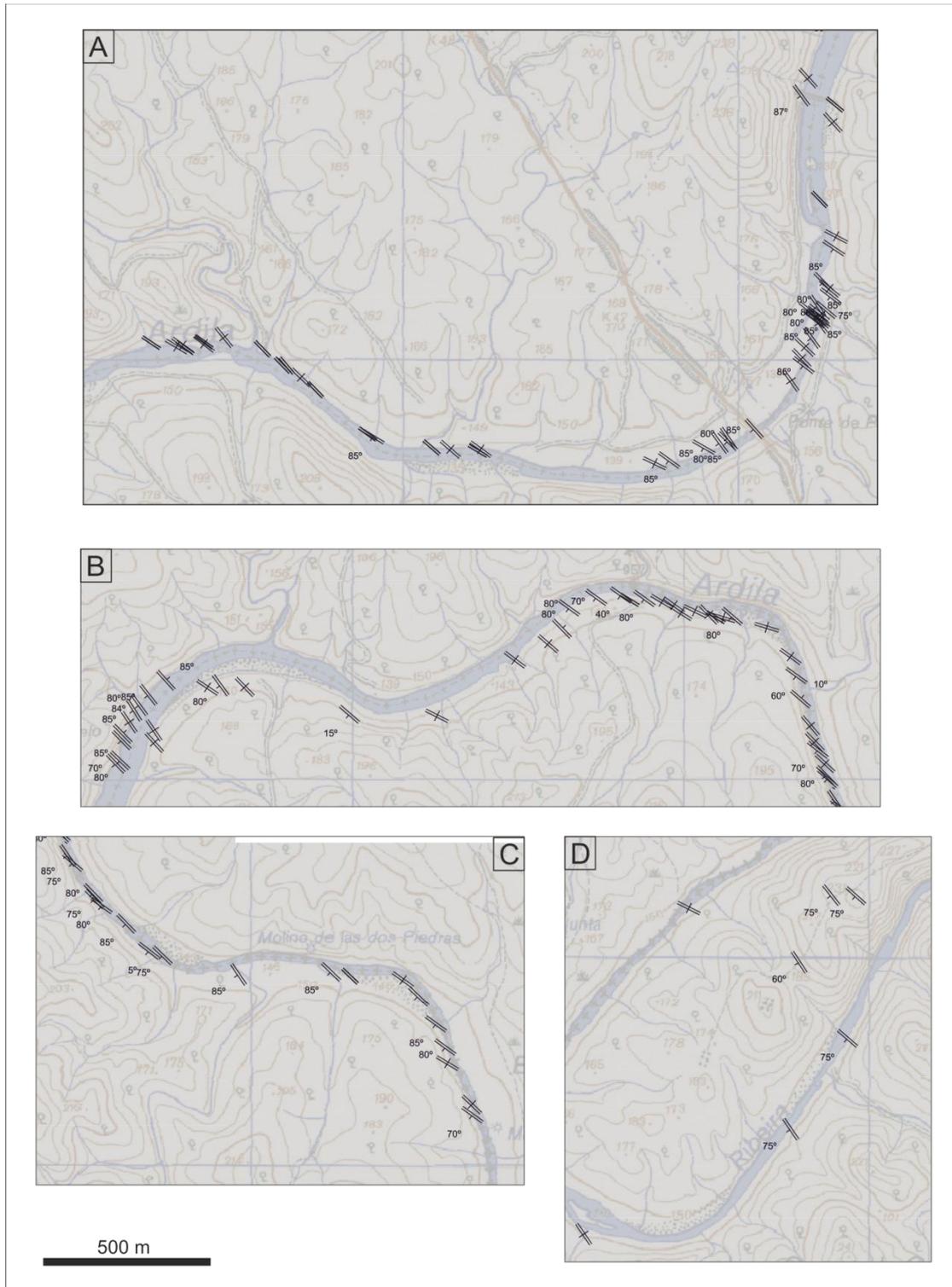


Fig. 6.8 – Representação das atitudes da xistosidade (S_1) observados ao longo do perfil do Rio Ardila (ver figura 6.1 para localização).

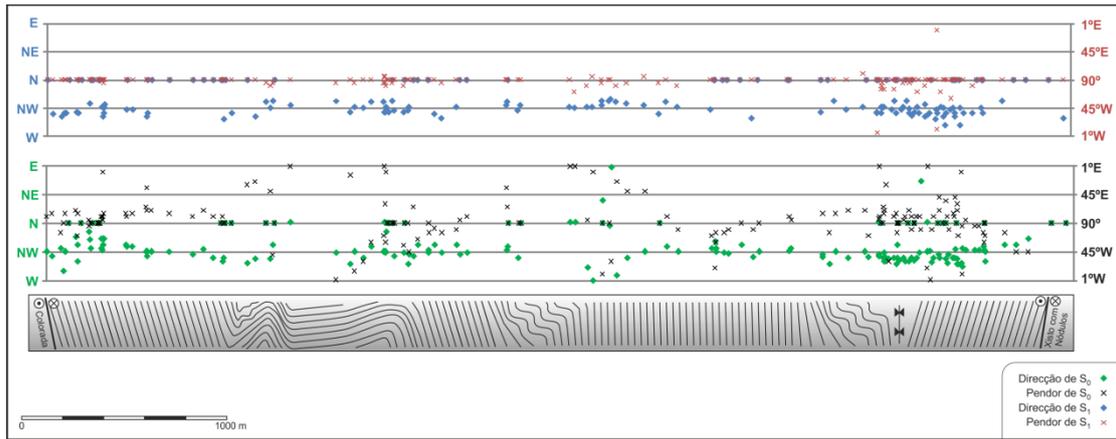


Fig. 6.9 – Atitudes do S_0 (gráfico inferior) e do S_1 (gráfico superior) ao longo do perfil do Ardila.

Observa-se uma atitude de S_1 bastante constante ao longo do perfil, com direcção média de $N42^\circ W$ e pendur médio de $87^\circ W$ (subvertical). No que se refere ao S_0 , este apresenta uma variação mais elevada e será discutido com mais pormenor abaixo.

A lineação de intersecção (L_1) entre o S_0 e o S_1 foi calculada para todas as estações onde foram registadas esta duas atitudes, utilizando para este fim a metodologia exposta na figura 2.4. Com base nestes resultados foram individualizados quatro sectores ao longo do perfil do Ardila (fig. 6.10).

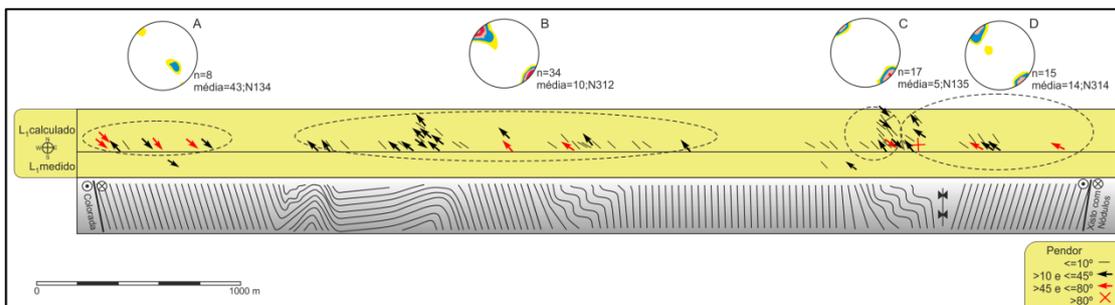


Fig. 6.10 – Representação do L_1 (em planta) ao longo do perfil do Ardila e definição de quatro sectores com base na atitude de L_1 (adapt. Rocha & Araújo, 2008).

Uma análise da distribuição da lineação L_1 ao longo do perfil do rio Ardila permite a identificação de quatro sectores (fig. 6.10):

A – L_1 com pendores elevados para SE (média de $43;N134$);

B – L_1 com pendores moderados e ligeira tendência para NW (média de $10;N312$);

C – L_1 subhorizontal (média de $5;N135$);

D – L_1 com pendores moderados para NW (média de $14;N314$).

Também é de se referir a tendência mais grosseira dos níveis basais do flanco SW (microconglomerados e grauvaques grosseiros) (fig. 6.11), passando a xistos finos em direção ao centro da estrutura. Estes níveis grosseiros não são observados no flanco NE.



Fig. 6.11 – Microconglomerado da Formação de Terena localizado no flanco SW (estação #060).

6.4.2 – DISCUSSÃO

Da análise da figura 6.5 conclui-se que a assimetria do sinclinal é causada pela inexistência das litológicas com idades do Devónico basal (Lockhoviano e por vezes Praguiano) no flanco NE (Pereira *et al.*, 1999 e Rocha *et al.*, 2010). Como não foram observados acidentes que tivessem influência na diferente espessura dos flancos, a geometria geral do Sinclinal de Terena parece ser o resultado do dobramento de uma série sedimentar que originalmente apresentava uma tendência para se tornar progressivamente mais condensada (ou incompleta, por lacuna sedimentar) em direção a nordeste (coordenadas actuais) (Rocha & Araújo, 2008).

Os dados estruturais e bioestratigráficos do perfil, apontam para a existência de uma provável falha normal (inclinada para SW) no limite NE da Formação de Terena penecontemporânea da sedimentação e responsável pela laminação dos níveis inferiores do flysch. Esta interpretação não pode no entanto ser generalizada de forma simplista a todo o bordo NE da formação de Terena. Na região das Mercês foram

encontrados graptólitos do Lochkoviano (Piçarra, 2000) o que mostra que essa falha perde expressão ou desaparece em direcção a SE.

Uma explicação provável para a variação da orientação do L_1 ao longo do perfil é a sobreposição de S_1 (S_2 regional) à um fosso contemporâneo da deposição do Flysch de Terena (D_1 regional) com um alongamento original segundo a direcção N-S que condicionou a geometria do sinclinal de primeira ordem e sua orientação anómala à escala da ZOM (Rocha & Araújo, 2008 (anexo 3.4); ver cap. 4.5).

O S_0 tem uma direcção bastante homogénea com média de $N50^\circ W$ enquanto o S_1 é também bastante homogéneo e subvertical. O pendor médio de L_1 para SE no flanco SW (fig. 6.10A) e o pendor de L_1 para NW no flanco NE (fig. 6.10D) indica que S_1 está ligeiramente rodado no sentido anti-horário em relação à orientação geral do sinclinal de primeira ordem (Rocha & Araújo, 2008).

A elevada dispersão dos pendores de L_1 na região central do perfil (fig. 6.10 B e C) indica a existência de dobras de segunda ordem que afectam o S_0 . É de se salientar que apesar da elevada dispersão dos pendores, a direcção de L_1 mantém-se relativamente constante, o que indica uma tendência para o paralelismo entre as direcções de S_0 e os eixos das dobras secundárias (em oposição às dobras primárias). Este facto vem pois fortalecer o modelo de que a bacia foi condicionada pela génese de um fosso sintectónico (cap. 4.5).

6.5 – LITOGEOQUÍMICA

Das amostras analisadas no capítulo 5, onze foram colhidas directamente no perfil do Ardila (fig. 6.12 e 6.13).

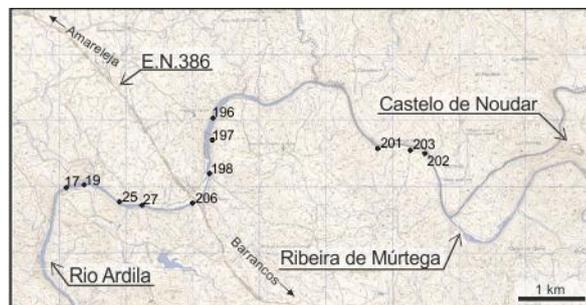


Fig. 6.12 – Localização das amostras sujeitas à análise litogeoquímica em mapa.

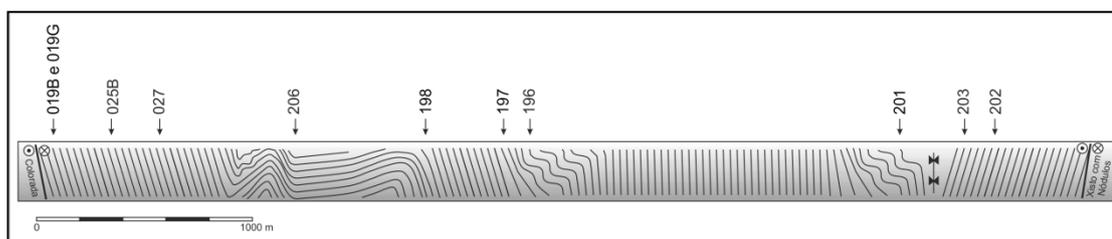


Fig. 6.13 – Localização das amostras sujeitas à análise litogeoquímica ao longo do perfil de Terena.

De forma a melhor compreender potenciais variações ao longo do perfil, procedeu-se ao estudo da distribuição das percentagem relativas de cada elemento analisado ao longo do perfil (fig. 5.56) de acordo com a metodologia descrita no capítulo (5.10). Também foram realizados ensaios preliminares de projecções das várias razões estudadas no decorrer do capítulo 5.9 ao longo deste perfil.

Em ambas as situações atrás descritas não foi possível observar nenhum padrão nas distribuições pelo que conclui-se que as variações da composição geoquímica não permitem reconhecer modificações na litogeoquímica dos sedimentos ao longo do tempo.

CAPÍTULO 7

MODELAÇÃO ANÁLOGA

MODELAÇÃO ANÁLOGA

Um modelo em geologia é utilizado com o objectivo de tentar reproduzir os mecanismos e/ou geometrias de situações observadas em larga escala numa proporção aplicada a um laboratório de forma a melhor compreender o sistema que está a ser estudado. Enquanto que a modelação numérica utiliza essencialmente computadores para executar algoritmos, na modelação análoga utilizam-se mecanismos físicos e/ou químicos que procuram reproduzir as situações observadas.

A modelação descrita neste trabalho foi realizada numa prensa em condições transpressivas, pelo que se torna necessário descrever este conceito, assim como o funcionamento da prensa antes de proceder-se à análise do modelo propriamente dito.

7.1 - TRANSPRESSÃO

O conceito de transpressão foi criado por Harland (1971) e aperfeiçoado por Sanderson & Marchini (1984) ao associar uma componente de cisalhamento simples e outra de cisalhamento puro dos regimes de deformação relacionados com a aproximação oblíqua de dois blocos rígidos.

Os primeiros modelos teóricos de transpressão foram posteriormente aperfeiçoados de acordo com uma série de particularidades, como por exemplo: escape lateral, escape vertical, heterogeneidade da deformação e situações intermédias por uma série de autores (Fossen & Tikoff, 1993 e 1998; Simpson & DePaor, 1993; Robin & Cruden, 1994; Dutton, 1997; Jones *et al.*, 1997 e Lin *et al.*, 1998).

Devido às características particulares desta prensa (cap. 7.2) o modelo teórico de transpressão aplicado nestas experiências é o modelo “clássico” de Sanderson & Marchini (1984), ou seja uma transpressão com volume constante, perda de área (horizontal), sem escape lateral e com espessamento vertical homogéneo (fig. 7.1). Este modelo relativamente simplista de Sanderson & Marchini (1984) foi analisado por Ramsay & Hubber (1987) e por Fossen & Tikof (1993).

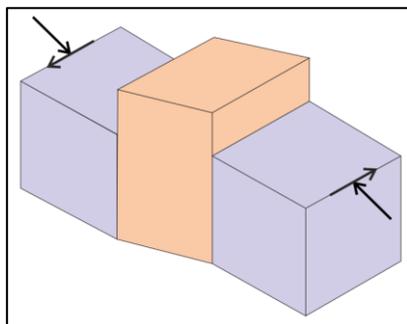


Fig. 7.1 – Geometria da transpressão de acordo com Sanderson & Marchini (1984).

7.2 - PRENSA

Neste trabalho foi utilizada uma prensa (*sand-box*) transpressiva construída em 2002 no Pólo de Estremoz da Universidade de Évora (Rocha, 2003).

Esta prensa consta de duas partes: uma parte fixa que proporciona as tensões dirigidas a outra parte móvel (prensa *s.s.*) que por sua vez transpõe as tensões ao material a ser deformado.

A parte fixa da prensa é composta por uma mesa com rodas onde um motor eléctrico bifásico é controlado por um selector de velocidades e está acoplado a dois redutores de velocidade de vinte vezes que transmitem um movimento de rotação ao longo de dois eixos à parte superior da mesa (fig. 7.2).



Fig. 7.2 – Sector inferior da parte fixa da prensa (Rocha, 2003).

A rotação transmitida à parte superior da mesa é recebida por mais dois redutores (20/1) fixos à uma plataforma rotativa que permite controlar o ângulo relativo de dois fusos que transmitem a tensão à parte móvel da prensa (fig. 7.3).

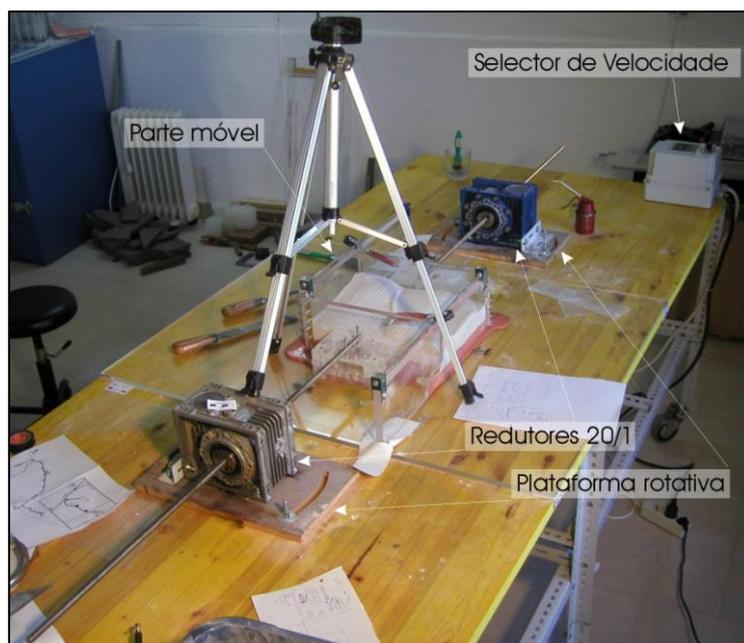


Fig. 7.3 – Sector superior da parte fixa da prensa (Rocha, 2003).

A parte móvel da prensa (prensa s.s.) foi construída de forma independente da parte fixa de forma a poder ser adaptada ou reconstruída de acordo com as particularidades das situações a serem modeladas. Neste trabalho utilizou-se uma prensa em acrílico com duas paredes móveis e uma área inicial de 30 x 30 cm (fig. 7.4).

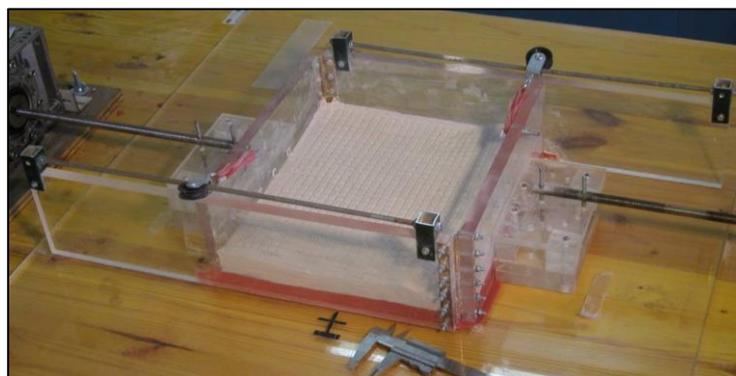


Fig. 7.4 – Parte móvel da prensa (prensa s.s.) (Rocha, 2003).

Esta prensa foi construída por duas partes idênticas que quando juntas resultam num sistema simétrico. Cada parte é composta por dois rectângulos de acrílico conectados entre si por uma dobradiça metálica e com uma estrutura que permite o encaixe do fuso proveniente da parte fixa da prensa sob diversos ângulos.

Devido à forma desta prensa é possível a aplicação de tensões desde cisalhantes puras a cisalhantes simples, passando por *pure shear dominated transpression*, transpressão e *simple shear dominated transpression* (Fossen & Tikof, 1993) (fig. 7.5).

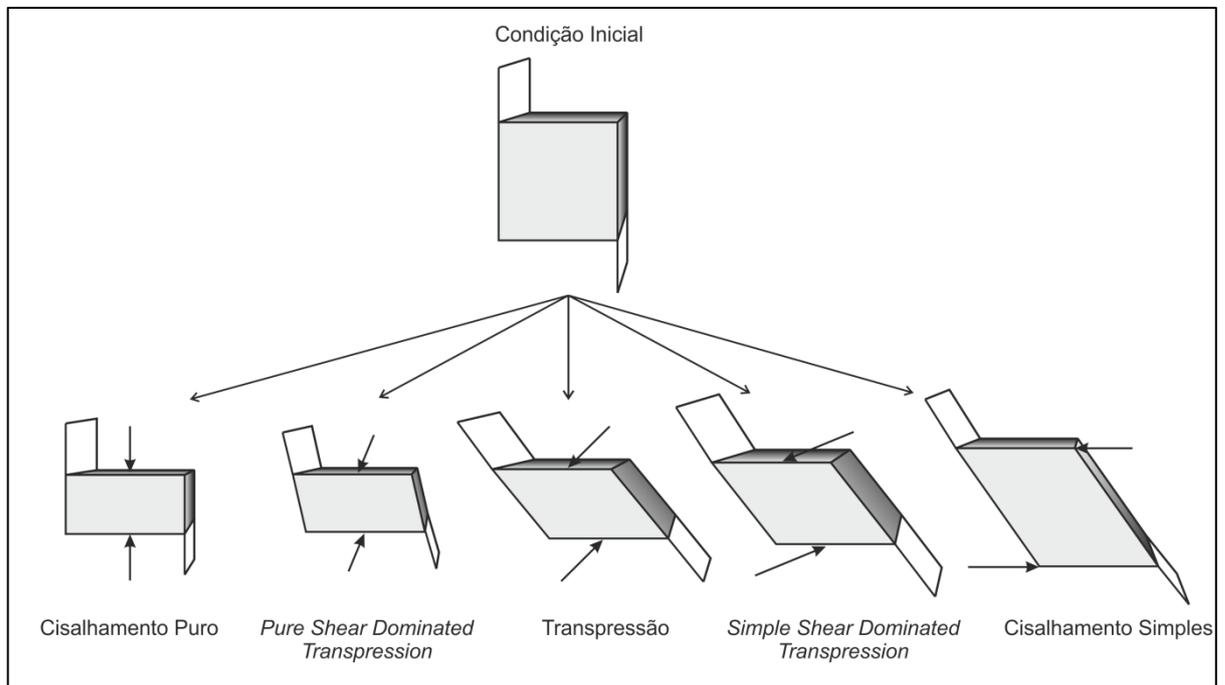


Fig. 7.5 – Nomenclatura para as geometrias de deformação intermédias entre cisalhamento puro e simples de acordo com Fossen & Tikof (1993).

No caso de cisalhamento puro, as tensões são dirigidas na perpendicular da parede principal da prensa, em *pure shear dominated transpression*, a tensão é aplicada com um ângulo de 67,5°, em transpressão à 45°, em *simple shear dominated transpression* à 22,5° e em cisalhamento puro a tensão é paralela à parede principal da prensa.

Rocha (2003) estudou a variação da velocidade de aproximação das paredes da prensa (em cisalhamento puro) de acordo com os parâmetros escolhidos no selector de velocidades, concluindo que esta pode ser calculada pela fórmula $Vel^{-1} = 1431 \times Valor^{-0,93}$ (fig. 7.6).

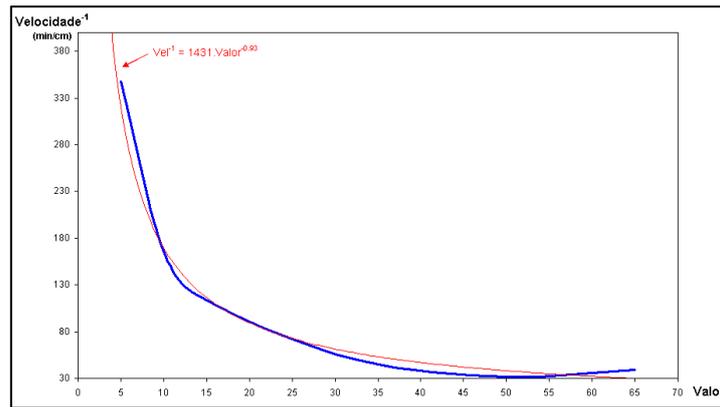


Fig. 7.6 – Relação entre a velocidade aproximação das paredes da prensa em cisalhamento puro e do valor no selector de velocidades segundo Rocha (2003). A azul observam-se os dados medidos e a vermelho a curva teórica de acordo com a fórmula $Vel^{-1} = 1431 \times Valor^{-0,93}$.

7.2.1 - STRAIN RATE

O *Strain Rate* (\dot{e}) é definido como sendo a taxa de variação do *Strain* (“deformação”) ao longo do tempo e é calculado através da seguinte fórmula:

$$\dot{e} = \frac{\Delta e}{\Delta t}$$

$$e = \frac{\Delta l}{l}$$

onde: \dot{e} – *Strain Rate*
 e – *Strain*
 t – tempo
 l – distância

Observa-se que devido à geometria desta prensa, existe um aumento contínuo do *Strain Rate* devido à diminuição da distância e à velocidade de aproximação das paredes constante ao longo do tempo (fig.7.7), ou seja, apesar do Δl ser constante, a distância entre as paredes (l) diminui ao longo da experiência, resultando em um *strain* (e) cada vez maior. Como o aumento do *strain* (e) é exponencial, o Δe também aumenta ao longo do tempo (Δt) resultando num incremento do *strain rate* (\dot{e}).

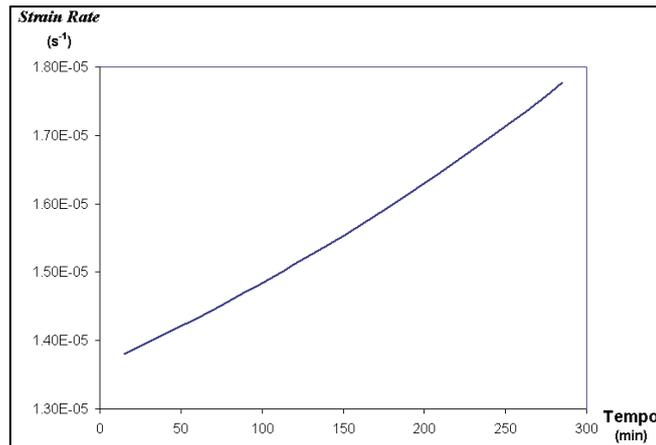


Fig. 7.7 – Variação do *Strain Rate* da prensa em regime de cisalhamento puro em velocidade máxima (2 cm/h) (Rocha, 2003).

O *Strain Rate* inicial para uma situação de cisalhamento puro com velocidade máxima da prensa (2 cm/h) é inicialmente de $1,38 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e no final das experiências chega a $1,70 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Apesar destes valores serem manifestamente altos quando comparados com o valor de 10^{-7} s^{-1} como é o usual em modelos analógicos (Twiss & Moores, 1992), estes mesmos autores afirmam que uma redução de 5 a 10 ordens de grandeza em relação à situações observadas na natureza são aceitáveis. Como Ribeiro (2002) sugere que os *Strain Rate* tenham valores entre 10^{-12} s^{-1} à 10^{-18} s^{-1} , o valor de 10^{-5} s^{-1} utilizados nesta prensa (7 ordens de grandez inferiores) parecem ser adequados à natureza desta modelação. Rocha (2003) observa que para valores mais baixos de *Strain Rate* não existe uma propagação adequada das tensões (para o silicone Silbione Gomme 70009), com a deformação a concentrar-se na proximidade das paredes da prensa.

7.2.2 – VALIDAÇÃO DA PRENSA

Foram realizados dezoito experiências com o objectivo de analisar e compreender o comportamento quer dos materiais a serem modelados quer da própria prensa (fig. 7.8).

Nº Experiência	Espessura (cm)	Velocidade (cm/h)	Geometria
01	5	1,7	Transpressão
02	5	2,0	Transpressão
03	6	2,0	Transpressão
04	5	2,0	<i>S.S.D. Transpression</i>
05	5	2,0	Cisalhamento Simples
06	5	2,0	Transpressão
07	5	2,0	Transpressão
08	5	2,0	<i>S.S.D. Transpression</i>
09	5	2,0	<i>S.S.D. Transpression</i>
10	5	2,0	<i>S.S.D. Transpression</i>
11	5	2,0	<i>P.S.D. Transpression</i>
12	5	2,0	Cisalhamento Simples
13	5	2,0	Cisalhamento Puro
14	5	2,0	<i>S.S.D. Transpression</i>
15	5	0,5	Cisalhamento Puro
16	7,5	2,0	Cisalhamento Puro
17	7,5	2,0	Cisalhamento Simples
18	7	2,0	Transpressão

Fig. 7.8 – Quadro resumo das 18 experiências. *P.S.D.* – *Pure Shear Dominated*; *S.S.D.* – *Simple Shear Dominated*.

As experiências foram realizadas com um polímero transparente polydimetil-siloxano (PDMS) comercializado pela Dow Corning sob o nome de SGM 36 com densidade de 987 kg/m³ e viscosidade de 50000 Pas a 20°C de acordo com a descrição de Weijermars (1986). Também foi empregado por vezes um silicone cor de rosa da Rhône-Poulenc comercializado com o nome de Silbione Gomme 70009.

Foram distribuídos 16 marcadores circulares na superfície do modelo constituídos por cerca de 95% de SGM 36 e 5% de Silbione 70009 (fig. 7.9). Esta mistura resultou num silicone ligeiramente rosado e com praticamente as mesmas características físicas da matriz (SGM 36).

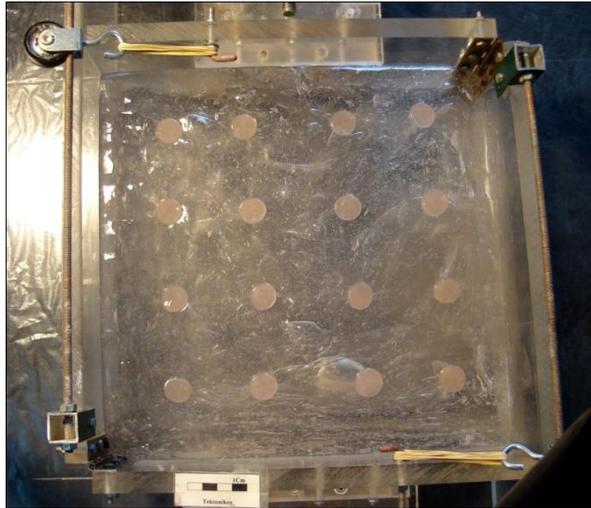


Fig. 7.9 – Marcadores circulares compostos por 95% de SGM 36 e 5% de Silbione 70009 inseridos numa matriz de SGM 36.

Estes marcadores foram distribuídos uniformemente pela prensa e possibilitaram estudar as condições de deformação pontuais através da elipse de deformação finita e a trajectória da deformação através da análise do movimento do centro do marcador.

Foram testadas quatro factores à superfície do silicone:

- a- Espessura do modelo;
- b- Velocidade;
- c- Geometria da deformação;
- d- Reprodutibilidade dos modelos.

7.2.2.1 – ESPESSURA DO MODELO

Foram comparadas espessuras iniciais entre 5 a 7,5 cm sob diferentes geometrias de deformação com resultados finais muito semelhantes (fig. 7.10).

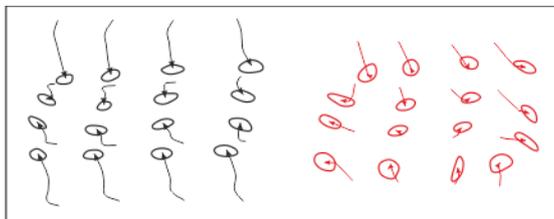


Fig. 7.10 – Comparação da geometria final do modelo 15 à preto (com 5 cm de espessura) e do modelo 16 à vermelho (com 7,5 cm de espessura) sob cisalhamento puro.

Apesar de um ligeiro desfasamento na posição das elipses de deformação, observa-se que a trajectória das partículas e a forma das elipses são em geral muito semelhantes.

Conclui-se portanto que para uma gama de espessuras do SGM 36 entre 5 a 7,5 cm a espessura inicial não tem influência nos resultados finais. No caso de espessuras muito inferiores à 5 cm, nestas deve haver (em princípio) uma interacção excessiva do fundo da prensa com a superfície do modelo. Nos casos opostos (espessuras muito superiores à 7,5 cm), existe uma sobrecarga elevada nos mecanismos da prensa, pelo que esta situação não é recomendável.

7.2.2.2 – VELOCIDADE

No que se refere à velocidade da prensa, foram testados os valores máximos e mínimos da prensa (0,5 a 2,0 cm/h) sob diferentes geometrias de deformação (fig. 7.11).

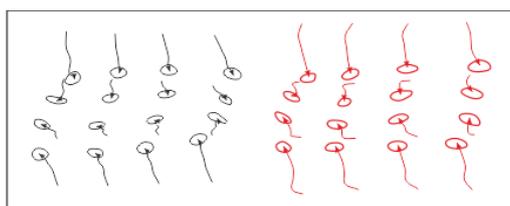


Fig. 7.11 – Comparação da geometria final do modelo 13 à preto (deformado sob 2,0 cm/h) e do modelo 15 (deformado sob 0,5 cm/h) sob cisalhamento puro.

Todos os experimentos resultaram em situações muito semelhantes o que leva a concluir que para gamas de velocidade entre 0,15 a 2 cm/h o SGM 36 tem um comportamento uniforme.

7.2.2.3 – GEOMETRIA DA DEFORMAÇÃO

A geometria das experiências variou entre cisalhamento puro até cisalhamento simples, passando por *pure shear dominated transpression*, transpressão e *simple shear dominated transpression* (fig. 7.5).

A utilização da elipse de deformação finita e da trajectória das partículas ao longo de cada experiência permitiu elaborar a figura 7.12.

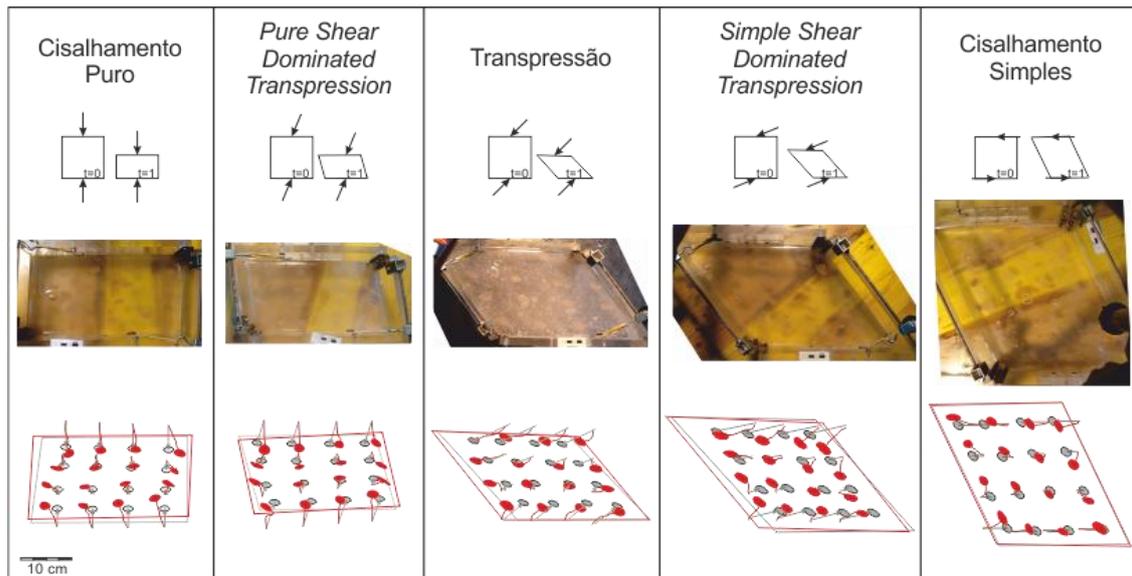


Fig. 7.12 – Elipse de deformação finita e trajectória das partículas nas experiências (vermelho) e nos modelos teóricos (cinzento) para as várias geometrias.

A análise da figura 7.12 permite identificar uma importante discrepância do comportamento do material deformado (SGM 36) em relação aos resultados teóricos esperados. Mesmo nas situações mais simples como no caso do cisalhamento puro, os marcadores mostram um comportamento invulgar.

Este comportamento “anormal” deve-se provavelmente ao confinamento horizontal das experiências que promovem movimento vertical (espessamento) heterogéneo das partículas. Provavelmente este espessamento ocorre de forma heterogénea devido ao atrito com as paredes laterais da prensa (apesar destas estarem lubrificadas), originando uma espécie de convecção no seio do silicone.

A hipótese de movimento vertical heterogéneo é posta em causa quando se analisa uma situação de cisalhamento simples (fig. 7.12). Neste caso não há alteração de área (por isso não ocorre espessamento) e observa-se um comportamento invulgar dos marcadores como nas outras geometrias.

Foram feitas algumas experiências com bolhas de ar no interior do silicone e com cerdas de nylon de forma a tentar encontrar um marcador vertical ou tridimensional para a deformação, mas estas não tiveram sucesso. No primeiro caso a ascensão das bolhas impossibilita o rigor da análise do elipsóide de deformação finita e no segundo caso o silicone não possui resistência suficiente para dobrar as cerdas de nylon. Também tentou-se injectar diversas substâncias com o auxílio de seringas e de um

cartucho de pasta de silicone. Em ambas a situação a pressão dos injectores não foi suficiente para vencer a resistência criada pelo silicone.

7.2.2.4 – REPRODUTIBILIDADE DOS MODELOS

Para cada geometria foram realizados pelo menos duas experiências diferentes que resultam em elipses e trajectórias idênticas, o que garante a reprodutibilidade dos modelos com a utilização do SGM 36 nesta prensa.

7.2.2.5 – CONCLUSÃO

Da análise dos pontos anteriores, conclui-se que esta prensa é bastante estável no que se refere à velocidade, espessura e reprodutibilidade dos modelos. No que se refere à geometria observa-se uma importante discrepância entre os resultados da prensa e os resultados teóricos. Por este motivo a deformação desta prensa não pode ser considerada em regime de cisalhamento puro, transpressão ou cisalhamento simples de acordo com o modelo teórico estabelecido por Sanderson & Marchini (1984).

Será necessário no futuro, conseguir marcadores para a deformação vertical (ou marcadores tridimensionais) para melhor compreender o fluxo no seio do SGM 36 ou em contrapartida tentar comparar os modelos gerados pela prensa com outros modelos teóricos de transpressão mais complexos como por exemplo o de Robin & Cruden (1994) que tem em conta um espessamento vertical heterogéneo.

7.3 – MODELO DO SINCLINAL DE TERENA

Conseguiu-se estabelecer as condições de modelação necessárias para reproduzir a forma em “z” do sinclinal de Terena (cap.6) (Araújo & Rocha, 2007 (anexo 3.2)). Foram utilizados como matriz o silicone SGM 36 e como bacia uma mistura de 95% de SGM 36 com 5% de Silbione 70009. Esta mistura tem praticamente as mesmas propriedades físicas do que o SGM 36 puro e a sua cor ligeiramente rosada é útil como marcador. A escolha de uma matriz e de uma bacia com as mesmas propriedades físicas deve-se ao facto de a Formação de Terena e as outras Formações envolventes terem comportamento reológicos relativamente homogéneos.

O modelo inicial constou de uma bacia alongada na direcção N-S com cerca de 28 cm de comprimento e 3 cm de largura que foi deformada de acordo com uma geometria em *simple shear dominated transpression* (Fossen & Tikoff, 1993) (fig. 7.13A).

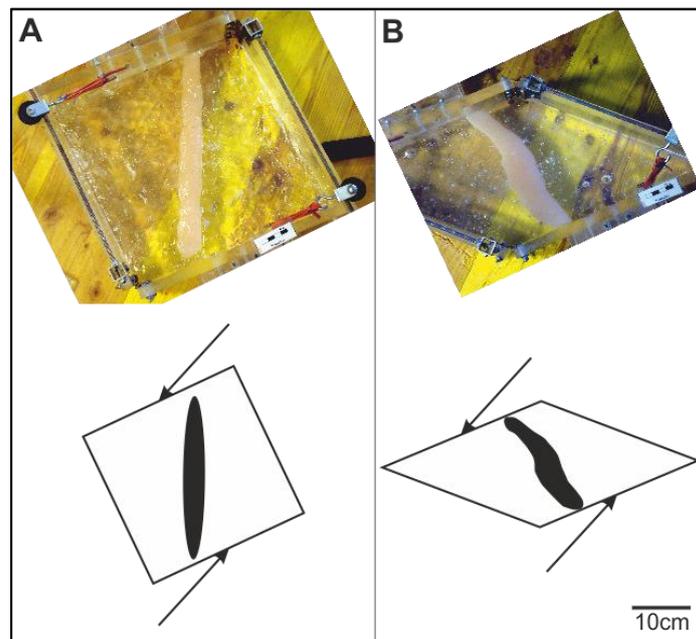


Fig. 7.13 – Modelo da bacia de Terena. A – condição inicial; B – condição final.

A experiência durou quatro horas e foi realizada com uma velocidade de aproximação das paredes de 2 cm/h, ou seja com um *Strain Rate* de $1,38 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ no início da experiência e de $1,70 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ no final desta.

O resultado do modelo (fig. 7.13B) mostra uma rotação de 15 graus da parte central da bacia enquanto que os bordos desta giraram cerca de 50 graus em relação à posição original.

7.4 – CONCLUSÕES

Apesar dos resultados positivos na modelação do Sinclinal de Terena (cap. 7.3), as condições geométricas do modelo (*simple shear dominated transpression*) não podem ser consideradas válidas, devido ao facto desta prensa não conseguir reproduzir os efeitos de transpressão de acordo com o modelo de Sanderson & Marchini (1984).

São necessárias modificações na geometria da prensa *s.s.* ou então a comparação destes resultados com outros modelos teóricos de transpressão mais complexos para poder validar as modelações realizadas neste equipamento.

CAPÍTULO 8

SÍNTESE

SÍNTESE

Neste capítulo resumem-se os tópicos principais abordados ao longo deste trabalho e que se consideram mais relevantes em termos de novos contributos para a compreensão da evolução geodinâmica da Zona de Ossa Morena. A descrição apresentada para cada ponto é sintética, uma vez que todos estes aspectos foram abordados de forma detalhada no final dos respectivos capítulos.

8.1 - ASSIMETRIA DO SINCLINAL DE TERENA

O levantamento do perfil estrutural referido no capítulo 6 mostra uma intensa assimetria do sinclinal de Terena com cerca de quatro quilómetros no flanco Sudoeste e um quilómetro no flanco Nordeste (fig. 8.1). Esta assimetria é confirmada quer pela polaridade sedimentar observada no campo, quer pelos dados palinostratigráficos colhidos ao longo deste trabalho (Rocha *et al.*, 2010).

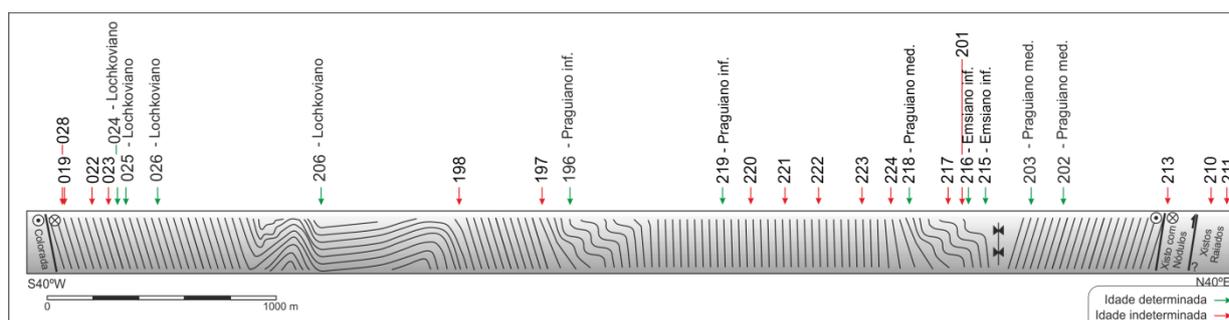


Fig. 8.1 - Perfil do Rio Ardila com referência ao número das amostras processadas para análise palinológica e idades obtidas. Ver cap. 6.4 para descrição do perfil estrutural.

A assimetria do sinclinal é causada pela inexistência de litologias com idades do Devónico basal (Lockhoviano e por vezes Praguiano) no flanco NE (Pereira *et al.*, 1999 e Rocha *et al.*, 2010). Existem dois modelos que podem explicar esta ausência: uma falha ou uma lacuna sedimentar.

No modelo de falha esta é provavelmente uma falha normal (inclinada para SW) penecontemporânea da sedimentação e responsável pela laminação dos níveis inferiores do flysch ou em oposição o modelo de lacuna sedimentar implica uma série que originalmente apresentava uma tendência para se tornar progressivamente mais condensada (ou incompleta, por lacuna sedimentar) em direcção a nordeste (Rocha & Araújo, 2008).

A identificação de graptólitos do Lochkoviano (Piçarra, 2000) na região das Mercês indica no entanto que este modelo não pode ser generalizado à escala da bacia.

8.2 - APARENTE TRANSECÇÃO DIREITA NO SECTOR CENTRAL DO SINCLINAL DE TERENA

Uma análise generalista à escala cartográfica da formação de Terena mostra uma clivagem regional homogénea NW-SW subvertical a intersectar o sinclinal. Devido à forma em “Z” deste sinclinal, a intersecção destas duas geometrias de segunda fase resulta numa aparente transecção direita no sector central do sinclinal e transecção esquerda nas suas extremidades (fig. 8.2).

No capítulo 4.5.2 evidencia-se que os eixos das dobras mesoscópicas de segunda fase do sector central encontram-se alinhados numa direcção semelhante às extremidades da bacia (fig.8.2), sendo a orientação mais próxima de N-S do sinclinal no sector central (que indica a aparente transecção direita) resultante da orientação original da bacia de Terena, que terá sido controlada por uma fase anterior. Observa-se portanto que a relação entre a xistosidade S_2 e os eixos das dobras mesoscópicas no sector central indicam uma transecção real esquerda.

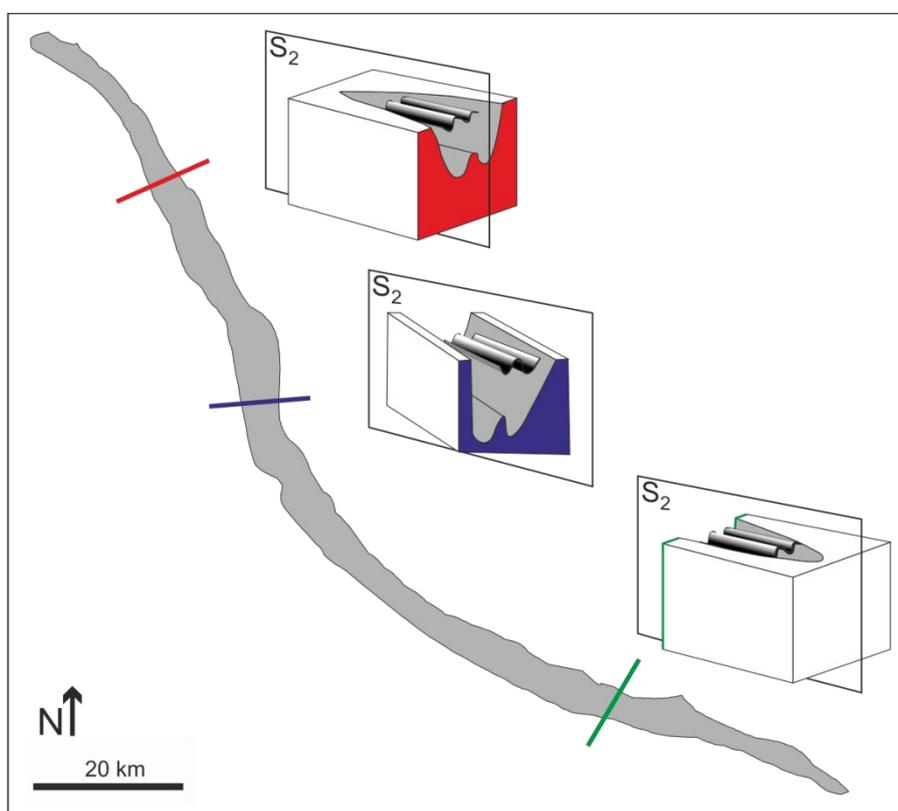


Fig. 8.2 – Proposta de modelo geométrico para a bacia de Terena (adapt. Rocha *et al.*, 2009).

8.3 - IDADE DAS FASES DE DEFORMAÇÃO

A existência de somente uma fase de deformação na Formação de Terena, e evidências de instabilidade tectónica (sedimentação turbidítica, microconglomerados pouco evoluídos (Borrego, 2009) e olistólitos (Piçarra *et al.*, 1988)) confirmam as observações anteriores que indicam que esta Unidade é Sin-Tectónica (Araújo *et al.*, 2005).

As evidências palinostratigráficas conjugadas com o carácter sin-tectónico da Formação de Terena permitem inferir uma idade do Devónico Inferior para a D₁ e uma idade pós-Devónico Inferior para a D₂ (ver capítulo 4.5.1).

8.4 - NATUREZA DO LIMITE DA JUROMENHA

O limite da Juromenha tem vindo a ser alvo de inúmeras publicações nos últimos anos e a interpretação da sua natureza continua incerta. A datação de um clasto de granitóide encontrado no Conglomerado de São Romão a 1,5 Km à Oeste da aldeia de Cilada (ver fig. An2.1), permitiu inferir a idade de 543 ± 2 Ma para esta rocha.

Apesar desta informação não permitir um esclarecimento definitivo quanto à natureza do “limite da Juromenha”, parece apontar para a deposição deste conglomerado durante o Paleozóico inferior, apoiando o modelo de Oliveira (1984) de discordância Câmbrico Ordovícica (ver cap. 4.1.1).

BIBLIOGRAFIA

As referências citadas nesta dissertação foram formatadas de acordo com as normas da APA (6ª edição).

- Abalos, B., & Eguíluz, L. (1991). Deformación transpressiva carbonífera en la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba (macizo ibérico meridional). *Soc. Geol. España*, 4/3, 4, 229-249.
- Abalos, B., & Eguíluz, L. (1992). Evolución geodinámica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba durante el proterozoico superior-Cámbrico Inferior. In J. C. Gutierrez-Marco, J. Saavedra, & I. Rábano (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (pp.577-591). M.J. Liso Rubio (Coord.): Univ. Extremadura.
- Allaby, A., & Allaby, M. (Eds). (1999). *A Dictionary of Earth Sciences 2nd edition*: Oxford University Press.
- Andrade, A. S. (1983). *Contribution al'analyse de la suture hercynienne de Beja (Portugal), perspectives métallogéniques*. Tese Univ. Nancy.
- Andersen, T. (2005). Terrane analysis, regional nomenclature and crustal evolution in the southwest scandinavian domain of the fennoscandian shield. *GFF*, 127, part 2, 159-168.
- Apalategui, O., Barranco, E., Contreras, F., Delgado-Quesada, M., Roldán, F. J., Garrote, A., Locutura, J. & Sánchez Rodríguez, A. (1984). *Mapa geológico de España escala 1:50.000 hoja 917*, Aracena. IGME, 100 pp.
- Apalategui, O., Eguíluz, L., & Quesada, C. (1990). Ossa-Morena Zone, Structure. In R. D. Dallmeyer & E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic geology of iberia* (pp. 280-291). Berlin: Springer-Verlag.
- Araújo, A. (1986). Relações tectonoestratigráficas entre as regiões de Estremoz-Barrancos e do maciço de Évora-Beja numa geotransversal ao longo do rio Guadiana. *Maleo*, 2, 13, pp. 9.
- Araújo, A. (1989). *Estrutura de uma geotransversal no Rio Guadiana entre Moura e Mourão*. Provas de Aptidão Pedagógica, Univ. Lisboa.

- Araújo, A. (1992). Tectónica da Zona de Ossa-Morena. *Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000 folha 8* (not. exp.). Oliveira, J.T. (coord.). Serviços Geol. de Port., 44-46.
- 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*. Thesis, Univ. Évora.
- Araújo, A. (2006). O varisco do sector sul de Portugal. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg. (Coords.) *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria* (pp. 139-143). Univ. Évora.
- Araújo, A., Borrego, J., Piçarra, J. & Pedro, J. (2006). Guia da Excursão C: Geotransversal no Varisco sul de Portugal. In Araújo, A. & Dias, R. (Coord.) *Livro Guia das excursões geológicas, VII Congresso Nacional de Geologia*, Univ. Évora, 6-15.
- 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 Paleozoic Evolution in NW Gondwana, 2nd International Meeting*, Rabat.
- Araújo, A.; Piçarra, J.; Borrego, J.; Pedro, J., & Oliveira, T. (2006). As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg (Eds.) *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria* (pp. 151-172). Univ. Évora.
- Araújo, A., & Rocha, R.C. (2007). Transected folds with opposite patterns in Terena Formation (Ossa Morena Zone, south Portugal). *Géologie de la France*, 2, p 58.
- Arthaud, F., & Matte, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25(12), 139-171.
- Austran, A., & Cogné, J. (1980). La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne." In: J. Cogné & M. Slanske (Eds) *Geology of Europe* (pp. 191-202). Mém. BRGM, 108.

- Bard, J.P. (1969). *Le métamorphisme régional progressif des séries d'Aracena en Andalousie occidentale. Sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. Thesis, Univ. Montpellier.
- Bard, J.P. (1971). Sur l'alternance des zones métamorphiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes 'orthotectoniques'. *Bol Geol. Min*, 82 (3-4), 324-345.
- Bard, J.P., Capdevila, R., Matte, P., & Ribeiro, A. (1973). Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen. *Nature Physics and Science*, 241, 50-52.
- Bhatia, M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.* 91, 611-627.
- Bhatia, M.R. & Crook, K.A.W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 181-193.
- Bladier, Y., & Laurent, Ph. (1974). Étude d'un décrochement profond synmétamorphique, le "couloir" blastomylonitique de Badajoz-Cordoue. *2ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre (Société Géologique de France)*, Nancy.
- Blatt, H., Middleton, G., & Murray, R. (1972). *Origin of sedimentary rocks*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 634 p.
- Borradaile, G.J. (1978). Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 89, 481-493.
- Borrego, J., (2009). *Cartografia Geológico-Estrutural de um sector da Zona de Ossa-Morena (Sector de Estremoz, Barrancos) e sua interpretação Tectónica*. Thesis, Univ. Évora.
- Borrego, J., Araújo, A., & Fonseca, P. (2005). A geotraverse through the south and central sectors of the Ossa-Morena Zone in Portugal (Iberian Massif). *The Virtual Explorer e-journal*, 19.
- Bouma, A.H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam: Elsevier.

- Boynnton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. in: Henderson, P. (ed.). *Rare Earth Element geochemistry*. Elsevier, 63–114.
- Capdevila, R. (1976). Mise en évidence d'une zonation géochimique dans les granodiorites hercyniens du NW de la péninsule ibérique. Conséquences sur l'interprétation de la chaîne hercynienne dans cette région. *4ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre (Société Géologique de France)*, Paris.
- Carvalho, J.M. (1987). *Estudo petrológico e geoquímico de metavulcanitos da região de Santo Aleixo. Amareleja (Alentejo-Portugal)*. Relat. Estágio Científico, Univ. Lisboa.
- Carvalho, D., Goínhas, J., Ouveira, V., & Ribeiro, A. (1971). Observações sobre a geologia do Sul de Portugal e consequências metalogenéticas. *Est. Not. Trab., Serv. Fom. Min.*, 20 (1/2), 153-199.
- Carvalhosa, A. (1983). Esquema geológico do Maciço de Évora. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69(2), 201-208.
- Carvalhosa, A., Gonçalves, F., & Oliveira, V. (1987). *Notícia explicativa da folha 36-D, Redondo*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Carvalhosa, A., & Zbyszewski, G. (1994). *Noticia Explicativa da Folha 35-D (Montemor-o-Novo)*, Inst. Geol. Min.
- Casquet, (2004). Foreiberianword. *J. Iberian Geology* 30, 5-6.
- Cartier, C., Faure, M., & Lardeux, H. (2002). Discussion on a new model for the Hercynian orogen of Gondwanan France and Iberia. *J. Struc. Geol.* 24, 1659-1663.
- Chacón, J. (1979). *Estúdio geológico del sector central del anticinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)*. Thesis, Univ. Granada.
- Chacón, J., Delgado, M., & Garrote, A. (1974). Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en a banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional). *Bol. Geol. Min.*, 85(6), 713-717.
- Chacon, J., Ouelra, V., Ribeiro, A., & Olivella, J.T. (1983). La estructura de la Zona de Ossa Morena. In *Geologia de España*. Tomo I. Libro jubilar de J. M. Rios, Madrid, IGME.

- Chacón, J., & Pascual, E. (1977-78). El anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba, divisoria entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa Morena (sector SW del Macizo Ibérico). *Cuad. de Geol. Univ. Granada*, 8-9, 21-35.
- Coelho, A.V.P., & Gonçalves, F. (1970). Rocha hiperalcalina de Estremoz. *Bol. da Soc. Geol. de Port.*, 17, 181-185.
- Condie K.C. (1981). *Archean Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam, 434 p.
- Condie K.C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.* 104, 1-37.
- Coney, P.J., Jones, D.L., & Monger, J.W.H. (1980). Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288, 329-333.
- Costa, J.S.C. (1931). *O Paleozóico Português (Síntese e crítica)*. Porto.
- Crook, K.A.W. (1974). Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). In Dott, R.H.Jr., & Shaver, R.H. (eds.) Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. and Min. Sp. Pub.* 19, 304- 310.
- Cueto, L.A., Equiluz, L., Llamas, F.L., & Quesada, C. (1983). La granodiorita de Pallares, un intrusivo precámbrico en a alineación Olivenza-Monesterio (Zona de Ossa-Morena). *Comum. Serv. Geol. Port.*, 69(2), 219-226.
- Cunha, T.A., & Vanguetaine, M. (1988). Acritarchs of the "Xistos com Phyllocytes" Formation, Barrancos region, SE Portugal. *Com. dos Serv. Geol. de Por.*, 74, 69-77.
- Dallmeyer, R. D. & Martínez Garcia, E. (1990). Introduction to the Pre-Mesozoic Geology of Iberia. In Dallmeyer, R. D. & Martínez Garcia (eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp 3-4.
- Dalziel, I.W.D. (1997). Neoproterozoic. Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation. *Geol. Soc. Am. Bul.*, 109, 16-42.
- Dalziel, I.W.D., Salda, D., & Gahagan, L.M. (1994). Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian Andean mountain system. *Geol. Soc. Am. Bul.*, 106, pp. 243-252.

- Delgado, J.F.N. (1870). Breves apontamentos sobre os terrenos paleozoicos do nosso Paiz. *Rev. Obras publ. Min.*, 1 (1), 15-27.
- Delgado, J.F.N. (1891). Contributions a l'étude des terrains anciens du Portugal. Sur la découverte de fossiles cambriens dans le Alto Alentejo. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 2, 221-228.
- Delgado, J.F.N. (1904-07). Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos. I- Precambrico e Archaico, II-Cambrico. *Com. da Direcção dos Serv. Geol. de Port.* 6, 85-122.
- Delgado, J.F.N. (1908). Systéeme silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mém. Com. Service Géol. du Por.*, 4.
- Delgado, M. (1971). Esquema Geológico de la hoja número 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82, 277-286.
- Delgado, M., Liñan E., Pascual, E., & Pérez, F. (1977). Critérios para la diferenciación de domínios en Sierra Morena Central. *Stud. Geol.*, 12, 75-90.
- Dewey, J.F., & Burke, K. (1973). Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation, products of continental collision. *J. Geol.*, 81, 683-692.
- Dutton, B.J. (1997). Finite strains in transpression zones with no boundary slip. *J. Struc. Geol.* 19, 1189-1200.
- Eguiluz, L., & Quesada, C. (1980). La sucesión precámbrica de la transversal de Monesterio (Badajoz). Nota preliminar. *Temas Geol. Min.*, 4, 123-141.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., & O'Nions R.K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geoc. Cosmoc. Acta* 42, 1199-1212.
- Fabriés, J. (1963). *Les formations cristallines et métamorphiques du NE de la province de Seville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches eruptives basiques*. Thesis, Univ. Nancy.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Pablo Macía, J. G., & Rodríguez Fernández, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Fac. de Ciências Univ. Porto*, 1, 411-431.

- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), 921-924.
- Fernández-Suárez, J., Alonso, G.G., & Jeffries, T.E. (2002). The importance of along-marine terrane transport in northern Gondwana: insight from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Plan. Sc. Let.*, 204, 75-88.
- Florido, P., & Quesada, C. (1984). Estado actual de conocimientos sobre el macizo de Aracena. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8, 257-277.
- Floyd, P.A., Winchester, J. A., & Park, R.G. (1989). Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N.W. Scotland. *Precambrian Research* 45, 203-214.
- Fonseca, A.C. (1992). Geoquímica dos elementos terras raras (ETR). Retrieved Nov 10, 2010, from <http://www.geobrasil.net/geoinfo/docs/geoquimica.pdf>.
- Fonseca, P. (1989). *Estudo de um segmento da sutura da Cadeia Varisca Ibérica: Serpa. Pulo do Lobo*. Provas de aptidão pedagógica, Univ. Lisboa.
- Fonseca, P. (1995). *Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico nas Regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo*. Thesis, Univ. Lisboa.
- Fonseca, P., Munhá, J., Pedro, J., Moita, P., Araújo, A., Rosa, F.M., & Leal, N. (1999). Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in Southern Iberia. *Ofioliti*, 24(2), 259-268.
- Fonseca, P., & Ribeiro, A. (1993). Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. *Geol. Rundsch.*, 82, 440-447.
- Fossen H. & Tikoff B. (1993). The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *J. Struct. Geol.*, 15, 413-422.
- Fossen, H. & Tikoff, B. (1998). Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey, J.F. (eds.). Continental transpressional and transtensional tectonics. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 135, 15-33.

- Garrote, A. (1976). Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. De Córdoba). Sierra Morena Central. *Mem. Not. Univ. Coimbra*, 82, 17-39.
- Giese, W., Hoegen, R.V., Hollmann, G. & Walter, R. (1994). Geology of the southwestern Iberian Meseta 1. The Palaeozoic of the Ossa Morena Zone north and south of the Olivenza-Monesterio Anticline (Huelva province, SW Spain). *Neues Jahrbuch Geologie und Palaontologie Abhandlung*, 192 (3), pp. 293-331.
- Gonçalves, F. (1970). *Notícia explicativa da folha 37-A, Elvas*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Gonçalves, F. (1971). Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Mem. Serv. Geol. Port. nova série*, 18.
- Gonçalves, F. (1982). Membro arenito-conglomerático da parte superior do Câmbrico de Elvas. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, 24, 33-39.
- Gonçalves, F., & Coelho, A. P. (1974). *Notícia explicativa da folha 36-B, Estremoz*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Gonçalves, F., Lopes, L., Pereira, M.F., Piçarra, J.M., Oliveira, J.T., Silva, J.B., ...Abalos, B. (1993). Livro Guia das Excursões. Contacto ZOM/ZCI: expressão cadomiana. *XII Reunião de do Oeste Peninsular*, Univ. Évora.
- Gonzalo, & Tarin, J. (1878). Reseña físico-geológica de la provincia de Badajoz. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 6, 389-412.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., & Smith, A.G. (2004). *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press.
- Gromet, L P, Dymek, R.F., Haskin, L.A., & Korotev, R.L. (1984). The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Guindos, A., Pastor, D., & Apalategui, O. (1990). *Mapa e Memória Explicativa de la hoja 874, Oliva de la Frontera*. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Madrid, ITGE.

- Gutiérrez-Marco, J.C. (1982). *Nota sobre la fauna de Graptolitos ordovícicos de la región de Barrancos (Baixo Alentejo, Portugal)*. Relatório interno, Serviços Geológicos de Portugal.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (eds.) (1992). *Paleozóico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, Badajoz.
- Hancock, P. & Skinner, B.J. (Eds) (2000). *The Oxford Companion to the Earth*. New York, Oxford Univ. Press.
- Harland, W.B. (1971). Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine* 108, 27-42.
- Harnois, L. (1988). The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.* 55, 319–322.
- Haskin, M.A. & Frey, F.A. (1966). Dispersed and not-so-rare earths. *Science* 152, 299-314.
- Haskin, M.A. & Haskin, L.A. (1966). Rare earths in European shales: a redetermination. *Science* 154, 507-509.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A. & Wildman, T.R. (1968). Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrens, L.H. (ed.). *Origin and distribution of the elements, vol.1*. Pergamon, pp. 889-911.
- Herranz, A.P., Pieren, A. P., & San José, M. A. (1984): The Lusitanian-Marianic area as a new zone of the Hesperian Massif. Stratigraphic arguments. *Journal of Conference Abstracts*, 4(3), 1012-1013.
- Herron, M.M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data, *J. Sed. Petrol.*, 30, 820-829.
- Hoffmeister, W.S. (1959). Lower Silurian plant spores from the Libya. *Micropaleontology* 5, 331-334.
- Holland, H.D. (1978). *The Chemistry of the Atmosphere and Oceans*. Wiley-Interscience, New York, 351 p.
- Iglesias, M.; Ribeiro, M.L., & Ribeiro, A. (1983). La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In *Livro Jubilar J.M. Rios, Geologia de España* (pp. 459-467). Inst. Geol. Min. Esp.

- Jones, R.R., Holdsworth, R.E. & Bailey, W. (1997). Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *J. Struc. Geol.* 19, 1201-1217.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A., & Conde, L. S. (1972/ 1974). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000*. Madrid, IGME.
- Kalthoff, H. (1963). *Stratigraphie und tektonik im südwesten der provinz Badajoz*. Thesis, Münster.
- Korotev, R.L. (2009). Rare Earth plots and the concentrations of Rare Earth Elements (REE) in chondritic meteorites. Retrieved Nov 04, 2010, from <http://www.meteorites.wustl.edu/goodstuff/ree-chon.htm>.
- Lanninger, E.P. (1968). Sporen-Gesellschaften aus dem Ems der SW-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). *Palaeontographica Abt. B* 122, 95-170.
- Laurent, P., & Bladier, Y. (1967). L'évolution tectonométamorphique de l'axe Badajoz-Córdoba: un exemple de réactivation dynamique d'un socle ancien. *Comun. Serv. Geol. Port.*, 60, 269-271.
- Le Menn, J., Gourvenec, R., Plusquellec, Y., Piçarra, J.M., Pereira, Z., Robardet, M., & Oliveira, J.T. (2002). Lower Devonian benthic faunas from the Barrancos area (Ossa Morena Zone, Portugal) and their paleobiogeographic affinities. *Com. do Inst. Geol. e Min.*, 89, 19-38.
- Lefort, J., & Ribeiro, A. (1980). La faille porto-badajoz-cordoba a-t-elle controle l'évolution de l'océan paleozoique sud-armoricain. *Bul. Soc. Geol. de France*, 22, 3, 455-462.
- Leng, D. (2002). *Lithogeochemistry for Research & Mineral Exploration*. Retrieved June 10, 2010, from <http://www.actlabs.com/docs/Lithogeochemistry%20Brochure.pdf>.
- Lin, S., Jiang, D. & Williams, P.F. (1998). Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modeling. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey, J.F. (Eds.). Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geol. Society London, Sp. Pub.* 135, 41-57.

- Liñan, E., & Quesada, C. (1990). Ossa-Morena Zone-Stratigraphy: Rift Phase (Cambrian). In D. Dallmeyer, & E. Martinez-Garcia (Eds.) *Pre-Mesozoic geology of Iberia*, pp. 259-266. Springer-Verlag.
- Liñán, C.C. (coord.) (1994). *Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias à escala 1:1 000 000*. Madrid, Inst. Tec. Geom. España.
- Lindsey, D.A. (1999). An evaluation of alternative chemical classifications of sandstones. *U.S.G.S. Open-File Report 99-346*, 23p.
- Lodeiro, F.G. (2004). Evolución del Macizo Ibérico durante el Precámbrico. In J.A. Vera, (Ed) *Geología de España* (pp.222-223). Soc. Geol. España, IGME.
- Lopes, J. L. G. (1995). *Estudo geológico-estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz e suas implicações económicas*. Thesis, Univ. Lisboa.
- Lopes, J.L.G. (2003). *Contribuição para o conhecimento tectono-estratigráfico do nordeste alentejano (transversal Terena - Elvas)*. Thesis, Univ. Évora.
- Lorenz, V., & Nicholls, J.A. (1984). Plate intraplate processes of hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonophysics*, 107, 25-26.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung des Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92.
- Lotze, F. (1970). El Cámbrico de España. *Mem. IGME*, 75, 1-256.
- MacPherson, J. (1879). Estudio geológico y petrográfico del N de la provincial de Sevilla. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 10, 97-269.
- Martínez Catalan, J., Martínez Poyatos, D., & Bea, F. (2004). Zona Centro Ibérica. In J.A. Vera (Ed.) *Geologia de España* (pp. 68-133). Madrid, IGME.
- Marques, F., Ribeiro, A., Munhá, J., 1996. Geodynamic evolution of the Continental Allochthonous Terrane (CAT) of the Bragança Nappe Complex, NE Portugal. *Tectonics* 15, 747-762.
- Mata, J., & Munhá, J. (1985). Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (South Central Portugal). *Com. Serv. Geol. Port.*, 71 (2), 175-185.

- Mata, J., & Munhá, J. (1990). Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. *Com. Serv. Geol. Portugal* 76, 61-89.
- Mata, J., Ribeiro, M.L., & Piçarra, J.M. (1993). São Marcos do Campo volcanic complex: geochemical evidences for a volcanic arc in the Ossa Morena Zone (Ordovician?). *Terra Abstracts, Supl. 6 to Terra Nova*, 5, pp. 2.
- Matte, P. (1983). Two geotraverses across the ibero-armorican variscan of western europe. *Geodynamic Series*, 10, 53-81.
- Matte, P. (1986). Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- Matte, P. (2001). The variscan collage and orogeny (480-290 ma) and the tectonic definition of the armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122-128.
- Maynard, J. B. (1992). Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *J. Geol.* 100, 279-289.
- Maynard, J.B.; Sutton, S.J.; Robb, L.J.; Ferraz, M. F.; Meyer, F.M. (1995). A Paleosol developed on hydrothermally altered granite from the hinterland of the bWitwatersrand Basin: characteristics of a source of basin fill. *J. Geol.* 103 (4), 357-377.
- McGregor, D.C. (1973). Lower and Middle Devonian spores of Eastern Gaspé, Canada. *I Systematics. Palaeontographica B* 142, 1-77.
- McLennan, S.M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Mineral.* 21, 169-200.
- McLennan, S.M. & Taylor, S.R. (1991). Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journ. Geol.*, 99(1), 1-21.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., Mcculloch, M.T. & Maynard, J.B. (1990). Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonics associations. *Geoc. et Cosmoc. Acta* 54, 2015-2050.
- Mette, W. (1989). Acritarchs from Lower Paleozoic rocks of western Sierra Morena, SW-Spain and biostratigraphic results. *Geologica et Palaeontologica*, 23, 1-19.

- Mellado, M. & Thadeu, D. (1947). Trilobites do Devónico Inferior português. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 28, 265-296.
- Middleton, G.V. (1960). Chemical composition of sandstones. *Geol. Soc. Am. Bul.*, 71 (7), 1011-1026.
- Moine B. (1974). Caractères de sédimentation et de métamorphisme dès séries précambriens épizonales à catazonales du centre de Madagascar (Région d'Ambatofinandrahana). Approche structurale, pétrographique et spécialement géochimique. Thèse Univ. Nancy I. *Sci.de la Terre Mém.*,31.
- Mulder, T., & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Murphy, M.A., & Salvador, A. (1999). International Stratigraphic Guide, an abridged version. *Episodes*, 22, 4, 255-271.
- Nesbitt, H.W. & Young G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715–717.
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1523-1534.
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1989). Formation and diagenesis of weathering profiles. *J.Geol.*, 97, 129-147.
- Ogg, G. (2009). *International Stratigraphic Chart*. International Commission on Stratigraphy, IUGS.
- Oliveira, V. (1984). Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Estudos, Notas e Trabalhos do SFM* 26, 1-4, 103-126.
- Oliveira, J. (1990). South-Portuguese Zone: stratigraphy and synsedimentary tectonism. In R.D. Dallmeyer & E. Martínez-García, (Eds.) *Pre-Mesozoic geology of iberia* (pp. 334-347), Springer-Verlag.
- Oliveira, J.T. (1992). *Notícia explicativa da folha 8 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000*. Serviços Geológicos de Portugal.

- Oliveira, J.T., Oliveira, V., & Piçarra, J.M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 77, 3-26.
- Oliveira, J.T.; Pereira, E.; Ramalho, M.; Antunes, M.T.; Monteiro, J.H. *et al.* (1992). *Carta Geológica de Portugal, escala 1:500 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Oliveira, V., & Piçarra, J. (1986). Litoestratigrafia do anticlinório Moura-Ficalho (Zona de Ossa-Morena). *Maleo*, 2, 13, p. 33.
- Oliveira, J.T.; Relvas J.M.R.S.; Pereira, Z.; Munhá J.M.; Matos, J.X.; Barriga F.J.A.S.; Rosa, C.J. (2006). O complexo vulcano-sedimentar de Toca da Moura-Cabrela (Zona de Ossa Morena); evolução tectono-estratigráfica e mineralizações associadas. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & J. Kullberg (Coord) *Geologia de Portugal no contexto da ibéria*. Univ. Évora.
- Parga, J.R. (1970). Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas. *Bol. Geol. Min.*, 81 (2-3), 115-143.
- Pascual, E. (1981). *Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Thesis, Univ. Granada.
- Pedro, J. (2004). *Estudo Geológico e Geoquímico das Sequências Ofiolíticas Internas da Zona de Ossa-Morena*. Thesis, Univ. Évora.
- Perdigão, J.C. (1973). O Devónico de Barrancos (Paleontologia e Estratigrafia). *Com. Serv. Geol. Port.*, 56, 33-54.
- Perdigão, J.C. (1980). *Notícia explicativa da folha 41-C (Mourão) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000*. Serv. Geol. de Port.
- Perdigão, J., & Correia (1976). *Carta Geológica de Portugal á escala 1: 50.000, notícia explicativa da folha 37-C, Juromenha*. Serv. Geol. de Port.
- Perdigão, J.C., Oliveira, J.T., & Ribeiro, A. (1982). *Notícia explicativa da folha 44-B (Barrancos) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000*. Serv. Geol. Port.
- Pereira, Z. (1997). *Estudo palinoestratigráfico da região de Barrancos. resultados preliminares*. Relatório interno, Instituto Geológico e Mineiro.

- Pereira, M. (1999). *Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais d Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, no Nordeste Alentejano*. Thesis, Univ. Évora.
- Pereira, M., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguiluz, L. & Silva, J.B. (2006). Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): paleographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research* 144, 297-315.
- Pereira, Z., Piçarra, J.M., & Oliveira, J.T. (1999). Lower Devonian palynomorphs from the Barrancos region, Ossa Morena Zone, Portugal. *Bol. Soc. Paleont. Italiana*, 38 (2-3), 239-245.
- 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). *Geogaceta*, 30, 106-111.
- Pereira, M., & Silva, J. (2002). Neoproterozoic-Paleozoic tectonic evolution of the Coimbra-Cordoba shear zone and related áreas of the Ossa-Morena and Central-Iberian zones (Northeast Alentejo, Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, 89, 47-62.
- Pereira, M., & Silva, J. (2006), Nordeste Alentejano. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg (Eds.) *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*. Univ. Évora.
- Perez Estaun, A. (1990). Cantabrian and Palentian Zones, Introduction. In: R. D. Dallmeyer, & E. Martínez García (Eds.) *Pre-Mesozoic geology of iberia* (pp.7-9), Berlin, Springer-Verlag.
- Perez Estaun, A. (1990). West Asturian-Leonese Zone, Stratigraphy. In R. D. Dallmeyer, & E. Martínez García (Eds.) *Pre-Mesozoic geology of iberia* (pp.92-102), Berlin, Springer-Verlag.
- Perez Lorente, F. (1979). *Geologia de la zona Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villviciosa de Córdoba)*. Thesis, Univ. Granada.
- Pettijohn, F.J. (1963). Chemical composition of sandstones - excluding carbonate and volcanic sands. In Fleischer, M. (Ed.) *Data of Geochemistry*, sixth edition, U.S.G.S. Professional Paper 440-S, 21 p.

- Pettijohn, F. J. (1975). *Sedimentary rocks*, third edition. New York, Harper & Row, 628 p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1972). *Sand and sandstone*. Springer, 618 p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1987). *Sand and Sandstone 2nd ed.* Springer, 553 p.
- Pfefferkorn, H.W. (1968). Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mertola (Baixo Alentejo, Portugal). *Muenstersche Forschungen zur Geologie und Palaeontologie*, 9.
- Piçarra, J. M. (1998). First devonian graptolites from Portugal. In J.C. Gutiérrez-Marco, & I. Rábano (Eds.), *Proceedings of the sixth international graptolite conference of the GWG (IPA) and the 1998 field meeting of the international subcomission on silurian stratigraphy (ICS-IUGS)* (pp.242-243). *Temas Geológico-Mineros*, 23, Madrid.
- Piçarra, J.M. (2000). *Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal*. Thesis, Univ. Évora.
- Piçarra, J.M., & Gutiérrez-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). *Com. Inst. Geol.Min.*, 78 (1), 23-29.
- Piçarra, J.M., & Le Menn, J. (1994). Ocorrência de crinóides em mármore do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz: implicações estratigráficas. *Com. do Inst. Geol. e Min.*, 80, 15-25.
- Piçarra, J.M., Oliveira, V., & Oliveira, J.T. (1992). Paleozóico, Estratigrafia, Zona de Ossa Morena. In J.T. OLIVEIRA (Coord) *Notícia explicativa da folha 8 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200000* (pp. pp. 17-25). Serviços Geológicos de Portugal.
- Piçarra, J.M., Pereira, Z., & Oliveira, J.T. (1998). Novos dados sobre a idade da sucessão Silúrico-Devónica do Sinclinal de Terena, na região de Barrancos: Implicações geodinâmicas. *Com. Inst. Geol. Min.*, 84 (1), A15-17.
- Piçarra, J.M. & Sarmiento, G.N. (2006). Problemas de posicionamento estratigrafico dos Calcários Paleozóicos da Zona de Ossa Morena (Portugal). In *Resumos alargados VII Congresso Nacional de Geologia* (pp. 657-660). Univ. Évora.

- Piçarra, J.M., Štorch, P., Gutiérrez-Marco, J.C., & Oliveira, J.T. (1995). Characterization of the Parakidograptus acuminatus graptolite biozone in the Silurian of the Barrancos region (Ossa Morena Zone, South Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, 81, 3-8.
- Potter, P.E. (1978). Petrology and chemistry of modern big river sands. *J. Geol.*, 86 (4), pp. 423- 449.
- Pruvost, P. (1914). Observations sur les terrains Dévonien et Carbonifères du Portugal et leur faune. *Com. da Com. do Serv. Geol. Port.* 10 (1), 1–21.
- Quesada, O.C. (1983). El Carbonífero de Siera Morena. In: C. Martinez (Ed) *Carbonífero y Pérmico de España* (pp. 243-278). IGME.
- Quesada, O.C. (1992). Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). In: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra, & I. Rábano (Eds.) *Paleozoico Inferior Ibero-Americano* (pp. 173-190). Badajoz, Univ. Extremadura.
- Quesada, C., Apalategui, O., Eguíluz, L., Liñan, E., & Palacios, T. (1990). Ossa-Morena Zone-Stratigraphy: Precambrian. In R.D. Dallmeyer, & E. Martínez García (Eds.) *Pre-Mesozoic geology of iberia* (pp.250-258), Berlin, Springer-Verlag.
- Quesada, C. & Cueto, L.A. (1994). Memoria explicativa de la Hoja nº 895 (Encinasola) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (Segunda serie) Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1-90.
- Quesada, O.C., Fonseca, Pl, Munhá, J., Oliveira, J., & Ribeiro, A. (1994). The Beja-Acebuches ophiolite (Southern Ibéria variscan foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. Min. España*, 105 (1), 3-49.
- Ramsay, J.G. & Huber, M. (1987). *The techniques of modern structural geology. Folds and fractures*. Academic Press, London, 700 pp.
- Raumer, J.F., Stampfli, G.M., & Bussy, F. (2003). Gondwana-derived microcontinents. the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365, 7-22.

- Ribeiro, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Serv. Geol. Portugal, Mem. 24*.
- Ribeiro, A. (1981). A geotraverse through the variscan fold belt in Portugal. In H. J. Zwart, & U. F. Dornsiepen (Eds) *The Variscan Orogen in Europe*, Geol. Mijnbouw, 60(1), 41–44.
- Ribeiro, A. (2002). *Soft Plate and Impact Tectonics*. Springer.
- Ribeiro, A. (2006). A Evolução Geodinâmica de Portugal. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & J. Kullberg (Coord) *Geologia de Portugal no contexto da ibéria*. Univ. Évora.
- Ribeiro A., Antunes M.T., Ferreira M.P., Rocha R.B., Soares A.F., Zbyszenwsky G., Moitinho de Almeida F., Carvalho D., Monteiro J.H. (1979). *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Ser. Geol. Port., Lisboa, 114 p.
- Ribeiro, M.L., Mata, J., & Piçarra, J.M. (1992). Vulcanismo bimodal da região de Ficalho: características geoquímicas. *Com. Inst. Geol. Min.*, 78 (2), 75-85.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias. R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, ... Pedro, J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe variscides. *Tectonics*, 26, 1-24.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Ribeiro, M.L., & Castro, P. (2006). Unidades Alóctones da Região de Morais (Trás-os-Montes Oriental). In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & J. Kullberg (Coord) *Geologia de Portugal no contexto da ibéria*. Univ. Évora.
- Ribeiro, A., Quesada, C., & Dallmeyer, R.D. (1990). Geodynamic evolution of the Iberian massif. In R. Dallmeyer, & E. Martinez Garcia (Eds.), *Pré-Mesozoic Geology of Iberia* (399-409). Springer-Verlag.
- Ribeiro, A., Sanderson, D. (1996). SW-Iberia. Transpressional orogeny in the variscides. In D.G. Gee, & H.J. Zeyen (Eds), *EUROPROBE Lithosphere dynamics. Origin and evolution of continents*. Univ. Uppsala.
- Richardson, J.B. & Lister, T.R. (1969). Upper Silurian and Lower Devonian spore assemblages from the Welsh Bordeland and South Wales. *Palaentology* 12, 201-252.

- Richardson, J.B. & McGregor, D.C. (1986). Silurian and Devonian spores zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. *Geol. Survey Canada, Bulletin 364*, 1-79.
- Robardet, M. (1976). L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au paléozoïque inférieur : ordovicien, silurien et dévonien dans le nord de la province de Seville (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, 999-1002.
- Robardet, M., & Gutiérrez-Marco, J.C. (1990). Ossa-Morena Zone stratigraphy: passive margin phase (Ordovician-Silurian- Devonian). In R. Dallmeyer, & E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (pp.267-279). Springer-Verlag.
- Robardet., & Gutiérrez-Marco, J.C. (2004). The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 30, 73-92.
- Robin, P.Y. & Cruden, A.R. (1994). Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *J. Struc. Geol.* 16, 447-466.
- Rocha, R.C. (2003). *Sistema de informação geográfica aplicado à litostratigrafia. cartografia das unidades do Jurássico Inferior do anticlinal de Cabeça Gorda (Soure)*. Tese de Mestrado, Univ. Évora.
- Rocha, R.C., Araújo, A.A. (2008). Perfil na Formação de Terena ao longo do Rio Ardila. In Sant'Ovaia, H., Dória, A. & Ribeiro, M.A. (eds) 8ª Conf. Anual CGET, resumos alargados, *Memórias da Fac. Ciências Univ. Porto*, 13, 56-59.
- Rocha, R.C.; Araújo, A.; Borrego, J. & Fonseca, P. (2009). Transected folds with opposite patterns in Terena Formation (Ossa Morena Zone, Portugal): anomalous structures resulting from sedimentary basin anisotropies. *Geodinamica Acta*, 22/4, 157-163.
- Rocha, R.C.; Pereira, Z. & Araújo, A. (2010). Novos dados bioestratigráficos (miosporos) na Formação de Terena - Implicações para a interpretação estrutural (Rio Ardila, Barrancos). Resumos do 8º Cong. Nacional de Geol. e Terra 17(16).
- Rolinson, H.R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman.

- Rosas, F. (2003). *Estudo Tectónico Do Sector De Viana Do Alentejo-Alvito: Evolução Geodinâmica e Modelação Analógica de Estruturas em Afloramentos Chave (Ramo Sul da Cadeia Varisca Ibérica – SW da Zona de Ossa Morena)*. Thesis, Univ. Lisboa, 364 pp.
- Roser, B.P. & Korsch, R.J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.* 94, 635-650.
- Roser, B.P. & Korsch, R.J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.* 67, 119-139.
- Sachs, L. (1984). *Applied statistics: a handbook of techniques*, 2^aed.. Springer-Verlag, New York.
- San José, M.A., Herranz1, P., & Pieren A.P. (2004). Revisión de la Zona de Ossa Morena y de sus límites. Consecuencias para la definición de la Zona Lusitano-Mariánica. *J. Iberian Geology*, 30, 7-22.
- Sanderson, D.J. & Marchini, W.R.D. (1984). Transpression. *J. Struct. Geol.* 6, 449-458.
- 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). Implicações estratigráficas e estruturais a nível regional. In *Resumos, I Congresso Ibérico de Paleontologia* (pp. 284-285).
- Schermerhorn, L. J. (1971). An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min.* ,82 (3-4), 239-268.
- Schwab, F. L. (1975). Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone. *Geology*, 3(9), 487-490.
- SGP (1992). *Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000, folha sul*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Silva, J.B. (1997). Geodinâmica Ante-Mesozóica do Sector Oeste da Zona de Ossa Morena e regiões limítrofes: síntese com base em recentes observações. In A. Araújo, & M.F. Pereira (Eds.) *Estudo sobre a geologia da Zona de Ossa-*

- Morena (Maciço Ibérico). Livro de Homenagem ao Professor Francisco Gonçalves* (pp. 231-262). Univ. Évora.
- Silva, J.B. (1998). Sucessão das fases de deformação Varisca no Oeste Ibérico. In: actas do V Congresso Nacional de Geologia, *Com. do IGM 84(1)*. pp. D- 7-10.
- Silva, J.B., Oliveira, J.T. & Ribeiro, A. (1990). South Portuguese Zone: Structural Outline. In Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 348-362.
- Silva, J.B., Ribeiro, A., Oliveira, J.T., Piçarra, J.M., & Araújo, A. (1994). Thin skinned model for the Ossa Morena Zone. *Bol. Geol. Minero*, 105 (6), 531-536.
- Simpson, C. & DePaor, D. G. (1993). Strain and kinematic analysis in general shear zones. *J. Struc. Geol.* 15, 1-20.
- Shelley, D., & Bossière, G. (2000). A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *J. Struc. Geol.*, 22, 757-776.
- Streel, M. (1967). Associations de spores du Dévonien inférieur belge et leur signification stratigraphique. *Annales Société Géologique de Belgique* 90, 11-53.
- Streel, M., Higgs, K., Loboziak, S., Riegel, W. & Steemans, P. (1987). Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne Rhenish regions. *Review of Palaeobotany and Palynology* 50, 211-229.
- Strother, P.K. & Traverse, A. (1979). Plant microfossils from the Llandoveryan and Wenlockian rocks of Pennsylvania. *Palynology* 3, 1-21.
- Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W., & Soffel, H.C. (1997). Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geol. Rundsch*, 86, 585-598.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. (1981). The composition and evolution of the continental crust: rare Earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A301, 381-399.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.

- Teixeira, C. (1951). Notas sobre a da região de Barrancos , e em especial sobre a sua flora de Psilofitíneas. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 32, 75-84.
- Teixeira, C. (1981). *Geologia de Portugal – Precámbrico e Paleozóico (vol. 1)*. Lisboa, Fundação Cal. Gulbenkian.
- Twiss, R.J. & Moores, E.M. (1992). *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company.
- Van der Voo, R. (1982). Pre-Mesozoic paleomagnetism and plate tectonics.” *Ann. Rer. Earth Planet Sci.*, 10, 191-220.
- Van der Voo, R. (1983). Paleomagnetic constraints on the assembly of the Old Red Continent.” *Tectonophysics*, 91, 271-283.
- Vauchez, A. (1975): Tectoniques tangeantielles superposées dans la segment hercynien Sud-Ibérique: Les nappes et plis couchés de la region d'Alconchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz). *Bollet. Geol. Minero*, 86, 573-580.
- Vegas, R. (1968). Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. *Est. Geol.*, 24, 85-89.
- Vegas, R., Moreno, F. & García de Figuerola, L. (1975). *Mapa geológico de España escala 1:50.000 hoja 85*,: Villanueva del Fresno. IGME, 20 pp.
- Vera, J.A., Ancohea, E., Barnolas, A., Bea, F., Calvo, J. P., Civis, J., ...Tejero, R. (2004). Introducción. In J.A. Vera (Ed.). *Geología de España* (pp.1-17). Inst. Geol. y Minero.
- Weijermars R. (1986). Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics*, 124, 325-358.
- Wellman C.H. & Richardson J.B. (1993). Terrestrial plant microfossils from Silurian inliers of the Midland Valley of Scotland. *Palaeontology* 36, 155–193.
- Weltje, G.J. & von Eynatten, H. (2004). Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sed. Geol.*, 171, 1-11.
- Wood, G.D.; Gabriel, A.M., & Lawson, J.C. (1996). Palynological techniques. processing and microscopy. In: J. Jansonius & D.C. McGregor (Eds.)

Palynology: Principles and applications (pp. 29-50). Am. As. of Strat. Palynol. Found.

Ziegler, P.A. (1984). Caledonian and Hercynian consolidation of western and central Europe, a working hypothesis. *Geol. Mijnbouw*, 63, 91-108.

ANEXO 1

ESTAÇÕES

ESTAÇÕES

Este Anexo contém os dados das 236 estações analisadas neste trabalho. Ver capítulo 2.2 para obter mais detalhes em relação às diferentes variáveis que constam na tabela seguinte.

Estacao	Litologia	Descricao	S0stri ke	S0d ip	S2stri ke	S2d ip	L2d ip	L2stri ke	DobraP end	DobraS trik	PenS0 _40	L2dip Calc	L2Strik Cal	L2Cal Rod	Amostra gem	Lami na	DobrStr Rod	L2Str Rod	ActL abs	InfoAmost	Zel ia	Biozona	Idade
001	Granito	Na Ribeira de "S.Romao"	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	0	0	Granitoide no conglomerado			
002	Fatuquedo	Microconglomerado (GALP StoAleixo)	141	85	315	78	0	0	0	0	-85	19	319	279	A	1	-40	0	0	Microconglomerado			
003	Fatuquedo		0	0	341	86	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	0	0	Microconglomerado			
004	Fatuquedo		0	0	318	85	23	145	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	105	0	2 Alteradas e 1 fresca			
005	Fatuquedo		0	0	142	86	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	0	0				
006	Terrugem		0	0	334	70	34	346	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	306	0	Litologia nao descrita			
007	Terrugem		0	0	336	67	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	0	0	Litologia nao descrita			
008	Fatuquedo		0	0	144	90	30	330	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	290	1	Litologia nao descrita			
009	Conglomerado	Amostra partida para estudo dos calhaus	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0	Conglomerado			
010	Microconglomerado Juromenha		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	0	0	Microconglomerado			
011	Fatuquedo		0	0	316	80	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	0	1	Litologia nao descrita			
012	Fatuquedo		0	0	151	90	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	0	1	Litologia nao descrita			
013	Arenito branco esfarelento		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	0	0				
014	Xistos com Phylodocites		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	0	1				
015	Conglomerado Terena	Base da bacia	0	0	116	85	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	0	0	Conglomerado			
016	Terena		318	85	121	85	45	121	0	0	85	59	130	90			-40	81	0				
017	Xistos Phylodocites	A Oeste da cerca	306	75	0	0	0	0	0	0	75	0	0	0	A	1	-40	0	1				
018	Conglomerado Terena	Base da bacia	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A		-40	0	0				
019	Terena		316	75	126	0	0	0	0	0	75	0	0	0	A	1	-40	0	1		1	0	
020	Terena		326	75	0	0	0	0	0	0	74	0	0	0			-40	0	0				
021	Terena		154	90	0	0	0	0	0	0	-90	0	0	0	A	1	-40	0	0				
022	Terena		141	85	0	0	0	0	0	0	-85	0	0	0	A	1	-40	0	0		1	0	
023	Terena		336	80	136	0	0	0	0	0	79	0	0	0	A	1	-40	0	0		1	0	
024	Terena		326	10	136	0	0	0	0	0	10	0	0	0	A	1	-40	0	0		1	Emphanisporites microornatus?	Lockhoviano
025	Terena		336	85	126	0	0	0	0	0	84	0	0	0	A	1	-40	0	1		1	Emphanisporites	Lochkoviano

Estacao	Litologia	Descricao	S0strike	S0dip	S2strike	S2dip	L2dip	L2strike	DobraPend	DobraStrik	PenSO_40	L2dipCalc	L2StrikCal	L2CalRod	Amostragem	Lamina	DobrStrRod	L2StrRod	ActLabs	InfoAmost	Zelia	Biozona	Idade
																						microornatus	
026	Terena		326	75	131	0	0	0	0	0	74	0	0	0	A	1	-40	0	0		1	Emphanisporites microornatus	Lochkoviano
027	Terena		316	65	121	0	0	0	0	0	65	0	0	0	A	1	-40	0	1				
028	Terena	1os afloramentos no Ardila (S)	141	0	121	90	0	0	0	0	0	0	0	0	A		-40	0	0		1	0	
029	Terena		106	85	126	90	0	0	0	0	-85	76	126	86			-40	0	0				
030	Terena	Limite A/B	121	70	126	0	0	0	0	0	-70	0	0	0			-40	0	0				
031	Terena		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
032	Terena	Limite B/C	346	85	141	90	0	0	0	0	84	78	141	101			-40	0	0				
033	Terena		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
034	Terena	Limite D/E	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
035	Terena	Criterio de polaridade normal	336	75	140	0	0	0	0	0	73	0	0	0			-40	0	0				
036	Xistos com Nodulos	Recristalizados	0	0	144	63	54	194	0	0	0	0	0	0	A		-40	154	0				
037	Basalto?	Calhau Solto	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A		-40	0	0				
038	Colorada?	Zona de falha	0	0	130	70	0	0	0	0	0	0	0	0	A		-40	0	0				
039	Terena	Afloramento isolado muito bom	190	10	142	80	3	323	0	0	6	8	321	281			-40	283	0				
040	Ossa		0	0	1	85	45	176	0	0	0	0	0	0			-40	136	0				
041	Ossa		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	0	1				
042	Ossa		0	0	356	75	40	176	0	0	0	0	0	0	A	1	-40	136	1				
043	Terena		321	80	136	0	0	0	0	0	80	0	0	0			-40	0	0				
044	Terena	Polaridade positiva	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
045	Terena	Polaridade positiva	326	80	134	90	0	0	0	0	80	50	134	94			-40	0	0				
046	Terena		324	80	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0			-40	0	0				
047	Terena		324	75	131	90	0	0	0	0	75	40	131	91			-40	0	0				
048	Terena		308	70	126	90	0	0	0	0	70	5	126	86			-40	0	0				
049	Terena		316	35	0	0	0	0	0	0	35	0	0	0			-40	0	0				
050	Terena		316	70	0	0	0	0	0	0	70	0	0	0			-40	0	0				
051	Terena		315	75	0	0	0	0	0	0	75	0	0	0			-40	0	0				
052	Terena		311	80	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0			-40	0	0				

Estacao	Litologia	Descricao	S0strike	S0dip	S2strike	S2dip	L2dip	L2strike	DobraPend	DobraStrik	PenSO_40	L2dipCalc	L2StrikCal	L2CalRod	Amostragem	Lamina	DobrStrRod	L2StrRod	ActLabs	InfoAmost	Zelia	Biozona	Idade
053	Terena		306	80	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0			-40	0	0				
054	Terena	O que e isso?	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A		-40	0	0				
055	Terena	?????	306	0	116	90	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
056	Terena		301	80	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0			-40	0	0				
058	Terena	Dobras 1 metro	0	0	0	0	0	0	8	121	0	0	0	0			81	0	0				
059	Terena	Dobra 1 metro	0	0	126	85	0	0	8	120	0	0	0	0			80	0	0				
060	Terena		339	70	128	90	0	0	0	0	67	55	128	88			-40	0	0				
061	Terena		308	75	124	0	0	0	0	0	75	0	0	0			-40	0	0				
062	Colorada	Pistas	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
063	Colorada		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
064	Terena		316	80	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0			-40	0	0				
065	Terena	polaridade positiva	320	70	0	0	0	0	0	0	70	0	0	0			-40	0	0				
066	Terena		298	30	0	0	0	0	0	0	29	0	0	0			-40	0	0				
067	Terena		304	25	120	85	0	0	0	0	25	2	120	80			-40	0	0				
068	Terena		304	40	134	85	0	0	0	0	40	8	313	273			-40	0	0				
069			146	65	146	80	0	0	0	0	-64	0	326	286			-40	0	0				
070	Terena		1	1	138	85	0	0	0	0	1	1	138	98			-40	0	0				
071	Terena		134	40	145	90	0	0	0	0	-40	9	145	105			-40	0	0				
072	Terena		296	15	128	85	0	0	0	0	15	3	308	268			-40	0	0				
073	Terena		136	30	136	90	0	0	0	0	-30	0	316	276			-40	0	0				
074	Terena		126	60	134	90	0	0	0	0	-60	14	134	94			-40	0	0				
075	Terena		144	70	144	85	0	0	0	0	-69	0	324	284			-40	0	0				
076	Terena		136	50	144	90	0	0	0	0	-50	9	144	104			-40	0	0				
077	Terena		1	1	308	85	0	0	0	0	1	1	128	88			-40	0	0				
078	Terena		316	60	308	85	0	0	0	0	60	16	127	87			-40	0	0				
079	Terena		346	10	136	90	0	0	0	0	8	5	136	96			-40	0	0				
080	Terena		0	0	130	90	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
081	Terena		0	0	128	85	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				

Estacao	Litologia	Descricao	S0strike	S0dip	S2strike	S2dip	L2dip	L2strike	DobraPend	DobraStrik	PenSO_40	L2dipCalc	L2StrikCal	L2CalRod	Amostragem	Lamina	DobrStrRod	L2StrRod	ActLabs	InfoAmost	Zelia	Biozona	Idade
082	Terena		134	35	128	80	0	0	0	0	-35	5	307	267			-40	0	0				
083	Terena		128	55	130	80	0	0	0	0	-55	4	131	91			-40	0	0				
084	Terena		134	60	128	75	0	0	0	0	-60	19	303	263			-40	0	0				
085	Terena		308	65	0	0	0	0	0	0	65	0	0	0			-40	0	0				
086	Terena		116	45	130	90	0	0	0	0	-44	14	130	90			-40	0	0				
087	Terena		146	90	0	0	0	0	0	0	-90	0	0	0			-40	0	0				
088	Terena		134	75	0	0	0	0	0	0	-75	0	0	0			-40	0	0				
089	Terena		146	75	124	85	0	0	0	0	-74	63	295	255			-40	0	0				
090	Terena		134	80	118	90	0	0	0	0	-80	57	298	258			-40	0	0				
091	Terena		131	50	136	80	0	0	0	0	-50	7	137	97			-40	0	0				
092	Terena		0	0	0	0	0	0	10	128	0	0	0	0			88	0	0				
093	Terena		311	85	0	0	0	0	0	0	85	0	0	0			-40	0	0				
094	Terena		146	90	136	0	0	0	0	0	-90	0	0	0			-40	0	0				
095	Terena		314	80	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0			-40	0	0				
096	Terena		318	35	138	90	0	0	0	0	35	0	138	98			-40	0	0				
097	Terena		126	40	130	0	0	0	0	0	-40	0	0	0			-40	0	0				
098	Terena		324	65	144	87	0	0	0	0	64	0	324	284			-40	0	0				
099	Terena		138	82	0	0	0	0	0	0	-82	0	0	0			-40	0	0				
100	Terena	Transeccao Esquerda	0	0	146	80	0	0	10	136	0	0	0	0			96	0	0				
101	Terena		0	0	144	80	0	0	10	314	0	0	0	0			274	0	0				
102	Terena		0	0	138	90	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
103	Terena		1	1	136	70	0	0	0	0	1	0	136	96			-40	0	0				
104	Terena		291	85	136	85	0	0	0	0	85	68	304	264			-40	0	0				
105	Terena		271	10	316	85	0	0	0	0	8	7	317	277			-40	0	0				
106	Terena		216	16	146	90	0	0	0	0	-1	15	326	286			-40	0	0				
107	Terena		268	24	148	80	0	0	0	0	18	20	324	284			-40	0	0				
108	Terena		278	25	144	84	0	0	0	0	22	18	322	282			-40	0	0				
109	Terena		306	40	142	85	0	0	0	0	40	12	321	281			-40	0	0				

Estacao	Litologia	Descricao	S0strike	S0dip	S2strike	S2dip	L2dip	L2strike	DobraPend	DobraStrik	PenSO_40	L2dipCalc	L2StrikCal	L2CalRod	Amostragem	Lamina	DobrStrRod	L2StrRod	ActLabs	InfoAmost	Zelia	Biozona	Idade
110	Terena		316	40	318	85	0	0	0	0	40	2	318	278			-40	0	0				
111	Terena		0	0	138	90	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
112	Terena		176	30	146	90	0	0	0	0	-22	16	326	286			-40	0	0				
113	Terena		0	0	124	90	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
114	Terena		324	80	144	80	0	0	0	0	80	0	324	284			-40	0	0				
115	Terena		136	70	136	90	0	0	0	0	-70	0	316	276			-40	0	0				
116	Terena		136	75	0	0	0	0	0	0	-75	0	0	0			-40	0	0				
117	Terena		141	75	0	0	0	0	0	0	-75	0	0	0			-40	0	0				
118	Terena		141	20	131	15	0	0	0	0	-20	9	166	126			-40	0	0				
119	Terena		151	60	0	0	0	0	0	0	-58	0	0	0			-40	0	0				
120	Terena		134	80	0	0	0	0	0	0	-80	0	0	0			-40	0	0				
121	Terena		146	80	0	0	0	0	0	0	-80	0	0	0			-40	0	0				
122	Terena		136	90	0	0	0	0	0	0	-90	0	0	0			-40	0	0				
123	Terena		321	85	0	0	0	0	0	0	85	0	0	0			-40	0	0				
124	Terena		311	75	0	0	0	0	0	0	75	0	0	0			-40	0	0				
125	Terena		116	90	0	0	0	0	0	0	-90	0	0	0			-40	0	0				
126	Terena		306	70	131	90	0	0	0	0	70	13	311	271			-40	0	0				
127	Terena		316	70	316	80	1	136	0	0	70	0	136	96			-40	96	0				
128	Terena		1	1	126	80	0	0	0	0	1	1	126	86			-40	0	0				
129	Terena		0	0	126	70	15	306	0	0	0	0	0	0			-40	266	0				
131	Terena		126	75	126	40	0	0	0	0	-75	0	126	86			-40	0	0				
132	Terena		246	20	126	80	0	0	0	0	9	17	303	263			-40	0	0				
133	Terena		1	1	121	90	0	0	0	0	1	1	121	81			-40	0	0				
134	Terena		119	40	126	90	0	0	0	0	-39	6	126	86			-40	0	0				
135	Terena		0	0	116	90	0	0	30	116	0	0	0	0			76	0	0				
136	Terena		0	0	136	90	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
137	Terena		0	0	121	0	0	0	25	121	0	0	0	0			81	0	0				
138	Terena		306	75	131	80	0	0	0	0	75	11	309	269			-40	0	0				

Estacao	Litologia	Descricao	S0strike	S0dip	S2strike	S2dip	L2dip	L2strike	DobraPend	DobraStrik	PenSO_40	L2dipCalc	L2StrikCal	L2CalRod	Amostragem	Lamina	DobrStrRod	L2StrRod	ActLabs	InfoAmost	Zelia	Biozona	Idade
139	Terena		116	75	0	0	0	0	0	0	-75	0	0	0			-40	0	0				
140	Terena		298	10	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0			-40	0	0				
141	Terena		304	70	126	90	0	0	0	0	70	5	306	266			-40	0	0				
142	Terena		131	20	126	60	0	0	0	0	-20	2	305	265			-40	0	0				
143	Terena		311	70	311	10	0	0	0	0	70	0	311	271			-40	0	0				
144	Terena		136	50	140	90	0	0	0	0	-50	5	140	100			-40	0	0				
145	Terena		314	80	136	90	0	0	0	0	80	11	316	276			-40	0	0				
146	Terena		306	80	128	70	0	0	0	0	80	4	307	267			-40	0	0				
147	Terena		306	80	133	90	0	0	0	0	80	35	313	273			-40	0	0				
148	Terena		301	80	136	80	0	0	0	0	80	37	309	269			-40	0	0				
149	Terena		306	85	131	85	0	0	0	0	85	26	309	269			-40	0	0				
150	Terena		296	75	146	85	0	0	0	0	75	55	319	279			-40	0	0				
151	Terena		306	80	131	75	0	0	0	0	80	11	308	268			-40	0	0				
152	Terena		124	90	0	0	0	0	0	0	-90	0	0	0			-40	0	0				
153	Terena		306	30	136	80	0	0	0	0	30	5	315	275			-40	0	0				
154	Terena		306	0	136	75	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
155	Terena		306	65	126	80	0	0	0	0	65	0	306	266			-40	0	0				
156	Terena		314	75	136	85	0	0	0	0	75	6	316	276			-40	0	0				
157	Terena		308	83	128	5	0	0	0	0	83	0	308	268			-40	0	0				
158	Terena		301	70	134	75	0	0	0	0	70	20	308	268			-40	0	0				
159	Terena		311	80	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0			-40	0	0				
160	Terena		126	80	0	0	0	0	0	0	-80	0	0	0			-40	0	0				
161	Terena		301	70	146	85	0	0	0	0	70	44	321	281		1	-40	0	0				
162	Terena		306	80	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0			-40	0	0				
163	Terena		306	80	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0			-40	0	0				
164	Terena		141	85	134	0	0	0	0	0	-85	0	0	0			-40	0	0				
165	Terena	Dobra	121	70	126	90	0	0	0	0	-70	13	126	86			-40	0	0				
166	Terena		136	75	0	0	0	0	0	0	-75	0	0	0			-40	0	0				

Estacao	Litologia	Descricao	S0strike	S0dip	S2strike	S2dip	L2dip	L2strike	DobraPend	DobraStrik	PenSO_40	L2dipCalc	L2StrikCal	L2CalRod	Amostragem	Lamina	DobrStrRod	L2StrRod	ActLabs	InfoAmost	Zelia	Biozona	Idade
167	Terena		318	85	126	80	0	0	0	0	85	38	134	94			-40	0	0				
168	Terena		320	50	134	85	0	0	0	0	50	6	135	95			-40	0	0				
169	Terena	dobra	138	60	0	0	0	0	0	0	-60	0	0	0			-40	0	0				
170	Terena		144	60	134	75	0	0	0	0	-59	29	306	266			-40	0	0				
171	Terena	falha	138	75	0	0	0	0	0	0	-75	0	0	0			-40	0	0				
172	Terena		138	85	126	85	0	0	0	0	-85	85	222	182			-40	0	0				
173	Terena		296	60	121	90	0	0	0	0	59	9	301	261			-40	0	0				
174	Terena		304	55	134	90	0	0	0	0	55	14	314	274			-40	0	0				
175	Terena		306	50	126	70	0	0	0	0	50	0	306	266			-40	0	0				
176	Terena	dobra secundaria manhosa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
177	Terena		316	75	146	90	0	0	0	0	75	33	326	286			-40	0	0				
178	Terena		146	45	146	75	0	0	0	0	-44	0	326	286			-40	0	0				
179	Terena	ripples	146	45	0	0	0	0	0	0	-44	0	0	0			-40	0	0				
180		Xisto com fitas de quartzo	0	0	131	75	0	0	0	0	0	0	0	0	A		-40	0	0				
181	Contacto Xistos Raiados /Form		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
182	Formacao de transicao	Brecha de falha mineralizada	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
183	Formacao Transicao	dobra metrica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
184	Contacto Formacao transicao /		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
185	Contacto Nodulos / Transicao o		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
186		Se embaixo for Transicao, aqui começa Terena	156	55	0	0	0	0	0	0	-52	0	0	0			-40	0	0				
187		Falha	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				
188			146	90	0	0	0	0	0	0	-90	0	0	0			-40	0	0				
189	Cabrela	Conglomerado base da bacia de Cabrela	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	0				
190	Cabrela	Calhau verde dentro do conglomerado da base da bac	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1				
191	Cabrela	Ignea intermedia INT sera igual a 189 INT	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A		0	0	0				
192	Cabrela	Xistos Cambrico inferior	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1				

Estacao	Litologia	Descricao	S0stri ke	S0d ip	S2stri ke	S2d ip	L2d ip	L2stri ke	DobraP end	DobraS trik	PenS0 _40	L2dip Calc	L2Strik Cal	L2Cal Rod	Amostra gem	Lami na	DobrStr Rod	L2Str Rod	ActL abs	InfoAmost	Zel ia	Biozona	Idade
193	Cabrela	Xistos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1				
194	Cabrela	Xistos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1				
195	Colorada		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1				
196	Terena		1	1	134	80	0	0	0	0	0	1	134	94	A	1	0	0	1		1	Dictyotriletes emsiensis	Praguiano inferior
197	Terena		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1		1	0	0
198	Terena		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1		1	0	0
199	XistosRaiados	Afloramento dos Nodulos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1				
200	XistosRaiados	Afloramento dos nodulos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1				
201	Terena		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1		1	0	0
202	Terena		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1		1	Verrucosisorites polygonalis	Praguiano médio
203	Terena		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1		1	Verrucosisorites polygonalis	Praguiano médio
204	Terena		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1		1	0	0
205	Terena		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1				
206	Terena		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A	1	0	0	1		1	Emphanisorites microornatus	Lochkoviano
207	Xistos Raiados	Zona de Cisalhamento Esquerda	0	0	132	75	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0				
208	TerenaInt		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0				
209	RaiadosInt	Zona Cisalhamento Esquerda	0	0	142	75	38	317	0	0	0	0	0	0			0	277	0				
210	Terena	Intercalacao Xisto Grauvaque	337	70	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A		0	0	0		1	0	0
211	Terena		317	80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A		0	0	0		1	0	0
212	Silurico		0	0	147	60	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0			0	0
213	Terena		0	0	117	90	0	0	0	0	0	0	0	0	A		0	0	0		1	0	0
214	Silurico		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0			0	0
215	Terena		112	90	107	90	0	0	0	0	0	79	287	247	A		0	0	0		1	0	0
216	Terena		297	80	107	90	0	0	0	0	0	45	107	67	A		0	0	0		1	0	0
217	Terena		137	80	123	90	0	0	0	0	0	54	303	263	A		0	0	0		1	0	0
218	Terena		122	85	122	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A		0	0	0		1	Verrucosisorites polygonalis	Praguiano médio

Estac ao	Litologia	Descricao	S0stri ke	S0d ip	S2stri ke	S2d ip	L2d ip	L2stri ke	DobraP end	DobraS trik	PenS0 _40	L2dip Calc	L2Strik Cal	L2Cal Rod	Amostra gem	Lami na	DobrStr Rod	L2Str Rod	ActL abs	InfoAmost	Zel ia	Biozona	Idade
219	Terena		132	90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A		0	0	0		1	Dictyotriletes emsiensis	Praguiano inferior
220	Terena		127	90	117	90	0	0	0	0	0	84	297	257	A		0	0	0		1	0	0
221	Terena		317	80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A		0	0	0		1	0	0
222	Terena		307	75	127	90	0	0	0	0	0	0	0	0	A		0	0	0		1	0	0
223	Terena		127	90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A		0	0	0		1	0	0
224	Terena		122	80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	A		0	0	0		1	0	0
225	Xistos Raiados		0	0	0	0	0	0	15	135	0	0	0	0		1	0	0	0				
226	Terena		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0				
227	Xistos Raiados		0	0	300	75	0	0	0	0	0	0	0	0		1	0	0	0				
228	Xistos Raiados		0	0	120	89	0	0	0	0	0	0	0	0		1	0	0	0				
229	Xistos Raiados		0	150	89	0	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0				
230		Olistólito Landoveriano	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0				
231	Terena		150	89	135	89	0	0	20	315	0	0	0	0		1	0	0	0				
232	Xistos Raiados		0	80	140	0	0	0	35	150	0	0	0	0		1	0	0	0				
233	Xistos Raiados		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0				
234		Afloramento dos Nódulos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0				
235	Xistos Raiados		0	72	332	0	0	0	18	156	0	0	0	0		1	0	0	0				
422	Terena	Fim dos afloramentos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			-40	0	0				

ANEXO 2

DADOS LITOGEOQUÍMICOS

DADOS LITOGEOQUÍMICOS

Este Anexo contém os dados das 26 amostras com análise litogeoquímica.

Nº Amostra	Formação	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total	Ag	As	Ba	Be	Bi	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Ge
192	Cabrela	61,35	17,47	7,52	0,132	1,96	0,19	0,97	2,93	0,86	0,13	5,85	99,36	0	7	376	3	0	77,3	16	90	3,1	40	4	2,7	1,33	22	4,9	2
193	Cabrela	62,91	17,97	7,62	0,182	2,26	0,26	1,18	3,35	0,847	0,16	4,14	100,9	0	12	413	3	0	85,9	18	100	3,8	50	4,5	3,1	1,39	25	5,4	2
194	Cabrela	60,26	18,89	6,22	0,055	1,91	0,15	0,56	3,89	0,869	0,1	6,88	99,79	0	9	581	3	0	79,8	16	110	5,6	40	3,9	2,7	1,09	25	4,1	2
195	Colorada	63,17	20,44	3,28	0,011	1,2	0,27	0,19	5,34	0,943	0,18	5,07	100,1	0	23	1073	3	0	118	3	100	9,3	20	6	3,4	1,96	25	7,4	2
008	Fatuquedo	63,28	19,19	5,82	0,077	1,38	0,13	1,21	4,23	0,93	0,09	3,38	99,71	0	0	480	3	0	118	15	80	10,5	0	5,7	3,8	1,8	24	6,5	2
011	Fatuquedo	70,13	14,06	5,52	0,079	1,62	0,23	1,33	2,98	0,877	0,18	2,76	99,76	0	0	917	2	0	82,5	14	80	5,3	10	5,4	3,3	1,41	17	5,7	2
012	Fatuquedo	62,65	18,86	6,22	0,061	1,57	0,1	1,07	4,54	0,902	0,12	3,39	99,48	0	0	623	3	0	126	15	80	10,6	10	5,7	3,5	1,89	24	7	2
041	Ossa	62,65	19,35	7,32	0,165	1,66	0,12	0,93	3,95	0,903	0,12	3,4	100,6	0	0	694	3	0	106	19	90	10,7	10	5,7	3,8	1,75	27	6,7	3
042	Ossa	52,25	25,34	8,63	0,107	1,9	0,17	1,03	4,5	1,189	0,16	4,45	99,73	0	0	702	3	0	133	25	110	8	20	6,9	3,9	2,25	34	9	4
014	<i>Phyllococites</i>	56,08	23,11	7,32	0,046	1,33	0,04	1,05	3,96	1,096	0,12	5,34	99,49	0	24	840	4	0	122	13	110	4,7	30	5,5	3,6	1,83	31	6,2	2
017	<i>Phyllococites</i>	54,27	21,27	8,28	0,054	2,18	0,93	0,92	4,12	1,005	0,74	5,38	99,14	0	21	885	4	0	179	6	110	4,9	30	12,5	5,9	3,31	28	17,6	3
019B	Terena	61,01	18,75	6,48	0,094	2,05	0,28	1,59	3,92	1,049	0,18	3,93	99,34	0	0	587	3	0	73,5	17	80	8,3	40	5	3,6	1,85	27	5,5	2
019G	Terena	68,34	13,16	7,21	0,128	2,13	0,65	2,67	1,48	0,764	0,16	3,02	99,72	0	0	312	1	0	42	19	50	2,8	30	4,5	2,6	1,25	13	4,6	1
025B	Terena	64,77	16,16	5,96	0,067	2,16	0,25	2,13	3,13	0,767	0,16	3,21	98,77	0	8	498	3	0	73,4	10	90	5,8	30	4,4	2,7	1,31	18	5,2	2
027	Terena	69,59	13,65	5,93	0,076	2	0,24	2,11	2,21	0,66	0,16	2,72	99,34	0	19	387	2	0	62,9	11	130	4,2	20	3,7	2,5	1,13	17	4,6	2
196	Terena	65,73	16,4	6,78	0,052	2,26	0,26	2,01	3,11	0,841	0,16	3,23	100,8	0	5	498	2	0	73,4	13	90	6,6	30	3,8	2,8	1,31	22	4,7	2
197	Terena	52,2	23,58	9,51	0,099	2,34	0,26	0,35	5,22	1,05	0,19	4,59	99,4	0	0	778	4	0	125	24	110	9,1	40	6,6	3,8	1,98	32	8,2	2
198	Terena	60,27	19,13	7,15	0,077	2,55	0,21	1,72	3,62	0,896	0,14	3,49	99,26	0	0	533	3	0	78,2	12	90	8,1	30	4,5	2,9	1,39	23	5	2
201	Terena	70,15	13,95	5,3	0,07	1,87	0,31	2,98	1,97	0,654	0,17	2,4	99,84	0	6	343	2	0	52,8	12	70	4	30	3,8	2,3	1,07	16	4	1
202	Terena	61,32	18,7	6,28	0,077	2,17	0,43	2,3	3,86	0,924	0,29	3,35	99,71	0	5	641	3	0	72,5	14	80	7,3	50	4,6	3,1	1,35	25	5,2	2
203	Terena	64,53	16,82	6,41	0,075	2,22	0,32	2,67	2,86	0,805	0,21	3,15	100,1	0	6	504	2	0	59,8	14	70	5,4	30	4,3	2,7	1,22	19	4,7	2
204	Terena	50,83	25,95	7,94	0,012	0,8	0,07	1,86	2,85	1,166	0,2	8,02	99,7	0	9	408	4	0	124	13	130	8,1	20	7	4,2	2,2	35	8,9	2
205	Terena	77,59	11,83	4,21	0,095	0,4	0,02	0,52	2,21	0,624	0,1	3,21	100,8	0	11	302	2	0	44,3	12	90	1,7	20	2,6	1,7	0,86	14	3,1	1
206	Terena	47,02	27,85	6,49	0,055	2,49	0,47	1,52	7,33	1,394	0,32	4,8	99,74	0	40	987	5	0	142	11	140	13,8	50	7,7	5	2,35	37	9,3	2
199	XistosRaiados	55,21	24,03	6,81	0,026	1,12	0,26	1,28	2,74	1,235	0,19	6,4	99,28	0	33	531	4	0	125	10	130	7,7	20	6,6	4,2	2,04	31	8,7	2
200	XistosRaiados	53,24	27	6,52	0,029	1,04	0,22	1,05	3,44	1,427	0,13	5,42	99,52	0	7	677	4	0	147	10	150	12,3	20	7,5	4,8	2,52	38	9,2	3

Nº Amostra	Formação	Hf	Ho	In	La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sb	Sc	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
192	Cabrela	3,6	0,9	0	36,3	0,34	0	13	26,9	50	0	8,63	113	3,3	18	5	3	61	1,1	0,7	11,2	0,4	0,4	2,6	155	2	25	2,5	70	141
193	Cabrela	4,1	1	0	41	0,39	0	14	30,3	50	37	9,52	137	1	19	6,2	3	68	1,2	0,8	12,7	0,9	0,46	3,1	166	2	26	2,7	140	140
194	Cabrela	4,4	0,8	0	38	0,39	0	13	27,9	70	0	9,34	138	0	20	5,1	3	30	1,1	0,7	12,1	0,9	0,42	3,1	157	2	23	2,7	60	165
195	Colorada	4,8	1,2	0	56	0,43	0	16	45,2	20	0	14	152	4,3	18	8,5	3	52	1,4	1,1	18,3	1	0,51	3,5	149	2	34	3,1	60	188
008	Fatuquedo	8,9	1,2	0	58,8	0,52	0	20	43,2	20	13	13,3	189	3,1	11	8,4	4	95	1,8	1	20,3	0,7	0,57	3	83	3	33	3,4	70	297
011	Fatuquedo	10,3	1,1	0	39,4	0,46	0	15	31,5	30	7	9,24	106	1,2	11	6,7	3	43	1,3	0,9	13,8	0,8	0,5	3,4	84	3	31	3	100	394
012	Fatuquedo	8,7	1,1	0	63,5	0,47	0	18	45,3	20	15	14,3	199	0	14	8,6	4	66	3,2	1	20,7	1,1	0,51	2,2	83	3	31	3,1	80	304
041	Ossa	4,7	1,2	0	52,3	0,43	0	18	38,3	40	24	12	199	2,3	16	7,6	4	117	1,7	1	18,6	1,7	0,56	2,4	113	3	33	3,1	130	156
042	Ossa	4,4	1,3	0	63,4	0,46	0	21	49,3	60	24	15,6	202	1,1	22	9,4	5	181	1,8	1,3	20,1	1,3	0,57	2,4	142	2	39	3,4	120	168
014	<i>Phyllocitites</i>	5,8	1,1	0	60	0,45	0	21	42	40	18	13,1	166	0,9	19	8	4	141	1,9	1	21,4	1,1	0,53	3	153	2	31	3,1	110	198
017	<i>Phyllocitites</i>	4	2,2	0	70,7	0,52	0	19	67	30	14	18,9	156	3,6	19	14,9	4	157	1,7	2,4	19,7	0,8	0,76	3,7	149	2	61	4	90	153
019B	Terena	5,6	1,1	0	36,6	0,48	0	13	27,2	30	0	8,07	140	0,6	22	5,6	3	78	1,1	0,8	10,6	0,9	0,56	3,2	140	1	29	3,3	90	210
019G	Terena	4,4	0,9	0	18,1	0,34	0	6	21,4	30	7	5,6	45	0,7	11	4,8	1	155	0,5	0,8	4,4	0,3	0,37	1,5	77	1	24	2,3	70	173
025B	Terena	5,3	0,9	0	33,9	0,38	0	12	28,2	40	0	9,02	115	1,7	15	5,6	2	79	1,1	0,8	10,8	0,5	0,42	2,7	114	2	26	2,7	50	205
027	Terena	4,8	0,8	0	29,7	0,31	5	11	22,9	50	7	7,11	85	6,4	12	4,6	2	79	0,9	0,7	9	0,4	0,36	2,3	88	2	22	2,1	70	182
196	Terena	5,6	0,8	0	34,4	0,39	0	13	25,7	40	11	8,53	125	1,8	15	5,1	3	101	1,2	0,7	12	1	0,43	3	117	2	23	2,7	110	199
197	Terena	4	1,3	0	58,1	0,47	0	19	48,1	70	0	14,9	191	7,4	22	9	4	84	1,6	1,2	20	1,4	0,55	2,2	165	2	36	3,4	120	145
198	Terena	4,9	0,9	0	38,5	0,42	0	13	31,2	40	0	9,54	134	1,6	19	6,1	3	107	1,2	0,8	11,7	0,6	0,45	2,4	128	2	25	2,8	100	179
201	Terena	5,1	0,8	0	24,2	0,32	0	9	21,7	30	0	6,5	68	0,6	12	4,2	2	120	0,7	0,6	7,7	0,4	0,36	3,1	83	1	20	2,3	60	195
202	Terena	5,1	0,9	0	34,2	0,41	0	12	28,2	40	0	8,84	132	0,5	19	5,5	3	102	1,1	0,8	11,1	0,7	0,47	3,2	127	2	29	3	70	194
203	Terena	4,4	0,9	0	28,9	0,36	0	10	24,7	30	13	7,47	93	2,1	16	4,8	2	119	0,8	0,7	8,9	0,5	0,4	2,5	110	1	26	2,5	70	171
204	Terena	4,5	1,4	0	60,6	0,5	0	22	45,5	50	12	14,1	127	3,1	18	9,3	5	163	1,9	1,3	21,5	1,1	0,61	3,3	183	2	40	3,5	60	148
205	Terena	6,8	0,5	0	21	0,24	0	9	15,6	30	0	4,97	85	1,1	9	2,9	2	38	0,7	0,5	6,6	0,6	0,26	2	68	2	16	1,7	0	298
206	Terena	8	1,6	0	69	0,68	0	22	55,4	40	0	16,6	269	4,1	30	11	5	77	2	1,4	21,1	1,2	0,74	4,9	205	2	42	4,5	80	263
199	XistosRaiados	5,3	1,3	0	59,9	0,48	2	23	46,3	60	7	14,4	118	3,7	16	9,4	5	278	2,1	1,2	20,1	0,7	0,6	13,1	177	2	36	3,5	90	188
200	XistosRaiados	7,2	1,5	0	72,7	0,61	0	28	56	40	13	16,8	169	1,9	23	10,9	6	271	2,5	1,3	24,9	1,7	0,7	4,3	195	2	42	4,1	120	248

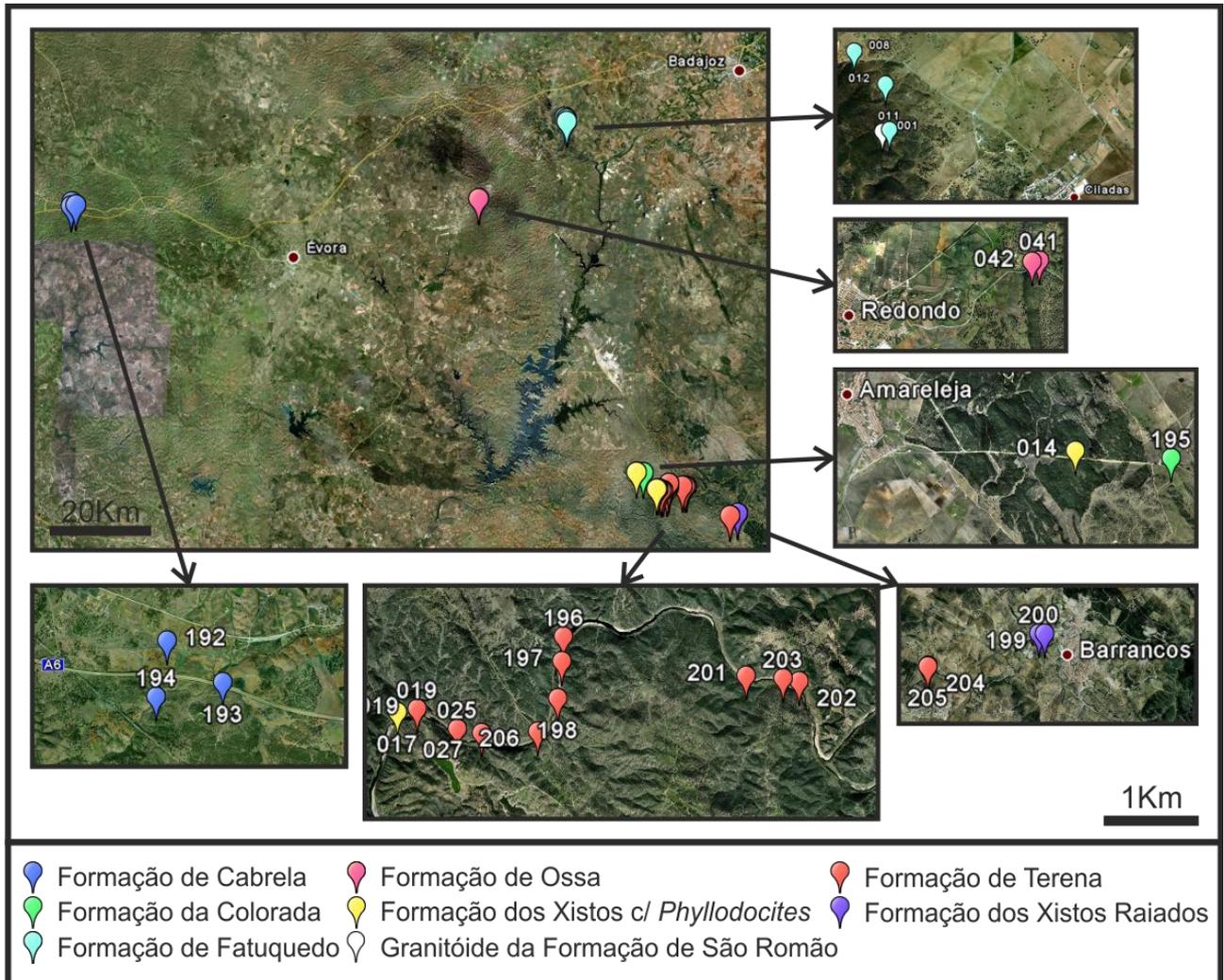


Fig. An2.1 – Localização das amostras sujeitas à análise litogeoquímica e do granitóide da Ribeira de São Romão.

ANEXO 3

ARTIGOS

ARTIGOS

Este Anexo contém uma compilação dos artigos e resumos publicados no decorrer deste trabalho.

- A3.1 – Rocha, R.C.; Araújo, A.; Borrego, J. & Fonseca, P. (2009). Transected folds with opposite patterns in Terena Formation (Ossa Morena Zone, Portugal): anomalous structures resulting from sedimentary basin anisotropies. *Geodinamica Acta* 22/4, 157-163.
- A3.2 – Araújo, A., & Rocha, R.C. (2007). Transected folds with opposite patterns in Terena Formation (Ossa Morena Zone, south Portugal). *Géologie de la France*, 2, p 58.
- A3.3 – Rocha, R.C.; Pereira, Z. & Araújo, A. (2010). Novos dados bioestratigráficos (miosporos) na Formação de Terena - Implicações para a interpretação estrutural (Rio Ardila, Barrancos). Resumos do 8º Cong. Nacional de Geol. e Terra 17(16).
- A3.4 – Rocha, R.C., Araújo, A.A. (2008). Perfil na Formação de Terena ao longo do Rio Ardila. In Sant'Ovaia, H., Dória, A. & Ribeiro, M.A. (eds) 8ª Conf. Anual CGET, resumos alargados. *Memórias da Fac. Ciências Univ. Porto*, 13, 56-59.

A3.1

Transected folds with opposite patterns in Terena Formation
(Ossa Morena Zone, Portugal): anomalous structures resulting
from sedimentary basin anisotropies

Rodrigo Camargo Rocha^{1*}, António Alexandre Ventura Araújo^{1,2},
José Santos Borrego¹, Paulo Emanuel Fonseca³

¹ Centro de Geofísica de Évora, Rua Romão Ramalho, 59, 7000 Évora, Portugal

² Departamento de Geociências, Rua Romão Ramalho, 59, 7000 Évora, Portugal

³ Departamento de Geologia e Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande 1700 Lisboa, Portugal

Received: 14/10/08, accepted: 31/05/09

Abstract

The Terena Formation is located in the central part of the Ossa-Morena Zone (OMZ) and outcrops in the core of a latter (D3) first order syncline. This Formation is a Lower Devonian flysch and shows an unusual "Z" shape, with a central sector trending nearly N-S, and the tips trending NW-SE. This central sector is crossed by the cleavage (NW-SE) showing an apparent dextral (clockwise) transection pattern, anomalous and opposite to the regional widespread sinistral (anti-clockwise) transpression. The same sector with cartographic dextral transection, shows at outcrop scale, mesoscopic folds with a sinistral transection. During the Lower Devonian a N-S trending basin was developed as an effect of an early tectonic deformation phase. This trough was filled with turbidites and its elongated geometry determined the shape of the main syncline. We propose that the dextral transection pattern, at cartographic scale, result from the superposition of the NW-SE upright S3 cleavage on this major regional structure controlled by a sedimentary trough. The mesoscopic folds, observed on the upper levels of the sedimentary sequence were not influenced by the topographic anisotropy of the basin, and therefore they developed a left transection, according to the regional deformation mechanisms.

The "Z" shape of the syncline could be explained as a consequence of two major tectonic shear zones situated along the north and south boundaries of the OMZ, respectively the Tomar-Badajoz-Cordoba Shear Zone and the South Iberian Suture, lined by the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex. Both shear zones have a sinistral transpressive character and were active during late Variscan tectonic events.

© 2009 Lavoisier SAS. All rights reserved

Keywords: Transected folds / Variscan / Iberian Peninsula / sintectonic flysch / Terena Syncline / Ossa Morena Zone

1. Geological Setting

The Ossa-Morena Zone (OMZ) is located in the southern branch of the Iberian Massif (Fig. 1). Its southern boundary is marked by the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex. At the

present time the majority of authors accept this complex as the main certification of the South Iberian Variscan Suture [1, 2, 3, 4, 5, 6]. It is also commonly accepted that this boundary was reworked during the late Variscan collisional stage as a sinistral transpressive shear zone [4, 7, 8].

* Corresponding author.

Email address : rrocha@uevora.pt

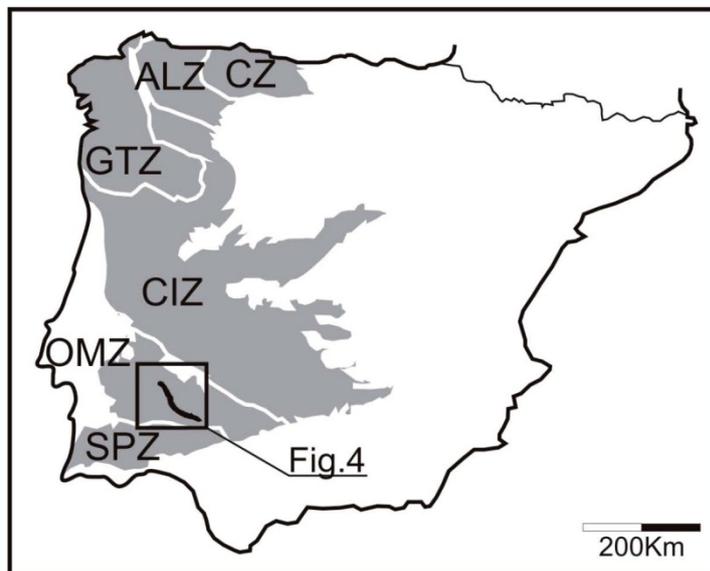


Fig. 1: Main tectonostratigraphic zones of the Iberian Massif: CZ- Cantabrian Zone; ALZ- Asturo-Leonese Zone; GTZ- Galicia-Trás-os-Montes Zone; CIZ- Centro-Iberian Zone; OMZ- Ossa-Morena Zone; SPZ- South Portuguese Zone.

The northern boundary of the OMZ (Tomar-Badajoz-Cordoba Shear Zone) has been recently interpreted as a zone of crustal weakness inherited from a previous orogenic cycle (Cadomian) and reworked during the Variscan orogeny in close association with a left lateral transpressive regime [9, 10].

A geotraverse along the south and central part of the OMZ [11] shows strong variations in terms of deformation and metamorphism. Near the suture zone (Évora-Beja Domain, southernmost sector), the rocks are affected by three deformation phases and the metamorphism reaches the amphibolitic facies, although a few local units may reach granulitic and eclogitic facies. In this southern region the Moura Phyllonitic Complex (MPC) is interpreted as an Accretionary Complex related with the obduction process during earlier phases of the Variscan ocean closure [6] (Fig. 2).

Towards NE, the metamorphism decreases and in the vicinity of the Terena Formation (Estremoz-Barrancos Sector) there are no evidences of metamorphism higher than the greenschists facies. In the Terena Formation flysch sequence, that represents the upper structural level, the metamorphism is even of lower grade, of the anchizone, and the D3 and associated cleavage is the only deformation recorded.

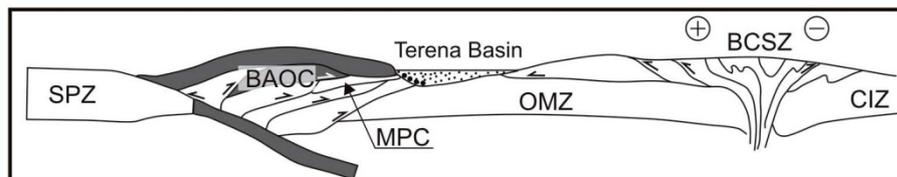


Fig. 2: Geodynamic profile at 410–390 Ma (adapt. [10]): BAOC- Beja-Acebuches Ophiolite Complex; MPC- Moura Phyllonitic Complex; OMZ- Ossa-Morena Zone; BCSZ- Badajoz-Córdoba Shear Zone; CIZ- Centro Iberian Zone; SPZ- South Portuguese Zone.

In what concerns to the age of deformation, the occurrence of Lower Silurian slices (with graptolites) in the MPC indicates that the tectonic imbrication of this unit is post-Lower Silurian. The beginning of the Variscan deformation in South Iberia is not precise, at the moment however, some available biostratigraphic and structural data can be summarized as follows:

- The MPC includes rock slices with Lower Silurian graptolites [12];
- The MPC truncates the autochthonous Paleozoic sequence of the Évora-Beja Domain, that ranges in ages from the upper Precambrian to Upper Silurian/Lower Devonian [13];
- In the Western border of the Évora-Beja Domain, the MPC is unconformably overlaid by a post-metamorphic stratigraphic unit (Cabrela Formation), with a late Tournaisian to late Viséan age [14, 15]. This formation is only affected by a slaty cleavage related to the D3 event.

Thus, it is possible to infer that the beginning of the Variscan deformation (D1) is contemporaneous of the MPC tectonic emplacement and that D2 is prior to the deposition of the Cabrela Formation (prior to the Lower Carboniferous). Despite the lack of precise dating, it seems compelling that the emplacement of the accretionary complex started during the Lower to Middle Devonian and progressed until the Upper Devonian.

The Terena Formation is a typical flysch succession with Lower Devonian age [13], that outcrops in the core of a macroscopic D3 syncline trending NW-SE. As said before, this formation is affected by a single deformation phase, only with the later D3 cleavage, that in this unit, is a slaty cleavage. The deformation of this unit was started during Devonian times [16, 17], but the earlier folds they do not generate cleavage.

Available data suggest that the deposition of the Terena Formation was contemporaneous with the beginning of the Variscan deformation such as (1) the flysch nature of the sedimentation, (2) the occurrence of resedimented Silurian olistolites interbedded in the flysch and (3) the regional facies variations of the Lower Devonian. This variation is particularly well exposed in Barrancos region where the turbidite facies of the Terena Formation change towards the NE to fine detritic sediments of the Xistos Raiados Formation which to the shales and interbedded fossiliferous limestones of the Russianas Formation [12, 18]. Moreover, the basal levels of the Terena Formation flysch in the two limbs of the

Syncline show marked differences. In the southwest limb, the sedimentation starts with the deposition of coarse greywackes and conglomerates, while in the northeast limb, the basal levels are composed of impure quartzites and interbedded shales. The turbidite sedimentation appears to coarse

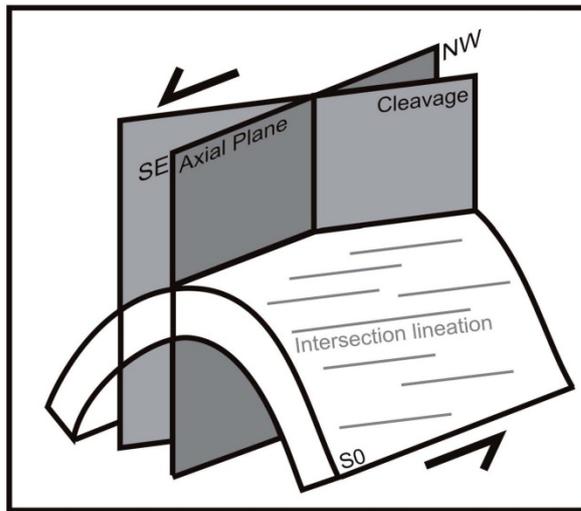


Fig. 3: Schematic representation of left transection associated with D3 folding in the Iberian Massif. The axial plane and the fold axis are rotated anticlockwise in relation to the cleavage, as the result of a sinistral shearing sub-parallel to the structures and a time lag between the beginning of folding and the development of cleavage.

toward SW, e.g. towards the south Variscan suture (Fig.2). Detailed biostratigraphical studies will soon be available and will allow a better understanding of the facies distribution inside the basin.

2. The transection concept and some previous references in the Iberian Massif

Since there is a time lag between the inception of folding and the development of cleavage, the cleavage may not be strictly axial planar to the folds, but may have an angular relationship with fold elements; sometimes this cleavage, which is genetically related to that fold forming event, may cross cut both limbs of the fold. Such folds are called transected folds.

Borradaile [19] classifies the transection in three categories:

- Type 1 - the cleavage seems to be parallel to the axial plane in the fold profile but cuts the fold hinge.
- Type 2 - the cleavage is not axial planar on the fold profile and is parallel to the fold hinge.
- Type 3 - the combination of both type 1 and type 2. The cleavage bears an angular relationship with both the fold hinge and the fold axial plane.

It was earlier believed that the transected folds may be produced only under a noncoaxial strain history (heterogeneous simple shear), but Borradaile [19] showed by theoretical analysis that even a coaxial strain history can produce transected folds.

The occurrence of transected folds is frequently described in the Iberian Massif, particularly in association with the last deformation events [7, 20, 21]. In what concerns D3 structures, type 1 transection is usually present and interpreted by several authors as an effect of the regional sinistral transpressive regime (Fig. 3). Left transection is particularly well described in the carboniferous flysch of the South Portuguese Zone [7, 20], where the later deformation (D3 at Iberian Massif scale) is the only one present.

3. The Structure of Terena Syncline

The Terena Formation is located in the core of a third deformation phase syncline, the so called Terena Syncline. This syncline has a general NW-SE trend and is 160 km long and 5 km wide (Fig. 4).

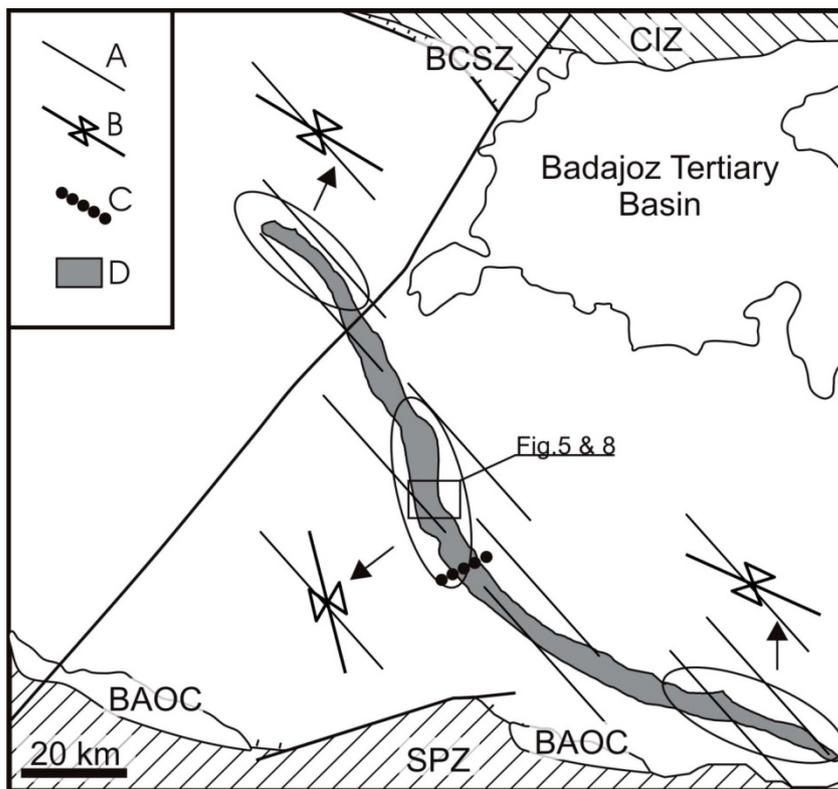


Fig. 4: The Terena Syncline with its characteristic "Z" shape (see Fig. 1 for location). The main inflection result in a left transection in the tips and a dextral transection in the central sector. **A-** S3 cleavage; **B-** first order syncline axis; **C-** Ardila Valley (cross section in Fig. 7); **D-** Terena Formation; **CIZ-** Centro Iberian Zone; **BCSZ-** Badajoz-Cordoba Shear Zone; **BAOC-** Beja-Acebuches Ophiolite Complex; **SPZ-** South Portuguese Zone.

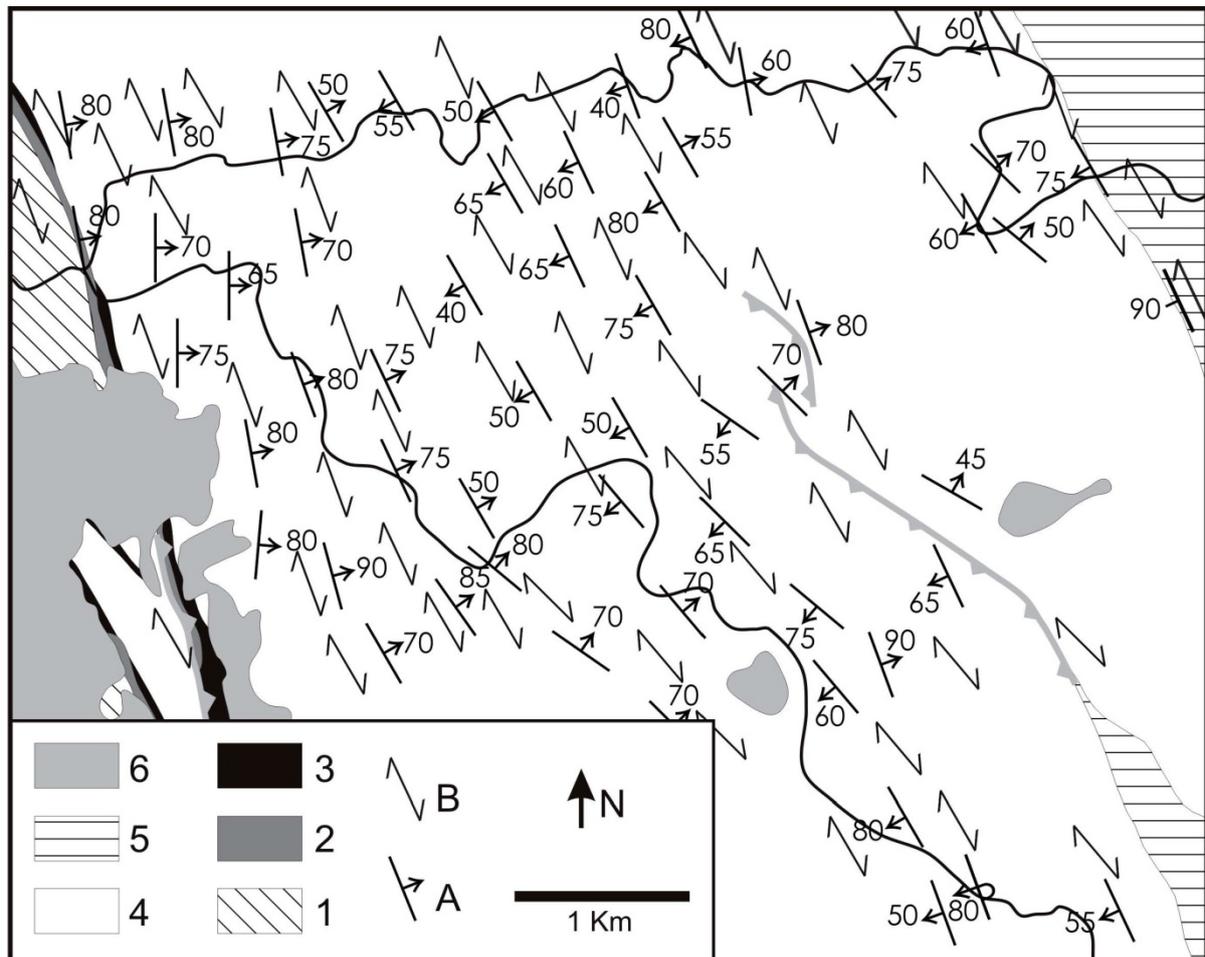


Fig. 5: Geological map showing the traces of bedding (A) and S3 cleavage (B) along the Alcarrache and Guadalim river valleys (see fig. 4 for location). 1- Barrancos Formation (Ordovician); 2- Colorada Formation (Lower Silurian); 3- Xistos com Nódulos Formation (Silurian); 4- Terena Flysch (Lower Devonian); 5- Transitional facies (Lower Devonian); 6- Tertiary cover (adapted from [22]).

The unusual “Z” shape of the syncline is cut by a homogeneous regional NW-SE upright slaty cleavage [20] showing an apparent dextral type 1 transection pattern in the central sector and a sinistral transection in the tips. The tips pattern reflects the regional transpressive regime, previously described in the Iberian Massif [7, 20, 21]. This transpressive regime result from the increment of left lateral shearing induced by the Tomar-Portalegre-Badajoz-Cordoba Shear Zone, at north and the South Iberian Suture, at south.

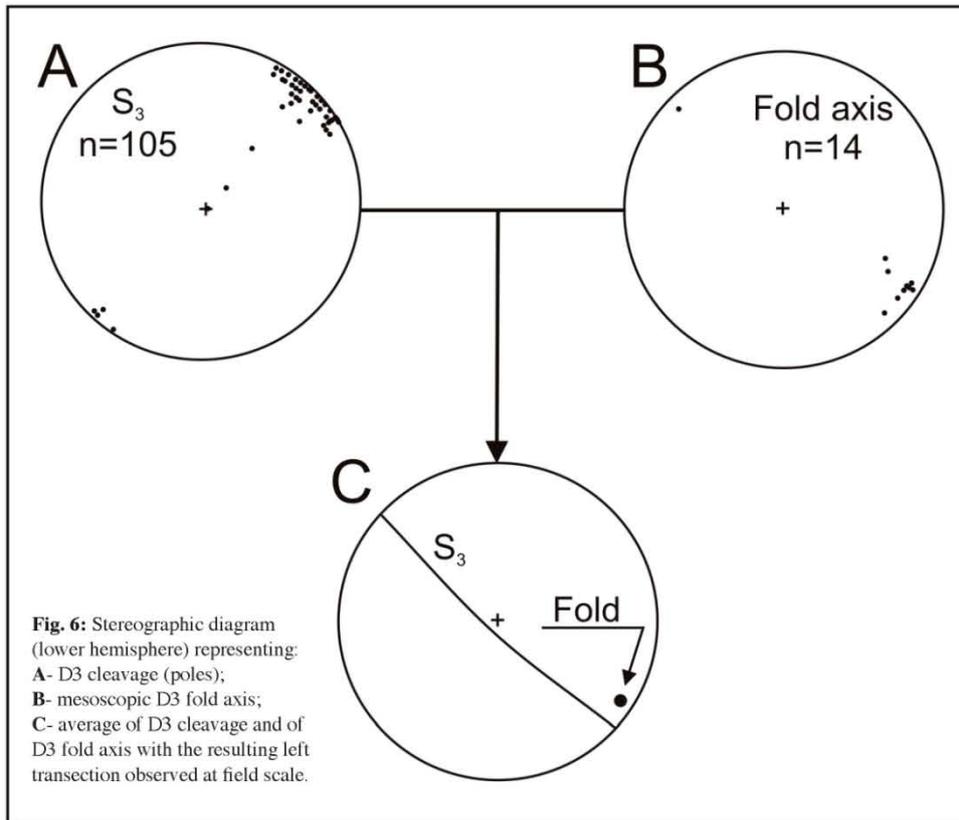
Detailed structural field work in the central sector of the syncline has shown the occurrence of oblique structures, like a macroscopic dextral transection at cartographic scale:

1 – The large scale mapping along the Alcarrache and Guadalim river valleys [22] denotes that the strike of the bedding is almost always rotated northwards in relation to the cleavage (Fig. 5);

2 – Along the Ardila river valley (see figure 4 for location) the mesoscopic scale axis of the second or

third order folds average to $11; N124$ in contrast with the nearly N-S direction of the main first order hinge of the syncline. The divergence of orientation of minor fold axes when compared with the average of the cleavage ($N133,85SW$, Fig. 6) is around 10 degrees. The field data shows a systematical sinistral rotation of the minor fold axes in relation to the cleavage, what indicates the sinistral transection previously described in several papers [7, 20, 21], in contrast with the main first order syncline, that shows an opposite rotation.

A geotraverse along the Ardila river valley put in evidence the relationship between the plunge of the bedding/cleavage intersection lineations on the two limbs and the axial zone of the main syncline (Fig. 7). On the SW limb the lineations plunge average 43° towards the SE, in the axial zones they are sub-horizontal and in the NE limb they average at 14° to NW. A similar geometry exists in the Alcarrache and Guadalim rivers (Fig. 8).



4. Data discussion and conclusions

Tectonic and stratigraphic regional data indicate that the sedimentation of Terena Flysch is almost coeval with the beginning of the orogenic period in the Ossa-Morena Zone [18]. Regional cartographic analysis in the lower structural levels of the OMZ demonstrate that most of the folds related to the earlier Variscan deformation phase has a N-S trending [7, 12]. We propose that the development of the nearly N-S basin and its infilling with flysch sediments is related to the N-S Variscan phase (D1).

The third deformation phase that affected the Iberian Massif corresponds to a typical left lateral transpressive regime with the main compression oriented NE-SW [7, 20, 23] and the associated mesoscopic folds (D3) frequently evidence a sinistral transection in accordance with this regional transpressive regime. Our model to explain the deformation of the Terena Formation is based on the following main points:

1 - During Lower Devonian, the Terena Formation Flysch has been deposited in trough-like basin with a N-S trend;
 2 - The third structural deformation (D3), in transpressive regime, generated the left transected folds observed at mesoscopic

In the Ardila River geotraverse, the difference in thickness between two limbs of the syncline (Fig. 7) is interpreted mainly as an effect of the variation in sedimentary conditions, during the deposition of lower levels of Terena Formation. In fact, despite the effect of shearing between Terena and Xistos Raiados formations at NE, as we referred before, the Terena Formation is more proximal towards the SW (coarse graywackes and conglomerates in the southwest limb and impure quartzites interbanded with phyllites in the northeast limb).

- 1 - During Lower Devonian, the Terena Formation Flysch has been deposited in trough-like basin with a N-S trend;
- 2 - The third structural deformation (D3), in transpressive regime, generated the left transected folds observed at mesoscopic

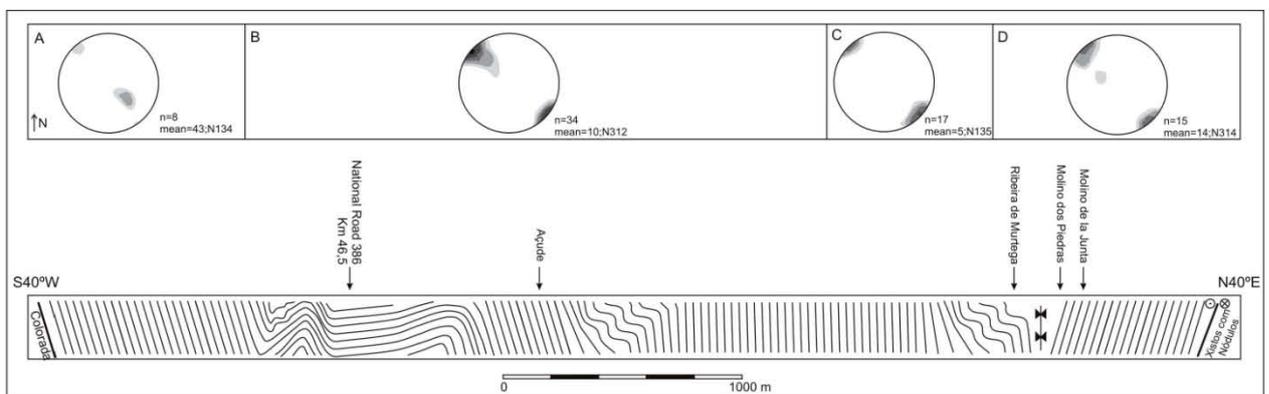


Fig. 7: Structure of the Terena Formation in the Ardila river valley traverse. Stereographic diagrams (lower hemisphere) show the distribution of intersection lineations between S0 and S3 in the: SW limb (A); axial zones (B and C); and in the NE limb (D). See figure 4 for location.

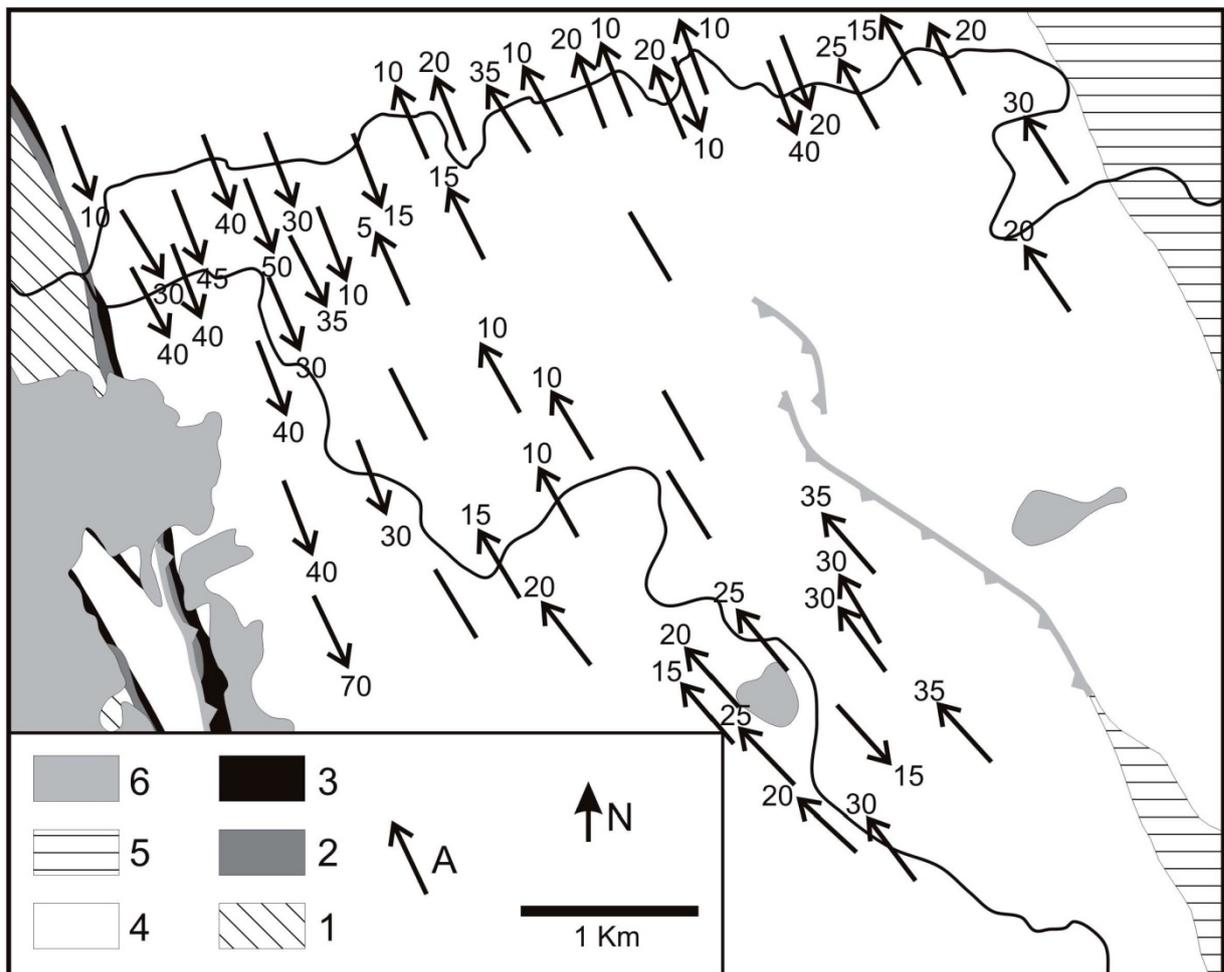


Fig. 8: Geological map showing the trace of the intersection lineations (A) along the Alcarrache and Guadalmir river valleys (see Fig. 4 for location). 1- Barrancos Formation (Ordovician); 2- Colorada Formation (Lower Silurian); 3- Xistos com Nódulos Formation (Silurian); 4- Terena Flysch (Lower Devonian); 5- Transitional facies (Lower Devonian); 6- Tertiary cover (adapted from [22]).

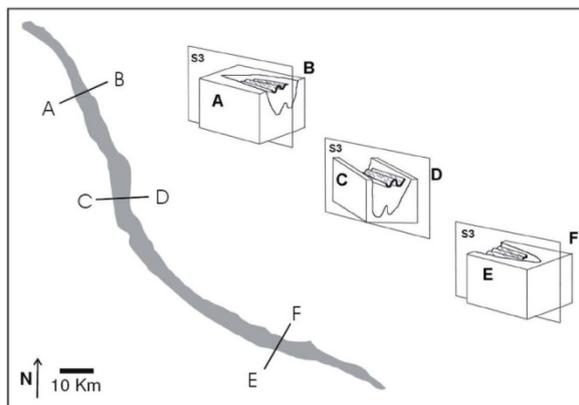


Fig. 9: Geometrical relation between the main regional cleavage (S3) and the first and second order folds in the tips and in the central part of the Terena Syncline.

scale (on the Terena Flysch and surrounding formations) and the shape of the tips of this macrostructure at regional scale.

3 - The direction of the central part of the basin (almost N-S) was not related with the D3 deformation mechanisms, but is an inheritance of the original shape of the basin. The first order folds in this area were conditioned by this N-S trend and could not rotate to the regional NW-SE direction; however the mesoscopic folds, observed on the upper levels of the sedimentary sequence were not influenced by the regional basin topography and therefore they developed a left transection, according to the regional deformation mechanisms (Fig. 9).

In conclusion, the entire basin was affected by the same D3 NW-SE upright cleavage but in its central part the first order folds have an apparent dextral transection, while the second or third order folds show a truly left transection. The apparent dextral transection observed at macroscopic scale is only an effect of the superposition of the NW-SE cleavage (S3) over a structure conditioned by the original N-S shape of the basin.

Acknowledgements

The authors acknowledge the support of Fundação para a Ciência e Tecnologia through the scholarships SFRH/BD/4878/2001 and SFRH/BD/28634/2006 and the ongoing year grants of the research unit Centro de Geofísica de Évora.

References

- [1] Munhá J., Oliveira J.T., Ribeiro A., Oliveira V., Quesada C., Kerrich R., Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance, *Maleo* 2(13) (1986) 31.
- [2] Crespo-Blanca A., Orozco M., The Southern Iberian Shear Zone; a major boundary in the Hercynian folded belt, *Tectonophysics* 148 (1988) 221-227.
- [3] Quesada C., Evolución Tectónica del Macizo Ibérico, in: Gutierrez-Marco J.C., Saavedra J., Rábano I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Coord. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, 1992, pp. 173-190.
- [4] Fonseca P., Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo, PhD Thesis, Lisboa, 1995, 325 p.
- [5] Fonseca P., Munhá J., Pedro J., Rosas F., Moita P., Araújo A., Leal N., Variscan Ophiolites and High-Pressure Metamorphism in Southern Iberia, *Ophioliti* 24(2) (1999) 259-268.
- [6] Araújo A., Fonseca P., Munhá J., Moita P., Pedro J., Ribeiro A., The Moura Phylonic Complex: An Accretionary Complex related with obduction in the Southern Iberia Variscan Suture, *Geod. Acta* 18(5) (2005) 375-388, doi:10.3166/ga.18.375-388.
- [7] 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., Introduction à la Géologie Générale du Portugal, Ser. Geol. Portugal, Lisboa, 1979, 114 p.
- [8] Azor A., Espósito I., González-Lodeiro F., Simancas J.F., Martínez Poyatos, D., Propuesta de un modelo evolutivo para la Zona de Ossa-Morena, in: J. A. Vera (Ed.), *Geología de España*, Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, 2004, pp. 188-189.
- [9] Abalos B., Eguíluz L., Deformación Transpressiva Carbonífera en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional), *Rev. Soc. Geol. España* 4 (3-4) (1991) 229-249.
- [10] Ribeiro A., Munhá J., Dias R., Mateus A., Pereira E., Ribeiro L., Fonseca P., Araújo A., Oliveira T., Romão J., Chaminé H., Coke C., Pedro J., Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides, *Tectonics* 26 (2007), doi:10.1029/2006TC002058.
- [11] Borrego J., Araújo A., Fonseca P., A geotransverse trough the south and central sectors of the Ossa-Morena Zone in Portugal (Iberian Massif), *The Virtual Explorer e-journal* 19 (2005).
- [12] Araújo A., Piçarra A.J., Borrego J., Pedro J., Oliveira T., As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena, in: Dias R., Araújo A., Terrinha P., Kullberg J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, Univ. Évora, 2006, pp. 151-172.
- [13] Piçarra J.M., Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. Litoestratigrafia e Bioestratigrafia do intervalo Câmbrio Médio?-Devónico Inferior, PhD Thesis, Évora, 2000, 268 p.
- [14] Pereira Z., Oliveira J.T., Estudo palinoestratigráfico do sinclinal da Estação de Cabrela. Implicações tectonoestratigráficas, *Ciências da Terra vol. esp.V* (2003) A118-A119.
- [15] Pereira Z., Oliveira V., Oliveira J.T., Palynostratigraphy of the Toca da Moura and Cabrela Complexes, Ossa Morena Zone, Portugal. Review of Paleobotany and Palynology, 139/1-4, 227-240.
- [16] Silva J.B., Geodinâmica Ante-Mesozoica do Sector Oeste da Zona de Ossa Morena e regiões limítrofes: Síntese com base em recentes observações, in: Araújo A., Pereira M.F. (Eds.), *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Macizo Ibérico)*, Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Univ. Évora, 1997, pp. 231-262.
- [17] Ribeiro A., Munhá J., Dias R., Mateus A., Pereira E., Ribeiro L., Fonseca P., Araújo A., Oliveira T., Romão J., Chaminé H., Coke C., Pedro J., Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides, *Tectonics* 26 (2007), doi:10.1029/2006TC002058.
- [18] Piçarra J.M., Pereira Z., Oliveira J.T., Novos dados sobre a idade da sucessão Silúrico-Devónica do Sinclinal de Terena na região de Barrancos. Implicações Geodinâmicas. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia*. Com. Inst. Geol. Min., t.84(1): A15-A17, 1998.
- [19] Borradaile G.J., Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 89 (1978) 481-493.
- [20] Silva J.B., Oliveira J.T., Ribeiro A., South Portuguese Zone: Structural Outline, in: Dallmeyer R.D., Martínez Garcia E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 1990, pp. 348-362.
- [21] Araújo A., Tectónica da Zona de Ossa-Morena. Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000 folha 8 (not. exp.). Coord. Oliveira J.T. *Serviços Geol. de Port.* (1992), 44-46.
- [22] Borrego J., Cartografia Geológica-Estrutural e Interpretação Tectónica de um Sector da Zona de Ossa-Morena (Sub-Domínio do Sinclinal de Terena), PhD Thesis, Évora, 2009, 479 p.
- [23] Araújo A., Estrutura de uma Geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): Implicações na evolução geodinâmica da margem Sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico, PhD Thesis, Évora, 1995, 200 p.

A3.2

Transected Folds with opposite patterns in Terena Formation (Ossa Morena Zone, South Portugal)

ARAÚJO António Alexandre *
ROCHA Rodrigo Camargo *

The Terena Formation is a Lower Devonian flysch located in the Estremoz-Barrancos Sector (central part of the Ossa-Morena Zone, South Portugal). Taking advantage of the age of this unit which is contemporary with the beginning of the Variscan orogeny, it was possible to make a geometrical study of the evolution of the early stages of deformation.

At the regional scale, the Terena Formation outcrops in the core of a first order syncline from the second deformation phase, with nearly 100 km long, 10 km wide and having an unusual "Z" shape. The relation of this first order fold with the foliation, shows that the central part of the macroscopic structure, trending nearly N-S, is transected by S2 cleavage (NW-SE), showing a right transection pattern. The cartographic right transection is opposite to the left transection pattern showed by D2 folds at a mesoscopic scale, in the axial sector of the major synclinal. The transection of mesoscopic folds is coherent with geometrical patterns usually described in

the Ossa-Morena Zone and interpreted as the effect of a left lateral shearing, contemporary of the regional flattening. The cartographic right transection can be explained by the generation of a near N-S trench, as the effect of the first deformation phase (trending also N-S but only present at lower structural levels). Several sedimentary features indicate that the genesis of this trench and the deposition of the Terena flysch are almost contemporaneous (strong lateral variations of facies, olistolites of Silurian rocks). The trench shape conditioned the deposition of flysch facies during Lower Devonian and the orientation of the first order D2 syncline. The right transection results from the superposition of the NW-SE upright S2 cleavage on this major regional structure.

The mesoscopic folds, observed on the upper levels of the sedimentary sequence were not influenced by the topographic anisotropy of the basin, and therefore they developed a left transection, according to the regional deformation mechanisms.

* Centro de Geofísica de Évora, Portugal

A3.3

**Novos dados bioestratigráficos (miosporos) na Formação de Terena
- Implicações para a interpretação estrutural (Rio Ardila,
Barrancos)**

*New biostratigraphic data (miospores) of the Terena Formation –
Implications for the structural interpretation (Ardila River,
Barrancos)*

R. ROCHA – rrocha@uevora.pt (Universidade de Évora, Centro de Geofísica)

Z. PEREIRA – zelia.pereira@ineti.pt (LNEG, LGM, Unidade de Geologia e Cartografia Geológica)

A. ARAÚJO – araújo@uevora.pt (Universidade de Évora, Departamento de Geologia e Centro de Geofísica)

RESUMO: Ao longo do vale do Rio Ardila realizou-se um trabalho de cartografia estrutural detalhado, cobrindo o troço do rio onde aflora a Formação de Terena. No sentido de melhorar a interpretação da estrutura, este levantamento cartográfico foi acompanhado por uma campanha de amostragem destinada a estudos bioestratigráficos. Neste trabalho apresentam-se os novos dados bioestratigráficos obtidos nessa campanha, indicando-se a sua localização na estrutural geral cartografada ao longo desta transversal.

PALAVRAS-CHAVE:

Formação de Terena, Bioestratigrafia, Estrutura, Varisco

ABSTRACT: A detailed structural profile was done in the Terena Formation through the Ardila River together with a sampling for a biostratigraphical study. The data obtained on this work resulted on a new interpretation of the Terena Basin along this profile.

KEYWORDS:

Terena Formation, Biostratigraph, Structure, Varisc

1. INTRODUÇÃO

A Formação de Terena encontra-se localizada no Sector de Estremoz-Barrancos da Zona de Ossa-Morena (fig.1) e aflora no núcleo de um sinclinal de segunda fase de deformação, fortemente assimétrico (Rocha et al, 2009).

Do ponto de vista litológico, a Formação de Terena é composta por uma sucessão do tipo *flysch* pouco metamorfozizada, pouco deformada e com facies mais grosseiras junto ao flanco sudoeste do sinclinal.

No que diz respeito à idade, a Formação de Terena tem sido atribuída ao Devónico inferior (Delgado, 1908; Teixeira, 1951; Perdigão, 1967), ao Carbónico inferior (Pfefferkorn, 1968, Schermerhorn, 1971) ou ao Devónico superior (Perdigão *et al.*, 1982). A idade do Devónico inferior foi confirmada com base em miosporos (Pereira *et al.*, 1999) e com base em ocorrências de graptólitos do Lochkoviano inferior (Piçarra, 1998). Assim, do ponto de vista estratigráfico, a parte inferior e média da Formação de Terena é actualmente considerada parcialmente

equivalente das Formações dos Xistos Raiados e de Russianas, as quais afloaram na região a NE do sector estudado (Piçarra 2000, Araújo *et al.*, 2006). O presente trabalho tem como objectivo efectuar datações bioestratigráficas, em amostras recolhidas ao longo do perfil estrutural que cobre o troço do Rio Ardila.

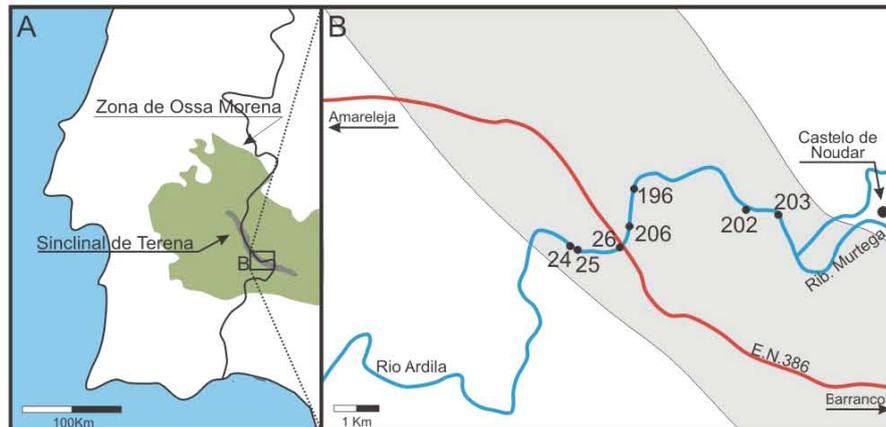


Figura 1 - A- Localização do Sinclinal de Terena; B- Localização do Rio Ardila e das amostras referidas na figura 3.

2. DADOS BIOESTRATIGRÁFICOS

As amostras para o presente estudo foram recolhidas ao longo do perfil do Rio Ardila (fig. 1). A investigação bioestratigráfica com recurso a palinórfos inicia-se com a aplicação de técnicas laboratoriais normalizadas, aplicadas no Laboratório de Palinologia da Unidade da Geologia e Cartografia Geológica (UGCG), que têm como finalidade a destruição da fase mineral, limpeza e concentração dos palinórfos, para observação e estudo microscópico (Wood *et al.*, 1996). Todas as amostras, resíduos e lâminas, encontram-se arquivadas no LGM/LNEG, UGCG em S. Mamede Infesta. O esquema de Biozonação de Miosporos utilizado é o proposto por Richardson & McGregor, 1986 e Strel *et al.*, 1987 (fig. 2).

As amostras recentemente estudadas, no sector SW do do perfil do rio Ardila, mostram associações de miosporos, moderadamente a mal preservadas, assinaladas à parte média da Biozona MN de idade Lochkoviano, subzona *Emphanisporites microornatus*.

Na parte média do perfil, a amostra 196 evidenciou uma associação de miosporos moderadamente preservada, que permite identificar a subzona *emsiensis*, parte basal da Biozona PE (*polygonalis-emsiensis*) do Praguiano inferior. Nesta parte do perfil, devido à fraca recuperação ou a falta de amostragem, não foi possível encontrar a parte mais alta da biozona PE e a Biozona AS, de idade Emsiano, tal como tinha sido anteriormente identificada na parte central do Sinclinal de Terena, na Estrada Stº Aleixo/Barrancos, ao Km 96 a 97 (Pereira *et al.*, 1999).

No sector NE, do perfil do Rio Ardila, as amostras estudadas, mostram associações de miosporos moderadamente preservadas, de idade Praguiano médio, com base na presença da espécie guia *Verrucosisporites polygonalis*, identificadora da subzona *polygonalis*, parte média da Biozona PE.

Os dados bioestratigráficos recentemente obtidos estão de acordo com a idade do Lochkoviano a Emsiano (Devónico inferior), proposta para a Formação de Terena (Pereira *et al.*, 1999; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2006), o seu posicionamento relativamente à estrutura geral da bacia de Terena, permite reforçar o carácter fortemente assimétrico do Sinclinal de Terena. No flanco NE deste perfil o contacto da Formação de Terena com a Formação dos Xistos com

Nódulos faz-se por falha, havendo provavelmente neste sector, importante laminação dos níveis inferiores da Formação de Terena (Lochkoviano a Praguiano inferior?).

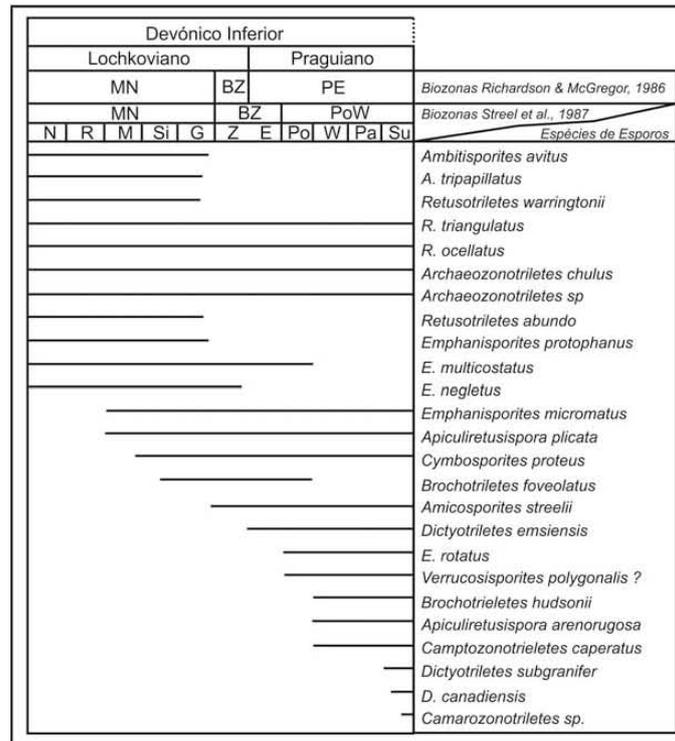


Figura 2 - Distribuição das espécies de esporos do Lochkoviano e Praguiano na região de Barrancos (adaptado de Pereira *et al*, 1999).

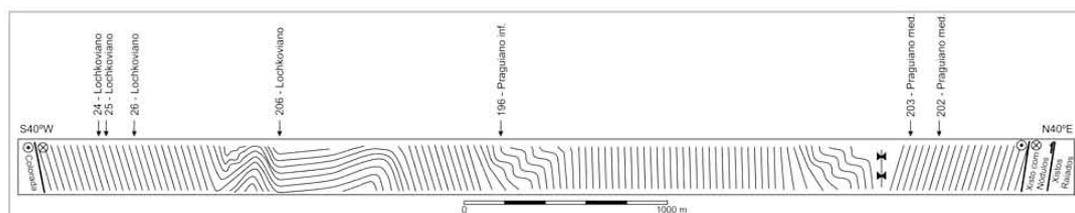


Figura 3 – Perfil ao longo do Rio Ardila com referência ao número das amostras e idades. Ver a figura 1 para localização das amostras.

3. SÍNTESE

Apesar da Fm. Terena e parte da Fm. Xistos Raiados serem consideradas equivalentes laterais, ambas datadas do Devónico inferior, numa análise mais detalhada surgem algumas incongruências que só poderão ser ultrapassadas com recurso a cartografia estrutural de pormenor suportada por datações bioestratigráficas. Referimo-nos nomeadamente ao facto de (1) os níveis basais da Formação dos Xistos Raiados serem ainda, pelo menos localmente, de idade Silúrico superior (Araújo *et al*, 2006), (2) da Formação de Terena ter apenas uma fase de deformação e dos Xistos Raiados possuírem duas fases de deformação (Borrego, 2009) e de (3) haver uma clara assimetria estrutural e falta do Lochkoviano no flanco NE do perfil do Rio Ardila (fig. 3). No seu conjunto, os dados estruturais e bioestratigráficos, apontam para a

existência de uma provável falha normal (inclinada para SW) no limite NE da Formação de Terena (contacto com a Formação dos Xistos com Nódulos), falha essa penecontemporânea da sedimentação e responsável pela laminação dos níveis inferiores do flysch. Esta interpretação não pode no entanto ser generalizada de forma simplista a todo o bordo NE da formação de Terena. Na região das Mercês, entre este local e a povoação de Barrancos foram encontrados graptólitos do Lochkoviano (Piçarra, 2000) o que significa que essa falha perde expressão ou desaparece em direcção a SE. Estes dados são coerentes com o modelo segundo o qual a sedimentação devónica é penecontemporânea da primeira fase de deformação varisca (Araújo *et al.*, 2006 e Rocha *et al.*, 2009).

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio da Fundação para a Ciência e Tecnologia através da bolsa SFRH/BD/28634/2006 e do financiamento plurianual do Centro de Geofísica de Évora.

Referências

- Araújo, A.; Piçarra de Almeida, J.; Borrego, J.; Pedro, J.; Tomás de Oliveira, J. (2006) – As Regiões Central e Sul da Zona de Ossa-Morena. In Dias, R.; Araújo, A. Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Coord.) *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria.*, Universidade de Évora, pp. 151-172.
- Borrego, J. (2009) – *Cartografia Geológico-Estrutural de um sector da Zona de Ossa-Morena (Subsector de Estremoz – Barrancos-Ficalho) e sua interpretação Tectónica.* Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, 479 pp.
- Delgado, J. F. N. (1908) - Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Serv. geol. Portg.*, 72, 1/2, pp. 129-135.
- Oliveira, J.T. Oliveira, V., Piçarra, J.M. (1991) - Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comun. Serv. geol. Portg.*, 77, pp. 3-26.
- Perdigão, J. (1967) - Estudos geológicos na pedreira do Mestre André (Barrancos). *Comun. Serv. geol. Portg.*, 52, pp. 55-64.
- Perdigão, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A. (1982) - Notícia Explicativa da folha 44-B (Barrancos). *Serv. Geol. de Portugal.* Lisboa.
- Pereira, Z.; Piçarra, J.M., Oliveira, J.T. (1999) - Lower Devonian Palynomorphs from the Barrancos region, Ossa Morena Zone, Portugal. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 38 (2-3), pp. 239-245.
- Pfefferkorn, H. (1968) - Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal). *Munster Forsch. Geol. Palaontol.* 9, 943 pp. (Thesis).
- Piçarra, J.M. (1998) - First Devonian graptolites from Portugal. Proceedings 6th International Graptolite Conference (GWG-IPA) & 1998 Field Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy. Eds. Gutiérrez-Marco, J.C. & Rábano I. - *Temas Geológico-Mineiros ITGE*, 23, pp. 242-243.
- Piçarra J.M. (2000) - *Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. Litoestratigrafia e Bioestratigrafia do intervalo Câmbrico Médio?- Devónico Inferior.* PhD Thesis, Évora, 268 pp.
- Rocha, R.; Araújo, A.; Borrego, J., Fonseca, P. (2009) – Transected folds with opposite patterns in Terena Formation (Ossa Morena Zone, Portugal): anomalous structures resulting from sedimentary basin anisotropies. *Geodinamica Acta*, vol. 22/4, pp. 157-163.
- Richardson, J.B., Mc Gregor, D.C. (1986) - Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstones Continent and adjacent regions. *Geol. Surv. Canada Bull.*, 364, pp. 1-79.
- Schermerhorn, L.J.G. (1971) - An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. geol. min.*, 82, 3/4, pp. 239-268.
- Streel, M., Higgs, K., Loboziak, S., Riegel, W., Steemans, P. (1987) - Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. *Rev. Palaeobot., Palynol.*, 50, pp. 211-229.
- Teixeira, C. (1951) - Notas sobre a Geologia da região de Barrancos, e em especial sobre a sua flora de Psilofitíneas. *Comun. Serv. geol. Portg.*, 32 (1), pp. 75-84.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M., Lawson, J.C. (1996) - Palynological techniques-processing and microscopy. In: Palynology: Principles and applications. Jansonius J., Mcgregor D.C. (eds.), *Am. Assoc. of Stratigraphic Palynologist, Found.* Vol 1, pp. 29-50.

A3.4

Perfil na Formação de Terena ao longo do Rio Ardila

Rodrigo Rocha¹, Alexandre Araújo²

¹Centro de Geofísica de Évora - rrocha@uevora.pt

²Centro de Geofísica de Évora, Dep. Geociências Un. Évora - aaraujo@uevora.pt

Abstract

This work describes the geometrical aspects of one main macrostructures in the Ossa Morena Zone: the Terena Syncline. The data used in this work was gathered on the Ardila River, the only sub perpendicular cross section where this syncline can be observed in continuous exposure. The main conclusion is that Terena syncline has a strong asymmetry, probably related with variations in the sedimentary environment, during the lower Devonian (more condensed series towards the NE).

Keywords: *lower devonian, variscan, Ossa-Morena Zone.*

Resumo

Neste trabalho descrevem-se as características geométricas de uma das principais macroestruturas da Zona de Ossa Morena, o Sinclinal de Terena. Os dados apresentados foram recolhidos ao longo do Rio Ardila, único perfil subperpendicular a esta estrutura onde presentemente se pode observar afloramento quase contínuo. Como principal conclusão destaca-se que o Sinclinal de Terena apresenta uma clara assimetria na espessura dos seus flancos, provavelmente relacionada com variações contemporâneas da sedimentação, no Devónico Inferior (série mais condensada em direcção a NE).

Palavras-chave: *Devónico inferior, varisco, Zona de Ossa-Morena.*

Introdução

A Formação de Terena é constituída por rochas pelíticas, quartzopelíticas e psamíticas do Devónico inferior (Piçarra, 2000) e está localizada no Sector Estremoz-Barrancos, parte central da Zona de Ossa Morena (ZOM). Numa escala regional é possível observar que a referida Formação aflora no núcleo de um sinclinal de primeira ordem (Sinclinal de Terena) em forma de “Z” (Araújo e Rocha, 2007) com cerca de 160 km de comprimento e 5 km de largura média (Figura 1A).

São raros os afloramentos contínuos ao longo desta Formação, sendo de destacar três localizações no território português: os perfis do Guadiana e da Ribeira de Alcarrache que actualmente se encontram submersos (Borrego et al., 2005) e o perfil do Ardila, estudado neste trabalho (Figura 1B).

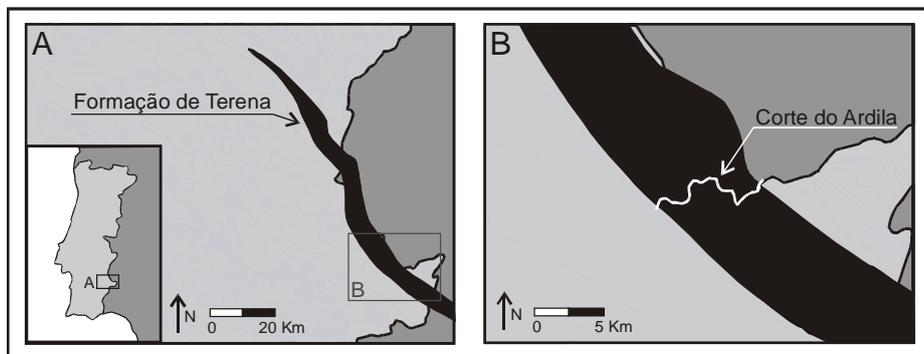


Figura 1. Representação da localização da Formação de Terena e do Corte do Ardila.

Descrição do Perfil

A Formação de Terena é constituída por fácies turbidíticas com bancadas de espessura que variam entre milimétricas a métricas de sedimentos quartzo-argilosos com granulometria variável (desde pelítica até conglomerática).

Este sector da Formação de Terena tem a estratificação (S_0) com orientação bastante homogénea (N50W), o que nos levou à construção de um perfil ao longo da direcção N40E (perpendicular a S_0). Após a correcção do pendor de S_0 de acordo com a direcção N40E (nos sectores em que a direcção da estratificação não era exactamente N50W), estes foram projectados ao longo do plano de corte, juntamente com informações de campo como polaridade sedimentar, dobras secundárias, etc., possibilitando assim a interpretação geométrica da Formação de Terena ao longo desta direcção (Figura 2).

Observa-se na Figura 2 que o sinclinal é assimétrico, com cerca de 4 km no flanco SW e 1 km no flanco NE. Esta assimetria é apoiada pelas polaridades sedimentares observadas no campo e pelos dados bioestratigráficos (Pereira et al., 1999). No flanco SW existem uma série de dobras secundárias com vergência para NE, algumas à escala do afloramento e outras a maior escala.

Verifica-se também que os níveis basais do flanco SW (próximo da Formação da Colorada) têm uma tendência para ser mais grosseiros (microconglomerados e grauvaques grosseiros), passando a xistos finos à medida que nos aproximamos da zona axial do sinclinal. Os níveis grosseiros inferiores não se observam no flanco NE.

Outro aspecto analisado foi a lineação de intersecção (L_1), entre S_0 e a única xistosidade visível nesta formação (S_1). De facto a xistosidade referida como S_1 neste trabalho corresponde a uma segunda xistosidade à escala regional (Ribeiro et al., 1979, 2007, Araújo, 1995), mas como este trabalho aborda um sector deformado apenas por uma fase dúctil posterior ao Devónico inferior, a única xistosidade presente é aqui designada por S_1 .

Do ponto de vista geométrico a lineação L_1 pode ser agrupada em quatro conjuntos principais (de SW para NE):

- A: L_1 com pendores elevados para SE;
- B: L_1 com pendores moderados e ligeira tendência para NW;
- C: L_1 subhorizontal;
- D: L_1 com pendores moderados para NW.

Discussão dos dados

A marcada assimetria deste sinclinal é explicada pela inexistência das formações mais antigas (Lockhoviano e por vezes Praguiano) no flanco NE (Pereira et al., 1999). Numa primeira abordagem esta ausência pode ter uma explicação sedimentar (não deposição destes sedimentos) ou estrutural (existência de uma falha que suprime a parte basal da Formação de Terena no flanco NE).

Não se tendo observado acidentes que permitissem explicar a diferença de espessura entre os dois flancos, a geometria geral do Sinclinal de Terena parece ser o resultado do dobramento de uma série sedimentar que originalmente apresentava uma tendência para se tornar progressivamente mais condensada (ou incompleta, por lacuna sedimentar) em direcção a NE. Esta interpretação parece ser igualmente apoiada por dados bioestratigráficos (Pereira et al., 1999, Piçarra, 2000).

A variação de orientação do L_1 ao longo do perfil é explicada pela sobreposição de S_1 a um fosso contemporâneo da deposição do Flysch de Terena, originalmente alongado segundo uma direcção mais próxima de N-S, o qual terá condicionado a génese do sinclinal de primeira ordem, explicando assim a orientação anómala desta macroestrutura à escala de toda a ZOM (Araújo e Rocha, 2007). Tanto no flanco NE como no SW, S_0 tem uma direcção média de N50W. Visto o S_1 ser essencialmente subvertical, L_1 ao pender para SE quando intersecta S_0 no flanco SW (que pende para NE, Figura 2A), e inversamente a pender para

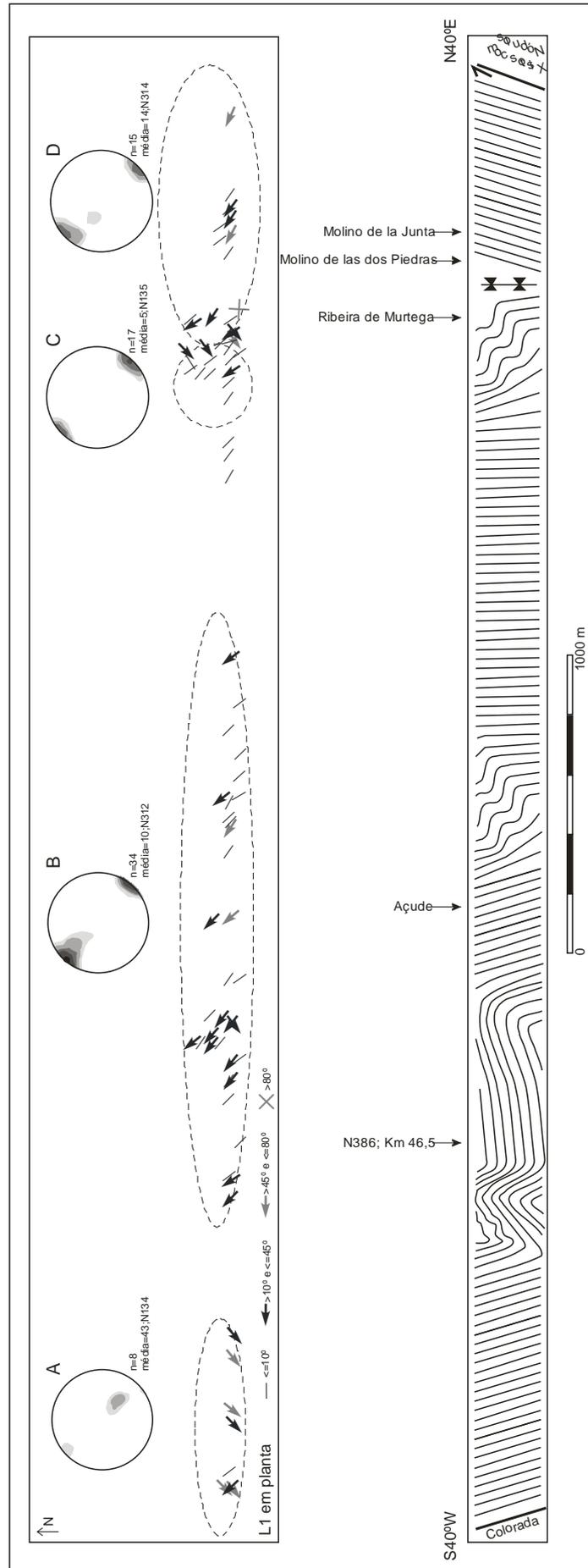
NW no flanco NE (Figura 2D), mostra que S_1 está ligeiramente rodado no sentido anti-horário, relativamente à orientação geral desta macroestrutura.

A grande dispersão dos pendores de L_1 na região central do corte é explicada pela existência de dobras de segunda ordem que afectam S_0 . É de notar que apesar da variação do pendor, a direcção do L_1 é extremamente constante o que geometricamente indica que o plano subvertical (S_1) mantém-se constante enquanto que o S_0 tem um pendor variável (dobras secundárias).

Os dobramentos mesoscópicos observados neste sector mostram pontualmente dobras com transecção esquerda (eixos de direcção mais próxima de E-W quando comparados com a direcção de S_1). Esta geometria é contrária à transecção direita deduzida à escala cartográfica para o sinclinal de primeira ordem (condicionado por um fosso sedimentar) e está de acordo com os mecanismos de transpressão esquerda descritos em vários trabalhos e que actuaram à escala de todo o Maciço Ibérico (Ribeiro et al., 1979, 2007; Silva et al., 1990 e Araújo, 1995).

Agradecimentos

Os autores agradecem os apoios da Fundação para a Ciência e Tecnologia através da bolsa SFRH/BD/28634/2006 e do financiamento plurianual do Centro de Geofísica de Évora.



Referências

- 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. PhD Thesis, Univ. Évora, 200 pp.
- Araújo A., Rocha R. (2007). Transected Folds with opposite patterns in Terena Formation (Ossa Morena Zone, South Portugal). *Géologie de la France*, nº2. *Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view on orogenic research*. BRGM, p.58.
- Borrego J., Araújo A., Fonseca P. (2005). A geotransverse trough the south and central sectors of the Ossa-Morena Zone in Portugal (Iberian Massif). *The Virtual Explorer e-journal*, 19.
- Pereira Z., Piçarra J.M., Oliveira J.T. (1999). Lower Devonian palynomorphs from the Barrancos regios, Ossa Morena Zone, Portugal. *Bol. Soc. Paleont. Italiana* 38(2-3), p. 239-245.
- Piçarra J.M. (2000). Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. *Litoestratigrafia e Bioestratigrafia do intervalo Câmbrico Médio?- Devónico Inferior*. PhD Thesis, Univ. Évora, 268 p.
- Ribeiro A., Antunes M.T., Ferreira M.P., Rocha R.B., Soares A F., Zbyszewski G., Moitinho De Almeida F., Carvalho D., Monteiro J.H. (1979). *Introduction à la Geologie generale du Portugal*. Serviços Geológicos Portugal, 114 pp.
- Ribeiro A., Munhá J., Dias R., Mateus A., Pereira E., Ribeiro L., Fonseca P., Araújo A., Oliveira T., Romão J., Chaminé H., Coke C., Pedro J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26.
- Silva J.B., Oliveira J.T., Ribeiro A. (1990). South Portuguese Zone: Structural Outline. In: Dallmeyer R.D., Martinez Garcia E. (Eds) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, p. 348-362.

ANEXO 4

ESTAMPAS DOS MIOSPOROS

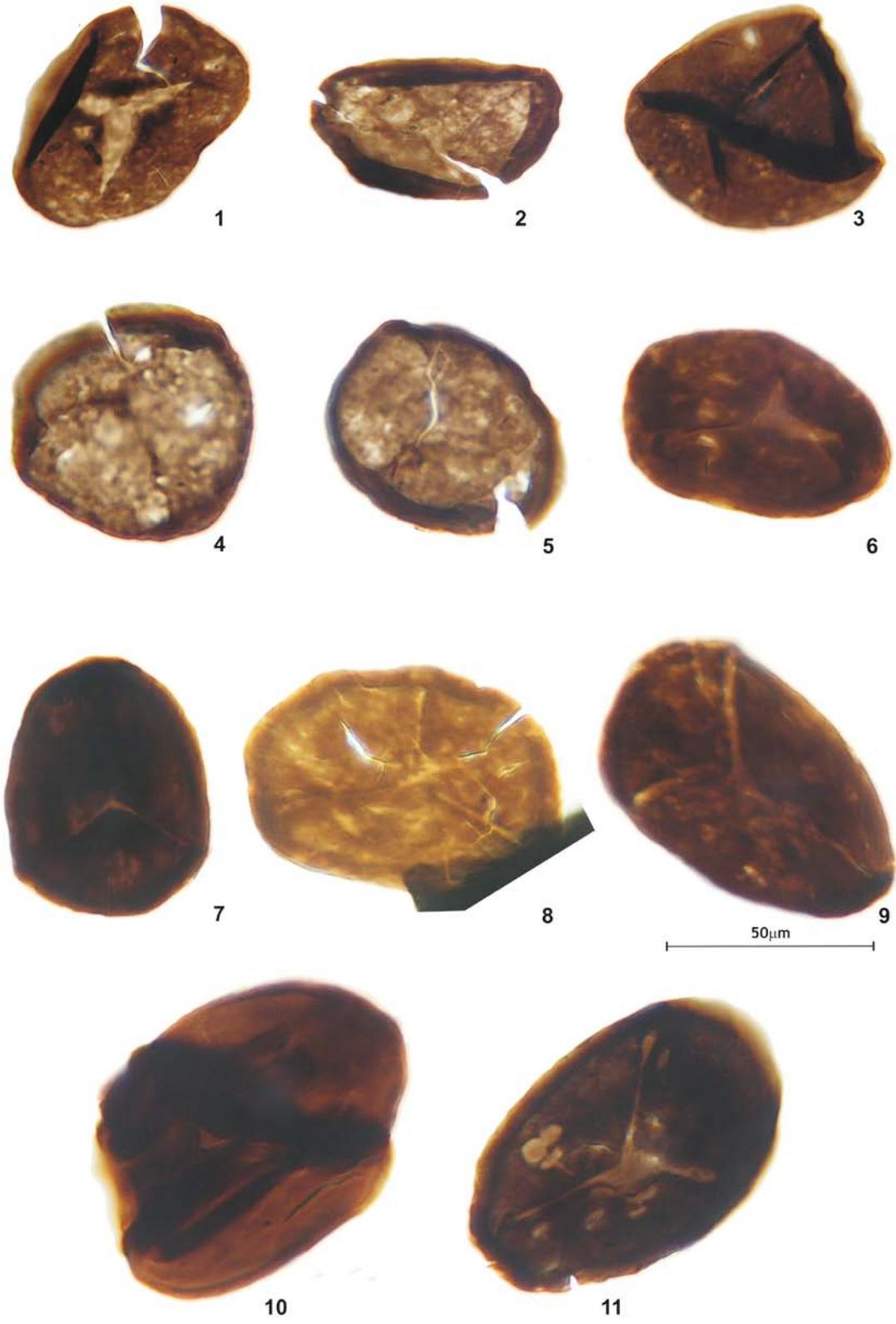
ESTAMPAS DOS MIOSPOROS

Cada espécimen está referenciado por formação, número da amostra, número lâmina e respectivas coordenadas de microscópio.

Todas as amostras, resíduos e lâminas, encontram-se arquivadas na Unidade de Geologia e Cartografia Geológica do Laboratório de Geologia e Minas do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) em S. Mamede Infesta.

ESTAMPA 1

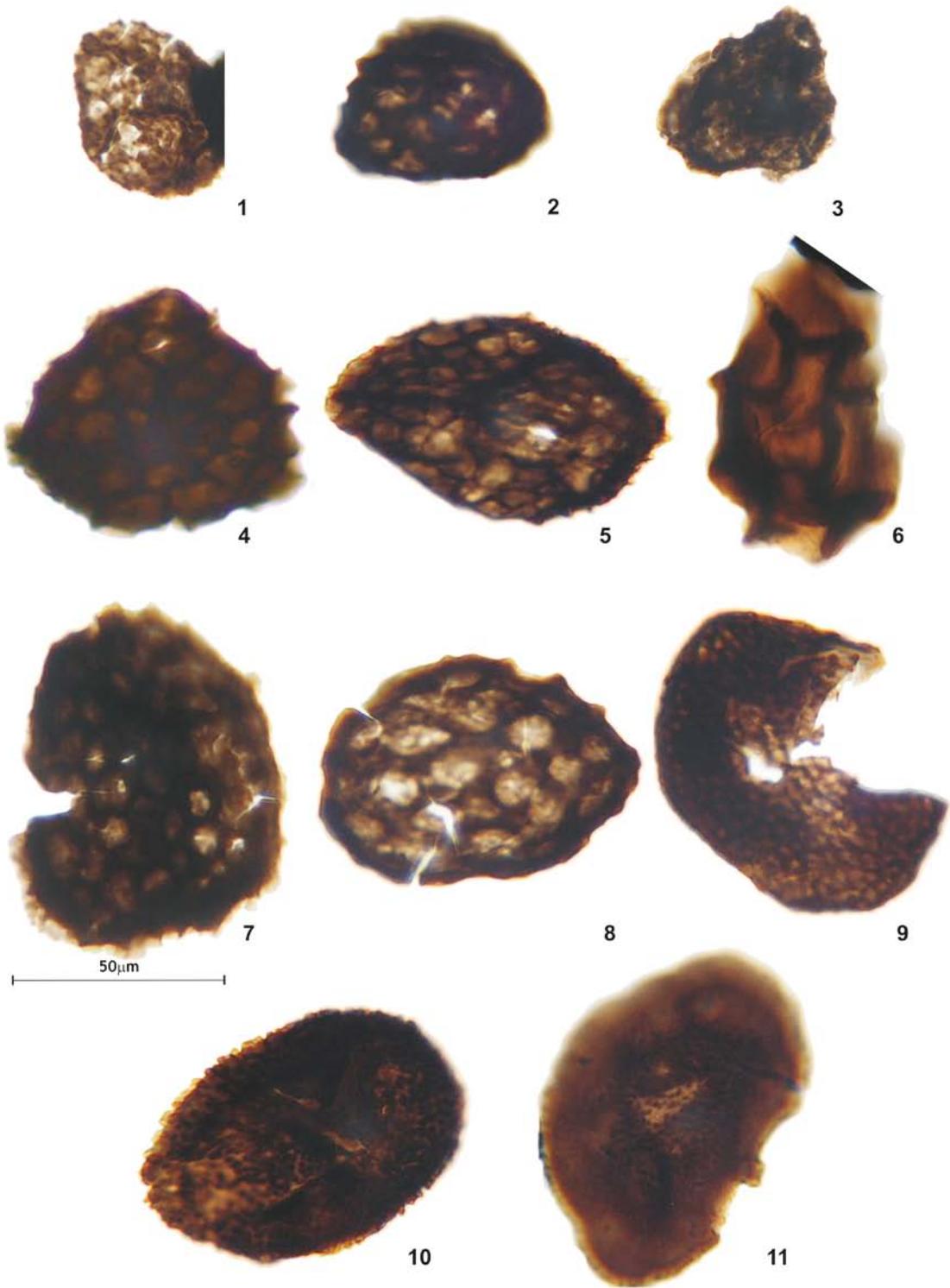
1. *Punctatisporites* sp., Fm. Terena, amostra 202, lâmina 1, ref 1235-65.
2. *Retusotriletes* sp., Fm. Terena, amostra 202, lâmina 1, ref 1245-175.
3. *Retusotriletes* sp., Fm. Terena, amostra 218, lâmina 2, ref 1412-135.
4. *Retusotriletes warrigtonii* Richardson & Lister, 1969, Fm. Terena, amostra 202, lâmina 2, ref 1175-125.
5. *Retusotriletes warrigtonii* Richardson & Lister, 1969, Fm. Terena, amostra 202, lâmina 2, ref 1025-56.
6. *Retusotriletes warrigtonii* Richardson & Lister, 1969, Fm. Terena, amostra 218, lâmina 2, ref 1415-135.
7. *Ambitisporites* sp., Fm. Terena, amostra 218, 1,1385-90.
8. *Ambitisporites avitus* Hoffmeister, 1959, Fm. Terena, amostra 218, 1,1345-130.
9. *Ambitisporites* sp., Fm. Terena, amostra 218, 1,1200-180.
10. *Tetraedraletes medianensis* Strother & Traverse, 1979 emend. Wellman & Richardson, 1993, Fm. Terena, amostra 218, 1,1240-175.
11. *Ambitisporites* sp., Fm. Terena, amostra 218, 2,1395-85. Espécimen piritizado.



Estampa 1

ESTAMPA 2

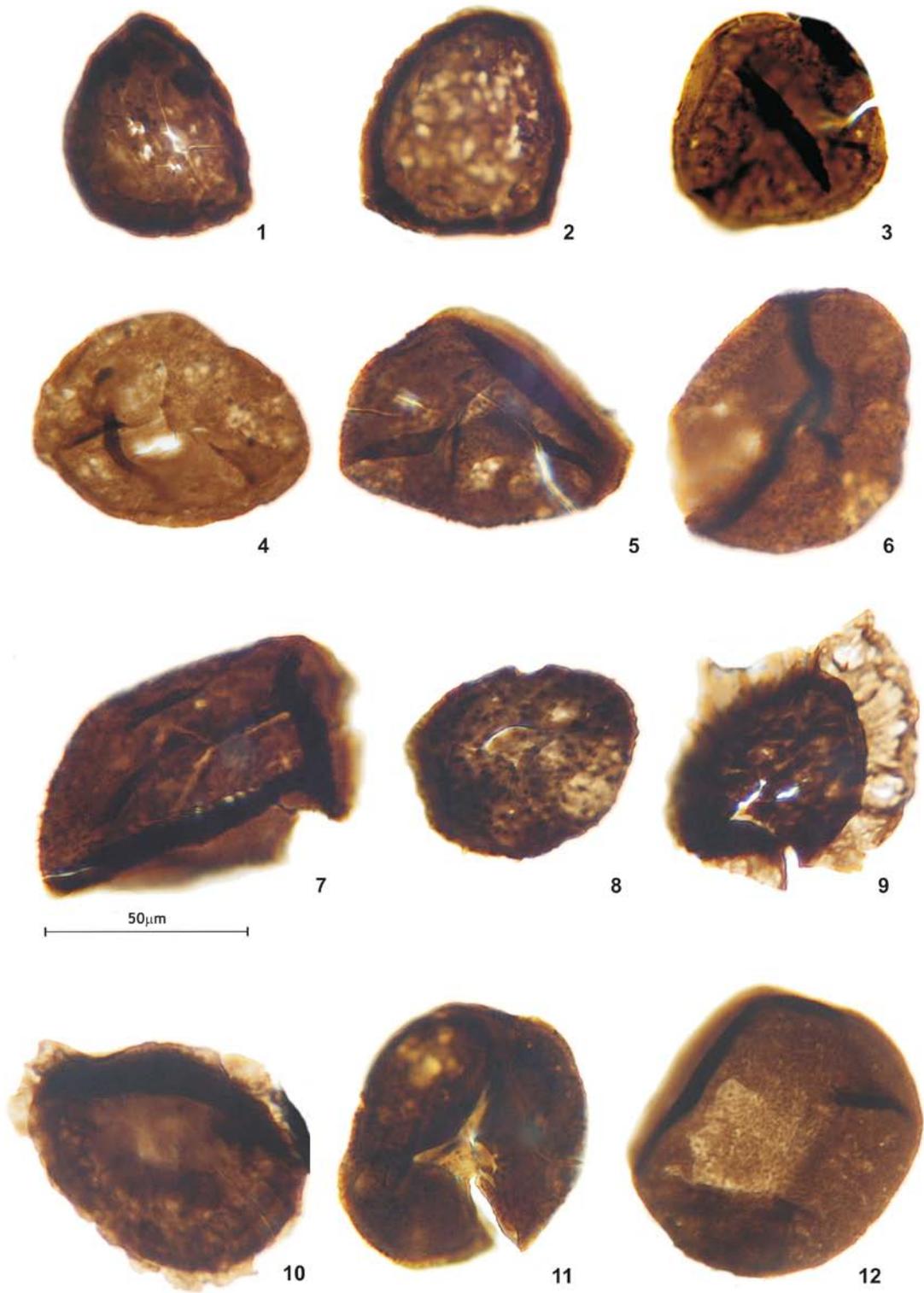
1. *Archaeozonotriletes chulus* (Cramer) Richardson & Lister, 1969, Fm. Terena, amostra 196, lâmina 1, ref 1045-165.
2. *Archaeozonotriletes chulus* (Cramer) Richardson & Lister, 1969, Fm. Terena, amostra 202, lâmina 2, ref 1442-15.
3. *Emphanisporites micromatus* Richardson & Lister, 1969, Fm. Terena, amostra 026, lâmina 2, ref 1315-115.
4. *Apiculiretusispora brandtii* Streel 1967, Fm. Terena, amostra 202, lâmina 1, ref 1235-15.
5. *Apiculiretusispora cf. brandtii* Streel 1967, Fm. Terena, amostra 202, lâmina 1, ref 1065-185.
6. *Apiculiretusispora plicata* (Allen) Streel 1967, Fm. Terena, amostra 202, lâmina 2, ref 1315-35.
7. *Apiculiretusispora arenorugosa?* McGregor, 1973, Fm. Terena, amostra 215, 1,1115-190.
8. *Apiculiretusispora* sp., Fm. Terena, amostra 196, 2,1225-30.
9. *Captozonotriletes caperatus* McGregor, 1973, Fm. Terena, amostra 202, 1,1280-120.
- 10 *Captozonotriletes caperatus* McGregor, 1973, Fm. Terena, amostra 218, 2, 1170-125.
11. *Dibolisporites* sp., Fm. Terena, amostra 202, 2,1295-75.
12. *Dibolisporites* sp., Fm. Terena, amostra 215, 1,1180-195.



Estampa 2

ESTAMPA 3

1. *Synorisporites* sp., Fm. Terena, amostra 206, lâmina 1, ref 1320-165.
2. *Cymbosporites* sp., Fm. Terena, amostra 215, lâmina 1, ref 1180-190.
3. *Camarozonotriletes* sp., Fm. Terena, amostra 215, lâmina 2, ref 1110-35.
4. *Dictyotriletes emsiensis* (Allen) McGregor, 1973, Fm. Terena, amostra 202, lâmina 2, ref 1175-125.
5. *Dictyotriletes emsiensis* (Allen) McGregor, 1973, Fm. Terena, amostra 202, lâmina 2, ref 1025-56.
6. *Dictyotriletes emsiensis* (Allen) McGregor, 1973, Fm. Terena, amostra 218, lâmina 2, ref 1440-160.
7. *Dictyotriletes subgranifer* McGregor, 1973, Fm. Terena, amostra 215, 1,1385-90.
8. *Dictyotriletes subgranifer* McGregor, 1973, Fm. Terena, amostra 215, 1,1345-130.
9. *Dictyotriletes canadensis* McGregor, 1973, Fm. Terena, amostra 215, 2,1450-75.
10. *Verrucosisporites polygonalis* Lanninger, 1968, Fm. Terena, amostra 202, 1,1210-165.
11. *Verrucosisporites polygonalis* Lanninger, 1968, Fm. Terena, amostra 203, 2,1225-85.



Estampa 3

ANEXO 5

CD-ROM

CD-ROM

Este CD-ROM contém uma versão *read-only* do Sistema de Informação Geográfica elaborado neste presente trabalho para o armazenamento, tratamento e análise da informação (SigTerena.pmf), assim como um software de distribuição gratuita que permite a leitura dos referidos ficheiros (ArcReader.zip). Também foi incluída neste CD-ROM uma versão em *Portable Document Format* (PDF) desta dissertação (Rocha2011.pdf).

