



Universidade de Évora
Departamento de Geociências

**EVOLUÇÃO TECTONOMETAMÓRFICA E MAGMÁTICA DO
SECTOR SETENTRIONAL DO ALTO ATLAS OCIDENTAL
(MARROCOS) NO CONTEXTO DO VARISCO
IBERO-MARROQUINO**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA PARA OBTENÇÃO DO GRAU
DE DOUTOR EM GEOLOGIA**

Mohamed Hadani

ORIENTADORES CIENTÍFICOS:

Professor Doutor Rui Manuel Soares Dias
Departamento de Geociências da Univ. de Évora

Professora Doutora Maria do Rosário Azevedo
Departamento de Geociências da Univ. de Aveiro

ÉVORA 2009



Universidade de Évora
Departamento de Geociências

**Evolução Tectonometamórfica e Magmática do
Sector Setentrional do Alto Atlas Ocidental
(Marrocos) no Contexto do Varisco
Ibero-Marroquino**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA PARA OBTENÇÃO DO GRAU
DE DOUTOR EM GEOLOGIA



Mohamed Hadani

140314

ORIENTADORES CIENTÍFICOS:

Professor Doutor Rui Manuel Soares Dias
Departamento de Geociências da Univ. de Évora

Professora Doutora Maria do Rosário Azevedo
Departamento de Geociências da Univ. de Aveiro

ÉVORA 2009

O júri

Presidente

Professor Doutor Paulo Miguel Torres Duarte Quaresma
Director da Escola de Ciências e Tecnologia, por delegação.

Vogais

Professor Doutor António Augusto Ramos Ribeiro
Professor Catedrático Aposentado da Faculdade de Ciências
da Universidade de Lisboa.

Professora Doutora Maria Luísa Paiva de Carvalho Duarte
Investigadora Principal do Laboratório Nacional de Energia e
Geologia, I.P.

Professor Doutor Carlos Jorge Madeira Coke
Professor Auxiliar da Escola de Ciências da Vida e do
Ambiente da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.

Professor Doutor António Alexandre Ventura Araújo
Professor Associado da Universidade de Évora.

Professor Doutor Rui Manuel Soares Dias
Professor Associado Com Agregação da Universidade de
Évora.

Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas Almeida Azevedo
Professora Auxiliar da Universidade de Aveiro.

Arguições principais ficaram a cargo de:

Professor Doutor António Augusto Ramos Ribeiro
Professora Doutora Maria Luísa Paiva de Carvalho Duarte

Se a montanha não vai a Maomé...



NOTA PRÉVIA

O presente trabalho, orientado pelo Professor Doutor Rui Manuel Soares Dias (Universidade de Évora) e co-orientado pela Professora Doutora Maria do Rosário Azevedo (Universidade de Aveiro), foi proposto pelo Professor Doutor Rui Dias, com o intuito de, por um lado dar uma continuação lógica aos trabalhos de cartografia geológica realizados no sector de Adassil (Alto Atlas ocidental, Marrocos) (Hadani, 2003) e, por outro alargar estes trabalhos a outras áreas do Varisco marroquino. Pretendeu-se ainda resolver alguns dos problemas relacionados com a correlação da cadeia Varisca entre a Ibéria e o Norte de África, que ainda hoje constitui um dos grandes problemas geológicos.

Mohamed Hadani beneficiou de uma bolsa de doutoramento SFRH/BD/19002/2004, da Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), Lisboa. O financiamento dos trabalhos desta tese teve início em Fevereiro de 2005.

Durante a realização desta tese beneficiou ainda de apoios pontuais dos projectos:

- CHRONTECT (POCTI/CTE, GIN/60043/2004) - principalmente a nível da geologia isotópica;
- FRIDS (POCTI/CTA/48595/2002) - importante para a compreensão da cinemática das fases tardivariscas;
- COOPERAÇÃO CNRST MARROCOS/GRICES PORTUGAL - principalmente a nível da compreensão de alguns aspectos da Geologia Varisca de Marrocos:
 - IBMAVAR- 652/04;
 - MINVAR- 653/04;
 - CISALHAMENTOS DIREITOS: DE TAN-TAN À IBÉRIA.

AGRADECIMENTOS

A realização dos trabalhos de investigação que conduziram à conclusão desta dissertação de doutoramento, apenas foi possível com o contributo de um vasto número de pessoas e instituições, às quais quero aqui deixar expresso o meu sincero agradecimento.

Gostaria de começar por agradecer o apoio financeiro concedido pela Fundação para a Ciência e Tecnologia, sem o qual a realização de todo este trabalho teria sido impossível.

Agradeço também o apoio financeiro parcialmente concedido pelo Centro de Geofísica da Universidade de Évora.

Ao Departamento de Geociências e ao Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro gostaria de agradecer a possibilidade que me deram de poder aceder livremente às instalações laboratoriais e também por todas as condições que sempre me proporcionaram para poder desenvolver o meu trabalho.

Aos meus orientadores, gostaria de deixar um agradecimento muito especial pela forma como me incentivaram e apoiaram nos momentos mais difíceis, bem como pela dedicação e entusiasmo que sempre demonstraram durante o desenvolvimento do trabalho. Não posso esquecer nem deixar de agradecer todas as correcções que fizeram, permitindo-me assim desenvolver os conhecimentos na língua portuguesa e crescer muito cientificamente.

Ao Professor Doutor Rui Dias pela sugestão deste tema, a orientação, o profissionalismo e o encorajamento em todas as etapas do trabalho.

À Professora Doutora Maria do Rosário, pela sua disponibilidade e atenção ao orientar este trabalho, pela paciência e pela forma didáctica com que sempre me brindou nas diferentes etapas do mesmo.

Ao Professor Doutor António Ribeiro pelos sábios comentários efectuados durante as campanhas de campo.

À Professora Doutora Beatriz Valle Aguado pelos comentários e sugestões efectuados durante o estudo microtectónico realizado no departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

Ao Professor Doutor Luís Pinheiro, pela amizade e apoio logístico com que sempre me contemplou durante minhas estadias em Aveiro.

À Doutora Isabel Leal Machado, pela sua amizade e pelo apoio constante durante a minha longa estadia no Pólo de Estremoz da Universidade de Évora.

Ao Professor Ahmed Elgouti, presidente do Departamento de Geologia da Faculdade das Ciências de Semlalia de Marrakech, pela autorização de acesso ao Laboratório das Lâminas do departamento. Ao Dr. Omar Acharfi pelo seu apoio no laboratório, bem como aos funcionários da biblioteca que permitiram a consulta de diversos documentos importantes para a realização do trabalho.

Ao Professor Abdelmjid Rahimi e Professor Abdelfettah Tahiri pela ajuda burocrática na obtenção da autorização de acesso para que pudesse efectuar os trabalhos de campo em Marrocos. E um agradecimento também às autoridades centrais e locais pela autorização à realização dos mesmos.

Os meus agradecimentos vão também aos professores Hmidou El Ouardi (Université Moulay Ismail, Meknes), Hassan Ouanaïmi (INES, Marrakech) e Nasser Ennih (Université Chouaib Doukkali, El Jadida).

À Eng^a. Sara Ribeiro do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro, pela grande ajuda que me prestou durante a obtenção dos dados isotópicos.

Quero agradecer à Sofia Leite por todo o apoio dado nos primeiros trabalhos laboratoriais que efectuei na Universidade de Aveiro, bem como à Sara pela sua preciosa ajuda no processo de separação de minerais realizado na Universidade de Coimbra.

À Eng^a. Sandra e ao Eng^o. Jorge da Universidade de Évora e à D. Manuela da Universidade de Aveiro pela execução das lâminas delgadas e polidas.

À D. Graça Marques da Universidade de Aveiro pelo apoio na impressão da tese.

Aos funcionários do Pólo de Estremoz não posso esquecer de deixar nota de agradecimento por toda a ajuda dada, tanto logística como moral.

Aos colegas e amigos da Universidade de Évora e de Aveiro, Pedro, Caterina, Mafalda, Ana, Reglah, Martha, Paulo, Rachid e Othman, entre outros, que de uma forma ou outra também contribuíram para este trabalho, tanto ao nível científico como com a partilha de experiências e vivências.

Um agradecimento imenso às inúmeras famílias que me acolheram durante o tempo em que estive a efectuar os trabalhos de campo nas regiões de Adassil, Addouz, Al Medinat e Bou Zouga.

Uma palavra de reconhecimento à família Silva pela forma como sempre me recebeu e apoiou e sobretudo à Fernanda, pela sua amizade sincera, por toda a ajuda dada nas horas mais difíceis e especialmente pela sua presença sempre constante ao longo de toda a evolução deste trabalho.

Gostaria de expressar as minhas desculpas e a meu reconhecimento a todos os que de algum modo contribuíram para a elaboração deste trabalho e que não tenham sido citados.

Finalmente, deixo aqui uma palavra de gratidão para com a minha família, que apesar de se encontrar a uma grande distância, nunca em momento algum deixou de me incentivar e de me dar forças para continuar e desse modo atingir os objectivos a que me propus.

ÍNDICE

<i>NOTA PRÉVIA</i>	<i>i</i>
<i>AGRADECIMENTOS</i>	<i>iii</i>
<i>ÍNDICE</i>	<i>v</i>
<i>LISTA DE FIGURAS</i>	<i>ix</i>
<i>LISTA DE TABELAS</i>	<i>xxiii</i>
<i>RESUMO</i>	<i>xxv</i>
<i>ABSTRACT</i>	<i>xxvii</i>
I- PROBLEMAS, OBJECTIVOS E METODOLOGIAS DO TRABALHO	3
I.1- Introdução.....	3
I.2- Enquadramento regional da área de estudo.....	4
I.3- Objectivos.....	4
I.4- Metodologias usadas.....	5
I.4.1- Bases cartográficas usadas.....	5
I.4.2- Recolha de dados.....	5
I.4.3- Trabalhos de laboratório.....	6
II- ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	11
II.1- A cadeia Varisca de Marrocos.....	11
II.1.1- O conceito dos domínios estruturais.....	13
II.1.1.1- Domínio sahariano.....	14
II.1.1.2- Domínio mesetiano.....	15
II.1.2- O conceito das zonas estruturais.....	15
II.1.3- Principais granítóides variscos.....	16
II.1.4- Génese e evolução da cadeia Varisca em Marrocos.....	18
II.1.4.1- Os episódios distensivos do ciclo Varisco.....	18
II.1.4.2- Os episódios da deformação eovarисca (Devónico terminal).....	21
II.1.4.3- Os episódios da deformação varisca.....	22
II.1.4.4- Os episódios da deformação tardia pós-varisca.....	23
II.2- O Alto Atlas occidental.....	24
II.2.1- Introdução.....	24
II.2.2- Litoestratigrafia.....	25
II.2.3- Estrutura.....	28
III- LITOESTRATIGRAFIA	31
III.1- Introdução.....	31
III.2- Principais trabalhos anteriores.....	31
III.3- Descrição das principais formações nos sectores estudados.....	33
III.3.1- Sector de Adassil.....	34
III.3.2- Sector de Al Medinat.....	34
III.3.3- Sector de Addouz.....	35
III.3.4- Sector de Bou Zouga.....	35
III.3.5- Sector de Azegour.....	35
III.4- Correlação litoestratigráfica nos sectores estudados.....	35
IV- O SECTOR DE ADASSIL	39
IV.1- Apresentação.....	39
IV.2- Estrutura.....	40
IV.2.1- Primeira fase de deformação varisca (D_1)	42
IV.2.1.1- A estratificação (S_0)	42
IV.2.1.2- A xistosidade (S_1)	46

Sul do falha de Al Medinat (F.M).....	46
Norte da falha de Al Medinat.....	49
IV.2.1.3- A lineação de estiramento (X_1)	50
IV.2.1.4- A lineação da intersecção (L_1)	54
IV.2.2- Segunda fase de deformação varisca (D_2)	54
IV.2.3- Terceira fase de deformação varisca (D_3)	56
IV.2.4- Deformação alpina.....	58
IV.2.5- Conclusão.....	59
IV.3- Metamorfismo regional.....	62
IV.3.1- Metapelitos.....	64
Zonas da Clorite e da Biotite.....	64
Zona da Granada.....	65
Zona da Estaurolite.....	68
Zona de Siliimanite.....	69
IV.3.2- Metabasitos.....	70
IV.3.3- Rochas calcosilicatadas.....	73
IV.3.4- Conclusões.....	74
IV.4- O granito de Adassil.....	76
IV.4.1- Petrografia.....	76
IV.4.2- Geoquímica de rocha-total.....	80
IV.4.2.1- Classificações normativas e químico-mineralógicas.....	82
IV.4.2.2- Classificações químicas.....	84
IV.4.2.3- Diagramas de discriminação tectónica.....	86
IV.4.2.4- Variação geoquímica.....	87
IV.4.2.5- Diagramas de terras raras.....	90
IV.4.2.6- Diagramas multielementares.....	93
IV.4.2.7- Proveniência do granito de Adassil.....	94
IV.4.3- Geoquímica Isotópica.....	95
IV.4.3.1- Datações pelo método Rb-Sr.....	96
IV.4.3.2- Geoquímica isotópica Sr-Nd e idades modelo.....	96
IV.4.3.3- Datações U-Pb pelo método Rb-Sr.....	98
V- O SECTOR DE ADDOUZ.....	103
V.1- Apresentação.....	103
V.2- Estrutura.....	104
V.2.1- Primeira fase de deformação varisca (D_1)	104
V.2.1.1- A estratificação (S_0)	106
V.2.1.2- A xistosidade (S_1)	107
V.2.1.3- A lineação de estiramento (X_1)	108
V.2.1.4- A lineação da intersecção (L_1)	110
V.2.2- Segunda fase de deformação varisca (D_2)	110
V.2.3- Terceira fase de deformação varisca (D_3)	112
V.2.4- Deformação alpina.....	113
V.2.5- Conclusão.....	113
V.3- Metamorfismo regional.....	115
V.3.1- Filádios da zona da biotite.....	116
V.3.2- Micaxistos com estaurolite.....	117
VI- O SECTOR DE AL MEDINAT.....	121
VI.1- Apresentação.....	121
VI.2- Estrutura.....	122
VI.2.1- Introdução.....	122

VI.2.2- A primeira fase de deformação varisca (D_1)	124
VI.2.2.1- A estratificação (S_0)	124
VI.2.2.2- A xistosidade (S_1)	127
VI.2.2.3- A lineação de estiramento (X_1)	129
VI.2.2.4- A lineação de intersecção (L_1)	131
VI.2.3- Deformação alpina.....	133
VI.2.4- Conclusões.....	134
VI.3- Metamorfismo.....	135
VI.3.1- Metamorfismo regional.....	136
VI.3.2- Metamorfismo de contacto.....	138
VI.4- O Tonalito de Al Medinat.....	139
VI.4.1- Petrografia.....	139
VI.4.2- Geoquímica de rocha-total.....	142
VI.4.2.1- Classificações normativas e químico-mineralógicas.....	144
VI.4.2.2- Diagramas de discriminação tectónica.....	149
VI.4.2.3- Variação geoquímica.....	150
VI.4.2.4- Padrões de terras raras (TR)	150
VI.4.2.5- Diagramas multielementares normalizados.....	152
VI.4.3- Datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	153
VI.4.4- Geoquímica Isotópica Sr-Nd.....	156
VII- O SECTOR DE BOU ZOUGA.....	161
VII.1- Apresentação.....	161
VII.2- Estrutura.....	162
VII.2.1- Primeira fase de deformação (D_1)	164
VII.2.1.1- A estratificação (S_0)	164
VII.2.1.2- A xistosidade (S_1)	168
VII.2.1.3- A lineação de estiramento (X_1)	168
VII.2.1.4- A lineação da intersecção ($L_1 = S_1 \wedge S_0$)	171
VII.2.2- Segunda fase de deformação varisca (D_2)	171
VII.2.3- Conclusões.....	173
VII.3- Metamorfismo regional.....	174
Zona da biotite.....	176
Zona da granada.....	177
VII.4- O Tonalito biotítico de Bou Zouga.....	179
VII.4.1- Petrografia.....	179
VII.4.2- Geoquímica de rocha-total.....	181
VII.4.2.1- Classificações químico-mineralógicas.....	181
VII.4.2.2- Padrões de terras raras (TR)	184
VII.4.2.3- Diagramas multielementares normalizados.....	185
VII.4.2.4- Diagramas de discriminação tectónica.....	186
VIII- O SECTOR DE AZEGOUR.....	191
VIII.1- Apresentação.....	191
VIII.2- Estrutura.....	192
VIII.3- O granito de Azegour.....	194
VIII.3.1- Petrografia.....	195
VIII.3.2- Geoquímica de rocha-total.....	197
VIII.3.2.1- Classificações normativas e químico-mineralógicas.....	197
VIII.3.2.2- Diagramas de discriminação tectónica.....	204
VIII.3.2.3- Diagramas de terras raras.....	205
VIII.3.2.4- Diagramas multielementares.....	207
VIII.3.3- Geologia Isotópica.....	208
VIII.3.3.1- Datações pelo método Rb-Sr.....	209

VIII.3.3.2- Geoquímica isotópica Sr-Nd e idades modelo.....	210
IX- EVOLUÇÃO GEODINÂMICA.....	215
IX.1- Introdução.....	215
IX.2- Episódios tectonometamórficos nas regiões estudadas.....	215
IX.2.1- Sector de Addouz-Adassil-Anamrou ($D_{1a}+D_{1b}+D_3$).....	217
IX.2.2- Sector de Bou Zouga ($D_{1a}+D_2$).....	218
IX.2.3- Sector de Azegour ($D_{1a}+D_3$).....	219
IX.3- Modelo petrogenético.....	219
IX.3.1- Introdução.....	219
IX.3.2- Petrogénese dos granitóides do domínio setentrional do Alto Atlas occidental.....	221
IX.4- A falha de Al Medinat	225
IX.4.1- Introdução.....	225
IX.4.2- Instalação de granitóides sin- D_{1b} : O granito de Adassil.....	227
IX.4.3- Instalação de granitóides tardi- D_{1b} : O tonalito de Al Medinat.....	227
IX.4.4- Evolução geodinâmica da falha de Al Medinat.....	228
X- ENSAIOS DE CORRELAÇÃO ENTRE OS SEGMENTOS MARROQUINO E IBÉRICO DO ORÓGENO VARISCO.....	233
X.1- Enquadramento geral.....	233
X.1.1- Sul da zona da falha Sul Atlásica.....	233
X.1.2- Norte da zona da falha Sul Atlásica.....	233
X.2- Modelo proposto para correlação dos segmentos variscos no contexto Ibero-Marroquino.....	239
X.2.1- As fases colisionais do ciclo Varisco.....	239
i. A zona de cisalhamento da Meseta ocidental (ZCMO).....	240
ii. A zona de cisalhamento de Tizi-n'Test (ZCTT).....	242
iii. A zona de cisalhamento de Adassil-Addouz-Anamrou.....	243
X.2.2- Deformação tardivarísca no segmento Ibero-Marroquino.....	244
i. Na Ibéria (Portugal).....	245
ii. Em Marrocos.....	247
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	253

LISTA DE FIGURAS**CAPÍTULO I**

- Figura I.1- Bloco diagrama que mostra o procedimento relativo à orientação das lâminas delgadas efectuadas nos metassedimentos do encaixante do granito; (P) plano do corte perpendicular à foliação principal (S_1) e paralelo ao estiramento X_1 . 3

CAPÍTULO II

- Figura II.1- Disposição em Y dos orógenos em torno do Atlântico Norte (Ribeiro *et al.*, 1979). 11
- Figura II.2- Reconstituição Paleozóica desde o Ordovícico médio (465 Ma) até ao final do Carbónico (340 Ma), mostrando as microplacas Armorica e Avalonia. (segundo Matte; 2001). 12
- Figura II.3- Subdivisões estruturais do Norte de África e localização dos terrenos Paleozóicos (Segundo Hoepffner *et al.*, 2005). 13
- Figura II.4- Os grandes domínios geológicos de Marrocos (in: Piqué, 1994). 14
- Figura II.5- Contexto regional do Anti Atlas no bordo do Cratão Oeste Africano (Ennih & Liégeois, 2001). 15
- Figura II.6- Mapa das zonas estruturais em Marrocos (Piqué, 1994). 16
- Figura II.7- Localização das principais intrusões no domínio meseto-atlásico. 17
- Figura II.8- Uma das possíveis reconstruções do super-continente Rodínia, no final do Meso-Proterozoico (Carrigan, 2003). 18
- Figura II.9- Esquema simplificado proposto para a situação relativa da zona Oeste e centro-europeia (zona Ossa Morena, zona Saxo-Turingica e a cadeia Cadomiana da Norte Armorica) e do Norte de África (Anti Atlas, Alto Atlas e Meseta ocidental) durante o Ediacariano - Câmbico inferior (570-520 Ma) (in: Pereira *et al.*, 2006). 19
- Figura II.10- (A) Movimento relativo do escudo Tuareg durante a orogenia panafricana (Black *et al.*, 1994, modificado), (B) Modelo geodinâmico da bacia câmbica no Alto Atlas e na Meseta, durante o Neoproterozóico superior - Câmbico (El Archi *et al.*, 2004). 19
- Figura II.11- Graben (fase de rifting) do Câmbico médio na Meseta ocidental (segundo Bernardin *et al.*, 1988). 20
- Figura II.12- Modelo de abertura da bacia Câmbica na Meseta ocidental segundo El Attari *et al.*, 1997). 21
- Figura II.13- A Meseta ocidental localiza-se nas antigas bacias subsidentes, de idade viseana, limitada a Norte, Oeste e Sul por blocos submersos (segundo Lagarde, 1985). 22
- Figura II.14- Mapa das trajectórias da deformação pós-viseana na Meseta ocidental (Lagarde, 1985). Estas trajectórias mostram a existência de zonas de cisalhamento dúcteis organizadas em duas famílias distintas: ENE-WSW direitas e NNE-SSW esquerdas, ambas concordantes com a direcção de compressão máxima WNW-ESE a E-W. 23
- Figura II.15- Modelo de evolução da cadeia Varisca marroquina entre 370 Ma e 270 Ma (Lagarde, 1987) para os diferentes domínios. 23
- Figura II.16- Esboço estrutural do Alto Atlas ocidental, evidenciando a relação entre os principais acidentes, a trajectória de S_1 e de X_1 e as principais intrusões graníticas (adaptado de Cornée, 1987 & El Archi *et al.*, 2004). 25
- Figura II.17- Situação paleogeográfica do graben do Câmbico médio no Alto Atlas ocidental durante o Ordovícico inferior (Cornée *et al.*, 1987). 26
- Figura II.18- Coluna litoestratigráfica simplificada para o Alto Atlas ocidental (adaptado de El Archi *et al.*, 2004, sem escala). 27

CAPÍTULO III	31
Figura III.1- Coluna litoestratigráfica sintética na região de Wirgane (Eddif, 1998).	32
Figura III.2- Coluna litoestratigráfica ao longo do vale de Aghbar na parte oriental do maciço de Tichka (Jouhari et al., 2001).	32
Figura III.3- Ensaio de correlação litoestratigráfica entre as formações das regiões de Tichka ocidental (A: Jouhari et al., 2001), Wirgane oriental (B: Eddif, 1998) e a coluna sintética do Alto Atlas ocidental (C: Adaptado de El Archi et al., 2004).	33
Figura III.4- Ensaio de correlação litoestratigráfica entre as diferentes formações das regiões estudadas: Adassil (A), Al Medinat (B), Addouz (C), Bou Zouga (D) e Azegour (E).	36
CAPÍTULO IV	39
Figura IV.1- Localização e acessos ao sector de Adassil (adaptado de Alaoui M'hamed, 1966).	39
Figura IV.2- Enquadramento do sector de Adassil (B; fig. IV.3), no domínio setentrional do Alto Atlas ocidental (A). (Adaptado de Cornée, 1987; El Archi et al., 2004).	39
Figura IV.3- Mapa geológico simplificado da região de Adassil, mostrando as três principais formações litoestratigráficas.	41
Figura IV.4- Corte geológico simplificado na região de Adassil (ver figura IV.3 para localização).	42
Figura IV.5- Intercalação de níveis quartzíticos na formação ordovícica a Norte da falha de Al Medinat.	43
Figura IV.6- Granoselecção positiva num leito metavulcanoclástico fino a Sul da falha de Al Medinat.	43
Figura IV.7- Aspecto de uma dobra (D_1) com direcção NE-SW e vergência para Noroeste	43
Figura IV.8- Dobras centimétricas com flancos muito estirados no encaixante metapelítico do granito de Adassil.	43
Figura IV.9- Relação entre a estratificação e a xistosidade no flanco inverso de numa dobra mesoscópica (D_1).	44
Figura IV.10- Leito de anfibolito boudinado nos metassedimentos do encaixante Sul do granito de Adassil.	44
Figura IV.11- Atitude geral da estratificação na região de Adassil (ver a legenda na figura IV.3).	45
Figura IV.12- Atitude geral de S_1 na região de Adassil (ver a legenda na figura IV.3).	47
Figura IV.13- Atitude geral de S_1 no mapa de pormenor da região de Tawirt (localização na figura IV.12). F.M: falha de Al Medinat.	48
Figura IV.14- Diferenciação de leitos de micas e quartzo e estruturas C/S. A moscovite mostra um aspecto sigmoidal evidenciando uma cinemática esquerda (nicóis cruzados).	49
Figura IV.15- Porfiroblasto de granada rotacional evidenciando a componente de cisalhamento esquerda (nicóis cruzados).	49
Figura IV.16- Microfotografia nos metassedimentos do encaixante Sudoeste do granito, mostrando as relações geométricas entre a estratificação e a xistosidade (nicóis paralelas).	49
Figura IV.17- Relação geométrica entre a estratificação e a xistosidade na formação ordovícica sendo bem visível a componente de cisalhamento esquerda.	50

Figura IV.18- Leito de quartzito subparalelo à xistosidade nos xistas, num afloramento junto à falha de Al Medinat.	50
Figura IV.19- X ₁ apresentada pelo alongamento de anfíbolas nos metabasitos.	50
Figura IV.20- X ₁ marcada pelas sombras de pressão de estaurolite.	51
Figura IV.21- X ₁ definida pelo alongamento de micas e granadas nos metapelitos.	51
Figura IV.22- X ₁ constituída por clastos estirados nas rochas metavulcanoclásticas.	51
Figura IV.23- Atitude geral de X ₁ na região de Adassil (ver a legenda na figura IV.3).	52
Figura IV.24- Atitude geral de X ₁ no mapa de pormenor da região de Tawirt (localização na figura IV.23).	53
Figura IV.25- Estereograma de todos os dados de X ₁ no sector de Adassil.	53
Figura IV.26- Atitude geral de L ₁ na região de Adassil (ver a legenda na figura IV.3).	55
Figura IV.27- Estereograma de todos dados de L ₁ no sector de Adassil.	54
Figura IV.28- Crenulação N-S no encaixante metapelítico de bordo Sudoeste de granito (nicóis paralelos).	56
Figura IV.29- Crenulação na clorite nas sombras de pressão de granadas (nicóis paralelos).	56
Figura IV.30- Estereograma dos dados da L ₂ (S ₁ ^S ₂) no sector de Adassil.	56
Figura IV.31- Dobramentos centimétricos com eixos subverticais no encaixante metapelítico do bordo Sudoeste do granito.	57
Figura IV.32- Pormenor do contacto Sudoeste de granito de Adassil observando-se os rejeitos com cinemática esquerda do contacto.	57
Figura IV.33- Pormenor da área de Tawirt (região de Adassil) por imagem do satélite a partir de programa Google earth pro.	57
Figura IV.34- Brecha de falha na zona de contacto entre o granito e a formação ordovícica que se desenvolve a Norte do maciço intrusivo.	58
Figura IV.35- Bancada de calcário cretácico dobrada no contacto com a falha de Al Medinat.	58
Figura IV.36- Contacto entre a cobertura e o soco.	58
Figura IV.37- Zonamento da região de Adassil baseado na cinemática da primeira e mais importante fase de deformação varisca evidenciando os principais domínios estruturais individualizados no sector de Adassil (A, B e C).	60
Figura IV.38- Esquema da partição da deformação no interior do corredor de cisalhamento esquerdo de Adassil com a concentração da componente de cisalhamento simples no domínio C.	61
Figura IV.39- Modelo estrutural proposto para o sector estudado durante a primeira fase de deformação sin-xistosa em regime transpressivo esquerdo com fenómenos de partição da deformação. Trajectórias da deformação finita; 1. estiramento; 2. xistosidade.	61
Figura IV.40- Esquema explicativo da evolução estrutural que afectou o granito de Adassil.	62
Figura IV.41- Mapa esquemático do sector de Adassil mostrando a localização das amostras (A) e a distribuição das zonas de metamorfismo regional (B).	63
Figura IV.42- Crenulação da xistosidade S _{1a} em metapelitos da zona da biotite (nicóis cruzados).	65

Figura IV.43- Micaxistas da zona da granada com foliação S_{1b} bem marcada, conferida pela alternância de bandas ricas em filossilicatos com leitos granoblásticos (nicóis cruzados).	65
Figura IV.44- Porfiroblasto de granada rotacional com sombras de pressão preenchidas por quartzo (nicóis cruzados).	66
Figura IV.45- Porfiroblasto de granada que evidencia uma xistosidade interna S_{1a} , microdobrada e um crescimento sin-cinemático com a D_{1b} (nicóis paralelos).	66
Figura IV.46- Porfiroblastos de biotite com crescimento pré a sin-cinemático relativamente a S_{1b} na zona da granada (nicóis cruzados).	67
Figura IV.47- Porfiroblasto de clorítóide mostrando uma xistosidade interna S_{1a} , oblíqua à xistosidade externa (S_{1b}) da matriz (nicóis cruzados).	67
Figura IV.48- Micaxisto da zona de estaurolite mostrando uma xistosidade S_{1a} dobrada pelo D_{1b} . No canto superior esquerdo observa-se um porfiroblasto de estaurolite associado à dobra D_{1b} (nicóis paralelos).	68
Figura IV.49- Porfiroblasto de estaurolite rodeado pela S_{1b} em que é possível observar uma xistosidade interna S_{1a} , oblíqua à S_{1b} da matriz (nicóis paralelos).	68
Figura IV.50- Porfiroblasto de granada com inclusão de um pequeno cristal de estaurolite (nicóis cruzados).	69
Figura IV.51- Cristais da fibrolite nos micaxistas da zona de silimanite (nicóis paralelos).	70
Figura IV.52- Pequenos cristais de andaluzite na matriz de micaxistas da zona da silimanite (nicóis cruzados).	70
Figura IV.53- Porfiroblasto de andaluzite pseudomorfizado com pequenas inclusões de estaurolite nos micaxistas da zona de silimanite (nicóis paralelos).	70
Figura IV.54- Porfiroblasto de horneblenda em metabasito de baixo grau metamórfico (nicóis cruzados).	71
Figura IV.55- Na parte inferior da microfotografia observa-se um agregado granoblástico de quartzo e plagioclase (nicóis cruzados).	71
Figura IV.56- Porfiroclasto de plagioclase com bordos recristalizados (nicóis cruzados).	72
Figura IV.57- Cristais de epídoto e opacos na matriz dos metabasitos (nicóis cruzados).	72
Figura IV.58- Porfiroblasto de granada nos metabasitos da zona da granada (nicóis cruzados).	73
Figura IV.59- Nível granoblástico constituído de um agregado de quartzo milonitizado nos anfibolitos (nicóis cruzados).	73
Figura IV.60- Alternância de leitos ricos em calcite com níveis pelíticos de textura lepidogranoblástica em rochas calcosilicatadas (nicóis cruzados).	74
Figura IV.61- Síntese das relações blastese - deformação para as fácies metapelíticas da área em estudo.	74
Figura IV.62- Diagrama pressão - temperatura mostrando a provável evolução dos metapelitos da zona da silimanite durante a primeira fase de deformação varisca. Os campos de estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 foram extraídos de Plummer et al. (2003).	75
Figura IV.63- Mapa geológico simplificado da região de Adassil, mostrando a localização das amostras de granito e dos metassedimentos do encaixe sobre as quais incidiu o estudo geoquímico (localização e legenda na fig. IV.23).	76
Figura IV.64- Alinhamento de cristais de biotite segundo a foliação principal no granito de Adassil (nicóis paralelos).	77
Figura IV.65- Cristais de quartzo com contactos suturados e bandas da deformação (nicóis cruzados).	77

Figura IV.66- Cristal de plagioclase subédrico apresentando macia de Carlsbad e núcleo sericitizado (nicóis cruzados).	78
Figura IV.67- Cristal de plagioclase com macias polissintéticas flectidas pela deformação (nicóis cruzados).	78
Figura IV.68- Cristal de plagioclase envolvido pela foliação indicando cinemática transcorrente esquerda (nicóis cruzados).	78
Figura IV.69- Intercrescimentos mirmequíticos no contacto entre plagioclase e feldspato potássico (nicóis cruzados).	78
Figura IV.70- Agregado de cristais de biotite microdeformados e alterados para clorite (nicóis paralelos).	79
Figura IV.71- Cristal de moscovite com estrutura sigmoidal mica-fish mostrando uma cinemática cisalhante esquerda (nicóis cruzados).	79
Figura IV.72- Cristais de apatite, zircão e fibrolite incluídos em quartzo. (nicóis cruzados).	79
Figura IV.73- Cristal prismático de sillimanite parcialmente incluído em biotite e quartzo (nicóis paralelos).	79
Figura IV.74- Classificação do granito de Adassil no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979).	82
Figura IV.75- Classificação das amostras do granito de Adassil no diagrama QAP para as rochas plutónicas, segundo Le Bas & Streckeisen (1991).	83
Figura IV.76- Classificação das amostras de granitóide de Adassil usando os parâmetros R1-R2 de La Roche <i>et al.</i> (1980).	83
Figura IV.77- Projecção das amostras de granito de Adassil no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983; 1988).	84
Figura IV.78- Diagrama de variação A/CNK vs. SiO ₂ (Clarke, 1992) para as amostras do granito de Adassil.	85
Figura IV.79- Diagrama AFM (Miller, 1985) para as amostras do granito de Adassil, em que A = Al ₂ O ₃ -(CaO+K ₂ O+Na ₂ O), CaO representa a quantidade de CaO que resta depois da formação da apatite; F = FeO e M = MgO. PS- fortemente peraluminoso; PW- fracamente peraluminoso.	85
Figura IV.80- Projecção das amostras do granito do Adassil no esquema classificativo proposto por Frost <i>et al.</i> (2001), com sobreposição do espectro composicional dos granitóides de Lachlan Fold Belt, Austrália. A) FeO/(FeO+MgO) vs. SiO ₂ , B) MALI vs. SiO ₂ . Dados segundo Landenberger & Collins (1996) e AGSO (Australian Geological Survey Organization) base dados (http://www.agso.gov.au/geochemistry/rockchem/).	86
Figura IV.81- Projecção das amostras de granito de Adassil nos diagramas de discriminação tectónica de Pearce <i>et al.</i> (1984). (A) Rb vs. Y+Nb; (B) Nb vs. Y.	86
Figura IV.82- Projecção das amostras de granito de Adassil no diagrama de Batchelor e Bowden (1985).	87
Figura IV.83- Diagramas de variação química de elementos maiores vs. Fe ₂ O ₃ (t) para as amostras do granito de Adassil. O campo a sombreado refere-se às amostras Ad-7 e Ad-9.	88
Figura IV.84- Projecção das amostras do granito de Adassil no diagrama (K ₂ O+Na ₂ O) vs. [K ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)]x100 de Barker (1985).	89
Figura IV.85- Diagramas de variação química de alguns elementos vestigiais vs. Fe ₂ O ₃ (t) nas amostras do granito de Adassil. O campo a sombreado refere-se às amostras Ad-7 e Ad-9.	90

Figura IV.86- Diagramas de terras raras para as amostras do granito de Adassil. Valores normalizados para o condrito (Evensen et al., 1978). Os perfis de TR do NASC baseiam-se em dados de Taylor & McLennan (1985). NASC- sedimentos pós-arcaicos de Taylor & McLennan (1985).	92
Figura IV.87- Diagramas multielementares para as amostras do granito de Adassil, normalizados para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).	93
Figura IV.88- Projecção das rochas dos metassedimentos de Adassil no diagrama TiO ₂ vs. SiO ₂ (Tarnay, 1977).	94
Figura IV.89- Projecção das amostras dos metassedimentos de Adassil no diagrama ACF (Miyashiro, 1973).	94
Figura IV.90- Projecção das amostras dos metassedimentos de Adassil no diagrama de classificação log (Fe ₂ O ₃ /K ₂ O) vs. log (SiO ₂ /Al ₂ O ₃) (Herron, 1988).	94
Figura IV.91- (a) Diagrama de terras raras mostrando o intervalo de variação das amostras dos metapelitos e do granito de Adassil. Valores normalizados para condrito (Evensen et al., 1978). (b) Diagrama multielementar mostrando o intervalo de variação das amostras dos metapelitos e do granito de Adassil. Valores normalizados para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).	95
Figura IV.92- Projecção das amostras do granito de Adassil no diagrama $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ vs. $\frac{\epsilon\text{Sr}^{87}}{\epsilon\text{Sr}^{86}}$ (ϵSr vs. ϵNd) (DePaolo e Wasserburg, 1979; in: Rollinson, 1995).	97
Figura IV.93- Aspecto dos zircões na amostra do granito de Adassil (ADZR).	99
Figura IV.94- Diagrama concórdia para as fracções de zircão do granito de Adassil.	99
CAPÍTULO V	103
Figura V.1- Localização e acesso ao sector de Addouz (adaptado de Alaoui M'hamed, 1966).	103
Figura V.2- Enquadramento do sector de Addouz (B; fig. V.3), no domínio setentrional do Alto Atlas occidental (A). (Adaptado de Cornée, 1987; El Archi et al., 2004).	103
Figura V.3- Mapa geológico simplificado da região de Addouz, mostrando as principais formações litoestratigráficas.	105
Figura V.4- Corte geológico simplificado na região de Addouz (localização na figura V.3).	105
Figura V.5- Aspecto de dobras mesoscópicas com direcção NNE-SSW e vergência para Este, no domínio Sul da região estudada.	106
Figura V.6- Relação entre a estratificação e a xistosidade em rochas calcosilicatadas, no domínio Sul da região estudada.	106
Figura V.7- Leito de rochas carbonatadas boudinado nos metassedimentos ao longo da zona de cisalhamento de Addouz.	106
Figura V.8- Dobra com eixos subverticais em leitos de rochas carbonatadas intercalados nos metassedimentos afectados pela zona de cisalhamento de Addouz.	106
Figura V.9- Localização dos domínios estruturais A e B (a), no mapa de distribuição da estratificação na região de Addouz (b). (Ver também a legenda na figura V.3).	107
Figura V.10- Localização dos domínios estruturais A e B (a), no mapa de distribuição da xistosidade S ₁ na região de Addouz (b). (Ver também a legenda na figura V.3).	108
Figura V.11- Plano da clivagem nos metapelitos da região de Addouz destacando-se as manchas de óxido-redução.	109
Figura V.12- Localização dos domínios estruturais A e B (a), no mapa de distribuição da lineação de estiramento X ₁ na região de Addouz (b). (Ver também a legenda na figura V.3).	110
Figura V.13- Localização dos domínios estruturais A e B (a), no mapa de distribuição da	111

lineação de intersecção $S_0 \wedge S_1$ na região de Addouz (b). (Ver também a legenda na figura V.3).	
Figura V.14- Estruturas de segunda fase nas rochas calcosilicatadas.	111
Figura V.15- Estereograma dos dados de S_2 (contornos de densidade) e da L_2 ($S_1 \wedge S_2$) no sector de Addouz.	112
Figura V.16- Nas zonas de cisalhamento D_3 na localidade de Afouzar, observam-se dobras com eixos muito inclinados (A), e veios de quartzo sublinhando os planos de direcção ENE-WSE a NE-SW (B).	112
Figura V.17- Estereograma dos dados dos eixos das dobras D_3 na vizinhança da falha de Afouzar.	113
Figura V.18- Panorama mostrando o contacto entre o soco Varisco e a cobertura mesocenozóica.	113
Figura V.19- Mapa geológico do sector de Addouz mostrando a localização das amostras estudadas (legenda na figura V.3).	116
Figura V.20- Filádio da zona da biotite com foliação S_{1a} crenulada. A foliação é conferida pela orientação dos filossilicatos e dos opacos (nicóis paralelos).	117
Figura V.21- Porfiroblasto de opaco mostrando crescimento estático sobre a S_{1a} em filádios da zona da biotite (nicóis paralelos).	117
Figura V.22- Micaxistos da zona da estaurolite com uma xistosidade S_{1a} , está dobrada e afectada pela S_{1b} (nicóis paralelos).	118
Figura V.23- Micaxistos da zona da estaurolite com uma clivagem de crenulação muito penetrativa S_{1b} , de direcção WNW-ESE (nicóis paralelos).	118
Figura V.24- Micaxistos da zona da estaurolite com uma xistosidade S_{1a} , definida pelo alinhamento de pequenas palhetas dos filossilicatos, cristais de estaurolite e de opacos (nicóis paralelos).	118
CAPÍTULO VI	121
Figura VI.1- Localização e acesso ao sector de Al Medinat (adaptado de Alaoui M'hamed, 1966).	121
Figura VI.2- Enquadramento da região de Al Medinat (B; fig. VI.3), no domínio setentrional do Alto Atlas ocidental (A). (Adaptado de Cornée, 1987; El Archi et al., 2004).	121
Figura VI.3- Localização dos domínios estruturais A, B e C (a), no mapa geológico simplificado da região de Al Medinat (b), com indicação do corte geológico apresentado na figura VI.4.	123
Figura VI.4- Corte geológico simplificado na região de Al Medinat (localização na figura VI.3).	124
Figura VI.5- Dobramento da primeira fase D_1 nas rochas calcosilicatadas.	124
Figura VI.6- Relação entre a estratificação e a xistosidade nas rochas calcosilicatadas.	124
Figura VI.7- Relação geométrica entre a lineação de intersecção e a estratificação na fácie de rochas calcosilicatadas.	125
Figura VI.8- Atitude geral da estratificação (S_0) na região de Al Medinat (ver legenda na figura VI.3).	126
Figura VI.9- Atitude geral de S_1 na região de Al Medinat (ver legenda na figura VI.3).	128
Figura VI.10- Estereograma dos dados de S_1 recolhidos no sector de Al Medinat.	129
Figura VI.11- Atitude geral de X_1 na região de Al Medinat (ver legenda na figura VI.3).	130
Figura VI.12- Estereograma dos dados de X_1 , mostrando as principais famílias possíveis de evidenciar na região de Al Medinat.	131

Figura VI.13- Mapa de distribuição da lineação de intersecção L ₁ (S ₁ ^S ₀) na região de Al Medinat (ver legenda na figura VI.3).	132
Figura VI.14- Dobramentos da primeira fase de deformação varisca D ₁ nas rochas calcosilicatadas ao longo do corredor de cisalhamento de Anamrou.	133
Figura VI.15- Estereograma das medições dos eixos das dobras D ₁ , no sector de Al Medinat.	133
Figura VI.16- Panorama mostrando as principais formações aflorantes na região de Al Medinat.	134
Figura VI.17- Exemplo de contacto entre a cobertura e o soco Varisco. F:M: falha de Al Medinat.	134
Figura VI.18- Mapa geológico esquemático do sector de Al Medinat mostrando a localização das amostras e a área de influência do metamorfismo de contacto produzido pela intrusão do tonalito de Medinat (ver legenda na figura VI.3).	135
Figura VI.19- A clorite ocorre sob a forma de cristais lamelares, dispostos segundo a xistosidade principal S _{1a} destas rochas (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Cl: clorite.	137
Figura VI.20- Pequenos grãos de minerais opacos orientados segundo a xistosidade principal S _{1a} (nicóis paralelos).	137
Figura VI.21- Cristais da biotite alterados alinhados segundo S _{1a} . A S _{1a} está afectada por crenulação D _{1b} (nicóis paralelos).	137
Figura VI.22- Porfiroblastos de cordierite (?) pinitizada nos metapelitos do encaixante SE do tonalito (nicóis paralelos).	138
Figura VI.23- Mapa geológico esquemático do sector de Al Medinat, mostrando a localização das amostras sobre as quais incidiu o estudo geoquímico (ver a legenda na figura VI.3).	139
Figura VI.24- Aspecto de campo do maciço tonalítico de Al Medinat. No canto superior direito da fotografia observa-se um encrave máfico microgranular.	139
Figura VI.25- Plagioclase fortemente alterada nos bordos (nicóis cruzados).	140
Figura VI.26- Cristal de plagioclase alterado para epídoto (nicóis cruzados).	140
Figura VI.27- Intercrescimentos mirmequíticos no tonalito de Al Medinat (nicóis cruzados).	140
Figura VI.28- Secção basal de horneblenda incluída em quartzo (nicóis cruzados).	141
Figura VI.29- Cristal de biotite alterada e deformada por kinks (nicóis cruzados).	141
Figura VI.30- Pequeno cristal de esfena primeira na matriz do tonalito de Al Medinat (nicóis cruzados).	142
Figura VI.31- Classificação do maciço de Al Medinat no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979).	144
Figura VI.32- Classificação das amostras do maciço de Al Medinat no diagrama QAP para as rochas plutónicas, segundo Le Bas & Streckeisen (1991).	144
Figura VI.33- Classificação das amostras do maciço de Al Medinat usando os parâmetros R1-R2 de La Roche <i>et al.</i> (1980).	145
Figura VI.34- Projecção das amostras do maciço de Al Medinat no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983). A = Al-(K+Na+2Ca) e B = Fe+Mg+Ti, expressos em proporções milicitacionicas.	146
Figura VI.35- Projecção das amostras do maciço de Al Medinat: (A) no diagrama de	146

variação A/NK vs. A/CNK. Campos dos granitóides de tipo-I e tipo-S de Chappell e White (1974); (B) no diagrama K2O vs. Na2O. Campos dos granitóides de tipo-I, tipo-S, e tipo-A-I da região de Lachlan Fold Belt, Austrália (White & Chappell, 1983).

Figura VI.36- Classificação do maciço de Al Medinat, usando a diagrama Q-P (Debon et al., 1988). 147

Figura VI.37- Projecção das amostras estudadas no diagrama AFM, em que A = 147
 $K_2O + Na_2O$; F = $FeO + Fe_2O_3$ e M = MgO , são expressos em % peso. Linhas divisórias entre os domínios calco-alcalino e toleítico segundo Kuno (1968) e Irvine & Baragar (1971) (in: Rollinson, 1993).

Figura VI.38- Representação das amostras do maciço de Al Medinat no diagrama K2O vs. 148
 SiO_2 (Le Maître et al., 1989; Rickwood, 1989).

Figura VI.39- Representação das amostras do tonalito de Al Medinat nos diagramas de 148
Frost et al. (2001): (A) $FeO(t)/(FeO(t)+MgO)$ vs. SiO_2 ; (B) MALI vs. SiO_2 .

Figura VI.40- Projecção das amostras do maciço de Al Medinat nos diagramas de Pearce 149
et al. (1984): (A) Rb vs. Y+Nb; (B) Nb vs. Y.

Figura VI.40- (Continuação). (C) Ta vs. Yb. 149

Figura VI.41- Diagrama discriminante de ambiente tectónico com base em elementos 150
maiores de Maniar & Piccoli (1989): (A) $FeO(t)/(FeO(t)+MgO)$ vs. SiO_2 ; (B) Al_2O_3 vs. SiO_2 .

Figura VI.42- Padrões de terras raras normalizados para a composição dos condritos de 152
Evensen (1978) para amostras do maciço de Al Medinat.

Figura VI.43- Diagramas multielementares para as amostras do maciço de Al Medinat 153
normalizados para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

Figura VI.44- Espectro de idade $^{40}Ar/^{39}Ar$ para anfíbola do tonalito de Al Medinat. 155

Figura VI.45- Projecção da isócrona inversa. 155

Figura VI.46- Projecção das amostras do tonalito de Al Medinat no diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd$ 157
vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ (ϵSr vs. ϵNd) (DePaolo e Wasserburg, 1979; in: Rollinson, 1995).

CAPÍTULO VII 161

Figura VII.1- Localização e acesso ao sector de Bou Zouga (adaptado de Alaoui 161
M'hamed, 1966).

Figura VII.2- Panorama mostrando as principais formações aflorantes na região de Bou 161
Zouga.

Figura VII.3- Enquadramento do sector de Bou Zouga (B; fig. VII.3), no domínio 162
setentrional do Alto Atlas ocidental (A). (Adaptado de Cornée, 1987; El Archi et al., 2004).

Figura VII.4- Mapa geológico simplificado da região de Bou Zouga, mostrando as 163
principais formações litoestratigráficas. F.B: Falha de Bou Zouga.

Figura VII.5- Corte geológico simplificado na região de Bou Zouga (ver localização na fig. 164
VII.4).

Figura VII.6- Granoselecção positiva num leito vulcanoclástico fino. 164

Figura VII.7- Aspecto de dobras mesoscópicas com direcção NNE-SSW no bordo Oeste 165
da intrusão de Bou Zouga.

Figura VII.8- Dobramento sin-xistoso observado no encaixante Oeste do maciço de Bou 165
Zouga.

Figura VII.9- Exemplos de dobramento da primeira fase de deformação com direcção NNE-SSW e vergência anómala para Este na formação ordovícica do bloco Este do acidente de Bou Zouga, devido à sobreposição da segunda fase de deformação varisca.	165
Figura VII.10- Atitude geral da estratificação (S_0) na região de Bou Zouga (ver legenda na figura VII.4).	166
Figura VII.11- Atitude geral da xistosidade (S_1) na região de Bou Zouga (ver legenda na figura VII.4).	167
Figura VII.12- Porfiroblastos de biotite (a), e de granada (b), evidenciando a componente de cisalhamento direita (nicóis cruzados).	168
Figura VII.13- X_1 apresentada pelo alongamento de anfíbolas no encaixante Oeste da intrusão.	169
Figura VII.14- X_1 marcada pelas sombras de pressão da granada nos metapelitos.	169
Figura VII.15- X_1 definida pelas sombras de pressão em torno de cristais de pirite nas rochas vulcanosedimentares.	169
Figura VII.16- X_1 apresentada pelas sombras de pressão dos cristais de clorítóide nos metapelitos.	169
Figura VII.17- Atitude geral da lineação de estiramento X_1 na região de Bou Zouga (ver legenda na figura VII.4).	170
Figura VII.18- Atitude geral da lineação de intersecção $L_1(S_1 \wedge S_0)$ na região de Bou Zouga (ver legenda na figura VII.4).	172
Figura VII.19- Mapa geológico simplificado da região de Bou Zouga com trajectórias de S_1 e atitude da xistosidade S_2 (ver legenda na figura VII.4).	173
Figura VII.20- Interferência de dobramentos na formação ordovícica a Este do acidente de Bou Zouga.	173
Figura VII.21- Crenulação afectando os metassedimentos do encaixante Este do maciço de Bou Zouga (nicóis paralelos).	173
Figura VII.22- Mapa esquemático do sector de Bou Zouga mostrando a localização das amostras estudadas.	175
Figura VII.23- Mapa esquemático do sector de Bou Zouga mostrando a localização das zonas de metamorfismo regional.	175
Figura VII.24- Filádio da zona da biotite com xistosidade S_{1a} , definida pelas micas e opacos, crenulada pela D2 (nicóis paralelos).	177
Figura VII.25- Metapelite da zona da biotite com leitos estirados de quartzo segundo a xistosidade S_{1a} (nicóis paralelos).	177
Figura VII.26- Porfiroblasto de granada rotacional com sombras de pressão preenchidas por quartzo (nicóis paralelos).	178
Figura VII.27- Clorítóide apresentando sombras de pressão e mostrando, inclusões de granada (nicóis paralelos).	178
Figura VII.28- Arcos poligonais miméticos sobre microdobras da foliação mais antiga (S_{1a}) (nicóis paralelos).	179
Figura VII.29- Porfiroblasto de granada em metapelite. A xistosidade S_{1a} está microdobrada pela D2 (nicóis paralelos).	179
Figura VII.30- Mapa geológico esquemático do sector de Bou Zouga, mostrando a localização da amostra estudada.	179
Figura VII.31- Aspecto geral do tonalito biotítico de Bou Zouga (nicóis cruzados).	180
Figura VII.32- Cristais de biotite, plagioclase e quartzo no tonalito biotítico de Bou Zouga	180

(nicóis cruzados).	
Figura VII.33- Cristal de plagioclase zonado com núcleo intensamente alterado (nicóis cruzados).	180
Figura VII.34- Biotite cloritizada com inclusão de zircão (nicóis cruzados).	181
Figura VII.35- Cristal de biotite com inclusões de apatite e opacos (nicóis cruzados).	181
Figura VII.36- Projecção da amostra do tonalito biotítico de Bou Zouga no diagrama R1-R2 de La Roche <i>et al.</i> (1980).	182
Figura VII.37- Diagrama de variação A/CNK vs. SiO₂ (Clarke, 1992) para a amostra da intrusão de Bou Zouga.	182
Figura VII.38- Projecção da amostra Gb-1 no diagrama K₂O vs. Na₂O, discriminando os campos dos granitóides de tipo-I, tipo-S e tipo-A-I da região de Lachlan Fold Belt, Austrália (White & Chappell, 1983).	182
Figura VII.39- Projecção da amostra Gb-1 no diagrama AFM. A = K₂O+Na₂O; F = FeO+Fe₂O₃; M = MgO, expressos em % peso.	182
Figura VII.40- Projecção da amostra Gb-1 no diagrama A-B de minerais característicos de Debon & Le Fort (1983).	183
Figura VII.41- Projecção da amostra estudada no diagrama K₂O vs. SiO₂. (Le Maître <i>et al.</i>, 1989; Rickwood, 1989).	183
Figura VII.42- Representação da amostra do tonalito biotítico de Bou Zouga nos diagramas de Frost <i>et al.</i> (2001): (a) FeO(t)/(FeO(t)+MgO) vs. SiO₂; (b) MALI vs. SiO₂.	183
Figura VII.43- Padrão de terras raras da amostra Gb-1 do maciço de Bou Zouga. Normalização para a composição do condrito de Evensen (1978).	184
Figura VII.44- Diagrama multielementar para amostra Gb-1. Valores normalizados para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Para comparação mostra-se também o padrão dos magmas de tipo-I (Brown, 1991).	185
Figura VII.45- Projecção da amostra do tonalito biotítico de Bou Zouga nos diagramas de Pearce <i>et al.</i> (1984).	186
CAPÍTULO VIII	191
Figura VIII.1- Localização e acesso ao sector de Azegour (adaptado de Alaoui M'hamed, 1966).	191
Figura VIII.2- Enquadramento do sector de Azegour (B; fig. VIII.4) no domínio setentrional do Alto Atlas ocidental (A). (Adaptado de Cornée, 1987; El Archi <i>et al.</i>, 2004).	192
Figura VIII.3- Corte simplificado N-S na região de Azegour (adaptado de Permingeat, 1957; ver localização na figura VIII.2).	192
Figura VIII.4- Mapa geológico simplificado da região de Azegour, mostrando as principais formações (segundo mapa geológico de Amizmiz 1:100 000; SGM, 1996).	193
Figura VIII.5- Atitude da xistosidade S₁ e da lineação de estiramento X₁ na porção SE da região de Azegour (segundo Hendaq, 2003).	194
Figura VIII.6- Mapa geológico esquemático da região de Azegour (baseado no mapa geológico de Amizmiz, escala 1:100 000; SGM, 1996).	195
Figura VIII.7- Megacristal de microclina com inclusão de um pequeno cristal de plagioclase (nicóis cruzados).	196
Figura VIII.8- Cristal de plagioclase com macla polissintética de albite em contacto com quartzo (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Ap: apatite; Plg: plagioclase.	196

Figura VIII.9- Biotite em associação com opacos no granito de Azegour (nicóis paralelos).	197
Figura VIII.10- Inclusão de zircão em quartzo nicóis paralelos).	197
Figura VIII.11- Classificação das amostras do granito de Azegour no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979).	199
Figura VIII.12- Classificação das amostras do granito de Azegour no diagrama QAP segundo Le Bas & Streckeisen (1991).	199
Figura VIII.13- Classificação das amostras do granito de Azegour usando os parâmetros R1-R2 de La Roche (1980).	200
Figura VIII.14- Projecção das amostras do granito de Azegour no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983, 1988).	200
Figura VIII.15- Projecção das amostras do granito de Azegour no diagrama A/CNK vs. SiO ₂ (Clarke, 1992).	201
Figura VIII.16- Projecção das amostras do granito de Azegour no diagrama K ₂ O vs. Na ₂ O, em que se marcam os campos de predominância dos granitos tipo-I, tipo-S, e tipo-A-I (White & Chappell, 1983).	201
Figura VIII.17- Representação das amostras do granito de Azegour nos diagramas de Frost <i>et al.</i> (2001).	201
Figura VIII.18- Projecção das amostras do granito de Azegour nos diagramas de Frost <i>et al.</i> (2001), mostrando o espectro composicional dos granítoides de Lachlan Fold Belt, Austrália.	202
Figura VIII.19- Projecção das amostras representativas do granito de Azegour nos diagramas de Whalen <i>et al.</i> (1987) para A, M, S e I: granítoides respectivamente de tipo-A, tipo-M, tipo-S e tipo-I.	203
Figura VIII.20- Projecção das amostras do granítóide de Azegour no diagrama triangular Nb-Y-Ce proposto por Eby (1992).	203
Figura VIII.21- Projecção das amostras do granito de Azegour no diagrama Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975).	204
Figura VIII.22- Projecção das amostras do granito de Azegour nos diagramas de Pearce <i>et al.</i> (1984).	204
Figura VIII.23- Diagrama discriminante de ambiente tectónico baseado na composição em elementos maiores (Maniar & Piccoli, 1989).	205
Figura VIII.24- Diagramas de terras raras para as amostras de granito de Azegour. Valores normalizados para o condrito segundo Evensen <i>et al.</i> (1978).	206
Figura VIII.25- Diagramas multielementares normalizados para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) das amostras do granito de Azegour.	207
Figura VIII.26- Isócrona Rb/Sr para as amostras de granito de Azegour.	209
Figura VIII.27- Projecção das amostras do granito de Azegour no diagrama 143Nd/144Nd vs. 87Sr/86Sr (ϵ Sr vs. ϵ Nd) (DePaolo e Wasserburg, 1979; in: Rollinson, 1995).	211
CAPÍTULO IX	215
Figura IX.1- Mapa geológico do domínio setentrional do Alto Atlas ocidental adaptado de SGM (1981), (1996), evidenciando a relação entre os principais accidentes, a trajectória de S ₁ e de X ₁ e as principais intrusões graníticas nos sectores de Adassil (fig. IV.3), Addouz (fig. V.3), Al Medinat (fig. VI.3), Bou Zouga (fig. VII.4) e Azegour (fig. VIII.4; Aït Ayad <i>et al.</i> , 2000).	216
Figura IX.2- Classificação de granítoides com base no ambiente tectónico (in: Winter, 2001).	221

Figura IX.3- Discriminação das séries graníticas e tonalítica-granodiorítica no diagrama CaO-Na2O-K2O segundo El-Baghdadi et al. (2001).	222
Figura IX.4- Modelo esquemático proposto para evolução crustal na parte setentrional do segmento Varisco do Alto Atlas ocidental.	224
Figura IX.5- A) Mapa geológico adaptado de SGM (1981), (1996). B) Modelo geodinâmico esquemático proposto para as regiões de Adassil, Addouz e Al Medinat durante as fases de deformação variscas D _{1a} + D _{1b} + D ₃ .	225
Figura IX.6- Esboço estrutural do Alto Atlas ocidental (adaptado de Cornée, 1987 e El Archi et al., 2004) e de Al Haouz (adaptado de Soulaimani, 1991), evidenciando a relação entre os principais acidentes, a trajectória de S ₁ e de X ₁ e as principais intrusões graníticas.	226
Figura IX.7- Evolução geodinâmica proposta para as regiões na vizinhança da falha de Al Medinat durante a primeira fase de deformação varisca (D ₁).	229
CAPÍTULO X	233
Figura X.1- Interpretação estrutural e cinemática entre a Gondwana e a Laurásia durante o Carbónico médio superior (segundo Van Der Voo, 1981).	234
Figura X.2- A- Correlação entre as zonas estruturais do Sul da Meseta ibérica e da Meseta marroquina (Hoepffner, 1987).	234
Figura X.3- Ensaio de reconstrução dos orógenos paleozóicos antes da abertura do Atlântico (in: Diot, 1989; Michard et al., 1976; segundo Bard et al., 1970; prolongamento do desligamento Sul Atlásico para Oeste segundo Mattauer et al., 1972).	235
Figura X.4- Dois estádios principais na evolução da cadeia Varisca em Marrocos (adaptado de Simancas et al., 2009).	237
Figura X.5- Zonação simplificada do magmatismo varisco (El Hadi et al., 2006).	238
Figura X.6- Colisão oblíqua direita entre a Laurásia e a Gondwana na génesis da Pangeia e do orógeno Varisco (adaptado de Shelley & Bossière, 2000).	241
Figura X.7- Orógeno Varisco periatlântico produzido por transpressão em cinemática direita: localização das suturas variscas (adaptado Ribeiro et al., 2007).	241
Figura X.8- Modelo esquemático (Vialon et al., 1976, in: Mayol 1987) das diferentes etapas do desenvolvimento das zonas de cisalhamento direitas por rotação dos planos da xistosidade S ₁ nos sectores mais deformados (losango).	242
Figura X.9- Trajectórias esquemáticas das estruturas das principais fases colisionais do orógeno varisco no segmento Ibero-Marroquino. (Matte, 2001; Houari & Hoepffner, 2003; in: Hoepffner et al., 2006; as estruturas na península Ibérica são adaptadas de Ribeiro et al., 1979).	244
Figura X.10- Trajectórias de deformação na zona de cisalhamento tardivarisca à escala do orógeno (Arthaud & Matte, 1977).	245
Figura X.11- Modelos interpretativos para a génesis dos cisalhamentos esquerdos tardivariscos na Península Ibérica (in: Dias et al., 2009).	246
Figura X.12- Zonas de cisalhamento principais tardivariscas no sector do Almograve (adaptado de Basile & Dias, 2008).	247
Figura X.13- Localização das principais zonas de cisalhamento nas regiões de Adassil-Addouz-Anamrou ao longo da falha de Al Medinat.	248
Figura X.14- Mapa geológico simplificado da região de Tawirt (Adassil).	249
Figura X.15- Mapa geológico simplificado da extremidade SE da intrusão de Azegour (adaptado de Hendaq, 2003).	249

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO IV	39
Tabela IV.1- Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) do granito e dos metassedimentos na região de Adassil.	81
Tabela IV.2- Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. para as amostras do granito de Adassil.	82
Tabela IV.3- Coeficientes de partilha para o Ba, o Rb e o Sr em líquidos dacíticos e riolíticos.	89
Tabela IV.4- Coeficientes de partilha para as terras raras em líquidos dacíticos e riolíticos (in: Rollinson, 1995).	91
Tabela IV.5- Composição química em terras raras (ppm) do granito de Adassil e dos metassedimentos do encaixante metamórfico.	91
Tabela IV.6- Dados isotópicos Rb-Sr em rocha-total das amostras do granito de Adassil.	96
Tabela IV.7- Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e valores de ϵSr e de ϵNd para a idade 300 Ma.	97
CAPÍTULO VI	121
Tabela VI.1- Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) do tonalito de Al Medinat.	143
Tabela VI.2- Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. para as amostras do tonalito de Al Medinat.	144
Tabela VI.3- Composição química em terras raras (ppm) do tonalito de Al Medinat.	151
Tabela VI.4- Dados analíticos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para anfíbola da amostra (Md-5).	154
Tabela VI.5- Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha-total para o tonalito de Al Medinat.	156
Tabela VI.6- Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e valores de ϵSr e de ϵNd para a idade 290 Ma.	156
CAPÍTULO VII	161
Tabela VII.1- Composição química do tonalito biotítico de Bou Zouga.	181
Tabela VII.2- Composição química em terras raras (ppm) do tonalito biotítico de Bou Zouga.	184
CAPÍTULO VIII	191
Tabela VIII.1- Alguns exemplos de dados geocronológicos Rb-Sr em rocha-total dos granitos tardíos a pós-orogénicos na Meseta oriental e ocidental. (*) Mrini <i>et al.</i> (1992).	192
Tabela VIII.2- Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) do granito de Azegour.	198
Tabela VIII.3- Resultado do cálculo da norma C.I.P.W para as amostras do granito de Azegour.	199
Tabela VIII.4- Composição química em terras raras (ppm) do granito de Azegour.	205
Tabela VIII.5- Coeficientes de partilha para as TR em líquidos andesíticos /dacíticos.	207
Tabela VIII.6- Dados isotópicos Rb-Sr (rocha-total) para o granito de Azegour.	209
Tabela VIII.7- Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e valores de ϵSr e de ϵNd para a idade 270 Ma.	210

CAPÍTULO IX

215

Tabela IX.1- Principais características químicas e mineralógicas dos principais tipos de 220
granitóides M, I / H, S e A.

RESUMO

O presente trabalho foi efectuado no domínio setentrional do Alto Atlas ocidental e teve os seguintes objectivos principais: (a) compreender melhor as relações existentes entre a instalação dos granitóides variscos e o funcionamento das zonas de cisalhamento dúcteis, (b) estabelecer um modelo estrutural e cinemático para a região, (c) caracterizar os diferentes tipos de granitóides aflorantes na área em estudo e (d) determinar o contexto petrogenético em que se formaram. Com base na interpretação e integração dos resultados obtidos foi possível propor um modelo geodinâmico geral para a evolução do segmento varisco do Alto Atlas ocidental, Marrocos.

A história geológica regional dos sectores investigados está, em grande parte, relacionada com a interacção entre blocos continentais que teve lugar durante as fases colisionais do ciclo varisco, num regime transpressivo. O primeiro evento de deformação (D_1) deu origem a um conjunto de estruturas muito penetrativas que se desenvolveram ao longo de dois episódios de deformação (D_{1a} e D_{1b}). No estágio mais precoce (D_{1a}), formaram-se dobras com planos axiais NS às quais se associa uma xistosidade de fluxo (S_{1a}), enquanto o estágio mais tardio (D_{1b}) foi controlado pela actuação de corredores de cisalhamento, subverticais, esquerdos, com direcção WNW-ESE (Adassil, Addouz e Anamrou).

Os dados da cartografia estrutural mostram que as zonas de cisalhamento de Adassil, Addouz e Anamrou parecem corresponder a uma única estrutura com uma continuidade muito maior do que se supunha inicialmente e que foi designada neste trabalho por zona de cisalhamento de Addouz-Adassil-Anamrou (zcAAA). É provável que esta zona de cisalhamento se prolongue através da litosfera e tenha desempenhado um papel importante na instalação de magmas granitóides.

A presença de paragéneses minerais com granada e estaurolite no encaixante metamórfico de alguns dos sectores estudados (Adassil, Addouz e Bou Zouga) sugere que a sua evolução metamórfica se desenvolveu em condições de pressão intermédia (tipo Barroviano) durante a 1^a fase de deformação varisca. Na região de Adassil, o grau metamórfico atingiu a segunda isógrada da sillimanite, o que favoreceu a fusão parcial dos materiais metassedimentares e a produção de magmas graníticos peraluminosos de tipo-S, que se instalaram sincinematicamente com a primeira fase, como é o caso do maciço de Adassil. Em estádios mais tardios, a interacção entre magmas básicos derivados do manto e fundidos crustais felsicos terá sido responsável pela formação de líquidos tonalíticos com assinaturas geoquímicas de tipo I/H, que ascenderam até níveis estruturais superiores (maciço de Al Medinat).

O segundo evento de deformação (D_2) é mais expressivo na região de Bou Zouga, onde gerou dobras com orientação NNE-SSW às quais se associa uma clivagem de crenulação, que passa, localmente, a uma foliação tectónica ao longo do bordo Oeste da intrusão de Bou Zouga. As características geoquímicas e isotópicas do tonalito sin- D_2 de Bou Zouga são semelhantes às do plutonito de Al Medinat e apontam para uma contribuição mantélica significativa na petrogénesis destes magmas calcoalcalinos.

Por fim, o terceiro evento de deformação (D_3) está relacionado com uma deformação cisalhante esquerda, com direcção NE-SW a ENE-WSW que afecta essencialmente as regiões localizadas na vizinhança da falha de Al Medinat e o sector de Azegour. Nestes sectores, o rejeito em movimentação esquerda dos bordos do granito de Adassil e a truncatura da zona de cisalhamento de Addouz-Adassil-Anamrou (zcAAA) pelas zonas de cisalhamento esquerdas de Tignarine, Tawirt e Afouzar são atribuídos à D_3 .

Todas as principais estruturas variscas foram subsequentemente reactivadas com movimentação inversa durante o evento compressivo Alpino (Atlásico), responsável pelo levantamento da cadeia do Alto Atlas ocidental.

ABSTRACT

The present work was carried out in the northern domain of the western High Atlas and had the following main objectives: (a) to contribute to a better understanding of the relationships between the emplacement of variscan granitoids and the ductile shear zones; (b) to establish a structural and kinematic model for the region; (c) to characterize the different types of granitoids cropping out in the studied area and (d) to determine their petrogenetic setting. Based on the interpretation and integration of all the results obtained, it was possible to propose a general geodynamic model for the evolution of the variscan segment of the western High Atlas, Morocco.

Most of the regional geological history of the sectors investigated is related to the interaction between continental blocks that took place during the collisional stages of the Variscan cycle, in an overall transpressive regime. The first deformation event (D_1) produced a set of very penetrative structures, developed along two deformation episodes (D_{1a} , and D_{1b}). The earlier stage (D_{1a}) generated N-S subvertical folds with an axial planar schistosity (S_1), whilst the later stage (D_{1b}) was controlled by WNW-ESE, subvertical sinistral shear zones (Adassil, Addouz e Anamrou).

The Adassil, Addouz e Anamrou shear zones appear to correspond to a major structure with a much larger extension than initially expected, which was named in this work by Addouz-Adassil-Anamrou shear zone (zcAAA). It is highly likely that this shear zone continues through the lithosphere and played an important role in the emplacement of granitoid magmas.

The presence of mineral paragenesis with garnet and staurolite in the metamorphic country rocks of some of the studied sectors (Adassil, Addouz and Bou Zouga) suggests that their metamorphic evolution occurred under intermediate pressure metamorphic conditions (Barrovian type) during D_1 . In the Adassil region, the metamorphic grade reached the second isograd of sillimanite, favouring partial melting of the metasediments and the production and emplacement of syn- D_1 , S-type peraluminous granite magmas such as the Adassil massif. At a later stage, the interaction between mantle derived basic magmas and felsic crustal melts was responsible for the formation of tonalite liquids with I/H geochemical signatures which moved into higher crustal levels (Al Medinat massif).

The second deformation event (D_2) is more expressive in the Bou Zouga region, where it produces NNE-SSW folds with a crenulation cleavage, which passes locally into a tectonic foliation along the western contact of the Bou Zouga intrusion. The similarities between the geochemical and isotopic characteristics of the Bou Zouga syn- D_2 biotite tonalite and the late- D_1 Al Medinat pluton support a significant mantle contribution in the petrogenesis of these calc-alkaline magmas.

Finally, the third variscan deformation event (D_3) is related to NE-SW and NNE-SSW shear zones with sinistral kinematics and affects essentially the areas located in the vicinity of the Al Medinat fault and the Azegour region. In these sectors, the displacement of the borders of the Adassil granite and the truncation of the Addouz-Adassil-Anamrou (zcAAA) shear zone by the sinistral Tignarine, Tawirt and Afouzar shear zones document the effects of D_3 .

All the main Variscan structures were subsequently reactivated with reverse movement during the compressive Alpine event, responsible for the uplift of the western High Atlas.

CAPÍTULO I
PROBLEMAS, OBJECTIVOS E METODOLOGIAS DO TRABALHO

I- Problemas, objectivos e metodologias do trabalho

I.1- Introdução

Na parte setentrional do Alto Atlas ocidental, afloram uma série de pequenos plutões variscos, intrusivos numa sequência de rochas sedimentares e vulcanosedimentares, com idades que vão do Proterozóico terminal ao Ordovícico, afectadas, em maior ou menor grau, pelo metamorfismo e deformação associados a este evento orogénico. Os granitóides são marcadores da deformação crustal carbónica, registando frequentemente as suas características geométricas e cinemáticas. À escala deste segmento da cadeia orogénica Varisca, a integração dos diferentes estados de deformação registados pontualmente nos granitos permite reconstruir o campo de deformação carbónico (Lagarde *et al.*, 1990a; Lagarde *et al.*, 1992).

O presente trabalho permitiu evidenciar que, na área de estudo, existe geralmente uma estreita relação entre a instalação destes granitóides e os corredores de cisalhamento esquerdos de direcção WNW-ESE. As zonas de cisalhamento dúcteis e os granitos encontram-se intimamente associados à dinâmica dos sistemas orogénicos, permitindo deste modo precisar as fases de deformação num segmento do Varisco marroquino. Segundo Passchier e Trouw (1989), a deformação heterogénea nas rochas caracteriza-se geralmente pela concentração da deformação através de zonas planares que acomodam o movimento nas fronteiras dos blocos rochosos. A deformação nas zonas de cisalhamento causa o desenvolvimento das características dos *fabrics* e a associação mineral que reflecte as condições pressão - temperatura bem como o tipo de fluxo, sentido de movimento e a história da deformação nas zonas de cisalhamento. Os indicadores cinemáticos à escala mesoscópica e microscópica permitem estabelecer o sentido do movimento e da direcção de fluxo (Passchier & Simpson, 1986; Passchier & Trouw, 1989). Para o efeito, as secções das amostragens realizadas efectuaram-se perpendicularmente à foliação e paralelamente à lineação de estiramento, estando incluídas no plano XY do elipsóide de deformação, visto que a lineação de estiramento é paralela ao eixo X, que indica a direcção de transporte.

O presente trabalho envolveu um estudo pluridisciplinar nos domínios da cartografia estrutural, análise petroestrutural dos granitóides e rochas metamórficas envolventes, geoquímica macro e oligoelementar e ainda geologia isotópica. Os resultados deste estudo mostram claramente que os pequenos corpos graníticos e quartzo-dioríticos têm carácter sin, tardi a pós-colisional e que a sua implantação foi condicionada pela deformação varisca.

Este estudo encontra-se dividido em 10 capítulos:

- (a) No primeiro capítulo apresentam-se as metodologias e os objectivos;
- (b) No segundo capítulo, faz-se uma síntese bibliográfica geral da evolução da cadeia Varisca mundial, com particular incidência no segmento Varisco do Alto Atlas ocidental;
- (c) O terceiro capítulo contém uma descrição das principais características litoestratigráficas da região em estudo;
- (d) Nos capítulos IV, V, VI, VII, VIII, abordam-se, respectivamente, os sectores de Adassil, Addouz, Al Medinat, Bou Zouga e Azegour do ponto de vista estrutural, metamórfico e magmático;
- (e) No nono capítulo, propõe-se, em termos conclusivos, um modelo sobre a evolução geodinâmica do sector setentrional do Alto Atlas ocidental, tendo em conta os dados recolhidos nos diferentes sectores estudados.
- (f) O último capítulo representa uma síntese das correlações possíveis entre os segmentos marroquino e ibérico do orógeno Varisco.

I.2- Enquadramento regional da área de estudo

A área de estudo localiza-se no Alto Atlas ocidental, que constitui o segmento meridional da Meseta ocidental cuja estruturação terá ocorrido durante o Namuro-Vestefaliano (Piqué, 1994). Esta área tem aproximadamente 2520 Km², e localiza-se entre os 8º E e 9º E de longitude e os 30º 30' N e 31º 15' N de latitude.

Os terrenos aflorantes na região estudada têm idades compreendidas entre o Proterozóico terminal - Câmbrico inferior, Câmbrico médio provável e o Ordovícico.

Segundo a carta geológica à escala 1:100000 da região de Amizmiz (Alto Atlas ocidental), editada pelo *Service Géologique du Maroc*, os terrenos com idade câmbica inferior apresentam um carácter vulcanosedimentar. Devido à ausência de conteúdo fossilífero nestas litologias, a sua idade foi inferida a partir de correlações efectuadas com as fácies encontradas em regiões vizinhas. Os estudos geoquímicos efectuados na região de Azegour permitiram atribuir uma idade proterozóica a câmbica inferior às fácies vulcânicas e vulcanosedimentares (Ouazzani, 1998). Na região de Adassil (El Archi, 1989), de Azegour (Aït Ayad, 1987), de Wrigane (Eddif, 1998) e NE de Tichka (Jouhari, 1989), o Câmbrico médio provável e o Ordovícico também foram datados através de correlações estratigráficas.

I.3- Objectivos

Os objectivos deste trabalho são:

- (a) Estabelecimento de um modelo estrutural e cinemático para a região;
- (b) Caracterização dos maciços granítóides variscos e determinação do contexto petrogenético em que se formaram;
- (c) A melhor compreensão das relações entre a instalação dos granítóides e a deformação varisca, focando em especial o papel desempenhado pelas zonas de cisalhamento dúcteis na ascensão e implantação destes magmas;
- (d) Integração de todos os resultados obtidos e elaboração de um modelo geodinâmico geral para a evolução do segmento Varisco do Alto Atlas ocidental. Este modelo será necessariamente integrado nos modelos existentes para a evolução dos segmentos marroquino e ibérico da cadeia Varisca.

I.4- Metodologias usadas

O presente trabalho envolveu um estudo pluridisciplinar nos domínios da cartografia estrutural, análise petroestrutural de granítóides e rochas metamórficas envolventes, geoquímica macro e oligoelementar e ainda geologia isotópica. A análise estrutural e a cartografia de pormenor permitiram estabelecer uma cronologia relativa dos eventos geológicos e determinar a cinemática das zonas de cisalhamento dúcteis que controlaram a instalação dos granítóides variscos. Com base na caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica dos granítóides e do encaixante metamórfico foi possível constranger a natureza dos potenciais protólitos e quais os processos responsáveis pela gênese e evolução dos magmas graníticos.

I.4.1- Bases cartográficas utilizadas

Foram usados neste trabalho os mapas topográficos de Addouz (DCFTT, 1974), de Azegour (DCFTT, 1974a), de Souk El Had de Mejjate (DCFTT, 1956) e de Guemmassa (DCFTT, 1982), na escala 1:50000, de *la Direction de la Conservation, Foncière, du Cadastre et de la Cartographie de Ministère de l'Agriculture et de la mise en valeur Agricole - Rabat (MAROC)*.

I.4.2- Recolha de dados

Aquisição de dados estruturais sobre a base topográfica com escalas variadas. Com o objectivo de estudar as estruturas à escala microscópica, procedeu-se à amostragem nos terrenos metassedimentares e metavulcanosedimentares. As secções executadas para os estudos de microdeformação foram geralmente cortadas perpendicularmente à foliação e paralelamente a lineação de estiramento (fig. I.1).

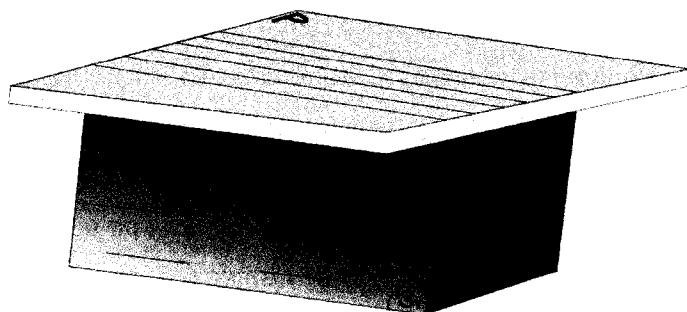


Figura I.1- Bloco diagrama que mostra o procedimento relativo à orientação das lâminas delgadas efectuadas nos metassedimentos do encaixante do granito; (P) plano do corte perpendicular à foliação principal (S_1) e paralelo ao estiramento X_1 .

A orientação escolhida para as lâminas realizada permitiu evidenciar que os critérios cinemáticos observados à escala microscópica nos metapelitos do encaixante metamórfico dos sectores de Adassil, Addouz, Al Medinat e Bou Zouga correspondem a bandas de cisalhamento, onde é possível observar-se biotite e moscovite, caudas de cristalização assimétricas com granada e estaurolite. Observam-se ainda formas sigmoides nas micas (muscovite e biotite), acrescentando-se também o carácter sincinemático da deformação regional cisalhante, que é determinado pelas relações temporais entre a blastese dos principais minerais e a deformação varisca que afecta estes sectores.

Estes diferentes argumentos estruturais evidenciados demonstram o carácter não coaxial da deformação varisca principal tanto à escala microscópica como à escala mesoscópica.

A orientação geométrica das estruturas planares e lineares estudadas, medidas com bússola, foram registadas utilizando a notação azimutal. As projecções estereográficas foram efectuadas, utilizando a projecção no hemisfério inferior, Rede de Schmidt.

I.4.3- Trabalhos de laboratório

Petrografia: Com base na amostragem realizada nos diferentes tipos de litologias ígneas e metamórficas representados nos sectores de Adassil, Addouz, Al Medinat, Bou Zouga e Azegour foram efectuados estudos de microscopia óptica de lâminas delgadas e polidas tendo como principais objectivos a identificação dos minerais constituintes, a descrição textural e a caracterização de *microfabric*.

Preparação física das amostras: Consistiu na moagem das amostras por um método não contaminante que possibilitasse a extracção de uma amostra média, com granulometria inferior a 200 mesh, para análise química.

Análises químicas: Foram feitas análises químicas de elementos maiores e traço, incluindo os elementos das terras raras, em 17 amostras de granitóides. Os elementos maiores foram determinados por ICP-AES (*Inductively coupled plasma atomic emission spectrometry*) e os elementos menores e terras raras por ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*), nos Activation Laboratories (ActLabs), no Canadá. O limite

de detecção é de 0.01% para todos os elementos maiores e perda ao rubro, à excepção de Ti e Mn para os quais este limite é de 0.001%. O erro analítico é, para todos os elementos, inferior a 4%.

Geologia isotópica: Os dados isotópicos para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd foram obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA). A preparação química foi realizada numa sala limpa, classe 100, seguindo os procedimentos analíticos previamente estabelecidos. As amostras foram analisadas num espectrómetro de massa de ionização térmica de fonte sólida, VG SECTOR 54, equipado com seis colectores móveis e um central fixo. A referência utilizada nas análises de Sr foi o padrão internacional NBS 987, obtendo-se o valor de 0.710263(10) para um grau de confiança de 95%, em 8 medições. Os dados foram normalizados para o valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ de 0.1194 (Dickin, 1997).

Os dados de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ nas amostras foram corrigidos segundo a lei de fraccionamento exponencial para os valores $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ e normalizados para o padrão de La Jolla (Lugmair & Carlson, 1978). Foi também analisado o padrão JNd-1 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115 \pm 7$, Tanaka *et al.*, 2000), obtendo-se $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512114(2)$, para um grau de confiança de 95%, em 27 medições. Os valores das concentrações de Rb, Sr, Sm e Nd, usados para o cálculo das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foram determinados por ICP-MS, nos *Activation Laboratories*. Para o cálculo das isócronas usou-se o programa informático ISOPLOT versão 3.00 (Ludwig, 2003), que calcula a recta de regressão com base no método dos mínimos quadrados.

No caso do tonalito de Al Medinat, seleccionou-se uma das amostras com carácter menos alterado para datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em concentrados de anfíbola. Os cristais foram separados e purificados usando técnicas de separação magnética e líquidos densos e as análises isotópicas foram realizadas no *ActLabs* (Canadá).

CAPÍTULO II
ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

II- Enquadramento geológico

II.1- A cadeia Varisca de Marrocos

A cadeia Varisca resulta da colisão oblíqua direita essencialmente entre dois grandes blocos: Laurentia a Norte e Gondwana a Sul. O Varisco em Marrocos encontra-se inserido nas grandes cadeias que se situam em torno do Atlântico Norte. Antes da abertura do Atlântico e numa posição original, os três blocos (Africano, Norte-Americano e Báltico) são “soldados” dando origem aos orógenos paleozóicos (Caledónico e Varisco) (fig. II.1).

A reconstrução ante-triásica da cadeia Varisca torna-se difícil pelo funcionamento, no final do Paleozóico, de grandes desligamentos por reactivação de antigas linhas de sutura (Arthaud & Matte, 1977), pelo movimento das placas durante o Mesozóico e pela abertura do oceano Atlântico.

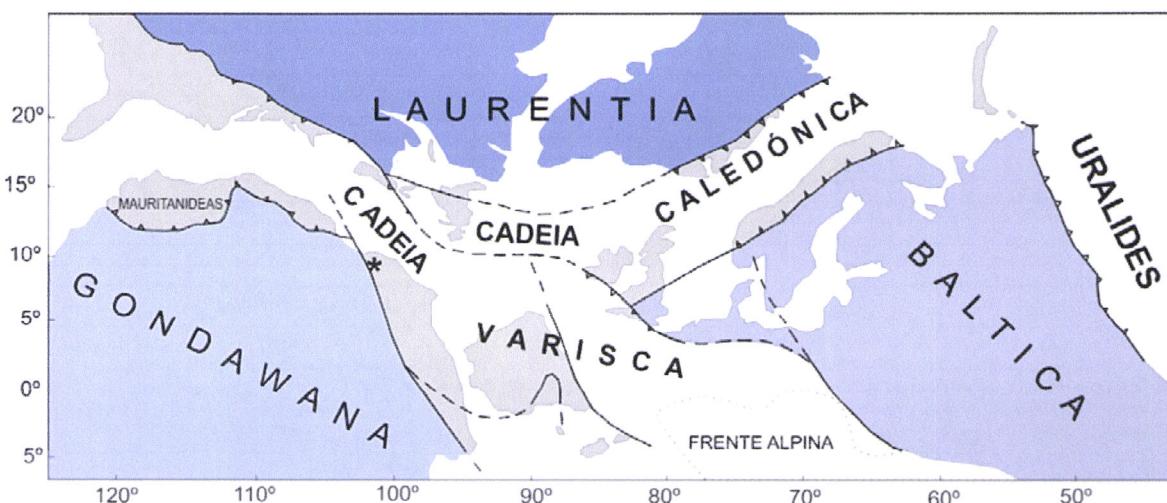


Figura II.1- Disposição em Y dos orógenos em torno do Atlântico Norte (Ribeiro et al., 1979);
*Localização do sector do Alto Atlas ocidental.

Tendo em conta os dados paleomagnéticos e estruturais para o Paleozóico, foram definidas duas placas continentais principais e inúmeras microplacas continentais, entre as quais as microplacas Avalónia e Armorica (fig. II.2), constituídas por um soco proterozóico. Estas microplacas foram separadas da margem da Gondwana durante o Câmbrico e Ordovícico e acrescentadas à Báltica e Laurentia antes da colisão no final do Carbónico dos grandes blocos Gondwana e Laurentia-Báltica (Matte, 2001; Matte, 2002). No Devónico médio, inicia-se o fecho do ramo Norte do Rheic devido à inversão do regime tectónico extensivo, para um regime tectónico compressivo (Ribeiro et al., 1983). A colisão entre estas placas originou o fecho das grandes bacias oceânicas Iapetus, Rheic e Galicia - Maciço Central, respectivamente de Norte para o Sul (fig. II.2).

No Norte de África, a cadeia Varisca estende-se por uma extensa região, desde as Mauritanídeas no bordo ocidental do cratão Oeste Africano até ao Norte da Argélia (fig. II.3). Segmentos desta cadeia encontram-se bem preservados principalmente no sector marroquino, onde a deformação dos terrenos paleozóicos foi retomada de uma forma essencialmente frágil durante o ciclo Alpino.

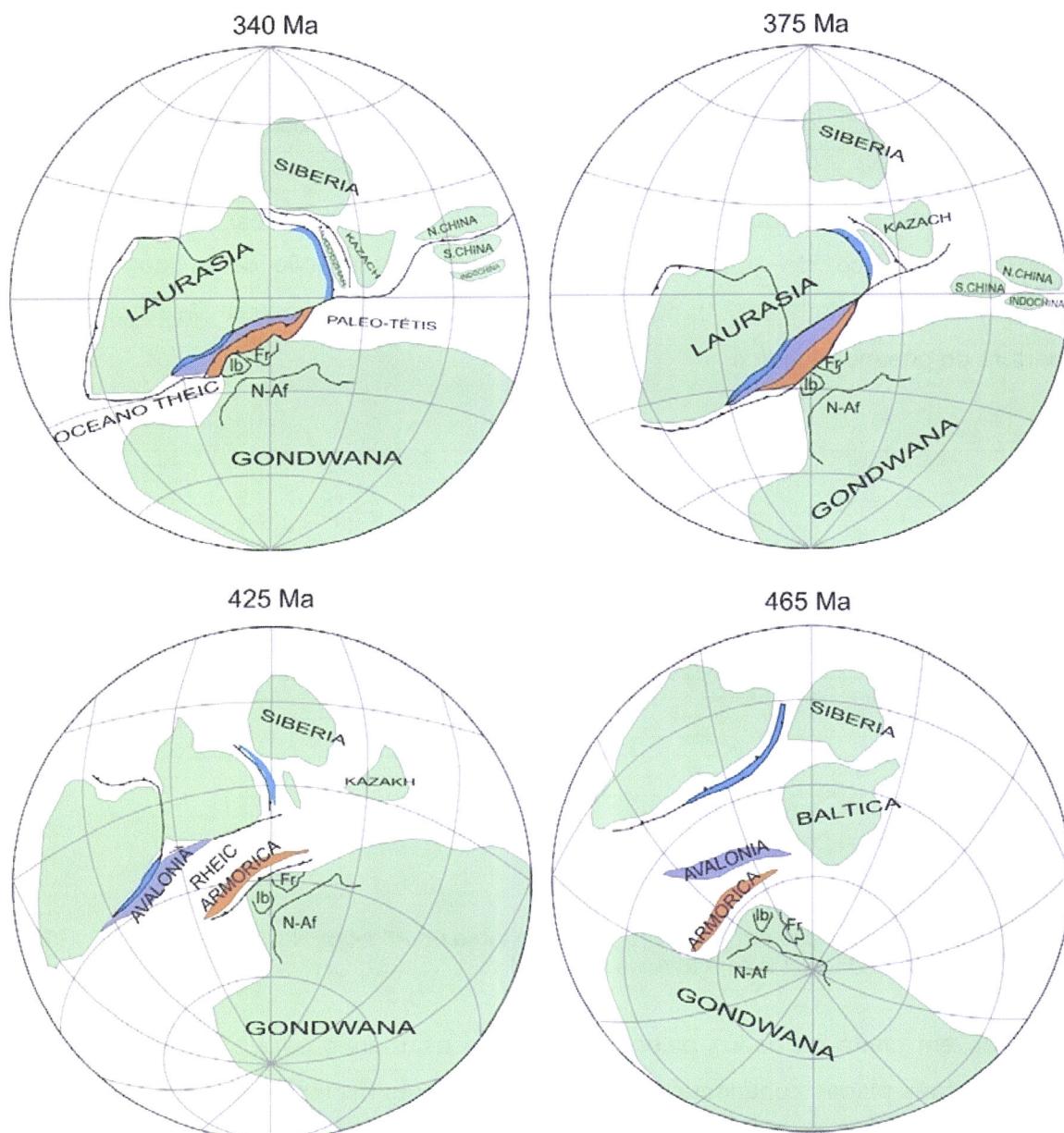


Figura II.2- Reconstituição Paleozóica desde o Ordovícico médio (465 Ma) até ao final do Carbónico (340 Ma), mostrando as microplacas Armorica e Avalónia. (segundo Matte; 2001). Ib: Ibéria; Fr: França; N-Af: Norte de África.

Estes terrenos encontram-se repartidos por diferentes domínios estruturais entre Marrocos meridional e setentrional (Houari & Hoepffner, 2003). A região de Marrocos central é a mais deformada, sendo constituída pelos domínios mesetiano oriental e occidental. Os núcleos paleozóicos encontram-se expostos entre sectores de rochas

mesozóicas deformadas observando-se ainda rochas da cobertura cenozóica nos domínios atlásico e rifano.

A história geológica de Marrocos é dominada pela actuação de dois ciclos principais: o ciclo Varisco e o ciclo Alpino (Atlásico).

Neste trabalho vamos limitar-nos essencialmente à história geológica regional que terá ocorrido durante o Paleozóico, ou seja, a que corresponde ao ciclo Varisco.

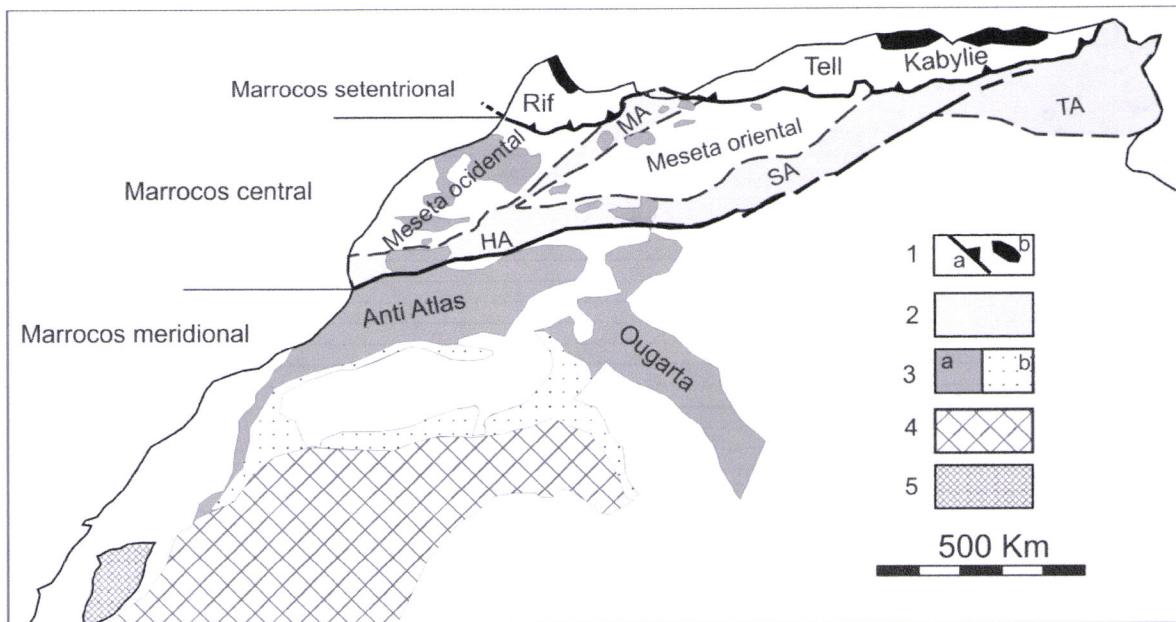


Figura II.3- Subdivisões estruturais do Norte de África e localização dos terrenos paleozóicos (Segundo Hoepffner et al., 2005).

- 1: cadeia Rifano-Teliana, a: frente Sul da cadeia; b: Paleozóico.
- 2: cadeia Atlásica (HA: Alto Atlas, SA: Atlas Sahariano, TA: Atlas Tunisino, MA: Médio Atlas).
- 3: Paleozóico, a: deformado pelo orógeno Varisco, b: não deformado.
- 4: Cratão Oeste Africano (maciços de idade arcaica e proterozóica).
- 5: Mauritanídeas alóctones.

II.1.1- O conceito dos domínios estruturais

Os trabalhos de Piqué & Michard (1981), Michard et al. (1983), Piqué (1984), Piqué & Michard (1989), caracterizaram a cadeia Varisca de Marrocos tendo em conta os dados paleogeográficos e a cronologia dos eventos tectonometamórficos variscos.

Segundo Hoepffner, (2006) a cadeia Varisca em Marrocos é repartida em dois domínios estruturais principais (fig. II.4): mesetiano e o sahariano.

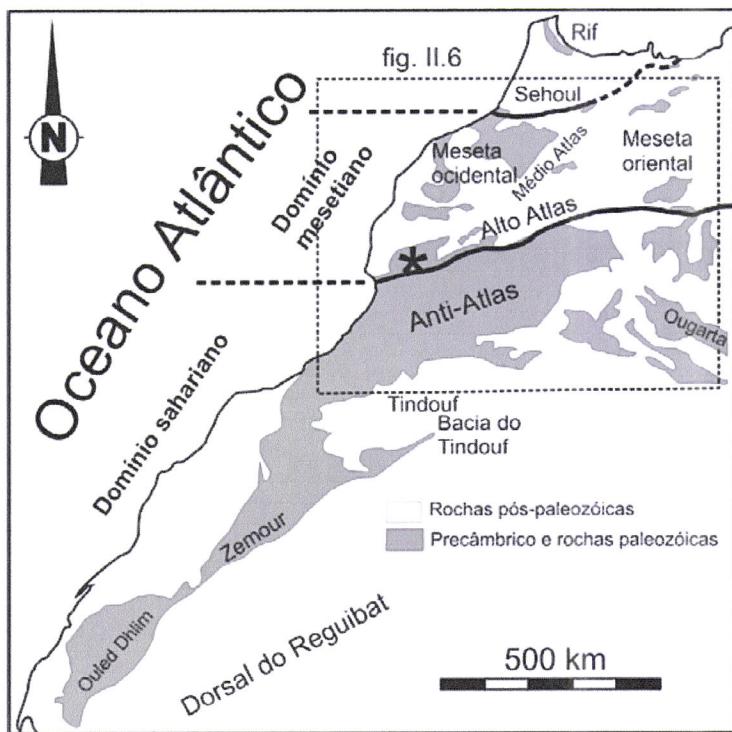


Figura II.4- Os grandes domínios geológicos de Marrocos (*in: Piqué, 1994*).

II.1.1.1- Domínio saariano (figs. II.4 e II.5)

Este domínio corresponde principalmente ao Anti Atlas. É uma cadeia montanhosa com uma orientação geral ENE-WSW. Encontra-se no bordo Norte da plataforma saariana e é essencialmente caracterizada por maciços de idade precâmbrica. O Anti Atlas divide-se em três partes: ocidental, central e oriental.

- Anti Atlas ocidental é um subdomínio com estruturas principais orientadas NE-SW a NNE-SSW (direcção mesetiana). A fase de compressão Varisca principal é de direcção ESE-WNW a E-W, correspondendo a um dobramento NNE-SSW e cavalgamentos com vergência para Este e uma deformação dúctil, sin-xistosa nas zonas atlânticas de Laksass e de Bas Dráa (Ouanaimi 2004).
- Anti Atlas central onde há interferência das direcções anteriores com a direcção atlásica ENE-WSW a E-W.
- Anti Atlas oriental que se conecta à cadeia de Ougarta com a direcção NW-SE.

O conjunto do Anti Atlas central e oriental formam o arco Anti Atlas/Ougarta. Tal como acontece na região do Anti Atlas ocidental, os autores são unânimes em relação ao papel dos movimentos de blocos do soco Precâmbrico e da reactivação das falhas normais herdadas durante a deformação varisca. A forma do arco parece ter resultado da identação do seu bordo NW do bloco rígido formado pelo cratão Oeste Africano.

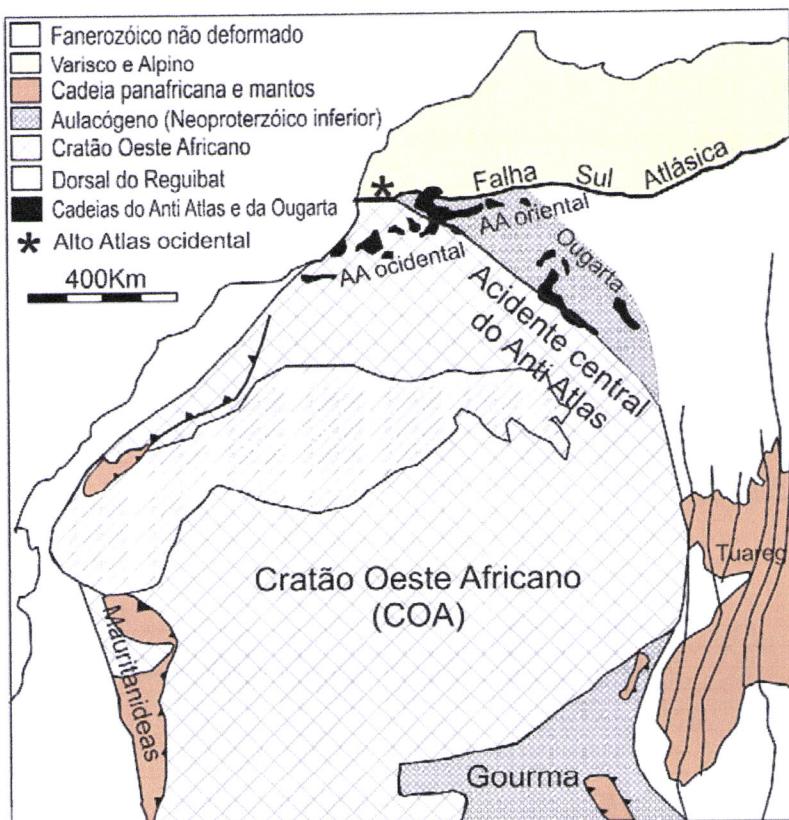


Figura II.5- Contexto regional do Anti Atlas no bordo do Cratão Oeste Africano (Ennih & Liégeois, 2001).
 *AA ocidental- Anti Atlas occidental;
 *AA oriental- Anti Atlas oriental.

II.1.1.2- Domínio mesetiano (fig. II.4)

Situa-se entre o Atlásico Sul e o Rif. O soco é representado por maciços de idade varisca em algumas regiões, enquanto noutras é coberto pelo Mesozóico e pelo Cenozóico. Neste domínio podem ser descritas duas unidades estruturais principais:

- (1) Subdomínio da Meseta oriental o qual compreende a parte oriental de Marrocos central (Azrou-Zaïan, Jbilet oriental) e Beni-Snassene. A deformação aqui é de carácter precoce, eovarisca, de idade devónica terminal (Piqué, 1994).
- (2) Subdomínio da Meseta occidental que compreende grande parte do sector occidental de Marrocos central (Rehamna, Jbilet e Alto Atlas occidental). Estas zonas são caracterizadas pela individualização de bacias de *flysch* a partir do Devónico superior e por uma fase tectonometamórfica do Namuro-Vestefaliano (Michard, 1976). As dobras são geralmente de direcção NNE-SSW a NE-SW.

II.1.2- O conceito das zonas estruturais

Actualmente, a cadeia Varisca é observada através de uma série de maciços paleozóicos, que afloram de uma maneira descontínua na cobertura meso-cenozóica. Esta disposição resulta de movimentos orogénicos recentes ligados ao ciclo Alpino.

Vários autores (Piqué & Michard, 1981; 1989; Kharbouch *et al.*, 1985; Lagarde, 1985; 1987; Rosé, 1987; Hoepffner, 1987; Diot *et al.*, 1987 e Piqué, 1994) propuseram um zonamento para esta cadeia que considera diferentes domínios, que se encontram ilustrados na figura II.6. Deste modo, verifica-se nas diferentes regiões de Marrocos setentrional (*in*: Piqué, 1994; fig. II.6) que a deformação é diacrónica e heterogénea. Ela migra desde as zonas orientais (consideradas como zonas internas da cadeia e estruturadas durante a fase eovarisca) na direcção de uma zona de transição, manifestada pela instalação de mantos sin a tardi-sedimentares, (deformadas no final do Dinantiano e, finalmente em direcção às zonas externas com dobramentos namuro-vestefalianos e sem fases precoces.

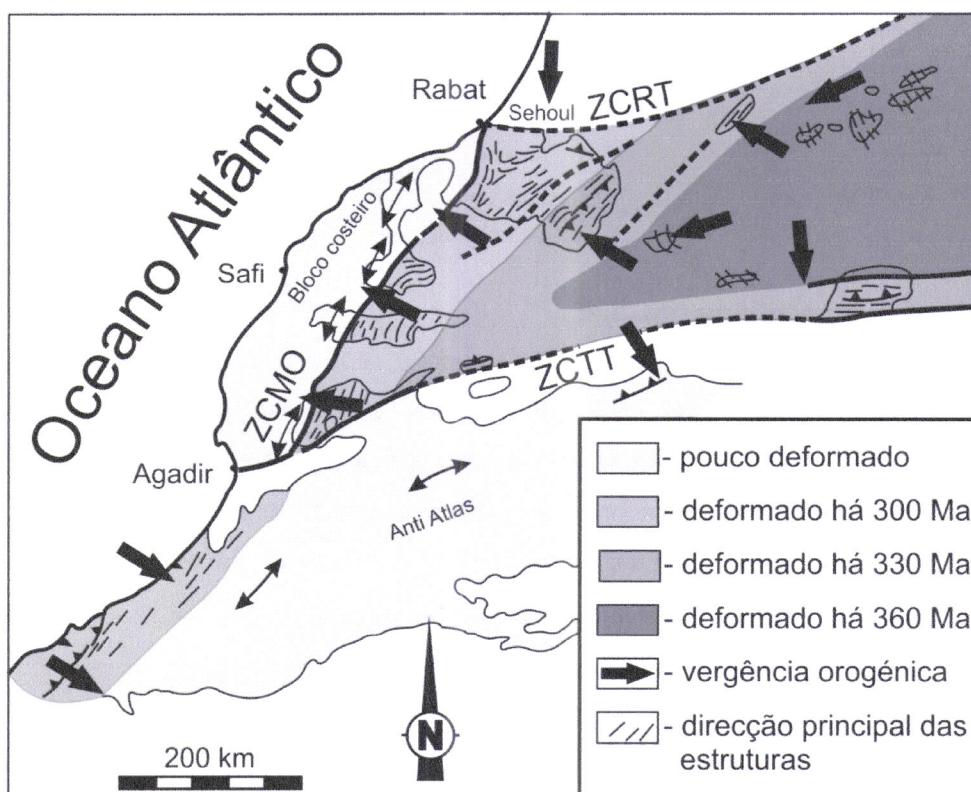


Figura II.6- Mapa das zonas estruturais em Marrocos (Piqué, 1994). ZCRT: zona de cisalhamento de Rabat-Tiflet; ZCMO ou WMSZ: zona de cisalhamento da Meseta ocidental; ZCTT: zona de cisalhamento de Tizi-n'Test.

II.1.3- Principais granitóides variscos

A actividade magmática Varisca em Marrocos é marcada pela instalação de vários corpos graníticos em diferentes níveis da série paleozóica exclusivamente a Norte do acidente Sul Atlásico no domínio meseto-atlásico (fig. II.7). Os dados geocronológicos obtidos através do método Rb-Sr dão uma idade entre 250-330 Ma para os granitos

(Mrini, 1993). Segundo este autor, em relação à sua origem, existem dois tipos destes granitos:

- O primeiro tipo comprehende essencialmente granodioritos a monzogranitos (granitos biotíticos). O Isr varia geralmente entre 0.704 e 0.709, e podem corresponder a fusão crustal descontínua devido à acção de magmas mantélicos (Gasquet, 1991 & Gasquet et al., 1992). Interacções importantes podem ter lugar entre este dois materiais ou entre a componente crustal e um *melt* resultante de diferenciação de magmas básicos. Um caso que pode ser limite neste tipo de granítóide é o caso de granítóide de Tichka no Alto Atlas ocidental, que pertence a uma série calco-alcalina com tendência a subalcalina cujo Isr (0.7026 a 0.7045) indica uma origem tipicamente mantélica eventualmente com uma fraca participação crustal.
- O segundo tipo agrupa essencialmente leucogranitos (granitos de duas micas) originados por fusão de um fragmento da crista continental. O Isr varia entre 0.7026 e 0.720.

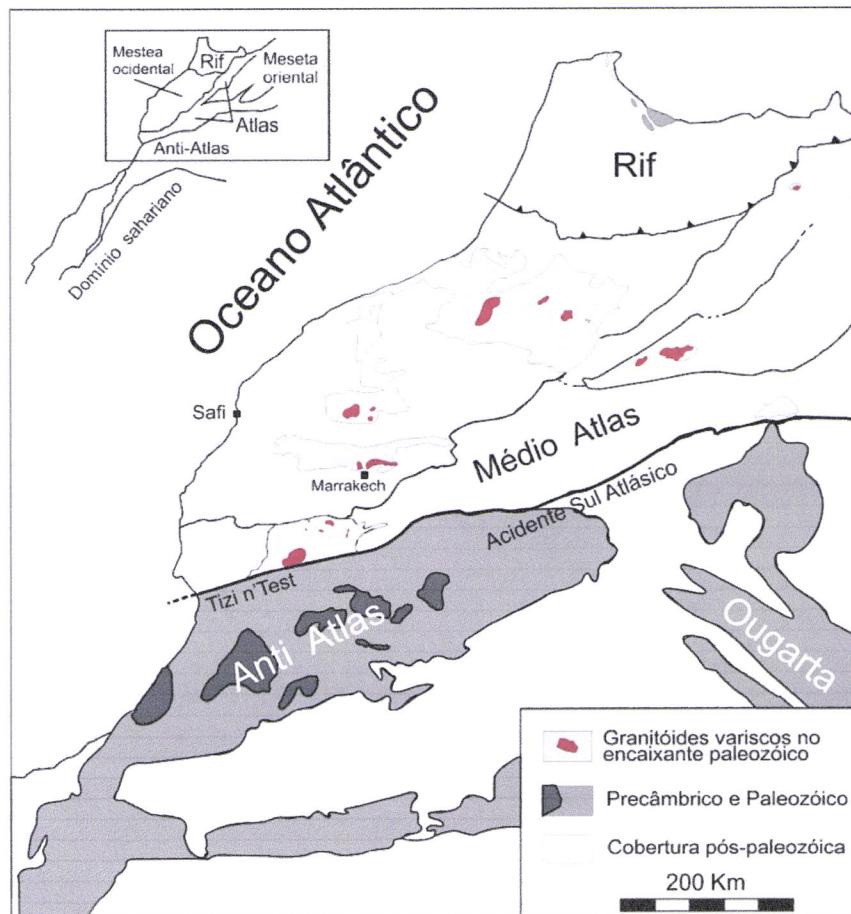


Figura II.7- Localização das principais intrusões no domínio meseto-atlásico.

II.1.4- Génese e evolução da cadeia Varisca em Marrocos

A interpretação da génese da cadeia Varisca marroquina é condicionada pelas deformações que ocorreram neste território durante o ciclo Varisco (Michard, 1976; Piqué & Michard, 1981, 1989; Michard *et al.*, 1989; Piqué, 1984; 1994; 2001; Hoepffner *et al.*, 2005). Estes episódios de deformações repartem-se do seguinte modo:

- Deformação no Paleozóico inferior, que inclui os episódios de distensão ante-Devónico superior e do sector de Sehoul;
- Deformação eovarisca no Devónico terminal;
- Deformação varisca no Carbónico;
- Deformação tardia pós-varisca.

II.1.4.1- Os episódios distensivos do ciclo Varisco

A história geológica de Marrocos durante o Paleozóico inferior é marcada por episódios distensivos relacionados com a fracturação da massa continental da Rodínia no final do Proterozóico (Scotese & Mackerrow, 1990; fig. II.8). Segundo Pereira *et al.* (2006), a Meseta ocidental e o Alto Atlas ocidental (Marrocos), compartilham uma evolução geotectónica semelhante, situando-se provavelmente no mesmo quadro paleogeográfico da região peri-Gondwânica Oeste Africana da margem activa da Avalónia-Cadomia (fig. II.9).

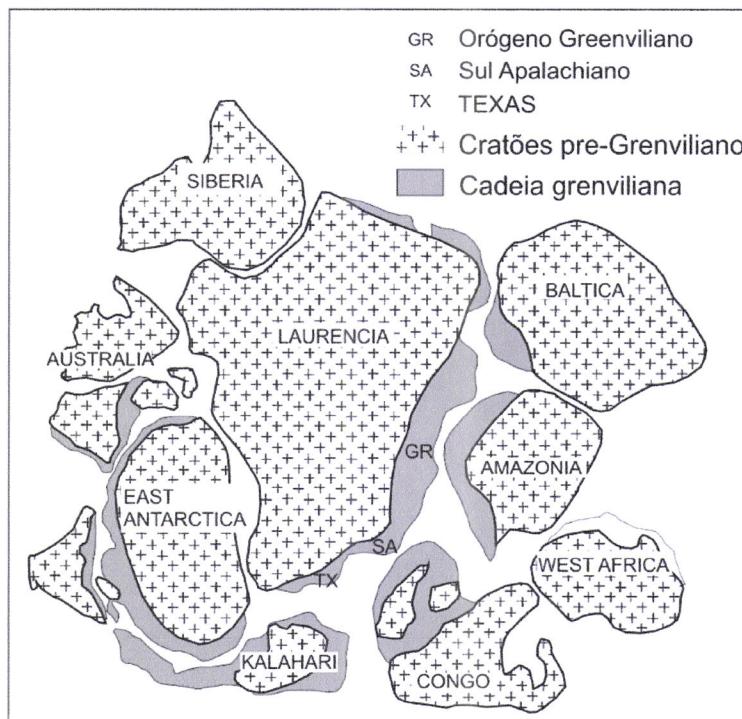


Figura II.8- Uma das possíveis reconstruções do super-continente Rodínia, no final do Meso-Proterozóico (Carrigan, 2003).

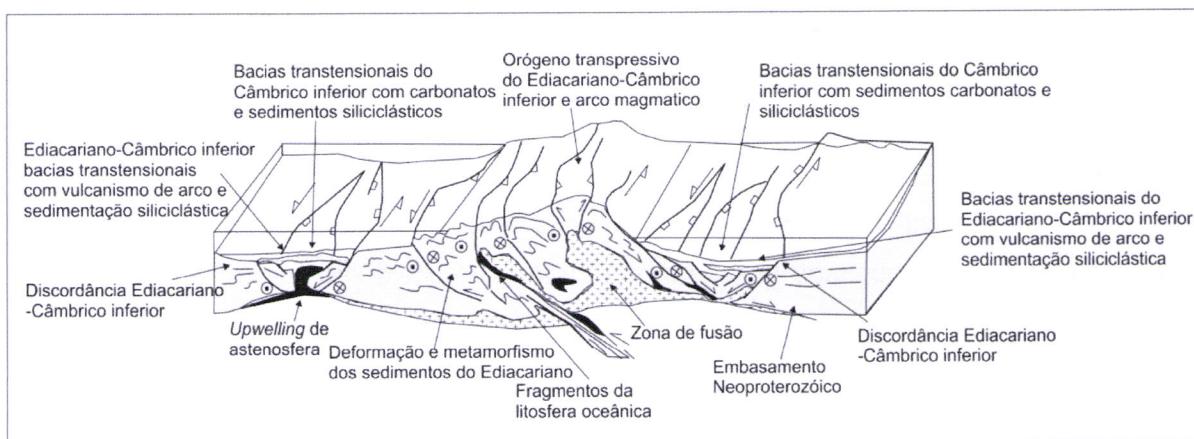


Figura II.9- Esquema simplificado proposto para a situação relativa da zona Oeste e centro-europeia (zona Ossa Morena, zona Saxo-Turingica e a cadeia Cadomiana da Norte Armorica) e do Norte de África (Anti Atlas, Alto Atlas e Meseta ocidental) durante o Ediacariano-Câmbrico inferior (570-520 Ma) (*in: Pereira et al., 2006*).

As regiões de Marrocos (Meseta marroquina e Anti Atlas) do lado do cratão Oeste Africano e as regiões vizinhas da Europa (por exemplo a Zona Centro Ibérica e o maciço armoricano central) e da América (os Apalaches orientais e a península de Avalónia na Terra-Nova) fazem parte de uma extensa plataforma, pouca profunda que prolonga a parte emergente do cratão e cuja sedimentação registou as pulsações epirogénicas. Esta distensão contribuiu para a fragmentação desta plataforma e a individualização das microplacas de Avalónia e Armorica (*in: Piqué, 1994*).

El Archi *et al.* (2004; fig. II.10) estabeleceram um modelo de abertura das bacias a Norte do cratão Oeste Africano num regime de colisão oblíqua durante a época entre o Proterozóico e o Câmbrio.

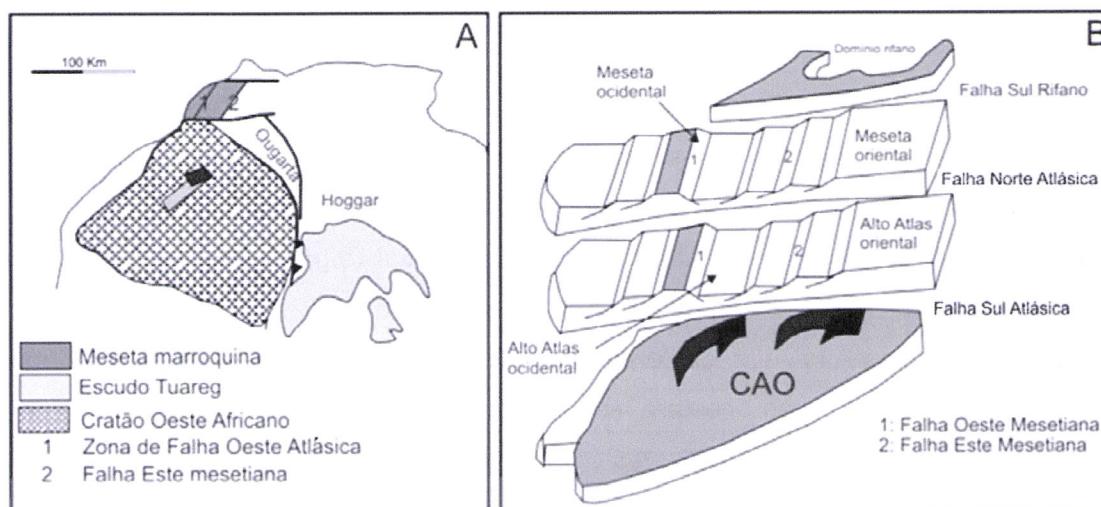


Figura II.10- (A) Movimento relativo do escudo Tuareg durante a orogenia panafricana (Black *et al.*, 1994, modificado), (B) Modelo geodinâmico da bacia câmbrica no Alto Atlas e na Meseta, durante o Neoproterozóico superior-Câmbrico (El Archi *et al.*, 2004).

Este modelo baseou-se essencialmente na actividade vulcânica calco-alcalina proposta por diferentes autores (e.g. Pothin, 1993 & Black *et al.*, 1994) e também devido à existência da zona de falha Sul Atlásica como fronteira do referido cratão (Ennih & Liégeois, 2001).

A Meseta marroquina ocidental, no Câmbrico médio caracteriza-se por uma espessa série sedimentar, depositada num *graben* fortemente subsidente (Bernardin *et al.*, 1988; fig. II.11).

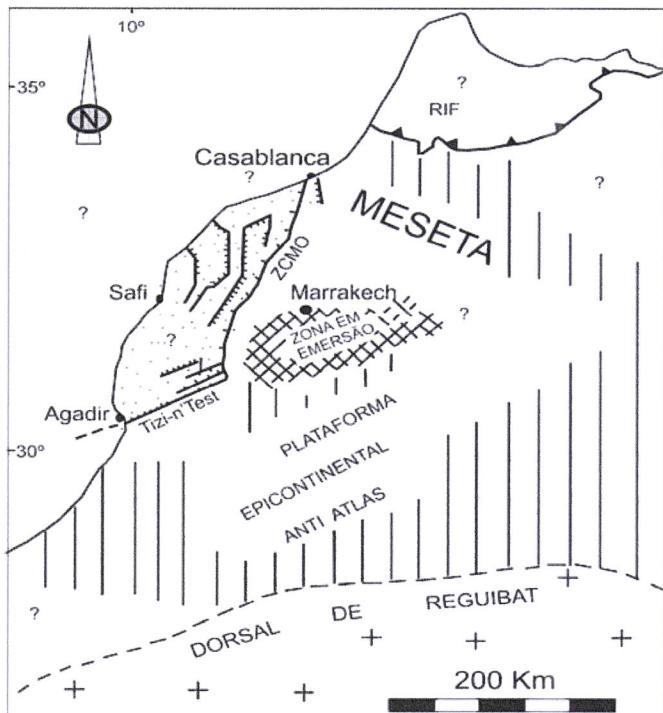


Figura II.11- Graben (fase de rifting) do Câmbrico médio na Meseta ocidental (segundo Bernardin *et al.*, 1988). ZMO ou WMSZ: Zona de cisalhamento da Meseta ocidental.

O graben Oeste mesetiano corresponde a um rift intracontinental, cujo limite Este é marcado pela zona de cisalhamento da Meseta ocidental com direcção NNE-SSW. Apresenta-se delimitado a Sul por falhas principais como o acidente de Tizi-n'Test com direcção N60° a N70° e cinemática sin-sedimentar normal.

Uma actividade vulcânica de idade câmbrica a infracâmbrica foi reconhecida em diferentes locais de Marrocos, tanto na Meseta ocidental (e.g. Lecointre, 1926; Gigout, 1956; Piqué, 1979; Habibi & Hamoumi, 1992; Piqué *et al.*, 1999; Ouali *et al.*, 2003; El Hadi, 2006) como no Alto Atlas ocidental (e.g. Ouazzani *et al.*, 1998). Do ponto de vista geodinâmico, este vulcanismo estará associado à cinemática distensiva na região de Marrocos, que ocorreu no final de Proterozóico e início do Câmbrio.

Com base em dados magnéticos e estruturais El Attari *et al.* (1997) estabeleceram um modelo cinemático da abertura de bacia câmbrica da Meseta ocidental entre dois corredores de actividade vulcânica intensa nesta época e que correspondem aos limites

setentrionais e meridionais do rift Oeste mesetiano e às zonas de anisotropia do soco. Esta abertura da bacia câmbrica é provavelmente de tipo *pull-apart*, (fig. II.12).

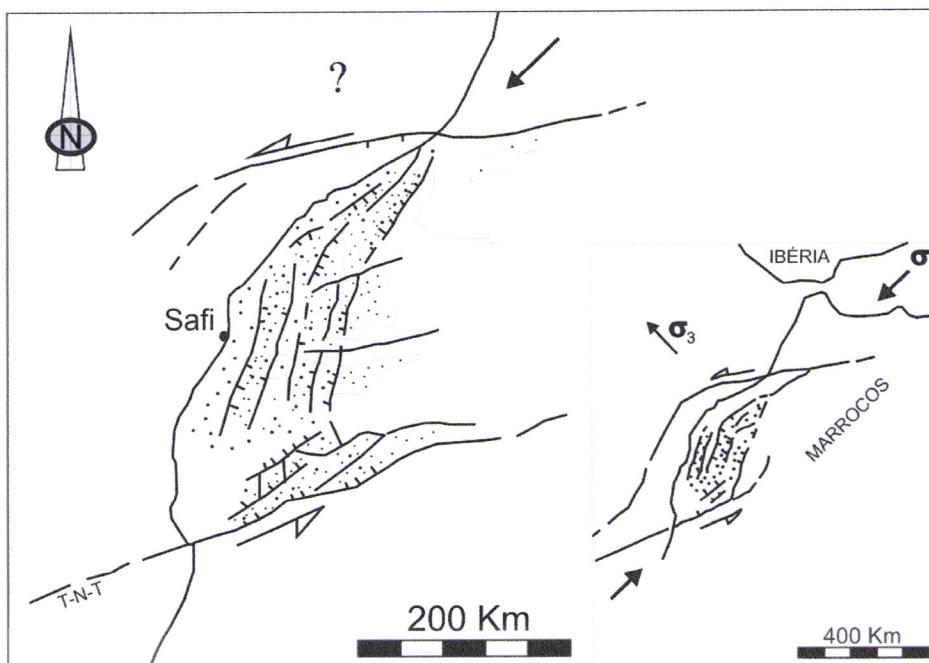


Figura II.12- Modelo de abertura da bacia câmbrica na Meseta ocidental (segundo El Attari et al., 1997). TNT: falha de Tizi-n'Test.

A Este da zona de cisalhamento da Meseta ocidental estende-se o domínio de bacias carbónicas, bem representadas no Sul (Jebilet), mas igualmente presentes na região de Rehamna e que se pode prolongar mais a Norte no Maciço central. Neste domínio ocorreram fenómenos distensivos desde o Devónico superior até ao Viseano superior (Piqué, 1979; Lagarde, 1985; Diot, 1989).

A abertura destas bacias mesetianas foi acompanhada por uma actividade magmática toléitica sobretudo em Jebilet (Huvelin, 1977), e em Rehamna (Hoepffner et al., 1982). A distensão viseana (Diot, 1989) ocorreu, não só ao longo do acidente do soco, com direcção submeridiana a Oeste, mas também ao longo dos acidentes N70°-90° que são os limites actuais dos blocos; a falha de Rabat-Tiflet a Norte e a zona de cisalhamento Sul Atlásica (Michard et al., 1983).

O regime distensivo responsável pelo *rifting* transforma-se em regime compressivo durante as fases finais do ciclo Varisco ocorrendo a instalação de bacias sedimentares cuja evolução geodinâmica continua até ao final de Pérmico (Lagarde, 1985; fig. II.13).

II.1.4.2- Os episódios da deformação eovarisca (Devónico terminal)

Como referimos anteriormente, a Meseta oriental faz parte do grande domínio mesetiano-atlásico com estruturação eovarisca, constituindo as zonas internas da cadeia Varisca de Marrocos (Piqué, 1994).

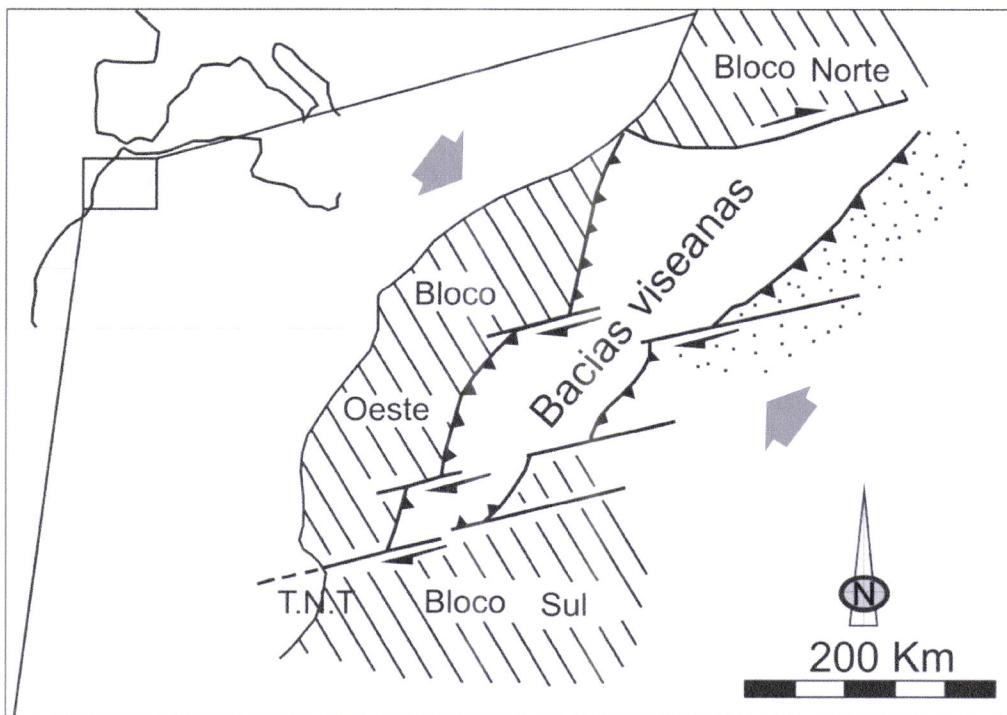


Figura II.13- A Meseta ocidental localiza-se nas antigas bacias subsidentes, de idade viseana, limitada a Norte, Oeste e Sul por blocos submersos (segundo Lagarde, 1985).

A deformação varisca é caracterizada neste domínio por fases de deformação precoce (dobramentos e/ou cavalgamentos) de idade devónica superior a viseana superior Hoepffner, 1987). Na região de Haute Moulouya, situada a Este do Médio Atlas, o dobramento sin-metamórfico é datado de 366 Ma (Tisserant, 1977; *in*: Oukemeni, 1993). Na região de Midelt e a Norte de Tamlelt, o metamorfismo atingiu a fácie dos xistos verdes a anfibolítica com biotite e granada, enquanto que noutros locais, é de baixo grau (muito baixo ou baixo na fácie dos xistos verdes; Hoepffner *et al.*, 2006). Este evento tectonometamórfico foi datado dos 336 Ma na região de Midelt, pelo método Rb-Sr (Clauer *et al.*, 1980; *in*: Hoepffner *et al.*, 2006) e dos 370 Ma na região de Debdou-Mekkam pelo método K-Ar em moscovite (Huon *et al.*, 1987; *in*: Hoepffner *et al.*, 2006).

II.1.4.3- Os episódios da deformação varisca

Nas regiões setentrionais de Marrocos a deformação varisca é acompanhada na Meseta ocidental pela instalação de granitóides associados a zonas de cisalhamento dícteis (fig. II.14).

A figura II.15 representa um resumo dos eventos que terão marcado a cadeia Varisca marroquina desde o final do Devónico até ao carbónico.

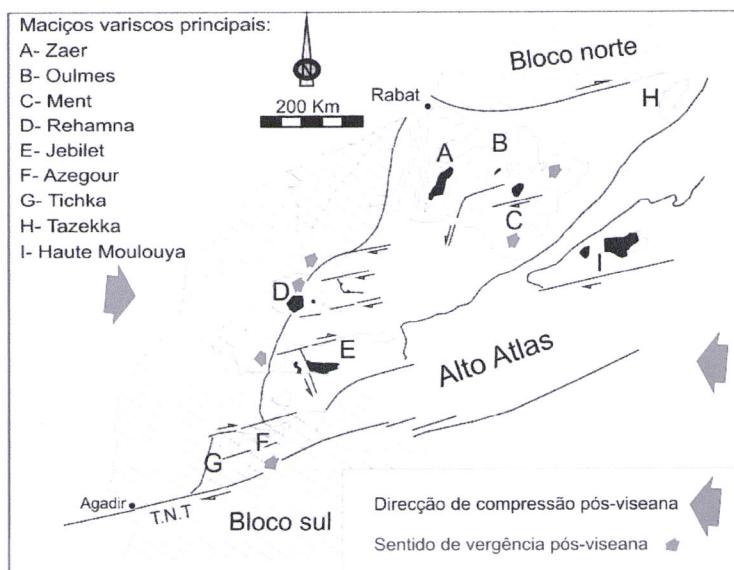


Figura II.14- Mapa das trajectórias da deformação pós-viseana na Meseta ocidental (Lagarde, 1985). Estas trajectórias mostram a existência de zonas de cisalhamento dícteis organizadas em duas famílias distintas: ENE-WSW direitas e NNE-SSW esquerdas, ambas concordantes com a direcção de compressão máxima WNW-ESE a E-W.

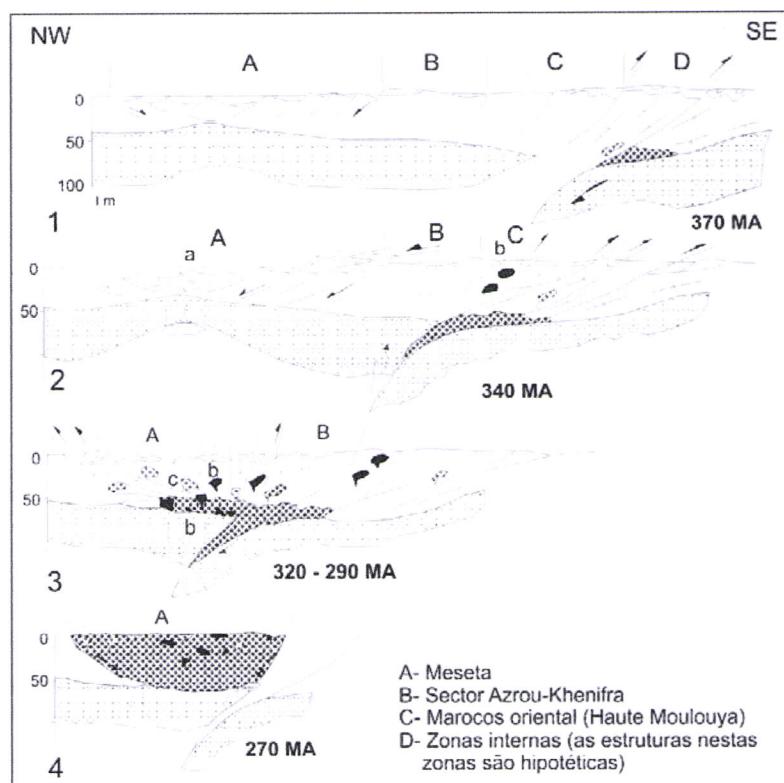
Figura II.15- Modelo de evolução da cadeia Varisca marroquina entre 370 Ma e 270 Ma (Lagarde, 1987) para os diferentes domínios:

- **370 Ma:** compressão em (C) e distensão na Meseta (A).

- **340 Ma:** instalação dos primeiros granitóides em (C), a compressão migra em direcção a Oeste (B), distensão e magmatismo (a).

- **320-290 Ma:** a compressão afecta a Meseta com o rejogo inverso das fracturas litosféricas em cavalgamento e desligamento. Instalação de granitóides calco-alcalinos (b) e anatáticos (c).

- **270 Ma:** instalação de granitos alcalinos tarditectónicos ao longo das zonas de cisalhamento na Meseta.



O Paleozóico terminal (Estefaniano - Pérmico) foi marcado pela instalação de bacias intra-montanhosas e por uma sedimentação detritica. Estas fácies são de natureza continental, e encontram-se associadas a importantes manifestações vulcânicas, geralmente do tipo calco-alcalino. Esta sedimentação ocorre em discordância sobre as estruturas variscas anteriores, sendo controlada por falhas normais sin-sedimentares.

II.1.4.4- Os episódios da deformação tardia pós-varisca

Os últimos efeitos da deformação compressiva afectaram os sedimentos do tipo molasso de idade estefaniana a pérmica inferior. Estes sedimentos continentais foram afectados por uma deformação principalmente acomodada pelos desligamentos e falhas inversas em regime frágil. Segundo alguns modelos a direcção da compressão iniciou-se com a orientação E-W, que se tornou NW-SE a N-S (Ait Brahim *et al.*, 1996; Errami, 2001 & Muller *et al.*, 1991; *in*: Hoepffner *et al.*, 2006).

O Pérmico constitui um período de passagem entre o ciclo Varisco, essencialmente marcado pelas fases compressivas e o Triásico, caracterizado por um regime extensivo. As séries pérmicas são conservadas nas bacias intra-montanhosas isoladas e geograficamente distantes umas das outras (El Wartiti, 1990).

II.2- O Alto Atlas ocidental

II.2.1- Introdução

Entre o Alto Atlas marítimo de afinidade atlântica, e o Alto Atlas central situado a Este e com afinidade tetisiana, encontra-se o Alto Atlas ocidental inicialmente designado por Cornée (1989) como o Alto Atlas Paleozóico (fig. II.16). Este maciço constitui o segmento mais meridional da Meseta ocidental com estruturação Varisca. É formado essencialmente por um soco Precâmbrico - Paleozóico inferior profundamente afectado pela deformação varisca com uma cobertura meso-cenozóica apenas afectada pela deformação alpina (atlásica).

O Alto Atlas ocidental é limitado por dois acidentes principais:

- O acidente de Tizi-n'Test (TNT) a Sul, que representa um elemento importante na história geológica de Marrocos. A sua história estende-se desde a orogenia panafricana, tendo tido um papel fundamental no controlo da sedimentação desde o Câmbrico (Cornée, 1989; Bernardin *et al.*, 1988; Chacrone, 1996; Mustaphi *et al.*, 1997; Qarrous *et al.*, 2003). Este importante acidente constitui o limite da bacia de Souss que se desenvolve a Sul e a Este. A falha de N'Fis constitui o seu prolongamento e separa o domínio ocidental e central (Ouanaimi, 1989; Ouanaimi & Petit, 1992).
- A zona de falha Oeste Atlásica (ZFOA) situa-se a Oeste do domínio ocidental. Tal como o acidente de TNT, a ZFOA é um acidente herdado da orogenia panafricana, mostrando um carácter sin-sedimentar desde o Câmbrico. O seu prolongamento na Meseta ocidental constitui uma zona de cisalhamento designada como zona de cisalhamento da Meseta ocidental (Cornée & Ferrandini, 1985).

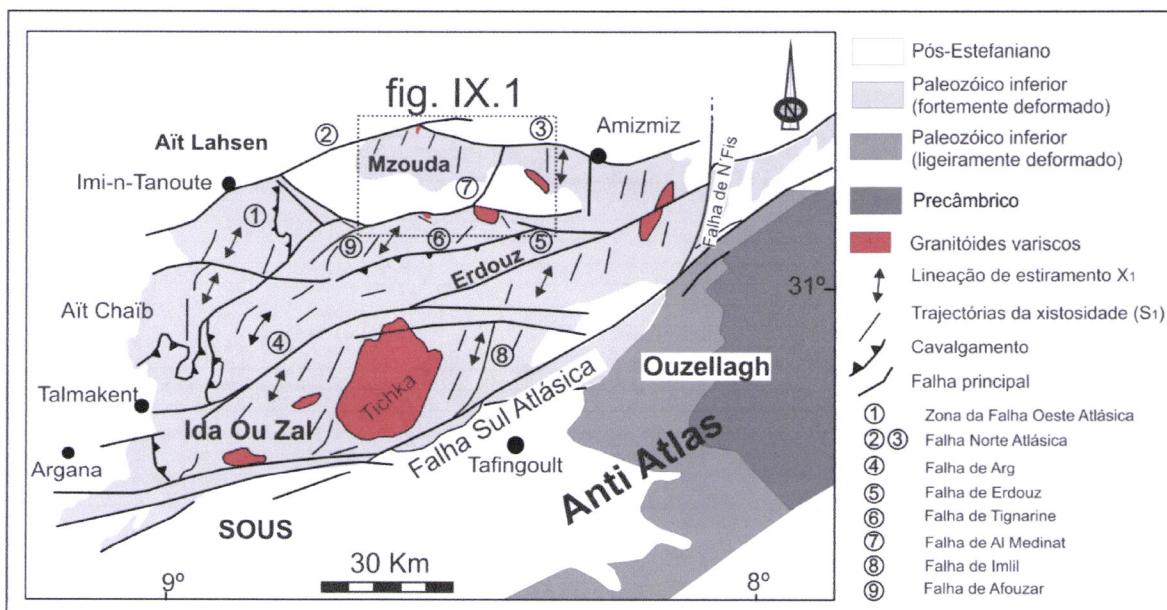


Figura II.16- Esboço estrutural do Alto Atlas ocidental, evidenciando a relação entre os principais acidentes, a trajectória de S₁ e de X₁ e as principais intrusões graníticas (adaptado de Cornée, 1987 & El Archi et al., 2004; fig. 16A).

O Alto Atlas ocidental é considerado como uma zona chave para a compreensão da complexa evolução tectonometamórfica da Meseta ocidental em particular e da cadeia Varisca marroquina em geral devido à sua posição na transição entre um bloco Sul com Varisco pouco deformado (domínio do Anti Atlas) e o bloco Norte com Varisco mais deformado e com uma clivagem penetrativa (fig. II.14).

II.2.2- Litoestratigrafia

A história sedimentar do ciclo Varisco em Marrocos inicia-se por uma fase de *rifting* na Meseta que se desenvolveu no soco estruturado no Precâmbrico. Este episódio de distensão é materializado pela existência de falhas normais geralmente sin-sedimentares e por uma actividade vulcânica com quimismo toleítico intracontinental (Badra et al., 1992).

Trabalhos anteriores na região do Alto Atlas ocidental (Cornée et al., 1987; El Archi, 1989) realçaram a ocorrência de estruturas distensivas que são o resultado de uma tectónica sin-sedimentar no Câmbrio e que permitiram a individualização da bacia subsidente situada no Alto Atlas ocidental e na Meseta ocidental (Bernardin et al., 1988).

No Câmbrio médio (fig. II.17), o Alto Atlas ocidental constitui um *graben* de direcção N60° na margem meridional da Meseta ocidental ao Norte da falha Sul Atlásica. No Devónico inferior, este *graben* terá sofrido uma reorientação N-S (Cornée et al., 1987).

Neste capítulo iremos limitar-nos a fazer uma breve descrição das principais fácies existentes no Alto Atlas ocidental, tendo em vista a situação particular deste local, que

corresponde a uma zona de transição entre o domínio Panafricano a Sul da falha Sul Atlásica (actual TNT) e o domínio mesetiano Varisco a Norte.

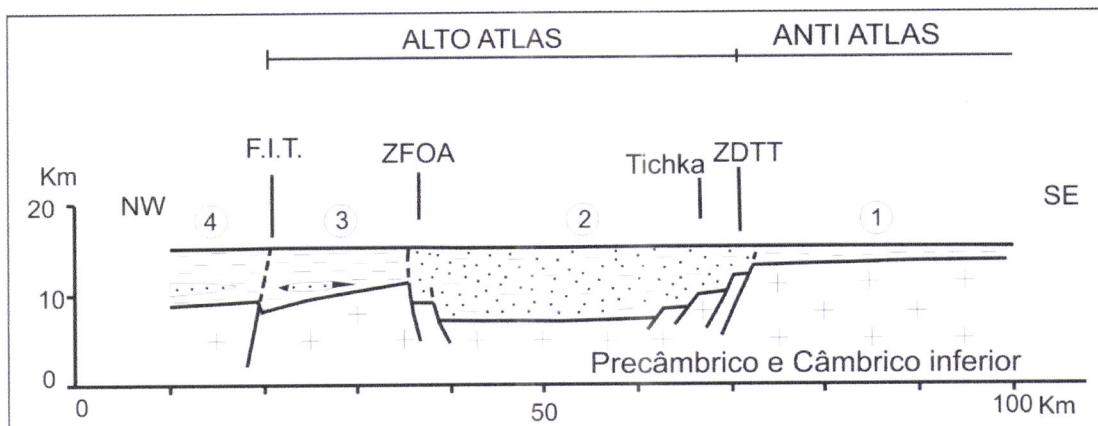


Figura II.17- Situação paleogeográfica do *graben* do Câmbrio médio no Alto Atlas ocidental durante o Ordovícico inferior. ZDTT: Zona de desligamento do Tizi-n'Test; FIT: Falha de Imi-n'Tanout; ZFOA: Zona de falha Oeste Atlásica.

- (1) Fácies Anti Atlas argilo-siltoso;
- (2) Fácies SE do Alto Atlas com rochas vulcanodetríticas e carbonatadas;
- (3) Fácies NW do Alto Atlas argilo-siltoso com intercalações de bancadas de grés feldspáttico;
- (4) Fácies Jebilet semelhante à fácies 3 mas mais espessa (Cornée et al., 1987).

Atendendo à sua riqueza em jazigos mineiros, inúmeros trabalhos foram aqui efectuados desde o início do século XX (e.g. Roch, 1930; Moret, 1931; Neltner, 1938; Dresch, 1941; Proust, 1961; Schaer, 1962; 1964; Alaoui M'hamdi, 1966; Petit, 1976; Laville, 1977; 1981; 1985; Cornée, 1985; 1989; 1990; Aït Ayad, 1987; Tayebi, 1989; Ouarnaimi, 1989; Jouhari, 1989; El Archi, 1989; Gasquet, 1991; Chacrone, 1996; Eddif, 1998).

A determinação da idade dos terrenos no Alto Atlas ocidental é complexa devido à ausência ou à raridade do conteúdo fossilífero e/ou de trabalhos de geocronologia absoluta. A estratigrafia neste domínio é por isso baseada essencialmente nas correlações litológicas e por analogia de fácies com as regiões vizinhas especialmente no Anti Atlas (Choubert & Faure-Muret, 1956 e Schaer, 1964). Trabalhos anteriores (Ouazzani et al., 1998) apresentam indícios de um magmatismo de arco vulcânico com uma idade proterozóica superior.

El Archi et al. (2004) estabeleceram uma coluna litoestratigráfica sintética para o Alto Atlas ocidental através da compilação dos dados de trabalhos anteriores que apresentam fácies similares do Anti Atlas (Choubert, 1963; Leblanc, 1975), do Alto Atlas (Cornée et al., 1987a; Ouarnaimi, 1989; Badra et al., 1992; El Archi et al., 2000; Jouhari, 2001) e da Meseta (Corsini, 1991; El Attari, 2001) (fig. II.18). De acordo com os mesmos autores, a coluna apresenta rochas vulcanosedimentares de idade neoproterozóica terminal, às

quais se sobrepõem xistos, calcários e pelitos do Câmbrico inferior. O contacto é geralmente concordante, excepto algumas secções onde foram observadas ligeiras discordâncias.

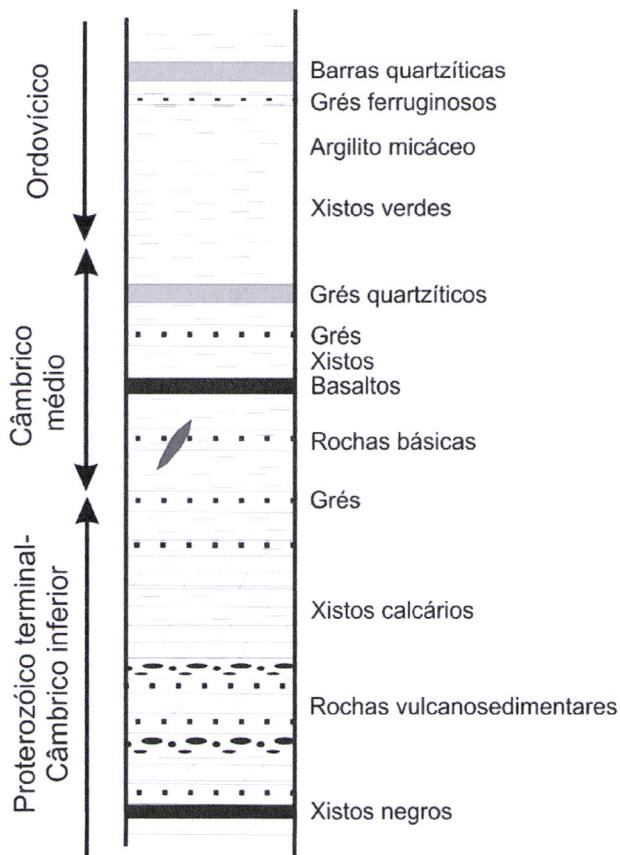


Figura II.18- Coluna litoestratigráfica simplificada para o Alto Atlas ocidental (adaptado de El Archi *et al.*, 2004, sem escala).

Terrenos de idade precâmbrica afloram na parte oriental do Alto Atlas ocidental (Ouzellarh). São sobretudo quartzitos e xistos com baixo grau metamórfico, atribuídos ao Precâmbrico II com núcleos de gnaisse do Precâmbrico I (Proust, 1973). O Precâmbrico III aflora nos maciços de Toubkal e Tricht-Tidsi no Alto Atlas oriental e ocidental de Ouzellarh. São constituídos por uma série essencialmente vulcânica, andesítica e dacítica (*in:* Piqué, 1994). Esta série foi atribuída à série de Ouarzazate do Anti Atlas.

A transição para o Câmbrico inferior é formada, na parte oriental do Alto Atlas ocidental, por uma sequência de xistos borra de vinho à qual se sobrepõem calcários, xistos e uma série piroclástica. No topo da série surgem conglomerados associados a níveis de calcário com arqueociatídeos.

O Câmbrico inferior representa sedimentos de plataforma pouco profunda mas subsidente no domínio do Alto Atlas ocidental; a sedimentação é essencialmente carbonatada e vulcanosedimentar (Badra *et al.*, 1992).

O Câmbrico médio é constituído por uma série xistosa e que para o topo, passa a níveis gresosos (possível equivalente da formação de El Hank-Tabanit que marca o final do Câmbrico médio) (Ouanaimi, 1989).

II.2.3- Estrutura

No Alto Atlas ocidental as principais estruturas geradas (fig. II.16) podem ser atribuídas a um único episódio de deformação com idade namuro-vestefaliana (Lagarde, 1985; Makhout *et al.*, 1988; Piqué, 1994).

Este domínio é representado essencialmente por séries precâmbricas a paleozóicas afectadas por metamorfismo do tipo epizonal (Cornée, 1989; Tayebi, 1989).

Tal como na generalidade do Varisco marroquino, as estruturas aqui existentes são profundamente condicionadas pelos cisalhamentos principais ENE-WSW (zonas de cisalhamento de Imlí-n'Tanout, de Erdouz e de Tizi-n'Test). A cinemática direita associada a estas zonas de cisalhamento é compatível com os dobramentos N-S a NNE-SSW (direcção mesetiana) que evidenciam uma clivagem S_1 de plano axial. A contemporaneidade entre as estruturas previamente descritas é atestada pelo facto de, tanto as dobras como a clivagem S_1 se encurvarem para NE-SW ou mesmo ENE-WSW quando se aproximam das zonas de cisalhamento, ao mesmo tempo que se nota um aumento da intensidade da deformação na vizinhança das zonas de cisalhamento (Lagarde, 1985).

O metamorfismo regional que afectou os terrenos aflorantes no Alto Atlas ocidental é do tipo epizonal (Cornée, 1989; Tayebi, 1989) e atingiu graus de metamorfismo muito elevados na região de Adassil (Hadani, 2003). Neste segmento Varisco ocorrem uma série de intrusões ígneas com dimensões hectométricas a quilométricas; sendo o mais importante destes maciços o granítóide de Tichka. A actividade magmática é marcada no Alto Atlas ocidental, pela instalação de granítóides em diferentes níveis da série Paleozóica preferencialmente a Norte de acidente de Tizi-n'Test (fig. II.16).

A estruturação do maciço do Alto Atlas ocidental é o resultado da sobreposição da tectónica Varisca e Alpina (Atlásica). A primeira originou uma estruturação segundo uma direcção geral NE-SW (Ambroggi, 1963; *in*: Chacrone, 1996), enquanto que no ciclo Alpino a direcção E-W foi predominante.

CAPÍTULO III
LITOESTRATIGRAFIA

III- Litoestratigrafia

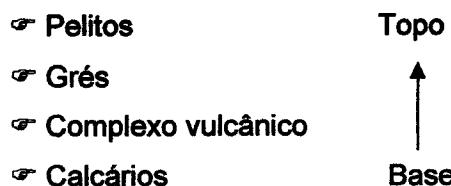
III.1- Introdução

Como já foi referido no capítulo anterior, a determinação da idade dos terrenos no Alto Atlas ocidental é complexa devido à ausência ou raridade, quer de fósseis quer de estudos de geocronologia absoluta. Por outro lado, o contraste petrológico entre as diferentes formações e a complexidade da deformação resultante dos ciclos orogénicos Varisco e Alpino são situações que dificultam o estabelecimento de correlações. A estratigrafia dos sectores estudados é por isso baseada essencialmente nas correlações litológicas e na analogia das fácies locais com as das regiões vizinhas, principalmente do Anti Atlas (Choubert & Faure-Muret, 1956; Schaer, 1964).

III.2- Principais trabalhos anteriores

Nos parágrafos seguintes, descreveremos os principais estudos de estratigrafia elaborados para a região do Alto Atlas ocidental:

- Permingeat (1957) descreveu na região do Guedmioua (que faz parte da região de Azegour e de Al Medinat), 4 fácies principais atribuídas ao Paleozóico:



- Segundo os trabalhos de cartografia efectuados posteriormente por Froitzheim (1988) na zona subaxial setentrional, foi possível evidenciar na região de Azegour a existência de uma série de rochas vulcanoclásticas de base, seguidas por níveis carbonatados cuja idade é atribuída ao Câmbrio inferior. O Câmbrio médio tem início numa série vulcanoclástica superior à qual se seguem formações pelíticas e gresosas.
- Como já referimos no capítulo I, a história sedimentar do Alto Atlas ocidental inicia-se com uma fase de rifting na Meseta, que afectou um soco estruturado no Precâmbrico. Este episódio de distensão é acompanhado por uma actividade vulcânica com químismo toleítico intracontinental (Badra *et al.*, 1992). Trabalhos de Ouazzani *et al.* (1998) apresentam indícios de um magmatismo de arco vulcânico de idade proterozóica superior.
- Na região de Wrigane, situada no limite entre o Alto Atlas ocidental e o bloco de Ouzellagh, a afinidade Precâmbrica, foi definida por um conjunto de rochas

de base, formado por um complexo vulcânico e vulcanodetrítico seguido por xistos negros, calcários, xistos com manchas de óxido-redução e xistos verdes do Câmbrico médio (Eddif, 1998; fig. III.1).

- O estudo litoestratigráfico estabelecido na parte oriental do maciço de Tichka (Jouhari *et al.*, 2001) evidencia que o Câmbrico inferior é aqui representado por calcoxistas, dacitos calco-alcalinos e, no topo, por uma série pelítica (fig. III.2).

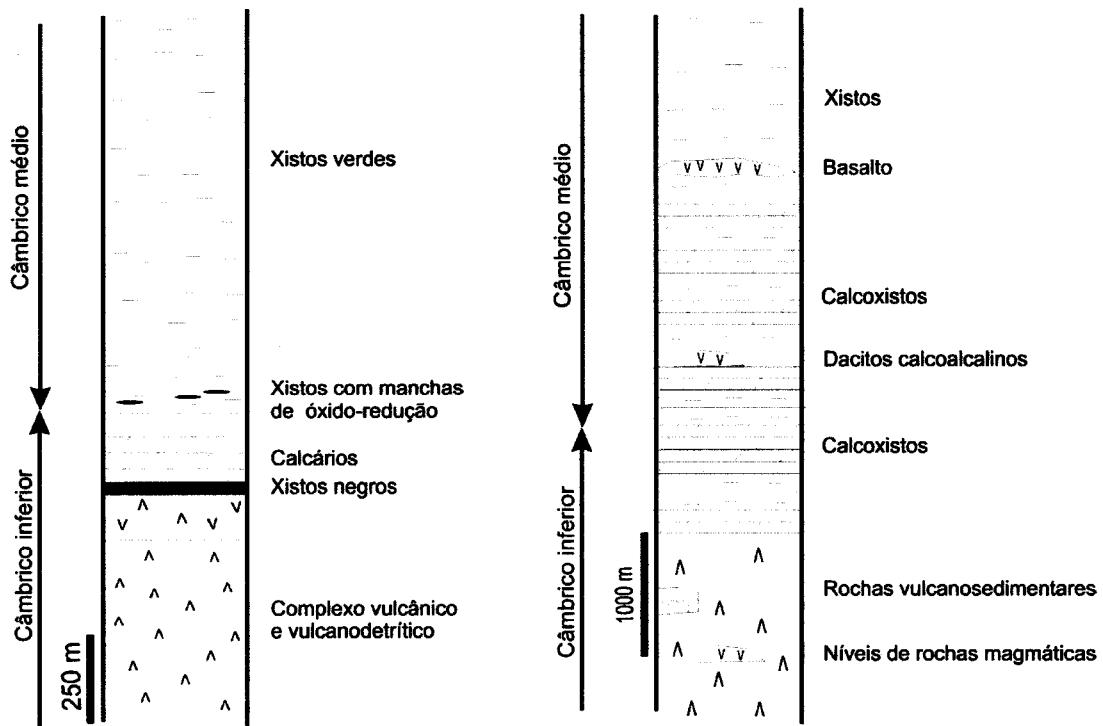


Figura III.1- Coluna litoestratigráfica sintética na região de Wrigane (Eddif, 1998).

Figura III.2- Coluna litoestratigráfica ao longo do vale de Aghbar na parte oriental do maciço de Tichka (Jouhari *et al.*, 2001).

- El Archi *et al.* (2004) estabeleceram uma coluna litoestratigráfica sintética para o Alto Atlas ocidental através de compilação dos dados dos trabalhos anteriores (no Anti Atlas: Choubert, 1963; Leblanc, 1975; no Alto Atlas: Cornée *et al.*, 1987; Ouanaimi, 1989; Badra *et al.*, 1992; El Archi *et al.*, 2000; Jouhari, 2001 e na Meseta: Corsini, 1991; El Attari, 2001) que apresentam fácies semelhantes (fig. I.17, Cap. I):

- ☞ Câmbrico inferior - representado por rochas carbonatadas a que se sobrepõem calcoxistas, xistos e grés arcósicos, com intercalações de metalavas e de produtos piroclásticos;
- ☞ Câmbrico médio - constituído por xistos na base que para o topo passam a grés quartzíticos e a quartzitos;

- ☞ Câmbrico superior - caracterizado por xistos verdes e amarelos com paleocanais que contêm microconglomerados vermelhos e nódulos de quartzo;
- ☞ Ordovícico - constituído por uma formação detritica com características turbidíticas.

Os ensaios das correlações entre as diferentes formações e a coluna sintética estabelecida no Alto Atlas ocidental por El Archi *et al.* (2004) encontram-se representados na figura III.3.

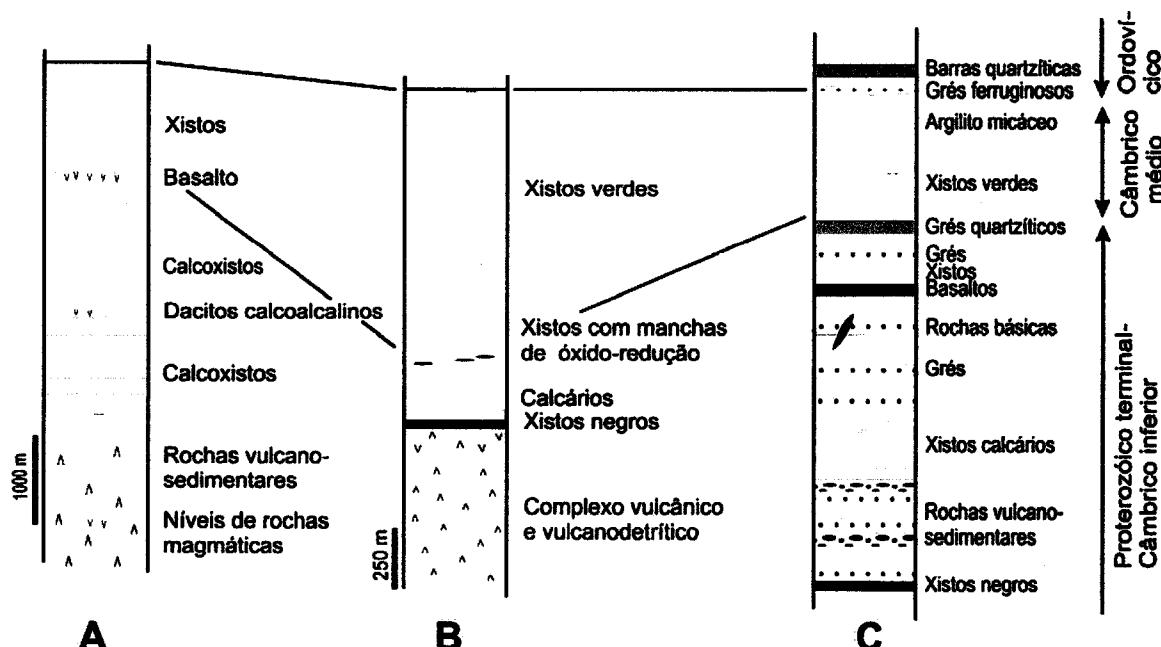


Figura III.3- Ensaio de correlação litoestratigráfica entre as formações das regiões de Tichka ocidental (A: Jouhari *et al.*, 2001), Wrigane oriental (B: Eddif, 1998) e a coluna sintética do Alto Atlas ocidental (C: Adaptado de El Archi *et al.*, 2004).

III.3- Descrição das principais formações nos sectores estudados

Os terrenos aflorantes no domínio setentrional do Alto Atlas ocidental são constituídos por rochas de diferentes fácies cujo estilo de deformação e metamorfismo regional é variável. A idade destes terrenos varia entre o Proterozóico terminal e o Ordovícico.

A formação atribuída ao Proterozóico terminal - Câmbrico inferior, caracteriza-se por uma assinatura vulcânica e sedimentar que é compatível com um ambiente de rifting numa plataforma pouco profunda.

O Câmbrico médio caracteriza-se por uma série xistosa com intercalações de quartzitos, por vezes com lentículas de rochas básicas. O ambiente de deposição terá ocorrido provavelmente numa plataforma marinha em zonas distais da zona de alimentação. A sua origem pode ser interpretada como um produto de erosão das rochas

sedimentares e vulcanosedimentares da formação do Proterozóico terminal - Câmbrico inferior.

A formação ordovícica corresponde, de acordo com o mapa geológico de Amizmiz, à escala 1:100 000 (SGM, 1996), a uma série bioturbada. Este carácter faciológico está de acordo com uma sedimentação numa plataforma marinha estável, de pouca profundidade e com ocorrência ocasional de tempestades. A sua origem poderá estar ligada a correntes marinhas.

As séries da cobertura meso-cenozóica mostram-se sub-horizontais e em discordância angular sobre um soco deformado e metamorfizado. Estas camadas sofreram deformação num regime frágil a qual ocorre essencialmente na vizinhança de acidentes que, quase sempre, resultaram da reactivação durante o Atlásico (ciclo Alpino) de zonas de cisalhamento variscas.

III.3.1- Sector de Adassil

A região estudada é constituída por três formações principais (fig. III.4A):

- A formação do Proterozóico terminal - Câmbrico inferior é constituída por xistos, quartzitos, carbonatos, anfibolitos, tufitos e rochas vulcanoclásticas que transitam no topo para micaxistas de idade câmbrica média provável. Os anfibolitos do Proterozóico terminal - Câmbrico inferior mostram um metamorfismo variável de Sul para Norte na vizinhança do granitóide de Adassil. Nas zonas Sul desta região, as rochas básicas aparecem em bancadas e lentículas intercaladas nos calcoxistos;
- Uma formação do Câmbrico médio provável essencialmente xistosa com intercalações de quartzitos;
- A formação ordovícica caracteriza-se pela repetição de níveis centimétricos a decimétricos de xistos, grauvaques e quartzitos.

III.3.2- Sector de Al Medinat

Os terrenos aflorantes na região de Al Medinat são constituídos por rochas que se distribuem em três formações principais (fig. III.4B):

- Uma formação calcoexistente com intercalações de xistos com “à trous”, calcários e rochas vulcanoclásticas básicas atribuídas ao Proterozóico terminal - Câmbrico inferior;
- Uma formação xistenta do Câmbrico médio provável;
- Uma formação ordovícica formada por xistos e intercalações de grauvaques e arenitos.

III.3.3- Sector de Addouz

Os terrenos aflorantes na região de Addouz são constituídos por rochas que se distribuem em três formações principais (fig. III.4C):

- Uma formação que é predominante no sector de estudo e é constituída por rochas vulcanosedimentares, essencialmente calcoxistas, xistos, calcários e rochas vulcanoclásticas básicas e ácidas;
- Uma formação xistenta atribuída ao Câmbico médio provável;
- Uma formação ordovícica com carácter turbidítico constituída por xistos e intercalação de grauvaques e arenitos.

III.3.4- Sector de Bou Zouga

O centro do anticlinal de Bou Zouga é formado por terrenos de idade proterozóica final - câmbrica inferior. Estes terrenos afloram a Oeste da falha de Bou Zouga e são constituídos por rochas com carácter vulcanosedimentar formadas essencialmente por anfibolitos, que podem correlacionar-se com as fácies existentes nas regiões anteriormente descritas.

O Câmbico médio provável encontra-se representado por xistos e localmente por micaxistos nas zonas com alto grau metamórfico. A formação ordovícica encontra-se repartida em duas unidades; uma unidade inferior xistenta com intercalações de grés e uma unidade superior formada por xistos com intercalações de arenitos e grauvaques (fig. III.4D).

III.3.5- Sector de Azegour

A litoestratigrafia dos terrenos que afloram na região de Azegour é constituída por 3 formações principais (fig. III.4E):

- Uma formação sedimentar e vulcanosedimentar que predomina nesta região e que foi atribuída ao Proterozóico terminal - Câmbico inferior;
- Uma formação xistenta, que aflora na zona Oeste da região de estudo, atribuível ao Câmbico médio;
- Uma formação ordovícica com carácter turbidítico, formada por xistos e intercalações de grauvaques e arenitos.

III.4- Correlação litoestratigráfica dos sectores estudados

Das considerações anteriores, baseadas essencialmente em critérios litoestratigráficos, foi possível estabelecer uma correlação litoestratigráfica para os vários sectores estudados, (fig. III.4) a qual foi utilizada na cartografia realizada no âmbito deste trabalho. Assim deste modo considerou-se:

- Um complexo vulcanosedimentar de idade proterozóica terminal - câmbrica inferior, como sendo a unidade de base, compreendendo rochas sedimentares (calcoxistos e calcários) e intercalações de rochas vulcanoclásticas;
- Uma formação geralmente constituída por xistos, micaxistos, grauvaques e arenitos, em que na base se encontram intercalações de níveis centimétricos. Esta formação é atribuída ao Câmbrico médio provável;
- Uma formação ordovícica de natureza sedimentar, geralmente formada por xistos com intercalações de níveis centimétricos de arenitos e grauvaques.

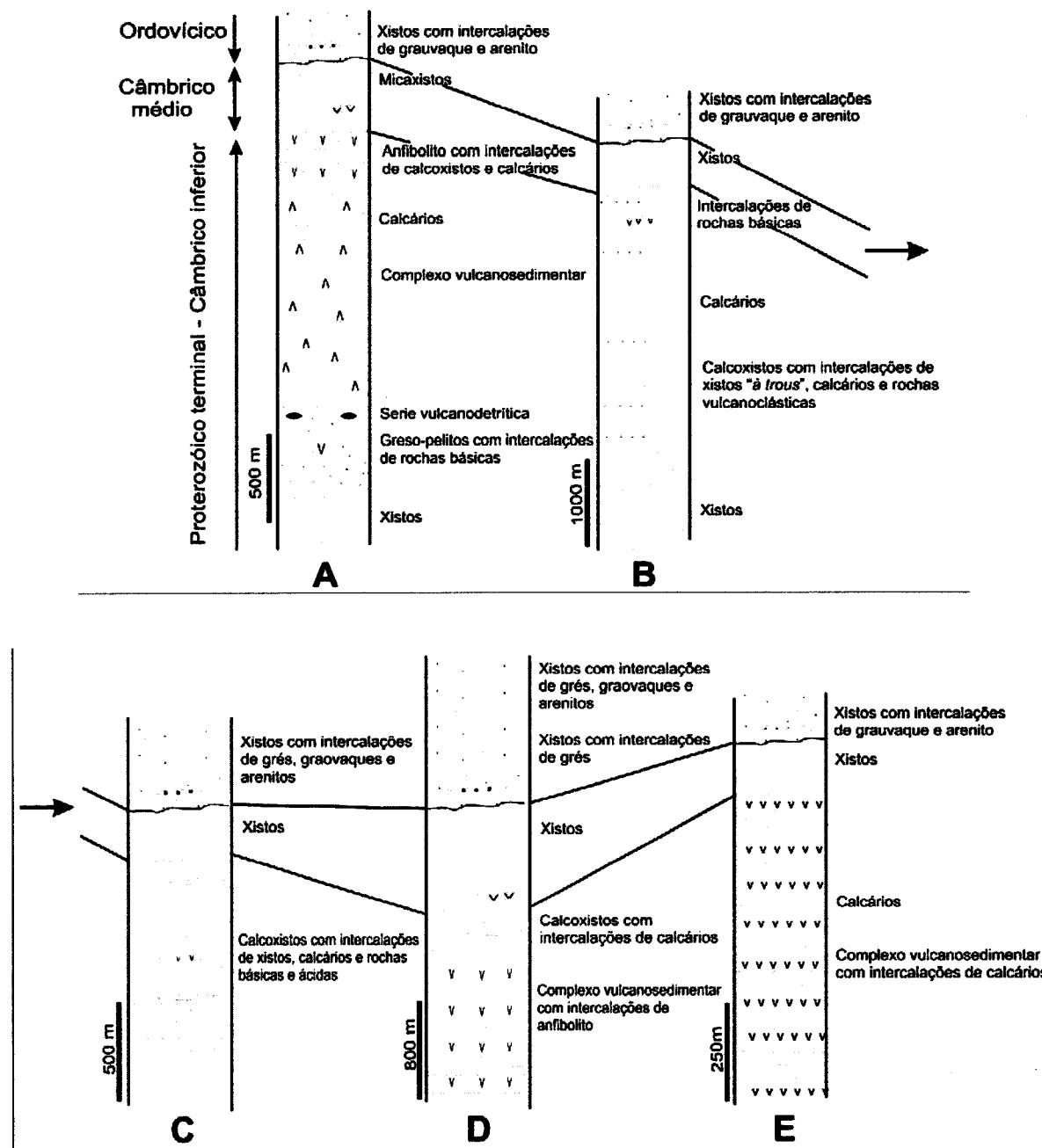


Figura III.4- Ensaio de correlação litoestratigráfica entre as diferentes formações das regiões estudadas: Adassil (A), Al Medinat (B), Addouz (C), Bou Zouga (D) e Azegour (E).

CAPÍTULO IV.
O SECTOR DE ADASSIL

IV- O sector de Adassil

IV.1- Apresentação

A região de Adassil é conhecida pelo nome de Maghoussa e faz parte do distrito de Chichaoua, localizando-se a cerca de 114 Km a Sul de Marrakech (fig. IV.1).

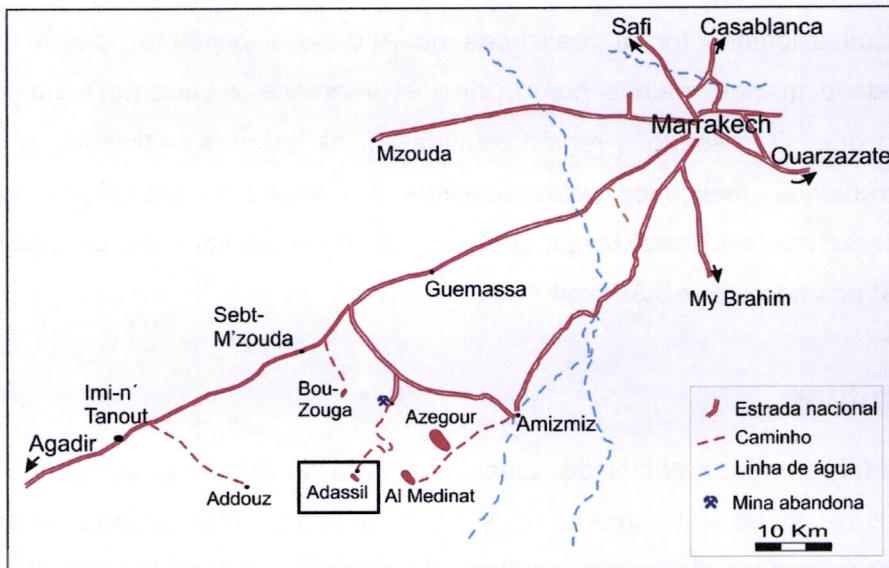


Figura IV.1- Localização e acessos ao sector de Adassil (adaptado de Alaoui M'hamed, 1966).

Este sector situa-se na região do Alto Atlas ocidental (fig. IV.2), um dos segmentos da cadeia Varisca de Marrocos. Representa a continuação para Sul da Meseta ocidental e localiza-se no domínio setentrional do Alto Atlas ocidental (Cornée, 1987). Neste domínio compreendido entre a zona axial e a falha Norte Atlásica afloram uma série de pequenos maciços graníticos em diferentes níveis da série Paleozóica.

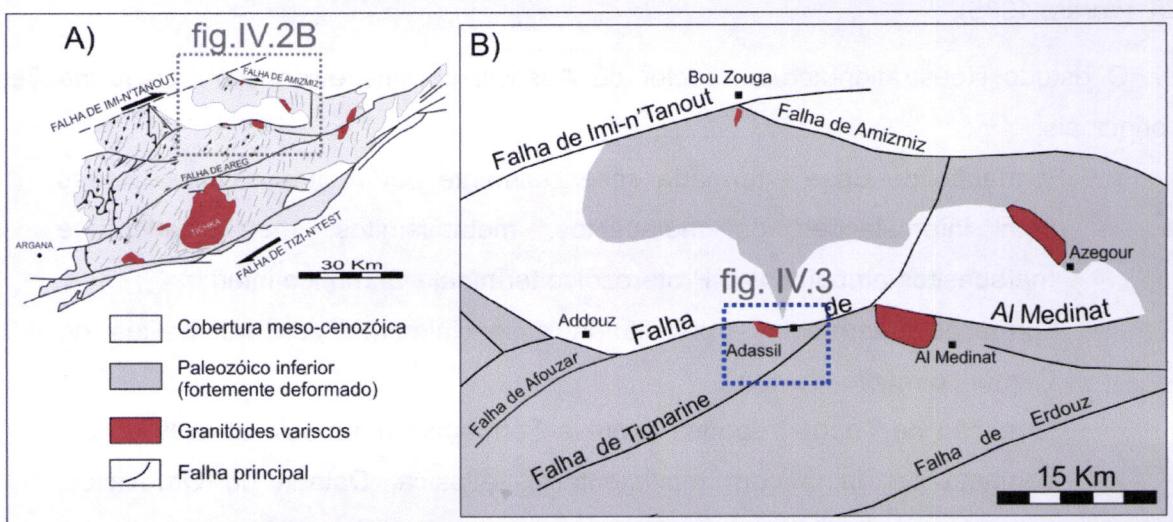


Figura IV.2- Enquadramento do sector de Adassil (B; fig. IV.3), no domínio setentrional do Alto Atlas occidental (A). (Adaptado de Cornée, 1987; El Archi *et al.*, 2004).

O pequeno corpo granítico de Adassil, com a área aproximada de 300x1000 m, aflora ao longo de um acidente que separa dois domínios diferentes do ponto de vista de idade, deformação e metamorfismo o qual constitui o prolongamento para Oeste da falha de Al Medinat, que apresenta uma orientação cartográfica E-W no Alto Atlas ocidental. O maciço de Adassil localiza-se a Oeste do tonalito de Al Medinat e a Sudoeste do granito de Azegour.

Numerosos trabalhos foram realizadas no Alto Atlas ocidental, desde o início do século, tendo a grande maioria como principal interesse a vertente metalogénica. No entanto, no que diz respeito à região de Adassil, os estudos realizados são raros; os primeiros trabalhos, realizados pelos *Services des Mines de Marrakech* referem-se à pesquisa de scheelite (Alaoui M'hamdi, 1966). É ainda de salientar os trabalhos de El Archi (1989) nos sectores de Adassil.

IV.2- Estrutura

Como já foi referido, o sector de Adassil faz parte do Alto Atlas ocidental (figs. IV.3 e IV.4), que corresponde ao fragmento mais meridional da Meseta ocidental. A estruturação deste sector foi essencialmente o resultado da orogenia Varisca (Secção II.1.2; fig. II.6, Cap. II).

Tal como na generalidade do Varisco marroquino, as estruturas aqui existentes são condicionadas pelos cisalhamentos principais ENE-WSW (zonas de cisalhamento de Imi-n'Tanout, de Erdouz e de Tizi-n'Test; fig. IV.2). A contemporaneidade entre as estruturas previamente descritas é atestada pelo facto de, tanto as dobras, como a clivagem S_1 encurvarem para NE-SW ou mesmo ENE-WSW na vizinhança das zonas de cisalhamento, ao mesmo tempo que se nota um aumento da intensidade da deformação (Lagarde, 1985).

O estudo litoestratigráfico no sector de Adassil, permite evidenciar três formações principais:

- Formação de Base - formada essencialmente por rochas calcosilicatadas com intercalações de metapelitos, metapsamitos, metavulcanitos e metabasitos atribuídos ao Proterozóico terminal - Câmbrico inferior;
- Formação Intermédia - constituída essencialmente por metapelitos do Câmbrico médio provável;
- Formação de Topo - repousa sobre a Formação intermédia através de um contacto por falha com movimentação atlásica. Datada do Ordovícico, apresenta um carácter turbidítico.

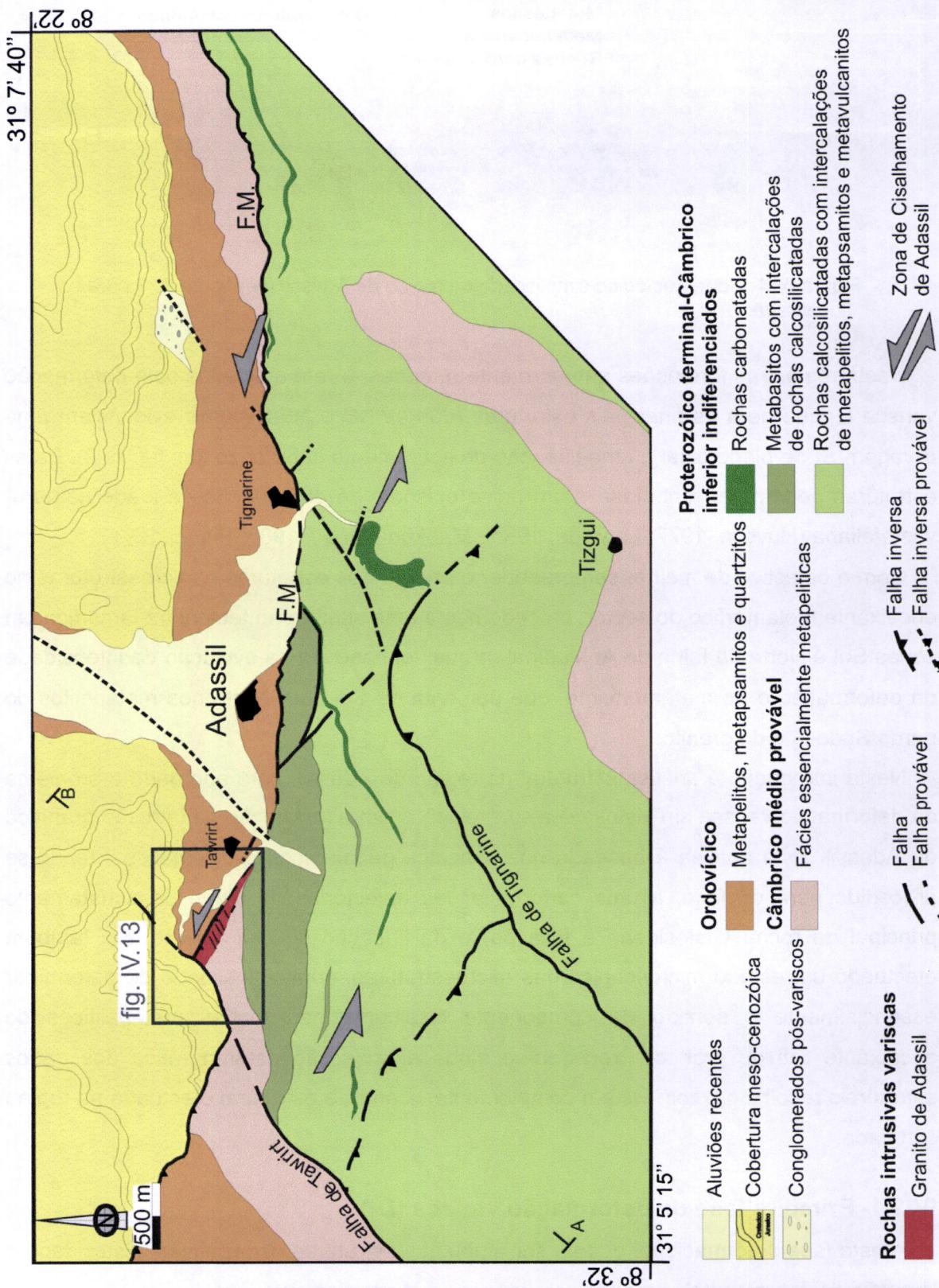


Figura IV.3- Mapa geológico simplificado da região de Adassil, mostrando as três principais formações litoestratigráficas. F.M: falha de Al Medinat

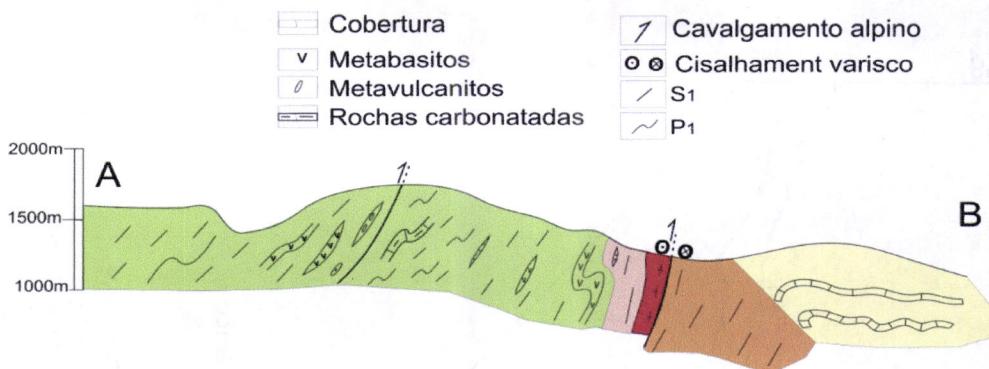


Figura IV.4- Corte geológico simplificado na região de Adassil (ver figura IV.3 para localização).

Nesta região, as formações anteriormente referidas, foram afectadas pela deformação varisca D_1 que gera as principais estruturas (dobras NS a NE-SW que evidenciam uma clivagem S_1 de plano axial e uma lineação de estiramento sub-horizontal; fig. IV.2). Estas estruturas podem ser atribuídas a um único episódio de deformação de idade namuro-vestefaliana (Huvelin, 1977; Lagarde, 1985 ; Mabkhout *et al.*, 1988; Piqué, 1994).

Com o objectivo de melhor compreender o padrão das estruturas e microestruturas no encaixante metamórfico do sector, procedemos a uma subdivisão tectonometamórfica em zonas Sul e Norte da falha de Al Medinat, a qual foi baseada na evolução da intensidade da deformação e do metamorfismo, que aumenta de Sul para Norte nos metapelitos do bordo Sudoeste do granito.

Nesta introdução à análise estrutural da região de Adassil, será abordado o problema da deformação varisca sin-xistosa e a sua relação com a instalação da intrusão granítica de Adassil. Esta análise é baseada nos aspectos geométricos e cinemáticos, tendo-se procedido para o efeito, a uma cartografia das trajectórias do plano de achataamento principal da rocha (xistosidade e foliação) e da lineação de estiramento. Foi também efectuado um estudo microscópico das microestruturas, com a finalidade de determinar essencialmente o sentido da componente cisalhante nas rochas metapelíticas do encaixante Sul de granito. Procedeu-se ainda à projecção estereográfica dos dados estruturais recolhidos, com vista a complementar a análise estrutural efectuada na região estudada.

IV.2.1- Primeira fase de deformação varisca (D_1)

A esta fase deformacional podem ser atribuídas estruturas penetrativas (xistosidade e lineação de estiramento), geradas sob um grau metamorfismo variável.

IV.2.1.1- A estratificação (S_0)

De uma maneira geral, as dobras são evidenciadas quando existe no material que afectam um marcador cuja forma anterior é reconhecida (e.g. estratificação ou

xistosidade; Foucault & Raoult, 1988). A estratificação é materializada, nas rochas metavulcanosedimentares, por níveis centimétricos a decimétricos de fácies metassedimentar (metapelitos e/ou metagrauvaques; fig. IV.5) e níveis metavulcanoclásticos que, por vezes, apresentam um granoselecção na base dos leitos (fig. IV.6).

No sector Sul destacam-se dobras menores com vergência para NW, que são visíveis à escala do afloramento numa fácie marcada pela alternância de níveis finos de metassedimentos com idade proterozóica terminal - câmbrica inferior (figs. IV.7 e IV.8); correspondem a dobras sin-xistosas, de direcção NE-SW, associadas a uma xistosidade de plano axial.



Figura IV.5- Intercalação de níveis quartzíticos na formação ordovícica a Norte da falha de Al Medinat.



Figura IV.6- Granoselecção positiva num leito metavulcanoclástico fino a Sul da falha de Al Medinat.



Figura IV.7- Aspecto de uma dobra (D_1) com direcção NE-SW e vergência para Noroeste.

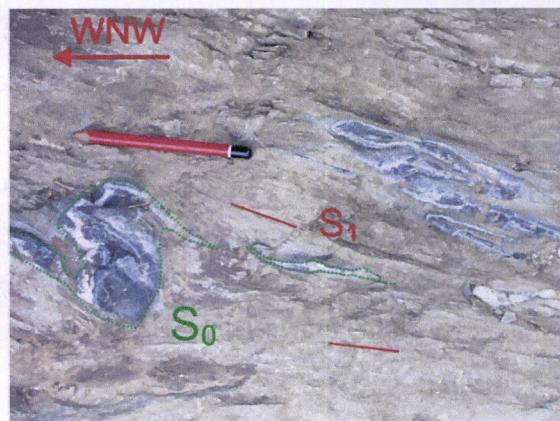


Figura IV.8- Dobras centimétricas com flancos muito estirados no encaixante metapelítico do granito de Adassil.

De Sul para Norte, nas vizinhanças da zona de cisalhamento de Adassil, torna-se difícil encontrar dobras à escala de afloramento, tendo sido possível identificar por vezes as relações entre S_1 e S_0 (fig. IV.9). No encaixante metassedimentar de bordo Sudoeste do granito, a intensidade da deformação e do metamorfismo, mostra uma tendência para

a transposição quase completa de S_0 por S_1 , e ainda a ocorrência de uma foliação com a diferenciação de leitos quartzíticos e micáceos. Nos metapelitos, nas vizinhanças da zona de cisalhamento de Adassil, encontram-se leitos centimétricos de anfibolito estirados dando origem a *boudins* (fig. IV.10); estas estruturas são deformadas em regime de cisalhamento dúctil.



Figura IV.9- Relação entre a estratificação e a xistosidade no flanco inverso de uma dobra mesoscópica (D_1).

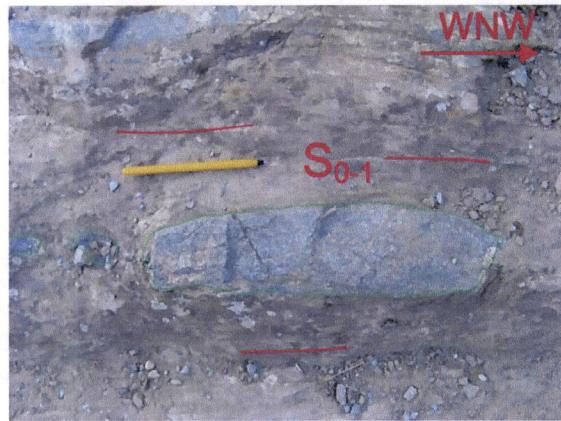


Figura IV.10- Leito de anfibolito boudinado nos metassedimentos do encaixante Sul do granito de Adassil.

A projecção estereográfica das medições dos planos de S_0 recolhidas na área estudada (fig. IV.11), permite constatar importantes mudanças direccionalis no comportamento de S_0 profundamente influenciadas pela zona de cisalhamento de Adassil. Com efeito é claramente visível uma virgação da atitude da estratificação, que varia de NE-SW a Sul para WNW-ESE nas proximidades da zona de cisalhamento.

Os eixos das dobras foram calculados estatisticamente a partir dos estereogramas, sendo possível concluir que existe uma boa correlação com os valores dos eixos medidos em afloramento. Destacam-se 3 famílias principais dos dados relativos a S_0 :

- Os eixos das dobras do domínio Sul (estereogramas A, B e C) apresentam valores com mergulho relativamente fraco para o quadrante SSW (inferior a 35° para N 210°);
- O domínio de transição (estereograma N) apresenta atitudes variando entre N $80^\circ,50^\circ$ SE e N $99^\circ,51^\circ$ SW. Estas direcções são relacionadas com a actuação da zona de cisalhamento de Adassil;
- Na vizinhança da zona de cisalhamento de Adassil, os estereogramas I, K e L apresentam valores dos eixos das dobras da primeira fase, com mergulho fraco (inferior a 14°) para o quadrante WNW, enquanto o estereograma M evidencia uma zona de concentração máxima com atitudes variando entre N $127^\circ,46^\circ$ SW e N $78^\circ,33^\circ$ SE. O estereograma F evidencia valor do eixo das dobras P₁ com mergulho relativamente forte para o quadrante SE.

- Os estereogramas D, E, G, H, J, apresentam valores dos eixos das dobras com fraco mergulho (inferior a 28°) para Sul.
 - Nota-se uma forte dispersão dos pontos nalguns estereogramas (e.g. O) devido provavelmente a reactivação dos acidentes durante o ciclo alpino.

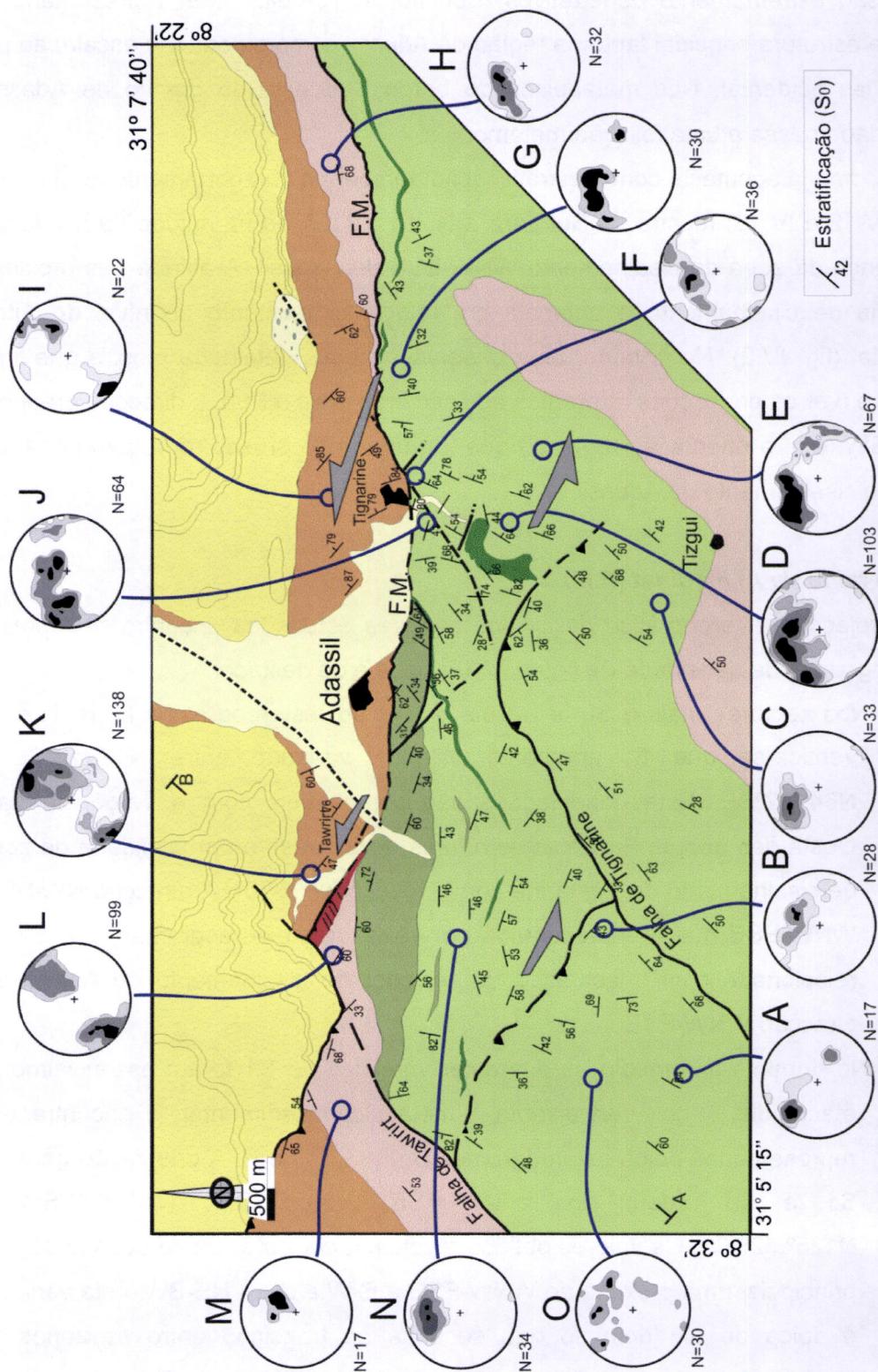


Figura IV.11- Atitude geral da estratificação na região de Adassil (ver a legenda na figura IV.3).

IV.2.1.2- A xistosidade (S_1)

A xistosidade da primeira fase (S_1) corresponde a uma xistosidade de fluxo, marcada pela orientação preferencial dos minerais, paralelamente aos planos de xistosidade os quais são extremamente penetrativos (Foucault & Raoult, 1988) representando deste modo a estrutura principal tanto na região de Adassil como a pequena escala, ao nível do Alto Atlas ocidental. Nos metapelitos do bordo Sudoeste do granito de Adassil esta xistosidade passa a uma foliação metamórfica.

Tal como já acontecia com a estratificação, também o comportamento de S_1 na região (figs. IV.12 e IV.13) mostra de Sul para a Norte mudanças na atitude da xistosidade na vizinhança da zona de cisalhamento WNW-ESE de Adassil. A atitude nas proximidades da zona de cisalhamento é anómala em relação à existente ao nível do Alto Atlas ocidental (fig. IV.2). No entanto, uma observação mais detalhada mostra que longe do acidente (ver as projecções referentes aos sectores mais a Sul), a direcção predominante é NE-SW (e.g. a orientação regional) que, de um modo brusco roda, paralelizando-se à zona de cisalhamento de Adassil.

Sul do falha de Al Medinat (F.M)

A projecção estereográfica de S_1 dos sectores estudados encontra-se representada nos diagramas de densidade da figura IV.12, onde é de destacar:

- Nos sectores mais a Sul e a Este da região (estereogramas D, H, N e L), verifica-se que S_1 apresenta atitudes variando entre N42°,43°SE e N64°,37°SE. Estas orientações são compatíveis com a vergência para Oeste das dobras P_1 . Estas estruturas dispõem-se na proximidade de zona de cisalhamento de Tignarine com direcção N60°-70°. A direcção NW-SE a WNW-ESE que S_1 apresentada por vezes nos estereogramas C e E está relacionada com a actuação do corredor de cisalhamento de Adassil de direcção WNW-ESE;
- No domínio intermédio as diferentes medidas de S_1 foram essencialmente efectuadas no encaixante metavulcanosedimentar; encontram-se representadas pelos estereogramas B, F, G, I, J e P. A orientação geral de S_1 é da ordem dos N64°,44°SE; N99°,51°SW; N106°,37°SW a N125°,52°SW. Os valores obtidos revelam a coexistência de duas direcções principais, uma próxima de WNW-ESE a E-W e outra NE-SW; esta variação é típica de um domínio que se situa na transição entre as zonas de cisalhamento de Adassil com direcção WNW-ESE e de Tignarine com a direcção NE-SW a ENE-WSW.

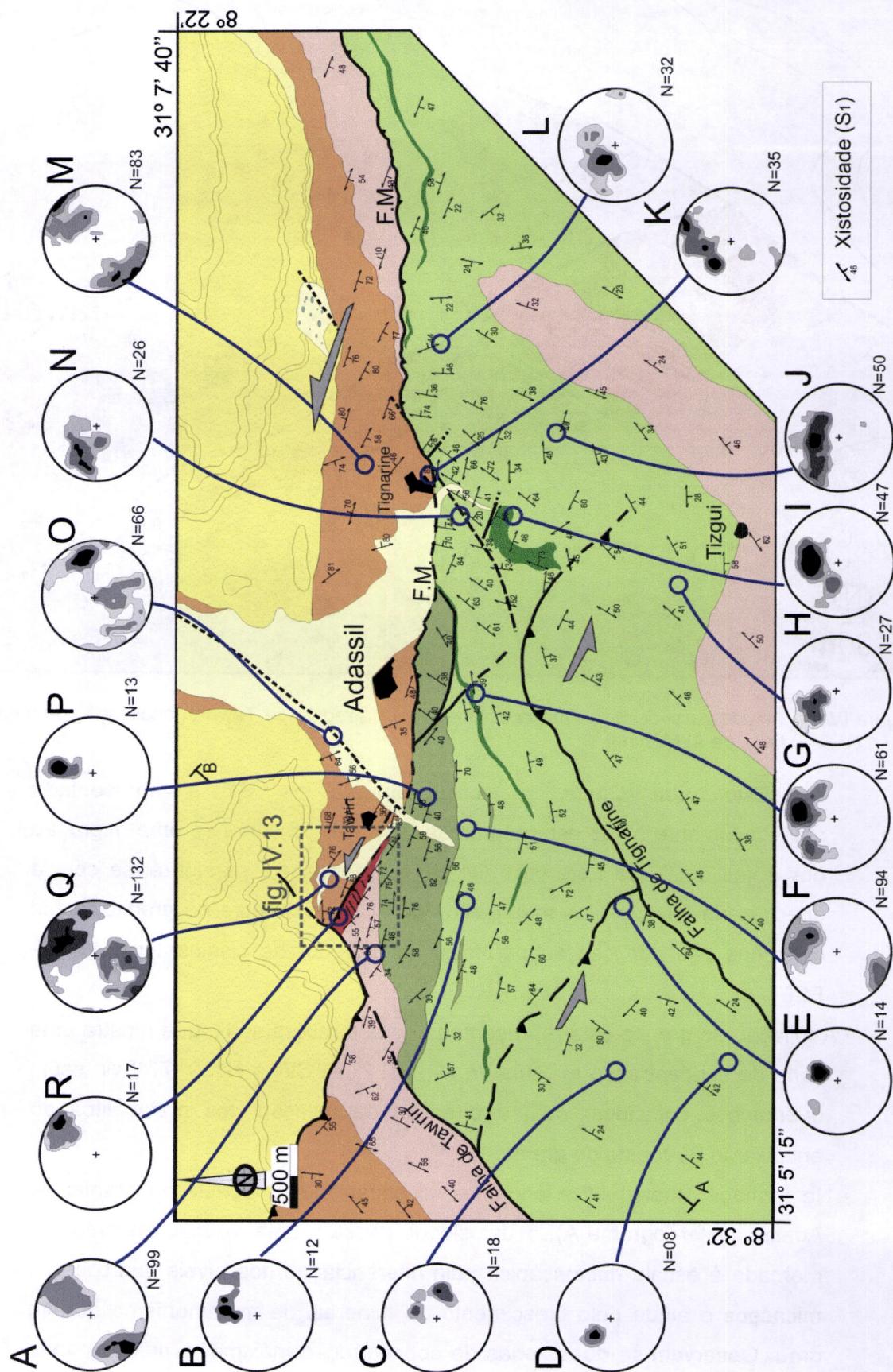


Figura IV.12- Altitude geral de S_1 na região de Adassil (ver a legenda na figura IV.3).

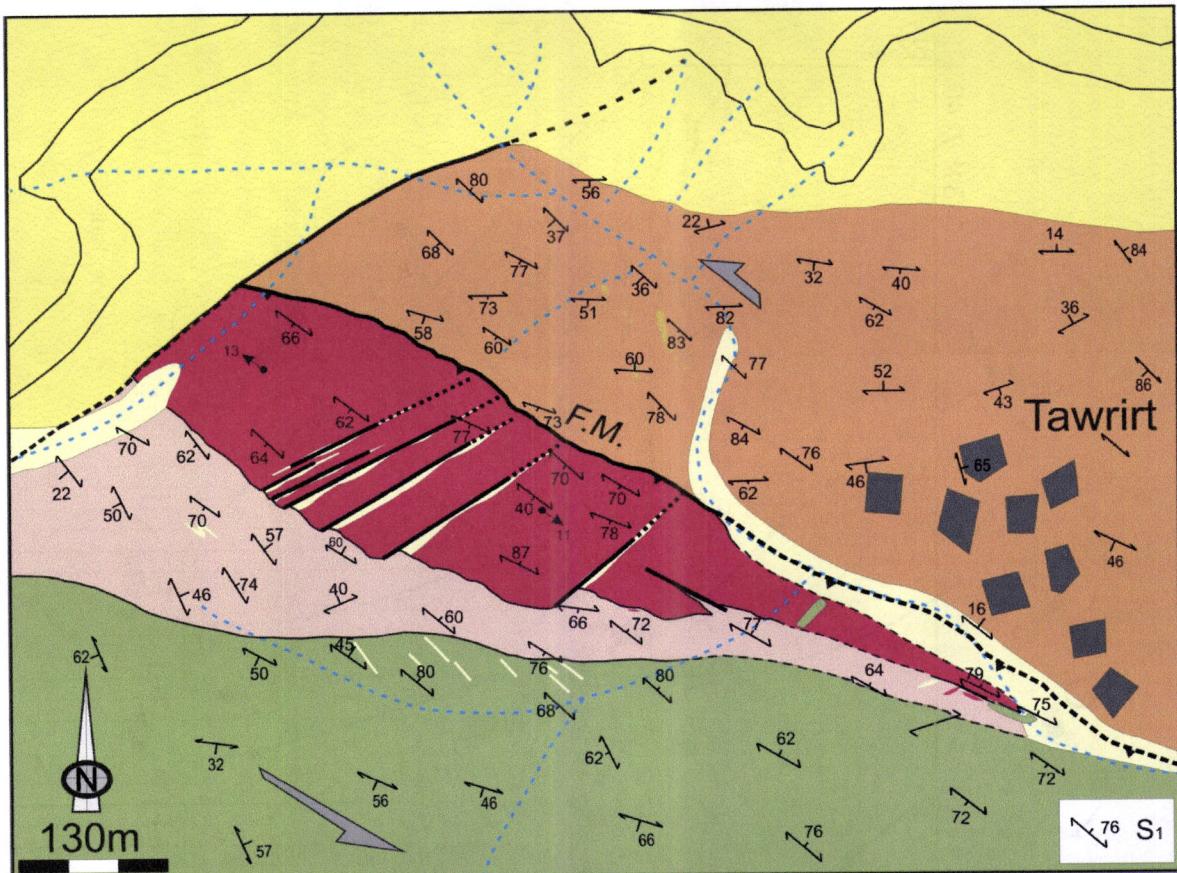


Figura IV.13- Altitude geral de S₁ no mapa de pormenor da região de Tawirt (localização na figura IV.12). F.M: falha de Al Medinat.

De Este para Oeste, o comportamento de S₁ é apresentado respectivamente pelos estereogramas G, F e B; observa-se uma migração dos pólos de S₁ de Este para Oeste, que tendem a paralelizar-se com a direcção da foliação dos metapelitos do bordo Sudoeste de granito; estas direcções são por isso subparalelas ao corredor de cisalhamento WNW-ESE;

- A foliação do granito está representada no estereograma R, que mostra uma zona de concentração máxima de S₁, N122°,75°SW a N139°,77°SW; estas orientações coincidem com a direcção da foliação nos metapelitos do encaixante Sudoeste de granito.
- Na formação metapelítica aflorante no encaixante Sudoeste do granito de Adassil (estereograma A), a xistosidade passa a uma foliação metamórfica marcada à escala microscópica pela diferenciação dos níveis quártzicos e micáceos e ainda pelo crescimento de minerais de metamorfismo do alto grau. Observam-se duas zonas de concentração máxima, a primeira varia entre duas atitudes extremas N160°,56°E e N123°,80°NE, e a segunda apresenta uma atitude média de N128°,42°SW; estes resultados estão de

acordo com a direcção geral WNW-ESE a NW-SE, subparalela à foliação nos metapelitos do bordo Sudoeste do granito de Adassil.

Nos metassedimentos imediatamente a Sudoeste do maciço granítico, a direcção de S_1 ronda os N120°-140°, tornando-se localmente subparalela à zona de cisalhamento de Adassil. As relações entre a estratificação e a xistosidade tornam-se difíceis de estabelecer à escala macroscópica devido à forte transposição das estruturas segundo esta direcção (figs. IV.14, IV.15 e IV.16). É igualmente de referir que a xistosidade regional nos metapelitos do bordo Sudoeste do granito, molda geralmente a interface granito/encaixante, ocorrendo porém ligeiros rejeitos provocados por acidentes N60°-70° com uma cinemática esquerda.

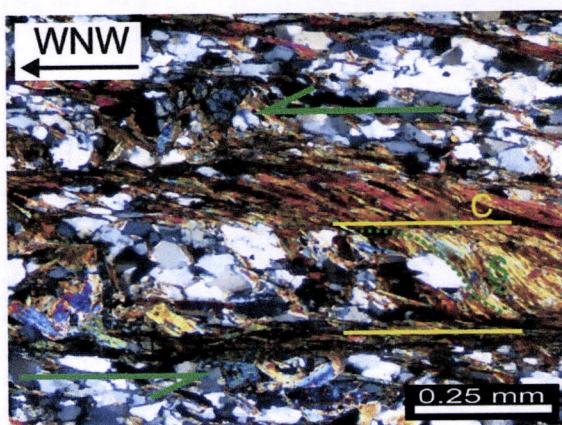


Figura IV.14- Diferenciação de leitos de micas e quartzo e estruturas C/S. A moscovite mostra um aspecto sigmoidal evidenciando uma cinemática esquerda (nicóis cruzados).

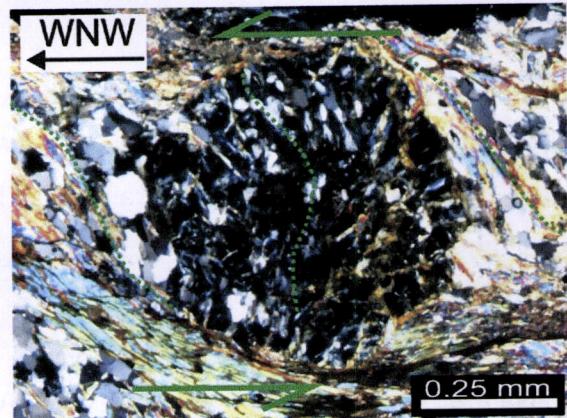


Figura IV.15- Porfioblasto de granada rotacional evidenciando a componente de cisalhamento esquerda (nicóis cruzados).

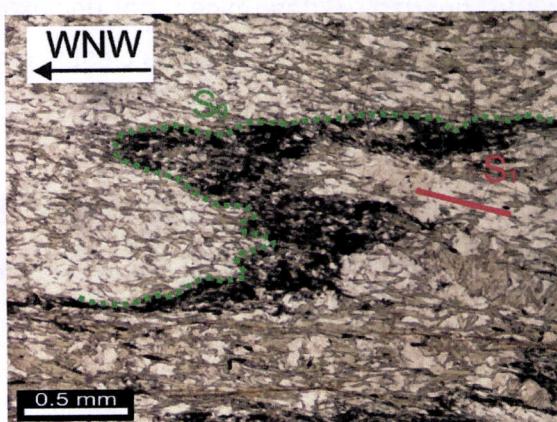


Figura IV.16- Microfotografia nos metassedimentos do encaixante Sudoeste do granito, mostrando as relações geométricas entre a estratificação e a xistosidade (nicóis paralelos).

Norte da falha de Al Medinat

A Norte da falha de Al Medinat aflora a formação ordovícica a qual se apresenta menos deformada que as formações metassedimentares e metavulcanosedimentares a Sul da mesma falha. É aqui possível observar-se facilmente as relações entre S_1 e S_0 à escala mesoscópica (figs. IV.17 e IV.18).

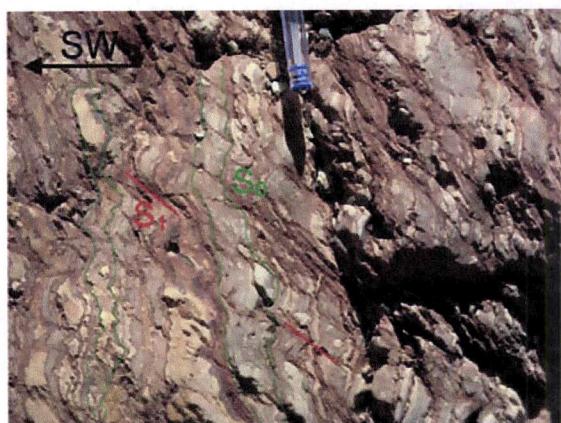


Figura IV.17- Relação geométrica entre a estratificação e a xistosidade na formação ordovícica sendo bem visível a componente de cisalhamento esquerda.



Figura IV.18- Leito de quartzito subparalelo à xistosidade nos xistos, num afloramento junto à falha de Al Medinat.

Os dados referentes à xistosidade S_1 na formação ordovícica encontram-se representados nos estereogramas Q, O e M (fig. IV.12). Embora com alguma dispersão destaca-se uma orientação geral WNW-ESE que coincide com a do corredor de cisalhamento de Adassil.

IV.2.1.3- A lineação de estiramento (X_1)

Na área de estudo, a lineação de estiramento e/ou mineral (X_1) é materializada por:

- Minerais plano-lineares, nas rochas metavulcanosedimentares, principalmente representados por anfíbolas, as quais contribuem também para a definição do plano de xistosidade na rocha (fig. IV.19); (b) Sombras de pressão e alongamento dos minerais de metamorfismo (fig. IV.20); (c) Estiramento do quartzo e das micas no encaixante metapelítico do bordo Sudoeste do granito (fig. IV.21); (d) Alongamento dos clastos e dos grãos ante-tectónicos nas rochas metavulcanosedimentares (fig. IV.22).



Figura IV.19- X_1 apresentada pelo alongamento de anfíbolas nos metabasitos.



Figura IV.20- X_1 marcada pelas sombras de pressão de estaurolite.



Figura IV.21- X_1 definida pelo alongamento de micas e granadas nos metapelitos.



Figura IV.22- X_1 constituída por clastos estirados nas rochas metavulcanoclásticas.

É de destacar a dificuldade de encontrar lineações de estiramento nos terrenos ordovícicos devido ao fraco grau de metamorfismo e de deformação. Todavia, nalguns locais, os planos de S_1 apresentam uma fraca lineação de estiramento marcada pelas micas.

A distribuição dos dados de X_1 encontra-se representada nas figuras IV.23 e IV.24 e, tal como já acontecia com S_1 , varia de Sul para a Norte e de Este para Oeste sendo fortemente condicionada pela zona de cisalhamento de Adassil. Deste modo foi possível individualizar 3 domínios principais:

- Domínio Sul com X_1 geralmente com pouca inclinação para SSW ou S;
- Domínio central, onde X_1 apresenta inclinação relativamente forte (entre 35° e 45°) para SW;
- Domínio Norte, nos metassedimentos do encaixante Sudoeste do granito, onde X_1 se apresenta sub-horizontal ou com uma inclinação fraca (5° a 20°) para WNW.

A projecção estereográfica das diferentes medidas da lineação de estiramento recolhidas na região estudada (fig. IV.23) permite ainda constatar que:

- Nos domínios Sul e Este da região, X_1 apresenta uma direcção subparalela ao eixo das dobras D_1 ; os estereogramas A, E, F, G e H apresentam uma área de concentração máxima dos pontos com um mergulho relativamente fraco para o quadrante S a SSW (12° a 19° para N198° a N213°);
- No domínio intermédio constata-se que nos terrenos metavulcanosedimentares X_1 adopta geralmente uma orientação N239° a N263°, com mergulhos relativamente fortes (de 35° a 45°; estereogramas B, D, I, J, K e L); exceptuam-se anomalias locais na proximidade da zona de cisalhamento de Adassil (estereograma C), onde X_1 adquire uma orientação geral N120°-140° com um mergulho inferior a 30°.

- No domínio Norte (estereogramas M e N) nos metassedimentos na vizinhança da zona de cisalhamento de Adassil é possível observarem-se duas áreas de concentração máxima com mergulhos médios a fracos quer para WNW quer para ESE.

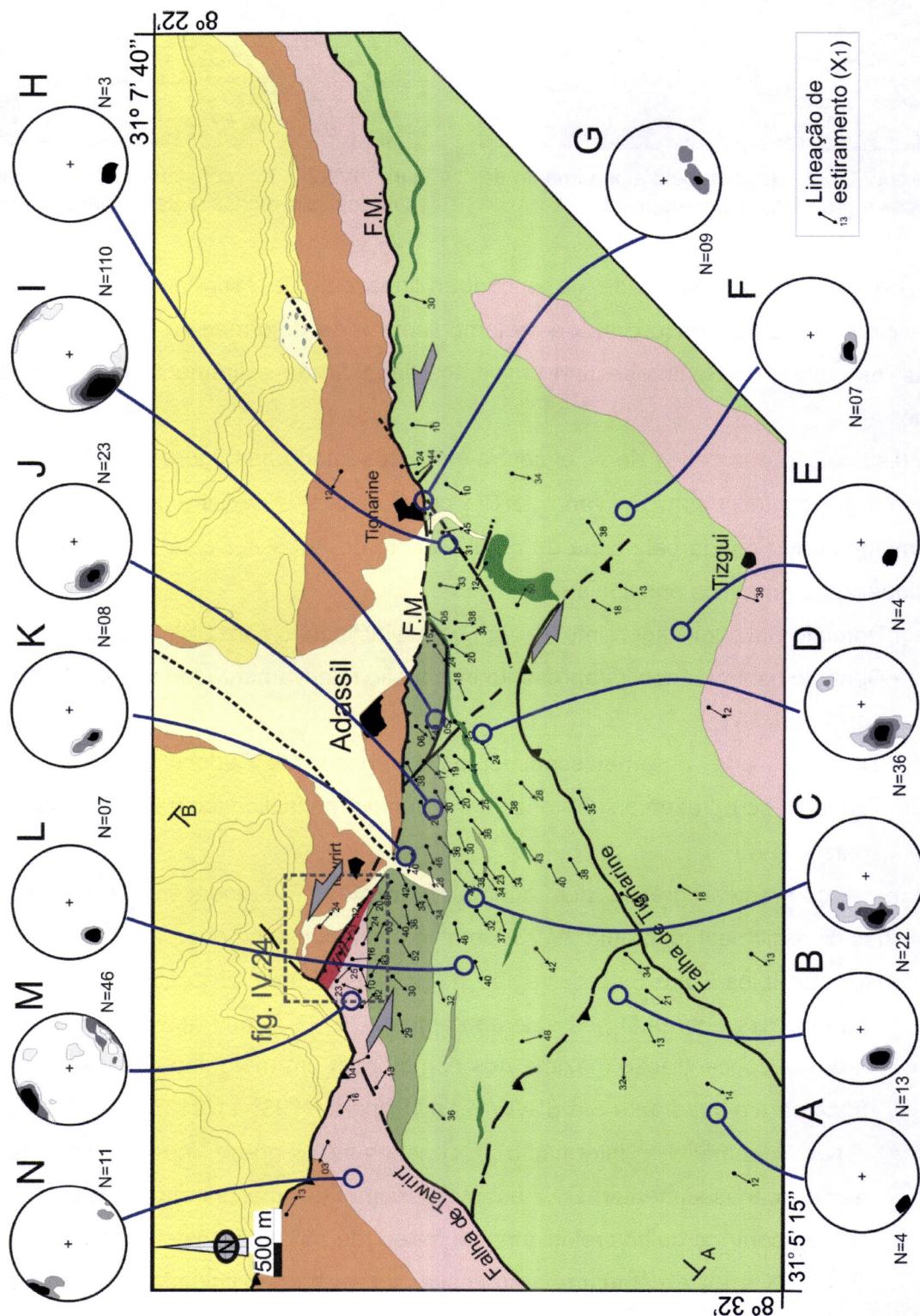


Figura IV.23- Atitude geral de X_1 na região de Adassil (ver a legenda na figura IV.3).

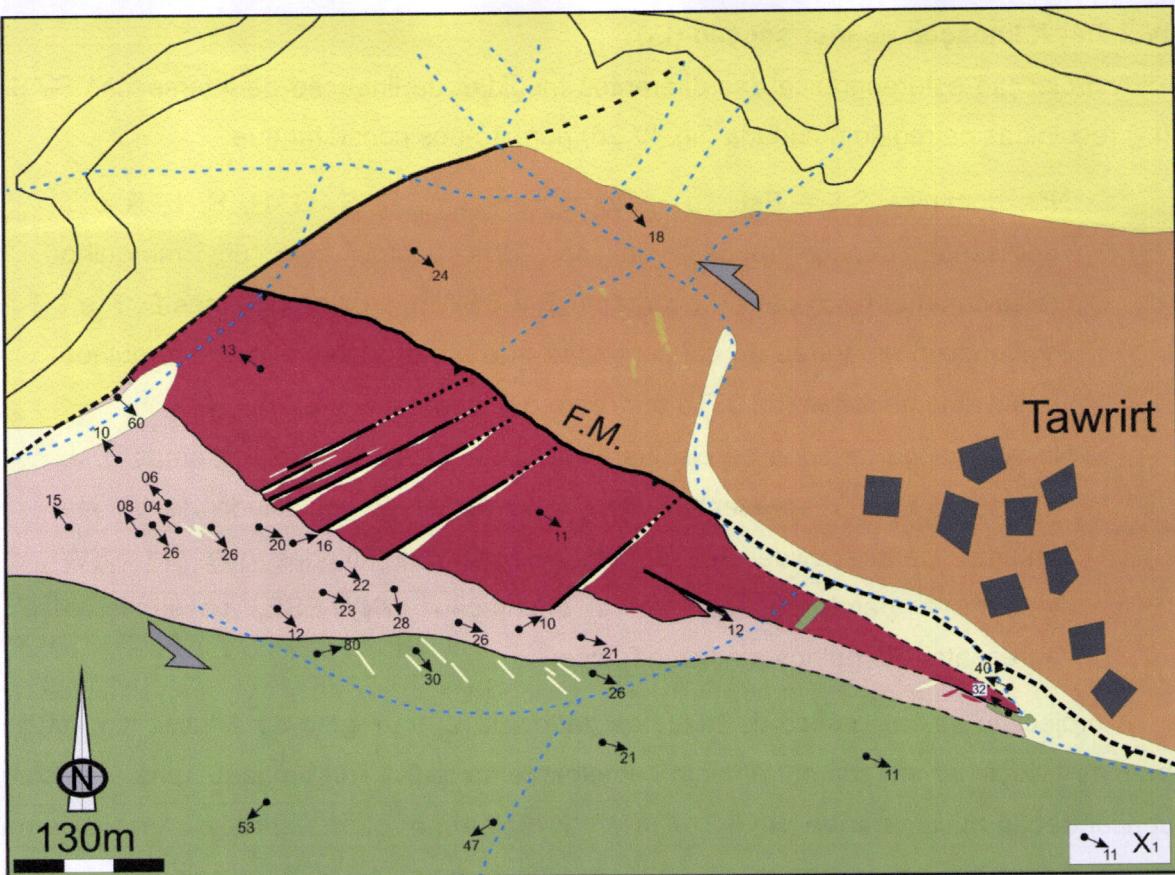


Figura IV.24- Altitude geral de X_1 no mapa de pormenor da região de Tawirt (localização na figura IV.23).

A projecção estereográfica de todos dados de X_1 da região de Adassil (fig. IV.25) mostra claramente a existência de duas concentrações principais. A primeira, que é a mais importante, corresponde a mergulhos fracos a médios para SW, o que está de acordo com a orientação regional dos eixos das dobras P_1 no Alto Atlas ocidental. A segunda, menos importante, evidencia uma atitude sub-horizontal a fracamente mergulhante para WNW, ou seja subparalela à direcção da zona de cisalhamento de Adassil.

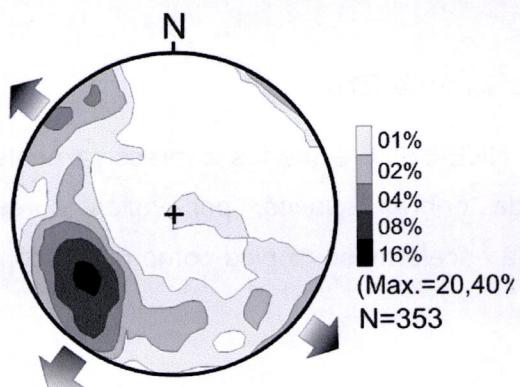


Figura IV.25- Estereograma de todos os dados de X_1 no sector de Adassil.

IV.2.1.4- A lineação da intersecção (L_1)

A projecção estereográfica das diferentes medidas da lineação de intersecção $S_0^A S_1$ (L_1) recolhidas na região estudada (fig. IV.26) permite-nos constatar que:

- Nos domínios Sul e Este, os estereogramas A, C, E, G, H, K, L, R e T apresentam concentrações máximas dos pontos com um mergulho relativamente fraco para o quadrante S a SSW. Os estereogramas D, F e I evidenciam uma área de concentração máxima dos pontos com mergulhos relativamente fortes (de 35° a 65°) para o quadrante S a SE.
- Na vizinhança da zona de cisalhamento de Adassil, os estereogramas B, J, M, N, O, P e Q apresentam uma forte dispersão da atitude de L_1 . No entanto, parece evidenciar-se uma rotação das atitudes que, de SSW tendem a paralelizar-se com a orientação WNW-ESE, passando a apresentar mergulhos médios a fracos.

A projecção estereográfica de todos os dados de L_1 na região de Adassil (fig. IV.27) permite evidenciar um comportamento semelhante ao de X_1 . Por um lado, uma área com concentração máxima entre 14°, N219° e 45°, N165° e, por outro verifica-se uma alguma tendência para uma concentração em torno do quadrante WNW relacionado com a actuação do corredor de cisalhamento esquerdo de Adassil.

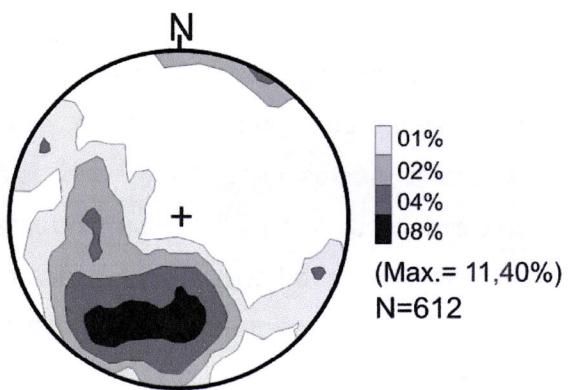
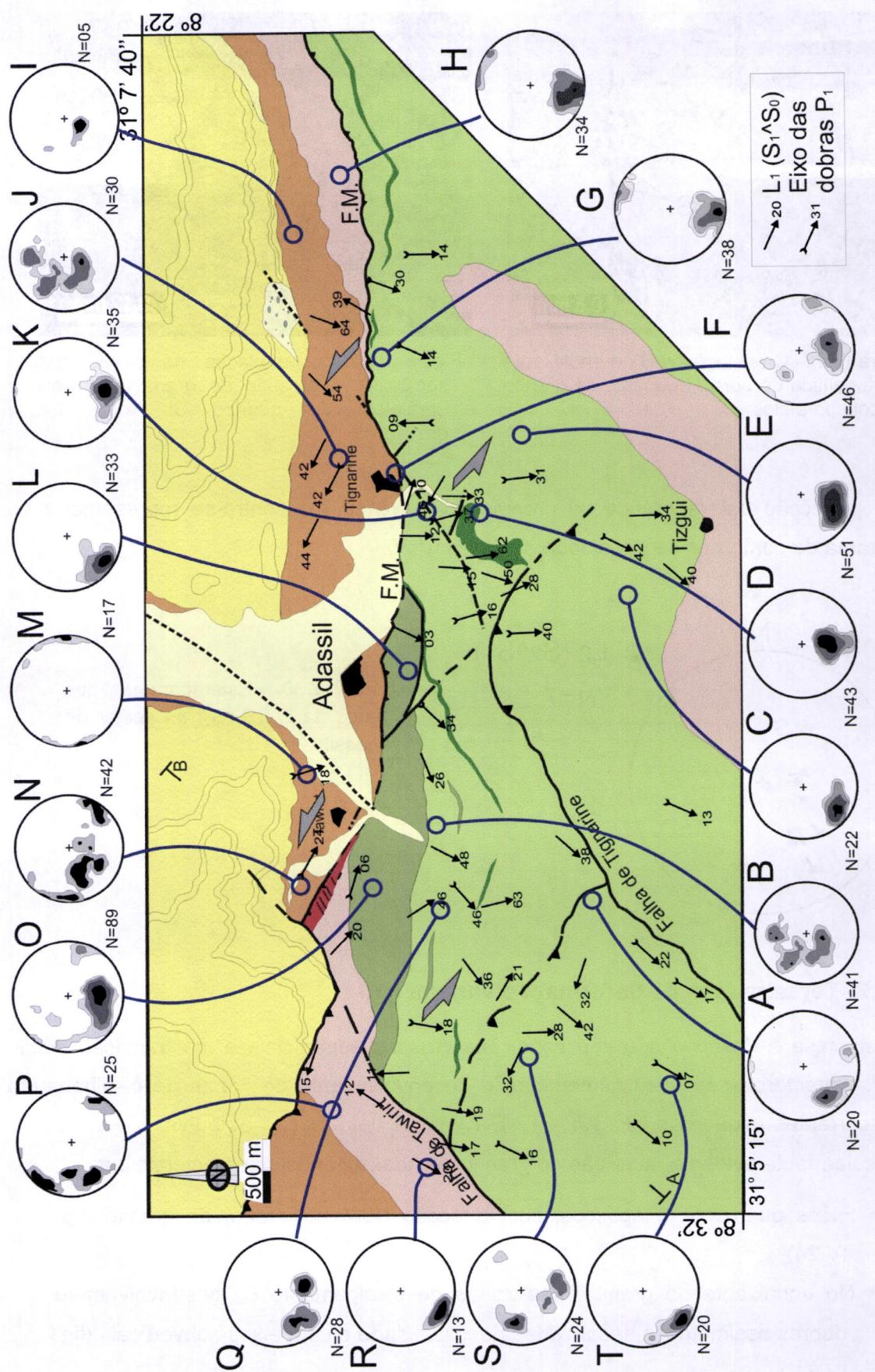


Figura IV.27- Estereograma de todos dados de L_1 no sector de Adassil.

IV.2.2- Segunda fase de deformação varisca (D_2)

Esta fase, de orientação geral NS a NNE-SSW, é menos expressiva nesta região. Caracteriza-se pelo desenvolvimento de dobras suaves, por vezes apresentando crenulações nos metassedimentos tanto à escala mesoscópica como microscópica (figs. IV.28 e IV.29).

Figura IV.26- Altitude geral de L_1 na região de Adassil (ver a legenda na figura IV.3).

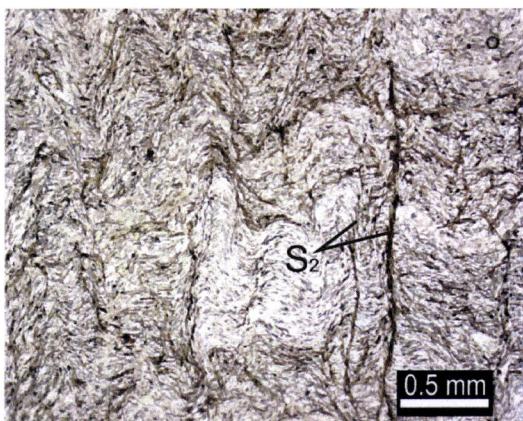


Figura IV.28- Crenulação N-S no encaixante metapelítico de bordo Sudoeste de granito (nicóis paralelos).

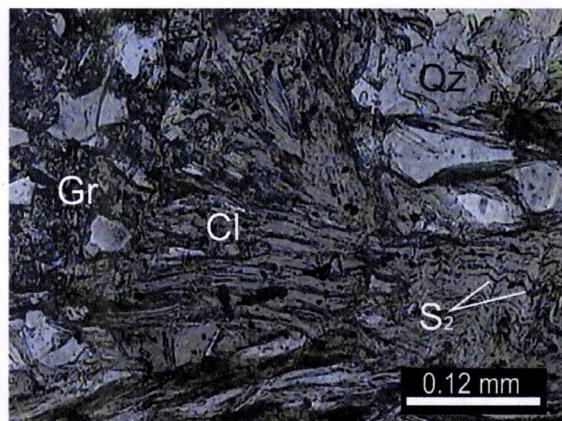


Figura IV.29- Crenulação na clorite nas sombras de pressão de granadas (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Cl: clorite; Gr: granada.

A projecção estereográfica da crenulação L_2 ($S_1 \wedge S_2$) encontra-se representada no diagrama de contornos de densidade na figura IV.30.

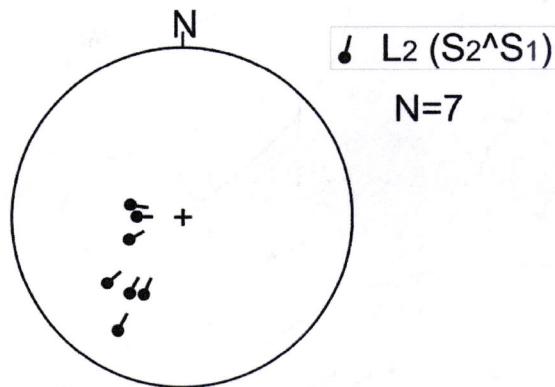


Figura IV.30- Estereograma dos dados da L_2 ($S_1 \wedge S_2$) no sector de Adassil.

IV.2.3- Terceira fase de deformação varisca (D_3)

Esta fase é desenvolvida sob condições crustais superficiais e, na transição dúctil-frágil. Caracteriza-se essencialmente pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes esquerdas NE-SW a ENE-WSW. A deformação atribuível a esta fase é particularmente evidente na região do granito de Adassil, onde se caracteriza por:

- Filões quárzicos e aplíticos, com direcção N60° no interior de granito (fig. IV.24);
- No encaixante do granito, nas zonas de cisalhamento D_3 desenvolvem-se dobras assimétricas desprovidas de xistosidade e com eixos subverticais (fig. IV.31);
- Rejeitos do contacto Sudoeste, entre o granito e encaixante metapelítico (figs. IV.32 e IV.33).



Figura IV.31- Dobramentos centimétricos com eixos subverticais no encaixante metapelítico do bordo Sudoeste do granito.

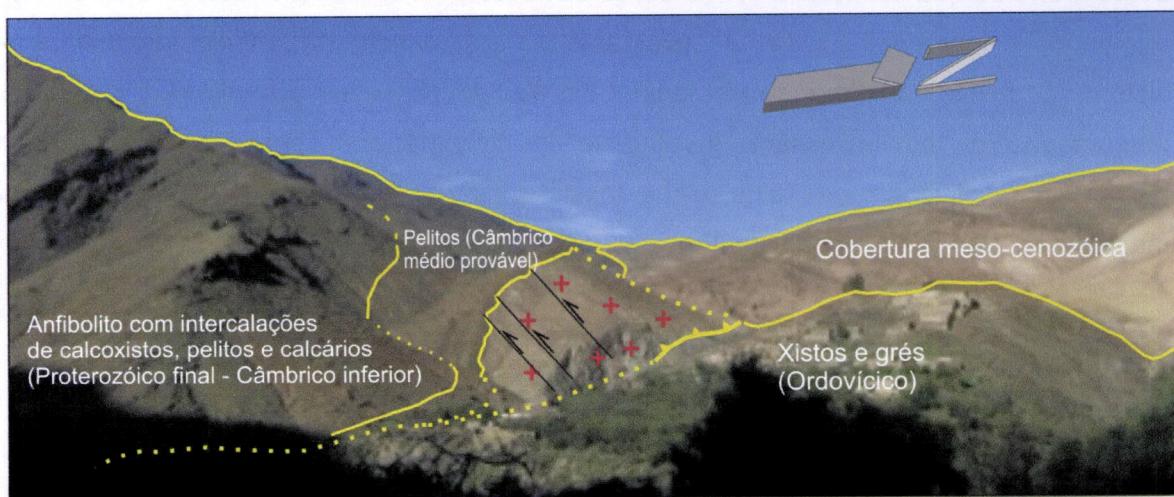


Figura IV.32- Pormenor do contacto Sudoeste de granito de Adassil observando-se os rejeitos com cinemática esquerda do contacto.

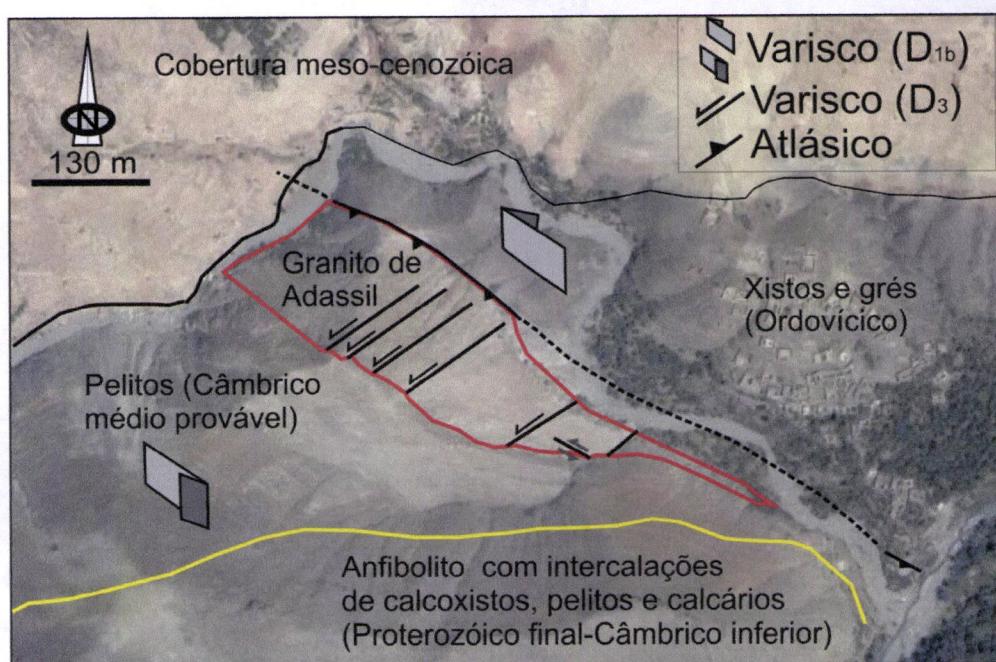


Figura IV.33- Pormenor da área de Tawirt (região de Adassil) por imagem do satélite a partir de programa Google earth pro.

IV.2.4- Deformação alpina

O evento compressivo Alpino (Atlásico) reactiva as principais estruturas variscas sendo uma deformação essencialmente de estilo frágil. A partir de Neogénico, as falhas de direcção NE-SW, que funcionaram como acidentes transcorrentes esquerdos durante grande parte do Mesozóico, são submetidas a um campo de compressão submeridiana que induz a sua reactivação com movimentação inversa; este processo é responsável pelo levantamento do Alto Atlas occidental (Piqué, 1994).

No sector estudado, a zona de cisalhamento de Adassil vai ser reactivada durante o Atlásico agora com um movimento inverso. Neste contexto o bordo Nordeste do granito, ao contrário do que aconteceu com o bordo Sudoeste, vai ser reactivado em regime frágil originando-se uma falha inversa cavalgante para Nordeste (fig. IV.4) que integra o sistema de falhas complexo de Al Medinat (fig. IV.34). No sector de Adassil, a cobertura meso-cenozóica tabular, assenta geralmente em discordância sobre o soco Varisco. No alpino, a reactivação da falha de Adassil origina o dobramento das formações mesozóicas, bem visível nos calcários cretácicos (figs. IV.35 e IV.36).



Figura IV.34- Brecha de falha na zona de contacto entre o granito e a formação ordovícica que se desenvolve a Norte do maciço intrusivo.

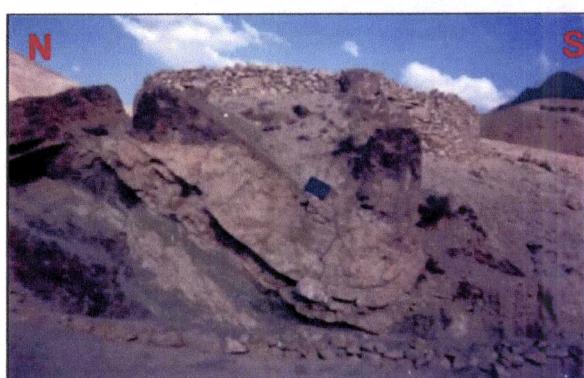


Figura IV.35- Bancada de calcário cretácico dobrada no contacto com a falha de Al Medinat.



Figura IV.36- Contacto entre a cobertura e o soco.

IV.2.5- Conclusão

O estudo estrutural efectuado na região de Adassil, permitiu estabelecer três fases de deformação variscas repartidas segundo a seguinte ordem cronológica:

(1) A primeira fase de deformação D_1 subdivide-se em dois episódios D_{1a} e D_{1b} . O episódio precoce D_{1a} corresponde à primeira fase de deformação geral conhecida na Meseta ocidental e no Alto Atlas ocidental. O episódio tardio D_{1b} , que raramente, é discutido nos trabalhos anteriores, é contínuo do primeiro, caracterizando-se essencialmente pelo funcionamento de um corredor de cisalhamento esquerdo de direcção WNW-ESE, em regime transpressivo esquerdo; a intensidade de deformação e o metamorfismo aumentam na vizinhança da zona de cisalhamento de Adassil que foi aproveitada para a intrusão do granito de Adassil. A componente de cisalhamento simples concentra-se no granito e no encaixante Sudoeste metassedimentar sendo a direcção de cisalhamento subparalela às estruturas cartográficas regionais. Os fenómenos de partição da deformação associados a regimes transpressivos originam um comportamento geométrico e cinemático complexo nestas regiões levando à justaposição de blocos com comportamentos estruturais bem distintos. É possível definir para esta região três domínios com uma cinemática particular (figs. IV.37 e IV.38):

- Domínio A- situado na zona Sul do sector estudado onde não se notam evidências da actuação do corredor de cisalhamento esquerdo do episódio tardio de D_1 . Predominam aqui dobras com direcção NE-SW, eixos sub-horizontais e uma lineação de estiramento subparalela aos eixos das dobras; é o comportamento típico da deformação varisca principal no Alto Atlas ocidental.
- Domínio B- a xistosidade S_1 roda para a direcção WNW-ESE e o estiramento apresenta um mergulho acentuado para SW. A sobreposição das trajectórias da deformação finita (S_1 e X_1), combinada com a componente cisalhante esquerda de D_{1b} permite sugerir uma componente cavalgante para a NE. Este domínio corresponde a uma zona transpressiva com uma componente cisalhante pura dominante (“*Pure shear dominated transpression*” de acordo com o modelo de Fossen & Tikoff, 1993).
- Domínio C- corresponde ao corredor de cisalhamento, caracterizando-se pela concentração da deformação e do metamorfismo no encaixante metassedimentar do bordo Sul do granito de Adassil. À semelhança do que já acontecia no domínio anterior, a direcção principal da foliação varisca é WNW-ESE, geralmente subvertical; no entanto, a lineação de estiramento contida nos planos da foliação apresenta agora mergulhos pouco acentuados para WNW ou ESE.

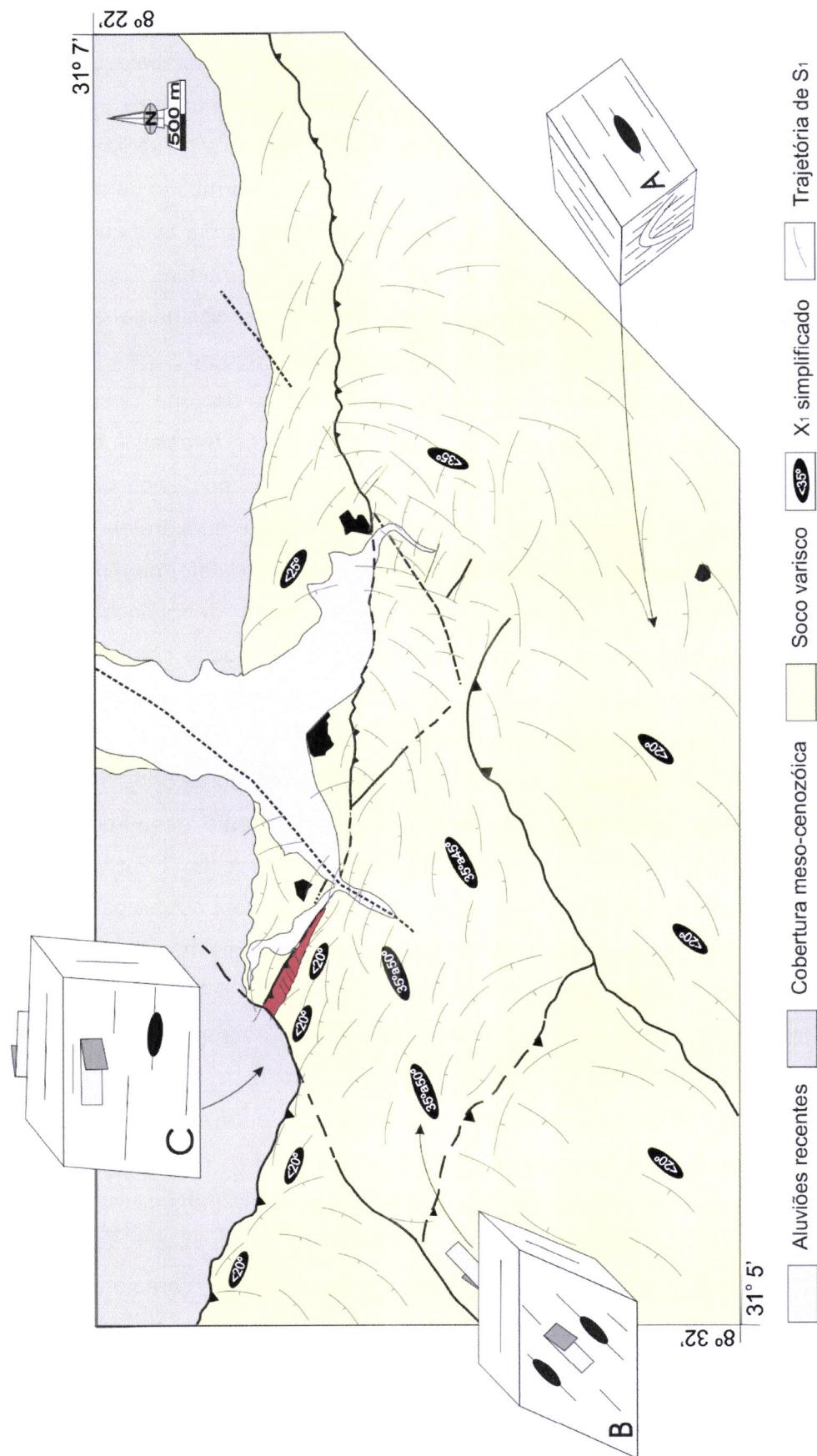


Figura IV.37- Zonamento da região de Adassil baseado na cinemática da primeira e mais importante fase de deformação varisca evidenciando os principais domínios estruturais individualizados no sector de Adassil (A, B e C).

Os critérios mesoscópicos e microscópicos são indicadores de uma componente cisalhante esquerda o que sugere tratar-se de uma zona transpressiva com uma componente transcorrente dominante (Wrench dominated transpression segundo o modelo de Fossen & Tikoff, 1993).

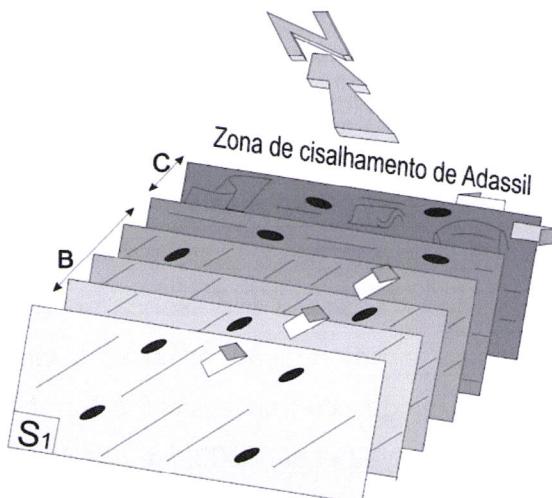


Figura IV.38- Esquema da partição da deformação no interior do corredor de cisalhamento esquerdo de Adassil com a concentração da componente de cisalhamento simples no domínio C.

A direcção de compressão tectónica durante a primeira fase de deformação D_1 , no sector de Adassil é próxima de E-W (fig. IV.39), o que está de acordo com a proposta de Cornée *et al.* (1987) para o Alto Atlas occidental.



Figura IV.39- Modelo estrutural proposto para o sector estudado durante a primeira fase de deformação sin-xistosa em regime transpressivo esquerdo com fenómenos de partição da deformação. Trajectórias da deformação finita; 1. estiramento; 2. xistosidade.

- (2) Depois de um episódio sin-xistoso D_1 , a região de Adassil sofreu uma segunda fase de deformação (D_2). Esta fase é a menos expressiva desta região, identificando-se principalmente à escala microscópica no encaixante metassedimentar do bordo Sudoeste do granito onde é visível nalguns domínios restritos sob a forma de uma crenulação submeridiana; por vezes, está também presente nas sombras de pressão da granada. Os estudos de microdeformação efectuados mostram que a deformação relacionada com esta fase se deu sob condições de metamorfismo retrógrado com geração de clorite por retrogradação das granadas.

(3) A terceira fase de deformação D_3 desenvolveu-se sob condições superficiais na transição dúctil-frágil. Apresenta-se com zonas de cisalhamento transcorrentes esquerdas com direcção ENE-SW a NE-SW. Esta fase tem expressão regional tendo sido identificada, por exemplo, no sector de Azegour (Hendaq, 2003).

As estruturas mesoscópicas e microscópicas D_3 desenvolvem-se de forma heterogénea no sector estudado. A deformação concentra-se preferencialmente ao longo das zonas de cisalhamento com direcção N 60° -70° e no bordo Sudoeste do granito de Adassil. Como já foi referido, esta fase foi responsável pelo rejeito do bordo Sudoeste do granito de Adassil, não tendo sido possível observar os seus efeitos no bordo NE devido ao intenso rejogo inverso deste limite durante os eventos alpinos (atlásicos). O carácter ainda dúctil desta fase e a presença abundante de quartzo exclui a hipótese de ser atribuída à deformação atlásica; a cinemática esquerda destas zonas de cisalhamento é ainda compatível com a formação das bacias pérmicas no Alto Atlas ocidental (*in: Aït Ayad et al., 2000; fig. IV.40*).

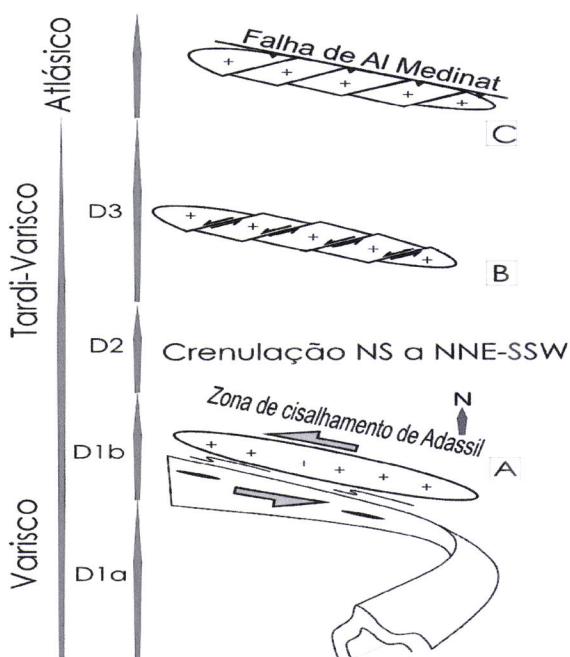


Figura IV.40- Esquema explicativo da evolução estrutural que afectou o granito de Adassil:

A- Instalação sin-cinemática do granito no seio da zona de cisalhamento de Adassil em regime transpressivo esquerdo com partição da deformação;

B- Rejeitos do maciço por zonas de cisalhamento esquerdas N 60° -70°;

C- O bordo norte da zona de cisalhamento de Adassil vai ser retomado pela falha de Al Medinat durante o Atlásico.

IV.3- Metamorfismo regional

O estudo do metamorfismo regional Varisico levado a cabo neste trabalho incidiu, essencialmente, na caracterização das formações do Proterozóico superior a Câmbrico médio que afloram a Sul do granito de Adassil, uma vez que o contacto entre a intrusão granítica e as rochas ordovícicas expostas a Norte é uma falha inversa de idade alpina. Tendo em conta que as fácies pelíticas são mais sensíveis do que as psamíticas às mudanças de grau metamórfico e preservam melhor as microestruturas das diferentes fases de deformação, a cartografia da zonalidade metamórfica e as descrições

petrográficas incluídas nas secções seguintes basearam-se principalmente em amostras das rochas metapelíticas do encaixante Sul do granito. No total, foram analisadas cerca de 51 amostras cuja localização se indica na figura IV41A.

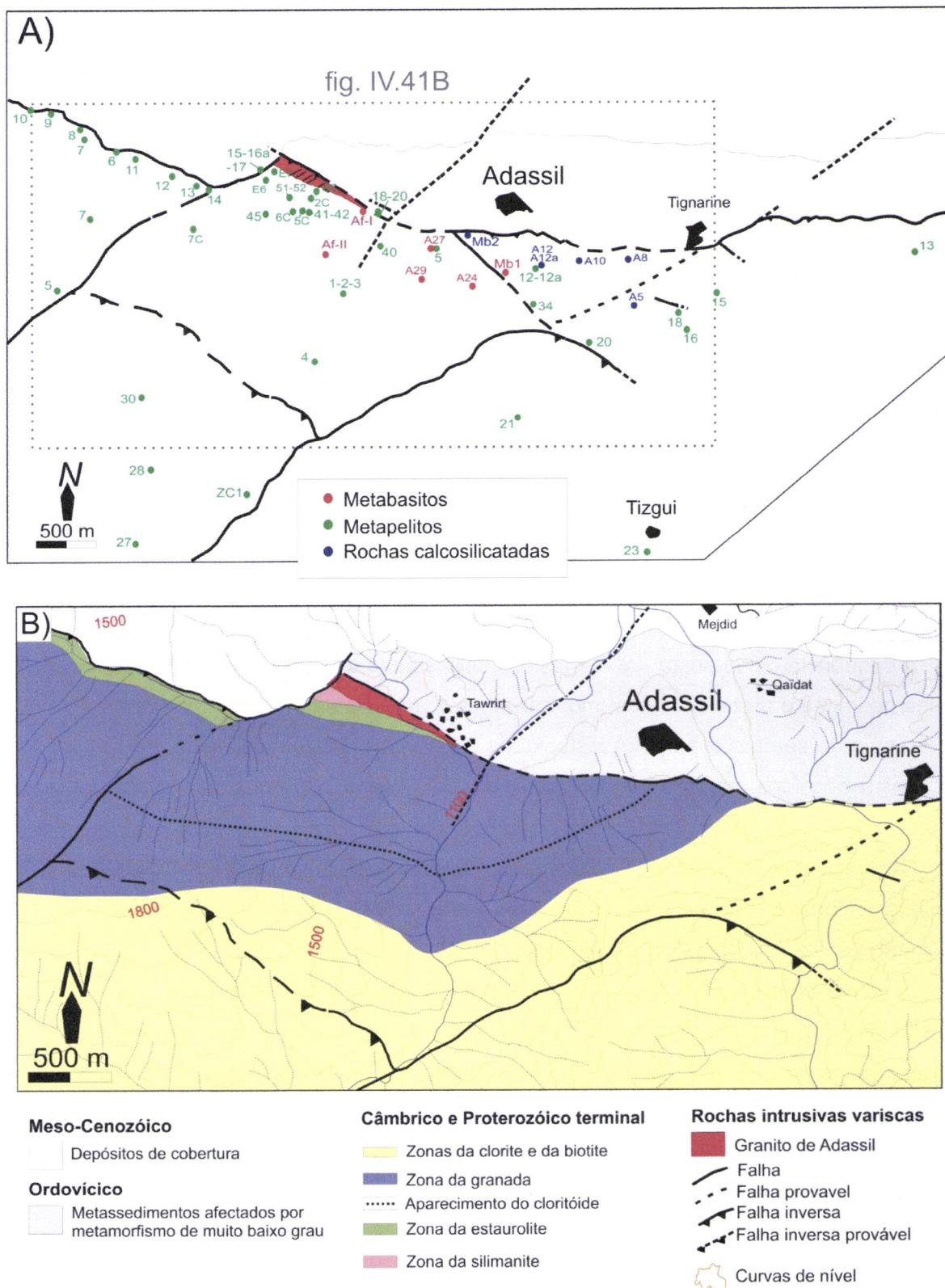


Figura IV.41- Mapa esquemático do sector de Adassil mostrando a localização das amostras (A) e a distribuição das zonas de metamorfismo regional (B).

Em linhas gerais, o grau do metamorfismo regional aumenta de Sul e de Sudeste para Noroeste, na direcção do contacto com o granito. As formações do encaixante Sudoeste do granito de Adassil mostram uma zonalidade metamórfica prógrada, representada pela sucessão das zonas da biotite, granada, estaurolite e sillimanite (fig. IV.41B). As isógradas dispõem-se subparalelamente à foliação S_{1b} e estão inclinadas para Sudeste, sugerindo que foram afectadas pelo cisalhamento esquerdo de direcção WNW-ESE associado ao episódio de deformação D_{1b} , após a sua formação.

IV.3.1- Metapelitos

Neste estudo, descrevem-se as características texturais e mineralógicas das rochas metapelíticas de cada uma das zonas metamórficas cartografadas, discutindo-se em paralelo as relações temporais entre a blastese dos principais minerais e a deformação varisca que afecta o sector de Adassil.

Zonas da Clorite e da Biotite

As formações que afloram na parte Sul e Sudeste da região de Adassil encontram-se maioritariamente na zona da biotite (fig. IV.41), não sendo, contudo, de excluir a possibilidade de algumas destas rochas terem sido afectadas por metamorfismo de mais baixo grau (zona da clorite). Com efeito, o reduzido número de amostras colhidas nesta área não permite concluir que a zona da clorite esteja ausente.

A sequência é composta por rochas calcosilicatadas com intercalações de metapelitos, metapsamitos e metavulcanitos, mostrando uma anisotropia planar muito penetrativa que corresponde sempre à primeira xistosidade (S_{1a}). À escala microscópica, verifica-se que S_{1a} está ocasionalmente microdobrada pela D_{1b} , dando origem a uma crenulação (fig. IV.42).

Nas fácies metapelíticas, a associação mineralógica mais comum é constituída por biotite + clorite + quartzo + micas brancas + plagioclase + opacos. A textura é afanítica, variando entre lepidoblástica e lepidogranoblastica.

A biotite ocorre sob a forma de pequenos cristais lamelares, orientados segundo a xistosidade S_{1a} . Apresenta uma direcção de clivagem bem visível, cor castanha, pleocroísmo forte, entre o bege (α) e o castanho-escuro (γ e β), extinção recta, sinal de alongamento positivo e cores de polarização de segunda ordem. Está, por vezes, substituída por clorite secundária. A clorite primária também surge em cristais lamelares de pequenas dimensões, dispostos segundo a S_{1a} , que se identificam através da sua cor verde-clara, ligeiro pleocroísmo e baixa birrefringência. As micas brancas são abundantes e constituem pequenas palhetas, incolores e orientadas, contribuindo para a melhor

definição da textura anisotrópica das rochas. O quartzo ocorre em grãos anédricos e incolores, de dimensões reduzidas e exibe, com frequência, extinção ondulante.

A plagioclase forma cristais tabulares subédricos a anédricos, com macia polissintética da albite. É uma fase pouco abundante e está geralmente associada ao quartzo nos níveis granoblásticos.

A blastese dos filossilicatos (biotite, clorite, micas brancas) parece ser essencialmente sin-cinemática com a D_{1a} , uma vez que a xistosidade S_{1a} é definida pelo alinhamento destes minerais (fig. IV.42). No entanto, é possível que a cristalização de biotite e de micas brancas tenha continuado durante o episódio de deformação D_{1b} .

Na transição da zona da biotite para a zona da granada, observa-se um aumento gradual do tamanho de grão dos metapelitos, que passam de filádios a micaxistos de granularidade fina.

Zona da Granada

A isógrada da granada (fig. IV.41) é marcada no campo pelo aparecimento de porfiroblastos deste mineral, facilmente identificáveis à vista desarmada devido às suas dimensões (1 a 2 mm). Uma parte significativa das rochas desta zona encontra-se na área de influência do corredor de cisalhamento subvertical, esquerdo, com direção WNW-ESE; por isso, a sua anisotropia principal é invariavelmente a xistosidade S_{1b} , que transpõe a estratificação (S_0) e a primeira xistosidade (S_{1a} ; fig. IV.43).

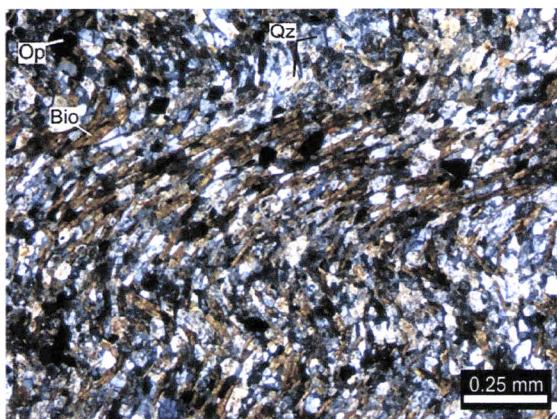


Figura IV.42- Crenulação da xistosidade S_{1a} em metapelitos da zona da biotite (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Bio: biotite; Op: opacos.

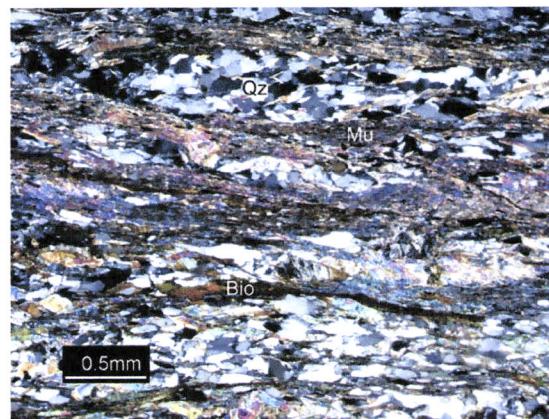


Figura IV.43- Micaxistos da zona da granada com foliação S_{1b} bem marcada, conferida pela alternância de bandas ricas em filossilicatos com leitos granoblásticos (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Bio: biotite; Mu: moscovite.

A análise petrográfica das amostras revelou ainda que a associação metamórfica mais representativa dos micaxistos desta zona é formada por biotite + moscovite + quartzo + granada + clorite \pm plagioclase \pm turmalina + opacos. As texturas são faneríticas, anisotrópicas, lepidoporfiroblásticas ou lepidogranoporfiroblásticas.

A granada distingue-se dos outros minerais pelo relevo alto e carácter isotrópico. Constitui cristais incolores, equidimensionais, com inclusões de opacos, micas e quartzo. As suas dimensões aumentam no sentido do contacto com o granito e chegam a atingir cerca de 1 cm na porção mais setentrional desta zona metamórfica. À escala microscópica, verifica-se que a granada está sempre rodeada pela S_{1b} e tem sombras de pressão. Contém por vezes inclusões orientadas com disposição sigmoidal, definindo uma xistosidade interna (S_i) que deverá corresponder à S_{1a} . A presença de caudas de recristalização assimétrica e de estruturas de rotação indicam que a sua blastese é essencialmente sin-cinemática com a D_{1b} e permite estabelecer o sentido de rotação e a direcção de movimento (figs. IV.44 e IV.45).

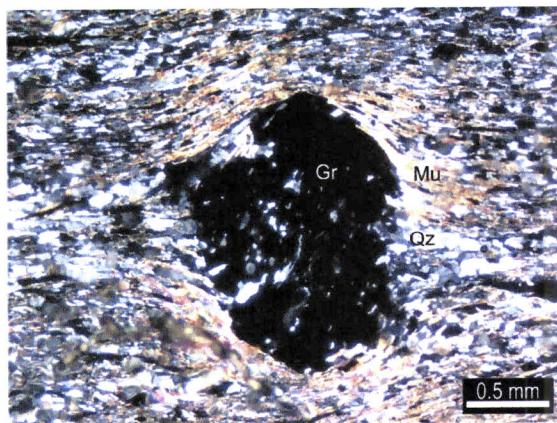


Figura IV.44- Porfiroblasto de granada rotacional com sombras de pressão preenchidas por quartzo (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Mu: moscovite; Gr: granada.

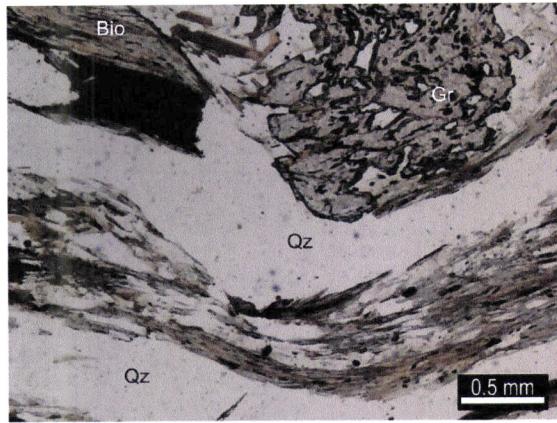


Figura IV.45- Porfiroblasto de granada que evidencia uma xistosidade interna S_{1a} , microdobrada e um crescimento sin-cinemático com a D_{1b} (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Bio: biotite; Gr: granada.

As palhetas de biotite e de moscovite, juntamente com os opacos, dispõem-se paralelamente à xistosidade (S_{1b}), o que sugere que o seu crescimento continuou durante o episódio cisalhante esquerdo da D_{1b} . Por vezes, definem arcos poligonais, miméticos sobre microdobras da anisotropia mais antiga (S_{1a}). Em algumas lâminas delgadas, detectaram-se porfiroblastos de biotite rodeados por S_{1b} , contendo inclusões orientadas de opacos (fig. IV.46). A disposição da sua xistosidade interna evidencia que a blastese destes cristais é pré a sin-cinemática relativamente à D_{1b} . A clorite ainda está presente como fase primária, mas também aparece como produto da retrogradação da biotite e/ou da granada.

O quartzo ocorre em agregados policristalinos sob a forma de pequenos grãos xenomórficos, mostrando com frequência extinção ondulante e bandas de deformação. Para além de quartzo, estes agregados contêm pequenas proporções de plagioclase. Constituem leitos alongados, de espessura milimétrica, intercalados entre as bandas

micáceas. A turmalina surge em pequenos cristais com forma euédrica a subédrica, pleocroísmo forte (ω - castanho esverdeado e ε - incolor) e birrefringência baixa. Devido às suas reduzidas dimensões, não foi possível determinar de modo conclusivo as relações blastese-deformação. Nalguns casos, a turmalina parece estar envolvida pela xistosidade S_{1b} , enquanto noutros, cresce estaticamente sobre a foliação.

Como se pode verificar na figura IV.41B, no interior da zona da granada foi possível traçar um limite marcando o início do aparecimento de grandes porfiroblastos de clorítóide. O traçado deste limite pode ser feito no campo, dado que os cristais de clorítóide têm dimensões milimétricas e identificam-se com relativa facilidade através do seu hábito tabular e cor azul - esverdeada. A Norte deste limite, os níveis lenticulares de metapelitos desprovidos de granada, contendo clorítóide como porfiroblasto dominante têm uma expressão significativa. Tendo em conta que o clorítóide se desenvolve num intervalo de composições muito restrito (Yardley, 1989), é provável que a sua presença na zona da granada esteja relacionada com variações litológicas no encaixante. Para além de clorítóide, estes micaxistas contêm biotite, moscovite e quartzo como constituintes principais. A plagioclase é uma fase pouco abundante e os minerais acessórios mais comuns são os opacos. A textura é fanerítica de grão muito fino, lepidoporfiroblástica ou lepidogranoporfiroblástica, com uma anisotropia bem definida, conferida pelo alinhamento das palhetas de moscovite e de biotite da matriz. A xistosidade S_{1b} é nestas rochas muito penetrativa, mesmo à escala microscópica. O clorítóide ocorre em porfiroblastos contornados pela S_{1b} da matriz, apontando para um carácter pré a sin-cinemático em relação à D_{1b} (fig. IV.47). Apresenta relevo alto, pleocroísmo em tons azulados a esverdeados, formas prismáticas subédricas e cores de polarização de 1^a ordem.

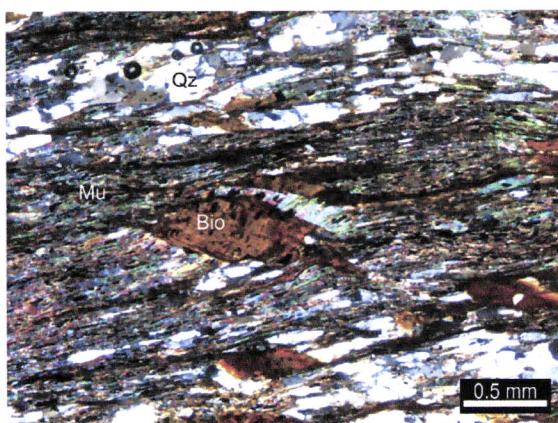


Figura IV.46- Porfiroblastos de biotite com crescimento pré a sin-cinemático relativamente a S_{1b} na zona da granada (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Bio: biotite; Mu: moscovite.

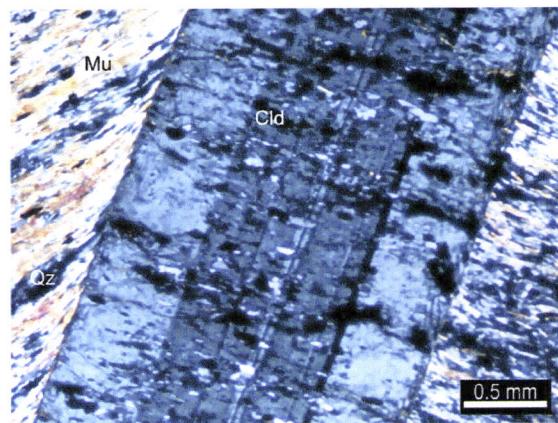


Figura IV.47- Porfiroblasto de clorítóide mostrando uma xistosidade interna S_{1a} , oblíqua à xistosidade externa (S_{1b}) da matriz (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Mu: moscovite; Cld: clorítóide.

Zona da Estaurolite

Caminhando para Noroeste, na direcção do contacto com o granito de Adassil, a zona da granada dá lugar à da estaurolite (fig. IV.41B). Nos micaxistas desta zona, a estaurolite constitui pequenos porfiroblastos prismáticos, euédricos ou subédricos, com dimensões inferiores a 1 mm, sendo difícil detectar a sua presença à vista desarmada. Por estas razões, a localização da isógrada da estaurolite, marcando o seu primeiro aparecimento, só foi possível com base no estudo microscópico das amostras recolhidas.

As fácies pelíticas desta zona possuem geralmente porfiroblastos de estaurolite e de granada, textura fanerítica lepidoblástica a lepidoporfioblástica e uma associação mineralógica composta por: moscovite + biotite + estaurolite ± granada + quartzo + plagioclase + opacos ± clorite (retrógrada). À semelhança do que sucede na zona da granada, a foliação S_{1b} constitui a sua anisotropia principal, obliterando quase totalmente a xistosidade anterior (S_{1a}). Com efeito, a S_{1a} é identificada unicamente ao microscópio, através da presença de arcos poligonais e/ou de inclusões relíquia no seio dos grãos de granada e de estaurolite.

Os porfiroblastos de estaurolite, de cor amarela, pleocroísmo fraco e cores de polarização de 1^a ordem, estão totalmente envolvidos e moldados pela foliação S_{1b} e apresentam, por vezes, uma xistosidade interna (S_{1a}), microdobrada pela D_{1b} , o que aponta para que a sua blastese possa ter começado no final da D_{1a} , continuado durante a D_{1b} e terminado antes do fim da D_{1b} (figs. IV.48 e IV.49).

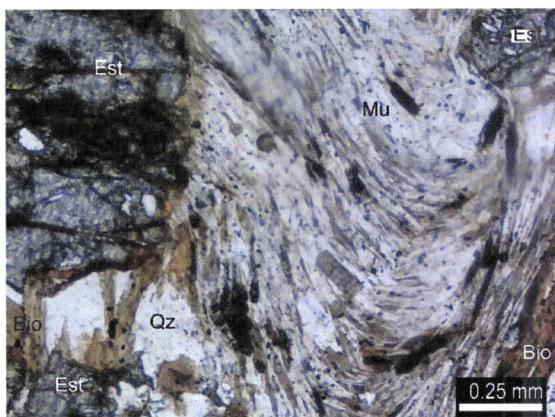


Figura IV.48- Micaxisto da zona de estaurolite mostrando uma xistosidade S_{1a} dobrada pelo D_{1b} . No canto superior esquerdo observa-se um porfiroblasto de estaurolite associado à dobra D_{1b} (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Bio: biotite; Mu: moscovite; Est: estaurolite.

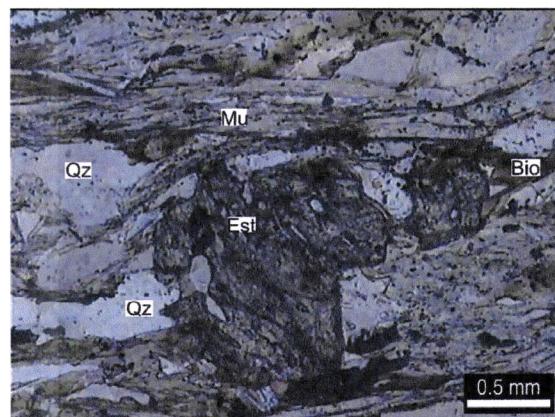


Figura IV.49- Porfiroblasto de estaurolite rodeado pela S_{1b} em que é possível observar uma xistosidade interna S_{1a} , oblíqua à S_{1b} da matriz (níveis paralelos). Qz: quartzo; Bio: biotite; Mu: moscovite; Est: estaurolite.

A granada é bastante abundante nestas litologias e tem características semelhantes às descritas anteriormente, embora ocorra em grãos de dimensões inferiores. As relações microestruturais mostram que a granada se comportou como uma fase estável

nas condições de pressão e temperatura desta zona metamórfica. Tal como a estaurolite, o seu crescimento parece ser pré a sin-cinemático com a D_{1b}, finalizando antes da conclusão deste episódio de deformação. Nalguns casos, observam-se inclusões de estaurolite no interior de porfiroblastos de granada, indicando que a formação de granada poderá ter sido, pelo menos em parte, posterior à da estaurolite (fig. IV.50).

Na zona da estaurolite, o clorítido tende a desaparecer, a moscovite é muito mais abundante que a biotite e a clorite é sempre uma fase retrógrada, resultando da alteração da biotite e da granada. Os dois tipos de micas (muscovite + biotite), juntamente com os opacos, dispõem-se paralelamente à xistosidade principal das rochas (S_{1b}), evidenciando o carácter sin-cinemático de ambas.

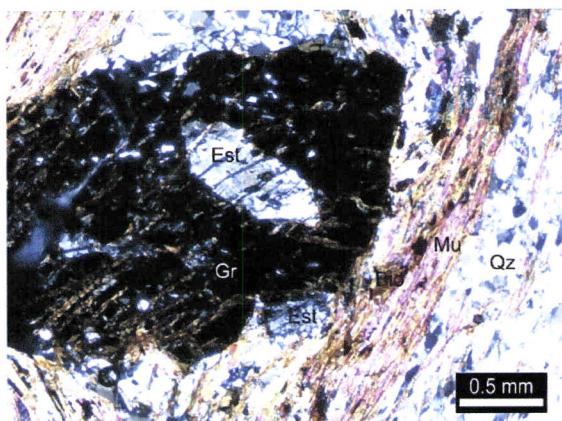


Figura IV.50- Porfiroblasto de granada com inclusão de um pequeno cristal de estaurolite (níveis cruzados). Qz: quartzo; Mu: moscovite; Gr: granada; Est: estaurolite.

Zona de Silimanite

A zona da silimanite está confinada a uma faixa muito estreita junto ao contacto Sudoeste com o granito de Adassil (fig. IV.41B). É constituída por micaxistas de grão fino, com proporções variadas de moscovite e biotite e porfiroblastos de granada, estaurolite e andaluzite. A silimanite aparece em agregados de fibrolite, que só se identificam à escala da lâmina delgada. Por isso, a cartografia da isógrada da silimanite baseou-se essencialmente no estudo petrográfico.

Nestes micaxistas, observa-se um bandado metamórfico claro, conferido pela alternância de níveis estirados de quartzo granoblástico com bandas micáceas. A xistosidade S_{1b} é muito penetrativa e oblitera parcialmente as estruturas prévias (S₀ e S_{1a}). Está frequentemente crenulada por uma fase de deformação tardia que, de acordo com os dados estruturais, corresponde à D₃ regional. A associação mineralógica mais comum é formada por: moscovite + quartzo + biotite + granada + estaurolite + andaluzite + silimanite + plagioclase + turmalina + opacos. A clorite está presente em quase todas as amostras, ocorrendo sempre como produto da retrogradação da biotite e da granada. A silimanite é relativamente escassa e aparece sob a forma de fibrolite em agregados de

diminutos cristais aciculares, o que impediu a determinação das suas relações texturais com as restantes fases minerais (fig. IV.51). Os porfiroblastos de granada e de estaurolite encontram-se rodeados pela xistosidade S_{1b} e têm sombras de pressão. Contêm frequentemente inclusões orientadas definindo uma xistosidade interna (S_{1a}) fortemente crenulada por acção da D_{1b} . As observações realizadas indicam que a sua blastese é tardí-cinemática com a D_{1a} e sin-cinemática com a D_{1b} , embora a deformação associada ao episódio D_{1b} pareça ter continuado depois da formação destas fases minerais.

Em contraste, a andaluzite deverá ter cristalizado tardiamente em relação à D_{1b} . A xistosidade interna, quando presente, é sempre concordante com a externa (S_{1b}), apesar de existirem, pontualmente, alguns porfiroblastos envolvidos pela foliação principal da matriz. Forma cristais prismáticos, incolores, com um leve pleocroísmo em tons róseos e possui, por vezes, pequenas inclusões de estaurolite (fig. IV.52). Em muitos casos, está quase totalmente pseudomorfizada por um agregado de micas muito finas (fig. IV.53).

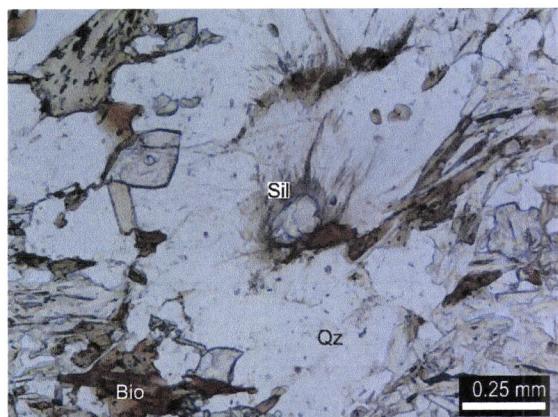


Figura IV.51- Cristais da fibrolite nos micaxistas da zona de silimanite (nicóis paralelos). Qz: quartzo, Bio: biotite; Sil: siliâmite.

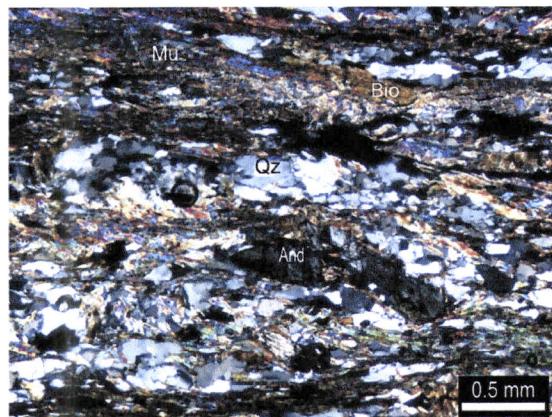


Figura IV.52- Pequenos cristais de andaluzite na matriz de micaxistas da zona da silimanite (nicóis cruzados). Qz: quartzo, Bio: biotite; Mu: moscovite; And: andaluzite.

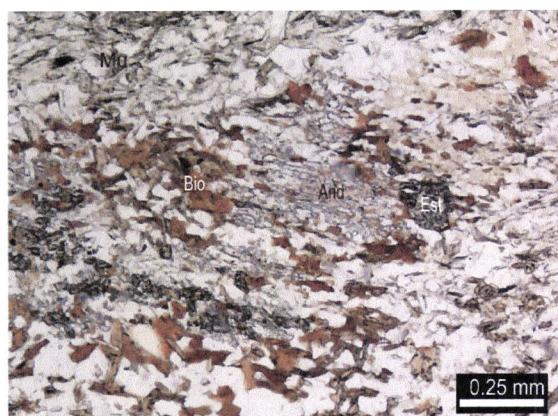


Figura IV.53- Porfiroblasto de andaluzite pseudomorfizado com pequenas inclusões de estaurolite nos micaxistas da zona de silimanite (nicóis paralelos). Bio: biotite; Mu: moscovite; Est: estaurolite; And: andaluzite.

IV.3.2- Metabasitos

Na região estudada, as formações do Proterozóico superior - Câmbrico inferior do encaixante Sul do granito de Adassil incluem abundantes intercalações de rochas ígneas maficas que, por acção do metamorfismo regional Varisco, se transformaram em anfibolitos. Com efeito, as estreitas relações de campo entre os anfibolitos e os metassedimentos indicam que estas litologias sofreram uma evolução tectonometamórfica conjunta durante a orogenia Varisca.

As amostras de anfibolitos colhidas para análise petrográfica (fig. IV.41B) localizam-se nas zonas da granada e da estaurolite definidas para as fácies metapelíticas. Apresentam, em geral, texturas granonematoblásticas a nematogramoblásticas, notando-se um incremento de tamanho de grão e um melhor desenvolvimento da foliação com o aumento do grau metamórfico e da intensidade da deformação, e.g., de Sul para Norte. A anisotropia planar é marcada essencialmente pelo alinhamento dos cristais prismáticos de anfíbola e parece corresponder à S_{1b} .

Na parte de mais baixo grau da zona amostrada, as rochas anfibolíticas têm textura granoblástica a ligeiramente nematoblástica e são constituídas pela seguinte associação mineralógica: horneblenda (verde azulada) + quartzo + plagioclase \pm biotite \pm clorite \pm calcite + epídoto + opacos. A horneblenda constitui cristais subédricos que chegam a atingir 3 mm de comprimento. Tem pleocroísmo em tons de verde e azul, extinção oblíqua e sinal de alongamento positivo (fig. IV.54). Nas secções basais são visíveis duas direcções de clivagem, fazendo entre si ângulos de 120°. Os cristais de maiores dimensões são frequentemente poiquiliticos, incluindo todas as fases minerais presentes na matriz. O quartzo e, em menores proporções, a plagioclase ocorrem nos níveis granoblásticos, intercalados entre as bandas ricas em anfíbola, sob a forma de agregados de pequenos grãos, predominantemente xenomórficos (fig. IV.55).

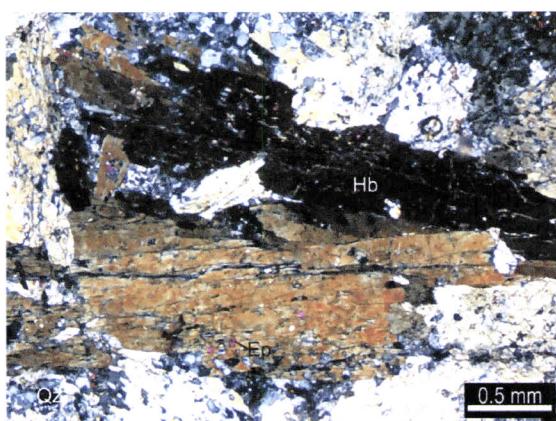


Figura IV.54- Porfiroblasto de horneblenda em metabasito de baixo grau metamórfico (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Hb: horneblenda.

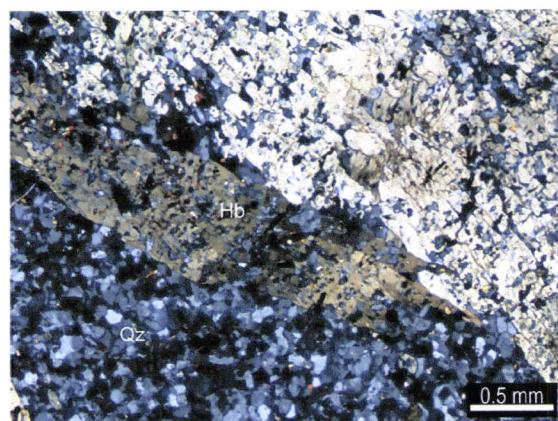


Figura IV.55- Na parte inferior da microfotografia observa-se um agregado granoblástico de quartzo e plagioclase (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Hb: horneblenda.

Nalgumas amostras, observaram-se também megacristais de plagioclase, subidiomórficos, que parecem ter origem magmática. Estes cristais mostram sinais de deformação no estado sólido e bordos de recristalização, particularmente nas faces alongadas paralelamente à foliação, devendo corresponder a porfiroclastos (fig. IV.56).

O epídoto e os opacos estão presentes tanto na matriz, como em inclusões no interior da anfíbola (fig. IV.57). Os cristais de epídoto são geralmente incolores, com relevo alto, forma anédrica a subédrica e cores de polarização de 2^a ordem. A biotite e a clorite são sempre fases vestigiais e podem estar ausentes.

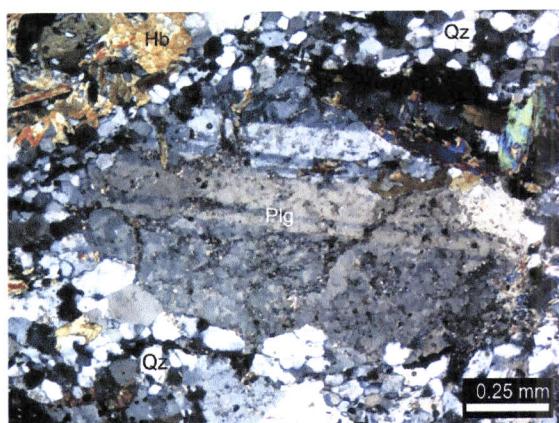


Figura IV.56- Porfiroclasto de plagioclase com bordos recristalizados (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Hb: horneblenda; Plg: plagioclase.

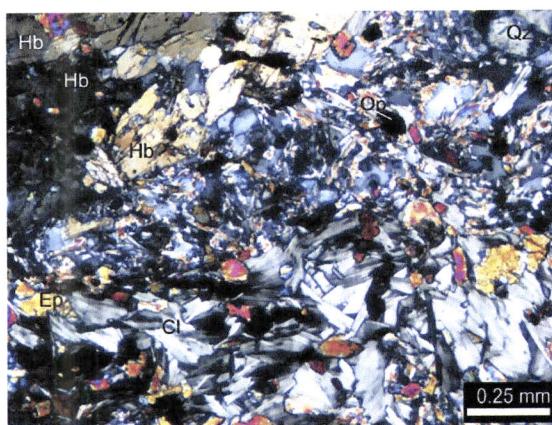


Figura IV.57- Cristais de epídoto e opacos na matriz dos metabasitos (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Hb: horneblenda; Cl: clorite; Op: opacos; Ep: epídoto.

À medida que se avança para o interior da área de influência do corredor de cisalhamento, a foliação dos metabasitos torna-se mais penetrativa, as texturas nematoblásticas mais bem definidas e podem encontrar-se porfiroblastos de granada com dimensões de 1 a 3 mm (fig. IV.58). Nos anfibolitos granatíferos, a associação mineralógica principal é composta por anfíbola (verde) + granada + quartzo + plagioclase + biotite + opacos. A anfíbola é horneblenda verde, tem carácter poiquilitico e parece incluir, total ou parcialmente, os cristais de granada e de biotite, sugerindo um crescimento relativamente precoce para estas últimas fases minerais.

Os níveis granoblásticos são constituídos por um mosaico equigranular de grãos xenomórficos a subidiomórficos de quartzo e de plagioclase, que evidenciam um grau de recristalização dinâmica significativo (fig. IV.59).

Por fim, junto ao contacto com o granito de Adassil, já na zona da estaurolite, os anfibolitos mostram uma textura nematoblástica bem marcada, conferida pelo alinhamento dos cristais prismáticos de anfíbola, que chegam a atingir 5 mm de comprimento. Algumas secções de horneblenda exibem, por vezes, pleocroísmo entre o verde e o castanho, indicando um aumento do grau metamórfico.

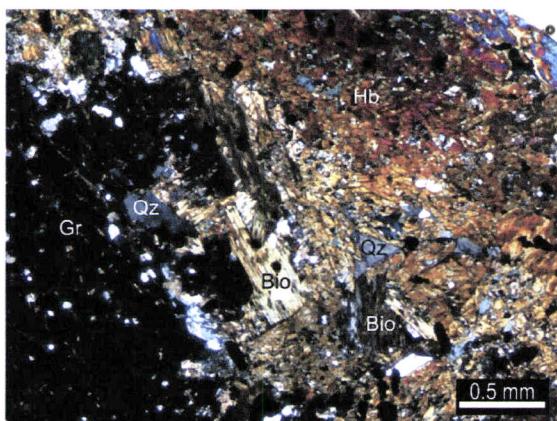


Figura IV.58- Porfioblasto de granada nos metabasitos da zona da granada (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Bio: biotite; Hb: horneblenda; Gr: granada.

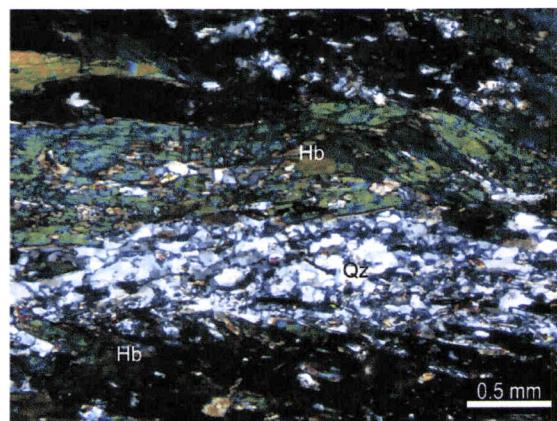


Figura IV.59- Nível granoblástico constituído de um agregado de quartzo milonitizado nos anfibolitos (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Hb: horneblenda.

Os níveis granoblásticos têm espessuras muito reduzidas e mostram sinais de milonitização, com redução acentuada do tamanho de grão. Os opacos estão fortemente orientados, contribuindo para a melhor definição da textura anisotrópica destas rochas. A paragénesis mineral encontrada nos anfibolitos desta zona é compatível com condições de temperatura e pressão de $570 \pm 30^{\circ}\text{C}$ e 5.5 ± 1 Kbar, respectivamente (Baratoux, 2004).

IV.3.3- Rochas calcosilicatadas

As rochas calcosilicatadas só estão representadas nas sequências de idade proterozóica terminal - câmbrica inferior, onde constituem o tipo litológico dominante. Ocorrem interestratificadas com metapelitos, metapsamitos e metabasitos e apresentam, em geral, um bandado composicional, de espessura milimétrica a centimétrica, definido pela alternância de leitos carbonatados com níveis de natureza semi-pelítica ou pelítica. A calcite é a fase principal nos leitos carbonatados. Surge em cristais incolores, anédricos a subédricos, com relevo alto e cores de polarização de ordem superior, afectados por recristalização dinâmica de intensidade variável, dependendo do grau metamórfico em que se encontra.

Por outro lado, os leitos pelíticos e semi-pelíticos destes litótipos são compostos essencialmente por quartzo, filossilicatos (biotite + moscovite \pm clorite), plagioclase e opacos. Têm sempre granularidade fina e texturas lepidogranoblásticas ou granolepidoblásticas (fig. IV.60).

A biotite e as micas brancas ocorrem sob a forma de pequenos cristais lamelares, dispostos segundo a xistosidade. O quartzo está presente em grãos anédricos e incolores, de dimensões reduzidas e exibe, com frequência, extinção ondulante. A plagioclase forma cristais anédricos a subédricos, com macla polissintética da albite. Nos

níveis semi-pelíticos, os agregados de quartzo e plagioclase constituem frequentemente mosaicos granoblásticos.

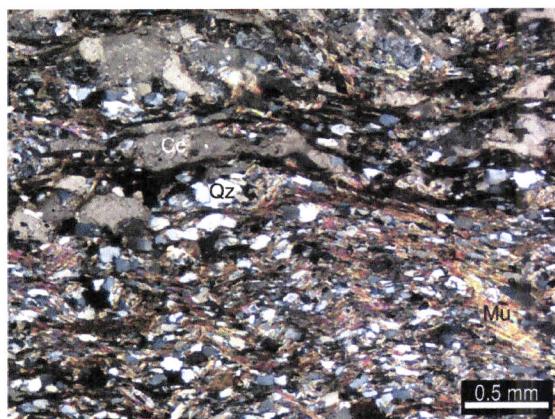


Figura IV.60- Alternância de leitos ricos em calcite com níveis pelíticos de textura lepidogranoblastica em rochas calcosilicatadas (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Mu: moscovite; Cc: calcite.

IV.3.4- Conclusões

Com base nas observações de campo e de microscópio realizadas, em particular nas litologias metapelíticas, é possível retirar as seguintes conclusões (fig. IV.61):

	D _{1a}	D _{1b}	D ₂ / D ₃
Clorite			
Biotite		■	
Granada		■■■	
Estaurolite		■■■	
Silimanite	?	■■■	
Andaluzite			■■■

Figura IV.61- Síntese das relações blastese - deformação para as fácies metapelíticas da área em estudo.

- (1) Os metassedimentos do encaixe Sudoeste do granito de Adassil apresentam um padrão de zonalidade metamórfica prógrada, caracterizado por um aumento no grau metamórfico, desde as zonas da clorite e da biotite até às zonas da granada, estaurolite e silimanite. As paragéneses minerais encontradas nos micaxistos, nomeadamente a ocorrência de granada e de estaurolite, sugerem que a evolução metamórfica deste sector se desenvolveu no domínio do metamorfismo de pressão intermédia (tipo Barroviano). A ausência de distena nestas litologias poderá ser atribuída a factores compostionais, ou seja, à deficiênciam de rochas com composições adequadas para a formação deste polimorfo de Al_2SiO_5 .
- (2) As relações microtexturais blastese - deformação indicam que a sequência prógrada barroviana se estabeleceu na primeira fase de deformação varisca (D₁). Com efeito, a

cristalização dos principais minerais índice parece ter-se iniciado durante o episódio mais precoce desta fase (D_{1a}) e continuando durante o episódio cisalhante esquerdo que se lhe seguiu (D_{1b}).

- (3) A blastese da andaluzite é tardia e sempre posterior à da estaurolite e da silimanite, indicando que a andaluzite se deve ter formado durante a história metamórfica retrógrada, ou seja, com diminuição de pressão e de temperatura.
- (4) Nos domínios metamórficos de mais alto grau, a anisotropia mais penetrativa nos metapelitos é uma xistosidade S_{1b} , que oblitera parcialmente as estruturas prévias. Esta xistosidade está dobrada por uma fase de deformação tardia, que poderá corresponder à D_2 ou à D_3 regionais. Não foram encontradas quaisquer evidências de cristalização de minerais metamórficos associados e estes últimos eventos tectónicos. Na figura IV.61, sintetizam-se os resultados obtidos sobre as relações entre a blastese dos minerais e os diferentes episódios de deformação varisca.

Por outro lado, apresenta-se na figura IV.62, uma trajectória P-T-t estimada para as rochas da zona da silimanite da cintura metamórfica de Adassil, mostrando que o pico térmico terá sido atingido durante a D_{1b} . É provável, que em níveis estruturais mais profundos, o segmento prógrado da trajectória P-T-t tenha intersectado a curva *solidus*, em condições de saturação em água, com consequente produção de migmatitos e de magmas graníticos. Apesar destes níveis não estarem actualmente expostos, a estreita relação entre o granito de Adassil e as rochas metamórficas de alto grau constitui uma forte evidência nesse sentido.

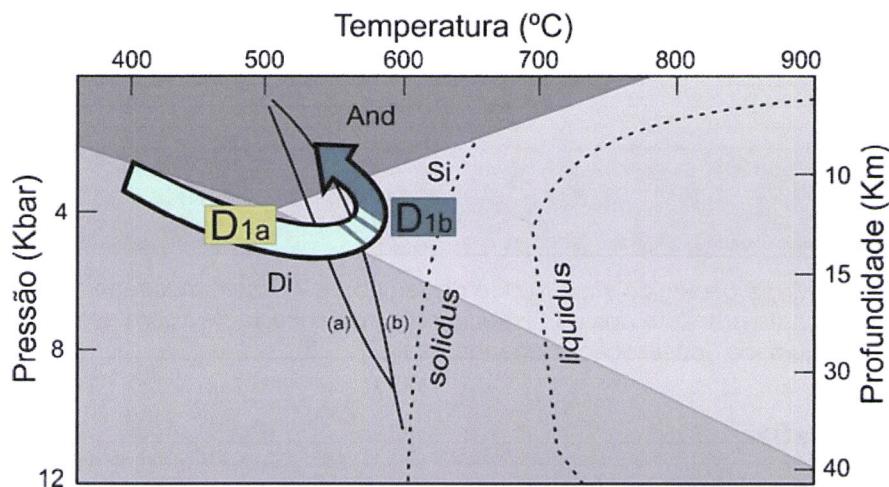


Figura IV.62- Diagrama pressão - temperatura mostrando a provável evolução dos metapelitos da zona da silimanite durante a primeira fase de deformação varisca. Os campos de estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 foram extraídos de Plummer et al. (2003):

- (a) refere-se ao início da formação da granada;
- (b) início da formação da estaurolite (Spear & Cheney's, 1989, in: Miyashiro, 1994);
- (c) a tracejado, mostram-se as curvas experimentais de fusão com adição de vapor de água (Miyashiro, 1994).

IV.4- O Granito de Adassil

O granito de Adassil constitui um pequeno corpo intrusivo alongado na direcção WNW-ESE e concordante com as estruturas regionais. Mostra indícios de deformação heterogénea no estado sólido tanto à escala mesoscópica como microscópica e uma foliação tectónica WNW-ESE, subvertical, mais ou menos bem marcada, sugerindo uma instalação sin a tardi-cinemática com o episódio de deformação D_{1b}.

Descrevem-se, em seguida, as principais características mineralógicas, texturais e geoquímicas deste granito. Na figura IV.63 indica-se a localização das amostras de granito e do encaixante metassedimentar usadas no estudo geoquímico.

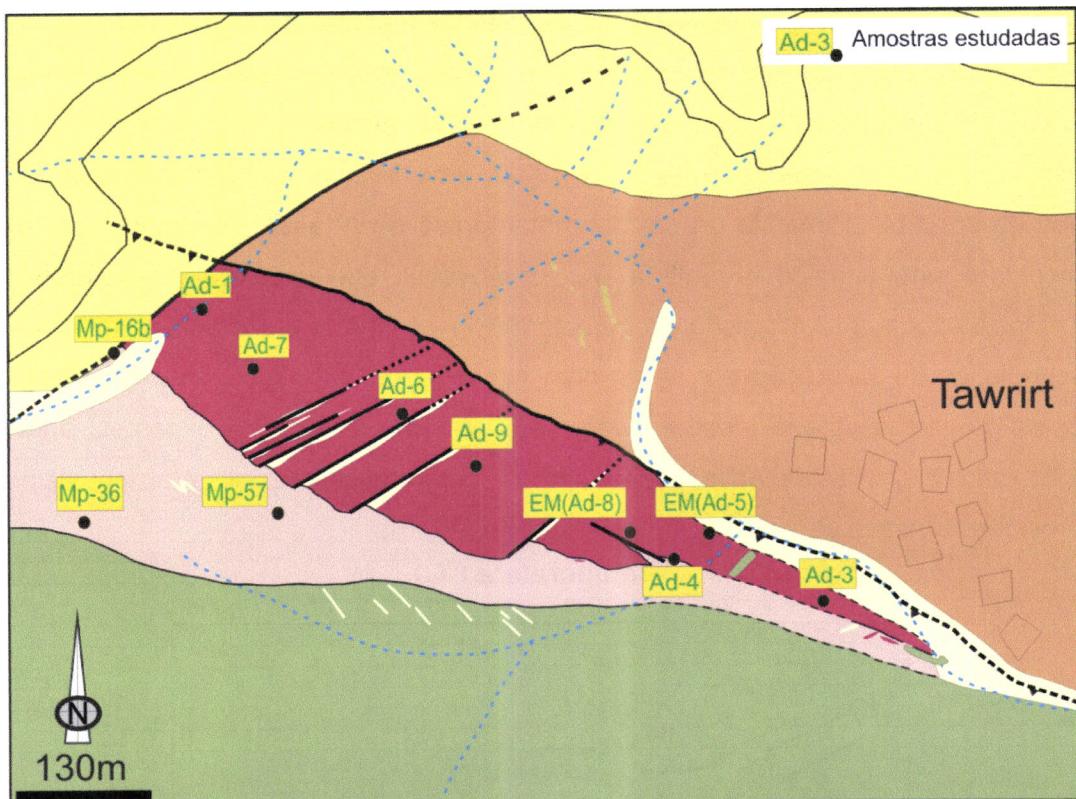


Figura IV.63- Mapa geológico simplificado da região de Adassil, mostrando a localização das amostras de granito e dos metassedimentos do encaixante sobre as quais incidiu o estudo geoquímico (localização e legenda na fig. IV.23).

IV.4.1- Petrografia

Em termos petrográficos, a fácie dominante deste maciço corresponde a um granito de grão médio de duas micas, constituído por quartzo, plagioclase (oligoclase-albite), feldspato potássico, biotite, moscovite, apatite, zircão, monazite, ilmenite e sillimanite. A clorite e a sericite ocorrem como produtos de alteração das fases primárias, biotite e plagioclase, respectivamente. A textura é fanerítica de granularidade média (dimensões máximas de 5 mm), mostrando frequentemente carácter gnáissico. No entanto, observam-se em muitos casos vestígios das texturas ígneas originais. A foliação é

conferida pela orientação preferencial dos filossilicatos (biotite e moscovite), feldspatos e quartzo deformado (fig. IV.64).

O quartzo ocorre em grãos predominantemente anédricos e intersticiais, com dimensões médias entre 0.2x0.5 mm e 3x4 mm. Está, em geral, deformado, exibindo extinção ondulante, subgranulação, contactos suturados e bandas da deformação (fig. IV.65). Aparece ainda sob a forma de agregados de pequenos grãos não deformados em volta dos cristais de feldspato e de quartzo, indicando recristalização dinâmica.

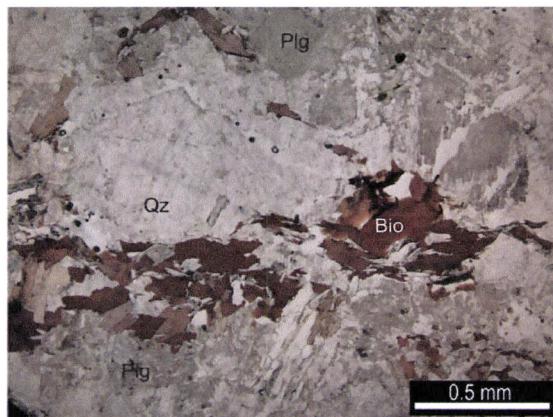


Figura IV.64- Alinhamento de cristais de biotite segundo a foliação principal no granito de Adassil (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Bio: biotite; Plg: plagioclase.

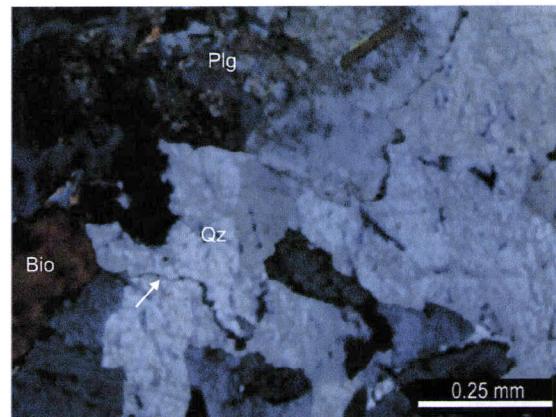


Figura IV.65- Cristais de quartzo com contactos suturados e bandas da deformação (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Bio: biotite; Plg: plagioclase.

A plagioclase tende a constituir cristais euédricos a subédricos (0.4x3 mm a 2.2x4 mm), embora também possa surgir como pequenos grãos anédricos em domínios recristalizados. O seu índice de refracção é inferior ao do quartzo e o sinal óptico é positivo. Mostra zonamento óptico nítido e macla polissintética da albite, por vezes combinada com a macla de Carlsbad (fig. IV.66), sendo de realçar que os planos de geminação estão frequentemente flectidos como consequência da deformação (fig. IV.67).

Ao longo do bordo Sudoeste do granito, os cristais de plagioclase e de biotite chegam a definir estruturas sigmoidais, relacionadas com a zona de cisalhamento de Adassil, o que aponta para uma intrusão sin a tardi-D_{1b} para o granito (fig. IV.68).

Nos contactos entre a plagioclase e o feldspato potássico, desenvolvem-se frequentemente intercrescimentos entre plagioclase e quartzo vermicular - mirmequites que, segundo Shelley (1993), também poderão estar associados a processos de deformação (fig. IV.69). Em muitos dos cristais de plagioclase, particularmente nas amostras Ad-7 e Ad-9, os núcleos mais cárquicos foram intensamente substituídos por sericite (sericitização) e/ou moscovite secundária (moscovitização), como resultado de processos de alteração tardia.

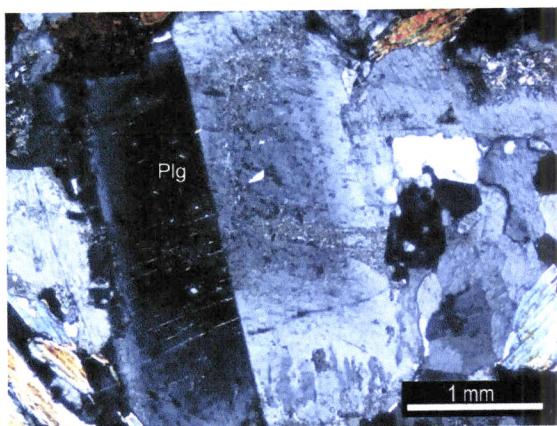


Figura IV.66- Cristal de plagioclase subédrico apresentando macla de Carlsbad e núcleo sericitizado (nicóis cruzados). Plg: plagioclase.

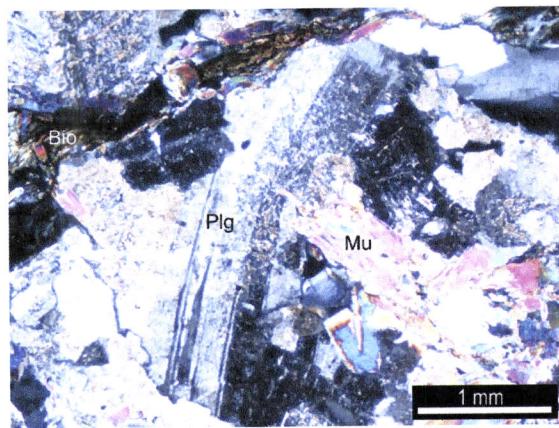


Figura IV.67- Cristal de plagioclase com maclas polissintéticas flectidas pela deformação (nicóis cruzados). Bio: biotite; Mu: muscovite; Plg: plagioclase.

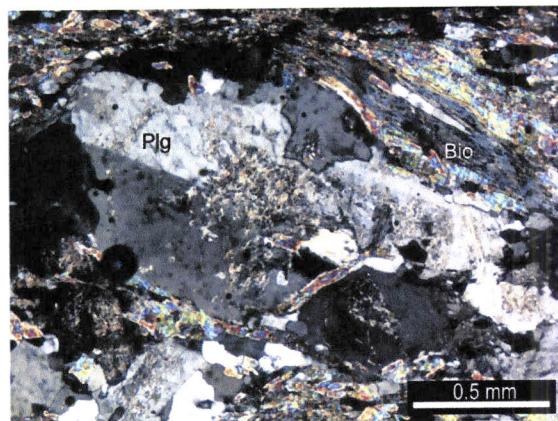


Figura IV.68- Cristal de plagioclase envolvido pela foliação indicando cinemática transcorrente esquerda (nicóis cruzados). Bio: biotite; Plg: plagioclase.

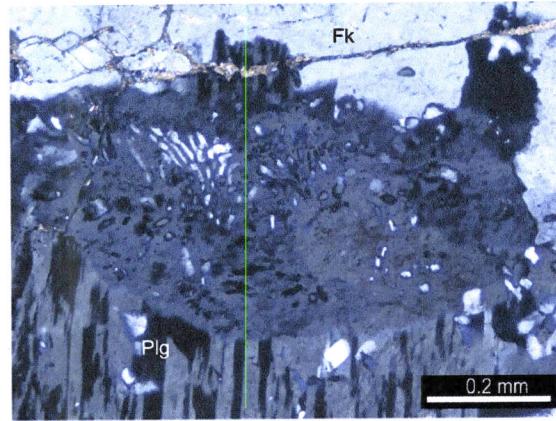


Figura IV.69- Intercrescimentos mirmequíticos no contacto entre plagioclase e feldspato potássico (nicóis cruzados). Plg: plagioclase; Fk: feldspato potássico.

Os cristais de *feldspato potássico* são euédricos a subédricos, com dimensões médias de 0.7x1.5 mm, podendo atingir tamanhos máximos de 4 mm. Apresentam texturas pertíticas, resultantes da ex-solução de plagioclase sódica em condições *subsolidus* e estão frequentemente marginados por mirmequites e bordos de recristalização.

A *biotite* é a fase máfica dominante nestas litologias. Tem cor castanha, pleocroísmo forte, variando entre o bege (α) e o castanho-escuro (γ e β), extinção recta e cores de polarização de segunda ordem. Regra geral, ocorre em cristais com dimensões entre 0.3x0.7 mm e 0.7x1.9 mm, subédricos e orientados, que, conjuntamente com a moscovite, contribuem para a definição da foliação. Mostra graus variáveis de cloritização e contém, por vezes, inclusões de zircão e de monazite. Os seus planos de clivagem encontram-se, por vezes, microdobrados e/ou arqueados como consequência da deformação plástica (fig. IV.70). A *muscovite primária* está presente em cristais isolados (0.3x1.7 mm), dominantemente subédricos e, tal como a biotite, evidencia sinais de

deformação no estádio sólido, podendo apresentar formas sigmoidais de tipo *mica-fish*, *kinks* e microdobras (fig. IV.71).

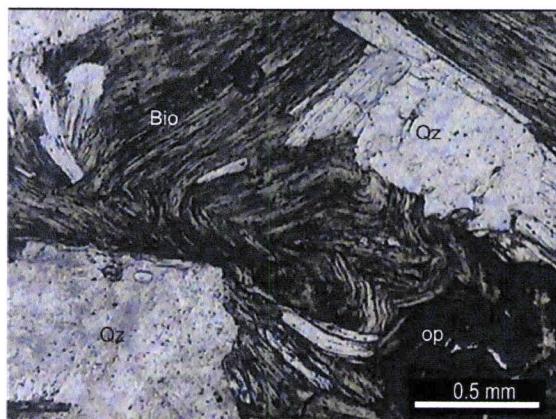


Figura IV.70- Agregado de cristais de biotite microdeformados e alterados para clorite (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Bio: biotite; Op: opacos.

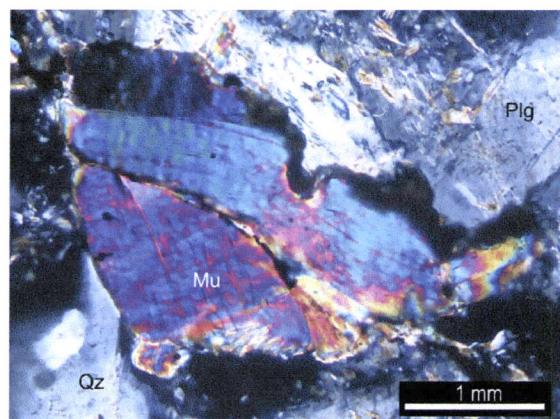


Figura IV.71- Cristal de moscovite com estrutura sigmoidal *mica-fish* mostrando uma cinemática cisalhante esquerda (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Mu: moscovite; Plg: plagioclase.

A apatite constitui cristais euédricos a subédricos, incolores, de relevo alto, com cores de polarização cinzentos de 1^a ordem, incluídos em feldspato potássico, biotite e moscovite. O zircão aparece preferencialmente em inclusões na biotite rodeado por halos pleocrómicos. É incolor, idiomórfico, tem relevo alto e cores de polarização de 3^a ordem (fig. IV.72). A silimanite ocorre dominamente no interior das bandas ricas em filossilicatos e está frequentemente afectada por microdobras, parecendo corresponder a uma fase relíquia. Aparece essencialmente sob a forma de fibrolite em agregados de diminutos grãos incolores, com hábito acicular e relevo alto, embora também tenham sido identificados alguns cristais de silimanite prismática. Por vezes, é parcialmente incluída por biotite e quartzo (fig. IV.73).

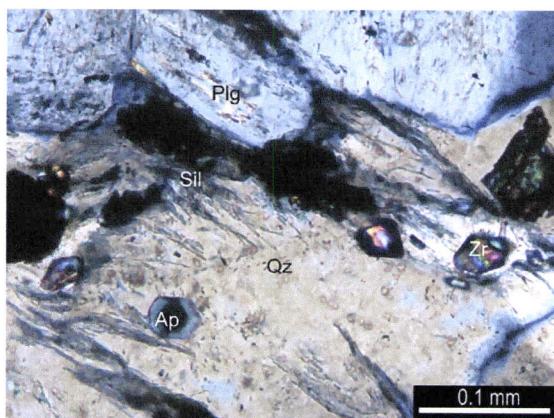


Figura IV.72- Cristais de apatite, zircão e fibrolite incluídos em quartzo. (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Plg: plagioclase; Sil: silimanite; Zr: zircão; Ap: apatite.

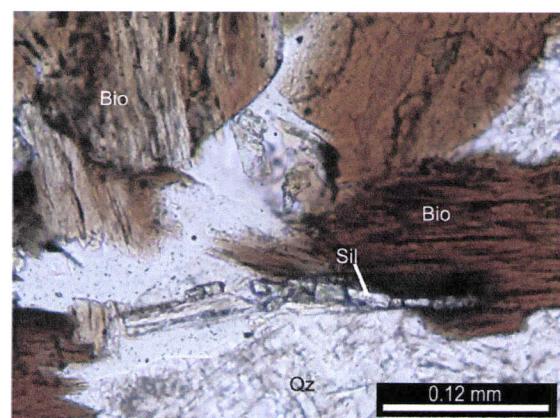


Figura IV.73- Cristal prismático de silimanite parcialmente incluído em biotite e quartzo (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Bio: biotite; Sil: silimanite.

Os minerais opacos possuem tamanhos inferiores a 0.3 mm, hábito subédrico e estão geralmente associados à biotite, embora também se encontrem distribuídos de forma aleatória na matriz. Alguns grãos têm natureza claramente secundária, resultando da alteração de biotite.

Com base nas relações texturais descritas, é possível propor a seguinte ordem de cristalização para as diferentes fases minerais presentes neste granito.

- Os minerais acessórios (apatite, zircão, monazite e opacos primários) parecem ter cristalizado durante as fases iniciais de consolidação magmática, uma vez que tendem a ser incluídos por todas as outras fases minerais.
- A plagioclase e a biotite deverão ter começado a formar-se, logo a seguir, pois apresentam formas predominantemente subédricas e são envolvidas pelo quartzo e feldspato alcalino intersticiais. No entanto, o seu crescimento poderá ter continuado até fases mais avançadas, provavelmente acompanhado pelo início da cristalização de moscovite primária;
- O quartzo e o feldspato alcalino anédricos e intersticiais representam as últimas fases a precipitar, sendo difícil estabelecer uma cronologia relativa para estes dois minerais.
- Os minerais de alteração (clorite, sericite, moscovite e opacos secundários) correspondem a produtos de transformação pós-magmática, envolvendo participação significativa de fluidos aquosos.
- A sillimanite é provavelmente uma fase relíquia, herdada dos protólitos metassedimentares a partir dos quais se formaram estes magmas.

As características petrográficas observadas, nomeadamente a presença de sillimanite e de proporções semelhantes dos dois tipos de mica (biotite + moscovite), sugerem que o granito de Adassil derivou de um magma felsico peraluminoso, rico em água, gerado em condições de anatexia crustal.

IV.4.2- Geoquímica de rocha-total

Um dos objectivos primordiais deste trabalho consistiu em caracterizar geoquimicamente o maciço de Adassil e determinar se existe ou não alguma relação genética entre o granito e as rochas metamórficas encaixantes. Para tal, procedeu-se ao estudo geoquímico de rocha-total de 6 amostras do granito e de 3 amostras de metassedimentos (fig. IV.63). As suas composições químicas (elementos maiores e vestigiais) são apresentadas nas tabelas IV.1. As análises foram efectuadas nos Activation Laboratories Ltd. (Canadá), usando espectrometria de emissão de plasma ICP-

AES (técnica de fusão) para os elementos maiores e ICP-MS para os elementos vestigiais.

Tabela IV.1- Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) do granito e dos metassedimentos na região de Adassil. L.O.I- Perda ao rubro; *- Valores inferiores ao limite de detecção.

	Granítóide						Metassedimentos		
	Ad-1	Ad-3	Ad-4	Ad-6	Ad-7	Ad-9	Mp-57	Mp-36	Mp-16b
SiO ₂	69.46	70.98	71.64	69.2	70.18	69.64	64.77	59.94	61.37
TiO ₂	0.39	0.31	0.35	0.41	0.37	0.41	0.88	0.84	0.90
Al ₂ O ₃	15.73	14.81	15.59	15.77	15.64	15.79	17.37	20.72	21.19
Fe ₂ O ₃	2.87	2.25	2.77	2.99	3.13	2.89	6.56	7.05	6.53
MnO	0.06	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.14	0.06	0.12
MgO	0.98	0.74	0.88	0.96	1	0.9	1.39	1.43	1.81
CaO	1.52	1.1	1.04	1.94	0.46	0.55	0.48	0.41	0.57
Na ₂ O	3.56	4.02	3.66	3.46	4.16	4.32	0.32	0.41	0.73
K ₂ O	3.59	3.21	2.98	3.34	2.77	2.78	4.16	4.74	4.61
P ₂ O ₅	0.15	0.17	0.16	0.17	0.16	0.16	0.11	0.31	0.12
L.O.I	1.11	1.67	1.51	1.06	1.78	1.79	2.95	4.1	2.79
Total	99.42	99.29	100.61	99.35	99.7	99.27	99.13	100	100.7
V	33	25	25	34	30	32	66	81	98
Cr	30	30	30	20	20	20	70	70	90
Co	8	4	6	6	6	5	15	12	21
Ni	20	20	20	20	20	20	30	30	40
Cu	30	10	20	10	10	10	10	20	10*
Zn	90	30	30	50	30	290	80	130	140
Ga	23	21	22	20	20	20	28	33	33
Ge	1.5	1.6	1.5	1.3	1.3	1.2	2.2	2.2	2.7
As	5	5	5	5	5	5	7	5*	5*
Rb	126	94	96	113	90	92	135	201	175
Sr	272	157	187	270	110	138	54	96	108
Y	20.6	19.3	17.9	21.7	16.3	19.2	33.3	26	36.7
Zr	184	148	155	183	176	190	316	170	169
Nb	11.2	10	10.7	10.3	10.1	10.4	15.3	15.6	16.6
Mo	2	2	2	2	2	2	2*	2*	2*
Ag	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	1.2	0.7	0.7
In	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1*	0.1*	0.1*
Sn	1	1	1	2	3	3	3	5	4
Sb	0.2	0.2	0.2	2.4	5.2	2.3	0.2*	0.2*	0.2*
Cs	2.5	0.9	1.3	2.2	0.7	0.8	2	5.1	5.4
Ba	1129	820	740	1103	466	739	975	825	855
Hf	4.8	4.1	4.4	5.1	5	5.3	25.5	35.7	72.4
Ta	1.07	1.26	1.6	1.19	1.26	1.09	101	77.2	128
W	0.5	0.5	2.4	1.1	2.7	2.6	6.72	10.1	16.6
Tl	0.61	0.33	0.35	0.69	0.4	0.47	20.1	34.3	54.6
Pb	28	11	15	23	6	45	4.1	6.77	10
Bi	0.2	0.2	4.4	0.6	0.3	2	1.08	1.49	2.04
Th	13.8	11.5	12.8	14.1	13.2	14.9	4.47	5.01	7.59
U	3.71	2.05	2.02	2.61	1.87	2.08	0.86	0.87	1.29

IV.4.2.1- Classificações normativas e químico-mineralógicas

O diagrama normativo Or-Ab-An, proposto originalmente por O'Connor (1965) e modificado posteriormente por Barker (1979), tem sido frequentemente utilizado na classificação de rochas plutónicas félscicas por permitir uma separação efectiva de tonalitos, trondjemitos, granodioritos e granitos. Com efeito, em comparação com a análise modal, o cálculo normativo parece fornecer uma estimativa mais realista das proporções de feldspato potássico e plagioclase, em particular nos casos em que há solução sólida importante entre os componentes sódico e potássico. Além disso, este diagrama pode ser usado em rochas deformadas e metamorfizadas, desde que não haja evidências de metassomatismo, para caracterizar os tipos magmáticos originais.

Por estas razões, determinaram-se as normas CIPW para o granítóide de Adassil a partir das composições macroelementares (tabela IV.2) e procedeu-se à sua projecção (fig. IV.74) no diagrama de Barker (1979). Para efeitos de comparação, os dados normativos, expressos em % volumétricas, foram também projectados (fig. IV.75) no diagrama de Le Bas & Streckeisen (1991). No diagrama da figura IV.74, as amostras do maciço de Adassil classificam-se como granitos, enquanto no diagrama QAP se deslocam para a fronteira entre os monzogranitos e os granodioritos.

Tabela IV.2- Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. para as amostras do granito de Adassil.

	Ad-1	Ad-3	Ad-4	Ad-6	Ad-7	Ad-9
Quartzo	30.99	32.98	36.28	31.48	34.01	32.57
Anortite	6.61	4.40	4.11	8.59	1.28	1.76
Hiperstena	3.75	2.85	3.44	3.75	3.99	3.57
Albite	31.87	35.94	32.59	31.03	37.65	39.14
Ortoclase	22.97	20.51	18.95	21.42	17.94	18.02
Apatite	0.30	0.33	0.32	0.33	0.32	0.32
Ilmenite	0.43	0.35	0.39	0.47	0.42	0.47
Corindo	2.48	2.18	3.35	2.32	3.75	3.55
Magnetite	0.58	0.46	0.56	0.61	0.65	0.60
L.O.I	1.11	1.67	1.51	1.06	1.78	1.79
Total	101.11	101.67	101.51	101.06	101.78	101.79

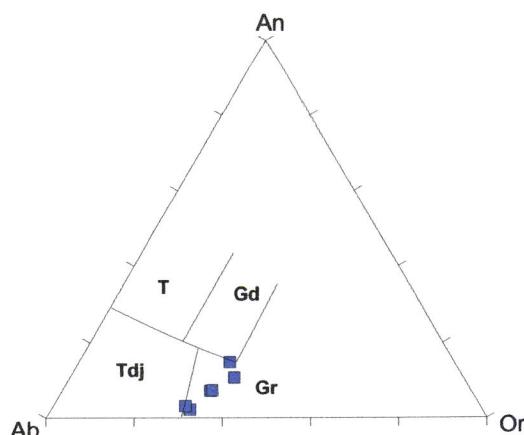
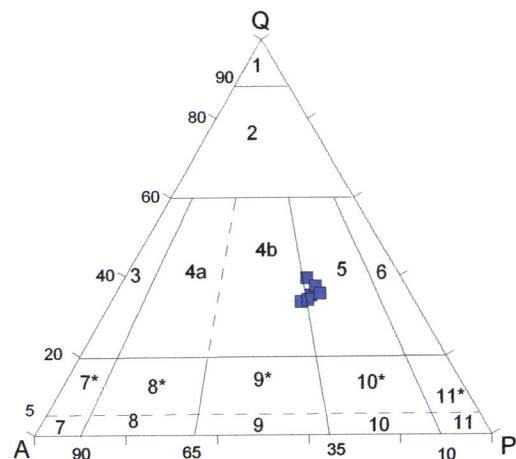


Figura IV.74- Classificação do granito de Adassil no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979).

T - tonalitos; Gd - granodioritos;
Tdj - trondjemitos; Gr - granitos.

Figura IV.75- Classificação das amostras do granito de Adassil no diagrama QAP para as rochas plutónicas, segundo Le Bas & Streckeisen (1991).

Q - quartzo; A - feldspato alcalino;
P - plagioclase; 4b - monzogranitos;
5 - granodioritos.



Por outro lado, usando os parâmetros químicos R1-R2 propostos por La Roche *et al.* (1980), verifica-se que três das amostras analisadas se localizam no domínio dos monzogranitos, duas junto ao limite entre os monzogranitos e os sienogranitos e uma no campo dos granodioritos (fig. IV.76). Embora não haja discordância significativa entre os diferentes sistemas de classificação, os desvios encontrados levaram a adoptar a nomenclatura mais abrangente e, por isso, estas rochas serão designadas por granitos ao longo da presente dissertação.

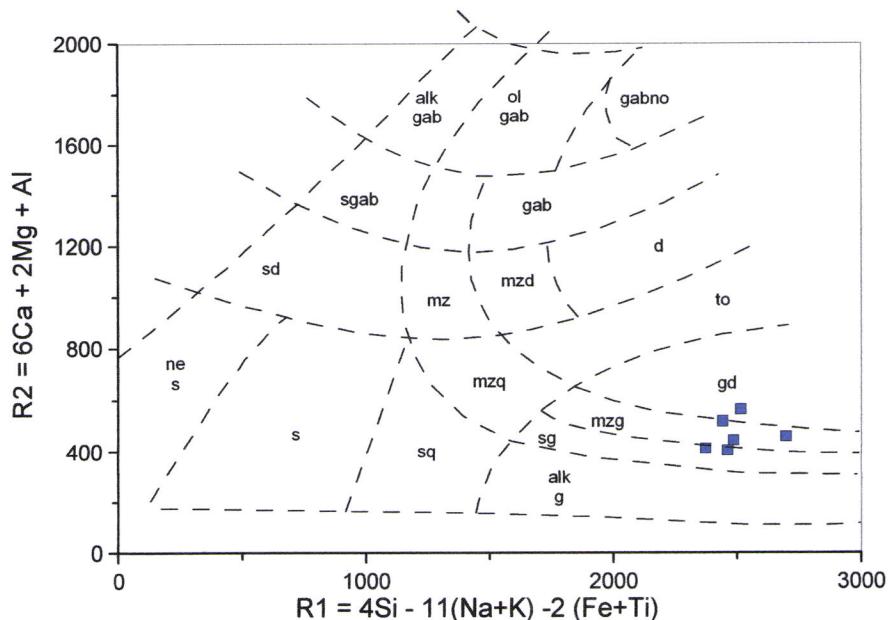


Figura IV.76- Classificação das amostras de granítóide de Adassil usando os parâmetros R1-R2 de La Roche *et al.* (1980):

ne - sienitos nefelínicos; s - sienitos; sq - sienitos quárticos; sd - sienodioritos; sgab - sienogabros; alk gab - gabros alcalinos; ol gab - gabros olivínicos; gabno - gabronoritos; gab - gabros; d - dioritos; mzd - monzodioritos; mz - monzonitos; to - tonalitos; gd - granodioritos; mzq - monzonitos quárticos; mzg - monzogranitos; sg - sienogranitos; alk g - granitos com feldspato alcalino.

Para estabelecer os tipos de associações magmáticas e potenciais tendências evolutivas do granito de Adassil, utilizou-se o diagrama de minerais característicos A-B (fig. IV.77) da autoria de Debon & Le Fort (1983; 1988). Neste diagrama, o parâmetro A = Al-(K+Na+2Ca) reflecte a quantidade de alumínio não incorporada nos feldspatos, enquanto o valor de B = Fe+Mg+Ti expressa o teor em minerais máficos.

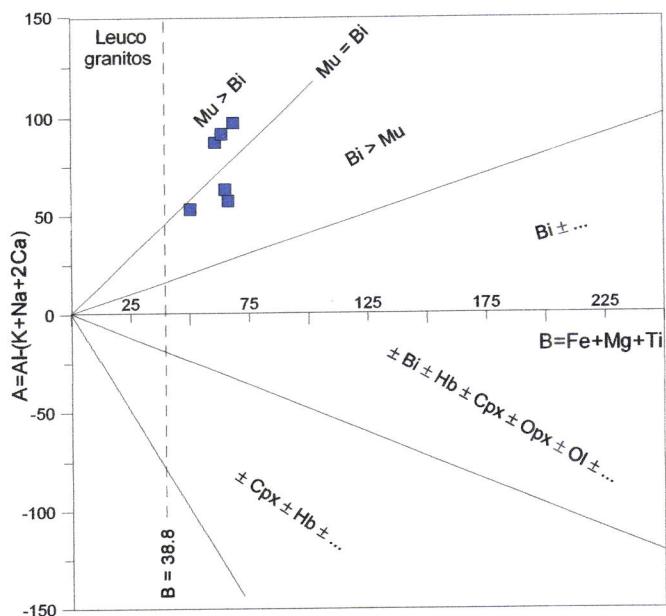


Figura IV.77- Projecção das amostras de granito de Adassil no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983; 1988).
 Mu- moscovite; Bi- biotite; Ho-
 horneblenda; Opx-
 ortopiroxena; Cpx-
 clinopiroxena; Ol- olivina.

Todas as amostras do granito de Adassil apresentam valores positivos de A, o que permite integrá-las nas associações peraluminosas (fig. IV.77). Três das amostras estudadas situam-se no sector em que a moscovite predomina sobre a biotite, enquanto as outras três se projectam próximo da linha Bio=Mu, o que está de acordo com as observações petrográficas.

IV.4.2.2- Classificações químicas

O carácter fortemente peraluminoso das rochas analisadas fica bem ilustrado no diagrama A/CNK vs. SiO₂ proposto por Clarke (1992) (fig. IV.78). As elevadas razões A/CNK observadas nas amostras do granito de Adassil (A/CNK = 1.23 - 1.46) corroboram a hipótese de uma origem a partir de magmas de tipo-S, resultantes da fusão parcial de protólitos metassedimentares (metapelitos e/ou metagrauvaques).

Segundo Miller (1985), o diagrama AFM permite estimar o grau de saturação em alumina e correlacioná-lo simultaneamente com a mineralogia. Neste diagrama, as amostras do granito de Adassil projectam-se claramente no domínio dos granitóides fortemente peraluminosos (PS), no campo em que as micas podem co-existir com sillimanite, cordierite e/ou granada (fig. IV.79). Embora a cordierite e a granada não

tenham sido detectadas no estudo microscópico, a silimanite é uma fase presente nalguns dos litótipos amostrados (ver petrografia, secção IV.4.1).

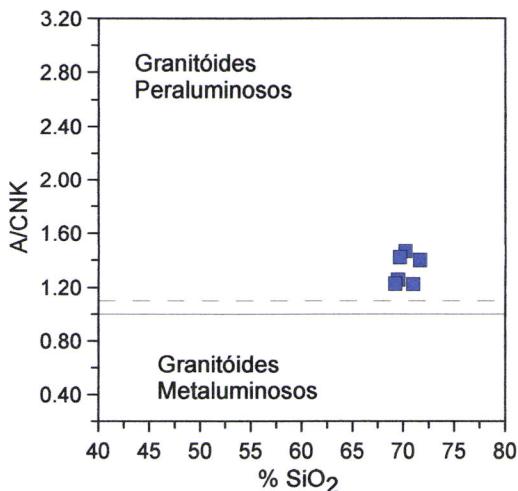
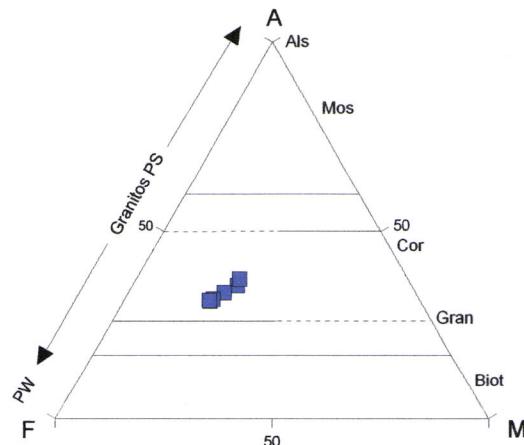


Figura IV.78- Diagrama de variação A/CNK vs. SiO₂ (Clarke, 1992) para as amostras do granito de Adassil.

Figura IV.79- Diagrama AFM (Miller, 1985) para as amostras do granito de Adassil, em que A = Al₂O₃-(CaO+K₂O+Na₂O), CaO representa a quantidade de CaO que resta depois da formação da apatite; F = FeO e M = MgO.

PS- fortemente peraluminoso; PW- fracamente peraluminoso. Mos- moscovite; Cor- cordierite; Gran- granada; Biot - biotite.



Frost *et al.* (2001) desenvolveram um esquema de classificação para rochas granítóides usando os seguintes parâmetros:

- índice *Fe number* = FeO/(FeO+MgO) para separar granítóides ferrosos de magnesianos (fig. IV. 80A);
- índice de alcalinidade MALI = Na₂O+K₂O-CaO para discriminação de quatro tipos de séries magmáticas cárnicas, calco-alcalinas, alcalino-cárnicas e alcalinas (fig. IV. 80B);
- índice catiónico de saturação em alumina ASI = Al / ((Ca - 1.67P)+(Na +K)).

Nestes diagramas, as amostras de granito de Adassil exibem assinaturas geoquímicas magnesianas e composições variando de calco-alcalinas a alcalino-cárnicas (fig. IV.80). As suas características compostionais são compatíveis com uma filiação de tipo-S e apontam, por isso, para uma origem por anatexia de rochas metassedimentares em ambientes de colisão continental (e.g. Chappell & White, 1984; Le Fort, 1981; England & Thompson, 1984; Barbarin, 1999; Frost *et al.*, 2001).

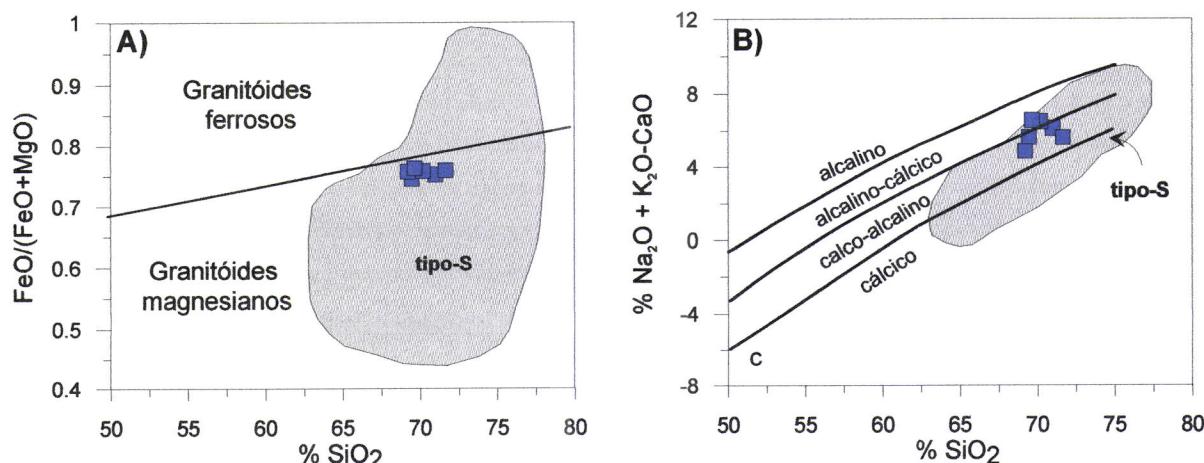


Figura IV.80- Projecção das amostras do granito de Adassil no esquema classificativo proposto por Frost *et al.* (2001), com sobreposição do espectro composicional dos granitóides de Lachlan Fold Belt, Austrália. A) $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ vs. $\% \text{SiO}_2$, B) MALI vs. $\% \text{SiO}_2$. Dados segundo Landenberger & Collins (1996) e AGSO (Australian Geological Survey Organization) base dados (<http://www.agso.gov.au/geochemistry/rockchem/>).

IV.4.2.3- Diagramas de discriminação tectónica

Nos diagramas de discriminação tectónica $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ e $\text{Nb}-\text{Y}$ criados por Pearce *et al.* (1984), as amostras estudadas localizam-se (fig. IV.81) tanto no campo dos granitóides de arco vulcânico (VAG), como no dos granitos sin-colisionais e de arco vulcânico (VAG+SIN-COL). Deve notar-se, contudo, que a utilização destes diagramas como discriminantes tectónicos requer alguns cuidados, uma vez que a composição das rochas pode ter sido modificada por processos independentes do ambiente tectónico tais como: mistura de magmas, acumulação de minerais, fluxo de voláteis e fraccionamento de fases acessórias ricas em oligo-elementos (Hanson, 1978; Pearce *et al.*, 1984; Rollinson, 1995).

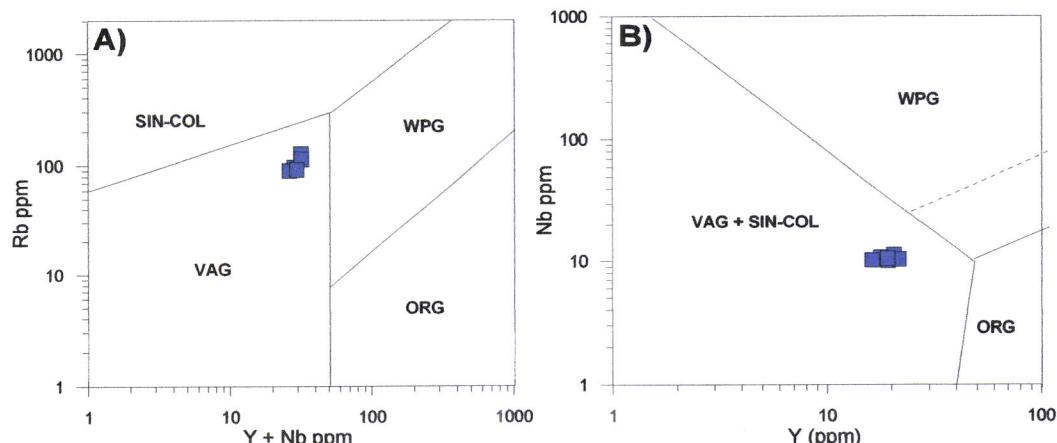


Figura IV.81- Projecção das amostras de granito de Adassil nos diagramas de discriminação tectónica de Pearce *et al.* (1984). (A) Rb vs. $\text{Y}+\text{Nb}$; (B) Nb vs. Y . SIN-COL- granitos sin-colisionais; WPG- granitos intra-placa; VAG- granitos de arco vulcânico; ORG- granitos de crista oceânica.

Devido ao intenso estado de alteração em que se encontram as amostras do granito de Adassil, é possível que a sua localização no diagrama Rb vs. Y+Nb não traduza a assinatura geoquímica original, pois o Rb é um elemento muito móvel durante os processos de alteração pós-magmáticos.

Com efeito, no diagrama de Batchelor e Bowden (1985), as amostras estudadas classificam-se como sin-colisionais (fig. IV.82), o que é mais coerente com o ambiente tectónico inferido a partir dos dados de campo e de geologia regional (ver secções IV.2 e IV.3).

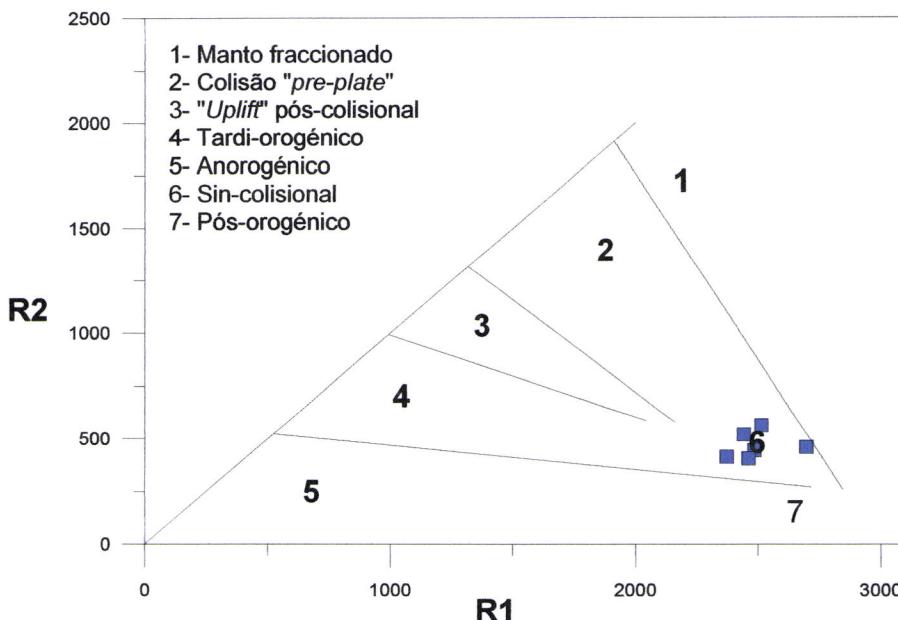


Figura IV.82- Projecção das amostras de granito de Adassil no diagrama de Batchelor e Bowden (1985).

IV.4.2.4- Variação geoquímica

Tendo em conta o pequeno número de amostras colhidas no maciço de Adassil e o elevado grau de alteração em que se encontram, não será possível fazer a sua caracterização geoquímica completa. Contudo, o estudo do comportamento de um espectro amplo de elementos maiores e vestigiais, assim como a sua comparação com composições de referência, poderá fornecer algumas indicações sobre a petrogénese destas rochas.

As amostras do granito de Adassil apresentam um intervalo restrito de teores em sílica ($\text{SiO}_2 = 69$ a 71%) e, apesar da dispersão, definem tendências de evolução relativamente coerentes nos diagramas de variação de elementos maiores (fig. IV.83), marcadas por um enriquecimento de SiO_2 , Na_2O e K_2O e empobrecimento em Al_2O_3 , CaO , MgO e TiO_2 com o decréscimo de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$. O MnO e o P_2O_5 mostram uma variabilidade reduzida e não apresentam correlações claras com o índice de diferenciação magmática.

Tanto o decréscimo de CaO e Al₂O₃ como o de MgO e TiO₂ sugerem que a cristalização fraccionada de uma associação mineralógica composta por plagioclase + biotite ± ilmenite poderá ter tido um papel significativo na evolução destas rochas. Por outro lado, o aumento dos teores de SiO₂, Na₂O e K₂O parece indicar que a remoção de quartzo, plagioclase sódica e feldspato potássico só ocorreu tarde e não foi suficientemente efectiva para causar a diminuição destes componentes nos líquidos mais diferenciados, o que está de acordo com as observações petrográficas.

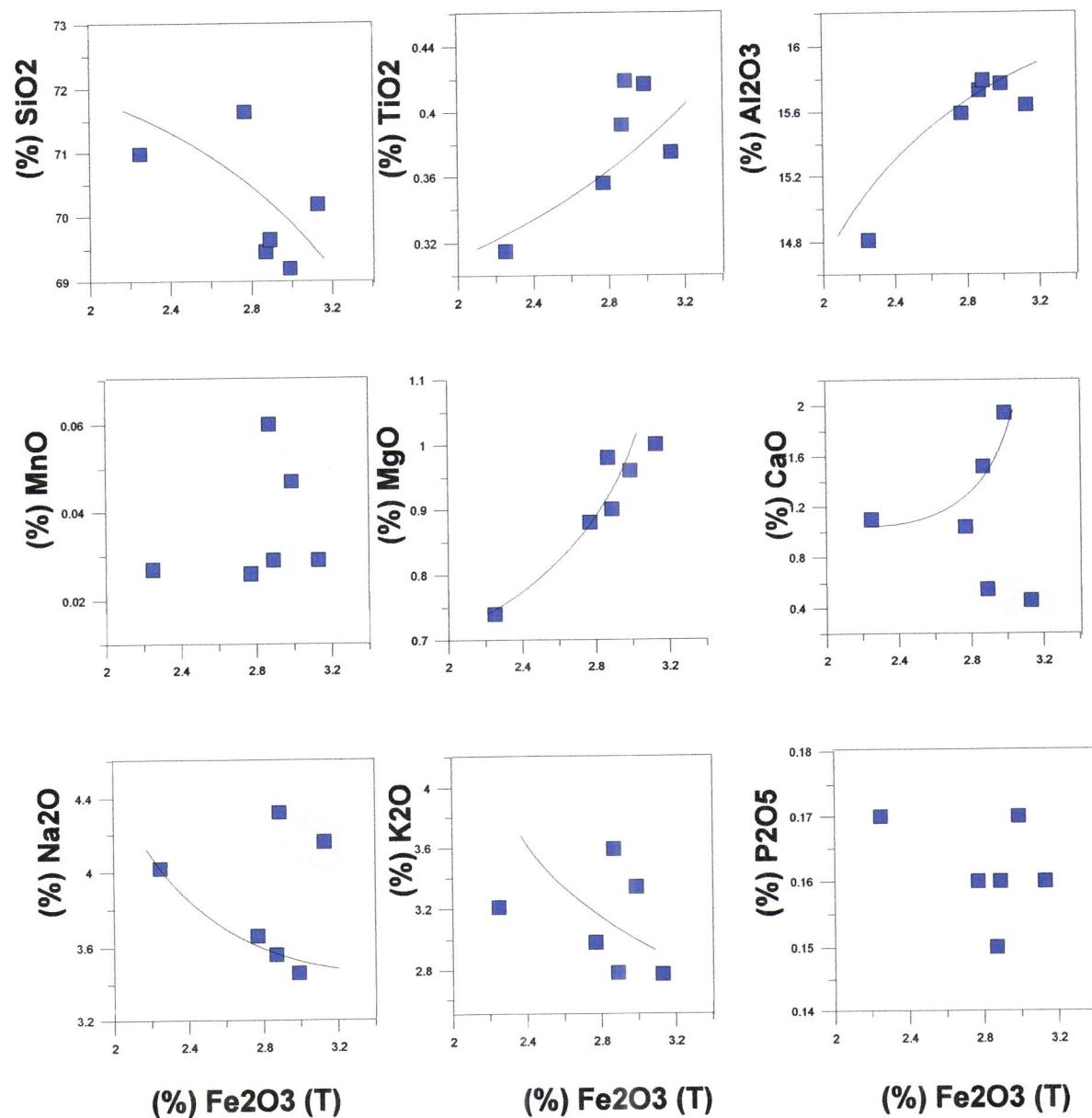


Figura IV.83- Diagramas de variação química de elementos maiores vs. Fe₂O₃(t) para as amostras do granito de Adassil. O campo a sombreado refere-se às amostras Ad-7 e Ad-9.

Duas das amostras analisadas (Ad-7 e Ad-9) projectam-se sistematicamente fora do alinhamento principal nos diagramas CaO vs. Fe₂O₃(t) e Na₂O vs. Fe₂O₃(t), sendo

provável que os desvios observados se devam, em grande parte, a fenómenos de alteração pós-magmática. De facto, no diagrama usado por Barker (1985) para aferir o grau de alteração de rochas graníticas, as amostras Ad-7 e Ad-9 apresentam os mais baixos valores da razão $[K_2O/(Na_2O+K_2O)] \times 100$, sugerindo que foram intensamente afectadas por processos de albitização (fig. IV.84).

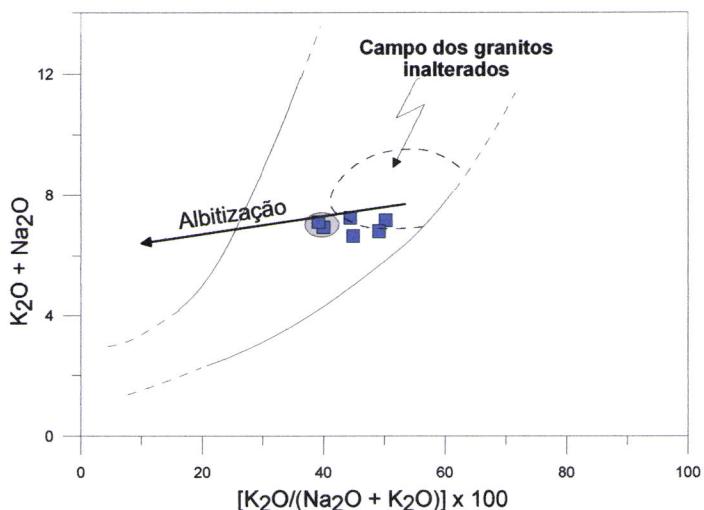


Figura IV.84- Projecção das amostras do granito de Adassil no diagrama (K_2O+Na_2O) vs. $[K_2O/(Na_2O+K_2O)] \times 100$ de Barker (1985).

Devido à sua elevada mobilidade em meio aquoso, o comportamento dos elementos de grande raio iónico (Ba, Rb, Sr) também foi perturbado pelos processos de alteração pós-magmática, reflectindo-se numa acentuada dispersão do conjunto das amostras nos diagramas de variação química (fig. IV.85).

Como seria de esperar, as amostras mais alteradas (Ad-7 e Ad-9) estão fortemente empobrecidas em Sr e Rb e, embora em menor grau, em Ba, o que pode estar relacionado com os processos de albitização, sericitização e cloritização.

Quando se excluem estas amostras, verifica-se que o Sr, o Ba e o Rb exibem uma certa tendência para diminuir no sentido dos termos mais evoluídos. Tendo em conta que o Sr tende a substituir o Ca^{2+} na estrutura das plagioclases e o K^+ na do feldspato potássico, enquanto o Ba e o Rb mostram uma marcada preferência pela biotite e feldspato potássico (tabela IV.3), os seus padrões de variação poderão ser atribuídos ao fraccionamento de plagioclase (Sr) e de biotite (Ba e Rb), corroborando as conclusões retiradas acima.

Tabela IV.3- Coeficientes de partilha para o Ba, o Rb e o Sr em líquidos dacíticos e riolíticos.

	Plagioclase	FK	Biotite
Rb	0.04-0.11	0.34-1.75	2.24-4.20
Sr	2.84-15.63	3.76-5.40	0.12-0.45
Ba	0.31-1.52	4.30-11.5	5.37-23.5

Arth (1976); Mahood & Hildreth (1983); Nash & Crecraft (1985)

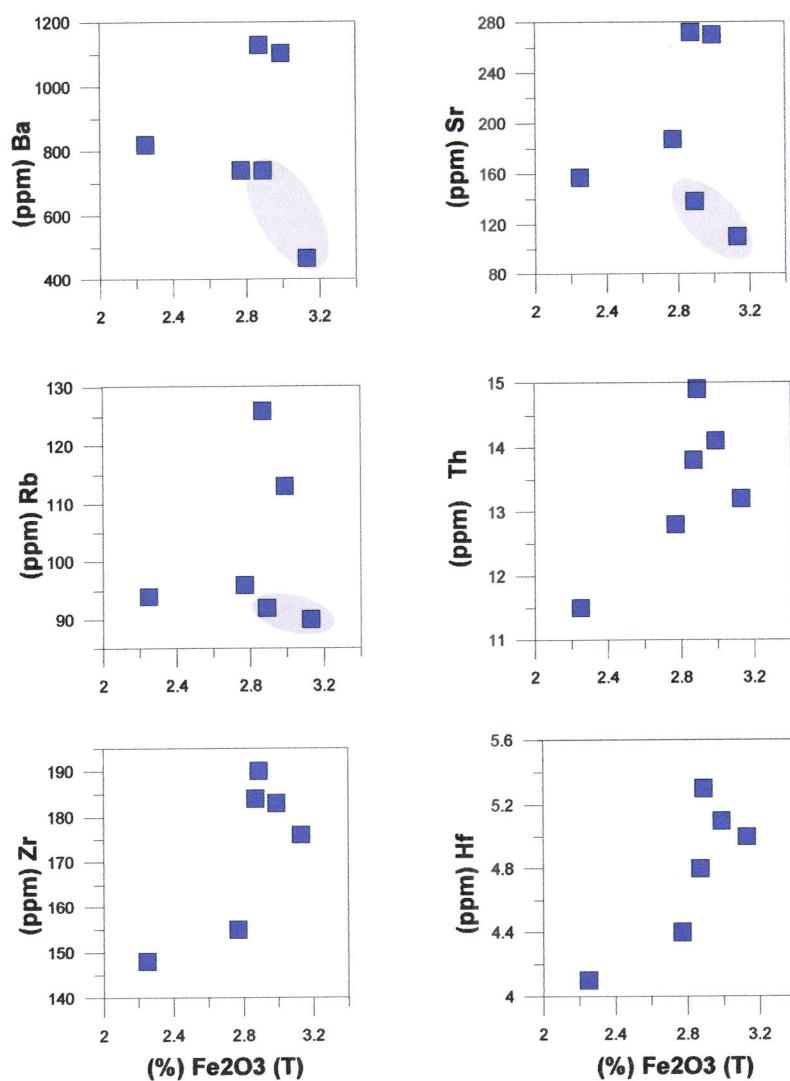


Figura IV.85- Diagramas de variação química de alguns elementos vestigiais vs. $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ nas amostras do granito de Adassil. O campo a sombreado refere-se às amostras Ad-7 e Ad-9.

Em contrapartida, os elementos fortemente compatíveis no zircão (Th, Zr e Hf) foram menos afectados pelos processos de alteração e decrescem regularmente com a diferenciação (fig. IV.85), o que estará relacionado com a cristalização precoce desta fase mineral.

IV.4.2.5- Diagramas de terras raras

Nas rochas ígneas ácidas, as fases acessórias (e.g. alanite, esfena, monazite, xenótimo, apatite, zircão) são as principais receptoras de terras raras (TR), porque a maioria dos minerais essenciais apresentam coeficientes de partilha inferiores a 1 para este grupo de elementos (tabela IV. 4). Deve notar-se, contudo, que em contraste com os iões de carga 3⁺ característicos dos outros lantanídeos, o Eu ocorre sob a forma de iões divalentes e é facilmente incorporado nos feldspatos. A sua retenção nestas fases

minerais pode, por isso, fornecer indicações importantes sobre os processos de fusão/cristalização.

Tabela IV.4- Coeficientes de partilha para as terras raras em líquidos dacíticos e riolíticos (*in:* Rollinson, 1995).

	<i>Plagioclase (a)</i>	<i>FK (b)</i>	<i>Biotite (b)</i>	<i>Apatite (c)</i>
<i>La</i>	0.380	0.07-0.08		14.50
<i>Ce</i>	0.24-0.27	0.04-0.05	0.04-4.34	21.1-34.7
<i>Nd</i>	0.17-0.21	0.03-0.04	0.04-2.56	32.8-57.1
<i>Sm</i>	0.01-0.17	0.02-0.03	0.06-2.12	46.0-62.8
<i>Eu</i>	2.11-5.42	1.13-4.45	0.15-2.02	25.5-30.4
<i>Dy</i>	0.06-0.11	0.01-0.06	0.10-1.72	34.8-50.7
<i>Yb</i>	0.05-0.09	0.01-0.03	0.18-1.47	15.4-23.9
<i>Lu</i>	0.05-0.09	0.01-0.03	0.19-1.62	13.8-20.2

(a) Arth (1976); Nash & Crecraft (1985).

(b) Arth (1976); Nash & Crecraft (1985); Mahood & Hildreth (1983);

(c) Arth (1976); Fujimaki (1986).

Entre as fases acessórias, a monazite e a alanite retêm preferencialmente as terras raras leves (TRL), enquanto o zircão e o xenótipo mostram maior afinidade para as terras raras pesadas (TRP) (Brooks *et al.*, 1981; Mahood & Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986; Ward *et al.*, 1992). A esfena e a apatite não discriminam tão fortemente as TRP das TRL e são os minerais que exibem maiores coeficientes de partilha para as terras raras intermédias (Arth, 1976; Green & Pearson, 1983; Mahood & Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986).

Apresentam-se na tabela IV.5 as composições em terras raras das amostras do granito e dos metassedimentos de Adassil.

Tabela IV.5- Composição química em terras raras (ppm) do granito de Adassil e dos metassedimentos do encaixante metamórfico.

	Granito						Metassedimentos		
	Ad-1	Ad-3	Ad-4	Ad-6	Ad-7	Ad-9	Mp-57	Mp-36	Mp-16b
La	34.7	44.2	30.5	36.3	30.8	40.5	25,5	35,7	72,4
Ce	65.9	79.4	59	68.8	61	79.6	101	77,2	128
Pr	7.51	8.89	6.69	8.07	7.24	8.92	6,72	10,1	16,6
Nd	26.7	31	23.4	28.1	25.4	30.8	20,1	34,3	54,6
Sm	5.35	5.62	4.75	5.3	4.69	5.6	4,1	6,77	10
Eu	1.05	1.22	0.91	1.15	0.737	0.91	1,08	1,49	2,04
Gd	4.64	4.41	4.26	4.87	4.06	4.8	4,47	5,01	7,59
Tb	0.68	0.65	0.59	0.77	0.6	0.73	0,86	0,87	1,29
Dy	3.43	3.35	3.09	3.96	3.08	3.76	5,2	4,83	6,8
Ho	0.61	0.6	0.58	0.71	0.55	0.64	1,09	0,93	1,23
Er	1.67	1.6	1.6	2.02	1.58	1.8	3,32	2,77	3,56
Tm	0.25	0.24	0.23	0.29	0.23	0.25	0,521	0,425	0,544
Yb	1.53	1.47	1.53	1.79	1.48	1.58	3,32	2,71	3,28
Lu	0.22	0.18	0.22	0.24	0.21	0.23	0,491	0,391	0,467

Os diagramas de terras raras normalizados para condrito para as amostras do granito, usando as constantes de normalização de Evensen *et al.* (1978) estão representados na figura IV.86 e caracterizam-se por:

- (1) enriquecimento moderado de terras raras leves (TRL) em relação às terras raras pesadas (TRP) ($\text{LaN/YbN} = 13.46 - 20.30$);
- (2) fraccionamento das TRP ($\text{GdN/YbN} = 2.20 - 2.46$);
- (3) anomalias negativas de Eu com amplitude variável ($\text{Eu/Eu}^* = 0.50 - 0.72$).

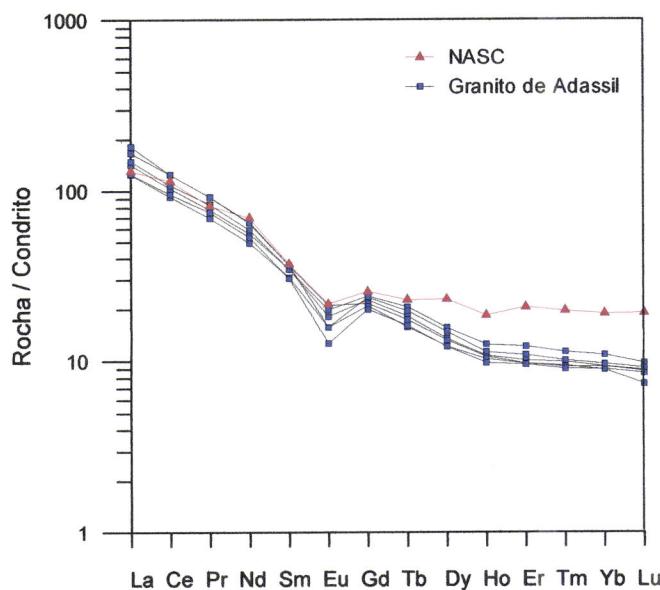


Figura IV.86- Diagramas de terras raras para as amostras do granito de Adassil. Valores normalizados para o condrito (Evensen *et al.*, 1978). Os perfis de TR do NASC baseiam-se em dados de Taylor & McLennan (1985).

NASC- sedimentos pós-arcaicos de Taylor & McLennan (1985).

O elevado grau de subparalelismo destes perfis apoia uma derivação a partir do mesmo magma parental para todas as amostras analisadas. Por outro lado, o incremento das anomalias negativas de Eu dos termos menos evoluídos para os mais diferenciados comprova o papel determinante desempenhado pela cristalização fraccionada de plagioclase na evolução deste granítioide.

A ausência de um decréscimo progressivo de TRL e TRP com o índice de diferenciação $\text{Fe}_2\text{O}_3(t)$ não permite correlacionar facilmente o seu comportamento com o fraccionamento de fases acessórias com coeficientes de partilha superiores a 1 para estes elementos, como é o caso da monazite + apatite (TRL) e do zircão (TRP). Dado o reduzido espectro de variação de $\text{Fe}_2\text{O}_3(t)$ no granito de Adassil, as flutuações encontradas poderão reflectir pequenas diferenças nas proporções modais dos constituintes acessórios e não comprovam nem excluem a sua eventual participação na associação mineralógica que fraccionou.

Considerando a origem crustal do granito de Adassil, é muito provável que as elevadas razões TRL/TRP observadas estejam relacionadas com os processos de fusão parcial ocorridos na fonte, nomeadamente com a presença de granada residual. Note-se, aliás, que os perfis de TR do granito de Adassil mostram um elevado grau de

sobreposição com o dos sedimentos pós-arcaicos (NASC) de Taylor & McLennan (1985), embora com teores de TRP sistematicamente inferiores, o que é compatível com a retenção de granada durante o evento de anatexia crustal.

IV.4.2.6- Diagramas multielementares

Os diagramas multielementares normalizados constituem uma potente ferramenta para analisar o comportamento de diversos grupos de elementos traço de uma forma condensada. Nestes diagramas, os elementos estão ordenados, da esquerda para a direita, por grau decrescente de incompatibilidade (Rollinson, 1995).

Como foi referido anteriormente, na interpretação dos padrões dos elementos mais móveis (Cs, Rb, K, Ba, Sr) é preciso ter em atenção que a assinatura original das rochas pode ter sido mascarada pela acção de fluidos pós-magmáticos, o que já não acontece com os elementos de menor mobilidade (TR, P, Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta) que, por isso, fornecem informação mais fiável sobre o químismo da fonte e os processos de fusão/cristalização.

Os perfis oligo-elementares normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989) das amostras do granito de Adassil estão ilustrados na figura IV.87.

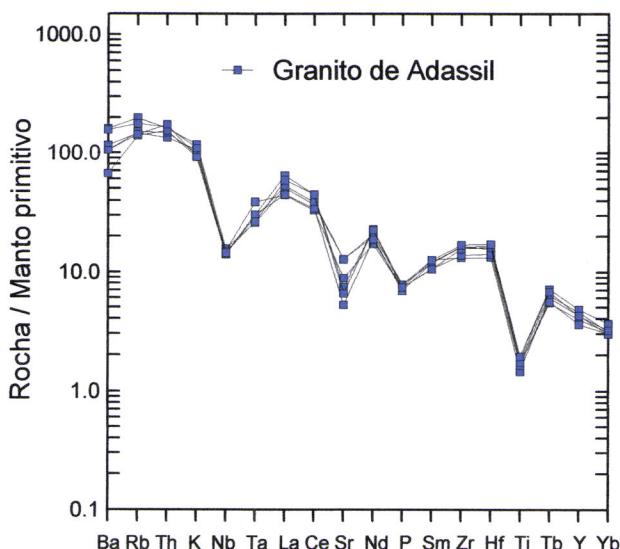


Figura IV.87- Diagramas multielementares para as amostras do granito de Adassil, normalizados para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

No seu conjunto, os padrões dos diferentes litótipos estudados são caracterizadas por: (a) presença de anomalias negativas de Nb, Sr, P e Ti bem definidas; (b) forte enriquecimento nos elementos mais incompatíveis (e.g. Rb, Th, K); (c) fraccionamento acentuado LILE/HFSE ($Rb_N/Yb_N = 45.2 - 63.9$).

Apesar da possível perturbação do comportamento dos elementos LILE, estas assinaturas são muito semelhantes às da crista continental, corroborando uma filiação de tipo-S para o granito de Adassil.

IV.4.2.7- Proveniência do granito de Adassil

Para efeitos de comparação, analisaram-se três amostras (Mp-57, Mp-16b e Mp-36) das formações metapelíticas de alto grau que afloram ao longo do bordo Sudoeste do granito de Adassil (fig. IV.63; tabela IV.2). A aplicação dos diagramas TiO_2 vs. SiO_2 (Tarney, 1977) e ACF (Miyashiro, 1973) a estas rochas confirma a sua origem sedimentar, embora não permita estabelecer uma separação efectiva entre o grupo dos pelitos e dos grauvaques (figs. IV.88 e IV.89).

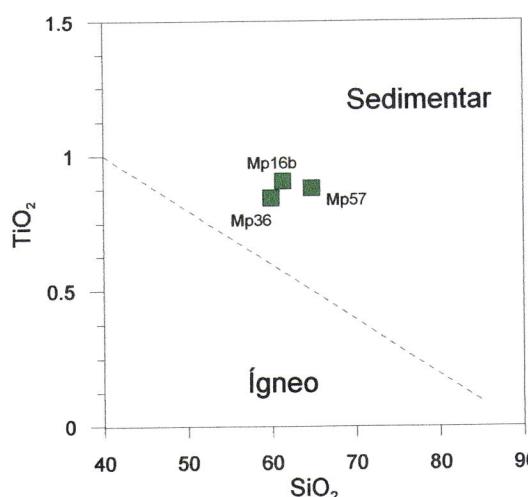


Figura IV.88- Projecção das rochas dos metassedimentos de Adassil no diagrama TiO_2 vs. SiO_2 (Tarney, 1977).

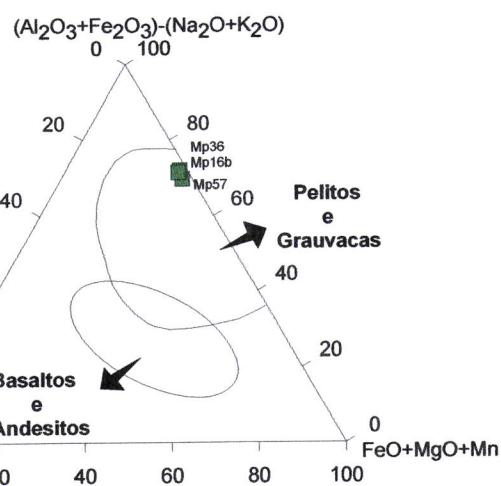


Figura IV.89- Projecção das amostras dos metassedimentos de Adassil no diagrama ACF (Miyashiro, 1973).

No entanto, o seu carácter predominantemente pelítico está bem patente no diagrama log (Fe_2O_3/K_2O) vs. log (SiO_2/Al_2O_3) proposto por Herron (1988), verificando-se que as três amostras se localizam no campo dos argilitos (fig. IV.90).

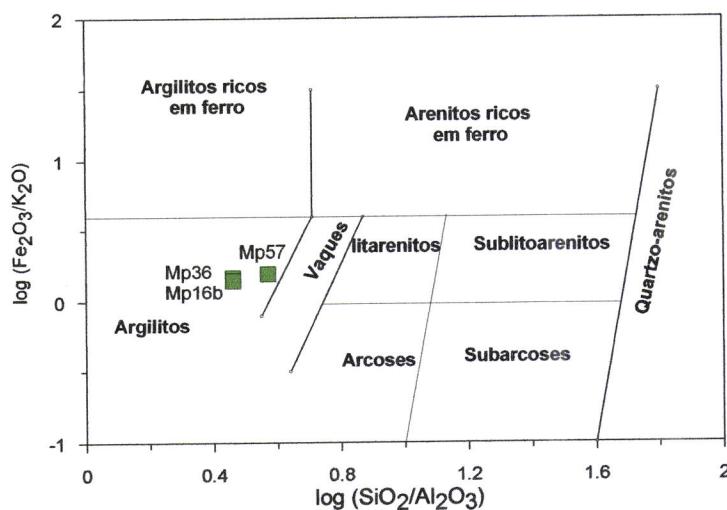


Figura IV.90- Projecção das amostras dos metassedimentos de Adassil no diagrama de classificação log (Fe_2O_3/K_2O) vs. log (SiO_2/Al_2O_3) (Herron, 1988).

Para avaliar até que ponto os metapelitos do Câmbrio médio constituem potenciais protólitos do magma granítico de Adassil, projectaram-se na figura IV.91 os intervalos de variação dos seus perfis de TR e oligo-elementares, conjuntamente com os do granito.

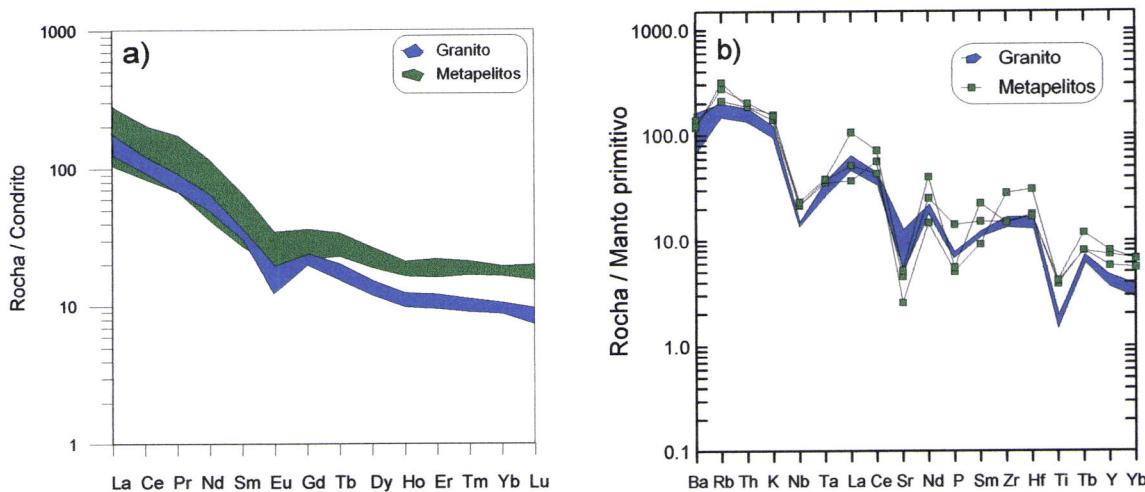


Figura IV.91- (a) Diagrama de terras raras mostrando o intervalo de variação das amostras dos metapelitos e do granito de Adassil. Valores normalizados para condrito (Evensen et al., 1978). (b) Diagrama multielementar mostrando o intervalo de variação das amostras dos metapelitos e do granito de Adassil. Valores normalizados para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

O elevado grau de semelhança encontrado aponta claramente no sentido do granito de Adassil poder ter resultado da fusão parcial deste tipo de materiais.

Em comparação com os metassedimentos, as amostras do granito estão sistematicamente empobrecidas em TRP, Nb, Ti e Y sugerindo que estes elementos tenham ficado retidos num resíduo refratário composto por granada + óxidos de Fe-Ti + biotite. Por outro lado, o seu enriquecimento em Sr em relação às rochas metapelíticas é consistente com a participação de plagioclase como fase reagente no processo de fusão parcial.

IV.4.3- Geoquímica isotópica

Para além da determinação de idades absolutas de rochas e/ou minerais, o estudo dos isótopos radiogénicos tem vindo a ser cada vez mais aplicado na identificação de fontes e processos petrogenéticos. Com a finalidade de complementar os dados obtidos nas secções precedentes, foram analisadas 5 amostras do granito de Adassil para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd. As análises isotópicas foram realizadas por TIMS no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro. A determinação das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foi feita a partir das concentrações de Rb e de Sr obtidas por ICP-MS no Actlabs, Canadá.

IV.4.3.1- Datações pelo método Rb-Sr

Apresentam-se na tabela IV.6 as análises isotópicas Rb-Sr das 5 amostras do granito de Adassil. Devido ao reduzido espectro de variação das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, não foi possível obter uma datação pelo método Rb-Sr (rocha-total) para este corpo intrusivo.

Tabela IV.6- Dados isotópicos Rb-Sr em rocha-total das amostras do granito de Adassil.

Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)
Ad-3	94	157	1.73	0.050	0.713582	0.000037
Ad-4	96	187	1.49	0.040	0.713208	0.000030
Ad-6	113	270	1.196	0.034	0.711733	0.000038
Ad-7	90	110	2.408	0.068	0.718354	0.000036
Ad-9	92	138	1.980	0.056	0.716511	0.000033

Por outro lado, a elevada dispersão dos pontos no diagrama isocrónico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ evidencia uma forte perturbação deste sistema isotópico nas amostras estudadas, o que poderá ser atribuído a um dos seguintes factores:

- (a) heterogeneidades na fonte;
- (b) envolvimento de mecanismos de fusão parcial em desequilíbrio na sua formação;
- (c) interacção com fluidos magmáticos tardios.

Dado o intenso estado de alteração em que se encontra o granito de Adassil, é provável que estas perturbações estejam relacionadas com eventos térmicos pós-magmáticos, como já foi sugerido na secção IV.4.2.4.

IV.4.3.2- Geoquímica isotópica Sr-Nd e idades modelo

Segundo a bibliografia mais recente, o plutonismo sin-orogénico associado ao ciclo Varisco terá ocorrido em torno de 290-300 Ma no Alto Atlas Ocidental (e.g. Gasquet *et al.*, 1992; Mrini, 1992).

Por este motivo, seleccionou-se a idade 300 Ma para calcular as possíveis razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniciais das amostras do granito de Adassil assim como os valores de ϵSr e de ϵNd . A variabilidade das composições isotópicas das diferentes amostras, expressa em termos de valores de ϵSr_{300} e de ϵNd_{300} está sintetizada na tabela IV.7 e ilustrada na figura IV.92.

No seu conjunto, as amostras do granito de Adassil apresentam valores de ϵSr_{300} positivos, embora relativamente baixos e valores de ϵNd_{300} compreendidos entre -3 e -4, projectando-se no quadrante inferior direito do diagrama da figura IV.92.

Tabela IV.7- Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e valores de εSr e de εNd para a idade 300 Ma.

Amostra	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{300}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{300}$	$\varepsilon\text{Sr}_{300}$	$\varepsilon\text{Nd}_{300}$	T_{DM}
Ad-3	0.706183	0.512060	28.85	-3.73	1.14 Ga
Ad-4	0.706864	0.512027	38.52	-4.39	1.29 Ga
Ad-6	0.706627	0.512077	35.16	-3.40	1.15 Ga
Ad-7	0.708073	0.512053	55.69	-4.01	1.16 Ga
Ad-9	0.708057	0.512057	55.47	-3.81	1.14 Ga

As suas assinaturas isotópicas são consistentes com um forte envolvimento de protólitos da crusta continental superior, empobrecidos em Sm e enriquecidos em Rb, na génesis destes magmas. Contudo, as baixas proporções de Sr radiogénico e os valores relativamente pouco negativos de εNd não permitem descartar totalmente a participação de outro tipo de reservatórios.

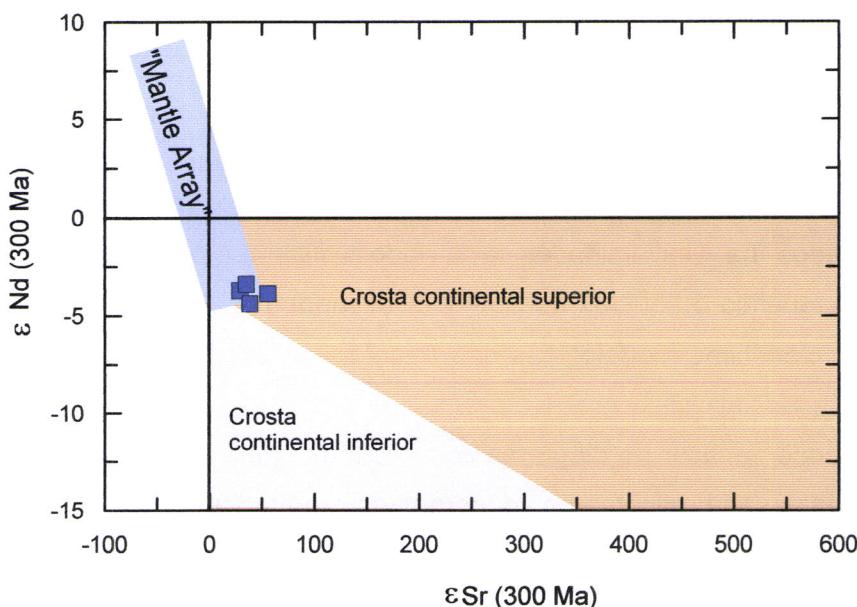


Figura IV.92- Projecção das amostras do granito de Adassil no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (εSr vs. εNd) (DePaolo e Wasserburg, 1979; in: Rollinson, 1995).

É importante realçar que os efeitos dos processos de interacção rocha-fluido podem ter obliterado, por completo, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ originais das amostras estudadas, o que já não acontece com o Sm e Nd pois são elementos mais imóveis e menos susceptíveis aos fenómenos de alteração hidrotermal e meteorização química, constituindo, por isso, traçadores petrogenéticos bastante mais seguros. Se, por um lado, o elevado grau de homogeneidade isotópica Sm-Nd observado nas 5 amostras analisadas confirma o seu carácter co-magmático, os valores negativos de εNd indicam uma origem por anatexia de materiais metassedimentares. Para testar a hipótese dos metapelitos do Câmbrio médio

representarem potenciais reservatórios-fonte seria fundamental obter as suas composições isotópicas, o que, por constrangimentos de tempo, ainda não foi possível fazer, limitando a interpretação dos resultados.

Por fim, os dados isotópicos de Nd também são muitas vezes usados para determinar idades médias de diferenciação crista-manto (Faure, 1986; Dickin, 1997). Assumindo um modelo de extracção da crista a partir de manto empobrecido (DePaolo, 1981), calcularam-se as idades-modelo (T_{DM}) das diferentes amostras. Da observação da tabela IV.7, ressaltam os seguintes aspectos:

- (a) As idades-modelo para as cinco amostras do granito de Adassil variam entre 1.1 e 1.2 Ga, o que está de acordo com os intervalos encontrados noutros sectores da cadeia Varisca europeia (e.g. Downes & Duthou, 1988; Beetsma, 1995);
- (b) As idades-modelo obtidas corroboram a filiação de tipo-S do granito de Adassil e apontam para uma contribuição de fontes supracrustais com longos tempos de residência na sua petrogénese.

IV.4.3.3- Datações U-Pb pelo método Rb-Sr

Os concentrados de zircões obtidos numa amostra do granito de Adassil (ADRZ) foram separados na Universidade de Oviedo utilizando os métodos convencionais (separador magnético e líquidos densos) e analisados por ID-TIMS na Universidade de Oslo. As características morfológicas das fracções de zircão estão ilustradas na figura IV.93.

Como se pode verificar no diagrama concórdia da figura IV.94, duas das fracções de zircão analisadas são praticamente concordantes e a média ponderada das suas idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ pode ser interpretada como a idade de cristalização magmática (295.8 ± 0.8 , MSWD = 0.62). O valor obtido é aliás perfeitamente compatível com o intervalo de tempo (290-300 Ma) proposto para o plutonismo varisco sin-orogénico no Alto Atlas Ocidental (e.g. Gasquet *et al.*, 1992; Mrini, 1992).

Das restantes fracções analisadas, cinco são discordantes e apresentam uma componente herdada com uma idade estimada de 659 ± 28 Ma, MSWD = 1.5 (fig. IV.94). A presença desta componente herdada sugere que o granito de Adassil tenha sido gerado a partir da fusão parcial de protólitos metassedimentares com zircões desta idade. Tendo em conta que os dados geoquímicos e isotópicos apoiam a hipótese do granito de Adassil ter derivado da anatexia de materiais crustais semelhantes aos encontrados na sequência do Precâmbrico superior – Câmbrico inferior exposta na região, a ocorrência de zircões herdados com idades neoproterozóicas parece revelar a importância da orogenia panafricana na génesis da bacia onde se depositou este conjunto sedimentar.

Por outro lado, existem ainda outras populações de zircões discordantes com uma componente herdada mais antiga (1174 ± 11 Ma, MSWD = 0.85; fig. IV.94), o que faz supor que os metassedimentos do Precâmbrico superior – Câmbrico inferior também possam conter zircões detriticos resultantes do desmantelamento de um substrato cratonizado no Mesoproterozóico. De acordo com Flowerdew *et al.* (2007), as idades de 600 Ma e de 900-1200 Ma são comuns em zircões detriticos encontrados nos sedimentos clásticos depositados na margem do continente Gondwana.

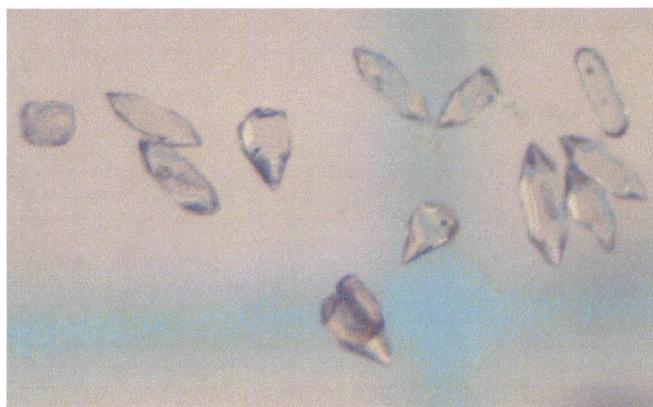


Figura IV.93- Aspecto dos zircões na amostra do granito de Adassil (ADZR).

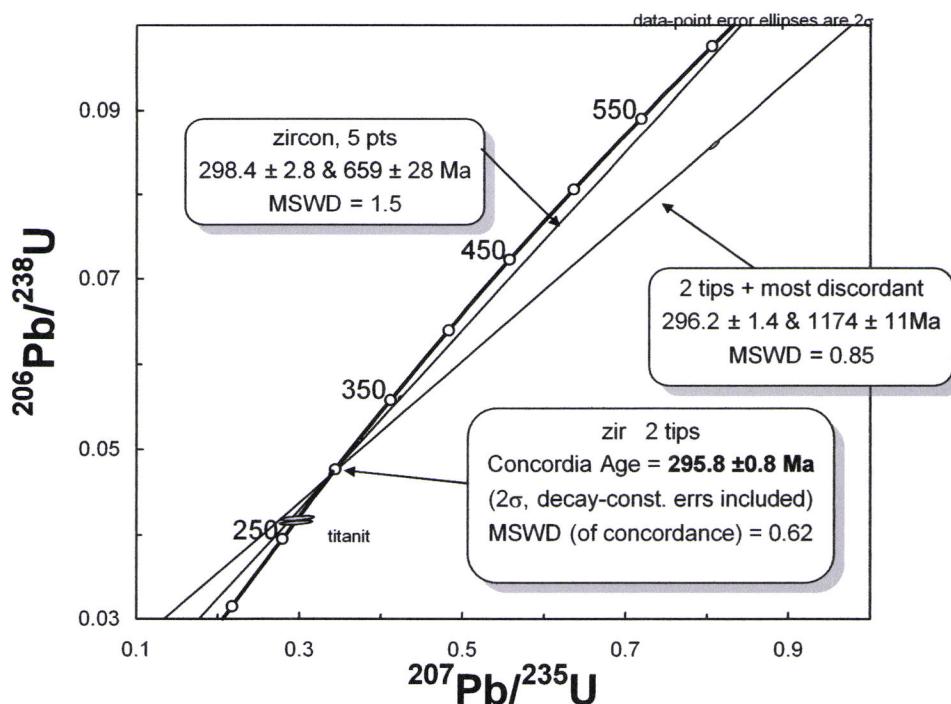


Figura IV.94- Diagrama concórdia para as fracções de zircão do granito de Adassil.

CAPÍTULO V
O SECTOR DE ADDOUZ

V- O sector de Addouz

V.1- Apresentação

O sector de Addouz situa-se na região do Alto Atlas ocidental, a Sudoeste de Marrakech e a Oeste da região de Adassil (fig. V.1). O acesso a esta região faz-se mediante as estradas Marrakech - Imi-n'Tanout (160 Km) e Imi-n'Tanout - Aït Moussa (30 Km). A ligação à aldeia de Addouz efectua-se através a pista Aït Moussa - Addouz (20 Km).

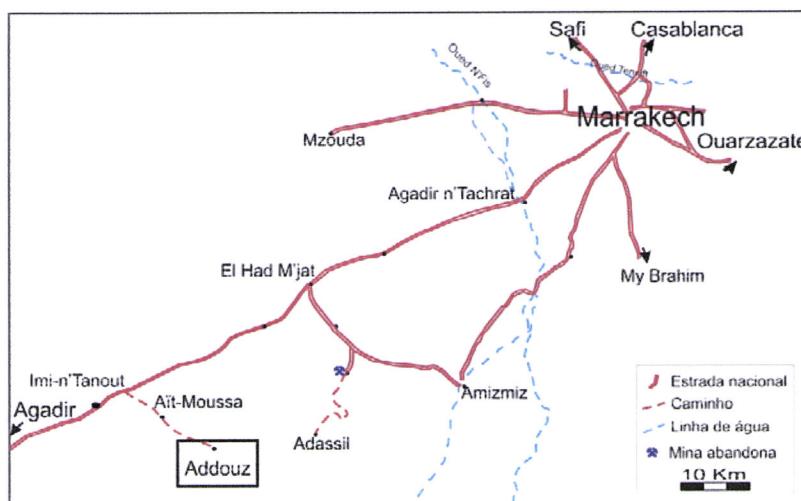


Figura V.1- Localização e acesso ao sector de Addouz (adaptado de Alaoui M'hamed, 1966).

Do ponto de vista geológico, a área em estudo situa-se no segmento Varisco do Alto Atlas ocidental que representa a continuação para Sul da Meseta ocidental e localiza-se na vizinhança do acidente de Al Medinat (Cornée, 1987; fig. V.2). É limitada a Norte pela cobertura meso-cenozóica, a Este pela região de Adassil e a Oeste pela zona da falha Oeste Atlásica (ZFOA; fig. I.16; Cap. I).

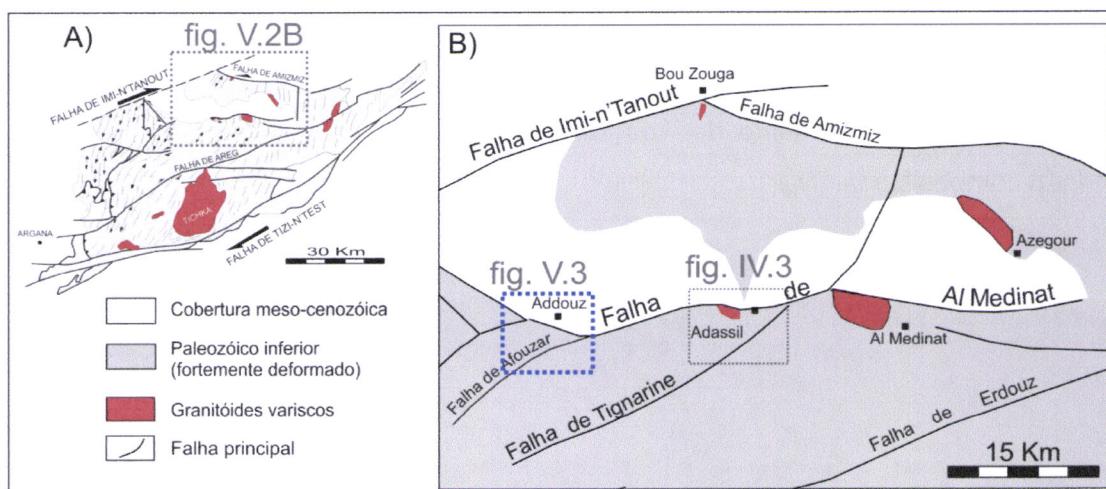


Figura V.2- Enquadramento do sector de Addouz (B; fig. V.3), no domínio setentrional do Alto Atlas ocidental (A). (Adaptado de Cornée, 1987; El Archi et al., 2004).

V.2- Estrutura

O sector de Addouz faz parte do Alto Atlas ocidental, que corresponde ao fragmento mais meridional da Meseta ocidental, resultante de estruturação Varisca (fig. II.6, Capítulo II).

O estudo litoestratigráfico no sector de Addouz, permite evidenciar três formações principais:

- Uma formação predominante constituída por rochas calcosilicatadas com intercalações de metapelitos, metapsamitos, metavulcanitos e rochas carbonatadas atribuída ao Proterozóico terminal - Câmbrico inferior;
- Uma formação constituída essencialmente por metapelitos atribuída ao Câmbrico médio provável;
- Uma formação turbidítica de idade ordovícica.

Estas formações são afectadas de uma forma generalizada pela deformação varisca D_1 que gera as principais estruturas aflorantes na região (fig. V.3). As estruturas geradas podem ser atribuídas a um único episódio de deformação de idade namuro-vestefaliana (Huvelin, 1977; Lagarde, 1985 ; Mabkhout *et al.*, 1988; Piqué, 1994).

Tal como acontecia na região de Adassil, também em Addouz é possível evidenciar uma evolução da intensidade da deformação e do metamorfismo que aumentam de Sul para a Norte em direcção à falha de Al Medinat que marca o contacto entre os terrenos afectados pela deformação varisca e a cobertura meso-cenozóica que apenas sofreu os efeitos da deformação atlásica.

V.2.1- Primeira fase de deformação varisca (D_1)

As estruturas principais no sector de Addouz são relacionadas com a primeira fase de deformação varisca (D_1), situação que é típica em todo o Alto Atlas ocidental. A xistosidade S_1 é geralmente uma xistosidade de fluxo, embora nos metassedimentos junto à zona de cisalhamento de Addouz apareça como uma foliação subparalela ao bandado composicional (S_0).

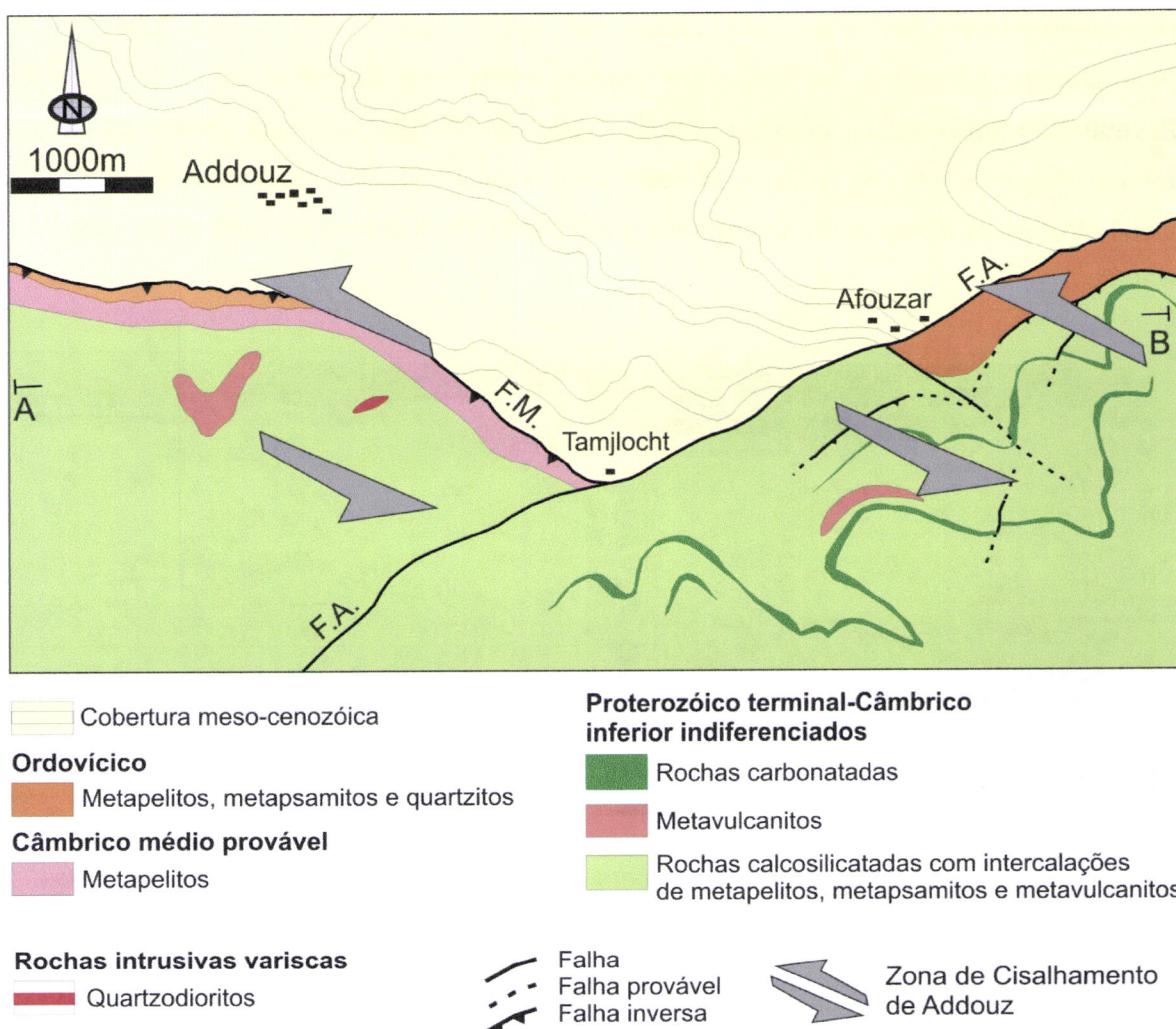


Figura V.3- Mapa geológico simplificado da região de Addouz, mostrando as principais formações litoestratigráficas.
F.M: falha de Al Medinat, F.A: falha de Afouzar.

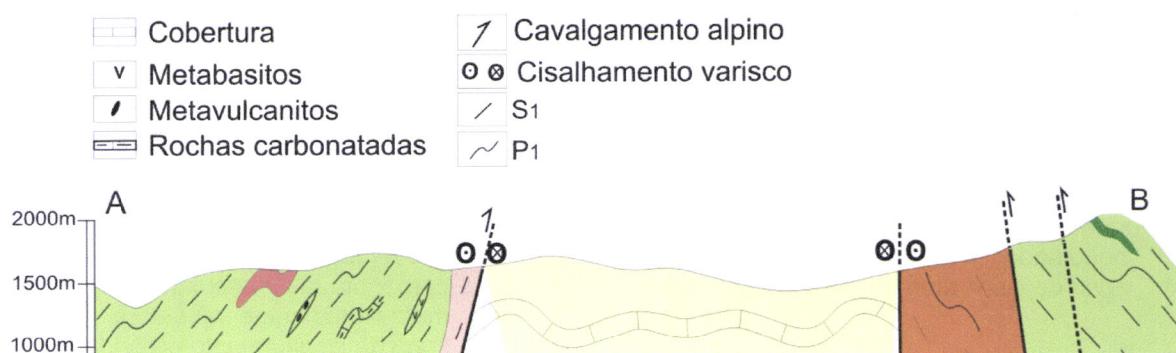


Figura V.4- Corte geológico simplificado na região de Addouz (localização na figura V.3).

V.2.1.1- A estratificação (S_0)

As dobras de D_1 são reconhecidas principalmente no domínio Sul da região estudada possuindo eixos ondulantes que podem ser interpretados como o resultado de um achatamento diferencial ao longo dos planos axiais das dobras D_1 (figs. V.5 e V.6). Apresentam geralmente uma direcção NNE-SSW a NE-SW (que está de acordo com a atitude regional; ver fig. V.2), que roda para WNW-ESE na vizinhança da zona de cisalhamento de Addouz, uma vergência geral para Este e eixos sub-horizontais (figs. V.7 e V.8).

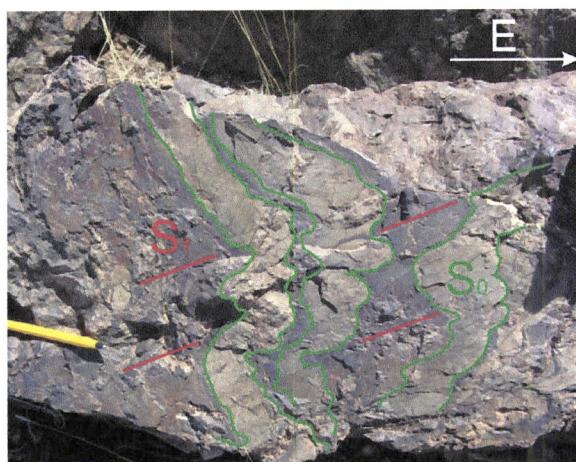


Figura V.5- Aspecto de dobras mesoscópicas com direcção NNE-SSW e vergência para Este, no domínio Sul da região estudada.

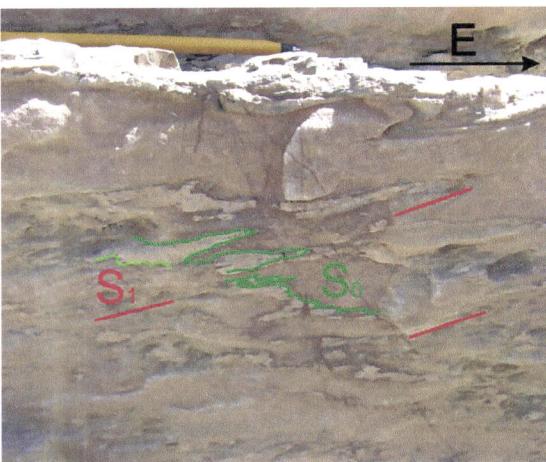


Figura V.6- Relação entre a estratificação e a xistosidade em rochas calcosilicatadas, no domínio Sul da região estudada.

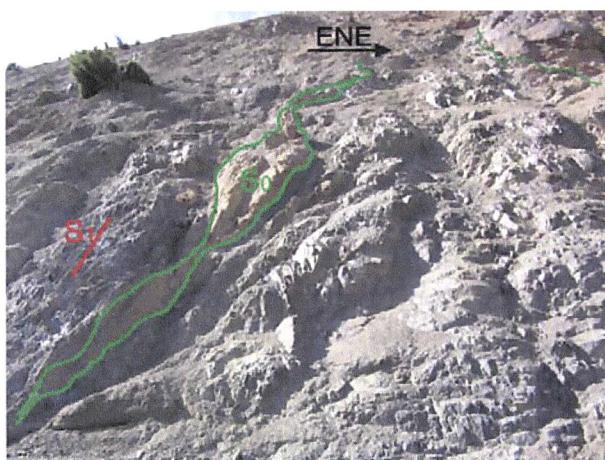


Figura V.7- Leito de rochas carbonatadas boudinado nos metassedimentos ao longo da zona de cisalhamento de Addouz.

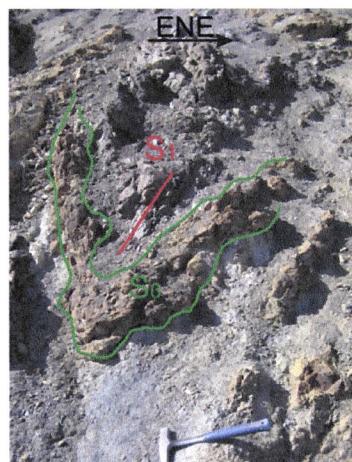


Figura V.8- Dobras com eixos subverticais em leitos de rochas carbonatadas intercalados nos metassedimentos afectados pela zona de cisalhamento de Addouz.

A virgação na direcção da estratificação induzida pelo funcionamento da zona de cisalhamento de Addouz é bem visível na análise dos dados relativos a S_0 , sendo possível evidenciar 2 famílias principais (fig. V.9):

- nos sectores mais meridionais (estereograma B) S_0 evidencia um plano médio estatístico passando pelos pólos com atitude N126°,73°SW, compatível com eixos das dobras 17°,N36°;
- na vizinhança da zona de cisalhamento de Addouz este plano apresenta um valor de N29°,74°NW sugerindo uma atitude média dos eixos das dobras de 16°,N119° (estereograma A).

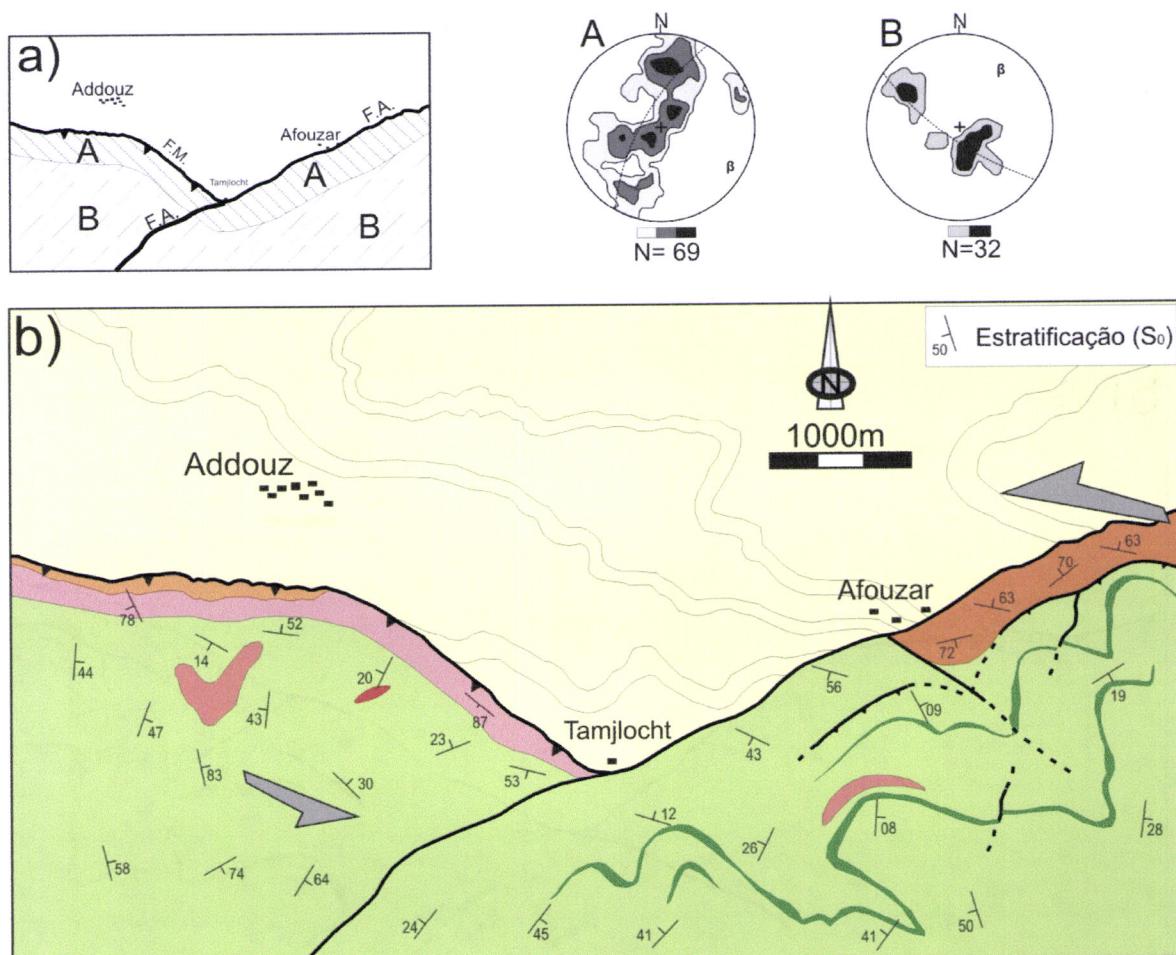


Figura V.9- Localização dos domínios estruturais A e B (a), no mapa de distribuição da estratificação na região de Addouz (b). (Ver também a legenda na figura V.3).

V.2.1.2- A xistosidade (S_1)

O comportamento de S_1 e da foliação nos metassedimentos do Câmbrico médio provável na região de Addouz (fig. V.10) mostra, tal como já acontecia com S_0 , uma acentuada virgação das estruturas na vizinhança da zona de cisalhamento de Addouz. Com efeito, uma observação detalhada mostra que no domínio Sul da região, a direcção predominante é NNE-SSW (e.g. a orientação regional) que, de um modo brusco, roda

para WNW-ESE paralisando-se à zona de cisalhamento de Addouz; esta virgação é compatível com um jogo esquerdo do corredor de cisalhamento.

A projecção estereográfica de S_1 encontra-se representada nos diagramas de contornos de densidade na figura V.10, onde é de destacar:

- No Sul do sector estudado (estereograma B), verifica-se que S_1 apresenta atitudes variando entre $N36^{\circ},28^{\circ}\text{NW}$ e $N23^{\circ},63^{\circ}\text{NW}$. Estas direcções são compatíveis com os valores regionais do Alto Atlas ocidental.
 - O estereograma A representativo dos diferentes dados geométricos de S_1 no domínio Norte da área de estudo (A; ver fig. V.10), permite evidenciar uma zona de concentração máxima com atitude média de $N139^{\circ},68^{\circ}\text{SW}$.

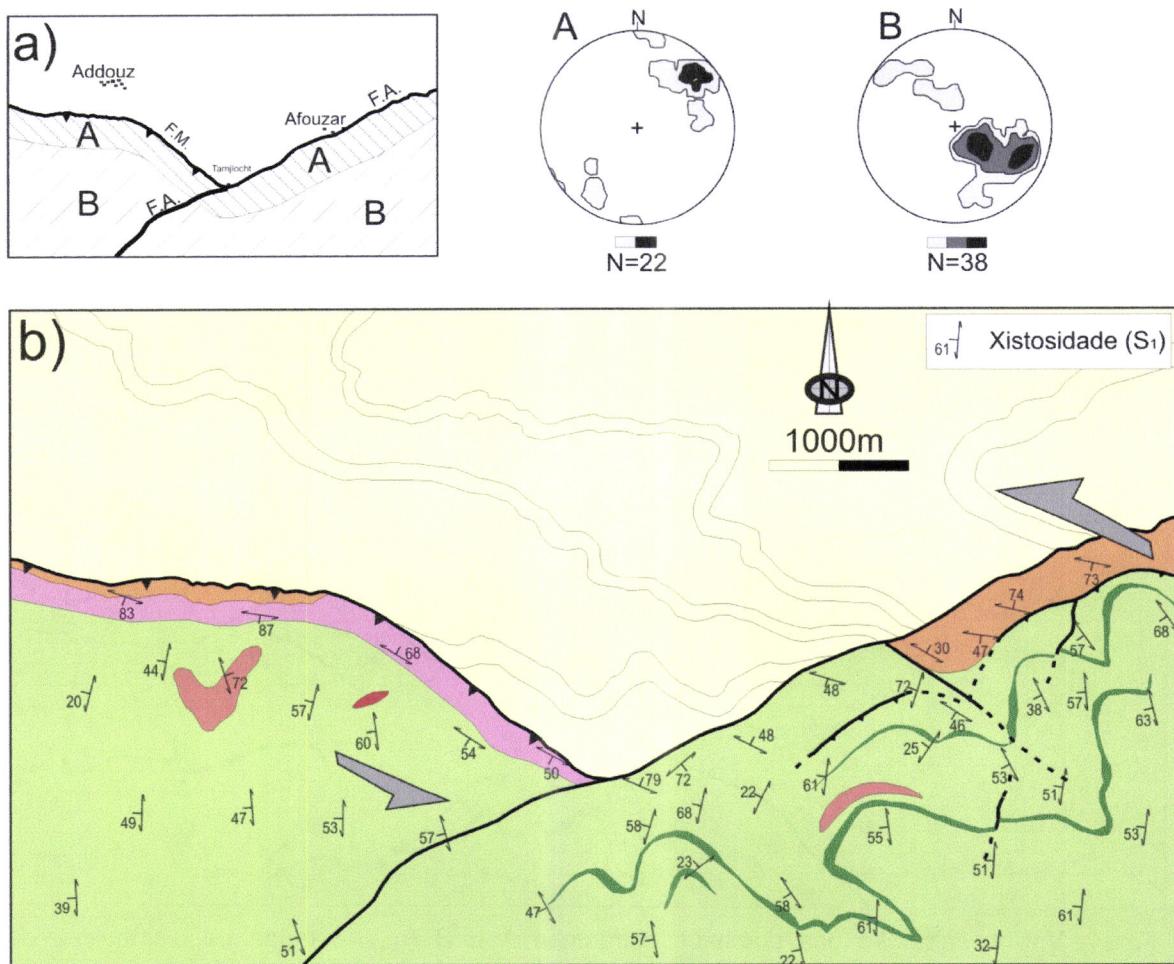


Figura V.10- Localização dos domínios estruturais A e B (a), no mapa de distribuição da xistosidade S_1 na região de Addouz (b). (Ver também a legenda na figura V.3).

V.2.1.3- A lineação de estiramento (X_1)

Na região estudada, a linearização de estiramento e/ou mineral (X_1) é representada por:

- Alongamento dos clastos e grãos ante-tectónicos nas rochas metavulcanosedimentares;

- Estiramento do quartzo e das micas no encaixante metapelítico no domínio Norte na vizinhança da zona de cisalhamento de Addouz;
- Manchas de óxido-redução plano-lineares nos metapelitos da região de estudo, e que contribuem também para a definição do plano de xistosidade na rocha (fig. V.11).

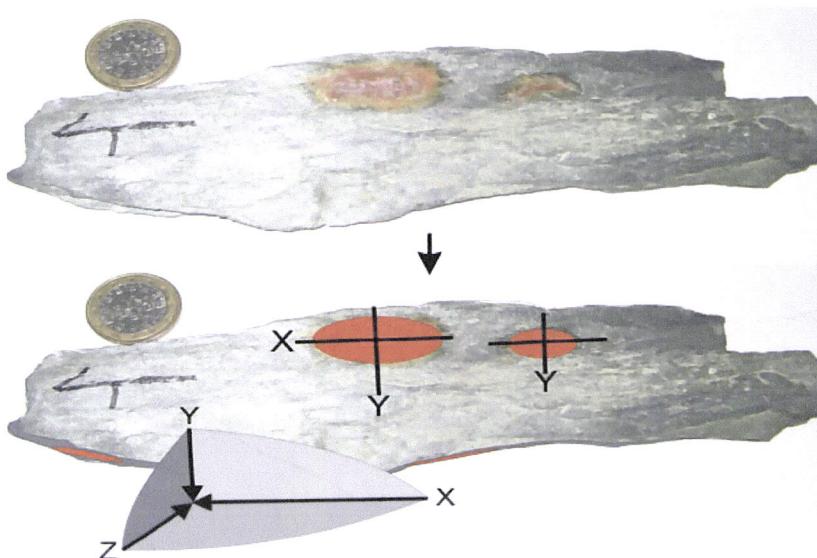


Figura V.11- Plano da clivagem nos metapelitos da região de Addouz destacando-se as manchas de óxido-redução.

Os dados de X_1 encontram-se representados na figura V.12. Tal como já acontecia com S_1 , também existe uma variação acentuada entre os dados geométricos que caracterizam os domínios Sul e Norte induzida pela zona de cisalhamento de Addouz o que torna possível individualizar 2 domínios principais:

- Um domínio Sul, com X_1 geralmente com pouca inclinação quer para SSW (16° N 229°) ou para NNE (24° N 19° ; estereograma B).
- Um domínio Norte (estereograma A), onde X_1 se mostra sub-horizontal ou com uma inclinação fraca para NW (20° N 310°).

Os dados de X_1 na região estudada (fig. V.12), permitem evidenciar uma variação da lineação de estiramento X_1 do quadrante SW na zona Sul para o quadrante WNW a NW nos metapelitos da vizinhança da zona de cisalhamento de Addouz. Estas virgações dos valores da orientação de X_1 foram induzidas pelo funcionamento do corredor de cisalhamento esquerdo de Addouz.

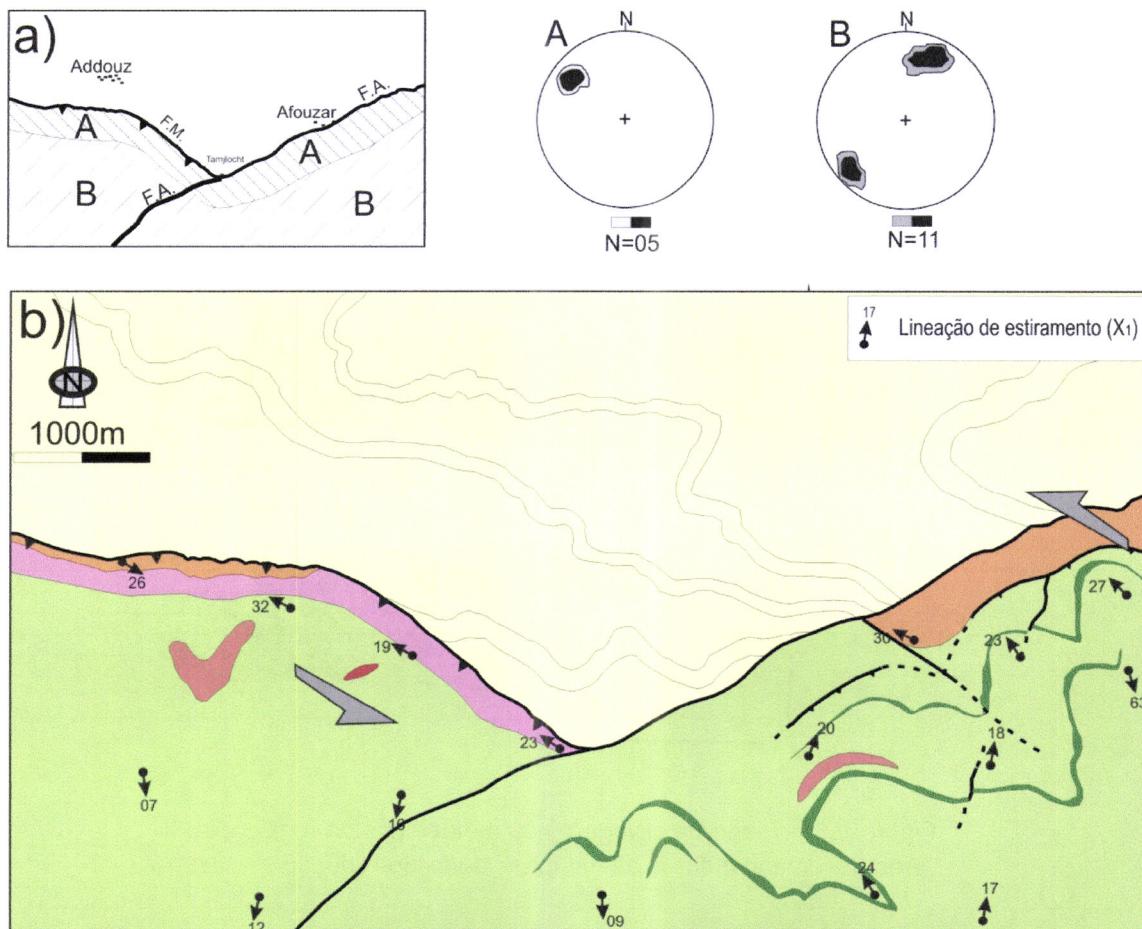


Figura V.12- Localização dos domínios estruturais A e B (a), no mapa de distribuição da lineação de estiramento X_1 na região de Addouz (b). (Ver também a legenda na figura V.3).

V.2.1.4- A lineação da intersecção (L_1)

A projecção estereográfica das diferentes medidas da lineação de intersecção $S_0^{\wedge}S_1$ (L_1) recolhidas na região de estudo (fig. V.13) permite-nos constatar que:

- No domínio Sul (estereograma B) L_1 apresenta concentração máxima com um mergulho relativamente fraco para o quadrante NE ($10^\circ, N27^\circ$).
- No domínio Norte (estereograma A), na vizinhança da zona de cisalhamento de Addouz, L_1 evidencia geralmente mergulhos relativamente fracos para o quadrante SE ($35^\circ, N132^\circ$).

Estas mudanças no comportamento de L_1 são semelhantes às que já tinham sido evidenciadas pelas estruturas descritas anteriormente e, mais uma vez, reflectem o funcionamento da zona de cisalhamento de Addouz, sendo compatíveis com uma cinematografia esquerda.

V.2.2- Segunda fase de deformação varisca (D_2)

Esta fase é mais intensa nesta região do que nas regiões de Adassil e de Al Medinat. Este evento é caracterizado essencialmente pelo desenvolvimento de uma clivagem de

crenulação de plano axial de direcção NNE-SSW e por uma lineação de crenulação ou de intersecção associada a esta fase está bem marcada nos xistos. São igualmente visíveis dobras mesoscópicas, métricas a centimétricas, com eixos de direcção NNE-SSW e vergentes para o Este (fig. V.14). A projecção estereográfica de S_2 e L_2 ($S_1 \wedge S_2$) encontra-se representada no diagrama de contornos de densidade na figura V.15.

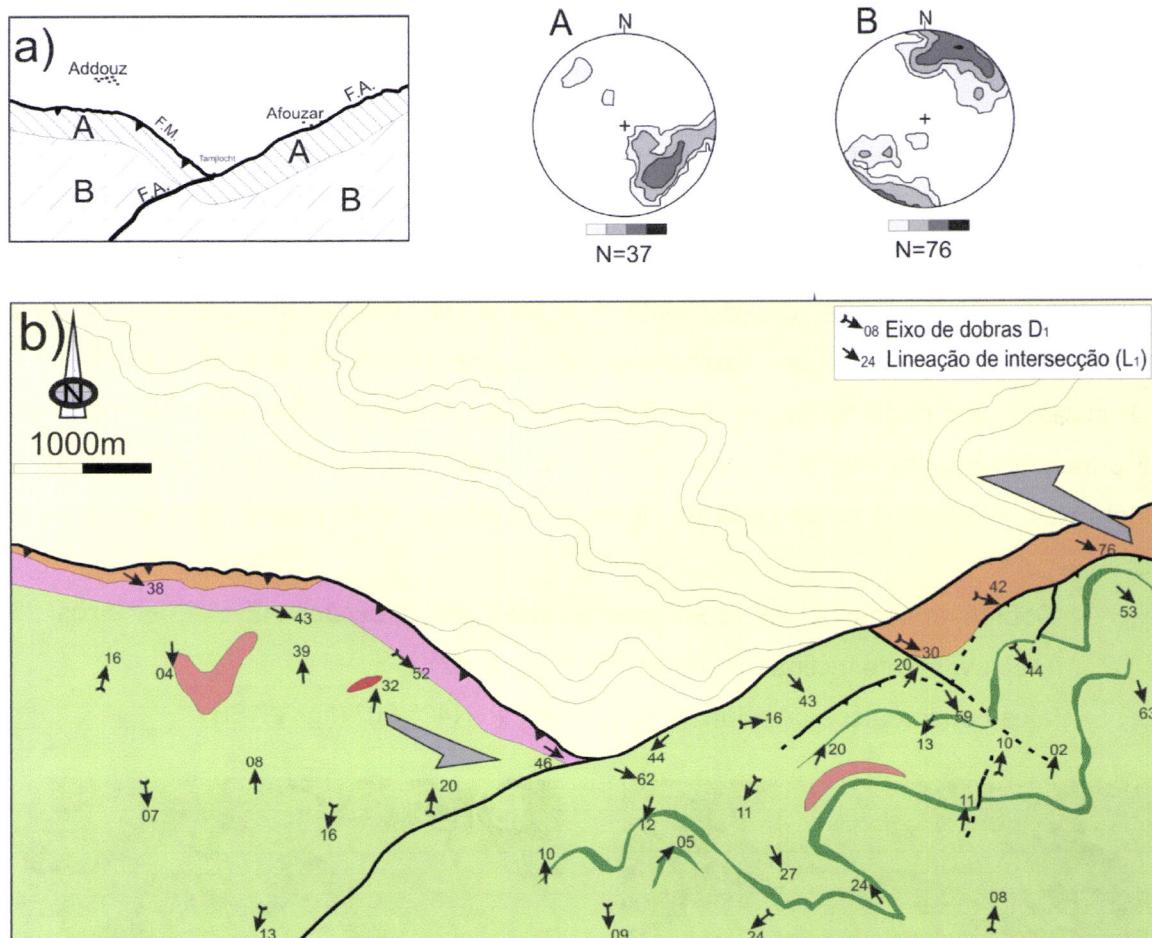


Figura V.13- Localização dos domínios estruturais A e B (a), no mapa de distribuição da lineação de intersecção $S_0 \wedge S_1$ na região de Addouz (b). (Ver também a legenda na figura V.3).



Figura V.14- Estruturas de segunda fase nas rochas calcosilicatadas.

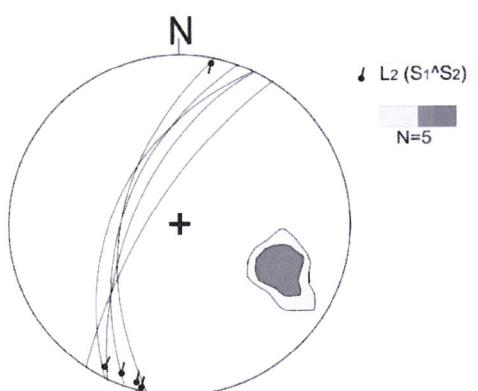


Figura V.15- Estereograma dos dados de S_2 (contornos de densidade) e da $L_2 (S_1 \wedge S_2)$ no sector de Addouz.

V.2.3- Terceira fase de deformação varisca (D_3)

Este evento é essencialmente caracterizado pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento esquerdas de direcção NE-SW a ENE-WSW que induzem uma deformação restrita à vizinhança dos cisalhamentos. A falha de Afouzar (F.A. ver a fig. V.3) corresponde certamente a um cisalhamento destes reactivado no Alpino; com efeito, as estruturas D_3 são muito fortes na sua vizinhança. Os efeitos da deformação D_3 observam-se principalmente na formação ordovícica junto à falha de Al Medinat. Nas vizinhanças da aldeia Azib Afouzar, é ainda possível observar vestígios desta deformação sob a forma de:

- Dobras mesoscópicas com plano axial de direcção NE-SW e eixos relativamente inclinados (fig. V.16A e fig. V.17).
- Veios centimétricos de quartzo, com direcção N40°-60° (fig. V.16B).

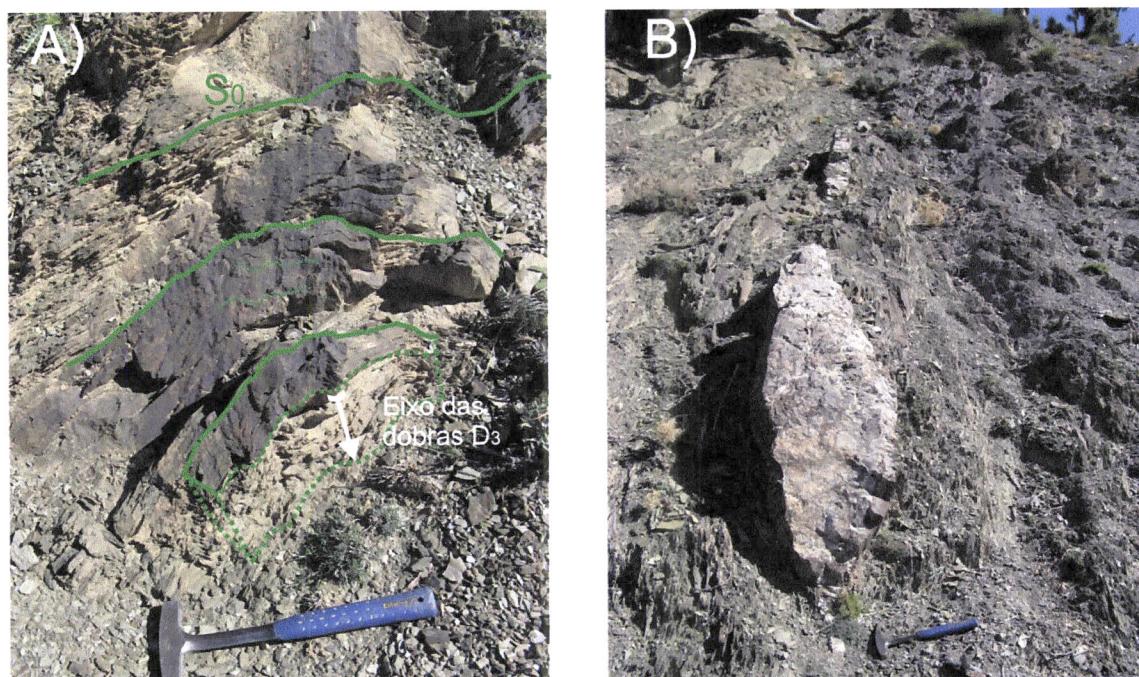


Figura V.16- Nas zonas de cisalhamento D_3 na localidade de Afouzar, observam-se dobras com eixos muito inclinados (A), e veios de quartzo sublinhando os planos de direcção ENE-WSE a NE-SW (B).

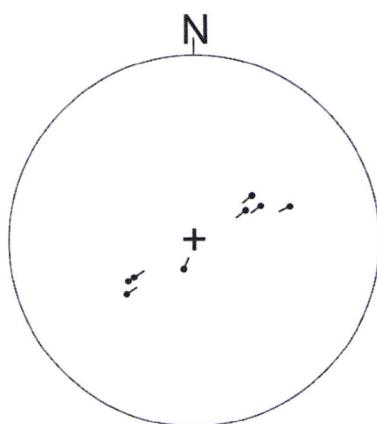


Figura V.17- Estereograma dos dados dos eixos das dobras D_3 na vizinhança da falha de Afouzar.

V.2.4- Deformação alpina

Na zona de Addouz a deformação alpina é essencialmente caracterizada pela reactivação, em regime frágil, das anisotropias anteriores favoravelmente orientadas ocorrendo principalmente nas zonas de fraqueza crustais geradas nas fases de deformação variscas. As zonas de cisalhamento de direcção WNW-ESE e NE-SW a ENE-WSW activas durante o Varisco vão ser reactivadas pelo Alpino de uma forma frágil, originando aquilo que tem vindo a ser descrita como falha de Al Medinat com uma orientação geral E-W; o contexto tectónico que existe no Alto Atlas ocidental a partir do Neogénico leva à reactivação deste acidente com uma cinemática essencialmente do tipo inverso (fig. V.18).

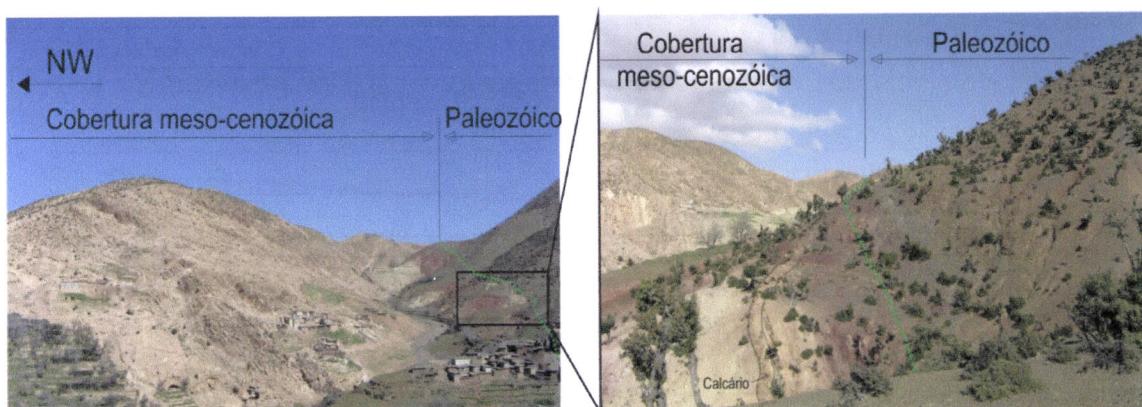


Figura V.18- Panorama mostrando o contacto entre o soco Varisco e a cobertura meso-cenozóica

V.2.5- Conclusão

Tal como já tinha sido referido para a região de Adassil, também na região de Addouz o estudo estrutural permitiu estabelecer três fases de deformação variscas repartidas segundo a seguinte ordem cronológica:

- (1) A primeira fase de deformação D_1 subdivide-se em dois episódios D_{1a} e D_{1b} . O episódio precoce D_{1a} corresponde à primeira fase de deformação geral que tem vindo a ser descrita na Meseta ocidental e no Alto Atlas

ocidental. O episódio tardio D_{1b} é contínuo do primeiro, caracterizando-se pelo funcionamento de um corredor de cisalhamento esquerdo de direcção WNW-ESE, em regime transpressivo esquerdo, com partição de deformação. A intensidade de deformação e o metamorfismo aumentam na vizinhança do corredor de cisalhamento. A componente de cisalhamento simples concentra-se no encaixante metassedimentar na vizinhança da zona de cisalhamento de Addouz.

Nesta região destacam-se dois domínios estruturais principais:

- Domínio Sul onde os efeitos da actuação do corredor de cisalhamento esquerdo do episódio tardio de D_1 são negligenciáveis. Predominam dobras com direcção NNE-SSW a NE-SW, eixos sub-horizontais e uma lineação de estiramento subparalela ao eixo cinemático b . Este domínio corresponde à situação geral descrita nas regiões estudadas e no Alto Atlas ocidental.
- Domínio ao Norte caracteriza-se pela concentração da deformação e do metamorfismo no encaixante metassedimentar na vizinhança da zona de cisalhamento de Addouz. A direcção principal da foliação é WNW-ESE, geralmente subvertical. A lineação de estiramento contida nos planos da foliação apresenta uma orientação geral WNW.

Os domínios descritos anteriormente apresentam fortes semelhanças com os domínios estruturais anteriormente definidos para a região de Adassil.

(2) A segunda fase de deformação (D_2) é mais expressiva nesta região do que se verifica nas regiões de Adassil e de Al Medinat, caracterizando-se por dobramento e crenulação de direcção NNE-SSW. De acordo com alguns autores (e.g. Cornée & Ferrandini, 1985), esta fase pode estar relacionada com as manifestações tardias associadas à zona de cisalhamento da Meseta ocidental (*Western Meseta Shear Zone*), situada a Oeste do sector de Addouz. Tanto durante a primeira fase como na segunda fase de deformação varisca, o campo de tensões apresenta uma direcção de compressão máxima próxima de E-W.

(3) Tal como ocorria na região de Adassil, a terceira fase de deformação (D_3) desenvolveu-se sob condições superficiais na transição dúctil-frágil. Apresenta-se essencialmente como zonas de cisalhamento transcorrentes esquerdas com direcção NE-SW a ENE-SW. Em Addouz esta fase é mais expressiva na formação ordovícica na vizinhança da aldeia de Afouzar.

V.3- Metamorfismo Regional

A região de Addouz localiza-se a Oeste do sector de Adassil, no domínio setentrional do Alto Atlas Ocidental (fig. V.2). O limite entre os terrenos do Precâmbrico terminal - Câmbrico médio e a cobertura meso-cenozóica é marcado por um importante acidente tectónico complexo de idade varisca, com rejogo Atlásico - a falha de Al Medinat (fig. V.19).

Tal como em Adassil, as rochas metassedimentares e metavulcanosedimentares do Precâmbrico terminal - Câmbrico médio registam os efeitos dos dois episódios de deformação associados à D₁ (D_{1a} + D_{1b}). O primeiro episódio (D_{1a}) dá origem a dobras, com orientação NNE-SSW a NE-SW e eixo sub-horizontal, às quais se associa uma xistosidade de plano axial subvertical (S_{1a}), muito penetrativa.

O segundo episódio de deformação (D_{1b}) está ligado à actuação do corredor de cisalhamento esquerdo dúctil de Addouz, com direcção geral WNW-ESE, no qual se concentrou a deformação. As estruturas D_{1b} estão bem representadas na área de influência da zona de cisalhamento e incluem dobras assimétricas às quais se associa uma clivagem de crenulação (S_{1b}), que passa a ser a anisotropia principal dos metassedimentos. Em contraste, nos níveis estruturais mais baixos, a D_{1b} provoca a reorientação e dobramento das estruturas pré-existentes (S₀ + S_{1a}), mas não chega nunca a produzir uma xistosidade S_{1b}.

Todas estas formações foram afectadas por metamorfismo regional Varisco, que atinge a sua intensidade máxima ao longo da faixa de cisalhamento de Addouz. Por constrangimentos de tempo e da dificuldade de acesso, não foi possível efectuar uma amostragem detalhada na área, nem cartografar as isógradas de metamorfismo regional.

Apesar do reduzido número de amostras colhidas, tentar-se-á apresentar, em seguida, uma breve descrição petrográfica das rochas metamórficas aflorantes. Das quatro amostras colhidas (fig. V.19), três (Ad-2, Ad-11 e Ad-13) localizam-se em áreas de baixo grau (zona da biotite), enquanto a quarta (Ad-12) está situada nas proximidades do acidente de Al Medinat e contém estaurolite.

À semelhança do que sucede no sector de Adassil, os metassedimentos parecem definir um padrão de zonalidade metamórfica prógrada (tipo Barroviano), caracterizado por um aumento de grau metamórfico, de S e SE para NW. No entanto, a zona da sillimanite está ausente e não foram encontradas evidências de campo que permitissem identificar a zona da granada, o que poderá dever-se, pelo menos em parte, a deficiências de amostragem.

As fácies amostradas têm todas natureza pelítica e foram agrupadas em dois tipos de associações com base nas paragéneses minerais encontradas:

- (1) filádios da zona da biotite;

(2) micaxistas com estaurolite.

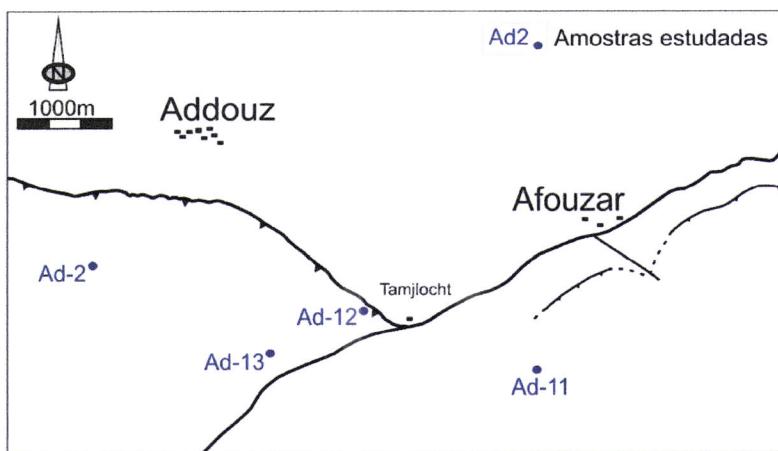


Figura V.19- Mapa geológico do sector de Addouz mostrando a localização das amostras estudadas (legenda na figura V.3).

V.3.1- Filádios da zona da biotite

Os metapelitos desta zona fazem parte do complexo metavulcanosedimentar que aflora na parte Sul e Sudeste da área, ao qual tem sido atribuída uma idade proterozóica terminal a câmbrica inferior. Correspondem a filádios, com textura afanítica, variando de lepidoblástica a lepidogranoblástica.

A associação mineralógica mais comum nestas litologias é composta por micas brancas + biotite + clorite + quartzo + plagioclase + opacos ± turmalina. A biotite constitui pequenos cristais lamelares, orientados segundo a xistosidade S_{1a} . As suas dimensões médias são de cerca de 0.2 mm, podendo atingir tamanhos de 0.4x1 mm. Está frequentemente alterada para clorite secundária.

A clorite primária aparece em cristais lamelares de reduzidas dimensões, dispostos segundo a xistosidade S_{1a} , identificáveis através da sua cor verde-claro, ligeiro pleocroísmo e birrefringência baixa. As micas brancas são muito abundantes e, à semelhança da clorite, estão presentes sob a forma de pequenas palhetas incolores e orientadas, contribuindo, juntamente com os opacos, para a melhor definição da textura anisotrópica das rochas.

A xistosidade S_{1a} é definida pelo alinhamento dos filossilicatos (micas brancas, clorite e biotite) e da maioria dos minerais opacos, o que permite concluir que a blastese destas fases minerais é sin-cinemática com a D_{1a} , ou seja, que a sua cristalização se iniciou durante este episódio de deformação. À escala da lâmina delgada, verifica-se ainda que a xistosidade S_{1a} está, por vezes, intensamente crenulada pela D_{1b} , mas não foram encontrados indícios de cristalização de novos minerais, nem se chega a desenvolver uma clivagem de crenulação (fig. V.20).

Nalgumas das amostras estudadas, observam-se pontualmente grandes cristais euédricos a subédricos de um mineral opaco, que não foi possível identificar opticamente. Estes cristais mostram frequentemente um crescimento estático sobre a S_{1a} (fig. V.21).



Figura V.20- Filádio da zona da biotite com foliação S_{1a} crenulada. A foliação é conferida pela orientação dos filossilicatos e dos opacos (nicóis paralelos).

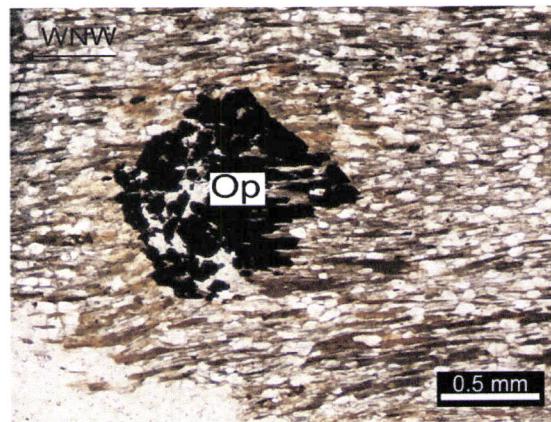


Figura V.21- Porfioblasto de opaco mostrando crescimento estático sobre a S_{1a} em filádios da zona da biotite (nicóis paralelos). Op: opacos.

O quartzo forma pequenos cristais anédricos, incolores, com baixa birrefringência, mostrando com frequência extinção ondulante. A plagioclase está presente em proporções muito escassas e forma cristais dominantemente anédricos, com macia polissintética da albite incipiente.

V.3.2- Micaxistos com estaurolite

A única amostra de micaxistos com estaurolite (Ad-12) foi colhida nas formações do Câmbrico médio que ocorrem junto ao contacto com a falha de Al Medinat. A análise petrográfica desta amostra revelou que a sua associação mineralógica principal é formada por moscovite + quartzo + biotite + estaurolite + clorite + opacos. A textura é fanerítica de grão fino, lepidogranoblástica, com uma anisotropia planar bem marcada.

A moscovite é mais abundante que a biotite e a clorite ocorre quer como fase primária, quer como produto da retrogradação da biotite. Ao microscópio, verifica-se que a xistosidade S_{1a} , definida pelo alinhamento de pequenas palhetas destes filossilicatos e de opacos, está dobrada e parcialmente obliterada pelo desenvolvimento de uma clivagem de crenulação muito penetrativa (S_{1b}), de direcção WNW-ESE (figs. V.22 e V.23).

Nalguns domínios, as dobras que afectam a xistosidade mais antiga estão relativamente bem preservadas e mostram um carácter fortemente assimétrico. A xistosidade (S_{1b}) constitui a anisotropia principal destas rochas e é conferida pela orientação de micas brancas, biotite e opacos. A clorite parece estar ausente nos planos de anisotropia S_{1b} .

Com base nas observações realizadas, conclui-se que:

- (a) a blastese de clorite foi essencialmente sin-cinemática com a D_{1a}, não tendo prosseguido durante a D_{1b}
- (b) existiram condições metamórficas para a formação de micas brancas e de biotite, tanto na D_{1a} como na D_{1b}.

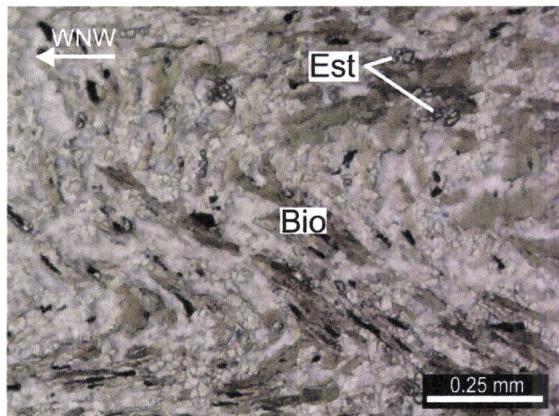


Figura V.22- Micaxistos da zona da estaurolite com uma xistosidade S_{1a}, está dobrada e afectada pela S_{1b} (nicóis paralelos). Bio: biotite; Est: estaurolite.

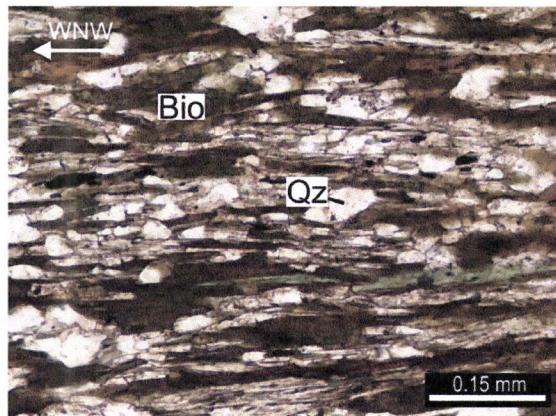


Figura V.23- Micaxistos da zona da estaurolite com uma clivagem de crenulação muito penetrativa S_{1b}, de direcção WNW-ESE (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Bio: biotite.

A estaurolite está presente em pequenos porfiroblastos prismáticos, subédricos, com relevo alto e dimensões máximas de 0.1x0.2 mm. A maioria destes cristais tende a dispor-se segundo a xistosidade S_{1a}, embora também possam estar orientados paralelamente à foliação S_{1b}, sugerindo que a sua cristalização se deu durante a D_{1a}, embora tenha continuado durante o episódio cisalhante esquerdo D_{1b} (figs. V.22 e V.24).

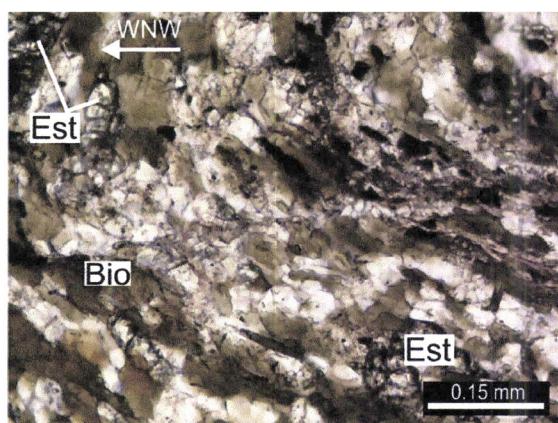


Figura V.24- Micaxistos da zona da estaurolite com uma xistosidade S_{1a}, definida pelo alinhamento de pequenas palhetas dos filossilicatos, cristais de estaurolite e de opacos (nicóis paralelos). Bio: biotite; Est: estaurolite.

O quartzo ocorre em finos leitos granoblásticos, intercalados entre as bandas micáceas, sob a forma de pequenos grãos xenomórficos, mostrando com frequência extinção ondulante e bandas de deformação. Para além de quartzo, estes agregados contêm pequenas proporções de plagioclase.

CAPÍTULO VI
O SECTOR DE AL MEDINAT

VI- O sector de Al Medinat

VI.1- Apresentação

A região de Al Medinat situa-se (fig. VI.1) a cerca de 160 Km a Sudoeste de Marrakech na região de Erdouz e faz parte de distrito de Al Haouz (Província de Marrakech).

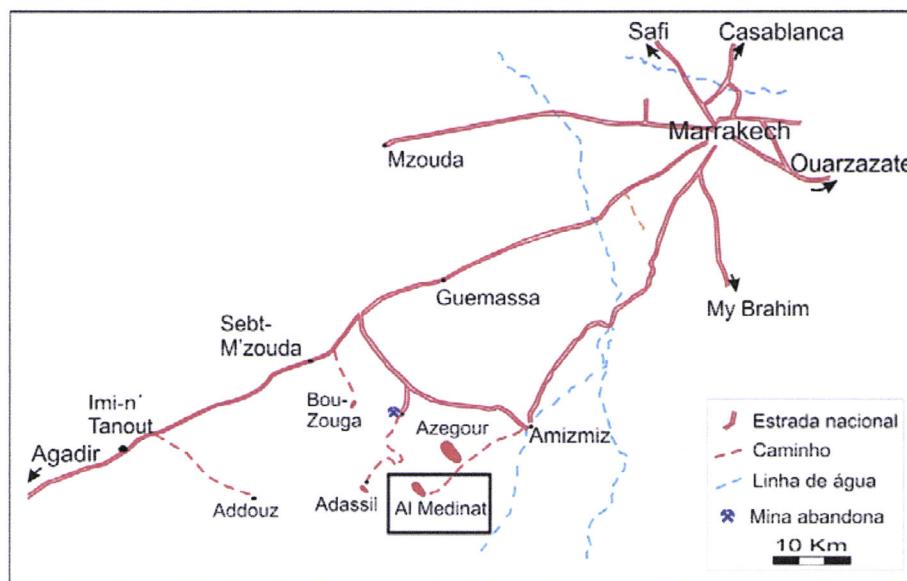


Figura VI.1- Localização e acesso ao sector de Al Medinat (adaptado de Alaoui M'hamed, 1966).

Do ponto de vista geológico o sector de Al Medinat situa-se (fig. VI.2) no domínio setentrional da região axial do Alto Atlas ocidental, sendo limitado a Norte pelo acidente de Al Medinat.

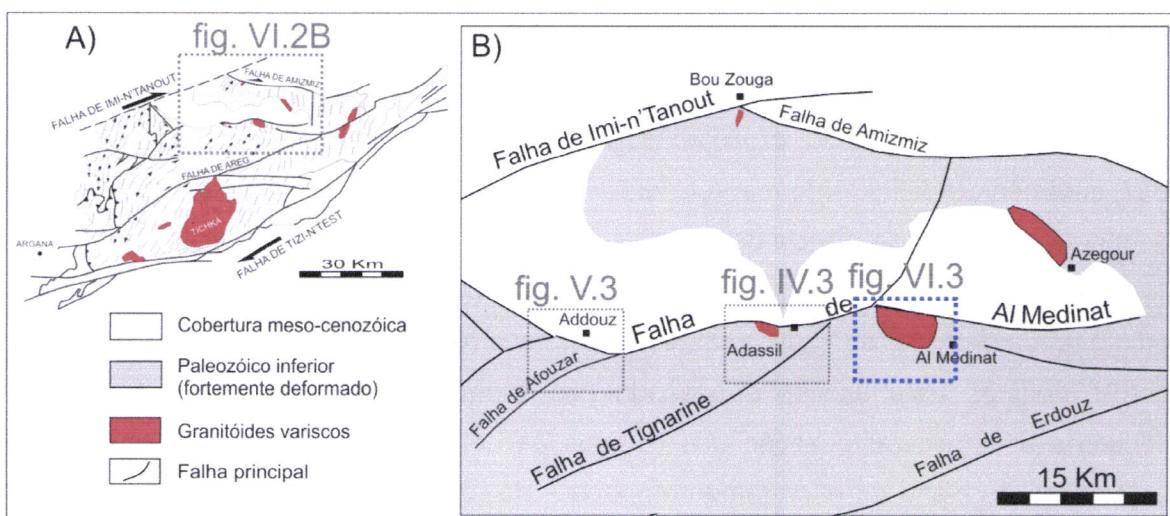


Figura VI.2- Enquadramento da região de Al Medinat (B; fig. VI.3), no domínio setentrional do Alto Atlas ocidental (A). (Adaptado de Cornée, 1987; El Archi et al., 2004).

A intrusão Varisca de Al Medinat, com a área aproximada de 3.5x1.5 Km, aflora numa faixa de terrenos metassedimentares e metavulcanosedimentares com idades atribuídas ao intervalo entre o Proterozóico terminal e o Ordovícico.

Desde o início de século XX têm vindo a ser realizados trabalhos de cartografia na região de do Alto Atlas ocidental tendo como principal objectivo a prospecção e exploração mineira; no sector de Al Medinat destaca-se o trabalho de cartografia realizado por Permingeat (1957).

VI.2- Estrutura

VI.2.1- Introdução

O sector de Al Medinat faz parte do Alto Atlas ocidental, que corresponde ao bloco mais meridional da Meseta ocidental com estruturação Varisca (fig. VI.2).

Os terrenos aflorantes na região de Al Medinat (figs. VI.3 e VI.4) são constituídos por rochas de diferentes fácies que se distribuem por três formações principais:

- Formação indiferenciada com idade proterozóica terminal - câmbrica inferior, formada por rochas calcosilicatadas com intercalações de metapelitos, metapsamitos, metavulcanitos e rochas carbonatadas.
- Formação de idade câmbrica médio provável, com fácies essencialmente metapelítica.
- Formação ordovícica constituída por metapelitos, metapsamitos e quartzitos.

Tal como é comum no Alto Atlas ocidental, em Al Medinat estas formações foram intensamente afectadas pela deformação varisca D_1 que gera as principais estruturas aflorantes.

Com o objectivo de compreender a génesis da deformação varisca, e com base nos dados obtidos neste estudo, procedemos a uma subdivisão estrutural em três domínios: SW, intermédio e NE. Conforme será explicado mais à frente, a individualização destes domínios está na dependência da zona de cisalhamento de Anamrou.

Nesta introdução à análise estrutural da região de Al Medinat será abordado o problema da deformação varisca sin-xistosa e a sua relação com a instalação de intrusão de Al Medinat. Esta análise é baseada nos aspectos geométricos e cinemáticos e concerne a uma caracterização dos campos da deformação finita por cartografia das trajectórias do plano de encurtamento principal da rocha (xistosidade) e da lineação de estiramento, induzidas pelo primeiro evento tectonometamórfico Varisco.

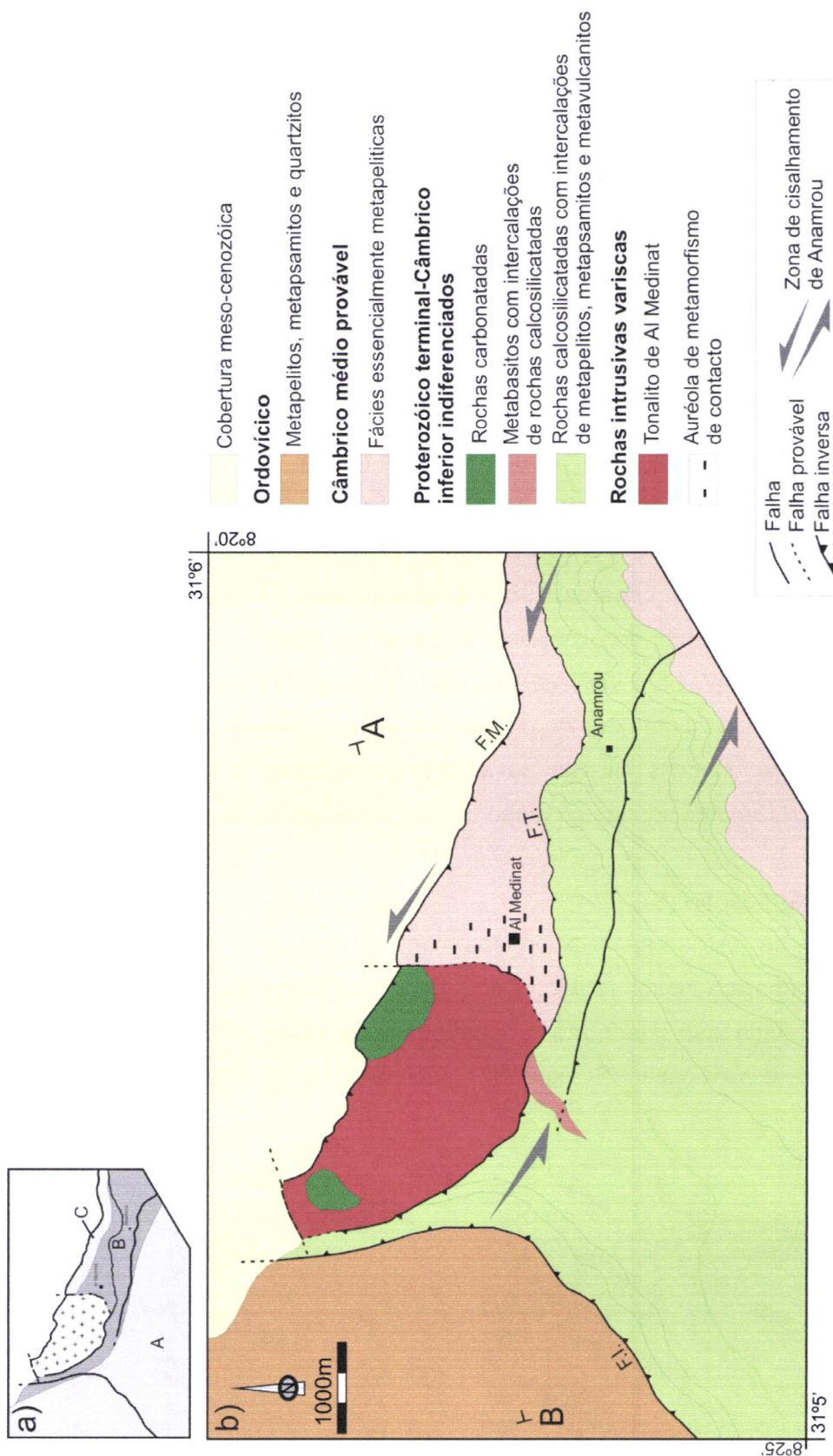


Figura VI.3- Localização dos domínios estruturais A, B e C (a), no mapa geológico simplificado da região de Al Medinat (b), com indicação do corte geológico apresentado na figura VI.4.

F.M.: falha de Al Medinat; F.T.: falha de Talat; F.I.: falha de Iberdatene.

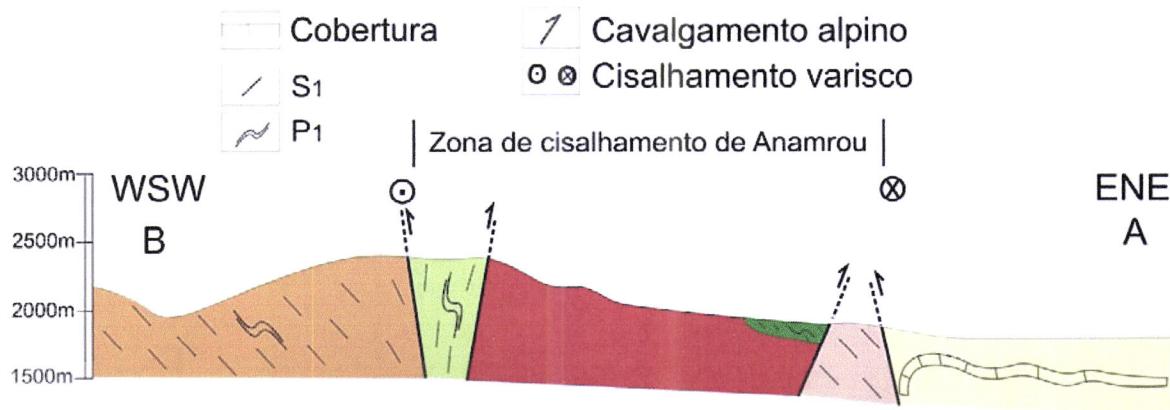


Figura VI.4- Corte geológico simplificado na região de Al Medinat (localização na figura VI.3).

VI.2.2- A primeira fase de deformação varisca (D_1)

Como já foi referido no parágrafo anterior, as principais estruturas na região do Alto Atlas ocidental são atribuídas à primeira fase de deformação varisca de idade namuro-vestefaliana (Huvelin, 1977; Lagarde, 1985 ; Mabkhout *et al.*, 1988; Piqué, 1994).

No domínio SW do sector de Al Medinat destacam-se dobras métricas a centimétricas com vergência para NW bem visíveis à escala do afloramento na fácie marcada pela alternância de níveis centimétricos de origem sedimentar. Refira-se ainda que as dobras sin-xistosas com a direcção NE-SW se encontram associadas a uma xistosidade de plano axial. O estiramento contido no plano de S_1 é subparalelo ao eixo das dobras.

VI.2.2.1- A estratificação (S_0)

A presença de estruturas relacionadas com a primeira fase de deformação é facilmente reconhecida nesta região. Com efeito, os metassedimentos aflorantes na região possuem uma xistosidade muito penetrativa que, regra geral, faz um ângulo com as superfícies de estratificação (S_0 ; figs. VI.5, VI.6 e VI.7).

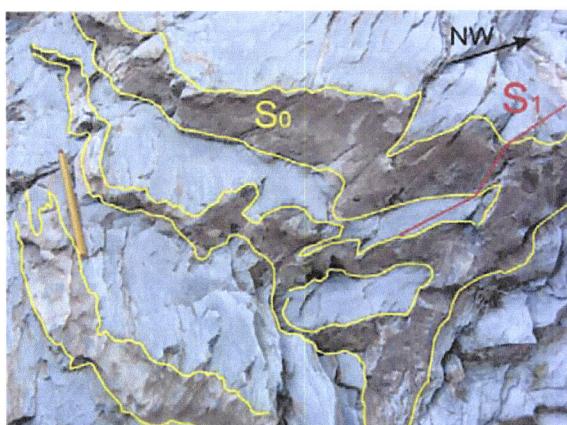


Figura VI.5- Dobramento da primeira fase D_1 nas rochas calcosilicatadas.

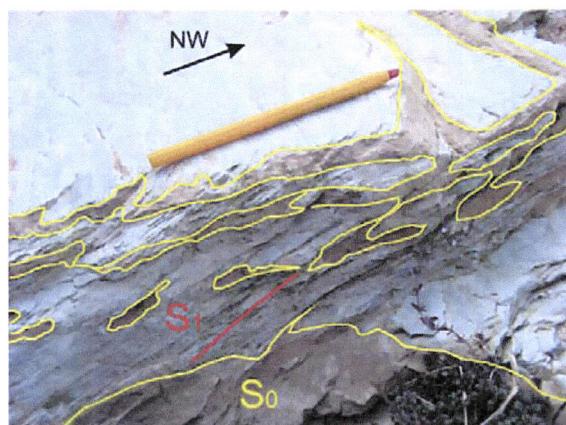


Figura VI.6- Relação entre a estratificação e a xistosidade nas rochas calcosilicatadas.

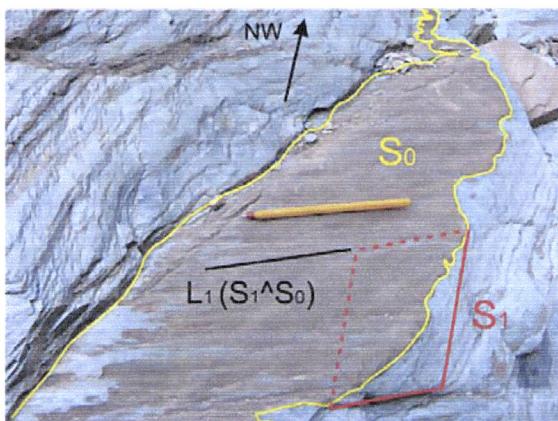


Figura VI.7- Relação geométrica entre a lineação de intersecção e a estratificação na fácie de rochas calcosilicatadas.

Os dados relativos à estratificação na região de Al Medinat (fig. VI.8) permitem evidenciar as seguintes constatações:

- Nos sectores mais a Sul, verifica-se (estereograma B) que S_0 apresenta atitudes médias concentradas em torno de $N44^\circ,73^\circ\text{SE}$ e $N66^\circ,27^\circ\text{SE}$. Estas atitudes estão perfeitamente de acordo com o que seria de esperar da D_1 , tendo em consideração que nos encontramos perto, não só da falha de Iberdatene, mas também da Tignarine a Oeste do domínio estudado que terão funcionado como desligamentos direitos durante esta fase;
- No domínio intermédio (estereograma C), as diferentes medidas de S_0 foram essencialmente efectuadas no encaixe metassedimentar e metavulcanosedimentar. Observa-se uma forte dispersão dos valores que pode ser relacionada com a actuação da zona de cisalhamento de Anamrou. É possível evidenciar que S_0 apresenta duas direcções principais variando entre a NE-SW e WNW-ESE. Verifica-se que a direcção NE-SW obtida é semelhante os valores do domínio SE e corresponde à direcção geral no Alto Atlas ocidental; quanto à direcção WNW-ESE ela está de acordo com os valores obtidos na vizinhança do corredor de cisalhamento de Anamrou (ver capítulo IV, secção IV.2).
- Os diferentes dados geométricos relativos a S_0 na formação metassedimentar aflorante junto à falha de Al Medinat encontram-se representados no estereograma A. Observa-se uma zona de concentração máxima com atitudes variando entre $N177^\circ,68^\circ\text{E}$ e $N17^\circ,57^\circ\text{E}$; estes valores são consistentes com as dobras atribuídas à D_1 que têm vindo a ser descrita para a generalidade do Varisco marroquino. Embora de uma forma menos expressiva, também são visíveis atitudes $N118^\circ,57^\circ\text{NE}$ e $N124^\circ,29^\circ\text{SW}$ que, à semelhança do que acontecia no domínio intermédio descrito anteriormente, reflectem a influência do corredor de cisalhamento de Anamrou.

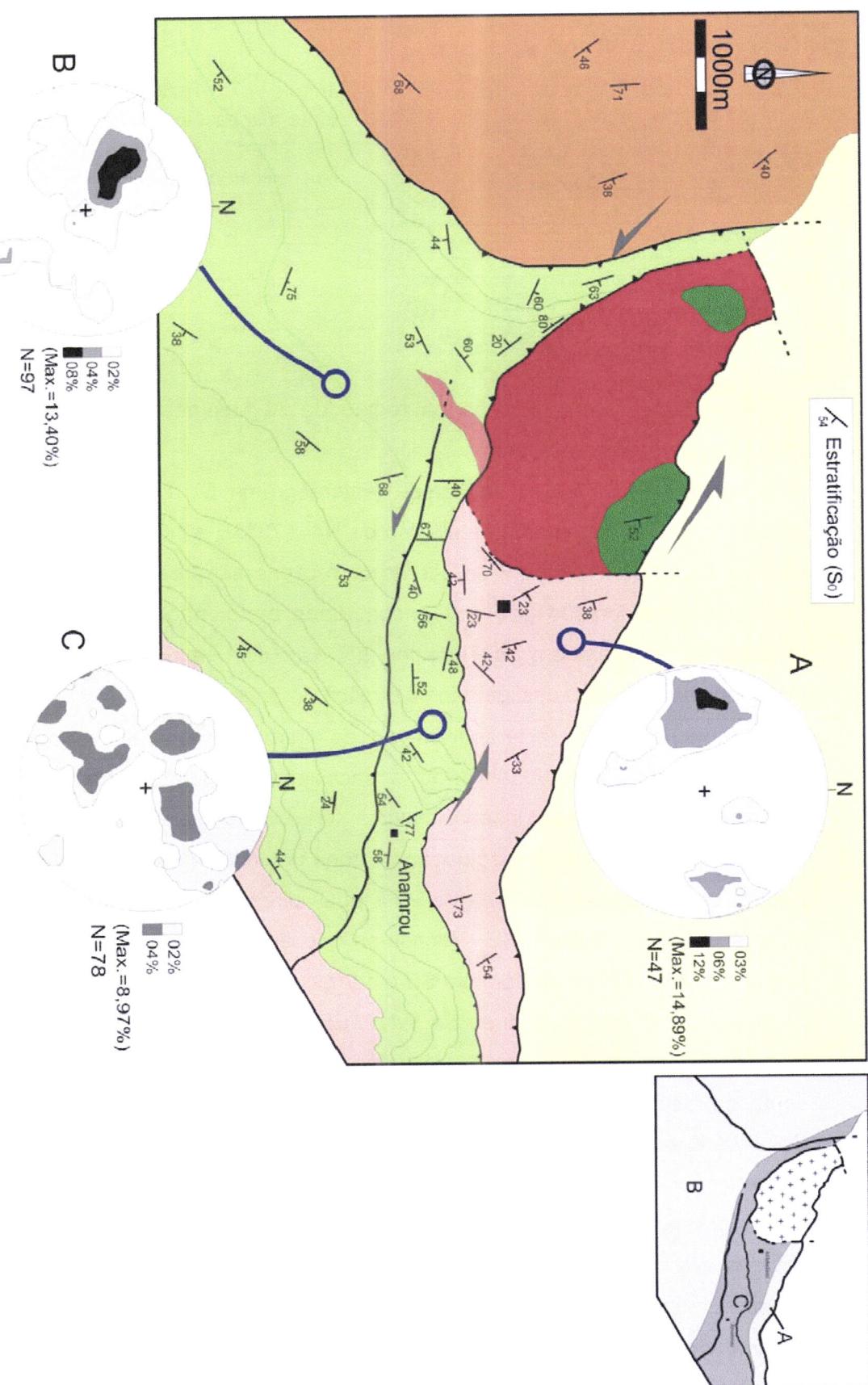


Figura VI.8- Atitude geral da estratificação (S_0) na região de Al Medinat (ver legenda na figura VI.3).

VI.2.2.2- A xistosidade (S_1)

No que diz respeito à distribuição da xistosidade S_1 na região de Al Medinat, esta apresenta um comportamento bastante heterogéneo (fig. VI.9). De uma forma geral, nos domínios mais meridionais a orientação é próxima da regional (e.g. N-S a NE-SW) que roda bruscamente para WNW-ESE a NW-SE nas proximidades da intrusão de Al Medinat.

O comportamento geométrico de S_1 (fig. VI.9) permite proceder às seguintes constatações:

- A SW (estereograma B) existe um comportamento bastante homogéneo da xistosidade, com uma atitude média com pouca dispersão em torno de N38°,38°SE. Esta direcção é típica da deformação D_1 na generalidade do Varisco marroquino; além disto, a inclinação para SE é compatível com a vergência para Oeste das dobras D_1 que é também típica neste orógeno. Como vimos no sector de Adassil, a direcção destas estruturas é típica da proximidade às zonas de cisalhamento de direcção N60°-70° (zonas de cisalhamento de Iberdatene e de Tignarine a Oeste do domínio estudado; figs. VI.2 e VI.3)
- Um domínio central, subparalelo ao alongamento do maciço de Al Medinat, na qual a xistosidade roda para a direcção NW-SE a WNW-ESE o que evidencia uma cinemática transcorrente esquerda para a zona de cisalhamento de Anamrou. É justamente este sector que é aproveitado para a instalação da intrusão de Al Medinat. Os dados de S_1 neste domínio (estereograma C) mostram uma atitude geral de S_1 de N138°,69°NE.
- Os dados de S_1 na formação metapelítica do bordo Este da intrusão de Al Medinat, encontram-se representados no estereograma A onde é visível um plano médio N170°,66°E o qual indica que, provavelmente, se estará já a sair da zona de influência da zona de cisalhamento de Anamrou.

Em conclusão, é possível evidenciar na região de Al Medinat uma cinemática Varisca semelhante à da região de Adassil. O comportamento de S_1 indica claramente a existência de um corredor de cisalhamento esquerdo com uma orientação WNW-ESE ao nível da intrusão de Al Medinat, que designámos de zona de cisalhamento de Anamrou. A individualização cartográfica desta zona só é possível de fazer utilizando o padrão das estruturas variscas (e.g. S_1 , L_1 e X_1), embora a reactivação Alpina e a intrusão do tonalito dificultem uma delimitação exacta.

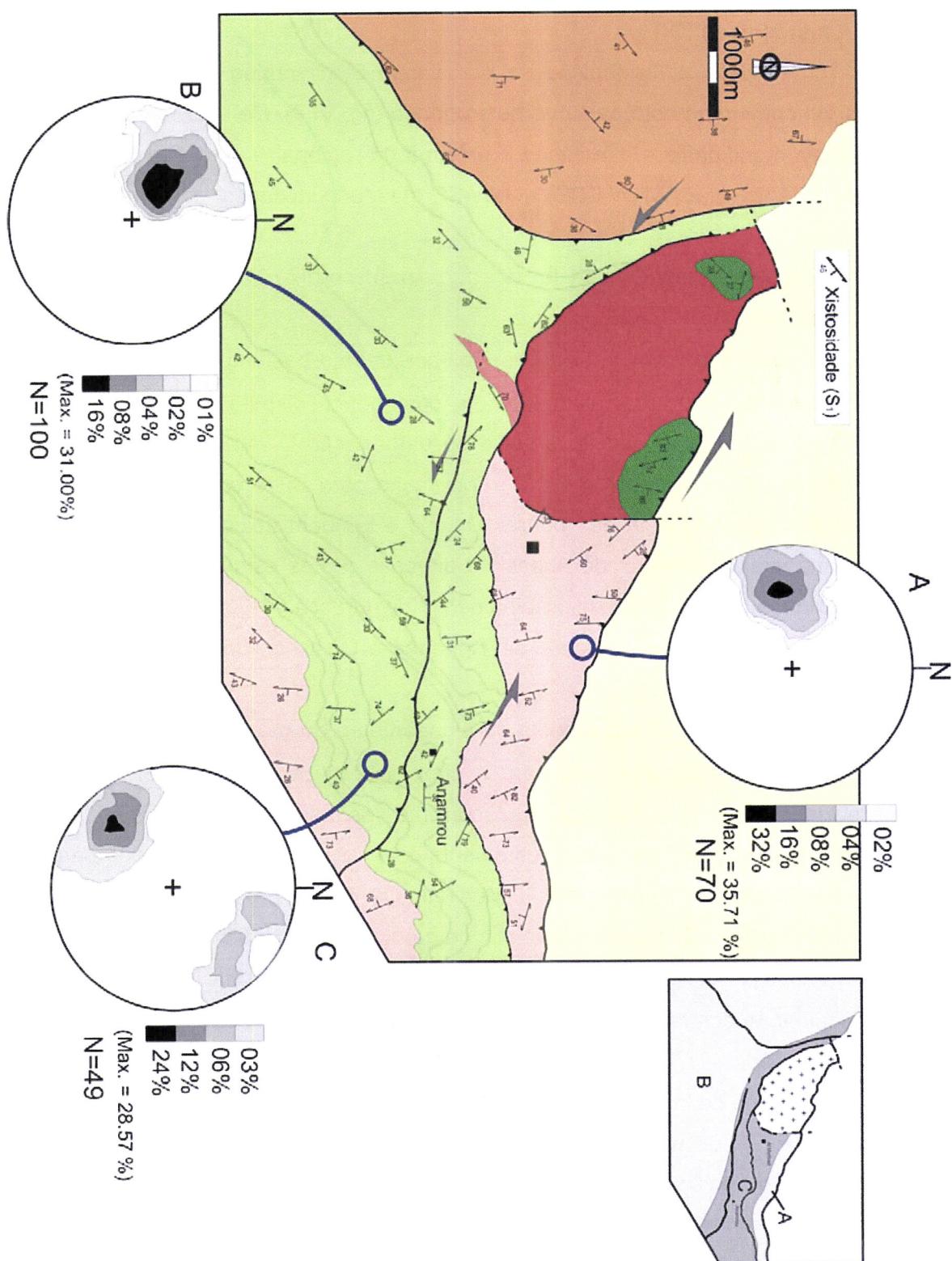


Figura VI.9- Atitude geral de S_1 na região de Al Medinat (ver legenda na figura VI.3).

A projecção estereográfica de todos dados de S_1 medidos na região (fig. VI.10) evidencia uma dispersão compatível com a rotação da xistosidade S_1 precoce devido à actuação do cisalhamento esquerdo de Anamrou; torna-se então possível estimar um valor médio para o eixo do macrodobramento associado a este cisalhamento que será da ordem dos $48^\circ, N133^\circ$.

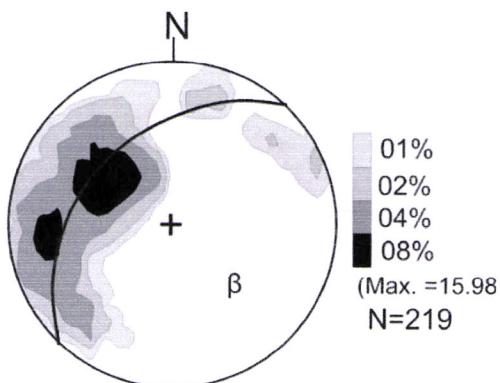


Figura VI.10- Estereograma dos dados de S_1 recolhidos no sector de Al Medinat

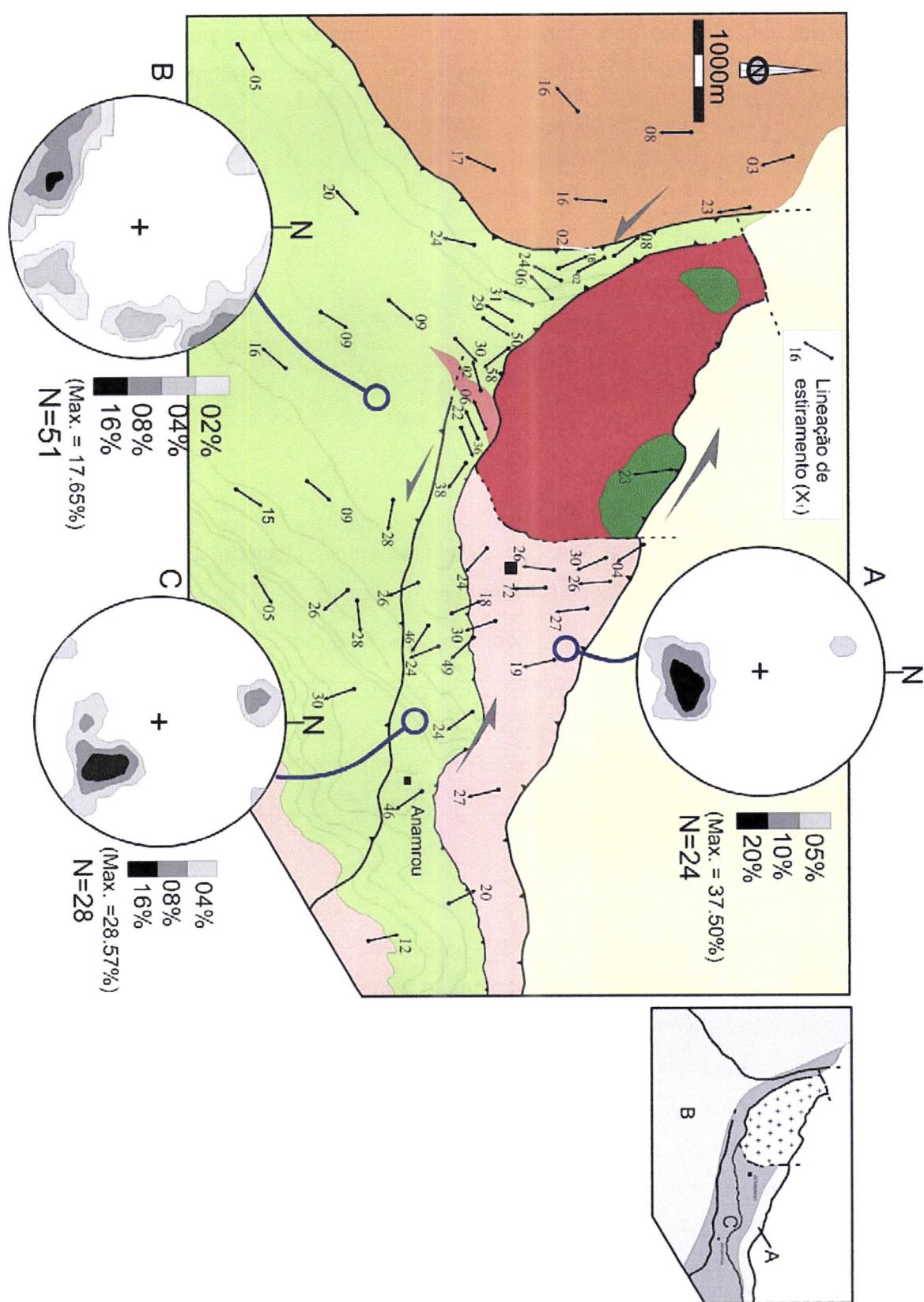
VI.2.2.3- A lineação de estiramento (X_1)

Na região de Al Medinat a lineação de estiramento associada à fase principal de deformação varisca é materializada principalmente por:

- Estiramento do quartzo e das micas no encaixante metassedimentar;
- Estiramento mineral evidenciado nas sombras de pressão de cristais de pirite;
- Achatamento das manchas de oxidação nos metapelitos.

Nesta região o comportamento de X_1 permite definir três domínios principais (fig. IV.11):

- Domínio SW onde X_1 apresenta (estereograma B) uma direcção subparalela ao eixo das dobras D_{1a} ; e.g., 15° a 30° para $N205^\circ$ - $N220^\circ$. Contudo, verifica-se alguma dispersão dos valores, relacionada provavelmente com a actuação da zona de cisalhamento de Anamrou, que já se começará a fazer sentir nalguns sectores deste domínio;
- Domínio central (C), onde X_1 evidencia uma concentração máxima com mergulhos médios a fracos, isto é 15° a 45° para $N130^\circ$ a $N150^\circ$. Este comportamento indica um comportamento de X_1 profundamente influenciado pela zona de cisalhamento de Anamrou;
- No domínio NE (estereograma A), nos metassedimentos aflorantes na vizinhança do acidente de Al Medinat, é possível observar o claro predomínio de mergulhos relativamente moderados de X_1 para quadrante SSE ($28^\circ, N169^\circ$).

Figura VI.11- Atitude geral de X_1 na região de Al Medinat (ver legenda na figura VI.3).

A projecção estereográfica de todos os valores de X_1 medidos na região de Al Medinat (fig. VI.12), permite evidenciar uma tendência para inclinações fracas a moderadas geralmente para os sectores SSW a SE. Isto corresponde à variação das atitudes de X_1 ao longo dos vários domínios evidenciados anteriormente (fig. VI.11). Esta virgação das orientações de X_1 de NE-SW para a NW-SE está claramente associada ao funcionamento de corredor de cisalhamento de Anamrou evidenciando a cinemática esquerda durante os estádios mais tardios da primeira fase de deformação D_1 .

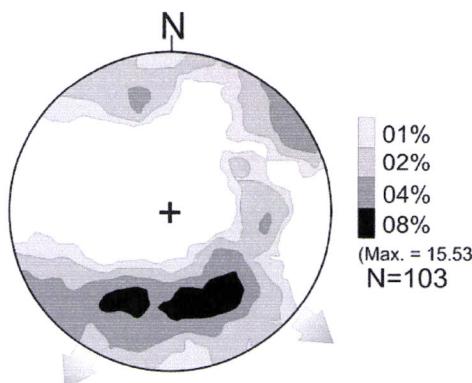


Figura VI.12- Estereograma dos dados de X_1 , mostrando as principais famílias possíveis de evidenciar na região de Al Medinat.

VI.2.2.4- A lineação de intersecção (L_1)

O comportamento da lineação de intersecção ($L_1 = S_1 \wedge S_0$) nos três domínios principais na região (fig. VI.13) evidencia:

- O domínio SW (estereograma B) L_1 apresenta um predomínio de atitudes sub-horizontais e direcções próximas de NE-SW, embora pareça haver um ligeiro predomínio de inclinações fracas para SW ($12^\circ, N219^\circ$ a $26^\circ, N231^\circ$).
- Constata-se que o estereograma (C) respectivo ao domínio central, apresenta duas zonas de concentração máximas; a primeira varia entre duas atitudes extremas $13^\circ, N140^\circ$ e $56^\circ, N147^\circ$ enquanto que a segunda apresenta uma atitude média de $25^\circ, N108^\circ$.
- O estereograma do domínio NE (A), apresenta concentração máxima de L_1 com um mergulho relativamente fraco para o quadrante SSE ($18^\circ, N159^\circ$).

O padrão de comportamento de L_1 na região de Al Medinat descrito anteriormente evidencia claramente a cinemática esquerda associada ao corredor de cisalhamento de Anamrou, já anteriormente posta em destaque com as outras estruturas D_1 .

Na vizinhança do corredor de cisalhamento de Anamrou, torna-se difícil encontrar dobras à escala do afloramento, tendo, por vezes, sido possível identificar as relações entre S_1 e S_0 (fig. VI.14).

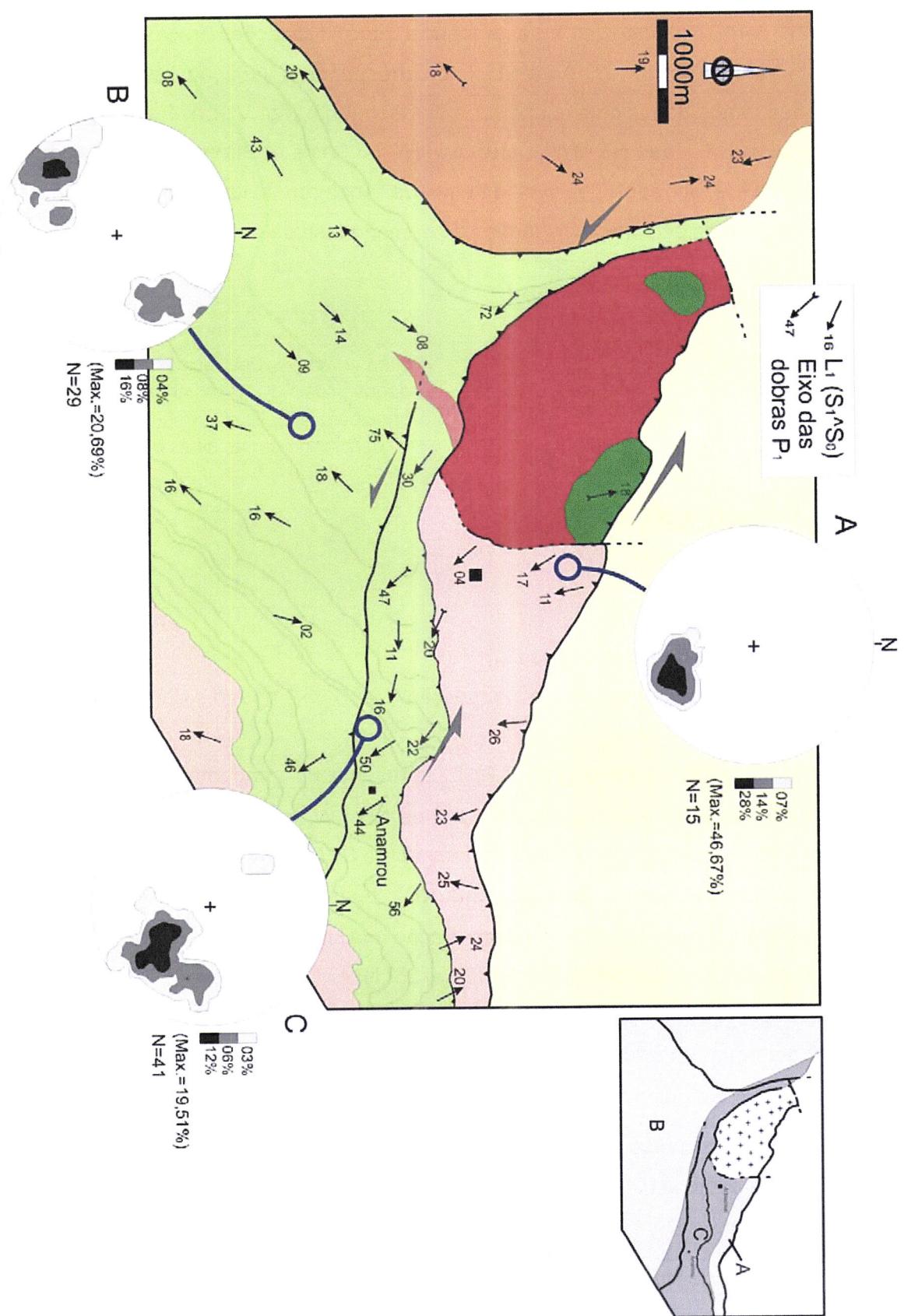


Figura VI.13- Mapa de distribuição da lineação de intersecção $L_1 (S_1 \wedge S_0)$ na região de Al Medinat (ver legenda na figura VI.3).

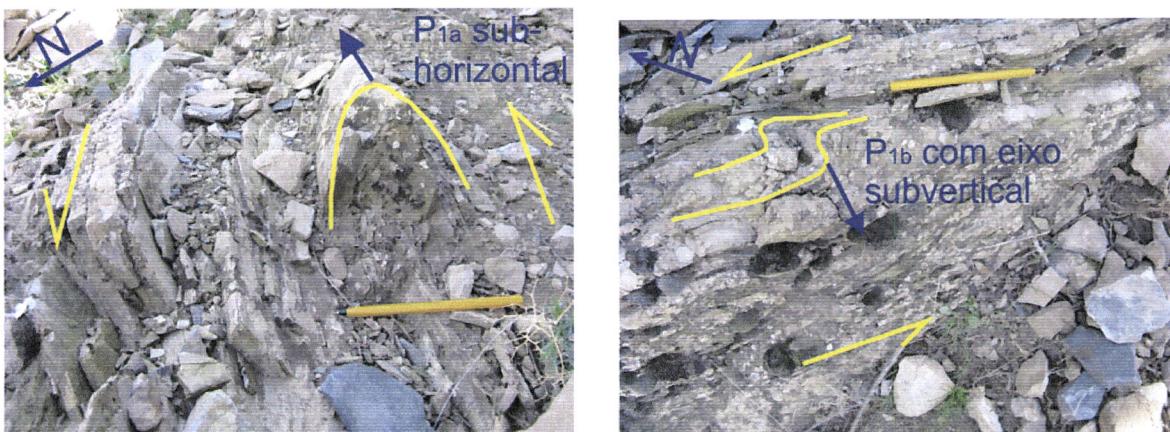


Figura VI.14- Dobramentos da primeira fase de deformação varisca D₁ nas rochas calcosilicatadas ao longo do corredor de cisalhamento de Anamrou.

No domínio NE do sector, não foi possível encontrar dobramentos à escala do afloramento devido à grande homogeneidade da fácie metassedimentar e à presença da falha de Al Medinat, o que impossibilitou o seguimento destas estruturas para Norte.

A projecção estereográfica de todos os dados dos eixos das dobras D₁ recolhidos na região de estudo (fig. VI.15), permite evidenciar três áreas de concentração máxima. As áreas com mergulhos para NE ou SW apresentam valores compatíveis com a geometria regional; a terceira área com mergulhos relativamente fortes para o quadrante SE, refere-se às medições efectuadas ao longo do corredor de cisalhamento de Anamrou.

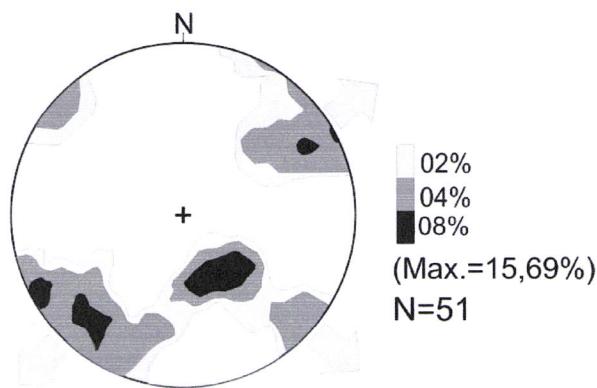


Figura VI.15- Estereograma das medições dos eixos das dobras D₁ no sector de Al Medinat.

VI.2.3- Deformação alpina

No sector de Al Medinat a cobertura meso-cenozóica essencialmente tabular dispõe-se em discordância sobre um soco com forte estruturação varisca. No entanto, o evento compressivo Alpino (Atlásico) é responsável da reactivação das principais anisotropias variscas, sendo uma deformação essencialmente de estilo frágil.

Aqui a zona de cisalhamento dúctil de Anamrou foi reactivada originando duas falhas frágeis; a de Al Medinat a Norte e de Talat a Sul (a qual corresponderá à região mais deformada da zona de cisalhamento) ambas com movimentação inversa. Junto à falha de

Al Medinat, a reactivação Alpina origina dobras no Meso-Cenozóico que contrasta com a geometria tabular que este apresenta normalmente (figs. VI.16 e VI.17).

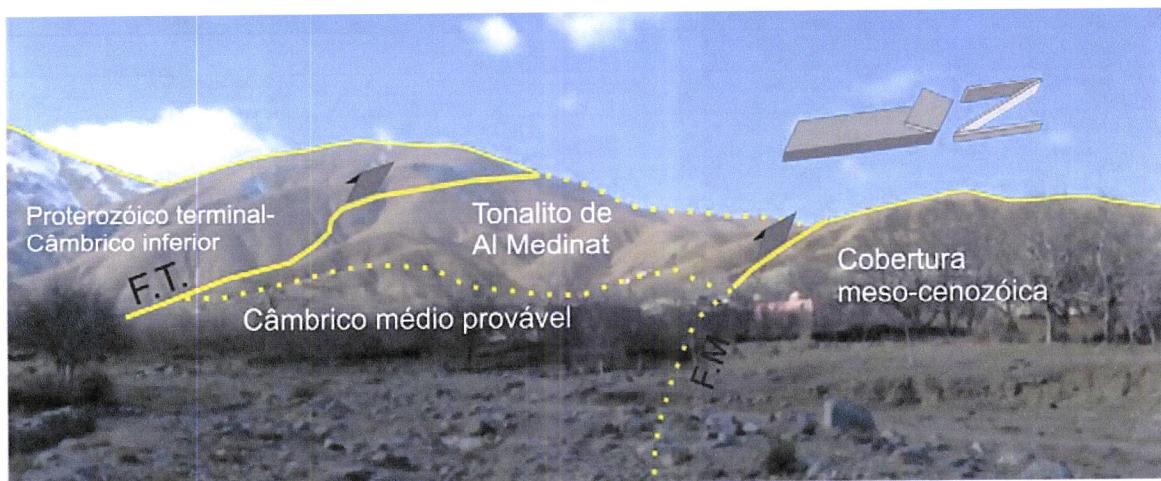


Figura VI.16- Panorama mostrando as principais formações aflorantes na região de Al Medinat.
F.T: falha de Talat; F.M: falha de Al Medinat.



Figura VI.17- Exemplo de contacto entre a cobertura e o soco Varisco. F:M: falha de Al Medinat.

VI.2.4- Conclusões

Os terrenos metassedimentares e metavulcanosedimentares da região de Al Medinat foram afectados pelo metamorfismo regional Varisco de baixo grau e, posteriormente, por metamorfismo de contacto, associado a instalação do maciço de Al Medinat, pelo que nas imediações desta intrusão, sempre que o contacto não seja por acidente, as rochas estejam transformadas em corneanas. A presença de estruturas da primeira fase de deformação é aqui facilmente reconhecida. Tal como no sector de Adassil, esta fase é possível de ser subdividida em dois eventos principais, D_{1a} e D_{1b}. Esta subdivisão é possível de ser evidenciada pelas mudanças na geometria das estruturas do primeiro episódio de deformação D_{1a} (as mais precoces) num domínio central que corresponde ao funcionamento de um corredor de cisalhamento de Anamrou com uma cinemática

esquerda. Não foi possível verificar esta cinemática à escala da lâmina delgada o que provavelmente será devido ao efeito térmico da intrusão nos metassedimentos do encaixante SE e ao rejeito posterior dos acidentes nos bordos Norte e Sul do tonalito de Al Medinat. Por oposição ao sector de Adassil, onde a deformação D_{1b} está associada ao metamorfismo de alto grau, no sector de Al Medinat, assistimos ao funcionamento do corredor de cisalhamento esquerdo nos níveis mais superficiais da crusta. No entanto, tal como acontecia em Adassil, também aqui o tonalito de Al Medinat, não só aparece geometricamente coincidente com a zona de cisalhamento de Anamrou, mas também apresenta um alongamento segundo a direcção WNW-ESE o que indica que esta anisotropia terá condicionado a sua instalação, que adquire aqui claramente um comportamento mais alóctone.

VI.3- Metamorfismo

No sector de Al Medinat, as formações afectadas por metamorfismo Varisco afloram a Sul do acidente de Al Medinat e incluem terrenos do complexo metavulcanosedimentar de idade proterozóica terminal - câmbrica inferior, do Câmbrico médio e do Ordovícico (fig. VI.18).

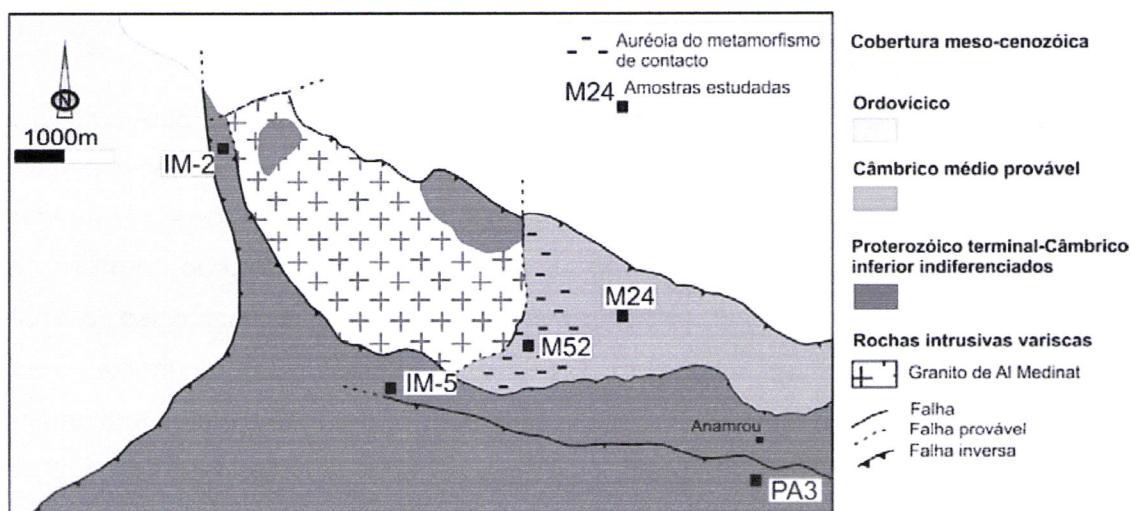


Figura VI.18- Mapa geológico esquemático do sector de Al Medinat mostrando a localização das amostras e a área de influência do metamorfismo de contacto (ver legenda na figura VI.3).

A xistosidade mais penetrativa nos metassedimentos está associada ao episódio mais precoce de dobramento Varisco (D_{1a}). Tal como já foi referido, apresenta uma orientação geral NE-SW e vergência para NW, na parte meridional da área, e é reorientada para uma direcção NNW-SSE a NW-SE por efeito do corredor de cisalhamento de Anamrou que, nesta área, materializa o episódio mais tardio da primeira fase de deformação varisca (D_{1b}). O acidente transcorrente de Al Medinat, com direcção WNW-ESE

corresponde à reactivação da zona de cisalhamento de Anamrou como falha inversa durante o ciclo Alpino, marcando actualmente o limite entre o soco e a cobertura mesozóica (fig. VI.18).

Em termos de metamorfismo regional, as formações metassedimentares e metavulcanosedimentares representadas na região de Al Medinat mostram sempre grau metamórfico baixo a muito baixo, não ultrapassando a zona da biotite. Deste modo, e tal como sucede na área de Azegour (Sagon, 1976), o sector de Al Medinat parece estar inteiramente localizado em níveis crustais anquizonais e epizonais.

As sequências do Câmbrico médio que afloram imediatamente a Sul da falha de Al Medinat foram afectadas por metamorfismo de contacto, associado à instalação de uma intrusão tonalítica, tardi-cinemática em relação à D_{1b} , designada neste trabalho por maciço de Al Medinat (fig. VI.18). Ao longo de uma faixa relativamente estreita em volta da intrusão, os metassedimentos, previamente afectados pelo metamorfismo regional, transformaram-se em corneanas, embora a recristalização provocada por este episódio térmico não tenha apagado totalmente o *fabrics* metamórfico anterior.

O escasso número de amostras colhidas na região não permitiu definir com precisão a evolução metamórfica do sector. No entanto, apresentam-se em seguida as suas principais características petrográficas e as conclusões que foi possível retirar.

VI.3.1- Metamorfismo regional

Na parte mais meridional da área estudada, as fácies metapelíticas são constituídas essencialmente por filádios, com textura afanítica muito fina, variando de lepidoblástica a lepidogranoblástica. Apresentam uma associação mineralógica composta por quartzo + micas brancas + clorite + opacos. Devido ao reduzido tamanho de grão, torna-se difícil identificar com segurança todas as fases minerais presentes. Apesar disso, a análise petrográfica revela que as micas brancas são os filossilicatos dominantes nestas litologias. Ocorrem sob a forma de cristais lamelares incolores, de diminutas dimensões, com cores de polarização de 2^a ordem, dispuestos segundo a xistosidade principal (S_{1a}) destas rochas.

A clorite aparece em pequenas palhetas alongadas e orientadas, de tonalidade verde clara e birrefringência baixa, contribuindo para a melhor definição da anisotropia das rochas (fig. VI.19). Contudo, o seu reconhecimento nem sempre é inequívoco. Os pequenos grãos de minerais opacos também se encontram sempre orientados segundo a S_{1a} e o quartzo forma pequenos cristais anédricos, incolores, com baixa birrefringência, exibindo com frequência extinção ondulante (fig. VI.20). De acordo com o estudo realizado, a blastese de ambos os filossilicatos (micas brancas e clorite) é essencialmente sin-cinemática com o episódio de deformação varisca mais precoce (D_{1a}).

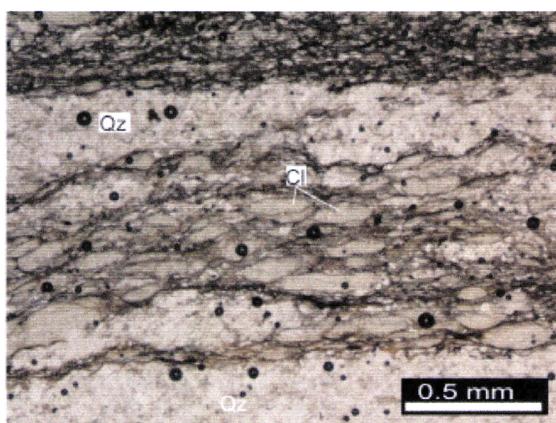


Figura VI.19- A clorite ocorre sob a forma de cristais lamelares, dispostos segundo a xistosidade principal S_{1a} destas rochas (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Cl: clorite.

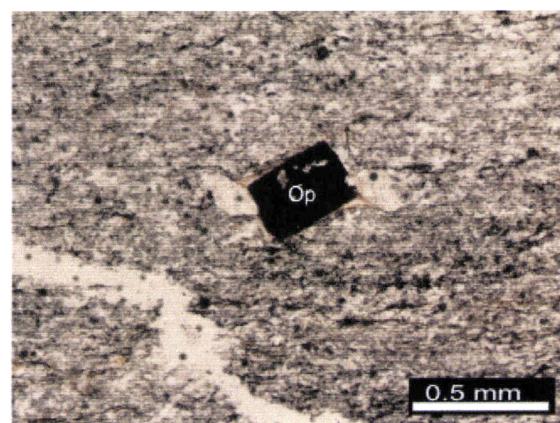


Figura VI.20- Pequenos grãos de minerais opacos orientados segundo a xistosidade principal S_{1a} (nicóis paralelos). Op: opacos.

À medida que se caminha para Nordeste, na direcção da zona de cisalhamento de Anamrou, observa-se um ligeiro aumento do tamanho de grão e o primeiro aparecimento de biotite. As rochas representativas desta zona metamórfica são essencialmente filádios, contendo quartzo + micas brancas + biotite + clorite + opacos como constituintes essenciais. As suas texturas variam de lepidoblásticas a lepidogranoblásticas e a xistosidade S_{1a} continua a ser a anisotropia mais penetrativa. Contudo, à escala da lámina delgada, verifica-se que a S_{1a} está, por vezes, intensamente crenulada pela D_{1b} , embora não se chegue a desenvolver uma nova foliação (S_{1b}) nem tenham sido encontrados indícios de cristalização de novos minerais (fig. VI.21).

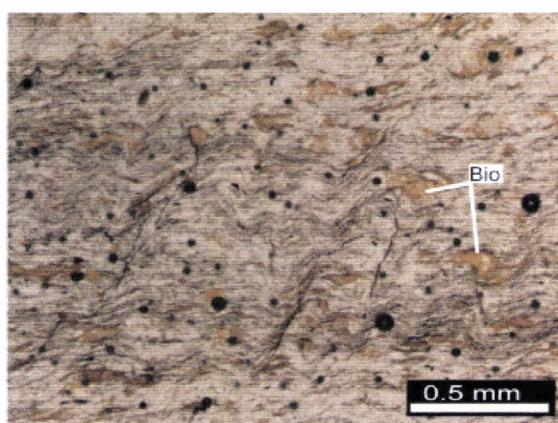


Figura VI.21- Cristais da biotite alterados alinhados segundo S_{1a} . A S_{1a} está afectada por crenulação D_{1b} (nicóis paralelos). Bio: biotite.

A biotite tem uma direcção de clivagem bem visível, cor castanha, pleocroísmo forte, variando entre o bege e o castanho-escuro, extinção recta e cores de polarização de segunda ordem. Regra geral, apresenta-se sob a forma de pequenos cristais lamelares orientados segundo a xistosidade, mas também ocorre sob a forma de porfiroblastos com dimensões máximas de 0.2x0.3 mm. Os porfiroblastos estão sempre envolvidos pela S_{1a} ,

apontando para uma cristalização sin-cinemática com a D_{1a} (fig. VI.21). As restantes fases minerais mostram características muito semelhantes às referidas anteriormente.

VI.3.2- Metamorfismo de contacto

A auréola de metamorfismo de contacto produzida pela intrusão do maciço de Al Medinat está bem impressa nas formações do Câmbrico médio que o envolvem ao longo do seu bordo Sudeste (fig. VI.18). Em contraste, os terrenos do Proterozóico terminal - Câmbrico inferior do encaixante Sul e Oeste do maciço não parecem ter sido afectados por este episódio de metamorfismo térmico. Esta falta de continuidade da auréola sugere que o limite ocidental do corpo intrusivo corresponda a uma falha tardia.

Apesar do elevado grau de alteração em que se encontra, a única amostra colhida no interior da auréola de metamorfismo de contacto é uma corneana, mostrando indícios de recristalização e desenvolvimento de porfiroblastos. Os porfiroblastos, com dimensões de cerca de 0.3x0.5 mm, estão completamente pseudomorfizados por um agregado muito fino de micas brancas (pinita), o que impediu a sua identificação (fig. VI.22).

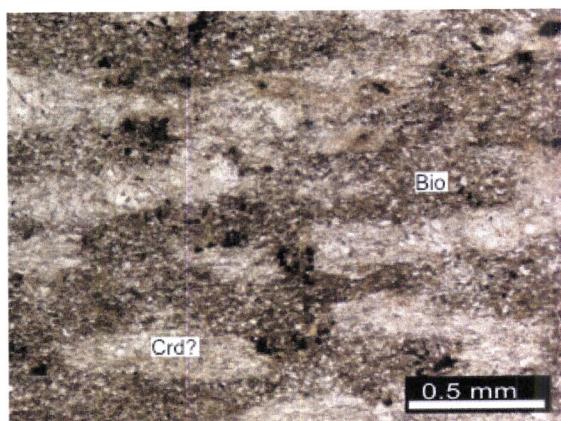


Figura VI.22- Porfiroblastos de cordierite (?) pinitizada nos metapelitos do encaixante SE do tonalito (nicóis paralelos). Bio: biotite; Crd?: cordierite?.

No entanto, a sua forma ovalada e o tipo de alteração que exibem sugerem que possa tratar-se de cordierite. Distribuem-se paralelamente à xistosidade principal da rocha (S_{1a}), que está, nesta amostra, relativamente bem preservada e é definida pelo alinhamento de biotite e de micas brancas. A biotite constitui pequenos cristais bem individualizados, sendo provável que tenha sofrido alguma recristalização durante o episódio de metamorfismo térmico associado à intrusão do tonalito de Al Medinat (fig. VI.22).

Não foi possível estabelecer as relações blastese - deformação para o metamorfismo de contacto. Contudo, a blastese de cordierite (?) e a recristalização da biotite deverão ter ocorrido posteriormente aos episódios de deformação D_{1a} e D_{1b}, já que as microestruturas desta fase estão parcialmente obliteradas pelo crescimento da nova paragénese mineral e não existem evidências de que os porfiroblastos sejam contornados pela xistosidade externa.

VI.4- O Tonalito de Al Medinat

O maciço de Al Medinat situa-se a Este da região de Adassil (fig. VI.2 e VI.3) e foi descrito por Permingeat (1957) como um diorito quártzico. A intrusão apresenta, em geral, um grau avançado de alteração, o que dificultou a colheita de amostras neste corpo intrusivo. As amostras recolhidas para os estudos petrográficos e geoquímicos encontram-se representadas na figura VI.23.

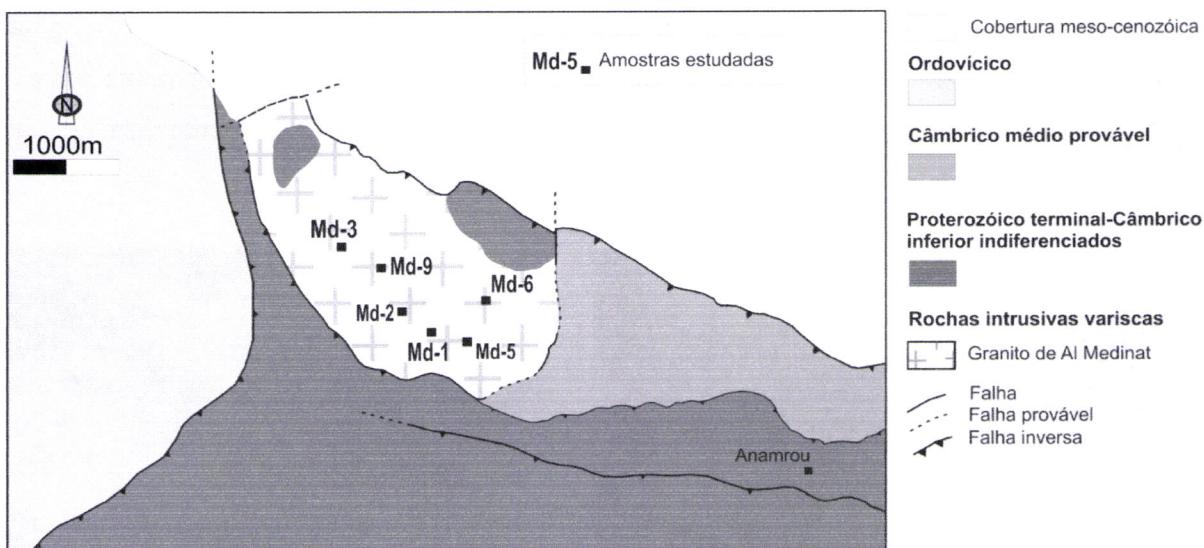


Figura VI.23- Mapa geológico esquemático do sector de Al Medinat, mostrando a localização das amostras sobre as quais incidiu o estudo geoquímico (ver a legenda na figura VI.3).

VI.4.1- Petrografia

Todas as amostras colhidas na fácie dominante do maciço de Al Medinat (fig. VI.18) apresentam textura fanerítica hipidiomórfica de granularidade média (fig. VI.24). Contêm plagioclase (andesina), quartzo, horneblenda e biotite como constituintes essenciais e proporções subordinadas de esfena, magnetite e zircão. O epídoto, sericite, moscovite secundária, clorite e opacos estão presentes em quantidades variáveis como produtos de alteração tardi-magmática das fases principais.



Figura VI.24- Aspecto de campo do maciço tonalítico de Al Medinat. No canto superior direito da fotografia observa-se um encrave máfico microgranular.

A plagioclase apresenta-se em cristais subédricos, com forma tabular e dimensões médias de 1.2x2.4 mm, podendo atingir tamanhos máximos de 2.3x4.1 mm. Por vezes, ocorre sob a forma de pequenos grãos inclusos em anfíbola mas também pode incluir esta fase mineral. Exibe, em geral, a macia polissintética da albite e um índice de refracção superior ao do quartzo. Por aplicação do método de Michel-Levy, obteve-se um valor máximo de $(010)^n_p = 27^\circ$ correspondente a andesina (An48). A maioria dos cristais foram intensamente afectados por processos de alteração (sericitização e/ou saussuritização), embora nalguns casos ainda se identifique o zonamento óptico original (figs. VI.25 e VI.26). Observam-se, pontualmente, fenómenos de intercrescimento entre a plagioclase e o quartzo vermicular - mirmequites, subgranulação e recristalização nas margens dos cristais (fig. VI.27).

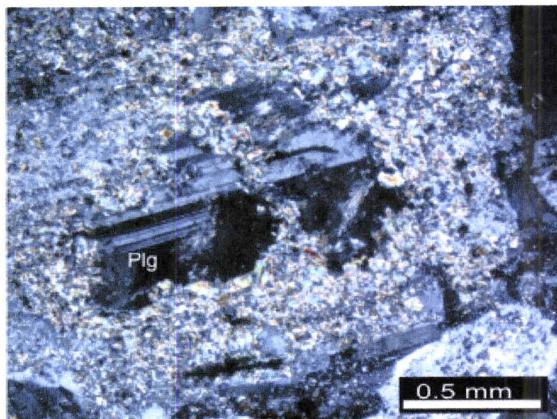


Figura VI.25- Plagioclase fortemente alterada nos bordos (nicóis cruzados). Plg: plagioclase.

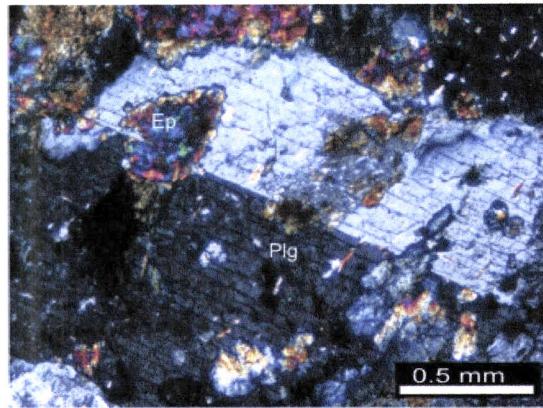


Figura VI.26- Cristal de plagioclase alterado para epídoto (nicóis cruzados). Plg: plagioclase; Ep: epídoto.

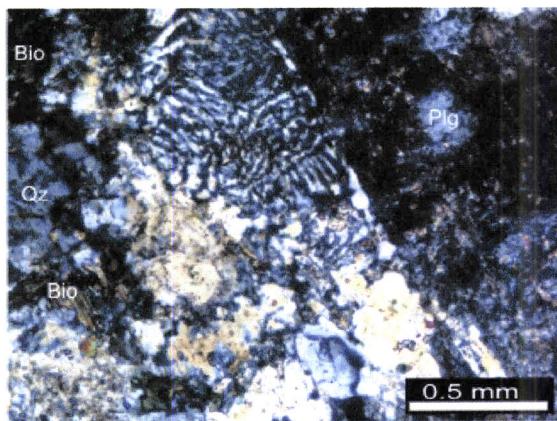


Figura VI.27- Intercrescimentos mirmequíticos no tonalito de Al Medinat (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Bio: biotite; Plg: plagioclase.

O quartzo é relativamente pouco abundante nestas amostras. Forma cristais anédricos, com dimensões médias de 1.1x1.2 mm, preenchendo os espaços entre as outras fases minerais. Está frequentemente deformado, mostrando extinção ondulante, bandas de deformação, recristalização dinâmica e estruturas "mosaic-like pattern", típicas

de condições *subsolidus*, a altas temperaturas (>700°; Mainprice *et al.*, 1986; Blumenfeld *et al.*, 1986).

A *anfíbola* é horneblenda, com pleocroísmo em tons de castanho e verde e figura de interferência biaxial negativa. Constitui cristais subédricos a anédricos, de dimensões variando entre 0.8x2.4 mm e 1,3x4 mm, geralmente muito alterados. Pode conter pequenas inclusões (< 0.1 mm) de biotite, esfena e opacos. As secções basais mostram duas famílias de clivagens fazendo entre si ângulos de 124° (fig. VI.28).

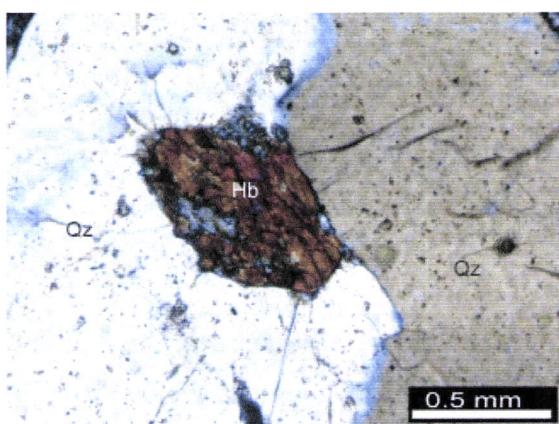


Figura VI.28- Secção basal de horneblenda incluída em quartzo (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Hb: horneblenda.

A *biotite* está presente em proporções relativamente pequenas sob a forma de cristais de hábito subédrico, com dimensões compreendidas entre 0.2x0.4 mm e 0.2x1.1 mm, dispersos na matriz. Também pode aparecer como inclusões na anfíbola e está, na maioria dos casos, intensamente substituída por clorite (fig. VI.29).

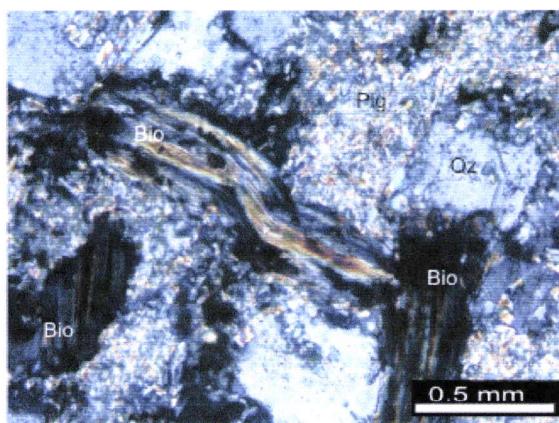


Figura VI.29- Cristal de biotite alterada e deformada por *kinks* (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Bio: biotite; Plg: plagioclase.

A *esfena primária* forma pequenos cristais euédricos a anédricos (\approx 0.35 mm), incolores ou bejes claros, com relevo alto e birrefringência elevada, frequentemente incluídos em anfíbola ou biotite (fig. VI.30). O *zircão* apresenta hábito dominante idiomórfico, dimensões médias de 0.17 mm e ocorre tanto em grãos isolados na matriz como em inclusões na anfíbola. Tal como o zircão, os minerais opacos (magnetite) podem surgir em pequenos cristais dispersos na matriz (0.2x0.5 mm) ou como inclusões

(≈ 0.1 mm) na anfíbola e na biotite. A sericite, os minerais do grupo de epídoto, a clorite, a esfena / leucoxena e os opacos de origem secundária constituem, nestas rochas, os principais produtos de alteração hidrotermal de baixa temperatura das fases primárias (plagioclase, anfíbola e biotite).

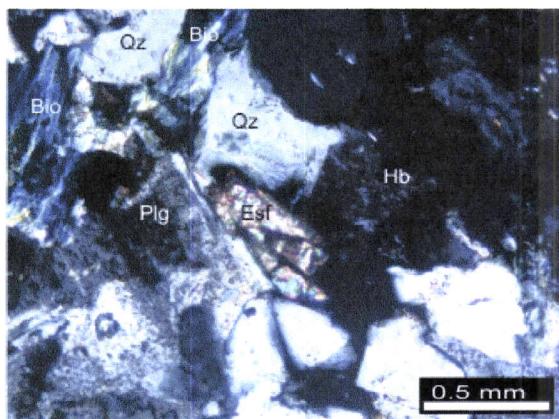


Figura VI.30- Pequeno cristal de esfena primeira na matriz do tonalito de Al Medinat (nicóis cruzados). Qz: quartzo; Bio: biotite; Plg: plagioclase; Hb: horneblenda; Esf: esfena.

Em termos petrográficos, os encraves microgranulares maficos (amostra Md-9) distinguem-se do tonalito hospedeiro pela sua textura mais fina e maior abundância de anfíbola. A associação mineralógica principal é composta essencialmente por anfíbola (horneblenda) e plagioclase, estando o quartzo praticamente ausente e a biotite pouco representada.

Os cristais de plagioclase estão quase sempre muito alterados para minerais do grupo do epídoto e sericite. Pontualmente também chega a gerar-se calcite. Por aplicação do método de Michel-Levy, obteve-se um ângulo de extinção máximo $(010)^n p = 30.5^\circ$, o que permite classificar a plagioclase como labradorite (An54).

A anfíbola primária (horneblenda) tem forma subédrica a anédrica e pleocroísmo variando entre o amarelo acastanhado e verde acastanhado. Como resultado dos processos de alteração pós-magmáticos, está total ou parcialmente substituída por actinolite de cor amarelada a verde pálida.

A biotite possui hábito lamelar, subédrico, pleocroísmo intenso em tons de castanho claro a escuro, extinção recta e dimensões médias de 0.8×1.7 mm. Alguns cristais estão completamente pseudomorfizados por clorite + esfena \pm epídoto.

Os opacos (magnetite) (0.2×0.3 mm) ocorrem sob a forma de pequenos cristais quadráticos, geralmente associados à biotite. A sericite, o epídoto, a actinolite, a clorite e a esfena são os minerais de alteração mais comuns.

VI.4.2- Geoquímica de rocha-total

Para este trabalho foram analisadas 6 amostras da fácie principal do maciço de Al Medinat (fig. VI.23). As amostras foram preparadas no Laboratório de Geociências da

Universidade de Aveiro e as análises químicas de elementos maiores e traço foram realizadas nos Laboratórios *ActLabs* (Canadá). Os dados de geoquímica macro e oligo-elementar bem como as composições normativas das amostras estudadas são apresentados nas tabelas VI.1 e VI.2.

Tabela VI.1- Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) do tonalito de Al Medinat. L.O.I- Perda ao rubro. *- Valores inferiores ao limite de detecção.

	Md-1	Md-2	Md-3	Md-5	Md-6	Md-9
SiO ₂	66.51	65.37	64.07	64.14	63.78	46.57
TiO ₂	0.51	0.54	0.51	0.51	0.53	1.16
Al ₂ O ₃	16.43	16.81	16.5	16.7	16.79	13.69
Fe ₂ O ₃	3.27	4.17	4.08	4.23	4.07	14.75
MnO	0.04	0.06	0.07	0.07	0.06	0.21
MgO	1.8	2.38	2.05	1.93	2.21	8.91
CaO	1.89	2.36	3.93	4.59	3.66	8.09
Na ₂ O	5	4.41	4.64	4.7	4.59	1.64
K ₂ O	1.91	1.81	1.6	1.55	1.97	1.58
P ₂ O ₅	0.14	0.17	0.15	0.14	0.15	0.28
L.O.I	1.71	2.09	1.56	1.34	1.79	2.54
Total	99.22	100.2	99.17	99.91	99.60	99.44
V	70	74	75	77	81	308
Cr	20*	30	30	20*	20	470
Co	7	9	9	11	11	50
Ni	20*	20*	20*	20*	20*	200
Cu	30	20	10*	40	10	1400
Zn	50	70	40	50	60	200
Ga	19	21	20	21	23	22
Ge	1	1	1	1.2	1.2	2.9
As	5*	5*	5*	5*	5*	5*
Rb	26	29	19	20	35	32
Sr	443	469	560	457	606	455
Y	11.7	11.9	11.8	14.3	13.5	34.7
Zr	134	142	120	145	131	124
Nb	3	2.8	2.9	3.5	3.1	5.9
Mo	2*	2*	2*	2*	2*	2*
Ag	0.5*	0.5*	0.5*	0.5*	0.5*	1.9
In	0.1*	0.1*	0.1*	0.1*	0.1*	0.1*
Sn	1*	1*	1*	1*	1*	3
Sb	2.8	1.4	1.8	0.2*	0.2*	7.4
Cs	0.5	0.6	0.3	0.4	0.7	1.9
Ba	854	732	833	609	762	476
Hf	3.6	4	3	3.7	3.3	3.5
Ta	0.28	0.28	0.21	0.29	0.27	0.44
W	0.6	0.5*	2.5	0.5*	0.5*	0.5*
Tl	0.22	0.19	0.16	0.13	0.22	0.66
Pb	12	15	7	10	5*	28
Bi	0.1	0.1*	0.1	0.3	0.4	0.3
Th	2.7	3.01	1.77	2.54	2.71	1.48
U	2.04	1.13	1.26	2.02	3.31	1.06

Tabela VI.2- Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. para as amostras do tonalito de Al Medinat.

	Md-1	Md-2	Md-3	Md-5	Md-6	Md-9
Quartzo	24.07	24.74	19.54	18.34	18.40	0.00
Anortite	8.65	10.89	18.95	20.13	17.53	29.48
Diópsido	0.00	0.00	0.00	1.36	0.00	10.22
Hiperstena	5.72	7.68	6.90	6.03	7.19	18.14
Albite	45.48	40.38	42.26	42.39	41.77	16.96
Ortoclase	12.40	11.84	10.39	10.02	12.80	11.70
Olivina	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.34
Apatite	0.28	0.34	0.30	0.28	0.30	0.64
Ilmenite	0.58	0.61	0.58	0.58	0.60	1.50
Corindo	2.15	2.64	0.24	0.00	0.57	0.00
Magnetite	0.68	0.87	0.85	0.87	0.84	2.01
L.O.I	1.71	2.09	1.56	1.34	1.79	2.54
Total	101.71	102.09	101.56	101.34	101.79	102.54

VI.4.2.1- Classificações normativas e químico-mineralógicas

A projecção das composições normativas das amostras do maciço de Al Medinat nos diagramas Or-Ab-An (Barker, 1979) e QAP (Le Bas & Streckeisen, 1991) está ilustrada nas figuras VI.31 e VI.32.

No primeiro diagrama, as amostras analisadas localizam-se nos campos dos tonalitos e dos trondjemitos, enquanto no segundo se classificam maioritariamente como granodioritos. Tendo em conta que o feldspato potássico está ausente em todos os litótipos estudados (ver secção de petrografia), o sistema de classificação de Barker (1979) revela-se mais apropriado para estas rochas. De notar ainda, que em ambos os diagramas a amostra do encrave (Md-9) apresenta uma natureza muito mais máfica.

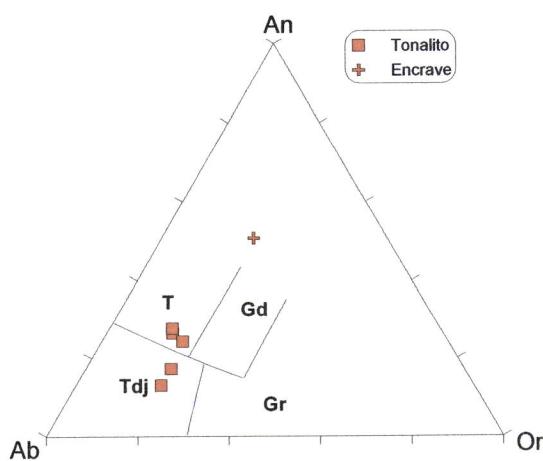


Figura VI.31- Classificação do maciço de Al Medinat no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979). T- tonalitos; Gd- granodioritos; Tdj- trondjemitos; Gr- granitos.

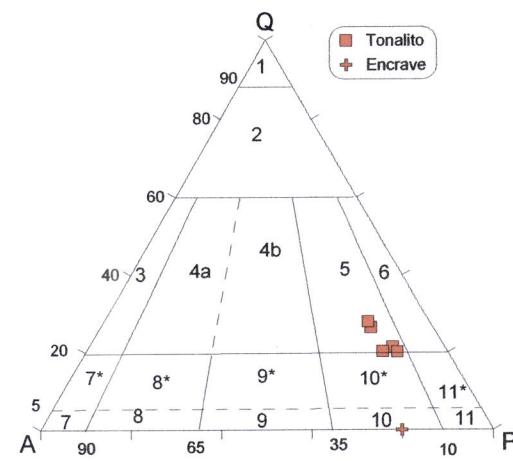


Figura VI.32- Classificação das amostras do maciço de Al Medinat no diagrama QAP para as rochas plutónicas, segundo Le Bas & Streckeisen (1991). Q- quartzo, A- feldspato alcalino, P- plagioclase; 5- granodioritos; 6- tonalitos; 10*- quartzo monzodioritos/monzogabros.

Usando os parâmetros químicos R1-R2 propostos por La Roche *et al.* (1980), três das amostras analisadas localizam-se no domínio dos tonalitos, as outras duas no dos granodioritos e o encrave no campo dos gabros (fig. VI.33). As duas amostras (Md-1 e Md-2) que se projectam como granodioritos neste diagrama e trondjemitos no diagrama Or-Ab-An foram intensamente afectadas por processos de albitização tardias, o que explica o seu desvio das composições tonalíticas para granodioríticas/trondjemíticas. Deste modo, admite-se que a litologia dominante no maciço de Al Medinat teria originalmente um carácter tonalítico.

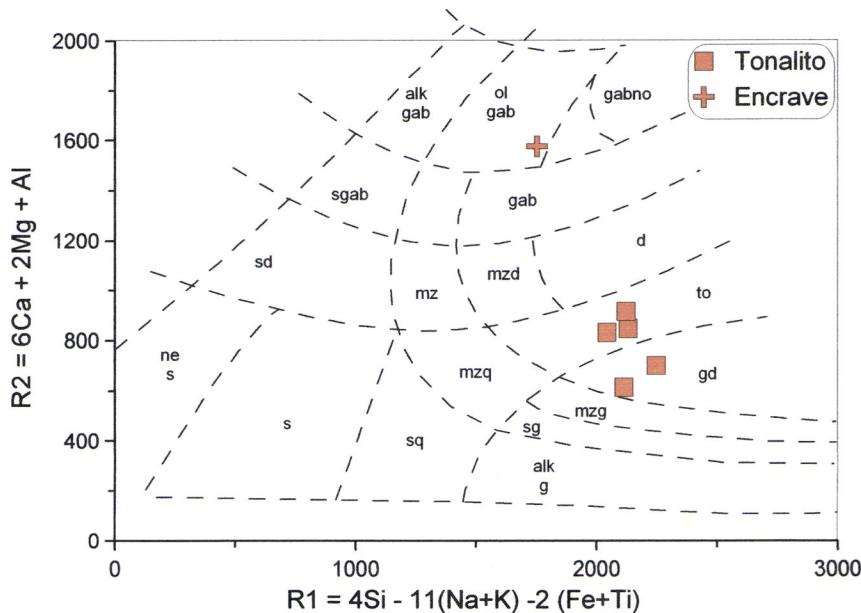


Figura VI.33- Classificação das amostras do maciço de Al Medinat usando os parâmetros R1-R2 de La Roche *et al.* (1980).

ne - sienitos nefelínicos; s - sienitos; sq - sienitos quárticos; sd - sienodioritos; sgab - sienogabros; alk gab - gabros alcalinos; ol gab - gabros olivínicos; gabno - gabronoritos; gab - gabros; d - dioritos; mzd - monzodioritos; mz - monzonitos; to - tonalitos; gd - granodioritos; mzq - monzonitos quárticos; mzg - monzogranitos; sg - sienogranitos; alk g - granitos com feldspato alcalino.

Por outro lado, no diagrama de minerais característicos A-B de Debon & Le Fort (1983; 1988), a maioria das amostras apresenta valores muito baixos de A e projectam-se entre os sectores III e VI, caracterizados por um baixo grau de peraluminosidade e presença de silicatos ferromagnesianos, tais como biotite, anfíbola, piroxena (fig. VI.34). Como seria de esperar, o encrave exibe os valores mais altos de B devido aos seus elevados teores em minerais máficos. As amostras Md-1 e Md-2 deslocam-se para o campo em que a biotite predomina sobre a moscovite (sector II), embora ambas contenham anfíbola como fase máfica dominante (ver petrografia). O seu posicionamento neste domínio deverá, por isso, ser atribuído ao acentuado estado de alteração em que se encontram.

No seu conjunto, as características compostionais das amostras estudadas são compatíveis com uma filiação de tipo-I e/ou de tipo-H, pois o défice de alumina em magmas desta natureza manifesta-se pela ocorrência de minerais como horneblenda e biotite e pela ausência sistemática de moscovite, o que é confirmado pela petrografia.

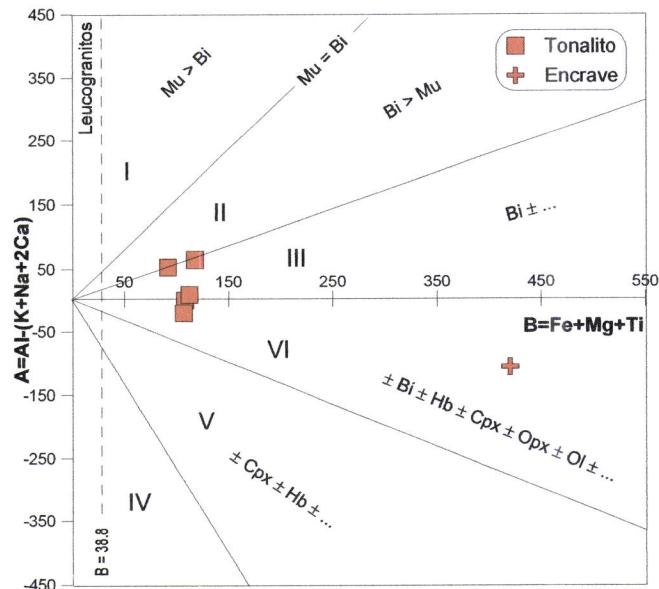


Figura VI.34- Projecção das amostras do maciço de Al Medinat no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983).

$A = Al - (K + Na + 2Ca)$ e $B = Fe + Mg + Ti$, expressos em proporções milicacionais. Mu - moscovite; Bi - biotite; Ho - horneblenda; Opx - ortopiroxena; Cpx - clinopiroxena; Ol - olivina.

Como se pode observar nas figuras VI.35, VI.36 e VI.37, a utilização dos diagramas A/NK vs. A/CNK, Na₂O vs. K₂O, Si/3-(K+Na+2Ca/3) vs. K-(Na+Ca) e AFM reforça as conclusões precedentes e permite ainda sugerir uma afinidade calco-alcalina para as amostras do tonalito de Al Medinat.

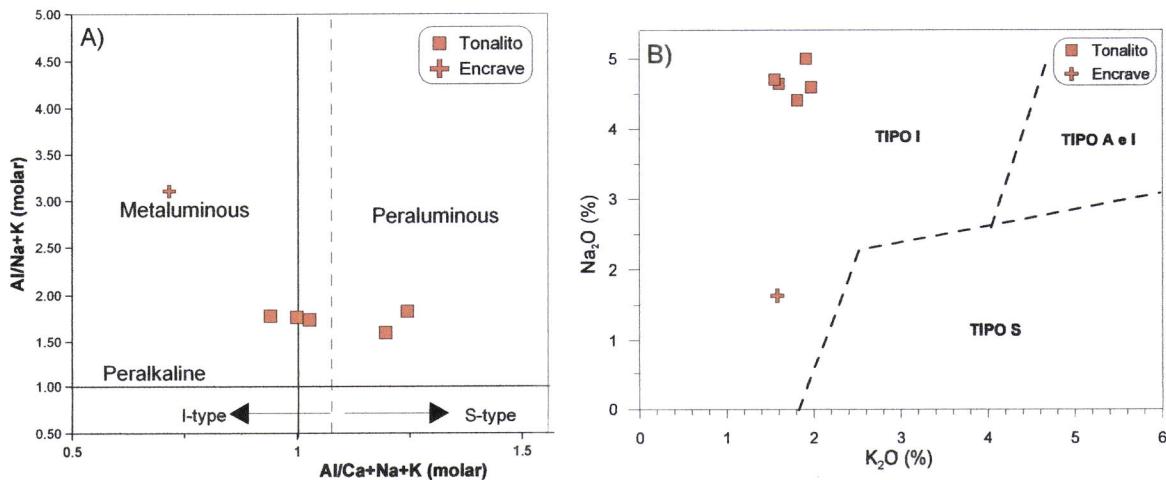


Figura VI.35- Projecção das amostras do maciço de Al Medinat:

- (A) no diagrama de variação A/NK vs. A/CNK. Campos dos granitóides de tipo-I e tipo-S de Chappell e White (1974);
- (B) no diagrama K₂O vs. Na₂O. Campos dos granitóides de tipo-I, tipo-S, e tipo-A-I da região de Lachlan Fold Belt, Austrália (White & Chappell, 1983).

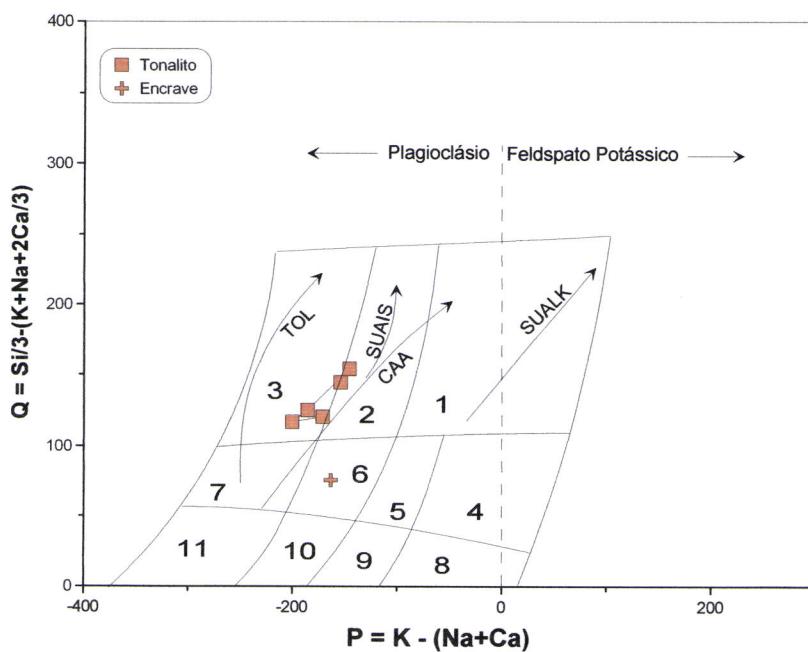


Figura VI.36- Classificação do maciço de Al Medinat, usando a diagrama Q-P (Debon *et al.*, 1988):

1 - Granito; 2- Granodiorito; 3 - Tonalito; 4 - Quartzo sienito; 5 - Quartzo monzonito; 6 - Quartzo monzodiorito; 7 - Quartzo diorito; 8 - Sienito; 9 - Monzonito; 10 - Monzogabro; 11 - Gabro.

Abreviaturas: TOL = toleítica, CAA = calco-alcalina, SUBALS = subalcalina sódica, SUBALK = subalcalina potássica.

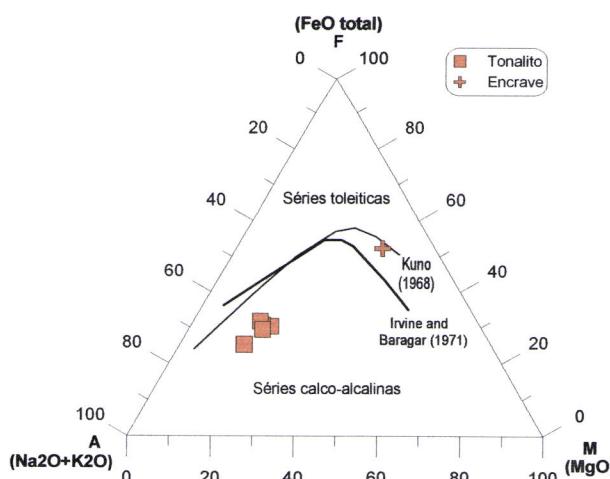


Figura VI.37- Projecção das amostras estudadas no diagrama AFM, em que A = $K_2O + Na_2O$; F = $FeO + Fe_2O_3$ e M = MgO , são expressos em % peso.

Linhos divisórias entre os domínios calco-alcalino e toleítico segundo Kuno (1968) e Irvine & Baragar (1971) (*in*: Rollinson, 1993).

Ao projectarem-se os teores em K_2O do maciço de Al Medinat contra os valores de SiO_2 (fig. VI.38), verifica-se que as amostras do tonalito se situam no campo calco-alcalino com teores intermédios em K, enquanto a amostra do encrave (Md-9) cai no domínio shoshonítico.

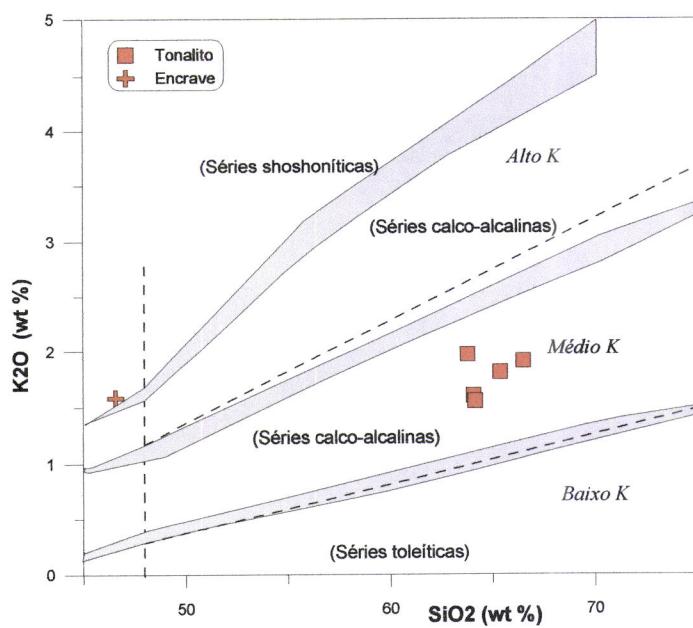


Figura VI.38- Representação das amostras do maciço de Al Medinat no diagrama K₂O vs. SiO₂ (Le Maitre et al., 1989; Rickwood, 1989).

Por fim, nos diagramas MALI vs. SiO₂ e FeO(t)/(FeO(t)+MgO) vs. SiO₂ propostos por Frost et al. (2001), as amostras analisadas mostram carácter magnesiano, calco-alcalino a alcalino-cálcico que estes autores relacionam com um contexto geodinâmico de arco magmático continental (fig. VI.39). Deve referir-se, contudo, que a gênese de magmas calco-alcalinos, de tipo-I e/ou tipo-H, não é exclusiva destes ambientes, podendo ocorrer em fases tardias do processo de colisão continental, desde que haja condições favoráveis para a formação, diferenciação e contaminação de magmas básicos de proveniência mantélica e/ou anatexia de materiais ígneos da crusta inferior.

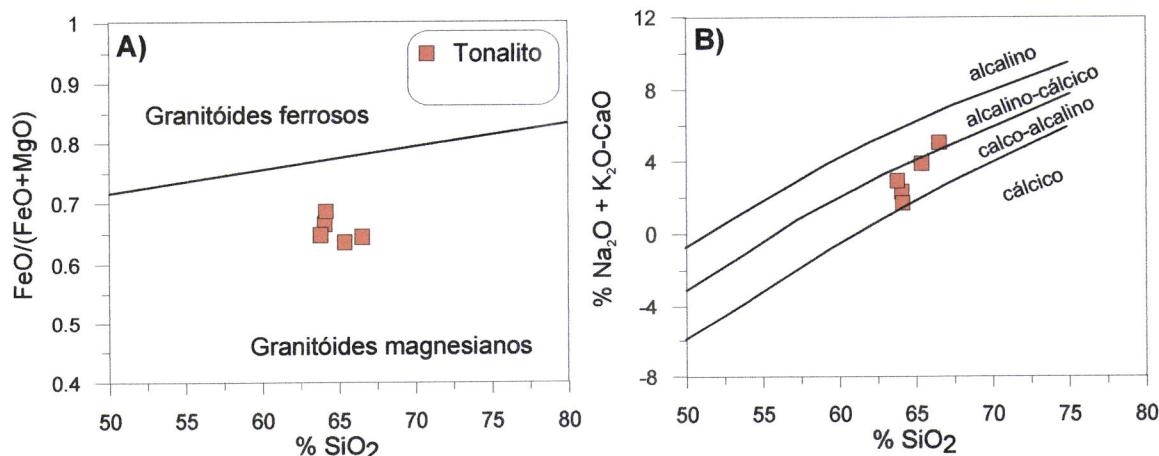


Figura VI.39- Representação das amostras do tonalito de Al Medinat nos diagramas de Frost et al. (2001): (A) FeO(t)/(FeO(t)+MgO) vs. SiO₂; (B) MALI vs. SiO₂.

Com efeito, é possível interpretar a assinatura geoquímica do tonalito de Al Medinat através de dois modelos alternativos:

- (a) derivação a partir de magmas básicos de origem mantélica, contaminados em grau variável por materiais crustais;
- (b) fusão parcial de rochas ígneas maficas da crusta inferior.

Com a informação geoquímica actualmente disponível torna-se difícil privilegiar uma das hipóteses relativamente à outra.

VI.4.2.2- Diagramas de discriminação tectónica

Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), os granitóides sin e tardi-pós-tectónicos são tratados conjuntamente, incluindo-se ambos no grupo das rochas sin-colisionais - syn-COLG. Deste modo, a projecção das amostras estudadas nos domínios VAG e syn-COLG (fig. VI.40) não é incompatível com o carácter tardi-tectónico inferido com base em dados de campo e de geologia regional para o maciço de Al Medinat.

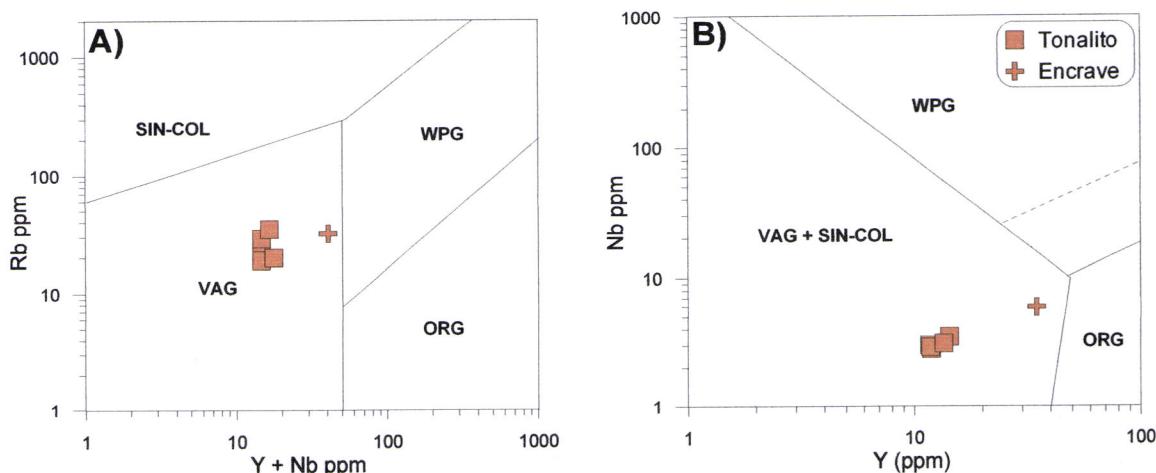


Figura VI.40- Projecção das amostras do maciço de Al Medinat nos diagramas de Pearce *et al.* (1984):
(A) Rb vs. Y+Nb;
(B) Nb vs. Y.

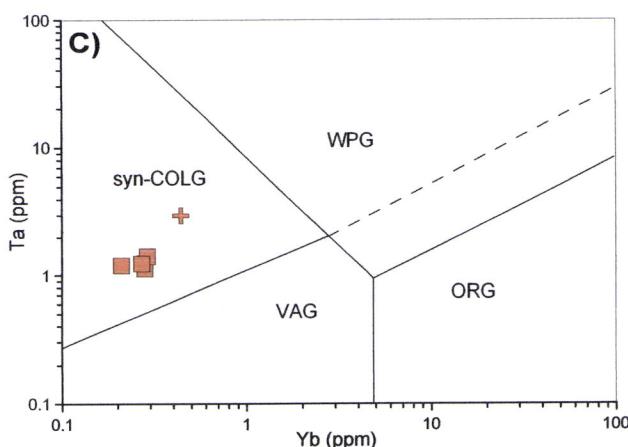


Figura VI.40- (Continuação).
(C) Ta vs. Yb.
VAG- granitóides de arco vulcânico;
WPG- granitóides intra-placa;
ORG- granitóides de crista média
oceânica;
Syn-COLG- granitóides sin-
colisionais.

No esquema de classificação tectónica proposto por Maniar & Piccoli, (1989), as amostras do tonalito localizam-se no campo definido pelos granitóides de arco-ilha (IAG), arco-continentais (CAG) e colisão continental (CCG) (fig. VI.41), o que novamente não permite uma discriminação efectiva destes três tipos de ambiente geodinâmico.

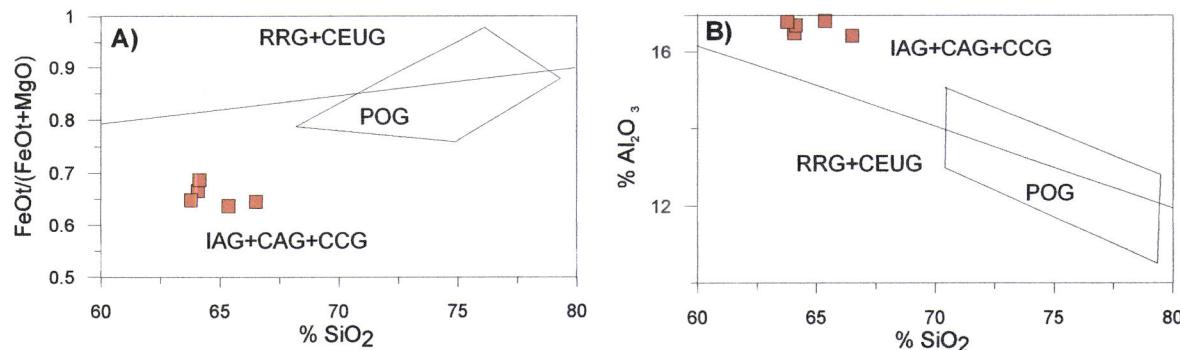


Figura VI.41- Diagrama discriminante de ambiente tectónico com base em elementos maiores de Maniar & Piccoli (1989):

- (A) $\text{FeO(t)}/(\text{FeO(t)}+\text{MgO})$ vs. SiO_2 ;
- (B) $\% \text{Al}_2\text{O}_3$ vs. SiO_2 .

RRG: granitóides relacionados com “rift”; CEUG: granitóides continentais relacionados com levantamento epirogénico; POG: granitóides pós-orogénicos, IAG: granitóides de arco-ilha; CAG: granitóides de arco-continentais; CCG: granitóides de colisão continental.

VI.4.2.3- Variação geoquímica

Dado o reduzido número de amostras analisadas e o seu elevado grau de alteração, não foi possível caracterizar em detalhe a variabilidade geoquímica deste corpo intrusivo. Por outro lado, é de realçar que o tonalito de Al Medinat mostra um espectro composicional muito restrito ($\text{SiO}_2 = 63.78 - 66.51\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t}) = 3.27 - 4.23\%$, $\text{MgO} = 1.80 - 2.38$, $\text{A/CNK} = 0.72 - 1.24$) sugerindo que, no nível de instalação actualmente exposto, os processos de cristalização fraccionada não tiveram uma influência muito significativa. Trata-se de uma intrusão geoquimicamente bastante homogénea pelo que não se incluem nesta secção os diagramas de variação química. O seu estudo centrar-se-á assim na análise do comportamento dos elementos vestigiais mais imóveis (HFSE e REE) pois reflectem melhor as assinaturas magnéticas originais.

VI.4.2.4- Padrões de terras raras (TR)

Apresentam-se na figura VI.42, os diagramas de terras raras normalizados para o condrito usando as constantes de normalização de Evensen *et al.* (1978) das amostras do maciço de Al Medinat.

Com excepção do encrave, as amostras analisadas exibem teores baixos de terras raras ($\Sigma \text{TR} = 61.48 - 76.24 \text{ ppm}$), um enriquecimento moderado de TRL em relação às

TRP ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6.07 - 8.06$) e ausência de anomalias de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.88 - 1.04$) (tabela VI.3).

Tabela VI.3- Composição química em terras raras (ppm) do tonalito de Al Medinat.

	Md-1	Md-2	Md-3	Md-5	Md-6	Md-9
La	13.5	14.4	10.8	13.9	12.4	23
Ce	28.3	30.2	23.7	29.5	27.2	54.2
Pr	3.57	3.9	3.12	3.78	3.54	8.03
Nd	13.6	15.3	12.2	14.7	14.2	33.6
Sm	2.65	2.99	2.65	3.27	3.14	8.27
Eu	0.90	0.94	0.93	0.93	0.98	2.38
Gd	2.64	2.64	2.51	3.09	2.88	6.86
Tb	0.39	0.4	0.37	0.44	0.4	1.12
Dy	2.08	2.19	2.05	2.38	2.16	6.51
Ho	0.4	0.42	0.4	0.48	0.42	1.23
Er	1.19	1.23	1.18	1.41	1.2	3.45
Tm	0.17	0.18	0.18	0.21	0.18	0.48
Yb	1.13	1.25	1.2	1.42	1.24	2.99
Lu	0.18	0.19	0.17	0.21	0.18	0.43

O elevado grau de sobreposição entre os perfis de terras raras aponta para uma forte relação genética entre estas litologias e mostra que o magma tonalítico não terá sofrido fraccionamento apreciável. Não pode excluir-se, contudo, a hipótese de, num nível estrutural inferior ao da intrusão estudada, terem ocorrido processos de cristalização fraccionada de magmas mais básicos, o que implicaria que os termos tonalíticos constituíam produtos da diferenciação de magmas mais primitivos. Com efeito, a inexistência de anomalias de Eu nestas litologias é consistente com a remoção simultânea de plagioclase e horneblenda, cujos efeitos no comportamento do Eu são opostos.

O enriquecimento em TR leves relativamente às TR pesadas é comum em sequências calco-alcalinas (Wilson, 1989) e apoia uma derivação a partir de magmas parentais do tipo-I ou tipo-H para estas rochas. Considerando a natureza relativamente pouco evoluída dos magmas tonalíticos, pode admitir-se que as suas elevadas razões TRL/TRP tenham sido produzidas pelo fraccionamento de fases minerais com preferência pelas TRP (e.g. anfíbola) na passagem de líquidos mais básicos a líquidos tonalíticos.

No entanto, também é possível relacioná-las com processos de fusão parcial de materiais ígneos maficos da crusta inferior, envolvendo granada e/ou anfíbola residuais, uma vez que estas fases discriminam fortemente as TRP das TRL.

A rocha máfica do encrave (Md-9) exibe concentrações relativamente altas de TR ($\Sigma \text{TR} = 152 \text{ ppm}$) e um padrão de terras raras subparalelo ao das restantes amostras (fig.

VI.42), podendo, por isso, representar um termo menos evoluído da sequência. A presença deste tipo de encraves na intrusão de Al Medinat aponta para o eventual envolvimento de magmas de origem infra-crustal na petrogénesis destas rochas e faz supor que, a maior profundidade, estes líquidos possam ter sofrido processos de cristalização fraccionada e interacção, em graus variáveis, com materiais siálicos.

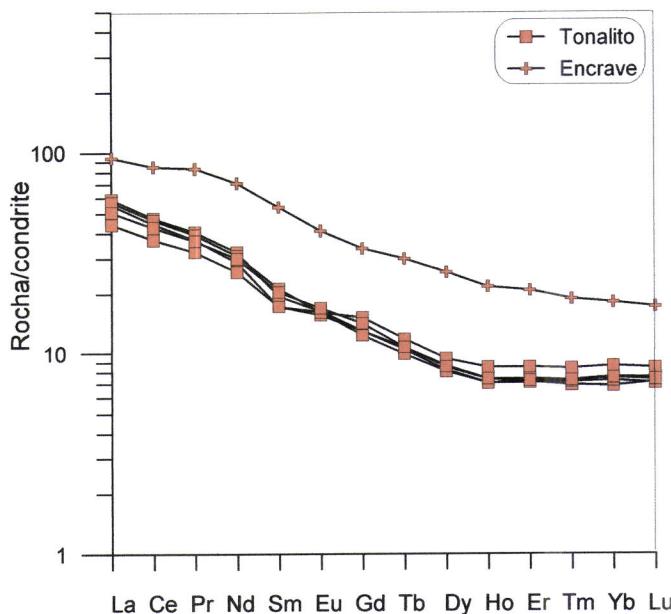


Figura VI.42- Padrões de terras raras normalizados para a composição dos condritos de Evensen (1978) para amostras do maciço de Al Medinat.

Neste caso, a diminuição dos teores de TR dos membros mais máficos (Md-9) para os mais evoluídos poderia ser atribuída ao fraccionamento de anfíbola \pm esfena \pm óxidos de Fe e Ti durante os estádios iniciais de diferenciação magmática.

VI.4.2.5- Diagramas multielementares normalizados

No seu conjunto, os padrões multielementares das diferentes amostras do maciço de Al Medinat indicam uma assinatura geoquímica tipicamente calco-alcalina como é evidenciado pelas seguintes características (fig. VI.43):

- (a) forte fraccionamento LILE/HFSE ($Rb_N/Yb_N = 10.9 - 20.7$);
- (b) presença de depressões bem marcadas no Nb e no Ta;
- (c) existência de anomalias negativas de Ti. Para além disso, a maioria das amostras mostra uma ligeira anomalia positiva de Sr.

Tal como já foi invocado a propósito das altas razões TRL/TRP, o enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE poderá reflectir a retenção de granada e/ou anfíbola numa fonte crustal máfica, durante os processos de fusão parcial. A presença de óxidos de Fe e Ti na associação mineralógica residual permitiria, por outro lado, explicar as deficiências de Nb, Ta e Ti nas litologias estudadas. No entanto, qualquer destas características pode igualmente ser atribuída a uma derivação por cristalização

fraccionada a partir de magmas mais básicos calco-alcalinos, envolvendo a separação de anfíbola \pm biotite + esfena + magnetite.

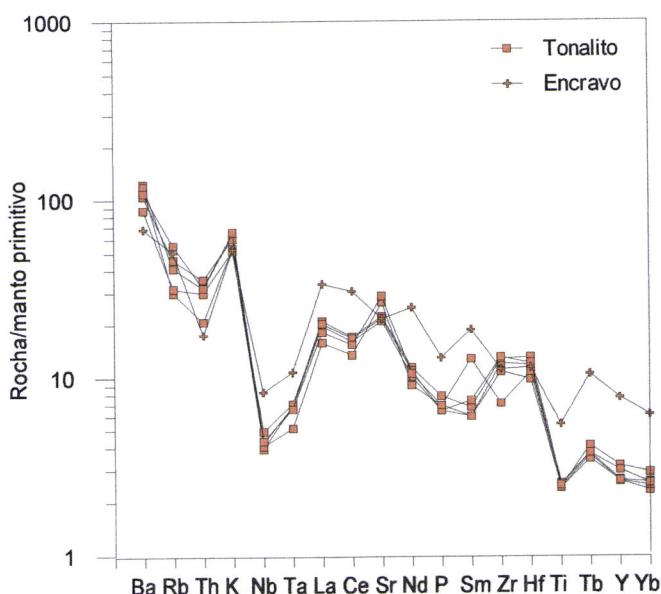


Figura VI.43- Diagramas multielementares para as amostras do maciço de Al Medinat normalizados para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

A existência de anomalias positivas de Sr nas amostras de composição tonalítica sugere que o fraccionamento de plagioclase não foi suficientemente importante para provocar um empobrecimento neste elemento, o que é corroborado pela ausência de anomalias negativas de Eu nos perfis de TR. Contudo, o eventual fraccionamento de plagioclase durante a evolução destes magmas não deve ser completamente descartado até porque se observa um decréscimo de CaO e Eu com a diminuição de SiO₂ e Fe₂O₃(t). Sendo o Sr um elemento muito móvel em meios aquosos, é provável que o seu comportamento tenha sido afectado por fenómenos de alteração pós-magmática.

Independentemente do modelo petrogenético adoptado para o tonalito de Al Medinat (fusão parcial de materiais máficos da crusta inferior ou cristalização fraccionada de magmas derivados do manto), a sua formação requer necessariamente a intervenção de magmas de proveniência mantélica, seja como fonte de calor para permitir exceder o patamar crítico para a ocorrência de fusão da crusta máfica, seja como precursores básicos dos líquidos tonalíticos.

VI.4.3- Datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Com o objectivo de obter a idade de instalação do tonalito de Al Medinat, seleccionou-se uma das amostras com carácter menos alterado para datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em concentrados de anfíbola. A amostra escolhida (Md-5) apresenta conteúdos altos de horneblenda de dimensões variando entre 1.1x1.3 mm e 1.1x4.2 mm. Os cristais foram separados e purificados usando técnicas de separação magnética e líquidos densos. As

análises isotópicas foram realizadas no *ActLabs* (Canadá) e encontram-se compiladas na tabela VI.4.

Tabela VI.4- Dados analíticos ^{40}Ar / ^{39}Ar para anfíbola da amostra (Md-5).

T°C	$^{40}\text{Arcc}$ (STP)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Age (Ma) $\pm 1\sigma$
500	9.10×10^{-9}	96.58	0.074	0.337	0.1741	1.212	1.4	284.77
600	25.03×10^{-9}	57.75	0.024	0.200	0.0567	0.721	8.0	260.47
700	45.63×10^{-9}	50.43	0.023	0.123	0.0207	0.442	21.8	279.97
750	30.51×10^{-9}	49.40	0.021	0.669	0.0179	2.407	31.3	278.83
800	16.90×10^{-9}	51.16	0.022	0.324	0.0364	1.168	36.3	257.00
900	33.86×10^{-9}	48.08	0.017	1.370	0.0142	4.933	47.0	277.36
950	42.45×10^{-9}	57.09	0.020	3.838	0.0203	13.818	58.4	319.26
1000	68.68×10^{-9}	61.98	0.023	3.911	0.0137	14.080	75.2	358.01
1050	64.00×10^{-9}	65.78	0.020	4.933	0.0119	17.759	90.1	382.04
1100	24.96×10^{-9}	63.41	0.041	6.182	0.0243	22.254	96.1	348.35
1150	18.82×10^{-9}	72.97	0.019	25.310	0.0321	91.116	100.0	388.80

Idade total de fusão, TFA = 318.9 ± 3.4 Ma (incluindo J).

Idade média ponderada (500-900°C), WMPA = 275.3 ± 5.3 Ma (incluindo J).

Idade da isócrona inversa (600-800°C) = 278.0 ± 6.5 Ma. (MSWD = 1.4; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 279 \pm 21$).

Como se pode observar na figura VI.44, os resultados analíticos definem dois “plateaux”:

- (a) um “plateau” de baixa temperatura, caracterizado por 47% de ^{39}Ar e uma idade de 275.3 ± 5.3 Ma;
- (b) um “plateau” de alta temperatura registando um espectro de idades variando entre 389 e 348 Ma.

A extrema variabilidade das razões Ca/K entre o “plateau” de baixa temperatura (0.4 - 4.9) e os patamares de alta temperatura (14 - 91) indicam que amostra é muito heterogénea.

No diagrama da isócrona inversa, os pontos de “plateau” projectam-se segundo uma tendência linear à qual se associa uma idade (IIA = 278.0 ± 6.5 Ma), concordante com a idade “plateau” de baixa temperatura (fig. VI.45).

Tendo em conta a extrema vulnerabilidade do sistema isotópico K-Ar aos efeitos da temperatura e o acentuado grau de alteração das amostras do maciço de Al Medinat, é provável que a idade de 275.3 ± 5.3 Ma esteja relacionada com um evento térmico tardio, não devendo, por isso, ser interpretada com uma idade de cristalização. Com efeito, os dados de geologia regional sugerem uma instalação mais precoce (≈ 290 Ma) para os granitóides variscos tardi-tectónicos do Alto Atlas Ocidental, como é o caso do complexo intrusivo de Tichka (291 ± 5 Ma; Gasquet et al., 1992).

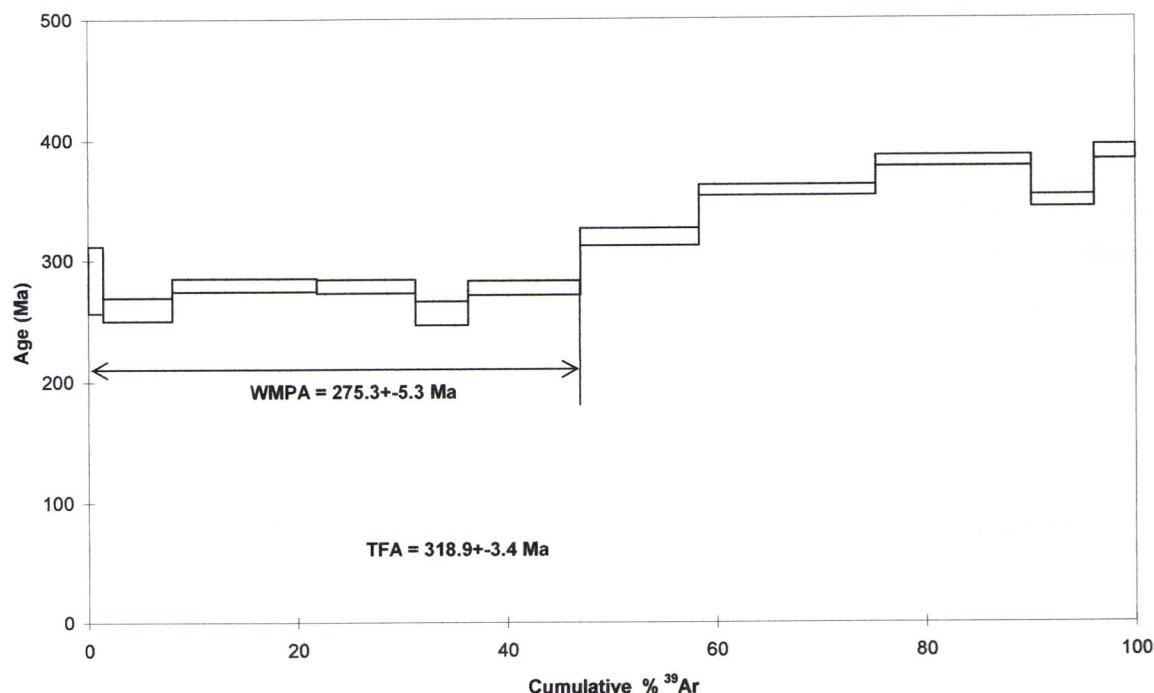


Figura VI.44- Espectro de idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para anfíbola do tonalito de Al Medinat.

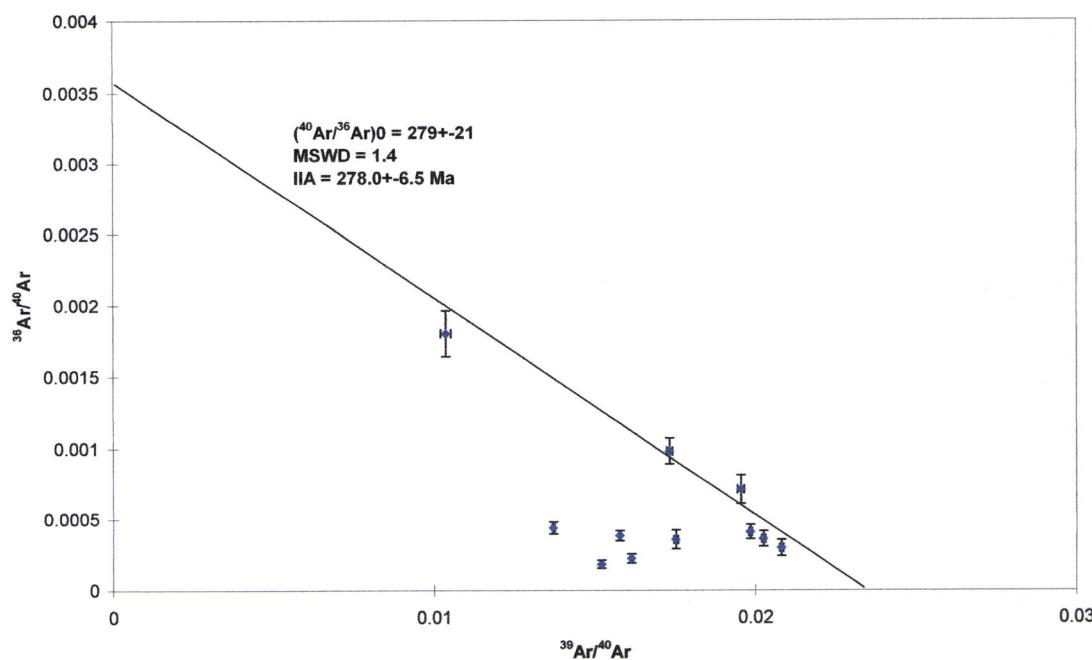


Figura VI.45- Projecção da isócrona inversa.

Existem, por outro lado, fortes evidências da ocorrência de fenómenos hidrotermais tardios neste sector. As mineralizações associadas a estes eventos têm dado idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em moscovite compreendidas entre 270-275 Ma (Gaouzi & Chauvet, 2001), o que reforça a hipótese das anfíbolas do tonalito de Al Medinat terem sido intensamente perturbadas por este tipo de processos.

VI.4.4- Geoquímica isotópica Sr-Nd

Dado o reduzido espectro de razões Rb-Sr e Sm-Nd no tonalito de Al Medinat, não se justifica utilizar estes sistemas isotópicos para fins geocronológicos. Por isso, analisaram-se apenas 2 amostras do maciço para tentar constranger a natureza das fontes e processos envolvidos na sua petrogénese. As análises isotópicas foram realizadas por TIMS no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro. A determinação das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foi feita a partir das concentrações de Rb, Sr, Sm e Nd obtidas por ICP-MS no Actlabs, Canadá e são apresentadas na tabela VI.5.

Tabela VI.5- Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha-total para o tonalito de Al Medinat.

Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)
Md-5	20	457	0.127	0.004	0.704268	0.000035
Md-6	35	606	0.167	0.005	0.705698	0.000041
Amostra	Sm	Nd	$^{87}\text{Sm}/^{86}\text{Nd}$	Erro (2σ)	$^{87}\text{Nd}/^{86}\text{Nd}$	Erro (2σ)
Md-5	3.27	14.7	0.135	0.004	0.512825	0.000017
Md-6	3.14	14.2	0.134	0.004	0.512780	0.000013

Não tendo sido possível obter a idade de instalação do Maciço de Al Medinat, assumiu-se uma idade de 290 Ma para efectuar o cálculo das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniciais e dos valores de εSr e de εNd das duas amostras analisadas. A informação obtida está sintetizada na tabela VI.6 e ilustrada na figura VI.46.

Tabela VI.6- Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e valores de εSr e de εNd para a idade 290 Ma.

Amostra	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{290}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{290}$	$\varepsilon\text{Sr}_{290}$	$\varepsilon\text{Nd}_{290}$	T_{DM}
Md-5	0.703745	0.512570	-5.93	5.96	0.50 Ga
Md-6	0.705009	0.512526	12.01	5.10	0.58 Ga

Como se pode observar no diagrama $\varepsilon\text{Nd} - \varepsilon\text{Sr}$, as duas amostras do tonalito apresentam composições isotópicas de Sr muito pouco radiogénicas ($\varepsilon\text{Sr}_{290} = -5.93$ a 12.01) e valores positivos de $\varepsilon\text{Nd}_{290}$, projectando-se no quadrante superior direito da figura VI.46. Estas características apontam para um forte contribuição de magmas de origem mantélica na sua petrogénese. Embora as baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{290}$ levem a excluir uma participação significativa de processos de assimilação crustal, é importante ter em atenção que a hibridização e/ou contaminação de magmas básicos provenientes do manto (εNd fortemente positivo) com fundidos de anatexia crustal (εNd negativo) também poderia ter produzido líquidos com assinaturas isotópicas deste tipo.

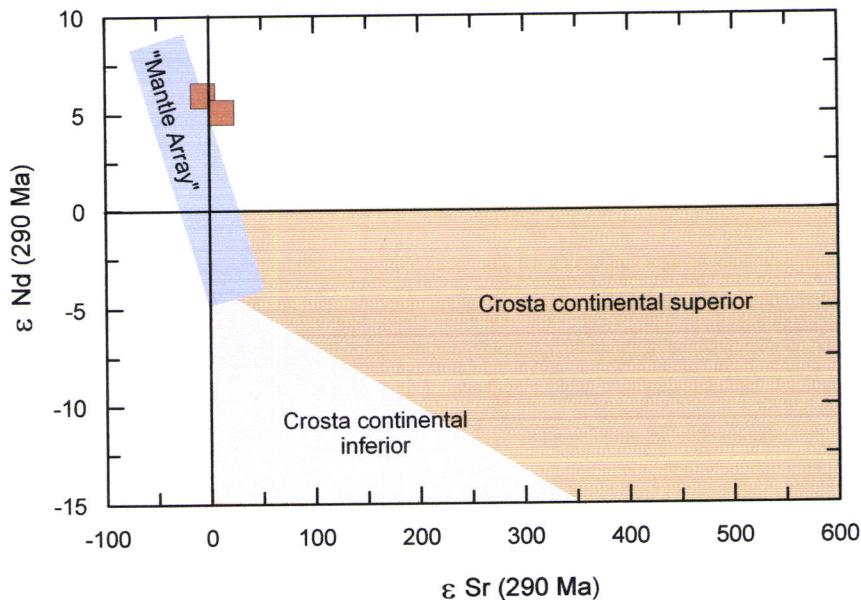


Figura VI.46- Projecção das amostras do tonalito de Al Medinat no diagrama $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ vs. $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$ (εSr vs. εNd) (DePaolo e Wasserburg, 1979; *in*: Rollinson, 1995).

A eventual natureza “híbrida” do tonalito de Al Medinat é também sugerida pelas idades-modelo obtidas para as duas amostras estudadas ($T_{\text{DM}} = 0.50 - 0.58$ Ga). Com efeito, os valores encontrados são facilmente explicados pela interacção de magmas básicos de origem mantélica (T_{DM} pequeno) com materiais siálicos (T_{DM} alto).

Parece pois poder concluir-se que o manto astenosférico teve um papel fundamental na génese dos magmas parentais do tonalito de Al Medinat, tornando plausível a hipótese de, em profundidade, terem ocorrido processos de cristalização fraccionada dos seus percursores básicos. A isto, provavelmente ter-se-á adicionado a intervenção de uma componente crustal (contaminação?; mistura com fundidos anatécnicos?). A presença de encraves gabróicos reforça o modelo proposto.



CAPÍTULO VII
O SECTOR DE BOU ZOUGA

VII- O sector de Bou Zouga

VII.1- Apresentação

O sector de Bou Zouga localiza-se no extremo Norte do Alto Atlas ocidental numa posição de transição entre a cadeia do Alto Atlas ocidental e a planície de Al Haouz. Situa-se a 80 Km a Sudoeste de Marrakech (fig. VII.1).

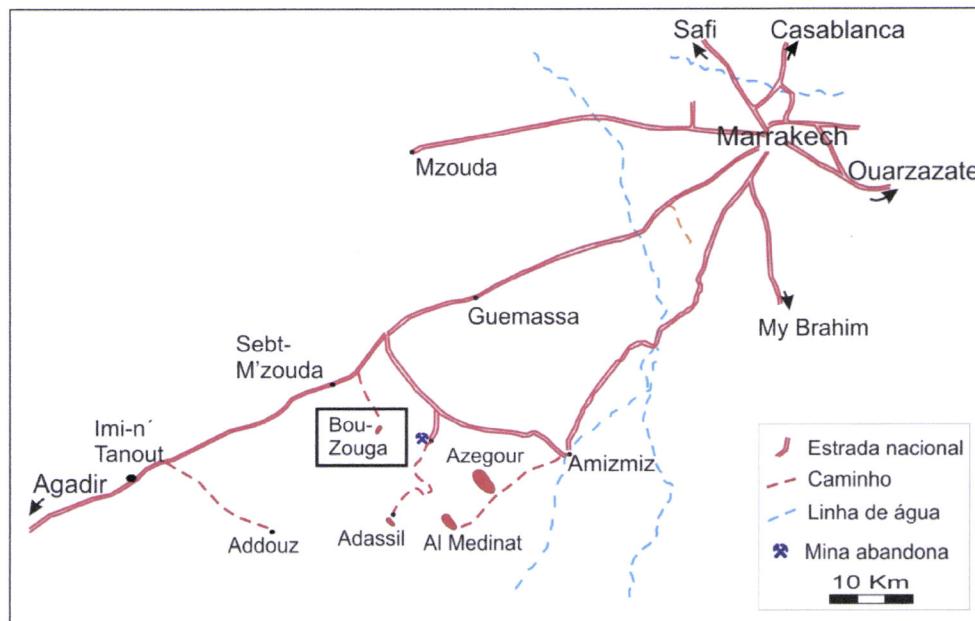


Figura VII.1- Localização e acesso ao sector de Bou Zouga (adaptado de Alaoui M'hamed, 1966).

A morfologia neste sector, apresenta uma fisionomia característica da região do Alto Atlas ocidental, com o granítioide e seu encaixante a situarem-se essencialmente numa depressão e, em redor, elevações formadas por terrenos câmbricos e ordovícicos (fig. VII.2).



Figura VII.2- Panorama mostrando as principais formações aflorantes na região de Bou Zouga.

Do ponto de vista geológico, a região de Bou Zouga localiza-se na transição entre a zona subaxial setentrional e a depressão de Al Haouz (fig. VII.3). As principais formações litoestratigráficas são representadas pelas formações de idade proterozóica terminal - câmbrica inferior, câmbrica médio provável e ordovícica. Estes terrenos foram afectados por deformação e metamorfismo de intensidade variável durante a orogenia Varisca. O efeito térmico relacionado com a instalação de maciço de Bou Zouga sobreponse às estruturas anteriores do encaixante.

Os trabalhos de índole geológica nesta região são raros. Destacam-se os trabalhos de El Archi, (1986, 1989) que marcaram o início de uma abordagem tectonosedimentar e metamórfica na região de Bou Zouga.

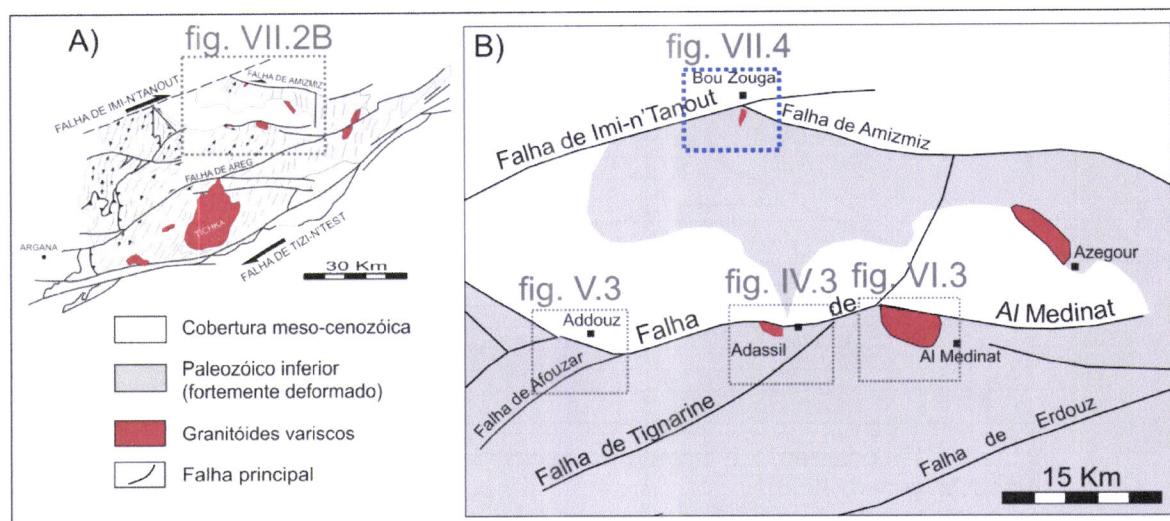


Figura VII.3- Enquadramento do sector de Bou Zouga (B; fig. VII.4), no domínio setentrional do Alto Atlas ocidental (A). (Adaptado de Cornée, 1987; El Archi et al., 2004).

VII.2- Estrutura

As formações geológicas aflorantes na região de Bou Zouga (figs. VII.4 e VII.5) encontram-se afectadas de uma forma penetrativa pela primeira fase de deformação varisca (D_1), descrita nos sectores estudados nos capítulos anteriores (Adassil, Addouz e Al Medinat).

O objectivo do trabalho em Bou Zouga foi estabelecer um modelo estrutural e cinemático para a região e compreender melhor a relação existente entre a instalação da intrusão e a deformação varisca dúctil do encaixante metamórfico.

À semelhança do que foi feito para as outras regiões, também aqui a análise estrutural foi feita com base nos aspectos geométricos e cinemáticos a várias escalas. A caracterização dos campos de deformação finita é materializada pela cartografia das trajectórias do plano de achatamento principal da rocha (xistosidade e foliação) e da lineação de estiramento.

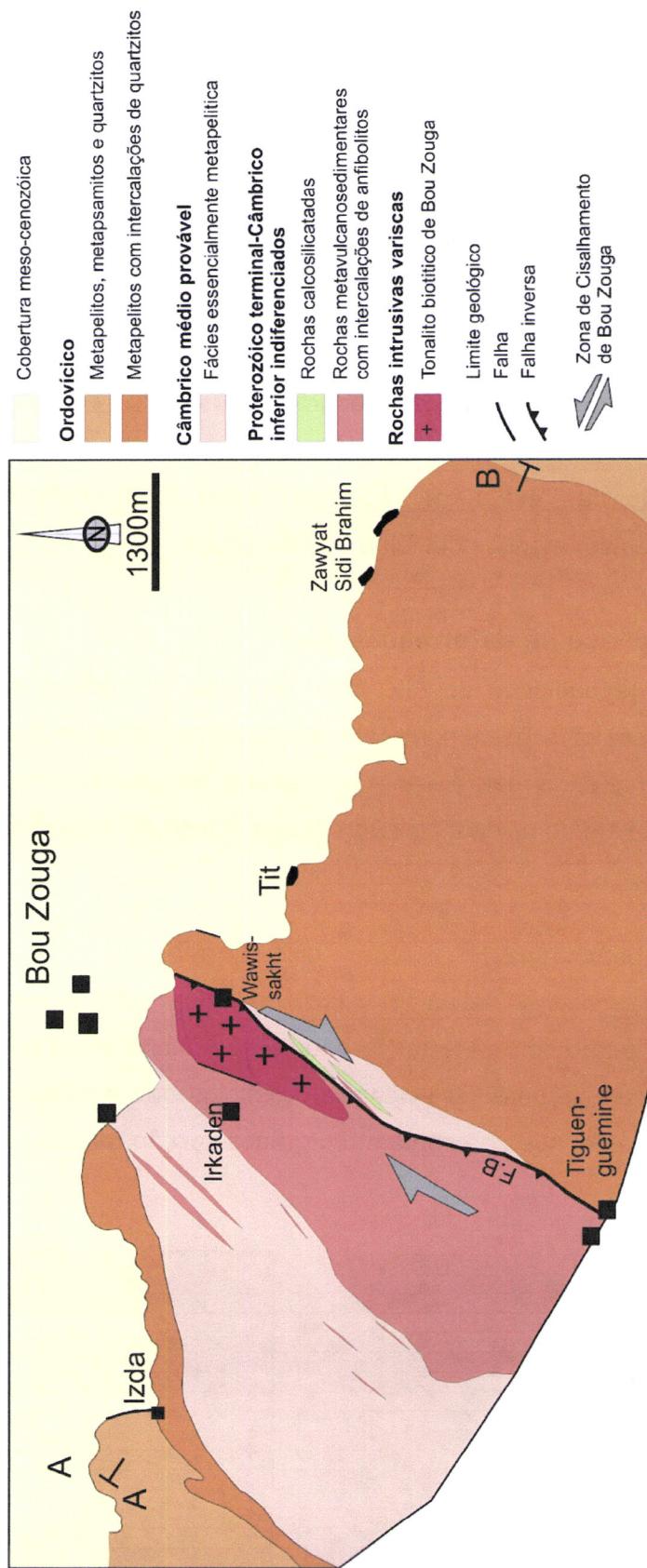


Figura VII.4- Mapa geológico simplificado da região de Bou Zouga, mostrando as principais formações litoestratigráficas. F.B: Falha de Bou Zouga.

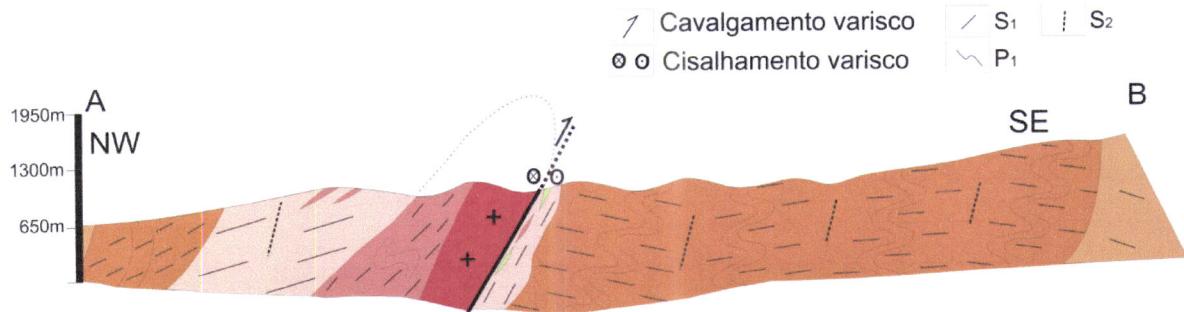


Figura VII.5- Corte geológico simplificado na região de Bou Zouga (ver localização na fig. VII.4).

Procedeu-se ainda à projecção estereográfica dos dados estruturais recolhidos, com vista a complementar a análise estrutural efectuada na região. Tendo em vista uma mais fácil compreensão das estruturas regionais, estas foram individualizadas em dois domínios diferentes separados pela falha de Bou Zouga.

VII.2.1- Primeira fase de deformação (D_1)

Tal como na generalidade do Alto Altas ocidental, a primeira fase de deformação varisca (D_1) é responsável pelas principais estruturas da região de Bou Zouga.

Conforme será referido mais à frente em detalhe, o metamorfismo na região estudada é de baixo grau a Este do acidente de Bou Zouga, atingindo a estabilidade da granada no bloco Oeste (ver VII.3).

VII.2.1.1- A estratificação (S_0)

Nesta região, as dobras da primeira fase de deformação apresentam morfologia e atitudes variadas tendo sido detectados padrões de interferência com dobras de outras fases nalguns locais. É possível evidenciar vestígios das estruturas sedimentares nos níveis de estratificação que apresentam um granoselecção na base dos leitos nos níveis vulcanoclásticos (fig. VII.6).

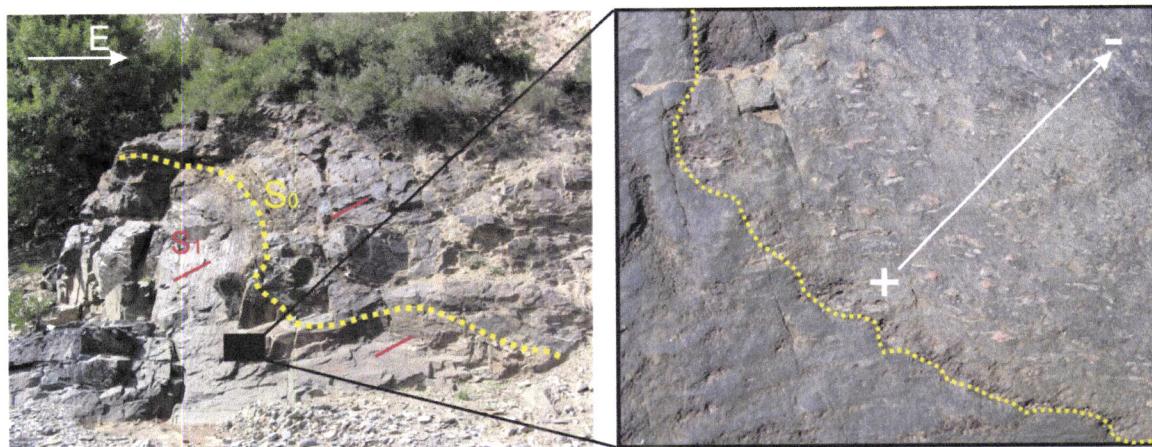


Figura VII.6- Granoselecção positiva num leito vulcanoclástico fino.

As dobras variscas métricas a centimétricas, geralmente com vergência para Este, são visíveis à escala do afloramento nas fácies vulcanosedimentar e sedimentar de idade proterozóica terminal - câmbrica médio. Correspondem a dobras sin-xistosas, com direcção NS a NNE-SSW, associadas a uma xistosidade de plano axial (figs VII.7, VII.8 e VII.9).



Figura VII.7- Aspecto de dobras mesoscópicas com direcção NNE-SSW no bordo Oeste da intrusão de Bou Zouga.



Figura VII.8- Dobramento sin-xistoso observado no encaixante Oeste do maciço de Bou Zouga.



Figura VII.9- Exemplos de dobramento da primeira fase de deformação com direcção NNE-SSW e vergência anómala para Este na formação ordovícica do bloco Este do acidente de Bou Zouga, devido à sobreposição da segunda fase de deformação varisca.

A variação geométrica dos planos de estratificação na região de Bou Zouga é representada na figura VII.10. A projecção estereográfica de todos dados de S₀ (fig. VII.10), permite concluir que em ambos os domínios (Este e Oeste da falha de Bou Zouga) a atitude do eixo médio das dobras da primeira fase de deformação apresenta fraca inclinação para o quadrante NNE (β_1 : 09°,N23° a 22°,N23°).

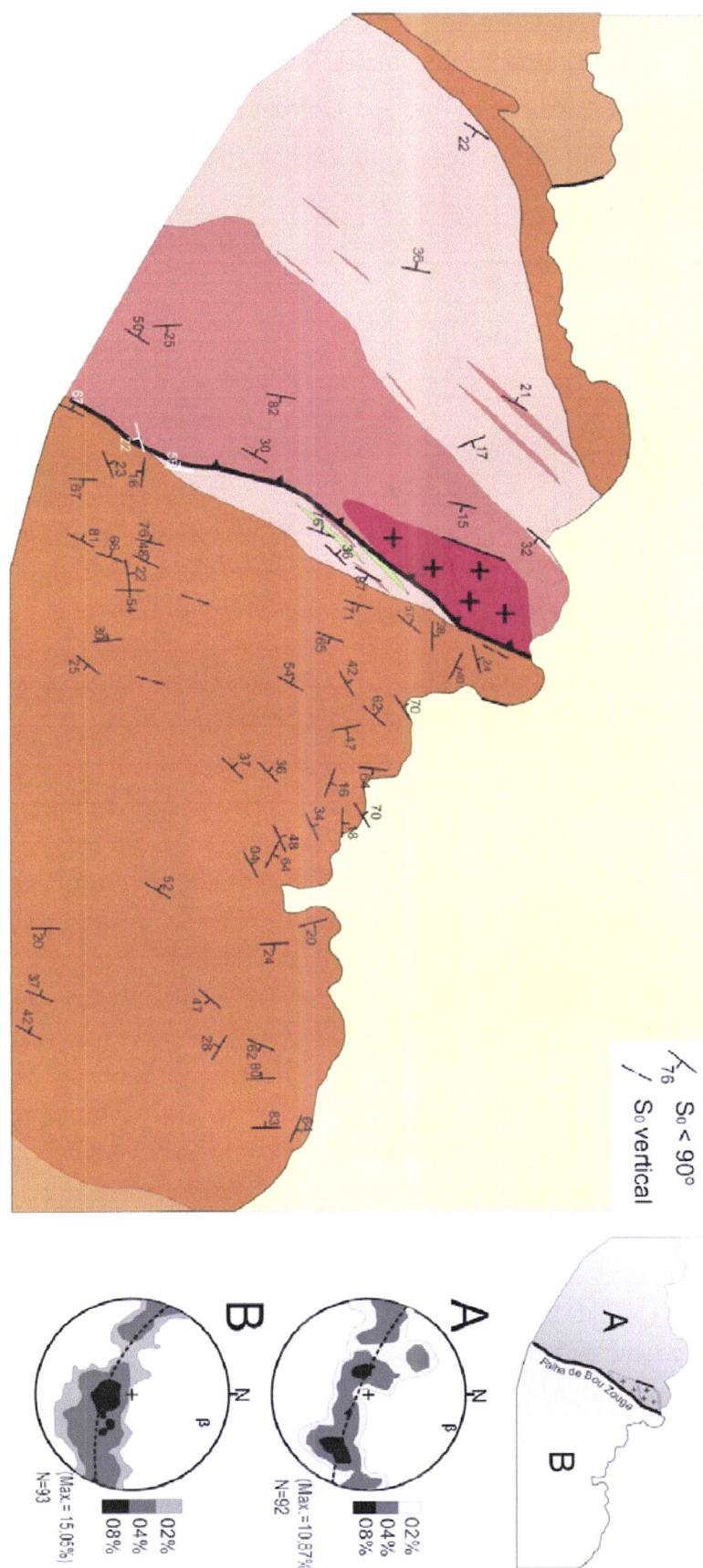


Figura VII.10- Atitude geral da estratificação (S_0) na região de Bou Zouga (ver legenda na figura VII.4).

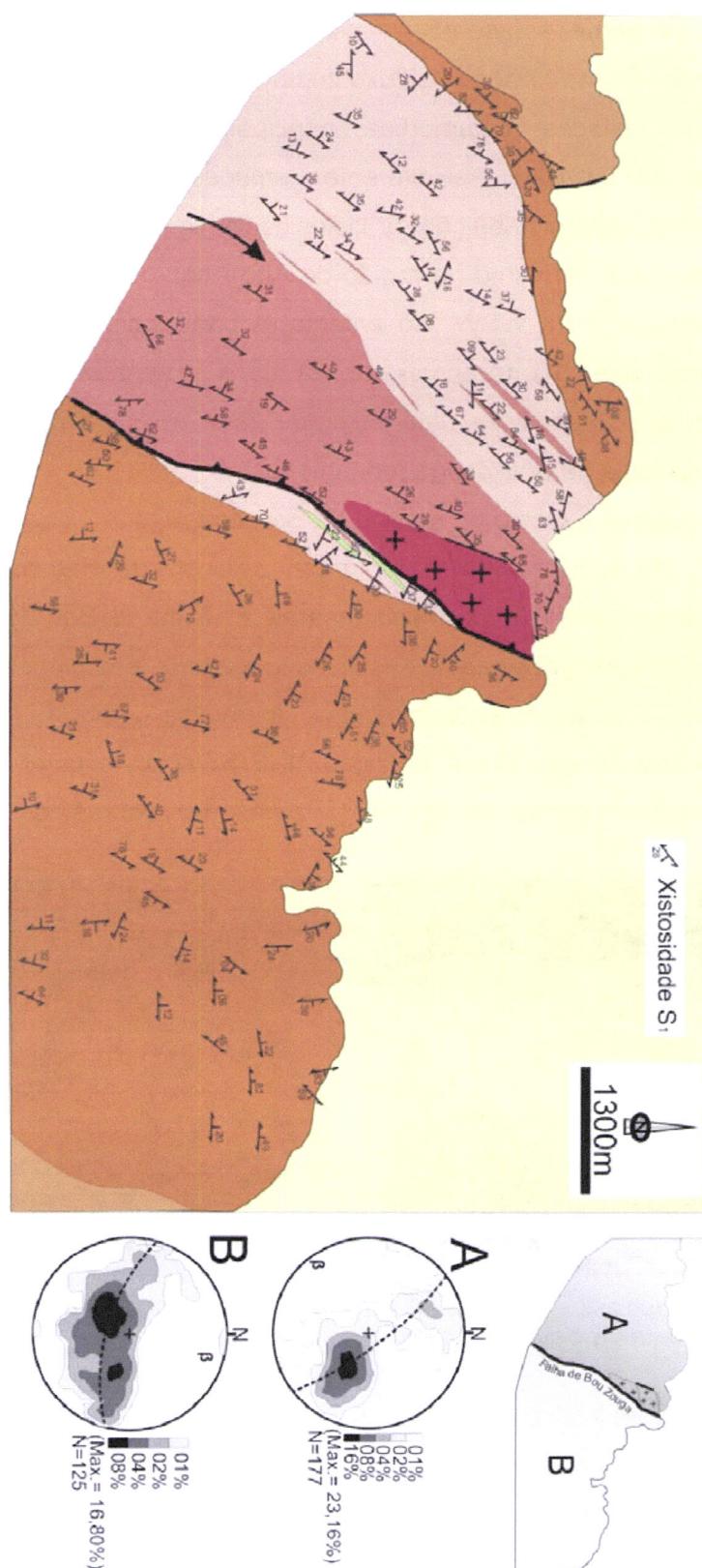


Figura VII.11- Atitude geral da xistosidade (S₁) na região de Bou Zouga (ver legenda na figura VII.4).

VII.2.1.2- A xistosidade (S_1)

A xistosidade de primeira fase (S_1) representa a única estrutura penetrativa nas formações da região. É uma foliação de fluxo como nas regiões estudadas anteriormente, que passa a uma foliação metamórfica, principalmente nos metassedimentos do encaixante Oeste da intrusão. As diferentes atitudes relativas a S_1 encontram-se representadas no mapa de distribuição da xistosidade (fig. VII.11). O comportamento de S_1 na região mostra que, tal como na região do Alto Atlas ocidental, de um modo geral predomina a orientação NNE-WSW. No entanto, a cartografia de pormenor na região mostra que a xistosidade (S_1) no encaixante da intrusão apresenta algumas anomalias relacionadas com a presença de uma segunda fase de deformação que são mais evidentes a Este da falha de Bou Zouga (domínio B).

Nos metassedimentos a Oeste do maciço de Bou Zouga (domínio A), a direcção de S_1 ronda NNE-SSW, isto é, apresenta-se concordante com a definida na generalidade do Varisco do Alto Atlas ocidental, tornam-se subparalela à falha de Bou Zouga.

Com base nas observações realizadas ao microscópio, em particular nas litologias metasedimentares, é possível evidenciar uma cinemática direita associada à zona de cisalhamento de Bou Zouga com a direcção NNE-SSW; este comportamento é bem visível na rotação dos porfiroblastos (figs VII.12) e nas microdobras assimétricas de (D_1).

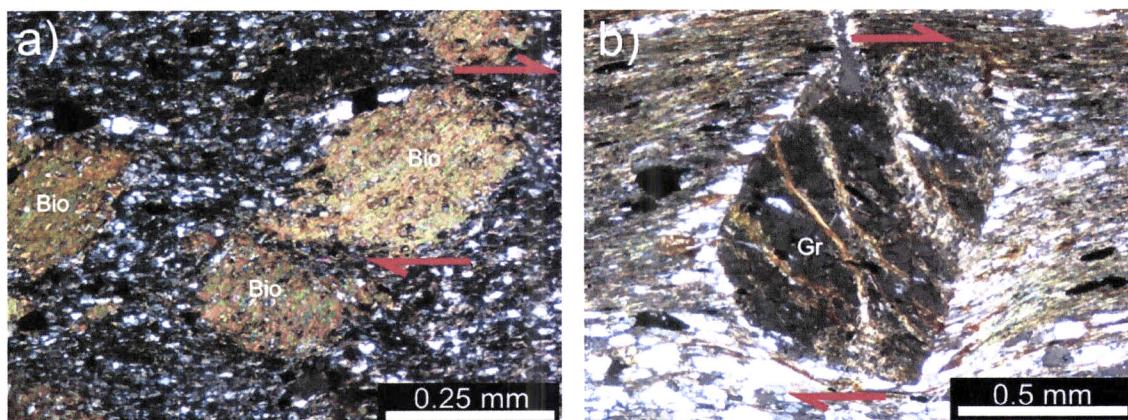


Figura VII.12- Porfiroblastos de biotite (a), e de granada (b), evidenciando a componente de cisalhamento direita (nicóis cruzados). Bio: biotite; Gr: granada.

VII.2.1.3- A lineação de estiramento (X_1)

A lineação de estiramento e/ou mineral (X_1) encontra-se contida nos planos de xistosidade S_1 e, em Bou Zouga, é representada por:

- Minerais plano-lineares nos metabasitos, principalmente representados por anfíbolas (fig. VII.13).
- Sombras de pressão e alongamento dos minerais de metamorfismo, por exemplo a granada (fig. VII.14).

- Estiramento do quartzo e das micas no encaixante metapelítico.
- Sombras de pressão formadas por fibras de quartzo junto dos minerais de pirite (fig. VII.15).
- Sombras de pressão e alongamento em torno dos cristais de cloritoide (fig. VII.16).

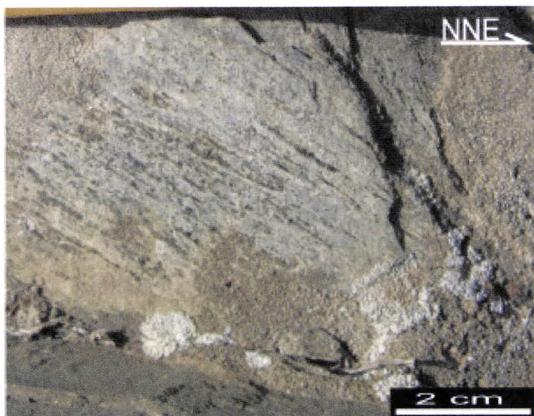


Figura VII.13- X_1 apresentada pelo alongamento de anfíbolas no encaixante Oeste da intrusão.

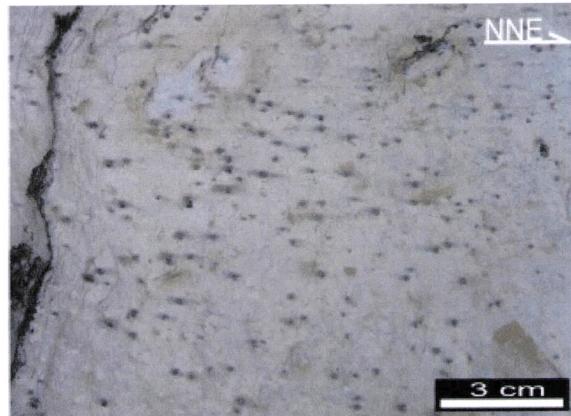


Figura VII.14- X_1 marcada pelas sombras de pressão da granada nos metapelitos.



Figura VII.15- X_1 definida pelas sombras de pressão em torno de cristais de pirite nas rochas vulcanosedimentares.

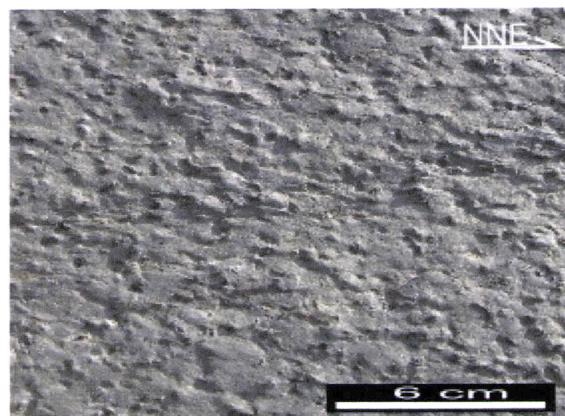


Figura VII.16- X_1 apresentada pelas sombras de pressão dos cristais de cloritoide nos metapelitos.

Devido ao fraco grau de metamorfismo e da deformação na formação ordovícica, observou-se que os planos de S_1 apresentavam aqui uma lineação de estiramento mal definida marcada pelas micas.

A distribuição da lineação de estiramento (fig. VII.17) evidencia geralmente uma inclinação sub-horizontal a fraca para N a NNE ou seja subparalelo aos eixos das dobras (D_1). Comparando as atitudes de X_1 dos blocos a Este e a Oeste da falha de Bou Zouga (fig. VII.17), verifica-se uma grande homogeneidade dos valores não sendo possível evidenciar diferenças significativas de comportamento; com efeito, em ambos os blocos existe uma clara concentração próxima dos valores 5° a 10° para N ou NNE.

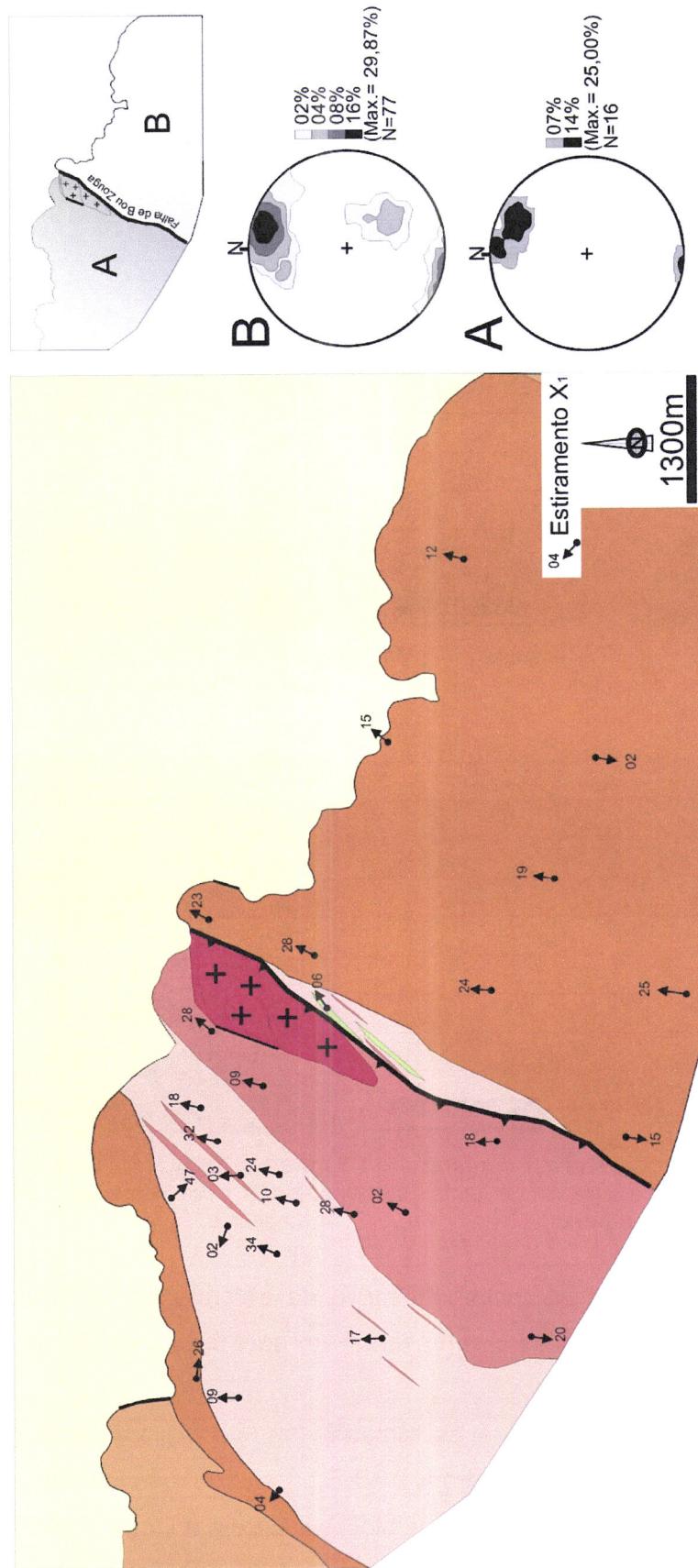


Figura VII.17- Atitude geral da lineação de estiramento X_1 na região de Bou Zouga (ver legenda na figura VII.4).

VII.2.1.4- A lineação da intersecção ($L_1 = S_1 \wedge S_0$)

No que diz respeito ao comportamento da lineação de intersecção (fig. VII.18), é possível constatar em ambos os domínios estudados (A e B) concentrações máximas com um mergulho relativamente fraco para o quadrante NNE ($19^\circ, N17^\circ$ e $12^\circ, N15^\circ$), isto é compatível com a lineação de intersecção estatística calculada usando os dados de estratificação (fig. VII.10). Esta relação geométrica indica a inexistência de transecção, ou seja, a xistosidade (fig. VII.11) é de plano axial das dobras (D_1).

Por outro lado, a concordância evidente entre as atitudes das lineações de intersecção e de estiramento na região de Bou Zouga (figs. VII.17 e VII.18) mostra que a deformação associada à primeira fase Varisca (D_1) se caracteriza por um estiramento paralelo ao eixo cinemático b .

VII.2.2- Segunda fase de deformação varisca (D_2)

Embora a estruturação principal desta região esteja relacionada com a primeira fase de deformação varisca (D_1), existe uma segunda fase de deformação (D_2) que chega a gerar uma segunda xistosidade (S_2). A distribuição de S_2 na região e a trajectória da xistosidade S_1 encontram-se representados no mapa da figura VII.19. Vê-se claramente que S_1 foi afectada por um dobramento posterior, desenvolvendo-se dobras à escala cartográfica com geometria semelhante à evidenciada pela cartografia das unidades litoestratigráficas em Bou Zouga.

Esta fase de deformação é claramente mais desenvolvida nesta região do que nas restantes regiões estudadas (Adassil, Al Medinat, Addouz). Com efeito, é observada em todas formações do sector e terá sido contemporânea da instalação do maciço de Bou Zouga.

A S_2 apresenta-se geralmente como uma xistosidade, embora, por vezes apareça como uma clivagem de crenulação com direcção geral N-S que se sobrepõe a uma xistosidade anterior da primeira fase (D_1). No bordo Oeste da intrusão de Bou Zouga chega mesmo a desenvolver-se como uma xistosidade muito penetrativa, que transpõe as estruturas prévias (xistosidade e estratificação).

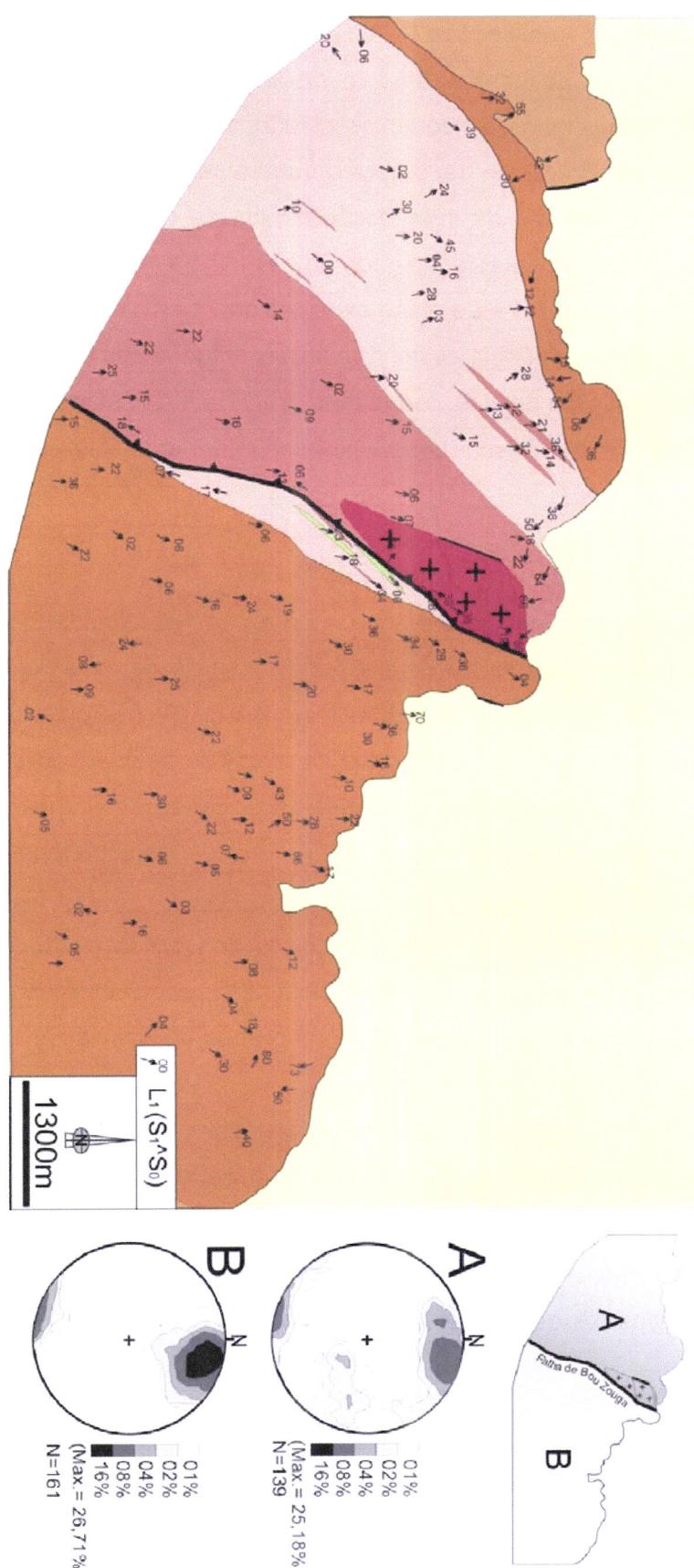


Figura VII.18- Atitude geral da lineação de intersecção $L_1(S_1 \cap S_0)$ na região de Bou Zouga (ver legenda na figura VII.4).

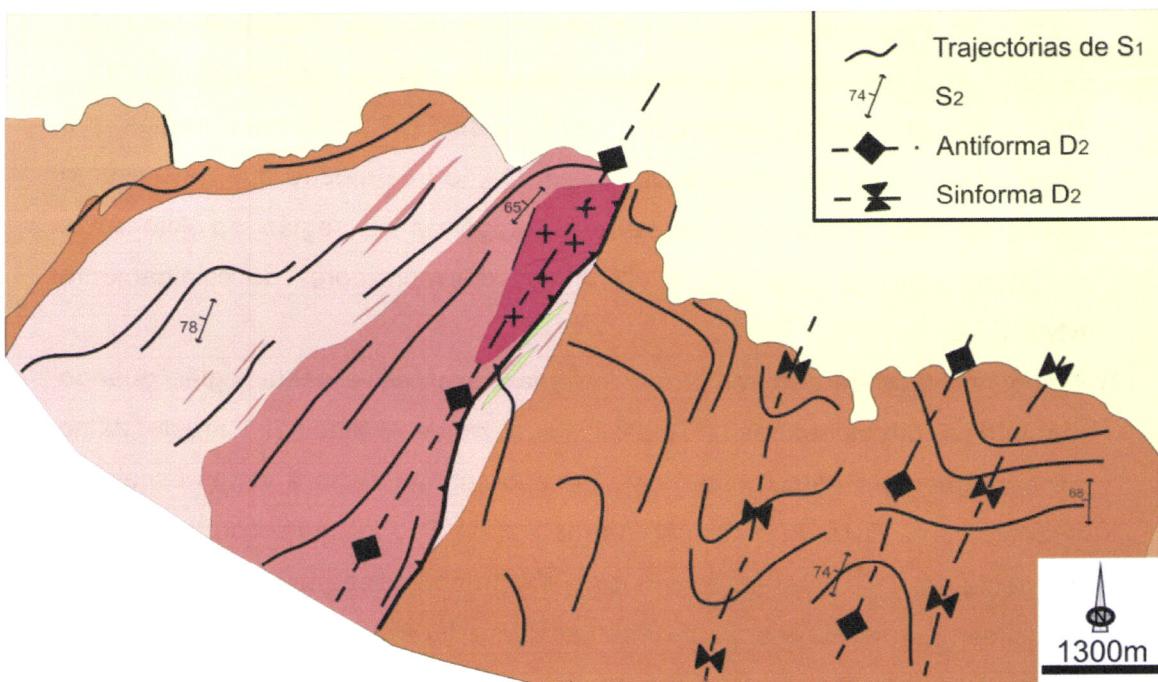


Figura VII.19- Mapa geológico simplificado da região de Bou Zouga com trajectórias de S₁ e atitude da xistosidade S₂ (ver legenda na figura VII.4).

Na formação ordovícica do encaixante Este da intrusão, o dobramento relacionado com a primeira fase de deformação (D_{1a}; VII.2.1.1) apresenta estruturas de interferência tanto à escala do afloramento (fig. VII.20) como à escala microscópica (fig. VII.21).

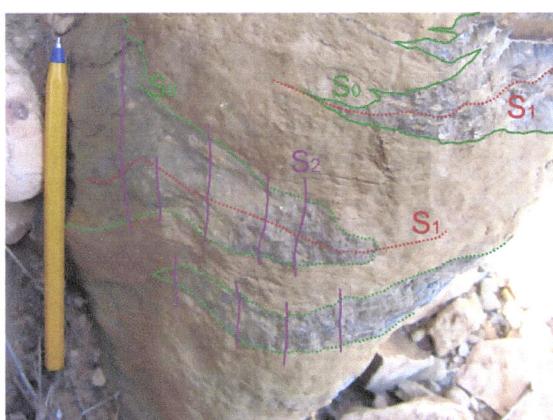


Figura VII.20- Interferência de dobramentos na formação ordovícica a Este do acidente de Bou Zouga.

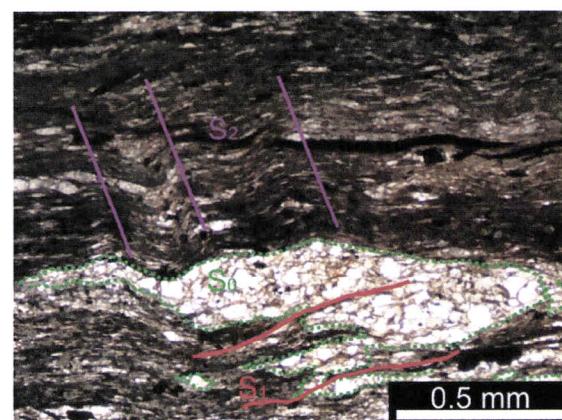


Figura VII.21- Crenulação afectando os metassedimentos do encaixante Este do maciço de Bou Zouga (nicóis paralelos).

VII.2.3- Conclusões

O estudo estrutural efectuado na região de Bou Zouga, permitiu estabelecer a ocorrência de duas fases de deformação:

- (1) A primeira fase de deformação (D₁) corresponde ao episódio precoce (D_{1a}) que tem sido descrito nas regiões estudadas dos capítulos anteriores (Adassil, Addouz e Al Medinat), caracterizando-se na região por dobras NNE-SSW

associadas a eixos sub-horizontais e uma xistosidade penetrativa. A geometria da (D_1) é aqui mais difícil de estabelecer devido à intensa deformação da (D_2);

- (2) Não foram encontrados quaisquer vestígios dos episódios mais tardios que foram designados nos outros sectores por D_{1b} , o que mostra que este evento apresenta uma distribuição bastante heterogénea na região do Alto Atlas ocidental, ocorrendo apenas na vizinhança dos corredores de cisalhamento WNW-ESE;
- (3) A segunda fase de deformação (D_2), é mais expressiva nesta região quando comparada com as regiões de Adassil, Addouz e de Al Medinat. Caracteriza-se por dobramento e crenulação, com direcção submeridiana a várias escalas e vergência para Este. A instalação do maciço de Bou Zouga é controlada pela geometria da (D_2), ocorrendo no núcleo de um antiforma maior desta fase. Os dados estruturais sugerem que este acidente funcionou durante o segundo evento de deformação varisca, facilitando a ascensão e intrusão dos magmas.

Tal como na região de Addouz, esta fase poderá estar relacionada com manifestações pós- D_1 da zona de cisalhamento da Meseta ocidental (Western Meseta Shear Zone; Cornée & Ferrandini, 1985), situada a Oeste do sector de Bou Zouga. A este propósito parece ser significativo que nos vários sectores estudados, esta segunda fase de deformação esteja mais desenvolvida naqueles que se encontram mais próximos desta zona de cisalhamento (e.g. Bou Zouga e Addouz), o que sugere um gradiente da deformação D_2 que parece diminuir para Este à medida que nos afastamos da zona de cisalhamento da Meseta ocidental.

A evolução tanto durante a primeira fase como na segunda fase terá ocorrido sob um campo de tensões com a compressão maior próxima de E-W.

VII.3- Metamorfismo regional

A região de Bou Zouga, localizada a Norte dos sectores descritos nos capítulos anteriores (Adassil, Addouz, Al Medinat), é constituída por uma sequência de rochas metassedimentares e metavulcanosedimentares com idades compreendidas entre o Precâmbrico terminal - Câmbrico inferior e o Ordovícico. A área é atravessada por um importante acidente tectónico, com orientação NNE-SSW - a falha de Bou Zouga, que põe em contacto dois blocos com diferente grau de metamorfismo e deformação (figs. VII.22 e VII.23). Ambos os blocos registam os efeitos de duas fases de deformação varisca (D_1 e D_2).

A primeira fase de deformação varisca corresponde à deformação regional que tem sido descrita na generalidade dos sectores de Marrocos e que em Adassil, Addouz e Al

Medinat foi atribuída à D_{1a}. Como já foi referido, está bem representada em ambos os blocos individualizados e gera dobras, de direcção geral NNE-SSW, com as quais se associa uma xistosidade de plano axial (S_{1a}), que constitui a anisotropia principal das rochas aflorantes em grande parte da região.

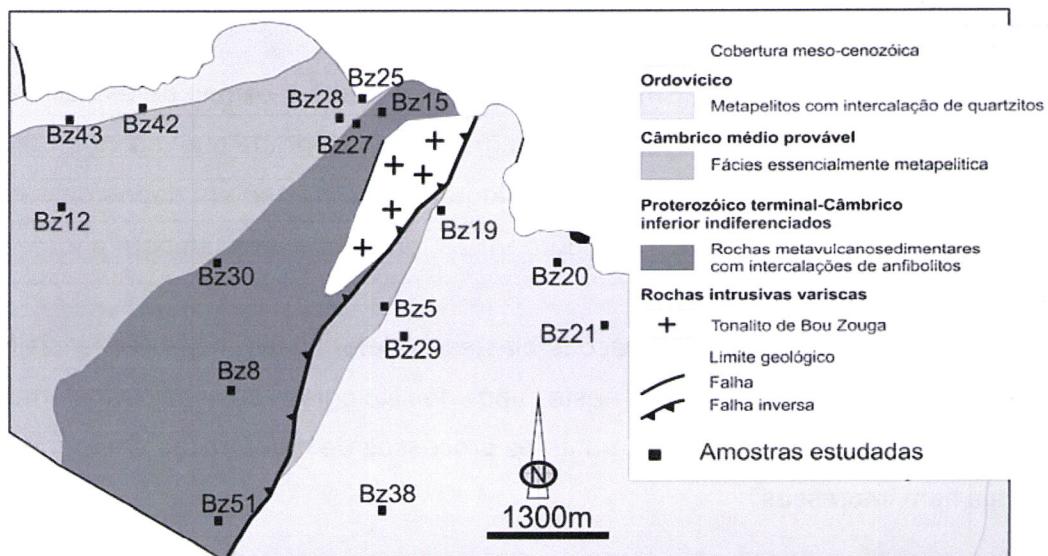


Figura VII.22- Mapa esquemático do sector de Bou Zouga mostrando a localização das amostras estudadas.

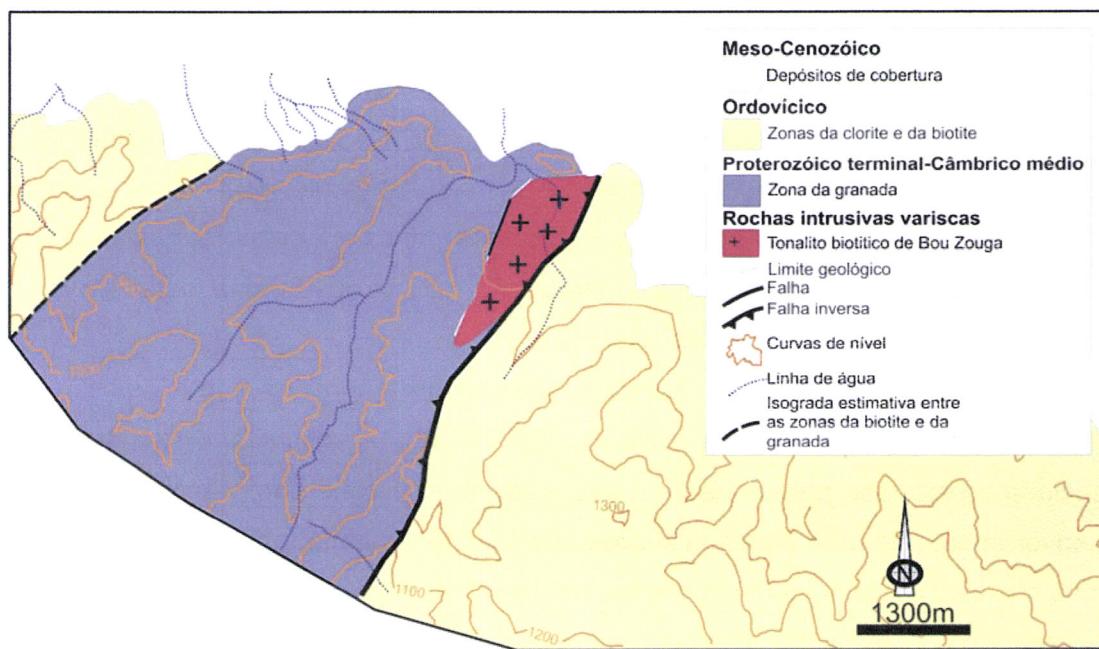


Figura VII.23- Mapa esquemático do sector de Bou Zouga mostrando a localização das zonas de metamorfismo regional

A segunda fase (D_2) provoca o aparecimento de uma crenulação, que se observa tanto à escala de afloramento como à escala da lâmina delgada, e que se desenvolve preferencialmente em todo o bloco oriental. No bloco ocidental, a D_2 só tem expressão

significativa junto à falha de Bou Zouga, onde chega a gerar uma segunda xistosidade (S_2) que transpõe a primeira.

O maciço de Bou Zouga está instalado no núcleo dum antiforma D_2 , sendo limitado a Este pelo acidente de Bou Zouga. Os dados estruturais sugerem, como já foi referido, que este acidente funcionou durante o segundo evento de deformação varisca, facilitando a ascensão e intrusão dos magmas.

No bloco oriental, o metamorfismo regional não ultrapassa o campo de estabilidade da biotite, enquanto a Oeste, se atinge a zona da granada. A isógrada que marca a transição entre as zonas da biotite e da granada foi cartografada com base em dados de campo e encontra-se representada no mapa da figura VII.23, onde se indica também a localização das 16 amostras colhidas.

O estudo de *microfabric* e das relações blastese - deformação incidiu essencialmente nas fácies metapelíticas, pois é neste tipo de litologias que as transformações mineralógicas e texturais ocorridas durante os processos de deformação e metamorfismo ficam mais bem impressas.

Zona da biotite

Nos terrenos do bloco oriental, a zona da biotite está representada por filádios, com textura afanítica muito fina, variando de lepidoblástica a lepidogranoblástica. A associação mineralógica mais comum nestas rochas é composta por micas brancas + biotite + clorite + quartzo + plagioclase + opacos. Os filossilicatos (micas brancas + biotite + clorite primária) ocorrem em pequenos cristais lamelares orientados e definem, juntamente com os minerais opacos, a xistosidade principal destas rochas (S_{1a}). Deste modo, pode concluir-se que a sua cristalização se iniciou durante este episódio de deformação, ou seja, é sin-cinemática com a D_{1a} .

À escala do afloramento e da lâmina delgada, verifica-se ainda que a xistosidade S_{1a} está, frequentemente, crenulada pela D_2 (fig. VII.24). A intensidade da deformação associada a esta fase parece não ter sido muito forte porque não é acompanhada pelo desenvolvimento de uma segunda xistosidade (S_2). No entanto, observam-se, por vezes, alguns cristais de biotite, com dimensões médias de 0.1x0.2 mm, que tendem a dispor-se segundo o plano axial das microdobras, sugerindo que a deformação D_2 ocorreu no campo de estabilidade desta fase mineral. Embora não cheguem a definir uma nova xistosidade, estes cristais de biotite deverão ser sin-cinemáticos com a D_2 .

O quartzo forma pequenos cristais anédricos, incolores, com baixa birrefringência, mostrando com frequência extinção ondulante. Nalguns casos, ocorre em leitos estirados segundo a anisotropia mais penetrativa (S_{1a}) das rochas (fig. VII.25). A plagioclase está

presente em proporções muito escassas e surge em cristais dominanteamente anédricos, com macla polissintética da albite incipiente.

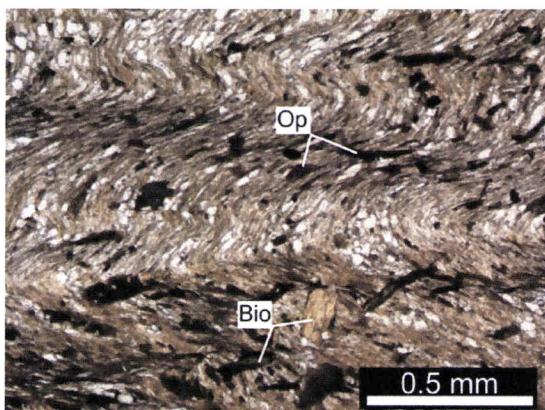


Figura VII.24- Filádio da zona da biotite com xistosidade S_{1a}, definida pelas micas e opacos, crenulada pela D₂ (nicóis paralelos). Bio: biotite; Op: opacos.

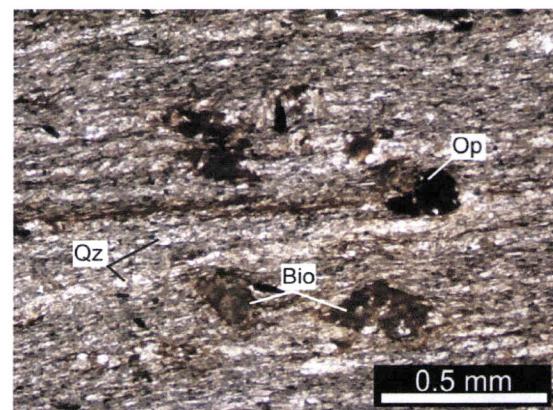


Figura VII.25- Metapelito da zona da biotite com leitos estirados de quartzo segundo a xistosidade S_{1a} (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Bio: biotite; Op: opacos.

Zona da granada

As amostras colhidas no bloco ocidental estão todas localizadas no interior da zona da granada. Em termos petrográficos as rochas metapelíticas desta zona são caracterizadas pela presença de uma associação mineralógica constituída por moscovite + quartzo + biotite + granada ± clorítido + opacos ± turmalina. Apresentam texturas afaníticas e/ou faneríticas de grão fino, lepidoblásticas a lepidogranoblásticas.

No interior deste bloco, a intensidade do metamorfismo e da deformação aumenta de Oeste para Este, no sentido do acidente de Bou Zouga. A transição da zona da biotite para a zona da granada é marcada pelo primeiro aparecimento de porfiroblastos de granada, com dimensões médias de 1mm, notando-se também um incremento no tamanho dos cristais de biotite. Na figura VII.23, mostra-se o traçado provável da isógrada estabelecida com base nos dados de campo.

Na parte mais ocidental da zona da granada, a anisotropia principal das rochas corresponde sempre à xistosidade S_{1a}, que chega frequentemente a transpor os níveis da estratificação (S₀). É definida pelo alinhamento de pequenas palhetas de filossilicatos (micas brancas + biotite ± clorite) e de minerais opacos. Para além dos pequenos cristais lamelares orientados segundo S_{1a}, a biotite também ocorre sob a forma de porfiroblastos, com dimensões de cerca de 0.6x1 mm. Regra geral, os porfiroblastos estão contornados pela S_{1a} e contêm, por vezes, uma xistosidade interna sigmoidal, indicando um crescimento sin-cinemático com a D_{1a}.

Tal como a biotite, a granada parece ter cristalizado durante o primeiro episódio de deformação. Está sistematicamente rodeada pela foliação da matriz (S_{1a}) e possui uma

xistosidade interna mostrando relações compatíveis com uma blastese sin-cinemática com a D_{1a} (fig. VII.26).

O cloritóide aparece nalgumas amostras desta zona, em cristais tabulares, de cor azul - esverdeada, que podem atingir 1 cm de comprimento. A observação microscópica mostra que os porfiroblastos deste mineral estão ligeiramente moldados pela S_{1a}. Apresenta, pontualmente, inclusões orientadas de opacos e até de granada. A sua formação deverá ter ocorrido durante a (D_{1a}), mas posteriormente à da granada (fig. VII.27).

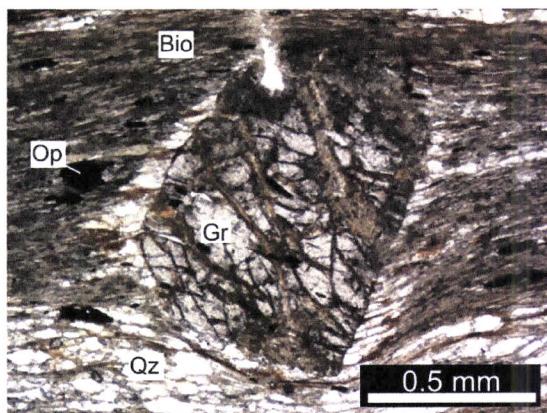


Figura VII.26- Porfiroblasto de granada rotacional com sombras de pressão preenchidas por quartzo (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Bio: biotite; Gr: granada; Op: opacos.

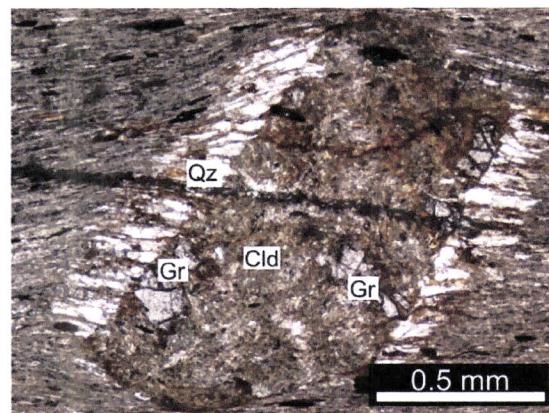


Figura VII.27- Cloritóide apresentando sombras de pressão e mostrando, inclusões de granada (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Gr: granada; Cld: cloritóide.

Na porção oriental da zona da granada, em particular ao longo do bordo Oeste da intrusão de Bou Zouga, o encaixante metamórfico sofreu o efeito da segunda fase de deformação (D₂), à qual se associa uma xistosidade muito penetrativa (S₂) que oblitera quase totalmente as anisotropias prévias. Com efeito, a S_{1a} é identificada unicamente ao microscópio, através da presença de arcos poligonais miméticos sobre microdobras da foliação mais antiga (fig. VII.28).

A S₂ é nestas rochas a xistosidade principal, sendo definida pela orientação das micas e de alguns opacos. A presença de porfiroblastos de biotite e de granada envolvidos pela xistosidade externa aponta para que a sua blastese possa ter continuado durante esta fase de deformação (fig. VII.29). Note-se, contudo, que as rochas com uma S₂ bem desenvolvida estão confinadas a uma faixa muito estreita, junto ao acidente de Bou Zouga, o que significa por um lado que este acidente esteve activo durante esta fase de deformação e, por outro que a D₂ com estas características pode não ter expressão regional.

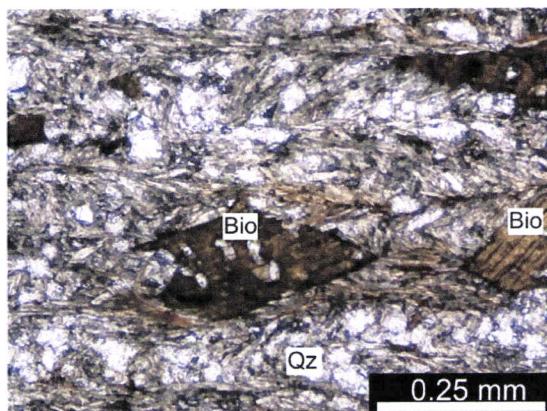


Figura VII.28- Arcos poligonais miméticos sobre microdobras da foliação mais antiga (S_{1a}) (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Bio: biotite.

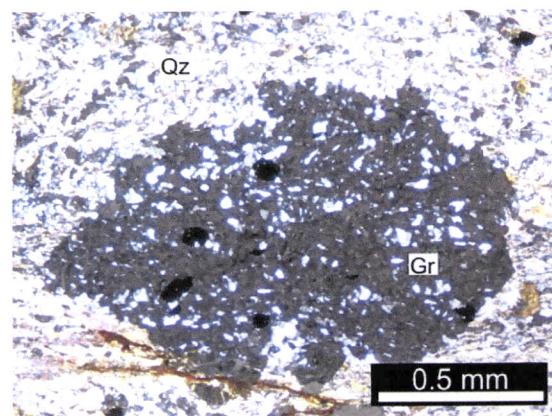


Figura VII.29- Porfiroblasto de granada em metapelito. A xistosidade S_{1a} está microdobrada pela D_2 (nicóis paralelos). Qz: quartzo; Gr: granada.

VII.4- O Tonalito biotítico de Bou Zouga

O maciço tonalítico de Bou Zouga está instalado no núcleo dum antiforma D_2 , no limite entre os blocos ocidental e oriental (fig. VII.30), tendo sido descrito por El Archi, (1989) como um granodiorito com tendência tonalítica.

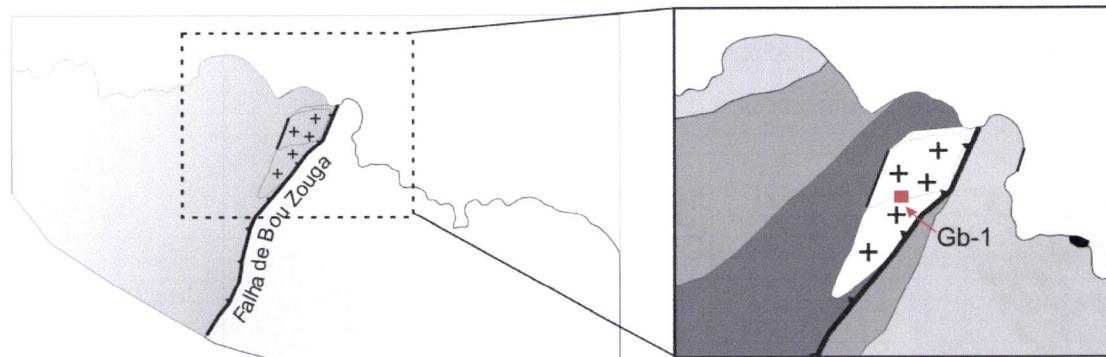


Figura VII.30- Mapa geológico esquemático do sector de Bou Zouga, mostrando a localização da amostra estudada.

Como se colheu apenas uma amostra deste corpo intrusivo (fig. VII.30), o estudo petrográfico e geoquímico que se apresenta em seguida é necessariamente limitado e só permite retirar conclusões de âmbito muito geral.

VII.4.1- Petrografia

A amostra Gb-1 tem uma textura fanerítica, hipidiomórfica de granularidade média e é composta por quartzo, plagioclase (andesina), biotite, opacos, apatite e zircão (figs. VII.31 e VII.32). A sericite, a moscovite secundária e a clorite estão presentes como produtos de alteração da plagioclase e da biotite.

O quartzo ocorre em grãos anédricos e intersticiais, com dimensões próximas de 1 mm e extinção ondulante. A plagioclase forma cristais de hábito dominantemente

subédrico e dimensões variáveis, podendo atingir tamanhos máximos de 2 mm. Apresenta a macia polissintética da albite, zonamento óptico frequente e um índice de refracção superior ao do quartzo.

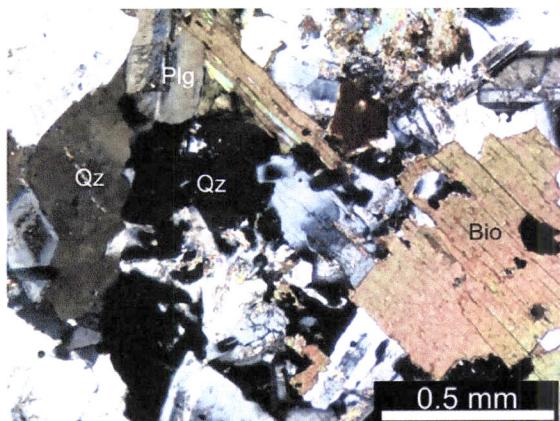


Figura VII.31- Aspecto geral do tonalito biotítico de Bou Zouga (nícôis cruzados). Qz: quartzo; Bio: biotite; Plg: plagioclase.

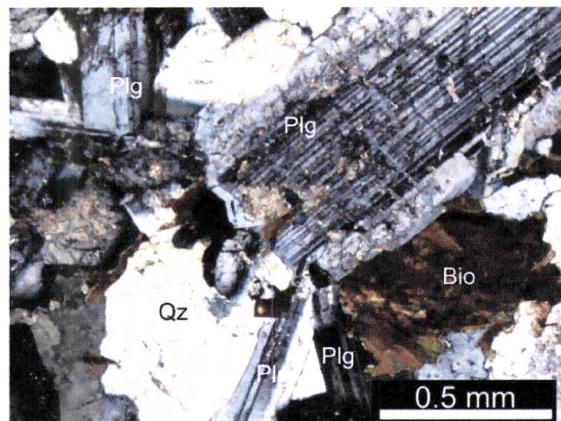


Figura VII.32- Cristais de biotite, plagioclase e quartzo no tonalito biotítico de Bou Zouga (nícôis cruzados). Qz: quartzo; Bio: biotite; Plg: plagioclase.

Por aplicação do método de Michel-Levy, obteve-se um ângulo de extinção máximo de $(010)^n p=22^\circ$, correspondendo a andesina (An41). A maioria dos cristais sofreu processos de sericitização e/ou moscovitização, que tendem a afectar mais intensamente os núcleos do que os bordos dos grãos (fig. VII.33).

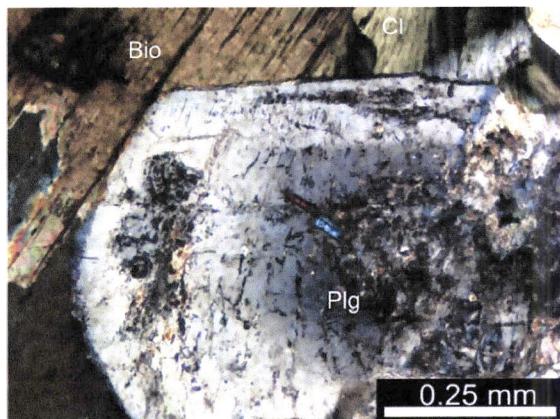


Figura VII.33- Cristal de plagioclase zonado com núcleo intensamente alterado (nícôis cruzados). Cl: clorite; Bio: biotite; Plg: plagioclase.

A *biotite* é a fase máfica dominante nestas litologias. As suas dimensões variam entre 0.5 e 2 mm e constitui cristais subédricos, com extinção recta e forte pleocroísmo em tons de castanho. Está, por vezes, total ou parcialmente substituída por clorite e contém frequentemente pequenas inclusões de zircão, monazite, apatite e opacos (figs. VII.34 e VII.35).

Os minerais opacos (magnetite) aparecem em grãos subédricos com hábito quadrático e dimensão média de 0.3 mm, tanto na matriz como em inclusões na biotite, enquanto o zircão, a monazite e a apatite estão normalmente incluídos em biotite.

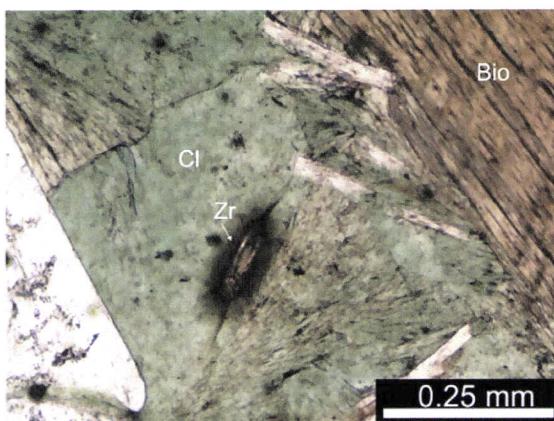


Figura VII.34- Biotite cloritizada com inclusão de zircão (nicóis cruzados). Bio: biotite; Cl: clorite; Zr: zircão.

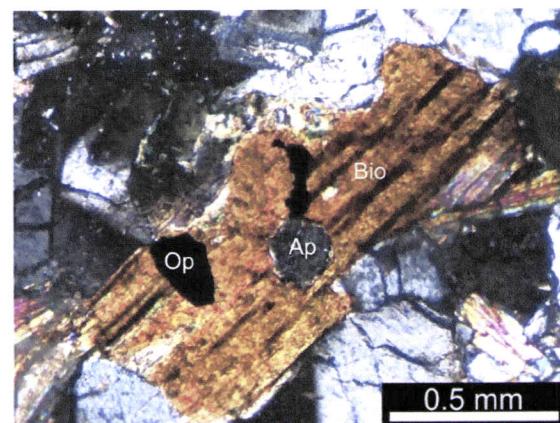


Figura VII.35- Cristal de biotite com inclusões de apatite e opacos (nicóis cruzados). Bio: biotite; Ap: apatite; Op: opacos.

VII.4.2- Geoquímica de rocha-total

Neste trabalho analisou-se apenas uma amostra da fácie principal do maciço de Bou Zouga (fig. VII.30). A amostra foi moída no Laboratório de Geociências da Universidade de Aveiro e as análises químicas de elementos maiores e traço foram realizadas nos Laboratórios ActLabs (Canadá). Os dados de geoquímica macro e oligo-elementar desta amostra estão incluídos nas tabelas VII.1.

Tabela VII.1- Composição química da amostra Gb-1 do tonalito biotítico de Bou Zouga:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	L.O.I	Total
Gb-1	61.62	0.938	16.13	6	0.089	2.44	4.72	3.83	2.49	0.55	1.88	100.7
V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr
94	50	11	20*	40	60	23	1.3	5*	83	601	33	389
Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Tl	Pb
13.3	4	0.5*	0.1*	4	0.2*	5.5	835	55.4	110	12.9	47.3	8.44
Bi	Th	U										
2.1	7.17	1.11										

L.O.I- Perda ao rubro; *- Valores inferiores ao limite de detecção.

VII.4.2.1- Classificações químico-mineralógicas

Em termos geoquímicos, a amostra estudada (Gb-1) mostra fortes semelhanças com as do maciço de Al Medinat (ver Cap. VI). Apresenta uma composição intermédia (% SiO_2 = 61,62) e classifica-se como tonalito no diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980) (fig. VII.36).

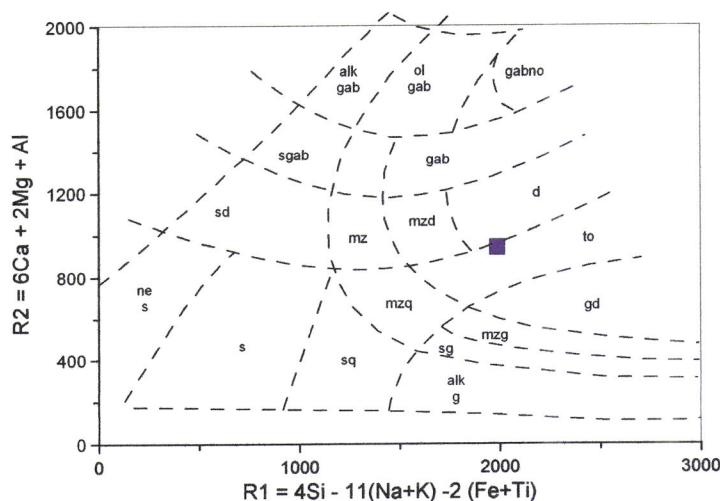


Figura VII.36- Projecção da amostra do tonalito biotítico de Bou Zouga no diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980).
 ne s- sienitos nefelínico; s- sienito; sq- sienito quártico; sd- sienodiorito; sgab- sienogabro; alk gab- gabro alcalino; ol gab- gabro olivílico; gabno - gabronorito; gab - gabro; d- diorito; mzd- monzodiorito; mz- monzonito; to- tonalito; gd- granodiorito; mzq- monzonito quártico; mzg- monzogranito; sg- sienogranito; alk gr- granito com feldspato alcalino.

Tal como o tonalito de Al Medinat, exibe carácter metaluminoso ($A/CNK = 0.92$) e uma assinatura geoquímica tipicamente calco-alcalina, consistente com uma filiação do tipo-I e/ou de tipo-H (figs. VII.37, VII.38, VII.39 e VII.40).

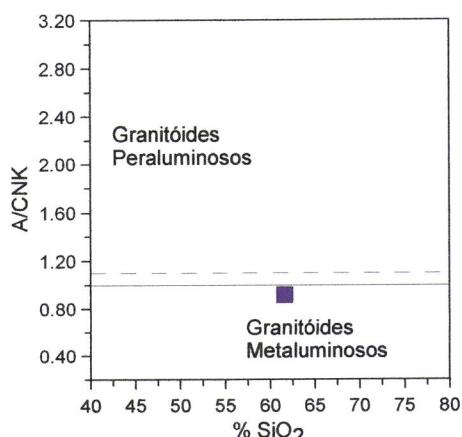


Figura VII.37- Diagrama de variação A/CNK vs. $\% SiO_2$ (Clarke, 1992) para a amostra da intrusão de Bou Zouga.

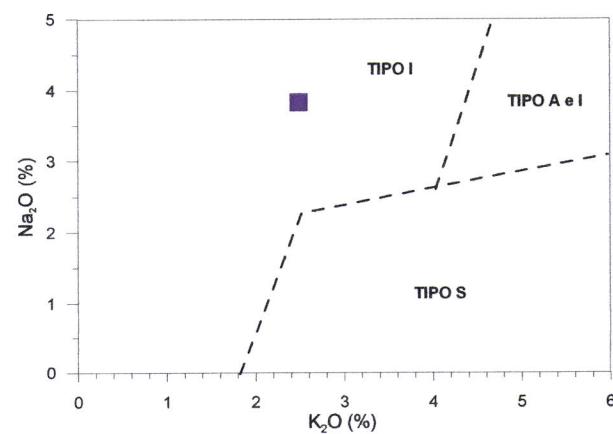


Figura VII.38- Projecção da amostra Gb-1 no diagrama K_2O vs. Na_2O , discriminando os campos dos granitóides de tipo-I, tipo-S e tipo-A-I da região de Lachlan Fold Belt, Austrália (White & Chappell, 1983).

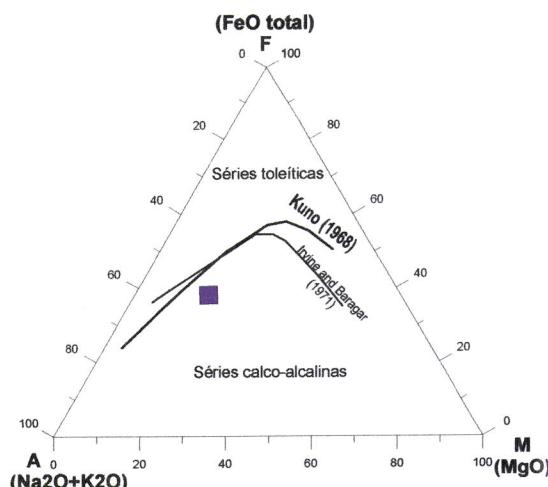
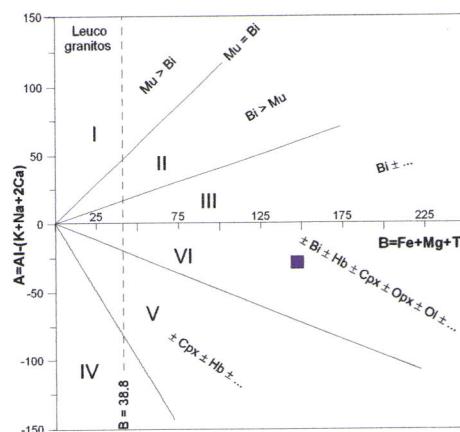


Figura VII.39- Projecção da amostra Gb-1 no diagrama AFM.
 $A = K_2O + Na_2O$; $F = FeO + Fe_2O_3$; $M = MgO$, expressos em % peso.

As fronteiras entre os domínios calco-alcalino e toleítico são retiradas de Kuno (1968) e de Irvine e Baragar (1971) (*in:* Rollinson, 1993).

Figura VII.40- Projecção da amostra Gb-1 no diagrama A-B de minerais característicos de Debon & Le Fort (1983).

A = Al-(K+Na+2Ca) e B = Fe+Mg+Ti, expressos em proporções milicatiônicas.
I, II e III áreas peraluminosas.
IV, V e VI áreas metaluminosas.



No entanto, o tonalito biotítico de Bou Zouga distingue-se bem do granitóide de Al Medinat no diagrama K_2O vs. SiO_2 , pelo seu caráter mais rico em K, o que parece evidenciar uma influência crustal mais pronunciada (fig. VII.41).

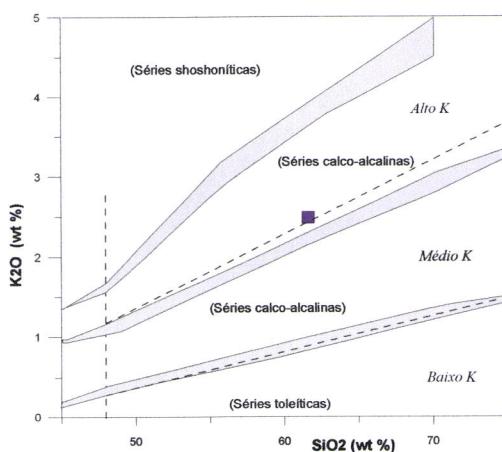


Figura VII.41- Projecção da amostra estudada no diagrama K_2O vs. SiO_2 . (Le Maitre et al., 1989; Rickwood, 1989).

Finalmente, nos diagramas $FeO(t)/(FeO(t)+MgO)$ vs. SiO_2 e MALI vs. SiO_2 propostos por Frost et al. (2001), a amostra Gb-1 projecta-se no campo dos granitóides magnesianos e calco-alcalinos (fig. VII.42), em concordância as conclusões retiradas anteriormente.

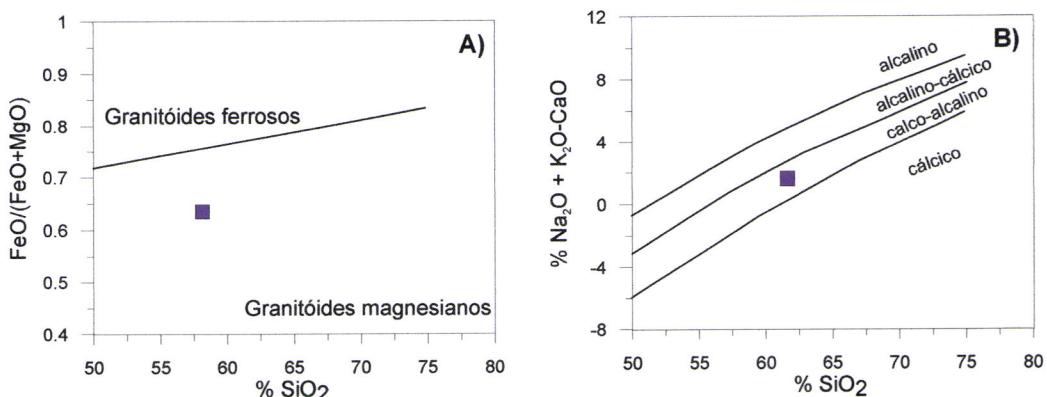


Figura VII.42- Representação da amostra do tonalito biotítico de Bou Zouga nos diagramas de Frost et al. (2001): (a) $FeO(t)/(FeO(t)+MgO)$ vs. SiO_2 ; (b) MALI vs. SiO_2 .

Tendo em conta os dados de geoquímica macroelementar, a génesis do tonalito biotítico de Bou Zouga poderá ser explicada em termos de dois modelos alternativos:

- (a) fusão parcial de rochas ígneas máficas da crusta inferior;
- (b) diferenciação de magmas básicos de origem mantélica, contaminados em grau variável por materiais crustais.

Tal como sucedia com o maciço de Al Medinat, a sua natureza calco-alcalina é compatível com ambos os cenários, não sendo possível efectuar a discriminação entre eles sem informação isotópica complementar.

VII.4.2.2- Padrões de terras raras (TR)

Na figura VII.43, está representado o padrão de terras raras da amostra do tonalito biotítico de Bou Zouga, usando as constantes de normalização de Evensen *et al.* (1978).

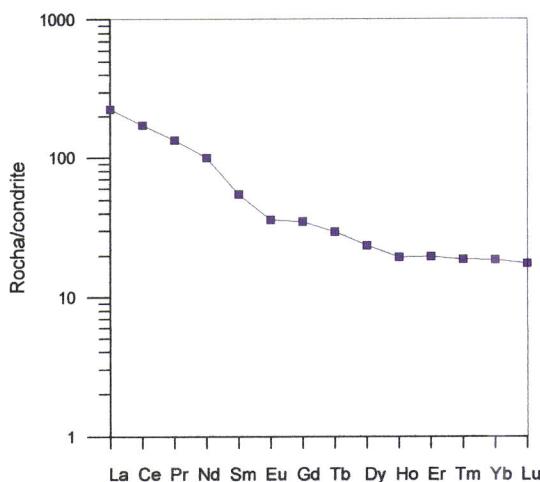


Figura VII.43- Padrão de terras raras da amostra Gb-1 do maciço de Bou Zouga. Normalização para a composição do condrito de Evensen (1978).

Como se pode observar na figura VII.43, o comportamento dos lantanídeos na amostra Gb-1 é caracterizado pelos seguintes aspectos (ver a tabela VII.2):

- (a) concentrações relativamente altas de TR (Σ TR = 258 ppm);
- (b) fraccionamento acentuado das terras raras leves (TRL) em relação às terras raras pesadas (TRP; $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 12.06$);
- (c) uma ligeira anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.81$).

Tabela VII.2- Teores em terras raras (ppm) na amostra Gb-1 do tonalito biotítico de Bou Zouga.

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
55,40	110,00	12,90	47,30	8,44	2,10	7,17	1,11	6,00	1,11	3,28	0,48	3,10	0,45

Em comparação com as amostras do maciço de Al Medinat, o tonalito biotítico de Bou Zouga está consideravelmente enriquecido em TR, particularmente nas TRL e exibe razões TRL/TRP mais altas, indicando uma maior contribuição de materiais siálicos na sua petrogénese. Apresenta ainda uma anomalia negativa de Eu pequena, mas bem

definida, o que sugere que a cristalização fraccionada de plagioclase deverá ter tido um papel apreciável durante a evolução deste magma.

Admitindo que o líquido tonalítico de Bou Zouga resultou da diferenciação, em profundidade, de magmas básicos de origem mantélica, as suas características geoquímicas fazem supor um maior envolvimento dos processos de contaminação crustal do que o registado em Al Medinat e uma participação mais efectiva de plagioclase na associação mineralógica que terá condicionado a passagem dos líquidos mais primitivos aos magmas de composição tonalítica.

Não pode excluir-se, contudo, a hipótese deste magma ter sido produzido a partir de reservatórios-fonte da crista inferior e, nesse caso, as suas elevadas razões TRL/TRP estão provavelmente relacionadas com a presença de granada e/ou anfíbola residuais, pois ambas as fases discriminam fortemente as TRP das TRL.

VII.4.2.3- Diagramas multielementares normalizados

A natureza calco-alcalina da amostra Gb-1 está bem patente no diagrama multielementar da figura VII.44, através do enriquecimento em LILE (Ba, Rb, Th e K) relativamente aos HFSE ($Rb_N/Yb_N = 10.9 - 20.7$) e das depressões bem marcadas no Nb, Ta e Ti.

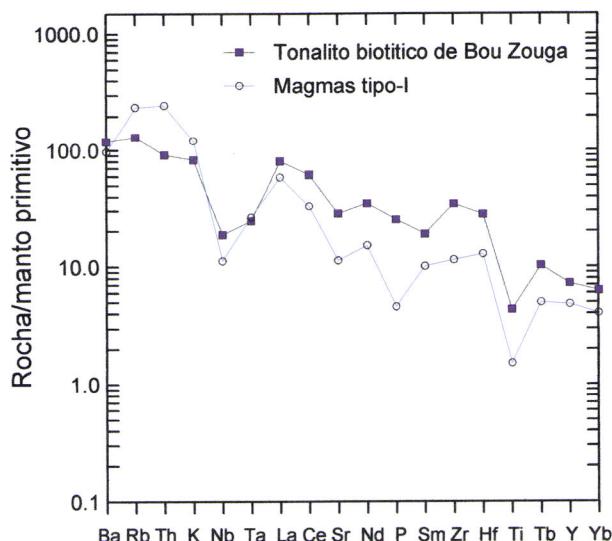


Figura VII.44- Diagrama multielementar para amostra Gb-1. Valores normalizados para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Para comparação mostra-se também o padrão dos magmas de tipo-I (Brown, 1991).

Num cenário de anatexia duma fonte crustal máfica, a retenção de granada e/ou anfíbola no resíduo refractário poderia ter sido responsável pelo acentuado fraccionamento dos LILE em relação aos HFSE, enquanto as deficiências de Nb, Ta e Ti são facilmente explicadas pela participação de óxidos de Fe e Ti na associação mineralógica residual. No entanto, todas estas características podem ser igualmente atribuídas a uma derivação por cristalização fraccionada a partir de magmas mais básicos de proveniência mantélica, envolvendo a separação de anfíbola, biotite, esfena

(Ta, Nb) e magnetite (Ta, Ti). Além disso, a ocorrência de anomalias negativas de Sr e de P aponta claramente para a intervenção de processos de fraccionamento de plagioclase (Sr) e de apatite (P) durante a evolução destes magmas.

Seja qual for o modelo petrogenético considerado, a assinatura geoquímica do tonalito biotítico de Bou Zouga testemunha uma contribuição crustal bastante mais pronunciada do que a encontrada no maciço de Al Medinat, o que poderá estar relacionado com um incremento no grau de interacção entre os líquidos parentais básicos e os materiais siálicos. Obviamente, estas suposições são especulativas e só poderão ser comprovadas através da obtenção de dados adicionais, quer por alargamento da amostragem ao resto do maciço e às rochas encaixantes, quer por aquisição de informação complementar não só de geoquímica elementar, mas também de química mineral e de geologia isotópica.

VII.4.2.4- Diagramas de discriminação tectónica

Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), a amostra do tonalito biotítico de Bou Zouga projecta-se tanto no domínio dos granitóides de arco vulcânico - VAG, como no campo das granitóides sin-colisionais Syn-COLG e VAG + Syn-COLG (fig. VII.45).

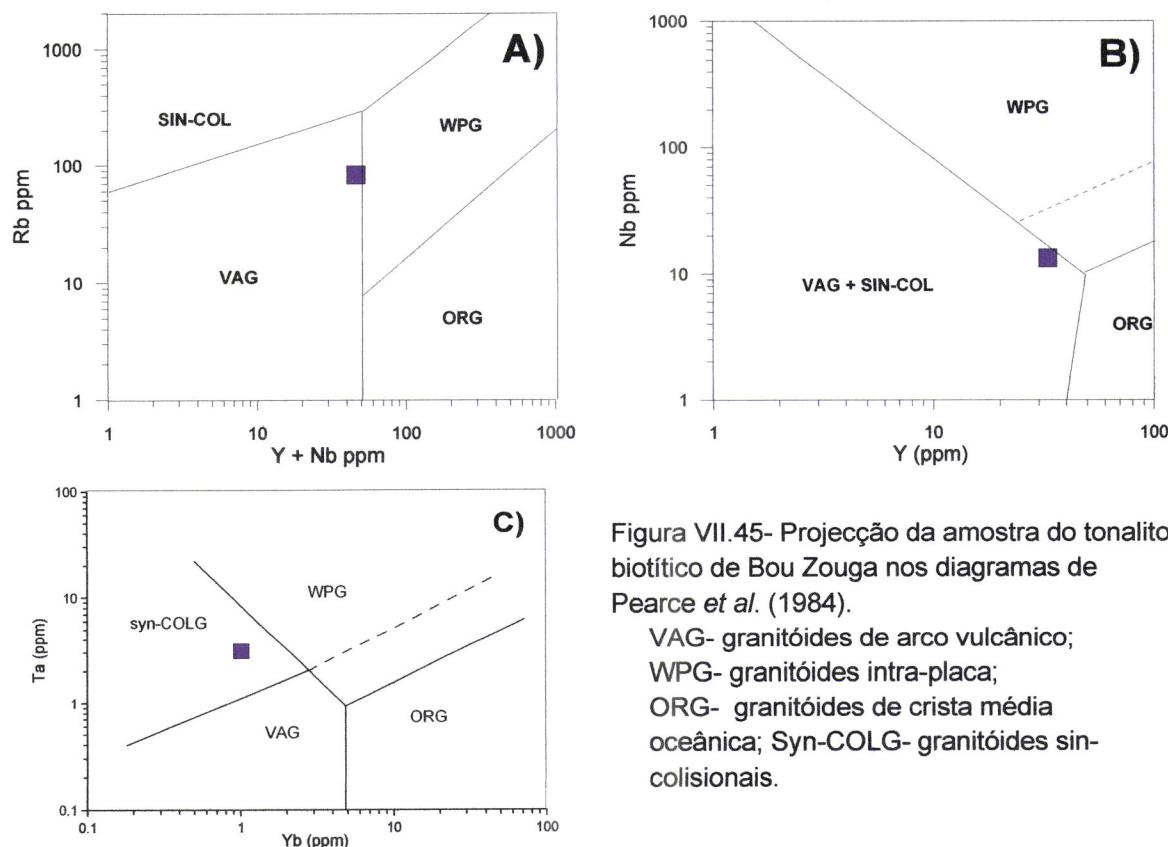


Figura VII.45- Projecção da amostra do tonalito biotítico de Bou Zouga nos diagramas de Pearce *et al.* (1984).

VAG- granitóides de arco vulcânico;

WPG- granitóides intra-placa;

ORG- granitóides de crista média

oceânica; Syn-COLG- granitóides sin-

colisionais.

A sua posição nestes diagramas está de acordo com o carácter sin a tardi-D₂ sugerido pelos dados de campo e de geologia regional. Em ambientes de colisão continental, podem gerar-se volumes significativos de fundidos mantélicos de composição basáltica

(Winter, 2001). Durante a sua ascensão através da crusta, estes magmas básicos sofrem processos de cristalização fraccionada e contaminação e originam líquidos tonalíticos que, devido à sua menor densidade, acabam por vir a instalar-se em níveis estruturais relativamente pouco profundos. O prosseguimento dos processos de diversificação magmática é responsável pela formação de sequências de granitóides de tipo-I/tipo-H, metaluminosos a fracamente peraluminosos, como parece ser o caso do maciço de Bou Zouga.

No entanto, também existem situações em que a intrusão dos magmas mantélicos na interface crusta-manto induz a fusão parcial dos granulitos máficos de crusta inferior com consequente produção de líquidos de composição intermédia e afinidades calco-alcalinas. Apesar de não ser possível definir com segurança em qual dos dois cenários ocorreu a formação do tonalito biotítico de Bou Zouga, os dados obtidos para o maciço de Al Medinat tendem a favorecer a primeira hipótese.

CAPÍTULO VIII
O SECTOR DE AZEGOUR

VIII- O sector de Azegour

VIII.1- Apresentação

O sector de Azegour faz parte do distrito de Al Haouz e localiza-se a 77 Km ao Sul de Marrakech. O acesso a esta região efectua-se inicialmente pela via Marrakech e Amizmiz (55 Km), donde parte a estrada para Amizmiz - Azegour (13 Km) que na maior parte do trajecto segue ao longo do vale de Anougal (fig. VIII.1).

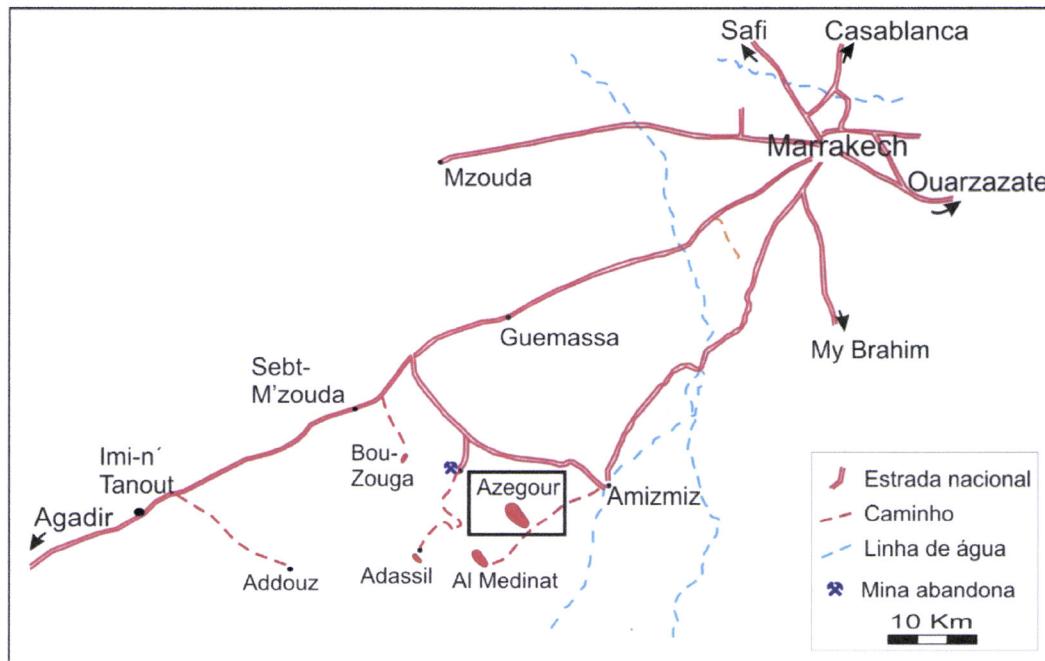


Figura VIII.1- Localização e acesso ao sector de Azegour (adaptado de Alaoui M'hamed, 1966)

Do ponto de vista geológico a área em estudo situa-se no segmento Varisco do Alto Atlas ocidental que constitui a parte meridional da Meseta ocidental que foi afectada pela deformação principal de idade namuro-vestefaliana (Huvelin, 1977; Lagarde, 1985; Mabkhout *et al.*, 1988; Piqué, 1994). Esta região é limitada por dois acidentes principais; a falha de Amizmiz que separa o Alto Atlas ocidental da planície de Al Haouz, e o acidente de Al Medinat (fig. VIII.2).

O bordo Nordeste que forma o contacto entre o encaixante Paleozóico e o granito é intrusivo, não sendo possível de observar o contacto na parte Sudoeste do granito devido à presença da cobertura sedimentar de idade meso-cenozóica (fig. VIII.3).

Inúmeros trabalhos anteriores marcaram a história geológica desta região. Os trabalhos mais relevantes enfocam diferentes aspectos da geologia, tais como estrutura, metamorfismo, geoquímica e, sobretudo, pelo seu interesse nos recursos minerais. (Roch, 1930; Moret, 1931; Neltner, 1938; Von der Weid, 1941; Raguin, 1945; Permingeat, 1957; Mrini, 1985; Aït Ayad, 1987; Ouazzani *et al.*, 1998; Hendaq, 2003).

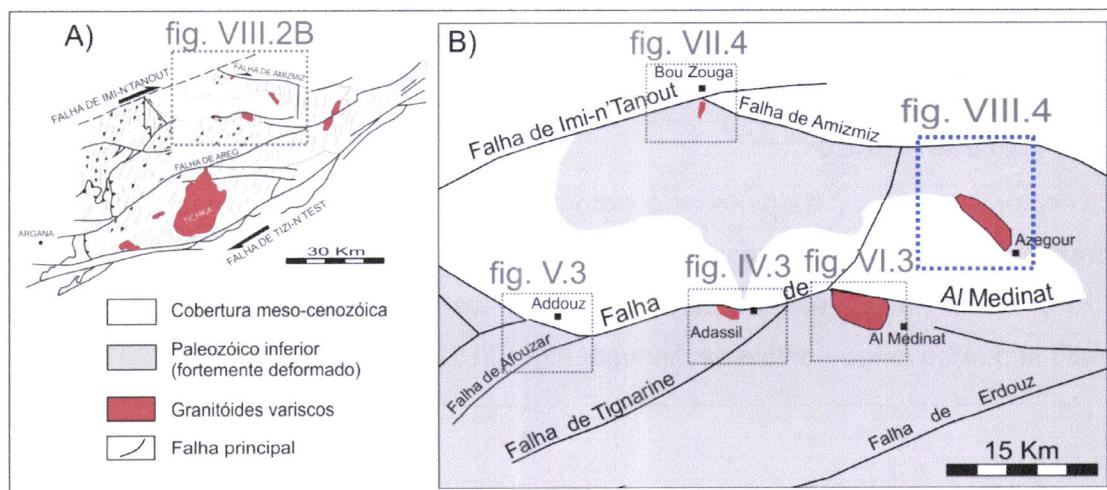


Figura VIII.2- Enquadramento do sector de Azegour (B; fig. VIII.4) no domínio setentrional do Alto Atlas ocidental (A). (Adaptado de Cornée, 1987; El Archi *et al.*, 2004).

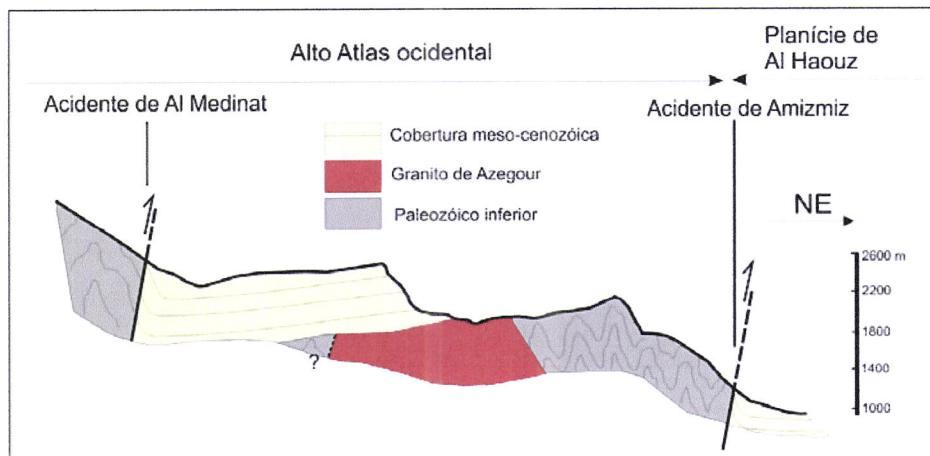


Figura VIII.3- Corte simplificado N-S na região de Azegour (adaptado de Permingeat, 1957; ver localização na figura VIII.2).

VIII.2- Estrutura

O sector de Azegour não foi por nós estudado do ponto de vista estrutural com o mesmo detalhe que os outros sectores. Com efeito, tendo em consideração o carácter tardi-orogénico deste maciço (tabela VIII.1), e sendo o objectivo deste trabalho a compreensão do controle estrutural do magmatismo varisco sintectónico, optou-se por uma abordagem mais superficial essencialmente numa perspectiva comparativa.

Tabela VIII.1- Alguns exemplos de dados geocronológicos Rb-Sr em rocha-total dos granitos tardi a pós-orogénicos na Meseta oriental e ocidental. (*) Mrini *et al.* (1992).

Meseta ocidental	Granito de Rehamna	268 ± 6 Ma (*)
	Granito de Zaér	279 ± 11 Ma (*)
	Granito de Ment	270 ± 3 Ma (*)
	Granito de Oulmès	262 ± 4 Ma (*)
	Granito de Azegour	268 ± 9 Ma
Meseta oriental	Granito de Béni-Snassène	247 ± 7 Ma (*)
	Granito de Boudoufoud	259 ± 11 Ma (*)

Na região de Azegour, as formações vulcanosedimentares e sedimentares de idade proterozóica terminal - câmbrica inferior, câmbrica médio e ordovícica, são afectadas por metamorfismo Varisco e afloram essencialmente no bordo Nordeste do granito de Azegour (fig. VIII.4).

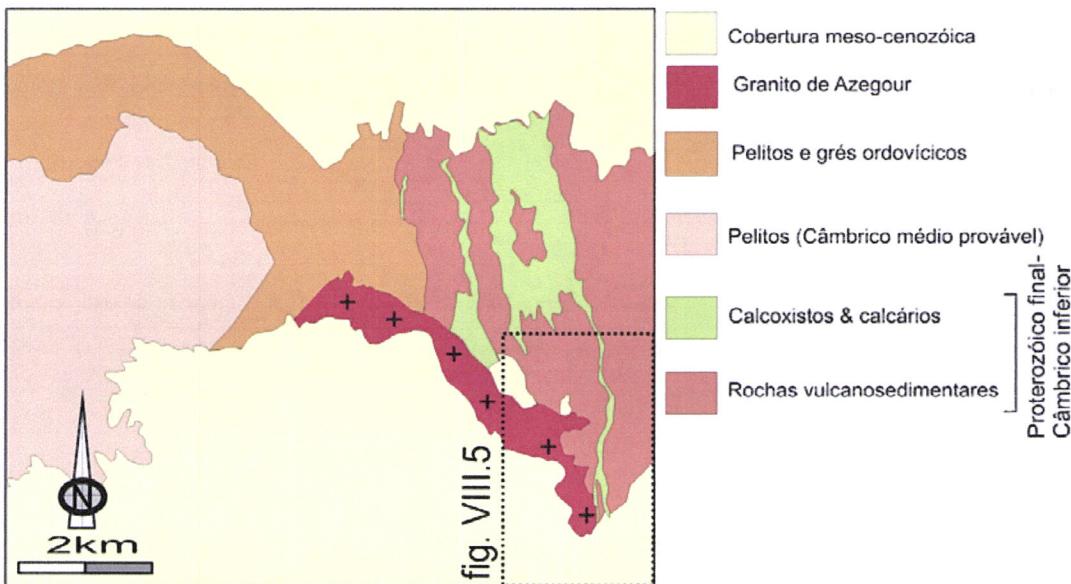


Figura VIII.4- Mapa geológico simplificado da região de Azegour, mostrando as principais formações (segundo mapa geológico de Amizmiz 1:100 000; SGM, 1996).

Estas formações foram afectadas pela primeira fase de deformação varisca (D_1) que gera as principais estruturas aflorantes na região que correspondem a dobras N-S que evidenciam uma clivagem S_1 de plano axial e uma lineação de estiramento sub-horizontal (Permingeat, 1957; Aït Ayad, 1987; Lagarde, 1985; Hendaq, 2003).

A cartografia estrutural realizada na porção SE da região de Azegour por Hendaq (2003; fig. VIII.5) evidenciou uma xistosidade penetrativa N-S de plano axial, com forte inclinação para Este. A lineação de estiramento é sub-horizontal a ligeiramente inclinada para Sul, sendo subparalela ao eixo cinemático b .

As dobras, como já foi referido, são geralmente de direcção axial submeridiana paralela à direcção regional da xistosidade. Os eixos das dobras são geralmente pouco inclinados para a Sul (Aït Ayad, 1987).

Os dados estruturais na região de Azegour permitem perceber a relação entre a instalação do granito e as rochas sedimentares e vulcanosedimentares envolventes. Não se verifica nenhuma variação geométrica nem da xistosidade e nem das lineações estruturais em torno da intrusão e, à escala microscópica, os minerais contemporâneos da intrusão não apresentam qualquer orientação preferencial (Hendaq, 2003). Este comportamento indica uma instalação pós-cinemática da intrusão. No entanto, verificou-se a existência de desligamentos esquerdos de direcção NE-SW que cortam o maciço os

quais têm sido interpretados com tardivariscos (Hendaq, 2003); isto sugere que a intrusão de Azegour, embora muito tardia em relação ao ciclo Varisco, ainda foi afectada pelos últimos eventos colisionais.

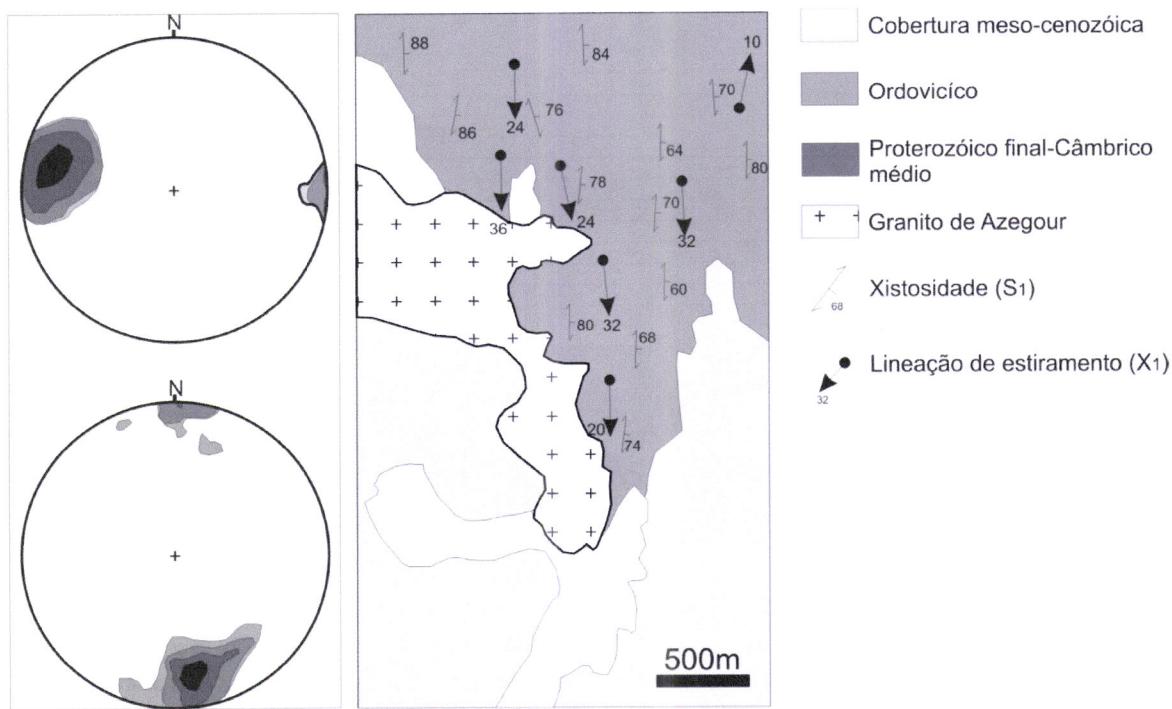


Figura VIII.5- Altitude da xistosidade S₁ e da lineação de estiramento X₁ na porção SE da região de Azegour (segundo Hendaq, 2003).

VIII.3- O granito de Azegour

No bloco situado entre as falhas de Amizmiz e de Al Medinat aflora um corpo intrusivo com dimensões à superfície de cerca de 1x5.7 Km, designado na literatura por granito de Azegour (fig. VIII.6). Ao longo do seu bordo Nordeste, o maciço define relações discordantes com o encaixante metassedimentar, desconhecendo-se a natureza do contacto Sudoeste pois está coberto por depósitos meso-cenozóicos (fig. VIII.6).

As rochas encaixantes registam os efeitos da primeira fase de deformação varisca, embora tenham sido intensamente afectadas pelo metamorfismo de contacto associado à instalação do plutônito de Azegour. Segundo Permingeat, (1957), é possível individualizar três zonas distintas no interior da auréola de metamorfismo do contacto: uma zona externa constituída por xistos mosqueados, uma zona intermédia de xistos nodulosos e uma zona interna onde se desenvolvem corneanas (fig. VIII.6). Aït Ayad (1987) refere que os nódulos dos xistos nodulosos são compostos essencialmente por cordierite, enquanto nos xistos mosqueados ocorrem porfiroblastos de cordierite e, por vezes, de andaluzite.

Em contrapartida, os metassedimentos localizados fora da influência do metamorfismo de contacto contêm clorite e micas brancas como principais minerais índice, sugerindo

que o metamorfismo regional não ultrapassou as condições epizonais e/ou anquizonais (Sagon, 1976).

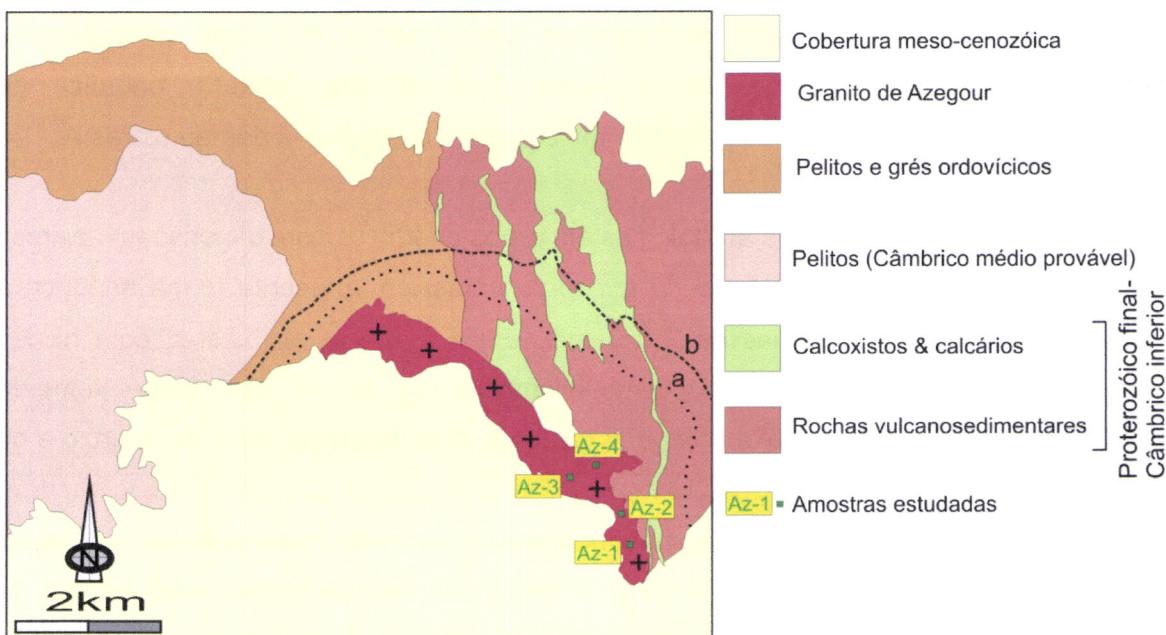


Figura VIII.6- Mapa geológico esquemático da região de Azegour (baseado no mapa geológico de Amizmiz, escala 1:100 000; SGM, 1996), mostrando:

- (1) a zoneografia do metamorfismo de contacto em torno do granito de Azegour (adaptado de Permingeat, 1957);
 - (a) zona dos xistos nodulosos;
 - (b) zona dos xistos mosqueados.
- (2) a localização das amostras colhidas para estudos petrográficos e geoquímicos.

Com base em critérios tectonoestratigráficos, o granito de Azegour parece ter-se instalado numa etapa muito tardia da evolução do orógeno Varisco, o que leva a incluí-lo no grupo dos granitóides tardi a pós-orogénicos (tabela VIII.1).

O estudo da deformação e do metamorfismo que afectaram o sector de Azegour transcende o âmbito do presente trabalho. Deste modo, apresentam-se nas secções seguintes as principais conclusões retiradas a partir do estudo petrográfico e geoquímico de quatro amostras do maciço de Azegour, cuja distribuição se ilustra na figura VIII.6.

VIII.3.1- Petrografia

As quatro amostras do granito de Azegour revelam fortes semelhanças entre si, o que aponta para uma grande homogeneidade petrográfica à escala do maciço. A fácie dominante está representada pelas amostras Az-1 e Az-2 (fig. VIII.6); ambas exibem cor rosada, textura fanerítica de grão médio (dimensões médias próximas de 1.6x3 mm) e uma associação mineralógica composta por quartzo + feldspato potássico (microclina) + plagioclase (oligoclase-albite) + biotite + apatite + esfena + zircão + monazite + opacos. A

escassez de biotite é uma das características mais relevantes deste granítóide (Permingeat, 1957).

As outras duas amostras (Az-3 e Az-4) correspondem a uma fácie microgranítica, também de tonalidade rosada, que aparece sob a forma de veios de espessura centimétrica em continuidade com a fácie principal. Têm textura fanerítica de granularidade fina mas a sua composição mineralógica é idêntica à das amostras Az-1 e Az-2.

O quartzo ocorre em ambas as litologias em grãos anédricos com dimensões máximas de 1.6x2 mm e extinção ondulante. O feldspato potássico apresenta forma anédrica a subédrica e dimensões médias de 2.8x3 mm. Exibe a macla em xadrez com nitidez variável, o que permite identificá-lo como microclina (fig. VIII.7). Está frequentemente pertitizado com vénulas de albite e pode conter inclusões de plagioclase, de quartzo e de biotite.

A plagioclase é predominantemente subédrica e mostra a macla polissintética, por vezes em conjunto com a de Carlsbad. O máximo ângulo de extinção obtido pelo método de Michel-Levy foi de $(010)^n p = 15^\circ$, o que permitiu classificá-la como albite-oligoclase (An10), pois apresenta um índice de refracção superior ao do quartzo (fig. VIII.8). Observam-se, pontualmente, fenómenos de intercrescimento entre a plagioclase e o quartzo vermicular - mirmequites.

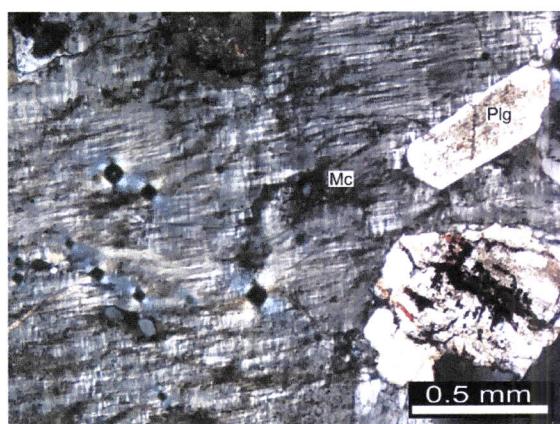


Figura VIII.7- Megacristal de microclina com inclusão de um pequeno cristal de plagioclase (nicós cruzados). Plg: plagioclase; Mc: microclina.

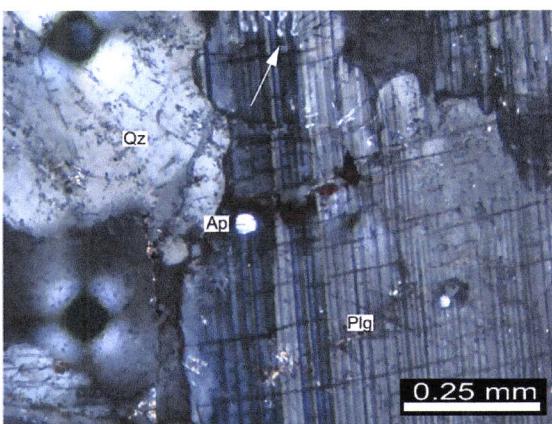


Figura VIII.8- Cristal de plagioclase com macla polissintética de albite em contacto com quartzo (nicós cruzados). Qz: quartzo; Ap: apatite; Plg: plagioclase.

Como já foi referido, a biotite está presente em proporções muito pequenas nestas rochas. Forma cristais subédricos lamelares, com dimensões próximas de 0.2x0.8 mm, podendo atingir tamanhos máximos de 0.8x1.8 mm (fig. VIII.9). Frequentemente está alterada para clorite e possui inclusões de monazite e opacos. Nalguns casos, observam-

se cristais de biotite incluídos na microclina e na plagioclase, o que evidencia o carácter relativamente precoce da cristalização desta fase mineral.

Os opacos ocorrem em secções quadradas, com tamanho inferior a 0.4 mm, sendo possível que correspondam a magnetite, enquanto a esfena surge em grãos anédricos de cor bege, contornos muito escuros devido ao seu alto relevo e birrefringência elevada. O zircão apresenta hábito euédrico, dimensões próximas de 0.2 mm e pode aparecer como inclusão no quartzo (fig. VIII.10).

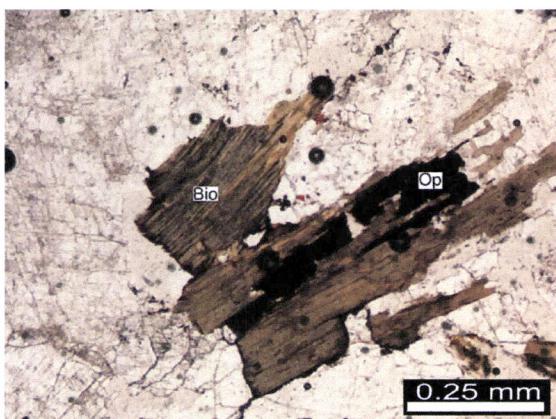


Figura VIII.9- Biotite em associação com opacos no granito de Azegour (nicóis paralelos). Bio: biotite; Op: opacos.



Figura VIII.10- Inclusão de zircão em quartzo nicóis paralelos). Qz: quartzo; Plg: plagioclase; Zr: zircão.

A apatite surge em pequenos cristais euédricos a subédricos com dimensões médias de 0.2 mm. Encontra-se principalmente como inclusão nos cristais de plagioclase. A monazite apresenta hábito anédrico e está, regra geral, envolvida por halos pleocrôicos intensos.

VIII.3.2- Geoquímica de rocha-total

As quatro amostras do granítóide de Azegour foram preparadas no Laboratório de Geociências da Universidade de Aveiro e enviadas para o Laboratório ActLabs, Canadá para análise de elementos maiores e traço, usando espectrometria de emissão de plasma ICP (técnica de fusão) e ICP-MS. As suas composições químicas e normativas encontram-se nas tabelas VIII.2, VIII.3.

VIII.3.2.1- Classificações normativas e químico-mineralógicas

Em termos geoquímicos, as amostras do granito de Azegour apresentam um carácter extremamente diferenciado ($\% \text{SiO}_2 = 77.53 - 78.14\%$) e projectam-se no campo dos granitos nos diagramas Or-Ab-An (Barker, 1979; fig. VIII.11) e QAP de Le Bas & Streckeisen (1991; fig. VIII.12).

Tabela VIII.2- Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) do granito de Azegour.

	Az-1	Az-2	Az-3	Az-4
SiO ₂	77.95	77.53	78.14	77.7
TiO ₂	0.133	0.133	0.106	0.072
Al ₂ O ₃	12.33	12.33	12.12	12.01
Fe ₂ O ₃	0.8	0.87	0.81	0.9
MnO	0.007	0.01	0.012	0.003
MgO	0.13	0.12	0.1	0.04
CaO	0.42	0.47	0.41	0.39
Na ₂ O	3.52	3.56	3.65	3.51
K ₂ O	5.04	4.7	4.63	4.96
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.04	0.02
L.O.I.	0.37	0.37	0.25	0.26
Total	100.73	100.133	100.268	99.865
V	5*	5*	6	10
Cr	20*	20*	20*	20
Co	1*	1*	1	1*
Ni	20*	20*	20*	20*
Cu	10*	10*	10*	10*
Zn	30*	30*	30*	30*
Ga	23	23	24	23
Ge	1.9	1.9	2	2
As	5*	5*	5*	5*
Rb	209	215	229	204
Sr	46	36	24	12
Y	14	13.5	9.8	6.5
Zr	88	105	46	31
Nb	26.2	24	27.8	20
Mo	2*	2*	2*	2*
Ag	0.5*	0.5*	0.5*	0.5*
In	0.1*	0.1*	0.1*	0.1*
Sn	1*	1*	1*	1*
Sb	0.2*	0.2*	0.2*	0.2*
Cs	1.2	2.1	0.9	1.9
Ba	235	167	107	113
Hf	38.2	36	30.4	7.06
Ta	70.2	58.9	49.3	12.3
W	4.98	4.88	4.05	1.19
Tl	13.4	12.6	9.91	3.38
Pb	2.07	1.84	1.4	0.56
Bi	0.301	0.254	0.172	0.144
Th	1.34	1.32	0.92	0.58
U	0.28	0.24	0.17	0.12

L.O.I – Perda ao rubro; *- Valores inferiores ao limite de detecção

Tabela VIII.3- Resultado do cálculo da norma C.I.P.W para as amostras do granito de Azegour. L.O.I- Perda ao rubro.

	Az-1	Az-2	Az-3	Az-4
Quartzo	36.61	37.46	37.84	37.05
Anortite	1.80	1.98	1.69	1.72
Hiperstena	0.60	0.63	0.57	0.54
Albite	29.85	30.41	31.06	29.99
Ortoclase	30.51	28.68	28.16	30.24
Apatite	0.06	0.08	0.08	0.04
Ilmenite	0.14	0.14	0.12	0.07
Corindo	0.26	0.42	0.30	0.14
Magnetite	0.18	0.20	0.18	0.21
L.O.I	0.37	0.37	0.25	0.26
Total	100.37	100.37	100.25	100.26

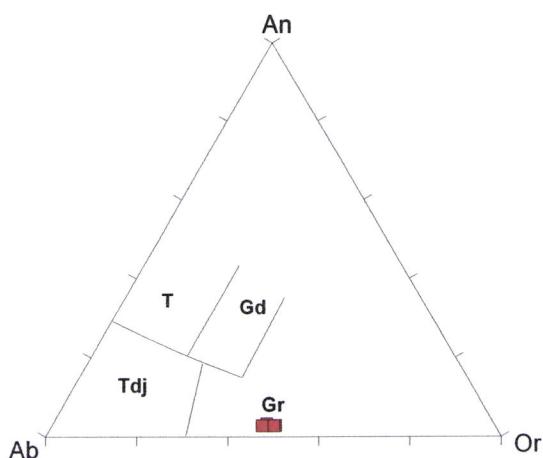


Figura VIII.11- Classificação das amostras do granito de Azegour no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979).

T- tonalitos; Gd- granodioritos; Tdj- trondjemitos; Gr- granitos.

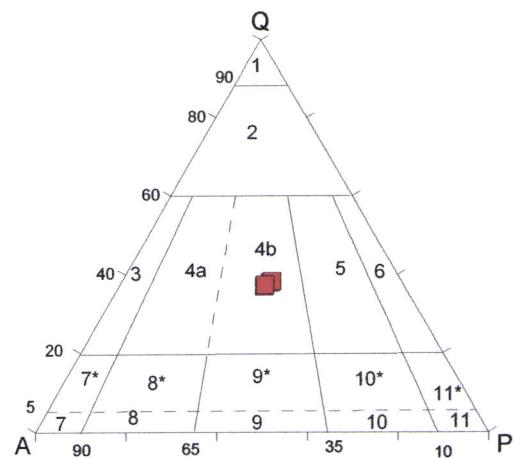


Figura VIII.12- Classificação das amostras do granito de Azegour no diagrama QAP segundo Le Bas & Streckeisen (1991).

Q- quartzo, A- feldspato alcalino, P- plagioclase; 3- granitos com feldspato alcalino; 4a- sienogranitos 4b- monzogranitos; 5- granodioritos; 6 - tonalitos

Ao aplicar o diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980), a sua classificação desloca-se para os granitos alcalinos (fig. VIII.13), o que parece mais consistente com as observações petrográficas. Com efeito, a conjugação dos parâmetros R1 e R2 é fortemente condicionada pelas mudanças de composição dos feldspatos e pelo conteúdo em minerais maficos, fornecendo, por isso, uma estimativa mais realista das proporções de feldspato potássico e plagioclase.

No diagrama de minerais característicos, proposto por Debon & Le Fort (1983), as rochas do maciço de Azegour projectam-se no domínio dos leucogranitos, com valores de A ligeiramente positivos e valores de B muito baixos ($B < 15.54$), o que está de acordo

com o seu fraco grau de aluminosidade e com a escassez de minerais ferromagnesianos nas litologias analisadas (fig. VIII.14).

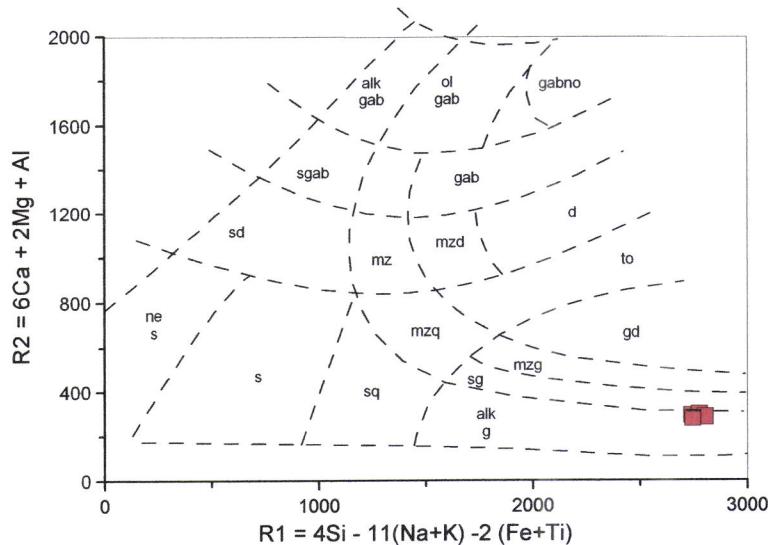


Figura VIII.13- Classificação das amostras do granito de Azegour usando os parâmetros R1-R2 de La Roche (1980):

ne - sienitos nefelínico; s - sienito; sq - sienito quártzico; sd - sienodiorito; sgab - sienogabro; alk gab - gabro alcalino; ol gab - gabro olivínico; gabno - gabronorito; gab - gabro; d - diorito; mzd - monzodiorito; mz - monzonito; to - tonalito; gd - granodiorito; mzq - monzonito quártzico; mgz - monzogranito; sg - sienogranito; alk gr - granito com feldspato alcalino.

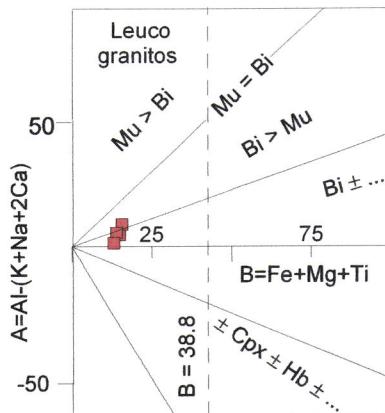


Figura VIII.14- Projecção das amostras do granito de Azegour no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983, 1988).

Mu - moscovite; Bi - biotite; Hb - horneblenda; Cpx - clinopiroxena.

Embora o posicionamento das amostras no campo dos leucogranitos sugira, à primeira vista, uma possível origem anatéctica para o granito de Azegour, esta interpretação pode não ser correcta. De facto, os elevados teores de SiO₂ observados nestas rochas são indicativos de uma derivação a partir de líquidos extremamente diferenciados, que tanto podem corresponder a fundidos de protólitos metassedimentares (tipo-S) como resultar da evolução de magmas com outra proveniência (tipo-I ou tipo-A).

No caso do maciço de Azegour, a ausência de uma mineralogia típica de granítóide tipo-S, aliada ao seu carácter fracamente peraluminoso ($A/CNK = 1.013$ e 1.045 ; fig. VIII.15) levam a excluir uma participação significativa de fontes supracrustais na sua petrogénese, favorecendo antes uma filiação de tipo-I ou tipo-A. Note-se que esta é também a indicação fornecida pela projecção das amostras no diagrama K₂O vs. Na₂O (fig. VIII.16).

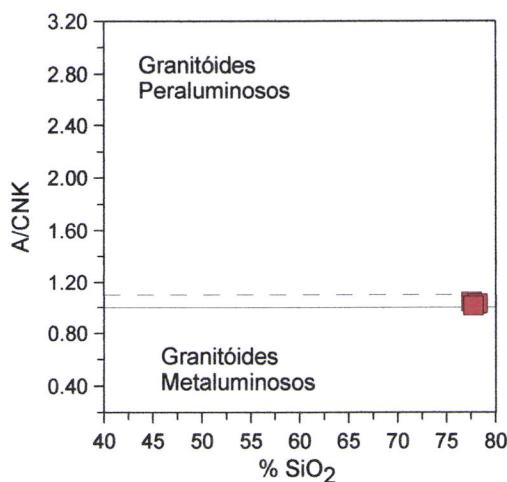


Figura VIII.15- Projecção das amostras do granito de Azegour no diagrama A/CNK vs. SiO₂ (Clarke, 1992).

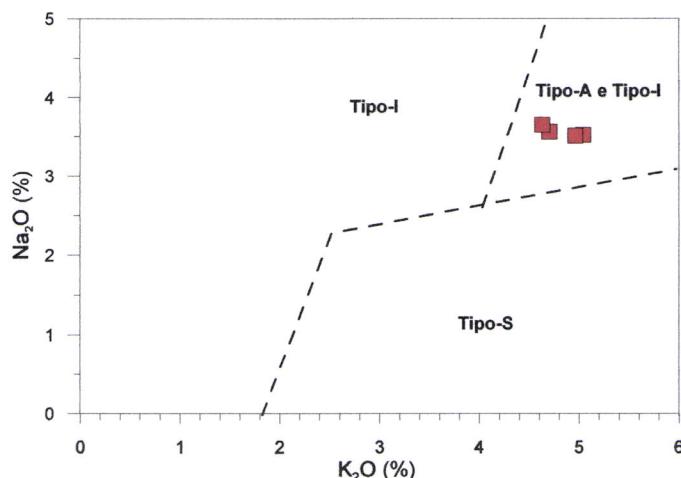


Figura VIII.16- Projecção das amostras do granito de Azegour no diagrama K₂O vs. Na₂O, em que se marcam os campos de predominância dos granitos tipo-I, tipo-S, e tipo-A-I (White & Chappell, 1983)

Nos diagramas de Frost *et al.* (2001), as amostras do plutonito de Azegour incluem-se no grupo dos granítóides calco-alcalinos de natureza ferrífera (figs. VIII.17 e VIII.18).

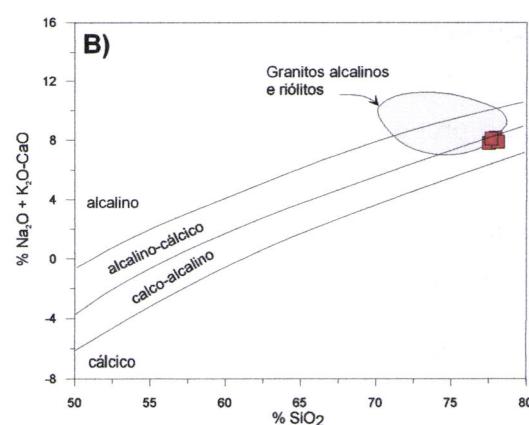
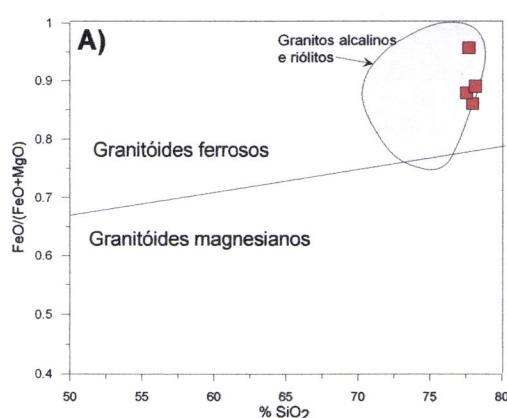


Figura VIII.17- Representação das amostras do granito de Azegour nos diagramas de Frost *et al.* (2001):

(A) (FeO(t))/(FeO(t)+MgO) vs. SiO₂

(B) (Na₂O+K₂O-CaO) vs. SiO₂

O sombreado mostra o campo dos granitos alcalinos e dos riólitos segundo Clemens *et al.* (1986), Skjerlie & Johnston (1992), Beard *et al.* (1994) e Patiño Douce (1997) (*in: Yang et al.*, 2006).

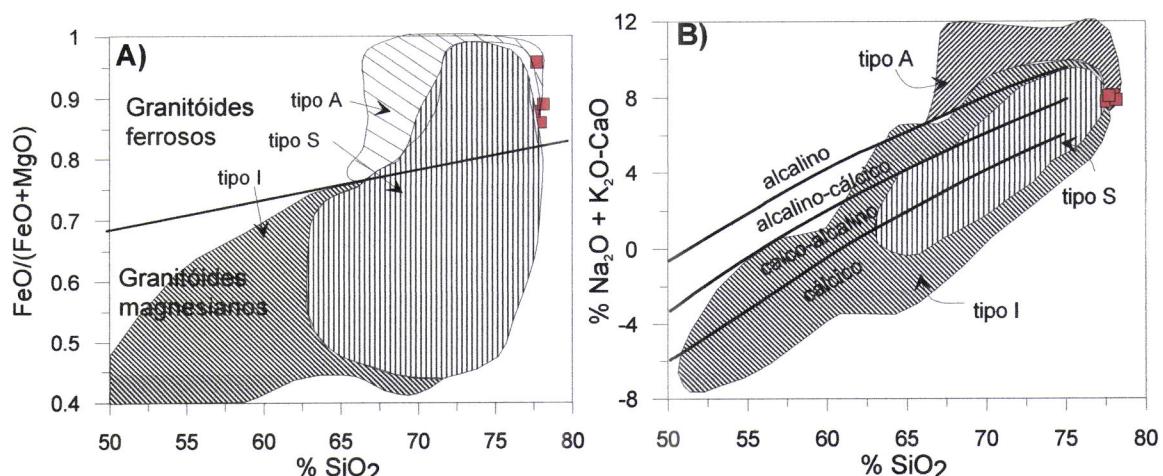


Figura VIII.18- Projecção das amostras do granito de Azegour nos diagramas de Frost et al. (2001), mostrando o espectro composicional dos granitóides de Lachlan Fold Belt, Austrália.

Dados segundo Landenberger & Collins (1996) e Australian Geological Survey Organization (AGSO) (<http://www.agso.gov.au/geochemistry/rockchem/>).

Segundo estes autores, os granitóides ferríferos derivam de magmas anidros com baixas fugacidades de oxigénio, em oposição aos granitóides magnesianos para os quais se postula uma origem a partir de fundidos com teores em água e fugacidades de oxigénio relativamente altos.

Nas figuras VIII.17 e VIII.18, verifica-se ainda que as amostras de granito de Azegour caem no campo dos granitos alcalinos e riólitos definidos por Yang et al. (2006) e têm características compostionais semelhantes aos granitóides de tipo-A da região de Lachlan Fold Belt.

A potencial filiação de tipo-A para os magmas de Azegour está bem expressa nos diagramas propostos por Whalen et al. (1987), pois todas as amostras estudadas se projectam no domínio deste grupo de granitóides (fig. VIII.19).

Desde a introdução do termo “tipo-A” por Loiselle & Wones (1979), os granitóides deste grupo têm constituído um dos membros mais controversos e pior compreendidos da família dos granitóides. Segundo Eby (1990, 1992), existe uma grande variedade de rochas que se enquadram na classificação de tipo-A, sendo possível agrupá-las em duas categorias principais:

- (a) granitóides de tipo-A₁, geralmente referidos como anorogénicos, para os quais se assume uma origem a partir da diferenciação de magmas basálticos OIB, provenientes de fontes mantélicas enriquecidas, contaminados em graus variáveis por materiais crustais;
- (b) granitóides de tipo-A₂, associados normalmente a ambientes geodinâmicos pós-colisionais ou pós-orogénicos, cuja génesis pode estar relacionada, quer

com a interacção entre magmas oriundos do manto com rochas siáticas, quer com a fusão parcial de fontes exclusivamente crustais.

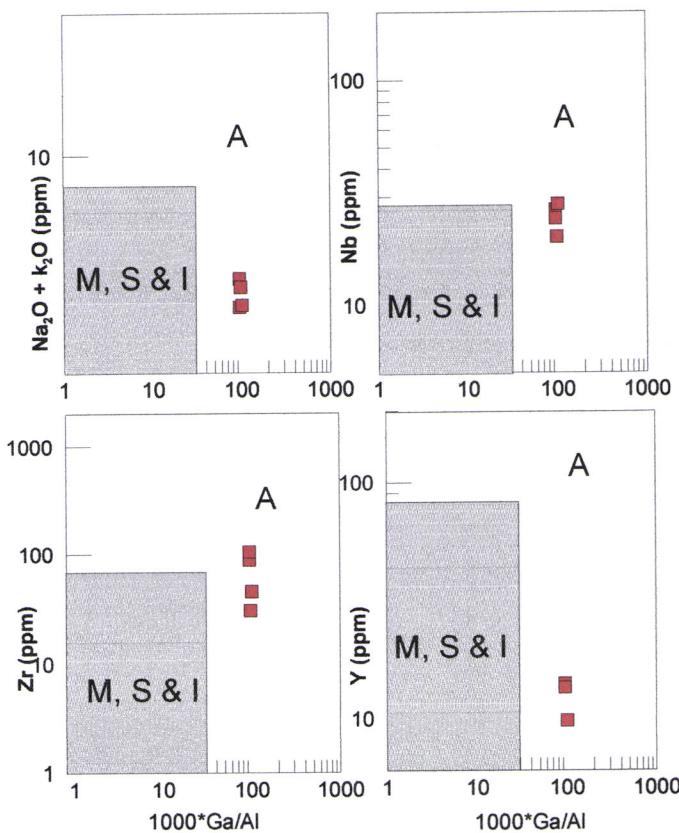


Figura VIII.19- Projecção das amostras representativas do granito de Azegour nos diagramas de Whalen *et al.* (1987) para A, M, S e I: granitóides respectivamente de tipo-A, tipo-M, tipo-S e tipo-I.

O contexto geológico em que se insere o maciço de Azegour assim como a sua assinatura geoquímica tendem a favorecer a hipótese de se tratar de um granito de tipo-A₂, uma vez que a sua instalação parece ter ocorrido nas fases finais ou pouco tempo após o evento orogénico Varisco e apresenta características compostionais transicionais I-A. Esta suposição é, aliás, corroborada pela sua projecção no diagrama da figura VIII.20.

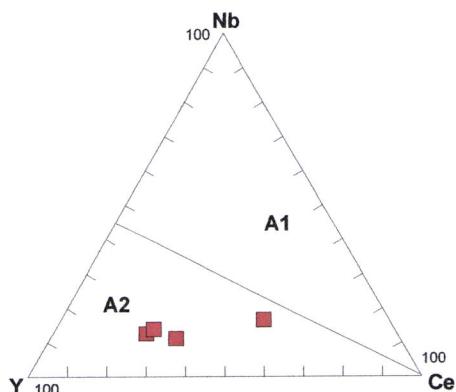


Figura VIII.20- Projecção das amostras do granitóide de Azegour no diagrama triangular Nb-Y-Ce proposto por Eby (1992).

- A1: campo dos granitóides de tipo-A1, anorogénicos, associados a ambientes de rife intracontinental e hotspots.
- A2: campo dos granitóides de tipo-A2, formados em ambientes pós-colisionais e pós-orogénicos.

No entanto, com os dados de geoquímica macro e oligo-elementar actualmente disponíveis torna-se difícil determinar em que medida este magma representa, ou um simples produto da fusão parcial de rochas máficas da base da crusta continental como defendem Collins *et al.* (1982), White & Chappell (1983) e Whalen *et al.* (1987) ou o resultado da interacção entre componentes mantélicas e crustais. Com efeito, em rochas muito diferenciadas como é o caso do granito de Azegour, a discriminação de potenciais fontes nem sempre é possível. O carácter extremamente evoluído deste granito é também evidenciado no diagrama ternário Rb-Ba-Sr da autoria de El Bouseily & El Sokkary (1975), verificando-se que as amostras analisadas se localizam no campo das rochas fortemente diferenciadas (fig. VIII.21).

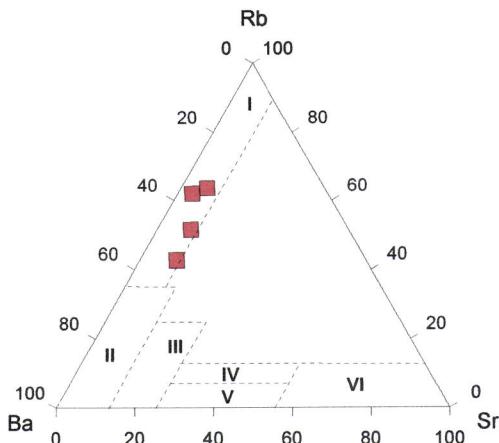


Figura VIII.21- Projecção das amostras do granito de Azegour no diagrama Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975).

I- granitos muito diferenciados; II- granitos normais; III- granitos anómalos; IV- granodioritos; V- quartzodioritos; VI- dioritos

VIII.3.2.2- Diagramas de discriminação tectónica

Nos diagramas de discriminação tectónica de Pearce *et al.* (1984), as amostras de granito de Azegour situam-se, quer nos domínios VAG + SIN-COL (fig. VIII.22A), quer próximo da intersecção dos campos VAG, SYN-COLG e WPG (fig. VIII.22B), o que cria uma grande ambiguidade sobre o ambiente geotectónico em que se formaram.

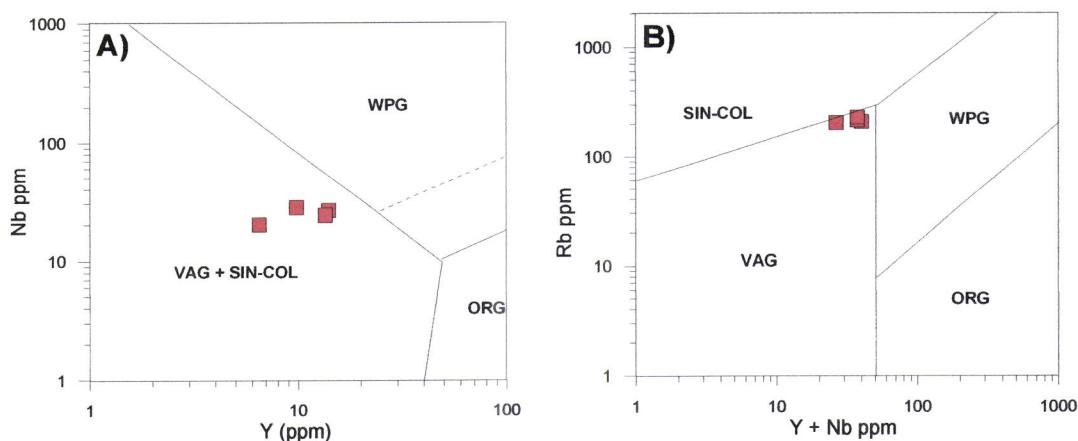


Figura VIII.22- Projecção das amostras do granito de Azegour nos diagramas de Pearce *et al.* (1984). VAG - granítoides de arco vulcânico; WPG - granítoides intra-placa; ORG - granítoides de crista média oceânica; Syn-COLG - granítoides sin-colisionais.

No entanto, a aplicação do esquema de classificação tectónica proposto por Maniar & Piccoli (1989), permite atribuir-lhes um carácter pós-orogénico, o que está em concordância com as evidências de campo (fig. VIII.23).

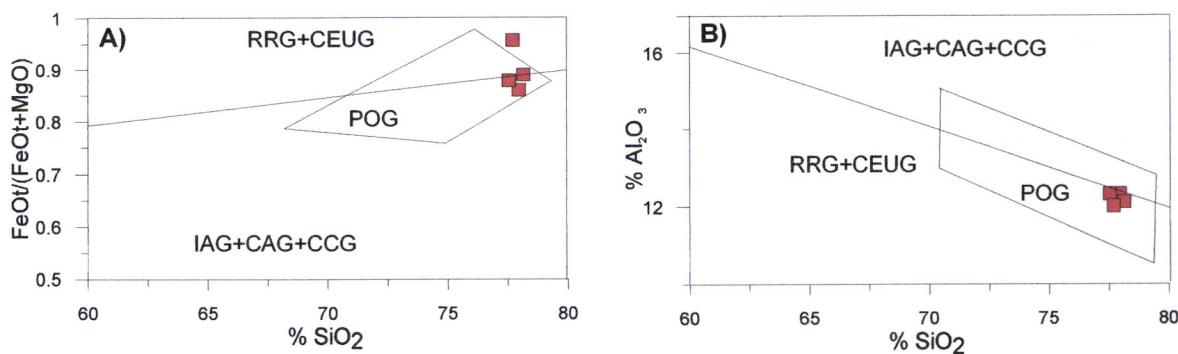


Figura VIII.23- Diagrama discriminante de ambiente tectónico baseado na composição em elementos maiores (Maniar & Piccoli, 1989):

A) $\text{FeO(t)}/(\text{FeO(t)}+\text{MgO})$ vs. SiO_2 ;

B) Al_2O_3 vs. SiO_2 .

RRG: granitóides relacionados com *rift*; CEUG: granitóides continentais relacionados com o levantamento epirogénico; POG: granitóides pós-orogénicos; IAG: granitóides de arco-ilha; CAG: granitóides de arco-continental; CCG: granitóides de colisão continental.

VIII.3.2.3- Diagramas de terras raras

As amostras do maciço de Azegour são caracterizadas (fig. VIII.24) por teores fracos a moderados de terras raras ($\Sigma\text{TR} = 28.25 - 137.17 \text{ ppm}$), um fraccionamento pronunciado de TRL ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 7.9 - 13.67$), um nítido enriquecimento de TRL em relação às TRP ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4.81 - 11.61$) e anomalias negativas de Eu bem definidas ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.44 - 0.75$; tabela VIII.4).

Tabela VIII.4- Teores em terras raras (ppm) nas amostras do granito de Azegour.

	AZ-1	AZ-2	AZ-3	AZ-4
La	38,2	36	30,4	7,06
Ce	70,2	58,9	49,3	12,3
Pr	4,98	4,88	4,05	1,19
Nd	13,4	12,6	9,91	3,38
Sm	2,07	1,84	1,4	0,56
Eu	0,301	0,254	0,172	0,144
Gd	1,34	1,32	0,92	0,58
Tb	0,28	0,24	0,17	0,12
Dy	1,73	1,54	1,1	0,82
Ho	0,39	0,36	0,27	0,18
Er	1,4	1,36	1	0,64
Tm	0,294	0,301	0,221	0,125
Yb	2,22	2,39	1,83	0,99
Lu	0,369	0,416	0,302	0,16

Como consequência da presença de anomalias negativas de Eu e dos teores comparativamente mais altos de TRL e de TRP, os seus perfis têm uma forma em “gaivota”, que é característica de muitos granitóides de tipo-A (e.g. Landenberger & Collins, 1996; Zhang *et al.*, 2007). Tendo em conta o carácter extremamente diferenciado do granito de Azegour ($\text{SiO}_2 \approx 77 - 78\%$; $\text{TiO}_2 < 0.13$; $\text{Sr} < 46 \text{ ppm}$; $\text{Rb}_N/\text{Ba}_N = 9.79 - 23.56$), o desenvolvimento das anomalias negativas de Eu deverá ter sido originado pelo fraccionamento de plagioclase e de feldspato potássico, o que explicaria também o elevado grau de empobrecimento em Sr e Ba nestas rochas.

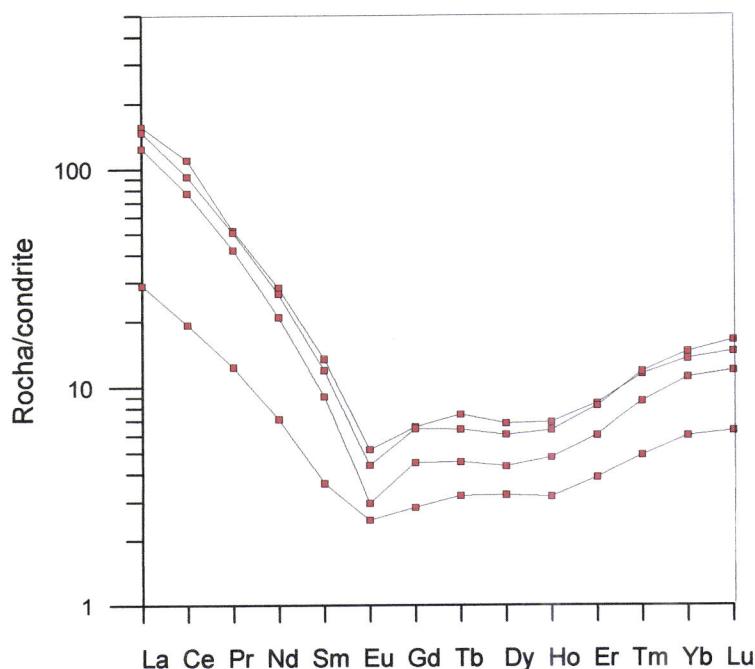


Figura VIII.24- Diagramas de terras raras para as amostras de granito de Azegour. Valores normalizados para o condrito segundo Evensen *et al.* (1978).

Com efeito, a assinatura geoquímica do granito de Azegour sugere que este magma representa o estádio mais evoluído de um processo de cristalização fraccionada envolvendo a separação de uma associação mineralógica contendo plagioclase, feldspato potássico e, possivelmente, biotite. Apesar de não se ter encontrado anfíbola em nenhuma das amostras analisadas, a sua eventual remoção poderia ter sido responsável pelas altas razões La_N/Sm_N e La_N/Yb_N observadas, uma vez que esta fase mineral mostra uma nítida preferência pelas terras raras médias e pesadas (ver tabela VIII.5). Devido à sua grande capacidade de incorporação das terras raras intermédias (TRM), a esfena e a apatite também poderão ter desempenhado um papel significativo durante a diferenciação magmática (ver tabela VIII.5).

Por outro lado, a intervenção destas fases minerais (anfíbola \pm esfena \pm apatite) tenderia a produzir líquidos enriquecidos em Er, Tm, Yb e Lu em relação às restantes TRP, como acontece no granito de Azegour (fig. VIII.24; tabela VIII.5).

Tabela VIII.5- Coeficientes de partilha para as TR em líquidos andesíticos /dacíticos.

	Anfíbola (a)	Plagioclase (a)	Esfena (b)	Zircão (c)	Apatite (d)
La			2.00	16.9	14.50
Ce	0.899	0.240		16.75	21.10
Pr					
Nd	2.89	0.170		13.30	32.80
Sm	3.990	0.130	10.000	14.40	46.00
Eu	3.440	2.110		16.00	25.50
Gd	5.480	0.900		12.00	43.90
Tb				37.00	
Dy	6.200	0.086		101.50	34.80
Ho			10.000		
Er	5.940	0.084		135.00	22.70
Tm					
Yb	4.890	0.077		527.00	15.40
Lu	4.530	0.062	6.000	641.50	13.80

Dados de Rollinson (1993): (a) líquidos dacíticos, Arth (1986); (b) líquidos dacíticos, Green *et al.* (1989); (c) líquidos riolíticos, Mahood & Hildreth (1983); (d) líquidos dacíticos, Fujimaki (1986).

Finalmente, é de realçar que o facto de não terem sido amostradas no maciço de Azegour rochas com composições mais primitivas, faz com que quaisquer inferências sobre a natureza dos líquidos parentais ou sobre os principais processos petrogenéticos envolvidos na sua formação sejam altamente especulativas.

VIII.3.2.4- Diagramas multielementares

Na figura VIII.25 estão ilustrados os diagramas multielementares das amostras do granito de Azegour, normalizados em relação à composição do manto primitivo segundo Sun & McDonough (1989).

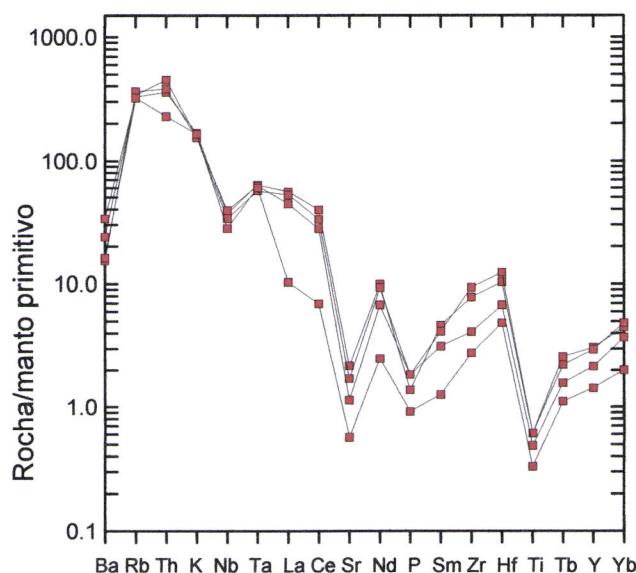


Figura VIII.25- Diagramas multielementares normalizados para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) das amostras do granito de Azegour.

Nestes diagramas, os elementos estão ordenados, da esquerda para a direita, em termos de incompatibilidade decrescente (Rollinson, 1995), verificando-se que as

amostras estudadas exibem um claro enriquecimento dos elementos mais incompatíveis ($\text{Rb}_N/\text{Yb}_N = 69.84 - 159.98$) e depressões bem definidas no Ba, Nb, Sr, P e Ti.

Sendo o comportamento do Ba e do Sr fortemente condicionado pelos feldspatos e o do P pela apatite, a ocorrência de anomalias negativas nestes elementos está provavelmente relacionada com a fraccionação destas fases minerais, em concordância com as conclusões retiradas na secção precedente. Já as depressões de Ti e Nb, tanto podem estar a evidenciar os efeitos da separação de anfíbola (Ti, Nb), esfena (Nb) e magnetite (Ti, Nb) durante os fenómenos de cristalização fraccionada ou ter sido causadas pela retenção destas fases minerais no resíduo refractário de uma fonte crustal máfica sujeita a processos de fusão parcial.

Apesar do carácter extremamente diferenciado das rochas de Azegour, os seus perfis multielementares mostram muitas semelhanças com os dos granitóides de tipo-I, o que tem levado alguns autores a postular que os líquidos parentais das séries I e A derivam ambos da fusão parcial, em condições anidras, de protólitos de composição ígnea básica a intermédia da crista inferior (Landenberger & Collins, 1996). Segundo estes autores, a extracção dos magmas de tipo-I ocorre em estádios relativamente precoces e provoca a desidratação da região fonte. Numa fase mais tardia, os materiais previamente afectados por fenómenos de fusão parcial, fundem novamente, em condições de baixa actividade de água e altas temperaturas, gerando os magmas de tipo-A. As diferenças de químismo entre as duas séries serão subsequentemente amplificadas durante os processos de cristalização fraccionada (Landenberger & Collins, 1996).

Para os granulitos da crista inferior serem sujeitos a novos eventos de fusão parcial são necessárias temperaturas superiores a $850^\circ - 900^\circ$ (Clemens *et al.*, 1986), o que requer inevitavelmente o envolvimento de uma componente mantélica, ou seja, intrusão de magmas basálticos na interface crista-manto (*underplating*). Deste modo, não pode descartar-se totalmente a hipótese dos granitóides de tipo-A resultarem de processos de interacção, de extensão variável, entre líquidos mantélicos e crustais.

VIII.3.3- Geologia isotópica

Com o objectivo de obter informação geocronológica e de geoquímica isotópica para o granito de Azegour, analisaram-se 4 amostras nos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd; as análises isotópicas foram realizadas por TIMS no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro. A determinação das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foi feita a partir das concentrações de Rb, Sr, Sm e Nd obtidas por ICP-MS no Actlabs, Canadá.

VIII.3.3.1- Datações pelo método Rb-Sr

Apresentam-se na tabela VIII.6, os dados isotópicos Rb-Sr (rocha-total) das 4 amostras do granito de Azegour. Para o cálculo das idades utilizou-se o programa *Isoplot* (Ludwig, 2000), baseado no método de York (1969). A constante de desintegração usada para o ^{87}Rb foi de $1.42 \times 10^{-11}/\text{ano}$ (Steiger & Jäger, 1977). Os erros máximos admitidos para a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ são de 2%.

Tabela VIII.6- Dados isotópicos Rb-Sr (rocha-total) para o granito de Azegour.

Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2s)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2s)
Az-1	209	46	12.15	0.34	0.751525	0.000036
Az-2	215	36	16.10	0.46	0.766134	0.000035
Az-3	229	24	25.89	0.73	0.803537	0.000035
Az-4	204	12	45.58	1.29	0.879725	0.000044

O excelente alinhamento dos pontos no diagrama isocrônico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ permitiu obter uma isócrona de rocha-total de 268 ± 9 Ma, com uma razão inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de 0.7049 e um MSWD de 0.15 (fig. VIII.26). O baixo valor de MSWD (modelo 1, *Isoplot*) confere confiança aos resultados analíticos e leva a interpretar a idade 268 ± 9 Ma como uma idade mínima de cristalização para o granito de Azegour, confirmando ainda a relação de consanguinidade entre as amostras deste corpo intrusivo.

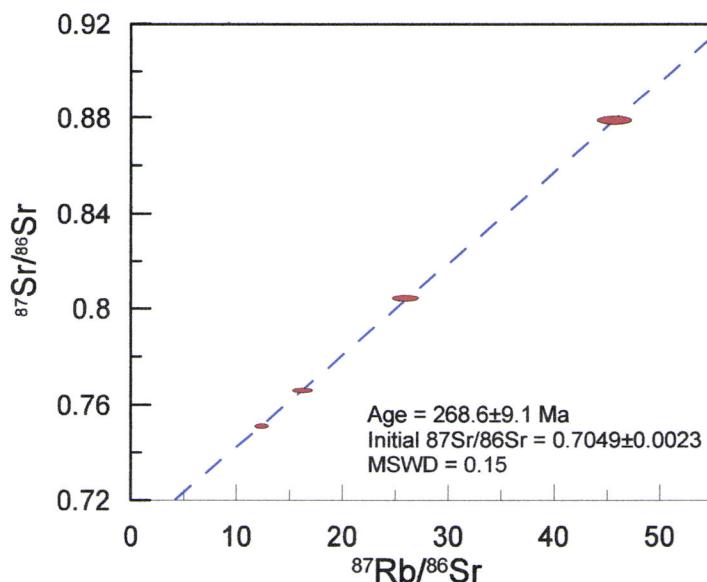


Figura VIII.26- Isócrona Rb/Sr para as amostras de granito de Azegour.

Datações prévias realizadas por Mrini (1985; 1992) e Aït Ayad (1987) apontam para um intervalo de idades compreendido entre 268 e 271 Ma para a instalação do granitóide de Azegour, o que está em clara concordância com o valor agora obtido. Apesar de não

se poder excluir a possibilidade de ter ocorrido algum reequilíbrio isotópico tardio, a idade obtida não deverá estar muito afastada da idade da intrusão.

VIII.3.3.2- Geoquímica isotópica Sr-Nd e idades modelo

Com base na informação geocronológica disponível, seleccionou-se a idade de 270 Ma para calcular as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniciais das amostras do granítóide de Azegour, bem como os respectivos valores de $\varepsilon\text{Sr}_{270}$ e de $\varepsilon\text{Nd}_{270}$ (tabela VIII.7).

Tabela VIII.7- Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e valores de εSr e de εNd para a idade 270 Ma.

Amostra	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{270}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{270}$	$\varepsilon\text{Sr}_{270}$	$\varepsilon\text{Nd}_{270}$	T_{DM}
Az-1	0.704843	0.512242	9.32	-0.94	0.83 Ga
Az-2	0.704287	0.512233	1.43	-1.12	0.83 Ga
Az-3	0.704084	0.512232	-1.45	-1.13	0.80 Ga
Az-4	0.704636	0.512042	6.39	-4.85	0.11 Ga

As baixas razões iniciais de Sr das amostras estudadas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{270} = 0.7040 - 0.7048$; $\varepsilon\text{Sr}_{270} = -1.45$ a + 9.32) sugerem uma proveniência a partir de fontes primitivas com forte contribuição juvenil, o que é compatível com uma participação significativa de rochas ígneas máficas / intermédias da crusta inferior, com curtos tempos de residência, na sua petrogénese. Em alternativa, as suas assinaturas isotópicas também podem ser atribuídas à interacção e/ou hibridização de líquidos basálticos derivados do manto com este tipo de materiais.

Os valores pouco negativos de $\varepsilon\text{Nd}_{270}$ ($\varepsilon\text{Nd}_{270} = -0.94$ a -4.85), bem como as idades-modelo relativamente recentes obtidas nas quatro amostras analisadas ($T_{\text{DM}} = 0.11$ - 0.83 Ga) são conciliáveis com ambos os modelos, não permitindo uma discriminação efectiva dos potenciais componentes envolvidos na sua formação.

De facto, as composições isotópicas de Sr e Nd das amostras do granito de Azegour, quando recalculadas para a idade provável de intrusão, projectam-se no quadrante inferior direito do diagrama $\varepsilon\text{Nd} - \varepsilon\text{Sr}$, em posições próximas do *Mantle Array* e do campo definido para a crusta inferior (fig. VIII.27). Na ausência de dados geoquímicos e isotópicos adicionais, não é possível avançar com uma única interpretação para a génesis dos magmas de Azegour.

Apesar disso, os resultados obtidos ao longo do presente trabalho permitem concluir que o maciço de Azegour se instalou há cerca de 270 Ma, num contexto pós-colisional, incluindo-se no grupo dos granítóides de tipo-A₂, segundo os critérios definidos por Eby (1990, 1992). Parece representar o estádio mais evoluído de um processo de cristalização fraccionada, que ocorreu provavelmente em níveis estruturais profundos e

envolveu a separação de uma associação mineralógica composta por plagioclase + feldspato potássico ± biotite ± anfíbola ± esfena ± apatite.

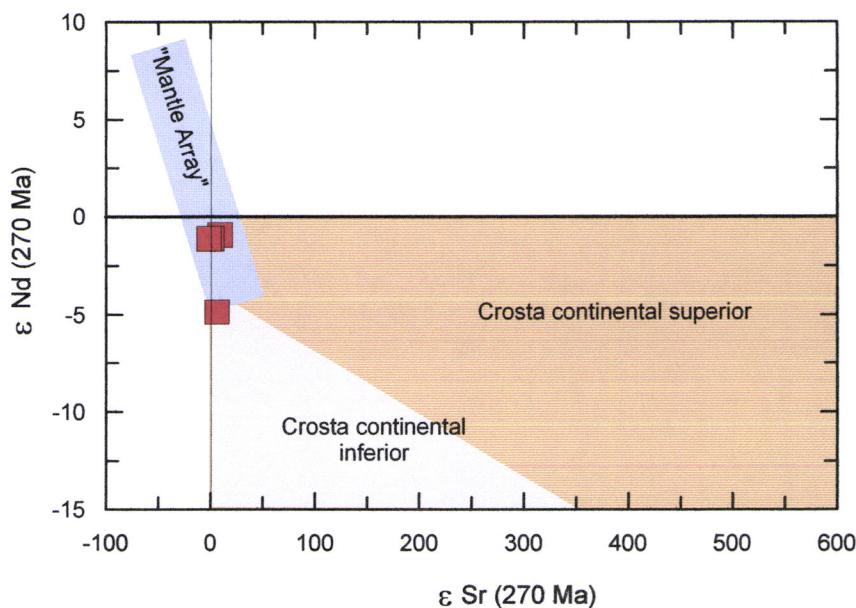


Figura VIII.27- Projecção das amostras do granito de Azegour no diagrama $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ vs. $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$ (εSr vs. εNd) (DePaolo e Wasserburg, 1979; *in:* Rollinson, 1995).

A génesis dos seus percursores magnéticos poderá estar relacionada com a fusão parcial de fontes exclusivamente crustais de natureza máfica ou intermédia e curtos tempos de residência ou, em alternativa, com a interacção entre magmas oriundos do manto e materiais da crusta inferior.

CAPÍTULO IX.
EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

IX- Evolução geodinâmica

IX.1- Introdução

O estudo pluridisciplinar realizado em diversos sectores do domínio setentrional do Alto Atlas ocidental (fig. IX.1) permite-nos constatar que:

- o primeiro episódio de deformação (D_{1a}), que é o mais expressivo na região do Alto Atlas ocidental, corresponde à primeira fase de deformação geral aqui descrita (D_1) tendo sido reconhecido em todas regiões estudadas;
- durante o segundo episódio (D_{1b}) desenvolve-se um importante corredor de cisalhamento com uma orientação WNW-ESE e uma cinemática esquerda predominante que afecta fortemente os sectores na vizinhança da falha de Al Medinat: Adassil, Addouz e Al Medinat;
- a segunda fase de deformação (D_2) é mais expressiva no sector de Bou Zouga tendo igualmente sido reconhecida na região de Addouz. Esta fase representa uma continuação no tempo de D_1 ;
- com excepção da região de Bou Zouga, a terceira fase de deformação varisca (D_3) afecta os sectores aflorantes na vizinhança da falha de Al Medinat tendo também sido reconhecida no sector de Azegour;
- o ciclo alpino induz a reactivação, com movimentação inversa predominante, das principais estruturas variscas tendo sido responsável pelo levantamento do bloco do Alto Atlas. Como seria de esperar, a intensidade desta reactivação foi fortemente condicionada pela orientação dos planos de anisotropia gerados nos eventos tectónicos anteriores; as orientações próximas de E-W foram aquelas que foram mais fortemente reactivadas.

IX.2- Episódios tectonometamórficos nas regiões estudadas

Introdução

A evolução tectonometamórfica das regiões estudadas foi profundamente condicionada pelo funcionamento de zonas de cisalhamento dúctil associadas à primeira fase de deformação varisca (D_1). Nos sectores de Adassil, Addouz e Al Medinat, a D_1 corresponde a uma deformação progressiva em regime transpressivo, envolvendo dois episódios de deformação (D_{1a} e D_{1b}). Durante a D_{1a} , geraram-se dobramentos com planos axiais N-S que, na proximidade das zonas de cisalhamento NE-SW, rodam e tendem a ficar paralelos aos acidentes. Associado aos dobramentos, desenvolve-se uma xistosidade penetrativa (S_{1a}) de plano axial; os eixos são sub-horizontais e subparalelos à linearização de estiramento, o que permite inferir uma situação de estiramento paralelo ao

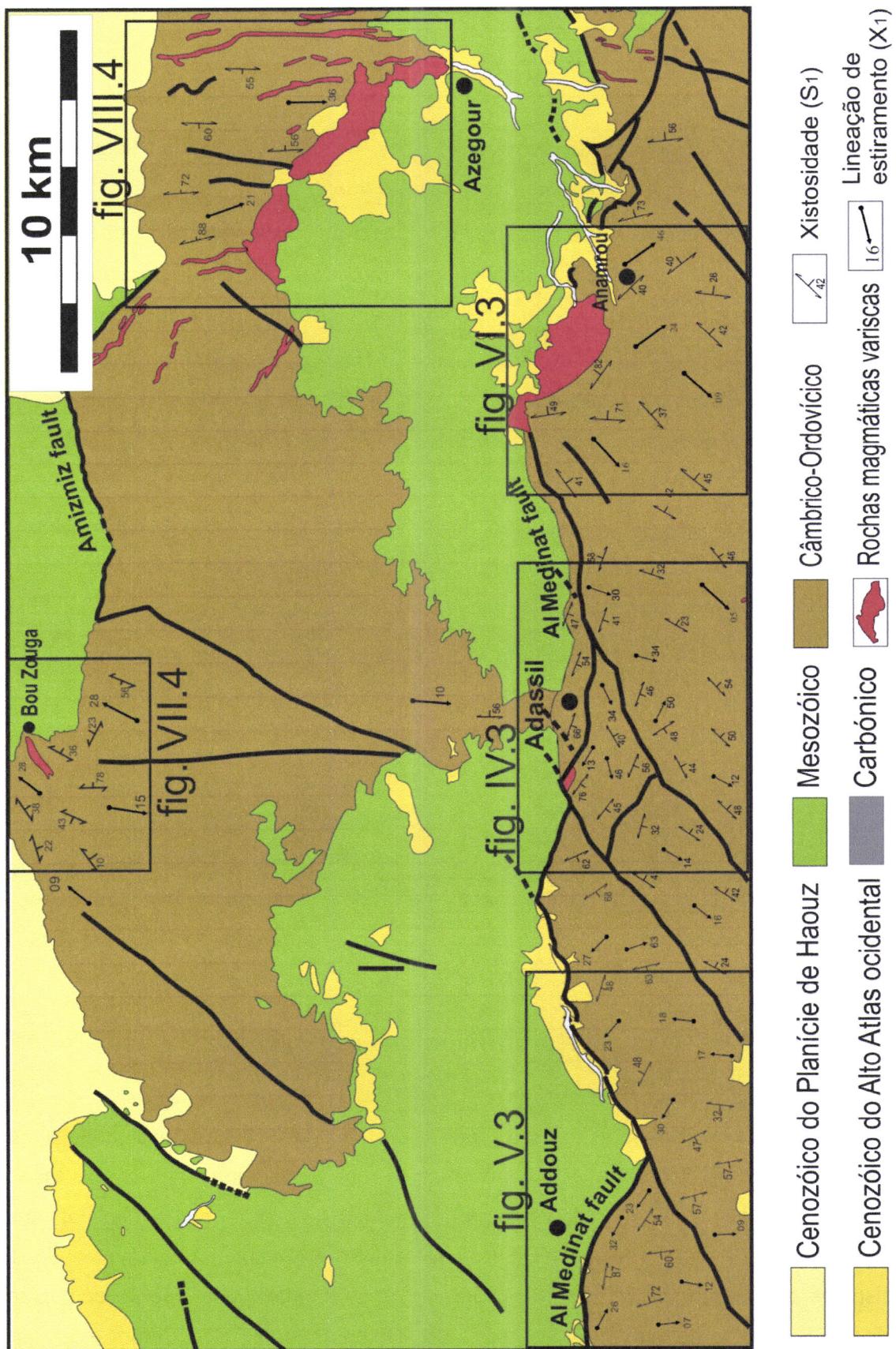


Figura IX.1- Mapa geológico do domínio setentrional do Alto Atlas ocidental adaptado de SGM (1981), (1996), evidenciando a relação entre os principais acidentes, a trajectória de S_1 e de X_1 e as principais intrusões graníticas nos sectores de Adassil (fig. IV.3), Addouz (fig. V.3), Aït Medinat (fig. VI.3), Bou Zouga (fig. VII.4) e Azegour (fig. VIII.4; Aït Ayad *et al.*, 2000).

eixo cinemático *b*. Em todos os sectores estudados, a D_{1b} quando aparece está relacionada com o desenvolvimento de corredores de cisalhamento subverticais, esquerdos, com direcção WNW-ESE. O episódio D_{1b} foi responsável pela reorientação das estruturas produzidas durante a D_{1a} e, na zona de influência do cisalhamento, chega a originar uma foliação (S_{1b}) que pode transpor completamente a S₀ e a S_{1a}, situação que é bem visível nos sectores de Adassil e de Addouz.

O estudo estrutural e metamórfico realizado na região de Bou Zouga permitiu evidenciar dois eventos sin-metamórficos D_{1a} e D₂. Como foi referido anteriormente, a segunda fase de deformação é mais expressiva nesta região e representa uma continuação no tempo da D₁.

A evolução tectonometamórfica na região de Azegour foi essencialmente estabelecida durante a fase de deformação varisca D_{1a} e, posteriormente, o granito de Azegour foi afectado pela terceira fase de deformação tardivarisca D₃.

IX.2.1- Sector de Addouz-Adassil-Anamrou (D_{1a}+D_{1b}+D₃)

A análise microestrutural e as relações microtexturais blastese - deformação indicam que, durante a primeira fase de deformação varisca (D₁), se estabeleceu uma sequência metamórfica prógrada de tipo Barroviano. Com efeito, a cristalização dos principais minerais índice parece ter-se iniciado durante o episódio mais precoce desta fase (D_{1a}) e continuado durante o episódio cisalhante esquerdo que se lhe seguiu (D_{1b}), atingindo o campo de estabilidade da silimanite e o início da fusão parcial dos protólitos metassedimentares na região de Adassil. Na região de Addouz, para o nível estrutural que aflora actualmente, a deformação associada ao corredor de cisalhamento de Addouz é menos expressiva, quer em intensidade, quer em extensão da sua área de influência, e a sequência barroviana prógrada não ultrapassa o campo de estabilidade da estaurolite.

No sector aflorante de Al Medinat, o metamorfismo regional não ultrapassa o campo de estabilidade da biotite, observando-se um ligeiro incremento do grau metamórfico à medida que se caminha de Sul e de Sudeste para Noroeste, desde a zona da clorite até à da biotite. A cristalização dos principais minerais índice parece ser essencialmente sincinemática com o episódio mais precoce da primeira fase de deformação (D_{1a}). A xistosidade S_{1a} é sempre a anisotropia mais penetrativa nos metassedimentos, indicando que a deformação relacionada com o acidente transcorrente de Anamrou (D_{1b}) não foi suficientemente forte para gerar uma nova foliação. Deste modo, parece poder concluir-se que a deformação e o metamorfismo regional variscos não alcançaram nos níveis actualmente expostos neste sector, a intensidade registada noutras regiões.

Ao longo de uma faixa relativamente estreita em volta do bordo oriental do maciço tonalítico de Al Medinat, as formações do Câmbrico médio sofreram os efeitos de um

episódio de metamorfismo térmico, associado à intrusão do tonalito, que se sobrepueram às associações prévias de metamorfismo regional, dando origem à formação de corneanas.

A terceira fase de deformação (D_3) desenvolveu-se sob condições superficiais, na transição dos domínios dúctil-frágil. Está relacionada com acidentes transcorrentes esquerdos, com direcção ENE-SW a NE-SW, como é o caso das zonas de cisalhamento de Tignarine, Tawirt e Afouzar. A deformação atribuível a esta fase é particularmente evidente na região de Adassil, onde dá origem a rejeitos do contacto entre o granito e o encaixante metapelítico ao longo do bordo Sudoeste.

IX.2.2- Sector de Bou Zouga ($D_{1a}+D_2$)

O estudo estrutural e metamórfico realizado na região de Bou Zouga permite retirar as seguintes conclusões:

- (1) O bloco localizado a leste do acidente NNE-SSW de Bou Zouga corresponde a um nível crustal epizonal, em que o metamorfismo regional não ultrapassa a zona da biotite. Neste sector, a blastese da clorite e da biotite está essencialmente associada à primeira fase de deformação (D_1), que é correlacionável com o episódio D_{1a} , descrito nas regiões de Adassil, Addouz e Al Medinat. A D_{1a} é seguida por uma fase de crenulação (D_2) que deverá ter ocorrido próximo do campo de estabilidade da biotite;
- (2) Os terrenos do bloco ocidental apresentam um padrão de zonalidade metamórfica prógrada, caracterizado por um aumento no grau metamórfico, desde as zonas da clorite e da biotite até à zona da granada. A ocorrência de granada sugere que a evolução metamórfica deste sector se desenvolveu no domínio do metamorfismo de pressão intermédia (tipo Barroviano) e é compatível com uma localização em níveis crustais mais profundos; esta situação é perfeitamente compatível com a existência da componente de movimentação inversa na zona de cisalhamento de Bou Zouga que foi evidenciada nos trabalhos de campo. As relações microtexturais blastese - deformação indicam que a cristalização dos principais minerais índice em grande parte deste sector é sin-cinemática com a D_{1a} . Junto ao acidente de Bou Zouga, as rochas foram intensamente afectadas por uma segunda fase de deformação (D_2), que gerou uma xistosidade. Este último evento tectónico é acompanhado pela cristalização de uma segunda geração de granada e de biotite (sin- D_2).

IX.2.3- Sector de Azegour ($D_{1a}+D_3$)

Este sector corresponde a um nível crustal de baixo grau metamórfico que parece estar relacionado com a actuação da primeira fase de deformação varisca (D_1). Pelas características geométricas e cinemáticas das estruturas encontradas, é possível correlacioná-las com os eventos precoces D_{1a} descritos nas regiões referidas anteriormente. A esta fase segue-se uma terceira fase (D_3) relacionada com o funcionamento de cisalhamentos esquerdos de direcção NE-SW que afectam o maciço intrusivo de Azegour.

IX.3- Modelo petrogenético

IX.3.1- Introdução

Deve-se a Chappell & White (1974) e White & Chappell (1977), a primeira classificação genética das rochas granítóides. Segundo estes investigadores, é possível distinguir dois grandes grupos de granítóides: (1) de tipo-I, resultantes da fusão parcial de rochas ígneas máficas e/ou intermédias da crista inferior; (2) de tipo-S, gerados por anatexia de protólitos supra-crustais. No entanto, Castro *et al.* (1991) consideram que alguns dos granítóides com características de tipo-I ou transicionais I-S representam os produtos de mistura / hibridização entre magmas máficos e félsicos pelo que propõem a introdução de uma nova categoria genética para os designar: granítóides de tipo-H.

A estes tipos, junta-se o grupo dos granítóides de tipo-A, geralmente alcalinos, que ocorrem em ambientes anorogénicos (e.g. Loiselle & Wones, 1979; Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1990). Desde a introdução do termo tipo-A por Loiselle & Wones (1979), os granítóides deste grupo têm constituído um dos membros mais controversos e pior compreendidos da família dos granítóides. Tendo em conta a grande variedade de rochas que se enquadram na classificação de tipo-A, Eby (1990, 1992) defende a sua subdivisão em dois tipos principais:

- (a) granítóides de tipo-A₁, geralmente referidos como anorogénicos, para os quais se assume uma origem a partir da diferenciação de magmas basálticos OIB, provenientes de fontes mantélicas enriquecidas, contaminados em graus variáveis por materiais crustais;
- (b) granítóides de tipo-A₂, associados normalmente a ambientes geodinâmicos pós-collisionais ou pós-orogénicos, cuja génesis pode estar relacionada quer com a interacção entre magmas oriundos do manto com rochas siáticas, quer com a fusão parcial de fontes exclusivamente crustais.

Finalmente, White (1979) individualiza ainda uma outra categoria de granítóides (tipo-M), incluindo neste grupo os plutões dos arcos imaturos e os plagiogranitos oceânicos. A

sua origem estará relacionada com processos de fusão parcial de crusta oceânica subductada e/ou cristalização fracionada de magmas de proveniência mantélica. Sintetizam-se na tabela IX.1, as principais características dos diferentes tipos de granitóides.

Tabela IX.1- Principais características químicas e mineralógicas dos principais tipos de granitóides M, I / H, S e A.

	M	I / H	S	A
SiO_2	40-70%	53-76%	65-74%	> 77%
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	Baixo	Baixo	Elevado	Na_2O elevado
Ca, Sr	Elevado	Elevado em rochas maficas	Baixo	Baixo
A/(CNK)	Baixo	Baixo (Metaluminoso a peraluminoso) A/CNK < 1.1	Peraluminoso A/CNK > 1.1	Variável (peralcalino)
$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{3+}}$	Baixo	Moderado	Baixo	Variável
Cr, Ni	Baixo	Baixo	Relativamente alto	Variável
$\delta^{18}\text{O}$	<9 ‰	<10 ‰	>10 ‰	Variável
$\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}}$ / Sr inicial	< 0.705	< 0.708	> 0.708	Variável
Características diversas	<ul style="list-style-type: none"> Teores Rb, Th e U baixos Razões LILE / HFSE baixas 	<ul style="list-style-type: none"> Teores Rb, Th e U intermédios. Razões LILE / HFSE elevadas. Minerais comuns: <ul style="list-style-type: none"> Horneblenda Magnetite 	<ul style="list-style-type: none"> Teores Rb, Th e U variados Razões variáveis LILE/HFSE. Minerais comuns <ul style="list-style-type: none"> Moscovite Cordierite Polimorf. Al_2SiO_5 Granada 	<ul style="list-style-type: none"> Razões baixas LILE/HFSE Razões altas Fe/Mg e Ga/Al teores de REE, Zr, F e Cl altos
Ambiente tectónico	Zonas de subducção Intraplaca oceânica	Zonas de subducção/colisão continental	Zonas de subducção/colisão continental	Anorogénico Cratão estável Rift
Petrogénese	Derivados do manto	Fusão de rochas ígneas maficas ou intermédias da crusta inferior Interacção entre magmas maficos mantélicos com materiais crustais.	Fusão de rochas metassedimentares da crosta superior	Complexa

Adaptado de White & Chappell (1983), Clarke (1992), Whalen (1985) por Winter (2001).

A/CNK- índice molecular $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$.

LILE- elementos de grande raio iónico.

HFSE- elementos de grande força de campo.

REE- terras raras.

Embora a geração de magmas granitóides possa ter lugar em quase todos os ambientes geodinâmicos, a intrusão de grandes volumes de rochas graníticas está preferencialmente associada a áreas onde a crusta continental foi espessada como

consequência do levantamento de uma cadeia de montanhas (convergência oceano-continente ou continente-continente). Com efeito, durante as fases colisionais e pós-colisionais de uma orogenia, as rochas metaígneas e/ou metassedimentares da crusta continental (superior ou inferior) atingem facilmente as condições de fusão parcial e podem produzir quantidades significativas de magmas graníticos. Contudo, a contribuição directa ou indirecta do manto nestes processos não deve ser subestimada, na medida em que parte do calor necessário para fundir a crusta é fornecido pela ascensão de magmas basálticos derivados do manto, os quais podem ainda interagir, em graus variáveis, com os fundidos e/ou litologias crustais para formar líquidos com assinaturas mistas (híbridos).

Como refere Clarke (1992), a classificação genética das rochas graníticas deve ser aplicada com cuidado visto que nem sempre é possível identificar com precisão a natureza dos reservatórios-fonte e dos processos envolvidos na sua petrogénese. Com efeito, os mecanismos responsáveis pela produção e diversificação de magmas granitóides são complexos e podem chegar a obliterar total ou parcialmente as suas assinaturas geoquímicas originais. Factores como o envolvimento de fontes distintas (crustais/mantélicas), redistribuição de elementos químicos devido ao fluxo de voláteis, cristalização fraccionada, contaminação e mistura de magmas afectam frequentemente os padrões geoquímicos dos granitóides e dificultam a sua interpretação.

Apesar destas limitações, parece existir uma estreita relação entre os diferentes grupos de granitóides e o ambiente geodinâmico, como se ilustra esquematicamente na figura IX.2 (Winter, 2001).

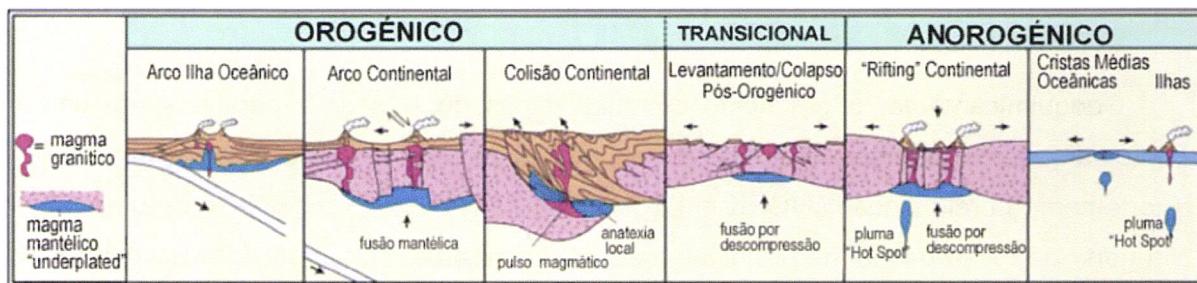


Figura IX.2- Classificação de granitóides com base no ambiente tectónico (*in: Winter, 2001*).

IX.3.2- Petrogénese dos granitóides do domínio setentrional do Alto Atlas occidental

Nesta secção, tentar-se-á proceder à discussão e integração dos dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos obtidos ao longo deste trabalho com o propósito de dar uma visão geral da evolução petrogenética dos maciços de Adassil, Al Medinat, Bou Zouga e Azegour.

Apesar da sua reduzida expressão cartográfica, a variabilidade estrutural, petrográfica, geoquímica e isotópica das rochas granítoides de idade varisca que afloram na área estudada permitiu agrupá-las em três séries, cronológica e geneticamente distintas: (1) granito peraluminoso de duas micas, sin-D_{1b}, de Adassil (tipo-S); (2) tonalitos e granodioritos tardi-D_{1b} de Al Medinat e sin a tardi-D₂ de Bou Zouga (tipo-I e/ou tipo-H) e (3) granito alcalino pós-tectónico de Azegour (tipo-A₂).

Com efeito, a projecção das amostras dos quatro maciços no diagrama NaO-CaO-K₂O de El-Baghdadi *et al.* (2001) (fig. IX.3) ilustra bem as três linhas evolutivas identificadas, verificando-se que as amostras dos tonalitos de Al Medinat e de Bou Zouga se dispõem segundo o mesmo alinhamento, enquanto que as amostras de Adassil e Azegour definem ambas tendências graníticas, embora com características diferentes.

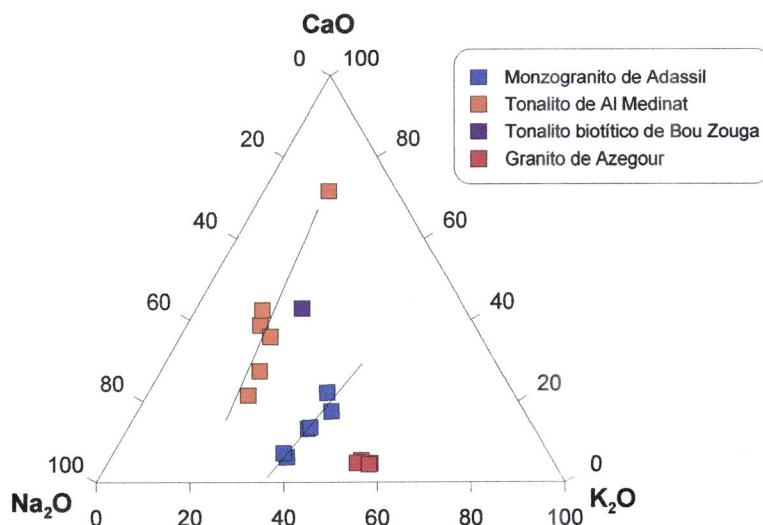


Figura IX.3- Discriminação das séries graníticas e tonalítico-granodiorítica no diagrama CaO-Na₂O-K₂O segundo El-Baghdadi *et al.* (2001).

Geoquimicamente, o granitóide de duas micas de Adassil é caracterizado por um intervalo relativamente restrito de teores em sílica (SiO₂ = 69 a 71%) e um carácter fortemente peraluminoso (A/CNK = 1.23 - 1.46), corroborando a hipótese de uma origem a partir da fusão parcial de protólitos metassedimentares supracrustais (metapelitos e/ou metagrauvaques). Os seus padrões de terras raras mostram um enriquecimento moderado (La_N/Yb_N= 13.46 - 20.0) de terras raras leves (TRL) em relação às terras raras pesadas (TRP) e um aumento das anomalias negativas de Eu com a diferenciação (Eu/Eu* = 0.50 - 0.72), o que aponta para a intervenção de processos de cristalização fraccionada de plagioclase na sua evolução. Por outro lado, o elevado grau de semelhança encontrado entre os perfis de TR e oligo-elementares do granito e dos metapelitos do Câmbrico médio provável parece indicar que o granito peraluminoso de Adassil se formou em níveis médios da crusta superior a partir da anatexia deste tipo de litologias.

Em contraste, os tonalitos de Al Medinat e de Bou Zouga apresentam composições variando de metaluminosas a peraluminosas ($A/CNK = 0.72 - 1.24$), baixos teores de terras raras ($\Sigma TR = 61.48 - 76.24$ ppm), enriquecimento fraco a moderado de TRL em relação às TRP ($La_N/Yb_N = 6.07 - 12.06$), anomalias de Eu ausentes ou pouco pronunciadas ($Eu/Eu^* = 0.81 - 1.04$), forte fraccionamento LILE/HFSE ($Rb_N/Yb_N = 10.9 - 20.7$) e anomalias negativas de Nb, Ta e Ti, apoiando uma derivação a partir de magmas parentais de natureza calco-alcalina para estas rochas (tipo-I ou tipo-H). Com base nos dados actualmente disponíveis, não foi possível determinar com segurança se estes magmas resultaram da fusão parcial de protólitos máficos da crusta inferior ou da hibridização e/ou contaminação de magmas básicos provenientes do manto com materiais siálicos. Contudo, as razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ iniciais e os valores das idades modelo ($T_{DM} = 0.50 - 0.58$ Ga) estimadas para estes granitóides sugerem uma forte contribuição de magmas de origem mantélica na sua petrogénese.

Por fim, a assinatura geoquímica do granito alcalino, pós-tectónico, de Azegour é compatível com uma filiação de tipo-A₂. Dado o seu carácter extremamente diferenciado, este granito parece representar o estádio mais evoluído de um processo de cristalização fraccionada, que ocorreu provavelmente em níveis estruturais profundos e envolveu a separação de uma associação mineralógica composta por plagioclase + feldspato potássico \pm biotite \pm anfíbola \pm esfena \pm apatite. A génesis dos seus percursos magmáticos poderá estar relacionada com a fusão parcial de fontes exclusivamente crustais de natureza máfica ou intermédia e curtos tempos de residência ou, em alternativa com a interacção entre magmas mantélicos e materiais da crusta inferior. Os valores de ϵSr , ϵNd e T_{DM} nas amostras estudadas ($\epsilon Sr_{270} = -1.45$ a $+9.32$; $\epsilon Nd_{270} = -0.94$ a -4.85 ; $T_{DM} = 0.11 - 0.83$ Ga) são conciliáveis com ambos os modelos, não permitindo uma discriminação efectiva dos potenciais componentes envolvidos na sua formação.

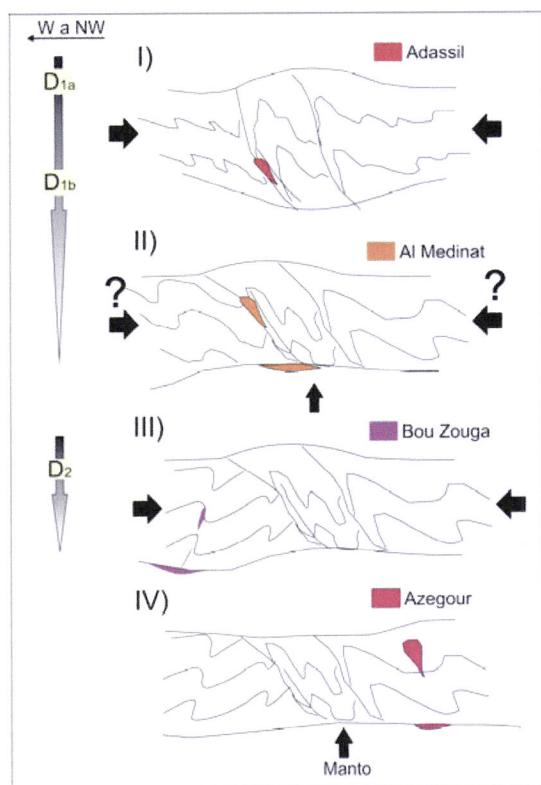
Um outro aspecto importante evidenciado durante o estudo destes maciços é que a sua instalação parece ter sido fortemente controlada pelas zonas de cisalhamento que atravessam a região. Com efeito, a estreita relação espacial entre os granitóides de Adassil e de Al Medinat e os grandes corredores de cisalhamento associados ao episódio tardio da primeira fase de deformação (D_{1b}) demonstram a importância que estas estruturas desempenharam na ascensão e implantação de magmas. No caso de Adassil, a presença de uma foliação subvertical e lineação de estiramento sub-horizontal no bordo sudoeste do monzogranito favorecem um modelo de intrusão sincinemática com a deformação cisalhante D_{1b} (zona de cisalhamento de Adassil).

Por outro lado, o plutonito de Al Medinat mostra, pontualmente, uma lineação magmática de anfíbola que se dispõe subparalelamente à direcção da lineação do estiramento do encaixante metapelítico, indicando que o seu arrefecimento poderá ter

ocorrido enquanto a zona de cisalhamento de Anamrou ainda estava activa, apoiando o carácter tardi-cinemático inferido para o maciço. Finalmente, na região de Bou Zouga, o tonalito biotítico instala-se num antiforma desenvolvido durante a D₂ na dependência de um acidente sin-tectónico com uma cinemática cavalgante (secção VII.2).

Noutros segmentos da Meseta ocidental marroquina, a existência de corpos intrusivos associados a desligamentos tem sido referida por vários autores (Lagarde & Choukroune, 1982; Lagarde, 1985; Saquaque, 1985; Chemsseddoha, 1986; Diot *et al.*, 1987; Le Corre & Boulton, 1987; Lagarde, 1989; Lagarde *et al.*, 1989; Lagarde *et al.*, 1990; Lagarde *et al.*, 1992; Aghzar & Arenas, 1995; Essaifi, 2001; Bouummane & Olivier, 2007).

Com base nos dados obtidos, pode concluir-se que, durante o levantamento da cadeia Varisca, os fenómenos de metamorfismo, deformação e magmatismo terão estado intimamente associados, influenciando-se mutuamente. Apresenta-se na figura IX.4, um esquema geodinâmico para a evolução deste domínio do Alto Atlas ocidental, em que se pretendem ilustrar as relações entre os principais eventos tectonometamórficos e magmáticos que ocorreram nas fases finais da orogenia Varisca.



I) Granito sin-D_{1b} de Adassil:

Durante o episódio tardio da primeira fase de deformação varisca (D_{1b}), dá-se a intrusão do granito peraluminoso de Adassil (tipo-S), resultante da fusão parcial de protólitos supracrustais (ca. 295.8 ± 0.8 Ma).

II) Tonalito tardi-D_{1b} de Al Medinat:

Num estádio mais tardio do evento D_{1b}, a intrusão de magmas máficos mantélicos na interface crusta-manto desempenha um papel fundamental na produção de granitóides calco-alcalinos, metaluminosos a ligeiramente peraluminoso, de tipo-I e/ou de tipo-H, que aproveitam as grandes estruturas para ascender, implantando-se em níveis crustais altos.

III) Tonalito sin a tardi-D₂ de Bou Zouga:

A geração de magmas calco-alcalinos, de tipo-I e/ou de tipo-H continua durante a D₂ e ocorre a instalação do tonalito biotítico de Bou Zouga.

IV) Granito pós- D₂ de Azegour:

Numa etapa muito tardia da evolução do orógeno Varisco, em ambiente geodinâmico pós-colisional (ca. 270 Ma), formam-se magmas de tipo-A₂, que ascendem, diferenciam e se instalam em níveis anquí-a epizonais da crosta superior.

Figura IX.4- Modelo esquemático proposto para evolução crustal na parte setentrional do segmento Varisco do Alto Atlas ocidental.

Neste modelo, salienta-se a importância dos corredores de cisalhamento esquerdos de direcção WNW-ESE, que actuaram no final da D₁ e controlaram a instalação dos granitóides na vizinhança da falha de Al Medinat. As observações apresentadas mais à

frente sobre a falha de Al Medinat (capítulo IX.4) permitirão complementar o modelo proposto.

IX.4- A falha de Al Medinat

IX.4.1- Introdução

Na parte setentrional do Alto Atlas ocidental, afloram uma série de pequenos maciços intrusivos que, como foi referido nos capítulos IV e VI, apresentam uma estreita relação com os corredores de cisalhamento dúcteis atribuídos à D_{1b} identificados em Adassil (fig. IV.3, Cap. IV), Addouz (fig. V.3, Cap. V) e Al Medinat (fig. VI.3, Cap. VI).

Quando estes cisalhamentos dúcteis D_{1b} são marcados num mapa de conjunto (fig. IX.5), a sua distribuição espacial sugere fortemente que as três zonas de cisalhamento correspondam a uma única estrutura com uma continuidade muito maior do que se supunha e que passará a ser designada por zona de cisalhamento de Addouz-Adassil-Anamrou (zcAAA).

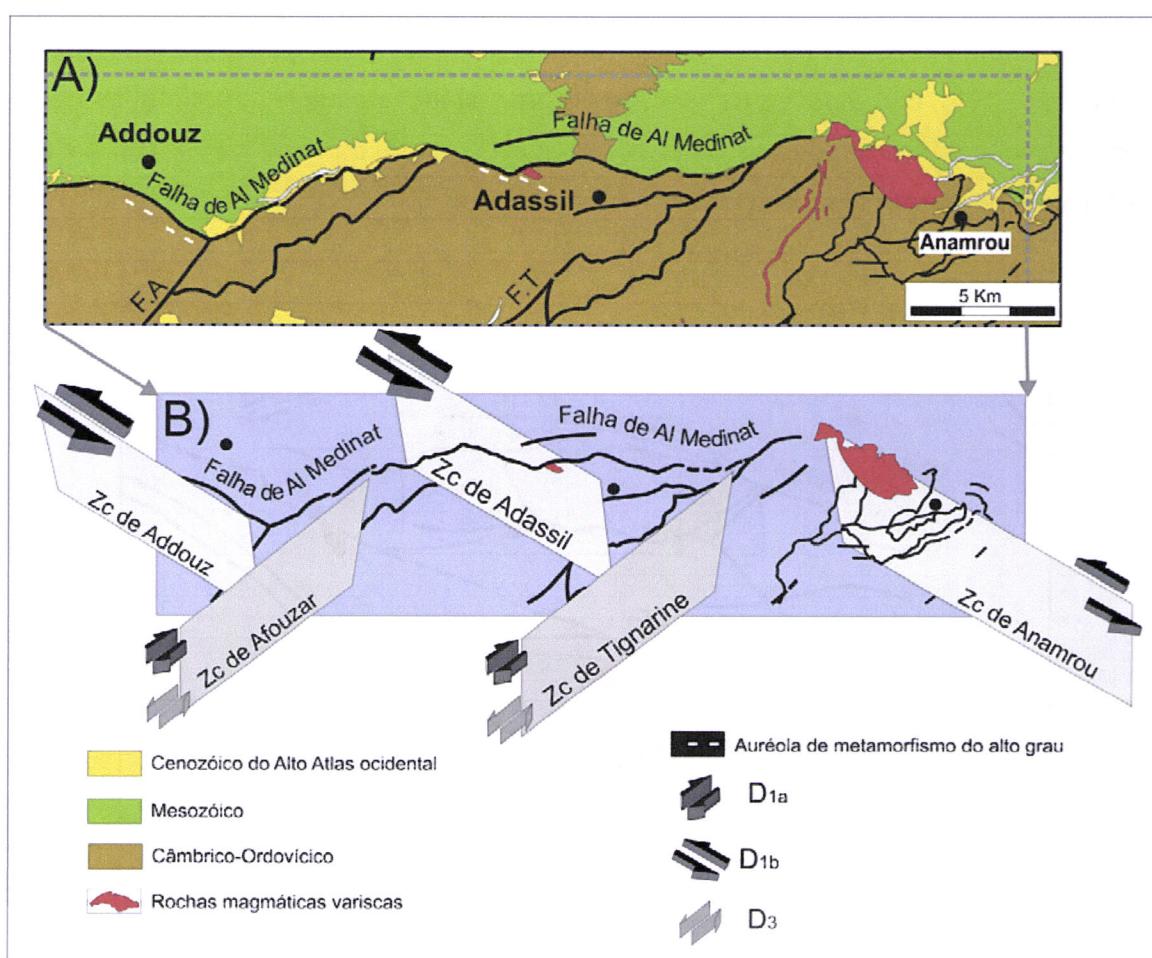


Figura IX.5- A) Mapa geológico adaptado de SGM (1981), (1996).

B) Modelo geodinâmico esquemático proposto para as regiões de Adassil, Addouz e Al Medinat durante as fases de deformação variscas D_{1a} + D_{1b} + D₃.
Zc- Zona de cisalhamento.

A sua continuidade original parece ter sido destruída pela actuação dos cisalhamentos esquerdos da D₃, nomeadamente o sistema complexo de Afouzar e de Tignarine, os quais provocaram o rejeito com uma cinemática esquerda das estruturas prévias. É de salientar que o rejeito da zona de cisalhamento por desligamentos D₃ que é aqui proposto, apresenta uma analogia evidente com a situação que foi cartografada a uma maior escala em Adassil (fig. IV.3, Cap. IV) e Addouz (fig. V.3, Cap. V), o que sugere tratar-se de um modelo plausível.

A extensão decaquilométrica agora proposta para a zcAAA, torna-a comparável em importância com a falha de Lalla Takerkoust proposta anteriormente por Soulaimani (1991), a qual se desenvolve em plena planície de Al Haouz (fig. IX.6) e que apresenta uma geometria e cinemática semelhante. A dimensão que os cisalhamentos individuais da D_{1b}, que tinham sido identificados em Addouz, Adassil e Al Medinat, passam agora a assumir é perfeitamente plausível e inclusive está mais de acordo com o facto de eles terem actuado como importantes canais que controlaram a ascensão de magmas.

Durante a compressão atlásica as estruturas anteriores terão rejogado essencialmente com uma componente inversa e, aquilo que actualmente é designado por falha de Al Medinat (fig. IX.5), corresponde na realidade a uma situação complexa em que os troços orientados WNW-ESE são zonas de cisalhamento D_{1b}, enquanto que os NE-SW a ENE-WSW são antigas estruturas activas durante a D_{1a}.

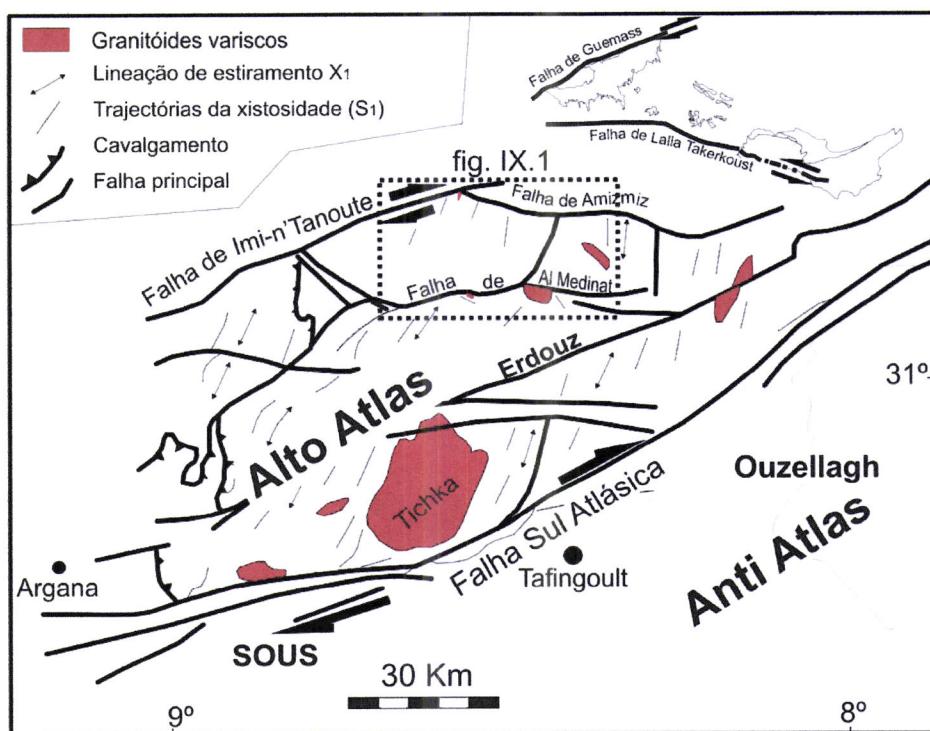


Figura IX.6- Esboço estrutural do Alto Atlas ocidental (adaptado de Cornée, 1987 e El Archi *et al.*, 2004) e de Al Haouz (adaptado de Soulaimani, 1991), evidenciando a relação entre os principais acidentes, a trajectória de S₁ e de X₁ e as principais intrusões graníticas.

Embora as rochas plutónicas aflorantes ao longo da zcAAA apresentem características compostionais e genéticas distintas, os seus *fabrics* e a sua distribuição espacial sugerem uma estreita relação entre a instalação destes corpos intrusivos e o funcionamento da zona de cisalhamento (secção IX.3.2). Com efeito, os maciços de Adassil e de Al Medinat ocorrem na vizinhança imediata do corredor de cisalhamento e definem um alinhamento orientado paralelamente a este acidente.

IX.4.2- Instalação de granitóides sin-D_{1b} : O granito de Adassil

As conclusões obtidas anteriormente mostram que a formação do *fabric* principal na região estudada foi devida a um regime de deformação não coaxial. Os dados do campo e microestruturais para o granito de Adassil evidenciam uma continuidade da deformação do estado magmático ao estado subsólido (Secção IV.4.1) e demonstram que as estruturas geradas na vizinhança da intrusão estão relacionadas com o funcionamento da zona de cisalhamento dúctil durante a D_{1b}, em regime transpressivo esquerdo com fenómenos de partição da deformação (secção IV.2).

A clara relação da intrusão com a zcAAA corrobora a importância desta estrutura como canal de ascensão do magma, embora o grau de aloctonia do granito de Adassil seja relativamente pequeno comparativamente ao dos restantes maciços estudados. A estreita associação deste corpo intrusivo com migmatitos e áreas de alto grau metamórfico aponta para uma implantação relativamente próxima da área fonte que deu origem a estes magmas (secções IV.3.4 e IV.4.2).

De acordo com D'Lemos *et al.* (1992) e Clarke (1992), o espessamento crustal em orógenos transpressivos pode produzir granitos anatéticos que tendem a ocupar, de forma forçada ou passiva, o espaço criado durante o movimento lateral das rochas encaixantes. As falhas transcorrentes incluem-se nas estruturas mais citadas como favoráveis à acomodação de plutões (Hutton, 1996). A abertura de cavidades em zonas de cisalhamento devido a irregularidades do seu traçado e o seu subsequente enchimento com líquido magmático constitui um dos mecanismos possíveis para a instalação do granito de Adassil.

Apesar de não se terem obtido ainda dados geocronológicos que permitam estabelecer a idade do granito de Adassil, é provável que a sua implantação e o começo da movimentação esquerda ao longo da zcAAA tenha ocorrido há cerca de 300 Ma (secção IV.4.3.2).

IX.4.3- Instalação de granitóides tardi-D_{1b}: O tonalito de Al Medinat

Como se referiu anteriormente, a intrusão do tonalito de Al Medinat tem carácter tardio relativamente à movimentação esquerda na zcAAA (secção VI.2.4). O maciço não

apresenta sinais de deformação no estado dúctil (secção VI.4.1) e gera uma auréola de metamorfismo de contacto ao longo do seu bordo sudeste. Os efeitos do metamorfismo térmico deixam de ser visíveis nos contactos Sul e Norte devido à reactivação alpina dos acidentes de Talat e de Al Medinat (secção IV.2).

Diversos autores (e.g. Leake, 1990; Jacques & Reavy, 1994; Ryan *et al.*, 1995; Hutton, 1996; Chardon, 2003; Baxter *et al.*, 2005) têm defendido que as estruturas que se desenvolvem a nível crustal podem ser fundamentais na ascensão e instalação dos magmas, o que se pensa ser o caso para este sector, uma vez que o corredor de cisalhamento parece ter actuado como canal para o fundido tonalítico ascender a níveis crustais altos no final da deformação (D_{1b}).

Com efeito, a deformação num regime transpressivo é frequentemente acompanhada pela movimentação vertical de magmas, por segregação, para níveis altos da crista, como consequência dos gradientes de pressão relacionados com os processos tectónicos e magnéticos (*buoyancy* e tectónica transpressiva; McCaffrey, 1992; Brown & Solar, 1998; Saint Blanquat, *et al.* 1998).

A forma e o fabric deformacional do tonalito de Al Medinat sugerem um mecanismo de instalação de tipo *ballooning* em que o corpo intrusivo terá obrigado o encaixante a afastar-se para se introduzir. Este modelo foi invocado para plutões com geometria tabular por Saint Blanquat *et al.* (2001) e Baxter *et al.* (2005).

Os trabalhos realizados na região setentrional do Alto Atlas ocidental, levam a sugerir que a zcAAA pode ter continuação na litosfera e que o cisalhamento associado terá permitido o *upwelling* da astenosfera, com consequente produção de magmas básicos. É provável que o relaxamento da tensão tectónica - *stress relaxation* - que poderá eventualmente ter ocorrido no episódio tardio da primeira fase de deformação varisca (D_{1b}) tenha facilitado a ascensão e implantação dos magmas de acordo com o modelo avançado por Leloup *et al.* (2001).

IX.4.4- Evolução geodinâmica da falha de Al Medinat

A evolução geodinâmica da zona de falha de Al Medinat na região do Alto Atlas ocidental pode então ser resumida em quatro estádios sucessivos:

- (1) Deformação ante-xistenta: corresponde à fase distensiva contemporânea da abertura das bacias no final de Precâmbrico e início do Paleozóico. A região da meseta ocidental é caracterizada no Câmbrio médio por deposição com fácies de mar epicontinental. Os dados da geologia da superfície (Cornée *et al.*, 1987; Mayol, 1987; Corsini *et al.*, 1988) e os estudos geofísicos (Bernardin, 1988) mostram que os sedimentos do Câmbrio médio foram acumulados num sistema de *grabens* fortemente subsidentes. Nestes estudos destaca-se a importância das anisotropias

anteriores na sedimentação e abertura das bacias (e.g. a falha de Tizi-n'Test). Verifica-se que, na região do Alto Atlas ocidental (Bernardin, 1988; fig. II.11, Cap. II), o controlo sedimentar foi efectuado por falhas de direcção ENE-WSW entre a falha de Tizi-n'Test (TNT) e a zona de cisalhamento NNE-SSW Oeste Meseta (WMSZ).

- (2) Deformação varisca sin-xistosa: os sectores compreendidos entre as zonas de direcção ENE-WSW (TNT) e de direcção NNE-SSW (WMSZ) vão ser retomadas por um regime compressivo sin-xistoso. Estes eventos são compatíveis com um encurtamento próximo de E-W que terá estado activo tanto durante a primeira fase de deformação (D_{1a} e D_{1b} ; fig. IX.7) como durante a segunda fase (D_2).

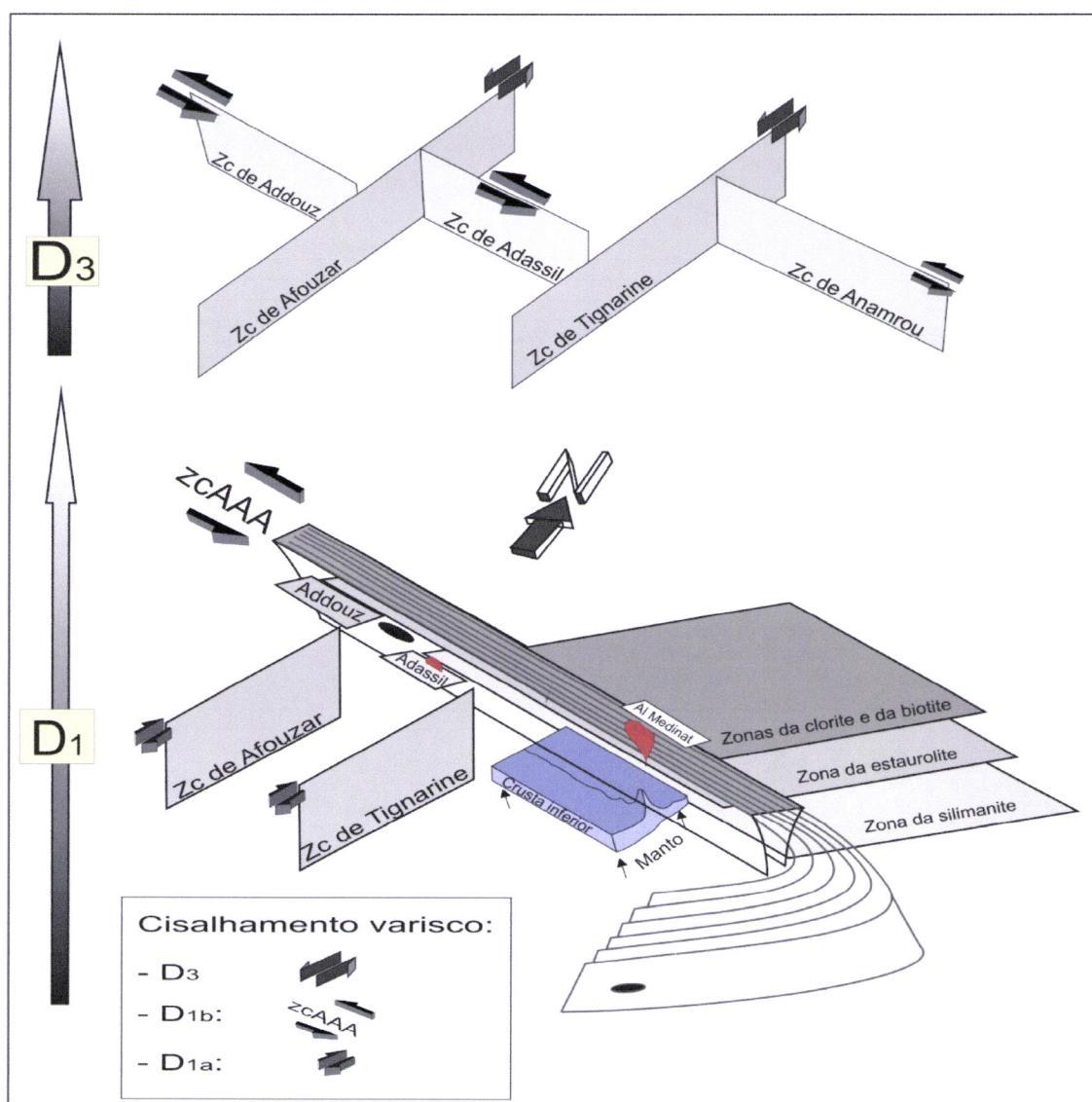


Figura IX.7- Evolução geodinâmica proposta para as regiões na vizinhança da falha de Al Medinat durante a primeira fase de deformação varisca (D_1).

Zc: zona de cisalhamento.

zcAAA: zona de cisalhamento de Addouz-Adassil-Anamrou.

- (3) Deformação tardivarisca: corresponde essencialmente ao funcionamento com cinemática esquerda das zonas de cisalhamento de direcção NNE-SSW a NE-SW (fig. IX.5).
- (4) Deformação atlásica (alpina) que é responsável pela reactivação de algumas estruturas geradas nas anteriores fases variscas. Tal como já referimos, a orientação geral E-W da falha de Al Medinat deve-se ao rejogo como cavalgamento para Norte dos corredores de cisalhamento WNW-ESE esquerdos de Adassil, Addouz e de Anamrou e das zonas de cisalhamento ENE-WSW de Tignarine, de Tawirt e de Afouzar.

CAPÍTULO X
ENSAIOS DE CORRELAÇÃO ENTRE OS SEGMENTOS
MARROQUINO E IBÉRICO DO ORÓGENO VARISCO

X- Ensaios de correlação entre os segmentos Marroquino e Ibérico do Orógeno Varisco

X.1- Enquadramento geral

A Cadeia Varisca foi o resultado da colisão oblíqua direita entre dois grandes blocos continentais: Laurásia a Norte e Gondwana a Sul (Arthaud & Matte, 1977; Shelley & Bossière, 2000 e Ribeiro *et al.*, 2006). Esta colisão induziu um regime transpressivo direito que foi o responsável pela génesis das principais estruturas variscas observadas tanto na Ibéria como em Marrocos (Ribeiro *et al.*, 2006).

Vários trabalhos tendem a integrar o segmento Varisco de Marrocos num quadro mais geral da cadeia Varisca em torno do Atlântico Norte e, em particular na vizinhança do segmento ibérico.

X.1.1- Sul da zona da falha Sul Atlásica

Para além do acidente Sul Atlásico, não se verifica um prolongamento lógico da Meseta no Anti Atlas e nas Mauritanídeas. Estes domínios caracterizam-se, desde o Devónico (Diot, 1989), por uma história diferente da Meseta, tanto de ponto de vista sedimentar como tectónico.

As Mauritanídeas são caracterizadas por um estilo tectónico onde os cavalgamentos assumem um lugar de destaque, o que não se encontra no bloco Oeste da Meseta ocidental (Michard & Sougy, 1974). Também ao nível da vergência, a situação nas Mauritanídeas é peculiar; que é para Este, ou seja, contrária à vergência para Oeste que se observa nas estruturas da região do Alto Atlas ocidental e na Meseta ocidental.

Quanto ao domínio varisco do Anti Atlas, este integra-se bem no quadro da cadeia Varisca peri-atlântica onde representa a parte externa oriental (Lefort & Van Der Voo, 1981; Matte, 1986; Soulaimani, 1998; fig. X.1).

X.1.2- Norte da zona da falha Sul Atlásica

Embora os diferentes modelos estruturais da reconstituição da cadeia Varisca entre a Ibéria e o Norte de África (Bard *et al.*, 1970; Michard, 1976; Piqué, 1979, 1981; Matte, 1986 e Hoepffner, 1987) tendam a considerar a Meseta marroquina como um prolongamento do segmento Sul Ibérico e, por conseguinte, do arco Ibero-Armoricano, as soluções propostas são diferentes. Para alguns (e.g. Hoepffner, 1987) os segmentos variscos do Sudoeste da Europa continuam para Sul com uma rotação semelhante mas de convexidade oposta ao da que caracteriza o arco Ibero-Armoricano (fig. X.2A); para outros (e.g. Van Der Voo & French, 1974), Marrocos ocupa uma posição próxima da actual mas mais a Este (fig. X.2B).

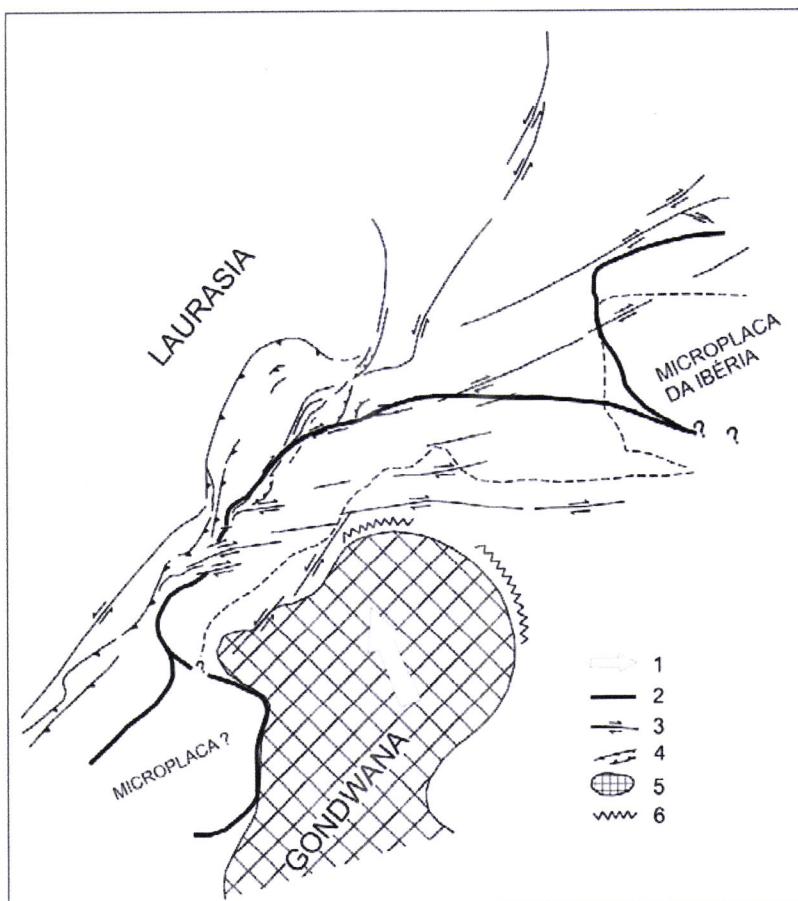


Figura X.1- Interpretação estrutural e cinemática entre a Gondwana e a Laurásia durante o Carbónico médio superior (segundo Van Der Voo, 1981).

1- Sentido de deslocamento da Gondwana; 2- Sutura; 3- Desligamento; 4- Graben; 5- Cratão Oeste Africano; 6- Dobramento tardio em torno do Cratão Oeste Africano.

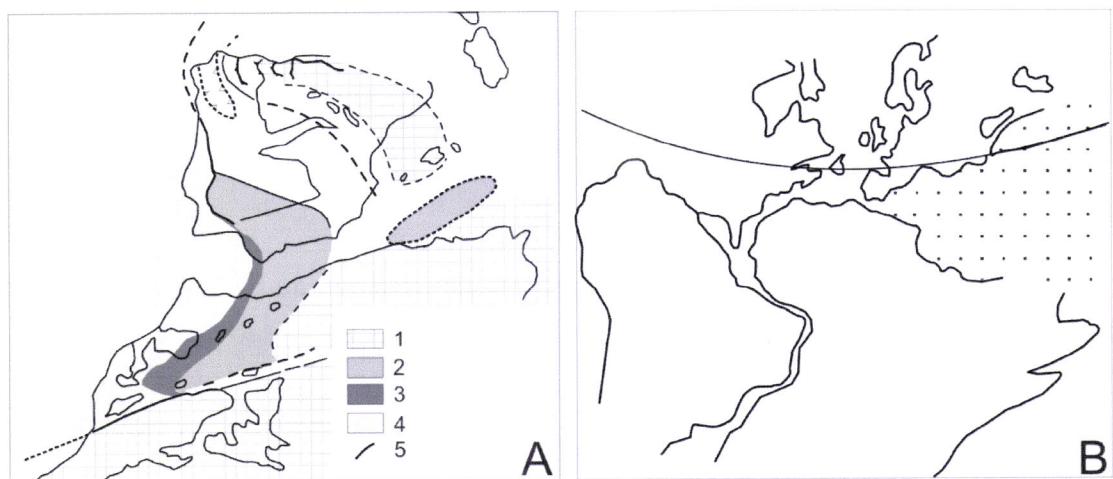


Figura X.2- A- Correlação entre as zonas estruturais do Sul da Meseta ibérica e da Meseta marroquina (Hoepffner, 1987):

1: Cratão e blocos estáveis do Devónico e Carbónico; 2: Zonas internas com estruturação eovarisca; 3: Zona de transição com movimentos intra-viseanos, mais desenvolvida em Marrocos; 4: Zonas externas; 5: Sutura

B- Disposição dos continentes há 280 Ma (Van Der Voo & French, 1974).

É de realçar que as divergências anteriores persistem apesar do zonamento do orógeno Varisco estar bem estabelecido, tanto na península Ibérica como no território marroquino. Para esta situação muito contribui, por um lado a existência da zona de falha de Acores-Gibraltar, estrutura com importância à escala litosférica, que separa os dois sectores e, por outro a do Arco Ibero-Armoricano cuja génese tem sido objecto de propostas substancialmente diferentes. Com efeito, a evolução progressiva e complexa desta região desde o Paleozóico dificulta o estabelecimento de modelos geodinâmicos sobre o Varisco conjuntos para os dois domínios.

As estruturas principais são claramente de direcção diferente nos dois domínios; principalmente NNE-SSW em Marrocos e NW-SE na Ibéria. O que leva a considerar uma rotação importante com um ângulo superior a 65º para assegurar a continuidade entre a Ibéria e Marrocos dos dois lados do Mediterrâneo (fig. X.3). Além disso, a ausência de granítoides na zona Sul Portuguesa e o estilo e intensidade da deformação, mais forte na Meseta marroquina (Alto Atlas ocidental), dificulta a correlação entre este dois domínios externos da Cadeia; segundo Hoepffner (1987) a continuidade da Meseta oriental com a Zona de Ossa-Morena é mais evidente (fig. X.2A).

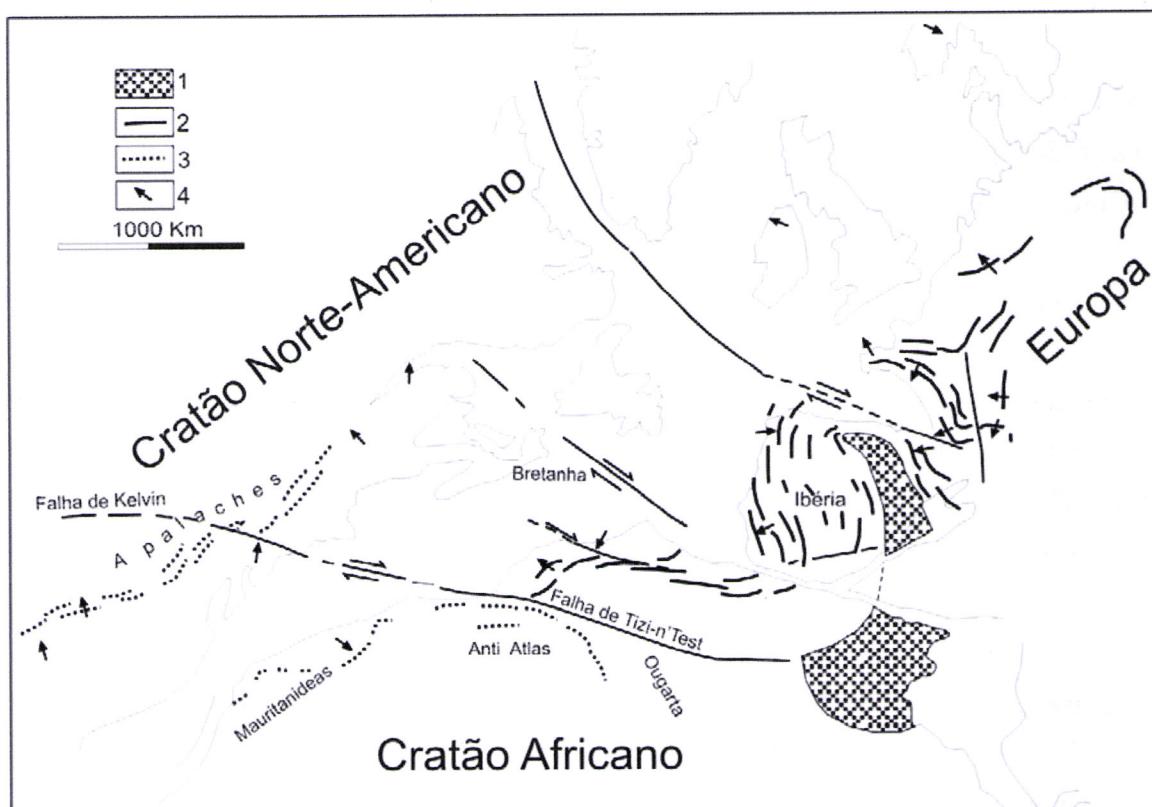


Figura X.3- Ensaio de reconstrução dos orógenos paleozóicos antes da abertura do Atlântico (in: Diot, 1989; Michard et al., 1976; segundo Bard et al., 1970; prolongamento do desligamento Sul Atlântico para Oeste segundo Mattauer et al., 1972).

1- Depósitos carboníferos marinhos com *Fusulina*; 2- Deformações variscas precoces de idade pós-Devónico médio ou superior e ante-Estefaniano; 3- Deformações variscas tardias de idade pós-Vesfaliano B e ante-Estefaniano; 4- Vergência das estruturas.

A tectónica eovarisca característica do Devónico terminal (Piqué, 1994) é caracterizada pela vergência das estruturas e cavalgamentos para Sudoeste, associados a um metamorfismo Barroviano de alto grau. Esta tectónica pode corresponder a um regime de colisão continente - continente ocorrido cerca dos 350 Ma (Matte, 1986).

Do ponto de vista cinemático, relacionado com a rotação das estruturas entre os segmentos variscos de França e da Ibéria e na continuidade com o arco Ibero-Armoricano, destacam-se desligamentos sub-paralelos às estruturas, com cinemática direita na Armorica e no Maciço Central francês e esquerda no sector Ibérico (Iglesias & Choukroune, 1979; Lefort & Ribeiro, 1980; Gama Pereira & Macedo, 1983; Ribeiro *et al.*, 1995; Dias & Ribeiro, 1995 e Chaminé, 2000); estas movimentações opostas são compatíveis com um modelo de identação rígido-plástico comparável ao dos Himalaias proposto por Taponnier, *et al.* (1982) e Matte, (1986).

Diot (1989) considera que uma rotação da península Ibérica depois dos 310 Ma no sentido anti-horário será contemporânea senão posterior às estruturas principais da Meseta e também à instalação dos principais batólitos na parte ocidental da Meseta. É difícil encarar esta rotação durante e sobretudo depois da tectónica pós-vestefaliana da região Ibérica meridional (Zonas Sul Portuguesa e Ossa-Morena) caracterizada por um dobramento de direcção NW-SE e cavalgamentos com vergência para SW, sem que este fenómeno conduza a importantes desligamentos com a mesma direcção e sentido que o do eixo Badajoz - Córdova.

Durante o Varisco o bloco Ibéria-Armorica, e provavelmente sua continuidade para o Sul em Marrocos, encontra-se entre dois domínios oceânicos em curso de fecho (Diot, 1989). No Viseano, a sedimentação nas bacias da Europa estará completa enquanto continua nas bacias da Meseta marroquina (Lagarde, 1985; fig. II.13, Cap. II). A posição dos blocos limites das bacias carboníferas marroquinas (Bloco costeiro, Bloco de Sehoul, Anti Atlas) constitui o padrão estrutural responsável pela evolução da Meseta (Diot, 1989). É de destacar que a evolução tectónica em Marrocos é marcada pela existência de importantes acidentes com uma cinemática direita (fig. X.3), activos pelo menos desde o Precâmbrico superior - Câmbrico altura em que começam a servir de limites entre domínios sedimentares distintos (Piqué, 1979 e Lagarde, 1985): a zona de cisalhamento da Meseta ocidental (ZCMO) e a zona de cisalhamento de Tizi-n'Test (ZCTT), que correspondem a duas das principais estruturas deste tipo (fig. II.6, Cap. II).

Os movimentos entre a Laurásia e a Gondwana provocam a expulsão para Este do bloco Mesetiano ao longo das fronteiras direitas com orientação próxima de E-W (Lefort & Van Der Voo, 1981 e Ribeiro *et al.*, 2007), como é o caso da falha dos Pirinéus e do acidente de Tizi-n'Test no Atlas e a sua continuidade nos Apalaches (falha de Kelvin).

Segundo alguns autores (Mattauer, 1972 e Proust *et al.*, 1977) estes acidentes assumem um carácter de falha transformante à escala do orógeno com uma cinemática direita no tardivarisco.

Uma zonação paleogeográfica foi estabelecida entre os segmentos Ibérico e Marroquino tendo em conta os mais recentes dados geológicos e geofísicos (Simancas *et al.*, 2005). Séries vulcanosedimentares foram depositadas em bacias subsidentes acompanhadas pela formação de dobras com direcção NS a NE-SW nas zonas elevadas (fig. X.4A; Simancas *et al.*, 2009). Segundo Piqué *et al.* (1989) e Hoepffner *et al.* (2005, 2006) foram individualizados na evolução do Varisco marroquino dois estádios de deformação de idade Carbonífera inferior e superior. Um regime tectónico transpressivo terá sido o responsável pela génese destas estruturas no Carbónico inferior (Bouabdelli & Piqué, 1996), por identação bloco Grand Banks de Newfoundland (fig. X.4B), enquanto que no Carbónico superior, se instalou uma tectónica compressiva com rotação horária da componente compressiva responsável pela génese de dobras de direcção ENE-WSW (fig. X.4C e X.4D).

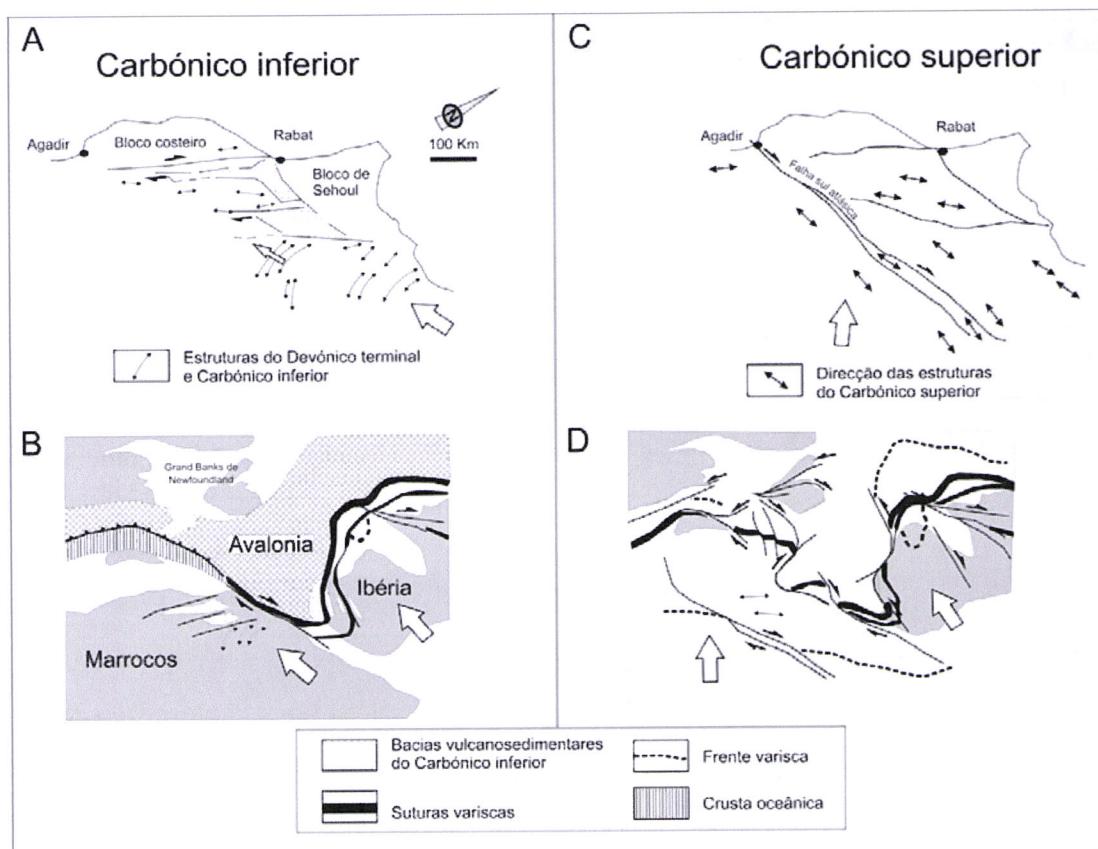


Figura X.4- Dois estádios principais na evolução da cadeia Varisca em Marrocos (adaptado de Simancas *et al.*, 2009):

Carbónico inferior: esquema das direcções das estruturas (A) e cenário tectónico correspondente (B); magmatismo abundante pelo menos nos Apalaches do Norte, Sudoeste da Ibéria e Marrocos central. Carbónico superior: esquema das direcções das estruturas (C) e cenário tectónico correspondente (D).

O magmatismo Carbónico pode ser usado como base da zonação geral no segmento Ibero-Marroquino do orógeno varisco. Com efeito, as últimas fases da tectónica colisional da cadeia Varisca da Europa ocidental caracterizaram-se pela instalação de granitóides sintectónicos datados entre 340 e 310 Ma na Bretanha meridional (Diot, 1989), o que corresponde a uma idade semelhante à atribuída aos granitóides antigos da Meseta (314-330 Ma; Aouli, Jbilet, Zaër, Tarilest, Merguechoum e Tanncherfi; *in: El Hadi et al.*, 2006). Uma correlação do zonamento do magmatismo varisco entre a Ibéria e Marrocos foi proposta por El Hadi *et al.* (2006; fig. X.5); com base nas características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas. Deste modo foram descritos dois grupos graníticos principais:

- Granitóides peraluminosos, moderada a ligeiramente potássicos, que afloram nas duas regiões: central Ibérica e Meseta ocidental de Marrocos.
- Associações cafémicas e aluminocafémicas, que incluem granitóides fortemente potássicos a shoshoníticos, os quais se encontram nas regiões Norte da Ibéria setentrional (zona Cantábrica e região costeira catalã) e na Meseta oriental marroquina.

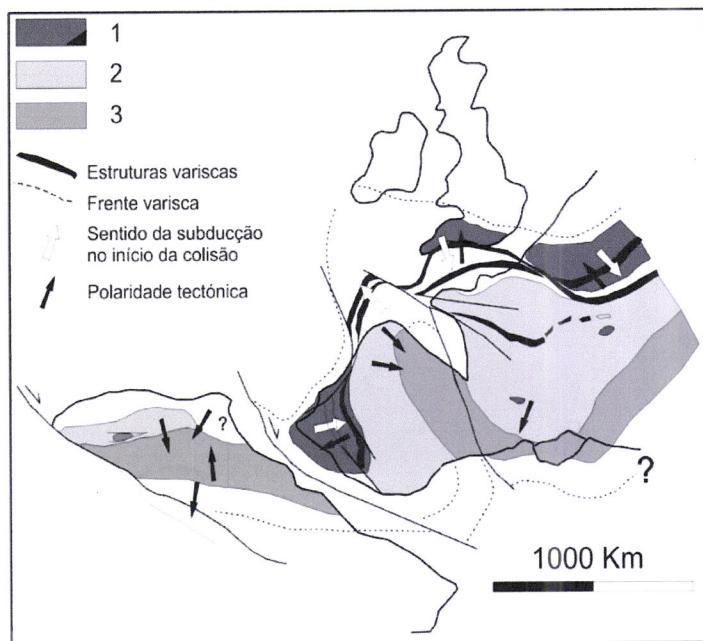


Figura X.5- Zonação simplificada do magmatismo varisco (El Hadi *et al.*, 2006).

- 1- Zona caracterizada pela presença comum de formações com idades compreendidas entre o Devónico superior e o Carbónico inferior e com magmatismo tolético-alcalino ou calcoalcalino;
- 2- Zona caracterizada por granitos peraluminosos carbónicos, mas também metaluminosos subordinados;
- 3- Zona dominada por granitos metaluminosos potássicos a calcoalcalinos e com idade carbónica a pérmitica.

A relação entre a instalação dos granitóides e a movimentação namuro-vestefaliana dos cisalhamentos na Meseta marroquina foi descrita por Lagarde (1985) e Lagarde *et al.* (1989). Nos sectores setentrionais da região do Alto Atlas ocidental agora estudada, o cruzamento dos dados da cartografia estrutural, análise petroestrutural dos granitóides e estudo das rochas metamórficas envolventes permitiu caracterizar as relações entre a instalação das intrusões e a deformação varisca. Foi possível evidenciar a ocorrência do granito de duas micas de Adassil sin-D_{1b}, tonalito de Al Medinat tardi-D_{1b}, tonalito biotítico

de Bou Zouga sin a tardi-D₂ e granito alcalino de Azegour pós-D₂. Foi ainda possível evidenciar a importância do corredor de cisalhamento WNW-ESE esquerdo de Addouz-Adassil-Anamrou na instalação dos granitóides durante a primeira fase de deformação varisca.

X.2- Modelo proposto para correlação dos segmentos variscos no contexto Ibero-Marroquino

Neste capítulo, vamos tentar integrar os dados obtidos no âmbito desta tese nos modelos já existentes para o Varisco Ibero-Marroquino. Na tentativa de reconstituição da evolução geodinâmica deste sector da cadeia Varisca será dado especial destaque, por um lado às principais zonas de cisalhamento variscas com importância à escala regional tanto com direcções NNE-SSW (zona de cisalhamento da Meseta ocidental) como ENE-WSW (zona de cisalhamento de Tizi-n'Test, futuro acidente de Tizi-n'Test ou a falha Sul Atlásica) e, por outro, às zonas de cisalhamento direitas e esquerdas que foram estabelecidas neste estudo de índole mais local. O realce que é concedido às zonas de cisalhamento deve-se à importância que elas desempenharam ao longo de todo o processo de interacção entre a Ibéria e o Norte de África durante o Paleozóico.

Limitamos o que segue na caracterização das grandes estruturas do segmento Varisco Ibero-Marroquino nas fases principais durante a colisão continental da orogenia Varisca e Tardivarisca.

X.2.1- As fases colisionais do ciclo varisco

No território de Marrocos, vários autores (e.g. Piqué & Michard, 1981; 1989; Kharbouch et al., 1985; Lagarde, 1985; 1987; Rosé, 1987; Hoepffner, 1987; Diot et al., 1987 e Piqué, 1994) propuseram um zonamento para a cadeia Varisca que considera diferentes domínios, que já foram referidos e se encontram ilustrados na figura II.6. Deste modo, verifica-se nas diferentes regiões de Marrocos setentrional três zonas principais (*in:* Piqué, 1994; fig. II.6, Cap. II) que:

- zona oriental (considerada como zona interna da cadeia estruturada durante a fase eovarisca);
- zona de transição, manifestada pela instalação de mantos sin a tardi-sedimentares, (deformadas no final do Dinantiano);
- zona externa com dobramentos namuro-vestefalianos e sem fases precoces.

A deformação nestas zonas é heterogénea, podendo distinguirem-se blocos relativamente pouco deformados, separados por zonas cisalhadas, onde o encurtamento

e geralmente o metamorfismo são mais acentuados. As estruturas (dobras e cavalgamentos) com orientação geral NE-SW a NNE-SSW mostram numerosas virgações, manifestadas pela adaptação aos limites dos domínios estruturais (Piqué, 1994).

Contemporaneamente ao final desta fase de deformação, ou ligeiramente posterior, ocorre a intrusão (Lagarde, 1985 e Mabkhout *et al.*, 1988) de uma série de pequenos plutões graníticos (e.g. Tichka, Adassil e Al Medinat). A sua ascensão terá sido facilitada pela existência de grandes anisotropias crustais. Isto parece ser apoiado pela sua intrusão ao longo de um eixo NNE-SSW (sub-paralelo à zona de cisalhamento da Meseta ocidental, uma das principais anisotropias que condicionaram toda a evolução do varisco marroquino) desde Tichka a sul até às intrusões de Zaer e Oulmés a SE de Rabat (Lagarde, 1985).

As estruturas existentes no domínio estudado da região do Alto Atlas ocidental bem como na generalidade do Varisco marroquino são profundamente condicionadas pelos cisalhamentos principais de direcção ENE-WSW (e.g. ZCTT). A cinemática direita associada a estas zonas de cisalhamento é compatível com os dobramentos N-S a NNE-SSW que evidenciam uma clivagem S_1 de plano axial. A contemporaneidade entre as estruturas previamente descritas é atestada pelo facto de tanto as dobras como a clivagem S_1 encurvarem para NE-SW ou mesmo ENE-WSW quando se aproximam das zonas de cisalhamento, ao mesmo tempo que se nota um aumento da intensidade da deformação (Lagarde, 1985).

No domínio estudado da região do Alto Atlas ocidental foi evidenciado um segundo episódio (D_{1b}) que se desenvolve na continuidade do anterior D_{1a} e caracteriza-se pela génesis do corredor de cisalhamento Adassil-Addouz-Anamrou, com orientação WNW-ESE e uma cinemática esquerda (secção IX.4).

i. A zona de cisalhamento da Meseta ocidental (ZCMO)

A importância das zonas de cisalhamento de direcção NNE-SSW na edificação da cadeia Varisca em torno do Atlântico do Norte já tinha sido referenciada por diversos autores. Embora inicialmente tenham sido associadas a uma cinemática essencialmente esquerda (e.g. Lefort & Van Der Voo, 1981; fig. X.1), trabalhos mais recentes referenciam esta estrutura como um acidente maior, com uma cinemática cisalhante direita entre a Gondwana e Laurásia:

O modelo de Shelley & Bossière (2000; 2002) defende que o fecho do oceano Rheic resulta do deslocamento lateral entre as placas Gondwana e Laurásia num regime transpressivo direito que posteriormente deu origem à formação da Pangeia (fig. X.6).

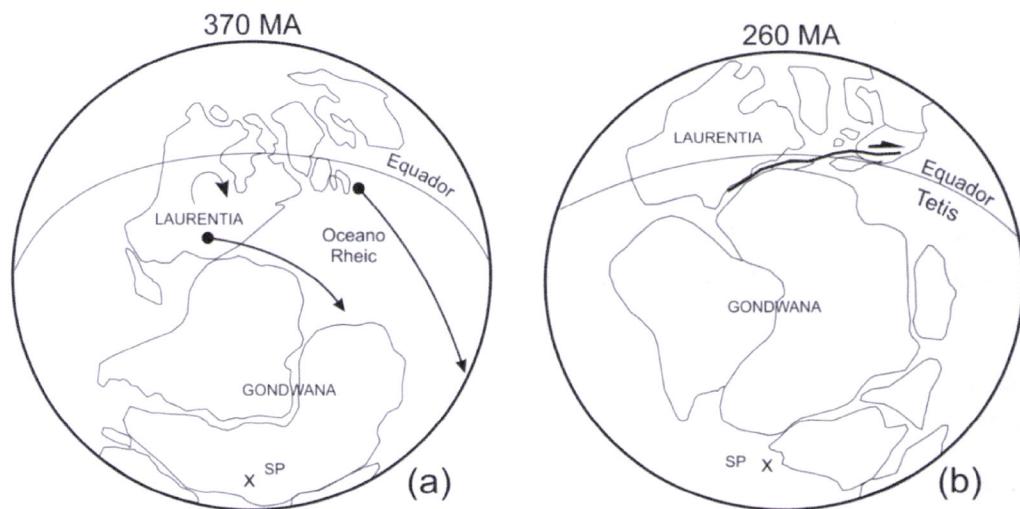


Figura X.6- Colisão oblíqua direita entre a Laurásia e a Gondwana na génesis da Pangeia e do orógeno Varisco (adaptado de Shelley & Bossière, 2000). SP: Pólo Sul.

- (a) As setas mostram centenas de quilómetros de movimento direito no sentido horário para formar a Pangeia de acordo com Dalziel *et al.* (1994);
- (b) Representação esquemática da transpressão direita que terá sido responsável pelo desenvolvimento do orógeno Varisco de acordo com Dalziel *et al.* (1995).

Segundo Ribeiro *et al.* (2007), a colisão continental manifestada pelo fecho do ramo Norte do Rheic no Devónico superior, é induzida pela transpressão direita entre as placas Laurentia-Báltica, Armorica e Gondwana (fig. X.7).

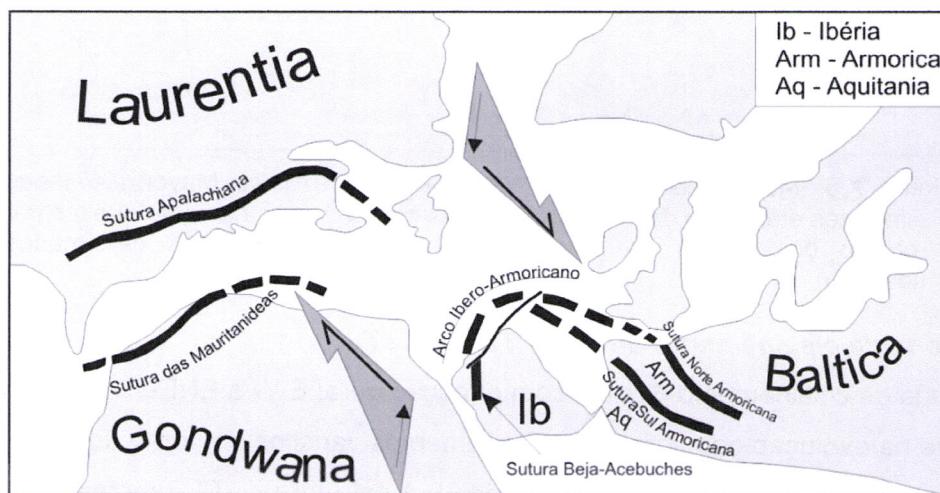


Figura X.7- Orógeno Varisco periatlântico produzido por transpressão em cinemática direita: localização das suturas variscas (adaptado Ribeiro *et al.*, 2007).

O estudo avançado por Weil *et al.* (2001) corrobora o papel importante do cisalhamento direito entre a Laurásia e Gondwana na génesis do arco Ibero-Armoriano no Sudoeste da Europa.

Uma estrutura cisalhante com cinemática direita e orientação NNE-SSW existe também nos modelos de Lefort & Ribeiro (1980); Burg *et al.* (1985); Matte (1986); Simancas (2005); Ribeiro *et al.* (2007), como por exemplo o lineamento Porto-Tomar-

Ferreira do Alentejo que, de acordo com Ribeiro *et al.* (2007) corresponderá a uma transformante direita que faz a fronteira entre a Armorica e a placa Finisterra; segundo Diot (1987), esta estrutura pode ter continuação para o sul na Meseta marroquina pela ZCMO.

A direcção geral das estruturas NNE-SSW na Meseta ocidental é subparalela à ZCMO. Esta direcção encontra-se reorientada pelas zonas de cisalhamento NE-SW direitas nas regiões estudadas no domínio setentrional do Alto Atlas ocidental. Neste domínio, o desenvolvimento das zonas de cisalhamento direitas da primeira fase de deformação varisca (D_1) pode ser explicado à luz do modelo de Vialon *et al.* (1976); *in*: Mayol (1987); (fig. X.8).

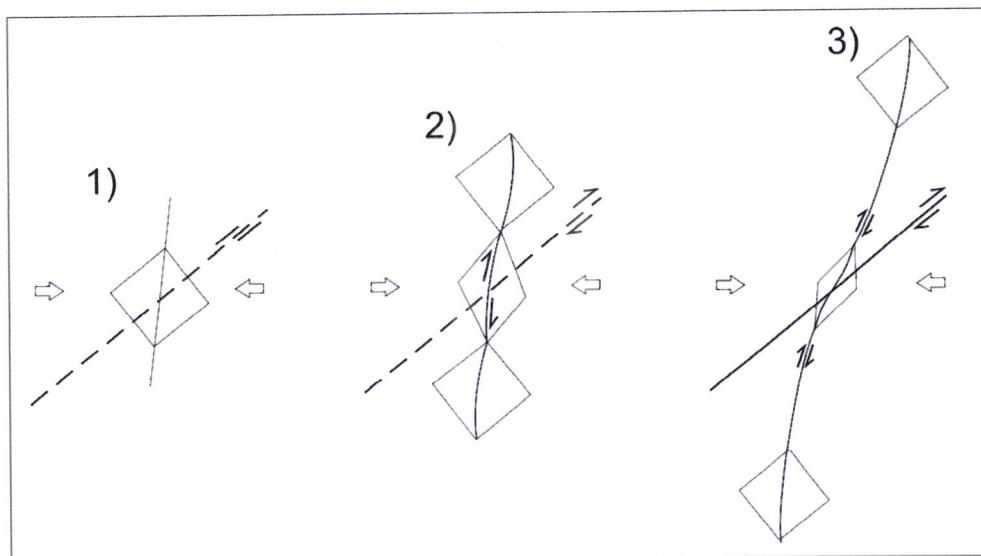


Figura X.8- Modelo esquemático (Vialon *et al.*, 1976, *in*: Mayol 1987) das diferentes etapas do desenvolvimento das zonas de cisalhamento direitas por rotação dos planos da xistosidade S_1 nos sectores mais deformados (losango).

ii. A zona de cisalhamento de Tizi-n'Test (ZCTT)

As zonas de cisalhamento direitas com direcção geral E-W a ENE-WSW têm um papel importante na evolução geodinâmica dos segmentos variscos em torno do Atlântico Norte (Mattauer *et al.*, 1972 e Piqué & Michard, 1989). A estrutura ZCTT, que tem o carácter de uma falha transformante, encontra-se em continuação com a falha de Kelvin nos Apalaches (Mattauer *et al.*, 1972; fig. X.3).

Esta estrutura é designada por acidente Sul Atlásico e, para alguns autores, corresponde a uma zona de limite entre os domínios mesoatlásico e antiatlásico (Petit 1976; Proust *et al.*, 1977; Ouanaïmi & Petit, 1992, Medina & Errami, 1996; Errami, 2001).

Vários autores demonstraram o papel importante deste acidente na evolução do Alto Atlas durante o Varisco e o Alpino e que pode ter início no Precâmbrico (Mattauer *et al.*, 1977; Laville 1981; Laville & Petit 1984; Laville & Piqué, 1991; Piqué & Laville, 1993).

Na região do Alto Atlas ocidental, as estruturas existentes são profundamente condicionadas pelos cisalhamentos principais ENE-WSW com uma cinemática direita (Cornée *et al.*, 1987 e Lagarde & Roddaz, 1983) principalmente a ZCTT. A xistosidade S₁ regional é de plano axial das dobras e para Sul passa a uma foliação metamórfica nos bordos do granito de Tichka (Cornée *et al.*, 1987).

iii. A zona de cisalhamento de Adassil-Addouz-Anamrou (ZCAAA; secção IX.4)

Um dos pontos mais importantes na tectónica varisca do sector estudado diz respeito à existência na parte meridional da Meseta ocidental de uma importante zona de cisalhamento esquerda com direcção WNW-ESE que, de algum modo, corresponde a uma anomalia em relação à direcção das estruturas na Meseta ocidental e no Varisco marroquino em geral (secção IX.4). A estrutura ZCAAA possa ter continuação com o acidente central do Anti Atlas que tem uma história mais antiga no Precâmbrico, para além da falha de Tizi-n'Test, e, subdividida esta cadeia em dois blocos o Anti Atlas oriental e ocidental (fig. II.5, Cap. II).

A ZCAAA evidenciada na região estudada pode ser comparada à ZCTBC descrita na Ibéria do ponto de vista da cinemática esquerda e da orientação geral mas apresentam profundas diferenças nomeadamente ao nível da idade e da própria geodinâmica geral. Por referência aos vários modelos estabelecidos (Lefort & Ribeiro, 1980; Burg *et al.*, 1985; Matte, 1986), a megazona de cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova (ZCTBC) sempre foi considerada como sendo o lineamento maior da Ibéria e que corresponderá a uma sutura cadomiana retomada como esquerda varisca numa estrutura em *flor* (Ribeiro *et al.*, 1990; Ribeiro, 2000).

Como cenário geodinâmico, propõe-se a existência de grandes zonas de cisalhamento tanto no território marroquino como na Península Ibérica. Assim, a cadeia Varisca dispõe na sua frente de dois identores, a Gondwana a SE e o cratão Norte-Americano a NW, segundo o modelo de Hoepffner *et al.*, 2006; fig. X.9).

Na península Ibérica a orogenia Varisca pode ser repartida em duas fases de deformação, D₁ e D₂ respectivamente, de idades Devónico médio - Viseano e Vestefaliano, e que podem ser datadas quer pela presença de discordâncias nas zonas externas, quer pelas datações radiométricas de alguns granítóides que apresentam relações claras entre a geometria e as estruturas (Ribeiro *et al.*, 1979).

Por referência ao modelo de identação de Matte & Ribeiro, (1975) e Matte (1986), numa primeira fase eovarisca as estruturas existentes na península Ibérica e em Marrocos são condicionadas pelos cisalhamentos direitos com orientação geral NNE-SSW. O Vestefaliano é caracterizado pela instalação de um regime de cisalhamento esquerdo direcção NW-SE na Ibéria compatível com o funcionamento de corredor de

cisalhamento esquerdos nas regiões do Alto Atlas ocidental e Al Haouz. As estruturas geradas no Varisco marroquino durante a primeira fase de deformação (D_1) são profundamente condicionadas pelos cisalhamentos direitos ENE-WSW a E-W dúcteis. No Tardivarisco e no Alpino estes cisalhamentos continuam a funcionar respectivamente em dúctil-frágil e frágil e vão condicionar a configuração actual dos segmentos Variscos em torno do Atlântico do Norte.

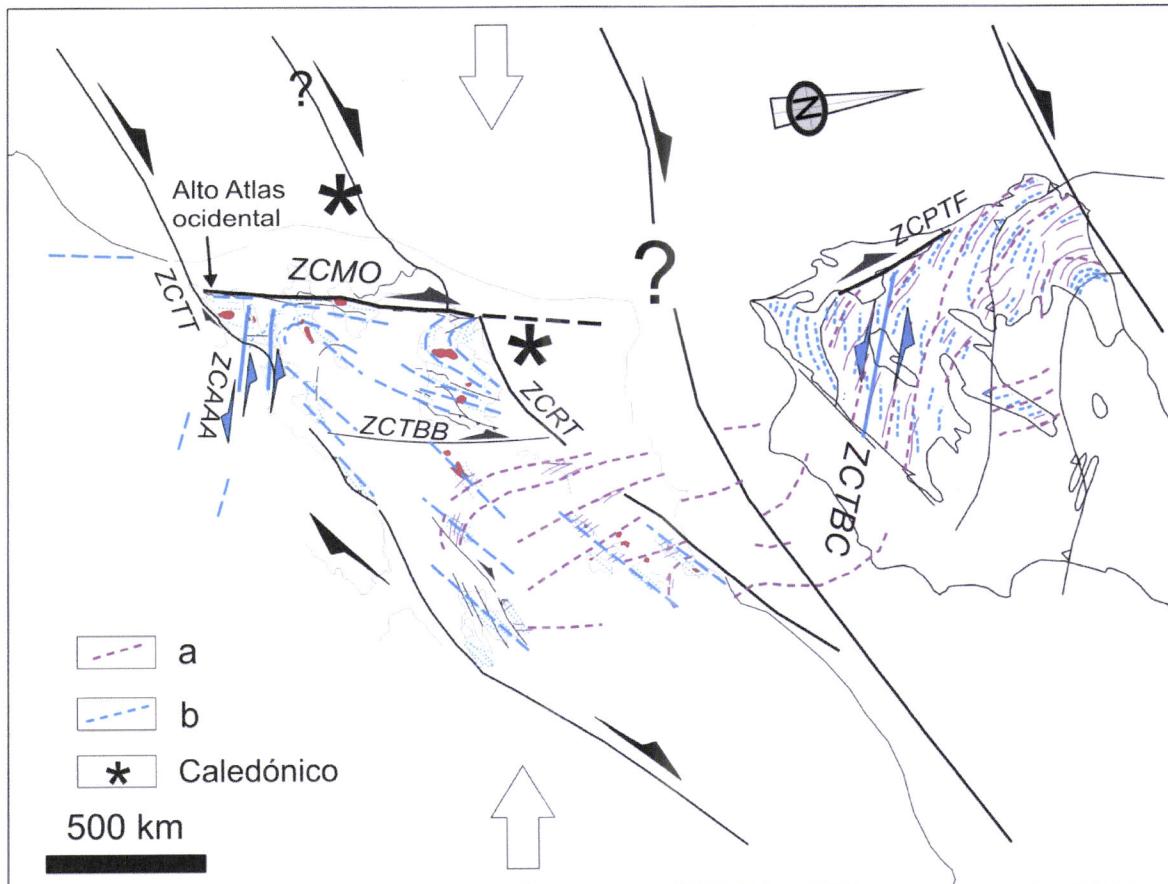


Figura X.9- Trajetórias esquemáticas das estruturas das principais fases colisionais do orógeno varisco no segmento Ibero-Marroquino. (Matte, 2001; Houari & Hoepffner, 2003; in: Hoepffner et al., 2006; as estruturas na península Ibérica são adaptadas de Ribeiro et al., 1979).

ZCRT: zona de cisalhamento de Rabat-Tiflet; ZCMO: zona de cisalhamento da Meseta ocidental; ZCTT: zona de cisalhamento de Tizi-n'Test; ZCTBB: zona de cisalhamento de Tazekka-Bsabis-Bekrit; ZCTBC: zona de cisalhamento de Tomar-Badajoz-Córdoba. Na Ibéria: a) D_1 e b) D_2 segundo Ribeiro et al. (1979). Em Marrocos: a) estruturas eovariscas e b) estruturas variscas segundo Hoepffner et al., 2006.

X.2.2- Deformação tardivarisca no segmento Ibero-Marroquino

Tendo em conta a importância das anisotropias herdadas de deformações anteriores (orogenia panafricana e cadomiana entre Ibéria (Espanha) e Marrocos meridional segundo Landing et al., 2000), foi estabelecido um modelo geodinâmico entre os segmentos variscos da Ibéria e do Norte de África nas fases tardivariscas que integram

as grandes zonas de cisalhamento E-W a ENE-WSW direitas. Segundo Arthaud e Matte, (1975); (1977), a génesis destas fracturas deve ser encarada na perspectiva de uma megazona de cisalhamento (fig. X.10) relacionada com o deslocamento em cinemática direita entre as placas Laurásia (a Norte) e Gondwana (a Sul) que representa a continuidade em relação ao que vinha ocorrendo desde o início da orogenia Varisca.

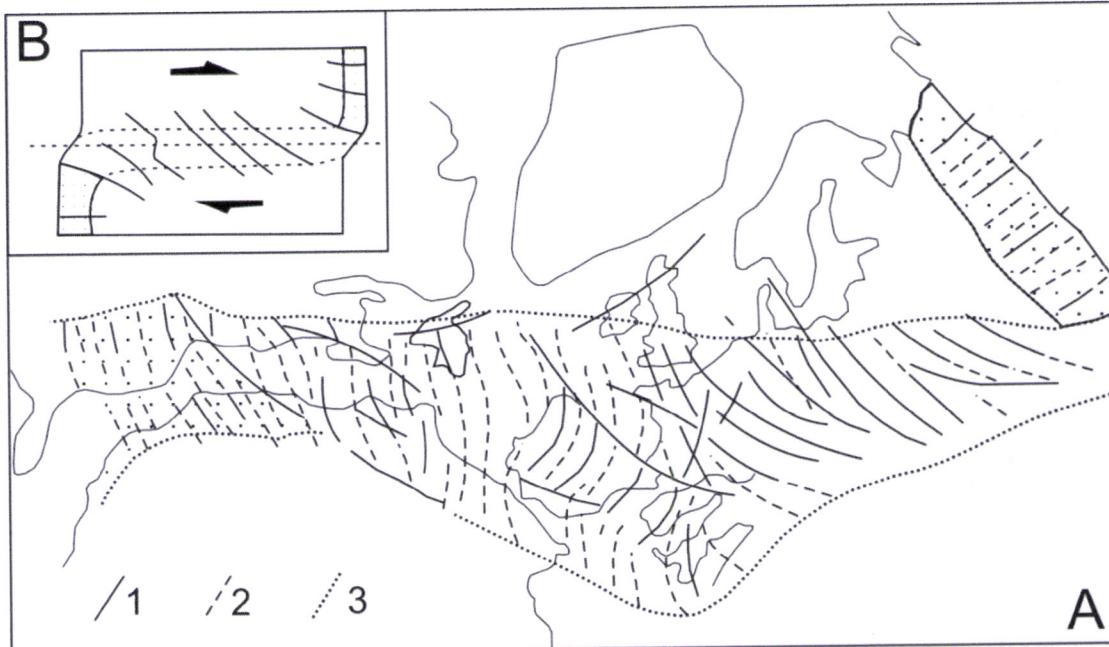


Figura X.10- Trajectórias de deformação na zona de cisalhamento tardivarisca à escala do orógeno (Arthaud & Matte, 1977).

A- Trajectórias de deformação máximas deduzidas a partir do sentido do movimento ao longo das falhas e da direcção de dobramento a várias escalas;

1- trajectórias da deformação principal; 2- trajectórias teóricas; 3- limite da área deformada.

B- Possível interpretação do campo de deformação ao longo da zona de cisalhamento pelo movimento relativo entre as duas placas.

i. Na Ibéria (Portugal)

Nos vários sectores estudados verifica-se a ocorrência de corredores de cisalhamento NE-SW a ENE-WSW cuja movimentação esquerda é atribuível ao pós-Vestefaliano, o que é compatível com a idade estefaniana, habitualmente atribuída à fase tardivarisca (Arthaud & Matte, 1975 e Arthaud & Matte, 1977). Tanto na Ibéria como em Marrocos verifica-se que os campos de tensões que terão estado activos nesta fase induziram essencialmente a formação de acidentes frágeis-dúcteis esquerdos sem o correspondente desenvolvimento do conjugado direito. Esta situação levou à elaboração de um modelo genético para a Ibéria (Ribeiro *et al.*, 2002; fig. X.11) o qual foi depois defendido para o litoral SW de Portugal (Caroça & Dias, 2002; Basile & Dias, 2008). Segundo este modelo a cinemática esquerda dos cisalhamentos NE-SW é explicada por um mecanismo do tipo dominó que induz a rotação de blocos entre anisotropias crustais

E-W com movimentação direita. Os estudos agora apresentados permitem extrapolar este modelo para a deformação tardivarisca em Marrocos (Dias et al., 2009).

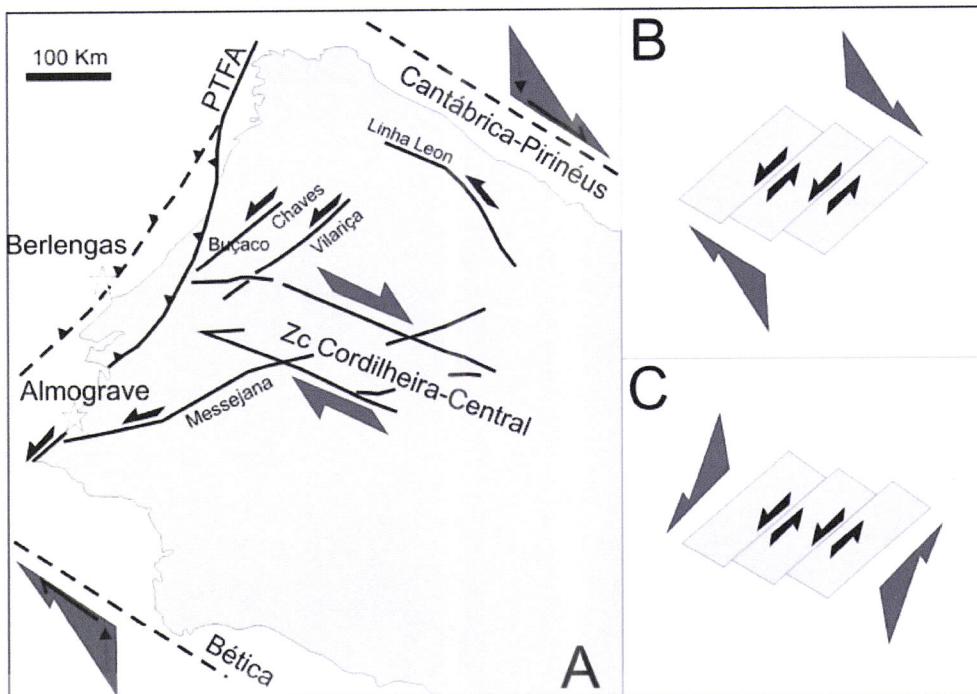


Figura X.11- Modelos interpretativos para a génesis dos cisalhamentos esquerdos tardivariscos na Península Ibérica (in: Dias et al., 2009):

- A) Estruturas principais geradas durante a tectónica tardivarisca na Península Ibérica (Adaptado de Ribeiro, 2002);
- B) Modelo do tipo dominó no qual a cinemática esquerda resulta da rotação de blocos induzida pelos principais acidentes direitos (adaptado de Caroça & Dias, 2002);
- C) Modelo em que a movimentação é considerada sintética de acidentes principais esquerdos com orientação NNE-SSW, os quais não foram identificados até ao momento.

A deformação varisca nos metassedimentos carboníferos é principalmente atribuída à primeira fase de deformação varisca (D_1 segundo a nomenclatura para as zonas externas) que afecta a totalidade do sector SW da zona Sul Portuguesa de um modo penetrativo. O estudo geológico efectuado ao longo do litoral SW de Portugal, permitiu evidenciar a existência de corredores de cisalhamento esquerdos de direcção NNE-SSW, que afectam as estruturas D_1 e que correspondem a uma segunda fase de deformação varisca (D_2 ; Caroça & Rui, 2002). Na região de Almograve (Basile & Dias, 2008), a deformação tardivarisca está geralmente restringida às zonas de cisalhamento NE-SW a NNE-SSW que afectam as estruturas variscas prévias induzindo dobras assimétricas em *chevron* com eixos fortemente inclinados, compatível com uma cinemática esquerda (fig. X.12A). O processo de dobramento associado aos corredores de cisalhamento induz uma cinemática direita subparalela aos leitos (fig. X.12B) resultado da acomodação local da deformação de acordo com o mecanismo de dobramento por cisalhamento flexural.



Figura X.12- Zonas de cisalhamento principais tardivariscas no sector de Almograve (adaptado de Basile & Dias, 2008).

- A) Dobras principais em *chevron* desenvolvidas nas fronteiras das zonas de cisalhamento,
- B) Estruturas locais induzidas pelo cisalhamento direito ao longo dos leitos nas zonas de cisalhamento principais.

Segundo Caroça e Dias (2002) e Basile e Dias (2008), foi atribuída uma idade pós-Vestefaliana a ante-Triásica inferior para a segunda fase de deformação varisca (D_2). Com efeito, as estruturas D_2 afectam claramente as estruturas D_1 desenvolvidas em metasedimentos atribuídos ao Vestefaliano D (Pereira, 1999), enquanto que os sedimentos sobrejacentes do Triásico, não só não foram afectados pela D_2 , mas inclusive as falhas que condicionaram a formação das bacias onde se depositaram dos sedimentos triássicos resultaram da reactivação em regime frágil dos corredores de cisalhamento esquerdo da D_2 (Dias & Ribeiro, 2002).

Assim, torna-se possível avançar algumas conclusões relativas às últimas manifestações da orogenia Varisca. Segundo Ribeiro *et al.* (2007) o granito tardivarisco das Berlengas (fig. X.11) está afectado por falhas inversas vergentes para Este, desenvolvidas na transição dúctil-frágil, que reflectem a reactivação de anteriores zonas de cisalhamento dúcteis na fronteira entre os blocos de Espinho e das Berlengas pertencentes à placa Finisterra. Quando esta informação é compatibilizada com as restantes estruturas tardivariscas descritas na Península Ibérica, torna-se possível de interpretar o Tardivarisco pela movimentação direita ao longo de cisalhamentos principais E-W subparalelos às fronteiras da microplaca Ibéria, respectivamente a falha Norte Pirenaica a Norte e a de Acores-Gibraltar, a Sul (fig. X.11).

ii. Em Marrocos

Na cadeia Varisca marroquina, a deformação tardivarisca também se desenvolveu sob condições superficiais na transição dúctil-frágil. É importante destacar a deformação ao longo da zona de falha de Al Medinat (fig. X.13) pois os estudos realizados nas regiões de Addouz, Adassil e Al Medinat permitiram um melhoramento significativo do

conhecimento existente com profundas implicações para a compreensão da evolução geodinâmica do Alto Atlas ocidental (secção fig. IX.4, Cap. IX). Destes, é de referir a situação existente em Adassil e Azegour, onde as intrusões graníticas constituem excelentes referências para o estudo destas fases mais tardias.

O estudo estrutural realizado nas regiões aflorantes na vizinhança da falha de Al Medinat permitiu evidenciar a inversão da cinemática direita característica das direcções NNE-SSW a NE-SW durante a D_1 para uma cinemática esquerda durante a D_3 evidente nas zonas de cisalhamento de Tignarine e de Afouzar. Deste modo, o rejogo destas zonas de cisalhamento em regime esquerdo terá sido responsável pelos rejeitos observados ao longo da zona de cisalhamento de Addouz-Adassil-Anamrou (fig. X.13).

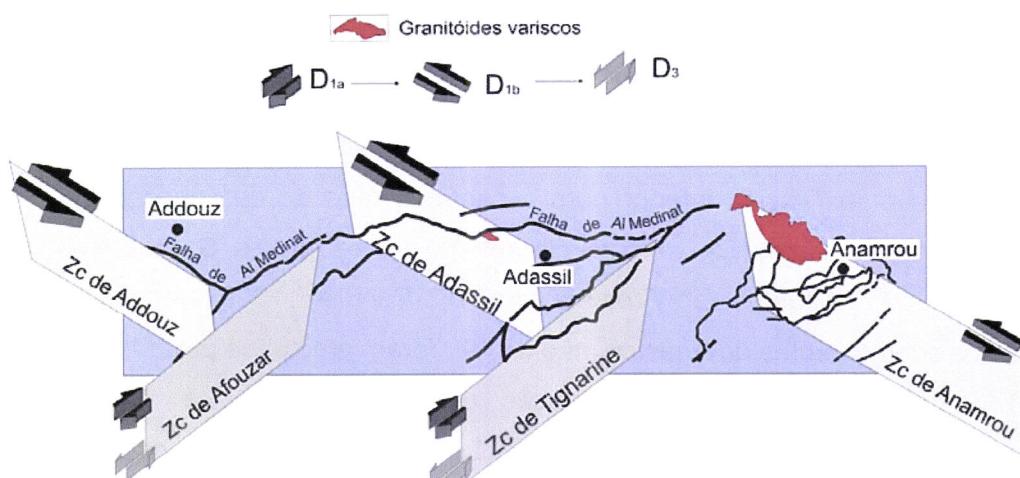


Figura X.13- Localização das principais zonas de cisalhamento nas regiões de Adassil-Addouz-Anamrou ao longo da falha de Al Medinat. Zc: zona de cisalhamento.

Em Adassil: O estudo efectuado nesta região permite-nos efectuar a caracterização da deformação tardivarisca do orógeno varisco marroquino. Com efeito, a instalação desta intrusão terá, como já foi referido, sido controlada pelos estádios finais da principal fase de deformação (D_{1b}) com idade pós-viseana a ante-vestefaliana, a qual apresenta uma cinemática transcorrente esquerda predominante. Posteriormente à sua instalação, o granito, alongado segundo a direcção WNW-ESE, é cortado por uma série de desligamentos esquerdos N60°E a N70°E (fig. X.14) que, ao nível do granito, se encontram bem marcados por filões métricos de quartzo; para Sul estes desligamentos conseguem seguir-se no encaixante Sudoeste do granito, onde são bem visíveis devido a originarem dobramentos decimétricos a centimétricos com eixos muito inclinados nos planos de clivagem pré-existente. Ao longo do contacto Nordeste do granito com o encaixante de idade ordovícica, não existem vestígios da continuidade destes corredores de cisalhamento o que se deve a este contacto corresponder a uma falha frágil alpina. Deste modo, o carácter tardivarisco das estruturas esquerdas ENE-WSW está bem

marcado. Tal como já acontecia no sector de Almograve, não se encontram vestígios da existência de um possível conjugado direito.

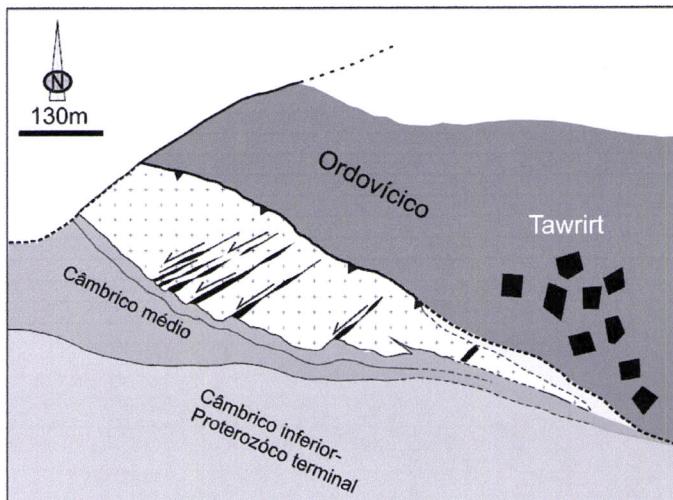


Figura X.14- Mapa geológico simplificado da região de Tawirt (Adassil).

Em Azegour: Nesta região, evidenciou-se que a instalação do granito de Azegour é claramente posterior em relação à primeira fase principal de deformação. Apresenta-se também afectado por desligamentos esquerdos NE-SW no seu bordo setentrional (Hendaq, 2003). Não existem vestígios da continuidade destes corredores de cisalhamento ao longo do contacto Sudeste do granito devido à existência da cobertura meso-cenozóica (fig. X.15).

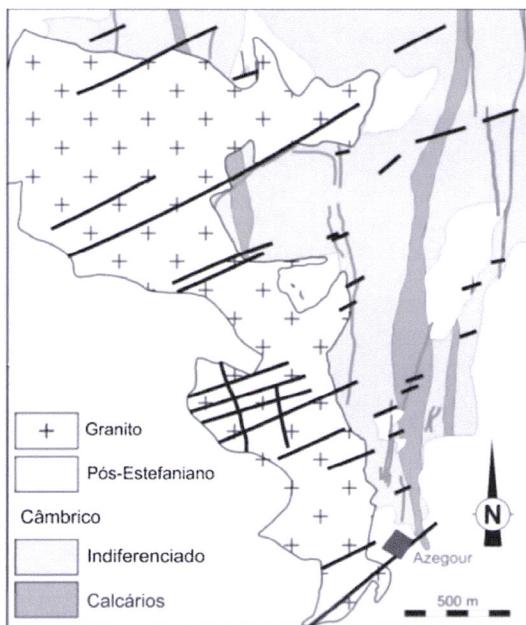


Figura X.15- Mapa geológico simplificado da extremidade SE da intrusão de Azegour (adaptado de Hendaq, 2003).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Referências bibliográficas

- Aghzar, A. & Arenas, R. (1995) - Détachments et tectonique extensive dans le massif hercynien des Rehamna (Maroc). *Journal of African Earth Sciences*, 21, 3, 383-393.
- Aït Ayad, N. (1987) - *Étude des relations entre déformation et intrusion granitique. L'exemple du granite hercynien d'Azegour (Haut Atlas de Marrakech)*. Thèse de 3^{ème} Cycle en Géologie Structurale, Univ. Cadi Ayyad, Faculté des Sciences, Marrakech, 148 pp.
- Aït Ayad, N.; Dias, R.; Ribeiro, L.; Adnane, N.; Hadani, M.; Hendaq, Y. & Madih, K. (2000) - Mecanismos de intrusão e deformação de pequenos corpos graníticos no Alto Atlas occidental (Marrocos); Influência na caracterização da deformação Varisca. 6^a Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica (GGET), Évora, Portugal, Volume das apresentações científicas, 61 pp.
- Aït Ayad, N.; Ribeiro, L. M.; Solá, A. R.; Moreira, M. E.; Dias, R.; Bouabdelli, M.; Ezzouhairy, H. & Charif, A. (2000) - Le granite d'Azegour (Maroc): cartographie géochimique et interprétation géodynamique. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 2000, t.87, 155-164.
- Aït Brahim, L. & Tahiri, A. (1996) - Rotation horaire des contraintes et mécanismes d'ouverture et de fermeture des bassins permiens du Maroc central. In: F. Medina (Eds.). *Le Permien et le Trias du Maroc, état des connaissances*. PUMAG, Marrakech, Maroc, 87-98.
- Alaoui M'hamdi, A. (1966) - Recherche de Scheelite sur le granite d'Adassil. *SRG, Maroc*, 16.
- Ambroggi, R. (1963) - *Étude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental de la paline du Souss*. Thèse Univ. Paris, ser., A, nº 3755, 321 pp.
- Arth, J.G. (1976) - Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4, 41-47.
- Arthaud, F. & Matte, Ph. (1975) - Les décrochements tardif-hercyniens du sud-ouest de l'Europe, géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arthaud, F. & Matte, Ph. (1977) - Late-Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1305-1320.
- Badra, L.; Pouclet, A.; Prost, A.E. & Touray, J.C. (1992) - Mise en évidence d'une extension intra-plaque tardipanafricaine d'intérêt métallogénique dans le Haut Atlas occidental (Maroc). *Comptes Rendus Académie Sciences*, Paris, 314, 703-709.
- Baratoux, L. (2004) - *Petrology, deformation mechanisms, and fabric anisotropy of metabasites deformed at natural strain and metamorphic gradient*. Ph.D. thesis, Charles University, Prague.
- Barbarin, B. (1999) - A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environment, *Lithos*, 46, 605-626.

- Barker, F. (1979) - Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker F. (Eds). *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Barker, J.H. (1985) - Rare-earth and other trace element mobility accompanying albitization in a Proterozoic granite, W. Bergslagen, Sweden. *Mineral Magazin*, 49, 107-115.
- Basile, C. & Dias, R. (2008) - Zonas de cisalhamento NNE-SSW no litoral SW de Portugal; uma evolução complexa durante as fases finais do ciclo Varisco. *Comm. Oral*, GGET, Universidade de Porto, Portugal.
- Batchelar, R.A. & Bowden, P. (1985) - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- Baxter, S.; Graham, N.T.; Feely, M.; Reavy, R.J. & Dewey, J.F. (2005) - A microstructural and fabric study of the Galway Granite, Connemara, western Ireland. *Geol. Mag.*, Cambridge University Press., 142 (1), 81-95.
- Beard, J.S.; Lofgren, G.E.; Sinha, A.K. & Tollo, R.P. (1994) - Partial melting of apatite-bearing charnockite, granulite, and diorite: melt compositions, restite mineralogy, and petrologic implications. *Journal of Geophysical Research*, 99, 21591-21603.
- Beetsma, J.J. (1995) - *The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal*. Ph.D. Thesis, Vrije University, Netherlands, 223 pp.
- Bernardin, C.; Cornée, J.J.; Corsini, M.; Mayol, S.; Muller, J. & Tayebi, M. (1988) - Variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale: signification géodynamique des données de surface et de subsurface. *Can. Journ. Earth Sc.*, v. 25, nº 12, 2104-2117.
- Black, R.; Latouche, L.; Liégeois, J.P.; Caby, R. & Bertrand, J.M. (1994) - Pana-African displaced in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology*, 22, 641-644.
- Bouabdelli, M. & Piqué, A. (1996) - Du bassin sur décrochement au bassin d'avant-pays: dynamique du bassin d'Azrou-Khénifra (Maroc hercynien central). *J. Afr. Earth Sci.* 22, 213-224.
- Boummane, M.H. & Olivier, Ph. (2007) - The Oulad Ouaslam Variscan granitic pluton (Jebilet Massif, Southwestern Moroccan Meseta): A forcibly emplaced laccolithic intrusion characterized by its magnetic and magmatic fabrics. *Journal of African Earth Sciences*, 47, 49-61.
- Brooks, C.K.; Henderson, P. & Ronsbo, J.G. (1981) - Rare earth element partitioning between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes. *Northern Ireland. Mineral. Mag.*, 44, 157-160.
- Brown, M. & Solar, G.S. (1998) - Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *J. Struct. Geol.*, 20 (9/10), 1365-1393.
- Brown, M. (1991) - Comparative geochemical interpretation of Permian-Triassic plutonic complexes of the Coastal Range and Altiplano (23°30' to 26°30'S), northern Chile. Geological Society of America, Special Paper, 265, 157-171.
- Burg, J.P.; Iglesias, M.; Laurent, Ph.; Matte, Ph. & Ribeiro, A. (1981) - Variscan intracontinental deformation: the Coimbra -Co'r'doba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics* 78, 161-177.

- Caroça, C. & Dias, R. (2002) - Deformação transcorrente nos sectores externos da Zona Sul Portuguesa; os últimos incrementos da tectónica varisca. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 89, 39-46.
- Carrigan, C.W.; Miller, C.F.; Fullagar, P.D.; Hatcher R.D. Jr.; Bream, B.R. & Coath, C.D. (2003) - Ion microprobe age and geochemistry of southern Appalachian basement, with implications for Proterozoic and Paleozoic reconstructions. *Precambrian Research*, v. 120, 1-36.
- Chacrone, C. (1996) - *L'Ordovicien du Massif Ancien du Haut-Atlas; Dynamique des ensembles sédimentaires, pétrologie et stratigraphie séquentielle*. Thèse 3ème Cycle, Université Med V, Rabat, 188 pp.
- Chaminé, H. (2000) - *Estratigrafia e estrutura da Faixa Metamórfica de Espinho – Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa Morena: Implicações geodinâmicas)*. Tese de Doutoramento, Universidade do Porto, 497 pp.
- Chappell, B.W & White, A.J.R. (1984) - I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. In: Xu Keqin, Tu Guangchi, (1982) - Geology of granites and their metallogenetic relations. *Proceedings of the International Symposium held at Nanjing University, Nanjing, China, October, 26-30*.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- Chardon, Dominique (2003) - Strain partitioning and batholith emplacement at the root of the transpressive magmatic arc. *Journal of structural geology*, 25, 91-107.
- Chemsseddoha, A. (1986) - *Cisaillement ductile et granites syntectoniques dans les Jebilet centrales: l'exemple du pluton hercynien des Oulad-Ouaslam (massif des Jebilet, Meseta sud-marocaine)*. Thèse 3e cycle Univ. Rennes, 155 pp.
- Choubert, G. & Faure-Muret, A. (1956) - L'activité volcanique de la fin du Géorgien dans l'Anti-Atlas et le Haut Atlas occidentaux. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 242: 2735-2738.
- Choubert, G. (1963) - *Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas*. Notes Mémoires Service Géologique du Maroc, Tome I, 162, 352 pp.
- Clarke, D.B. (1992) - *Granitoid Rocks*. Chapman & Hall, New York, 283 pp.
- Clauer, N.; Jeannette, D. & Tisserant, D. (1980) - Datation isotopique des cristallisations successives du socle cristallin et criallophylien de la Haute-Moulouya (Maroc hercynien). *Geol. Rundsch.*, 169, 63-83.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R. & White, A.J.R. (1986) - Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71, 317-324.
- Collins, W.J.; Beams, S.W.; White, A.J.R. & Chappell, B.W. (1982) - Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 189-200
- Cornée, J.J. & Ferrandini, J. (1985) - Sur la tectonique précoce hercynienne et le rôle des accidents anté-schisteux dans le Haut-Atlas occidental paléozoïque au sud d'Imi-n'Tanout (Maroc), relations avec les Jbilets occidentals. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 301, Sér. II, 15, 1157-1162.

- Cornée, J.J. (1989) - *Le Haut-Atlas occidental paléozoïque un reflet de l'histoire hercynienne du Maroc occidental: Stratigraphie, sédimentation et tectonique*. Thèse d'État, Univ. Aix-Marseille III, Marseille, 2t, 901 pp.
- Cornée, J.J.; Ferrandini, J. & Bernard, S. (1987) - Le Haut-Atlas occidental paléozoïque, un graben cambrien moyen entre deux décrochements dextres N60°E, hercynien (Maroc). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 305, Sér. II, 499-503.
- Cornée, J.J.; Muller, J. & Tayebi, M. (1990) - Mise en évidence d'un chevauchement postschisteux tardi-hercynien à caractère suppressif dans le Haut-Atlas occidental paléozoïque (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, Sér. II, 1521-1526.
- Corsini, M. (1991) - Influence de la paléogéographie du Paléozoïque sur la déformation hercynienne de la Méséta Nord-occidentale. *Géologie Méditerranéenne*, XVIII, 73-80.
- Corsini, M.; Muller, J.; Cornée, J.-J. & Diot, H. (1988) - Découverte de la série basale du Cambrien et de son substratum dans les Rehamna Centraux, haut-fond au Cambrien (Méséta marocaine). Prémisses de l'orogenèse hercynienne. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Série II*, 306, 63-68.
- D'Lemos, R.S.; Brown, M.; Strachan, R.A. (1992) - Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society*, 149, 487-490.
- Dalziel, I.W.D. (1995) - Earth before Pangaea. *Sci. Am. Jan.*, 58-63.
- Dalziel, I.W.D.; Dalla Salda, L.H & Gahagan, L.M., (1994) - Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106 (2), 243-252
- DCFTT (1956) - Direction de la Conservation Foncière et des Travaux Topographiques. Division de la Carte - Maroc. *Carte topographique de Souk El Had de Mejate à l'échelle 1: 50 000*. Feuille NH-29-XXII-Id.
- DCFTT (1974) - Direction de la Conservation Foncière et des Travaux Topographiques. Division de la Carte - Maroc. *Carte topographique d'Addouz à l'échelle 1: 50 000*. Feuille NH-29-XXII-1b.
- DCFTT (1974a) - Direction de la Conservation Foncière et des Travaux Topographiques. Division de la Carte - Maroc. *Carte topographique d'Azegour à l'échelle 1: 50 000*. Feuille NH-29-XXII-2a.
- DCFTT (1982) - Direction de la Conservation Foncière et des Travaux Topographiques. Division de la Carte - Maroc & Institut Géographique National - Paris. *Carte topographique d'Azegour à l'échelle 1: 50 000*. Feuille NH-29-XXII-2c.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73, 135-14.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic classification principles, methods, applications. *Bull. De Minéralogie*, 111, 493-510.
- DePaolo, D. (1981) - Neodymium Isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196.
- DePaolo, D.J. & Wasserburg, G.J. (1979) - Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 615-627.

- Dias, R. & Ribeiro, A. (1995) - The Ibero-Armorian Arc: A collision effect against an irregular continent?. *Tectonophysics*, 246, 113-128.
- Dias, R. & Ribeiro, C. (2002) - O Triásico da Ponta Ruiva (Sagres): Um fenómeno localizado na Bacia Mesozóica Algarvia. *Com. Inst. Geol. Min.*, Tomo 89, 123-134.
- Dias, R.; Ribeiro, A.; Hadani, M.; Basile, C. & Hendaq, Y. (2009) - Late Variscan deformation in Iberia and Morocco. *Comm. Oral, IGCP*, Universidade de Salamanca, Espanha.
- Dickin, A.P. (1997) - *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge: Cambridge University Press, 452 pp.
- Diot, H. (1989) - *Mise en place des granitoides hercyniens de la Meseta marocaine*. Thèse de Doctorat ès-sciences. Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique. Université de Toulouse, 182 pp.
- Diot, H.; Bouchez J.L.; Boutaleb, M. & Macaudiere, J. (1987) - Le granite d'Oulmès (Maroc central). Structure de l'état solide et modèle de mise en place. *Bull. Soc. Géol. France*, III, 1, 157-168.
- Downes, H. & Duthou, J.L. (1988) - Isotopic and trace-element arguments for the lower crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chem. Geol.*, 68, 291-308.
- Dresch, J. (1941) - *Recherche sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Souss*. Imprim. Arrault tours, 708 pp.
- Eby, G.N. (1990) - The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26, 115-134.
- Eby, G.N. (1992) - Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, vol. 20, Issue 7, 641 pp.
- Eddif, A. (1998) - *Pétrographie, Géochimie et Structure des Intrusions de Wrigane et de leur encaissant (Haut Atlas occidental paléozoïque, Maroc)*. Thèse 3ème Cycle, Univ. Choaïb Doukkali, El Jadida, 187 pp.
- El Archi, A. (1986) - *Les schémas de la déformation finie autour des granitoïdes hercyniens de Bou Zouga Haut Atlas occidental (Maroc)*. CEUS, Université Cadi Ayad, Marrakech, 40 pp.
- El Archi, A. (1989) - *Evolution tectono-sédimentaire et métamorphique d'un segment paléozoïque du Haut-Atlas occidental (la région de Bou-Zouga et Maghoussa)*. Thèse 3ème Cycle Univ. Cadi Ayad Marrakech, 133 pp.
- El Archi, A.; El Houicha, M.; Jouhari, A. & Bouabdelli, M. (2004) - Is the Cambrian basin of the Western High Atlas (Morocco) related either to a subduction zone or a major shear zone?. *Journal of African Earth Sciences*, 39, 311-318.
- El Archi, A.; Jouhari, A.; Bouabdelli, M.; El Attari, A.; Ennih, N. & Laduron, D. (2000) - Neoprotérozoïc-Cambrian stratigraphy in the western High Atlas and western Meseta, Morocco, 18th Colloquium of Africa Geology, Graz, *Journal of African Earth Science*, 30, 4A, 26 pp.
- El Attari, A. (2001) - *Etude lithostratigraphique et tectonique des terrains cambro-ordoviciens du Môle Côtier (Meseta occidentale, Maroc)*. State Thesis, University Mohammed V, Rabat, 389 pp.

- El Attari, A.; Hoepffner, C. & Jouhari, A. (1997) - Nouvelles données magmatiques et structurales en relation avec la cinématique de l'ouverture du bassin cambrien de la Meseta occidentale (Maroc). *Gaia*, 14, 11-21.
- El Baghdadi, M.; El-Boukhar, A.; Nadem, S.; Benyoucef, A. & Jouider, A. (2001) - Typologie du zircon dans les granitoïdes de la boutonnière précambrienne de Sidi Flah-Bouskour, Saghro, Anti Atlas, Maroc. *Journal of African Earth Sciences*, 32, 4, 635-653.
- El Bouseilly, A.M.; El Sokkary, A.A. (1975) - The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16, 207-219.
- El Hadi, H.; Simancas, J. F.; Tahiri, A.; González-Lodeiro, F.; Azor, A. & Martinez-Poyatos, D. (2006) - Comparative review of the Variscan granitoids of Morocco and Iberia: Proposal of a broad zonation. *Geodinamica Acta*, 19/2, 103-116.
- El Wartiti, M. (1990) - *Le Permien du Maroc mésétien: étude géologique et implications paléogéographiques*. Thèse doc. Ès-Science, Univ. Mohammed V, Rabat, 501 pp.
- England, P.C. & Thompson, A.G. (1984) - Pressure-Temperature-time path of Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25.
- Ennih, N. & Liégeois, J.-P. (2001) - The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Res.*, 112, 289-302.
- Errami, A. (2001) - *Évolution tardi-hercynienne et alpine des bassins du Paléozoïque supérieur de la bordure sud-occidentale du massif ancien du Haut Atlas: rôle des inversions tectoniques*. Thèse, Université Mohammed-V, Rabat, 193 pp.
- Essaifi, A.; Lagarde, J.-L. & Capdevila, R. (2001) - Deformation and displacement from shear zone patterns in the Variscan upper crust, Jebilet, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 32, 3, 335-350.
- Evensen, N.M.; Hamilton, P.J. & O'Nions, R.K. (1978) - Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 42, 1199-1212.
- Faure, G. (1986) - *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, U.S.A., 589 pp.
- Flowerdew, M.J.; Millar, I.L.; Curtis, M.L.; Vaughan, A.P.M.; Horstwood, M.S.A.; Whitehouse, M.J. & Fanning, C.M. (2007) - Combined U-Pb geochronology and Hf isotope geochemistry of detrital zircons from Early Paleozoic sedimentary rocks, Ellsworth-Whitmore Mountains Block, Antarctica. *GSA Bull.*, 119 (3-4), 275-288.
- Fossen, H. & Tikoff, B. (1993) - The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression - transtension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15, 413-422.
- Foucault, A. & Raoult, J.F. (1988) - *Dictionnaire de géologie*. Masson, 3^e édition, 352 pp.
- Froitzheim, N.; Stets, N. & Wurster, P. (1988) - Aspects of western High Atlas tectonics. In: Jacobshagen, V. (Eds.). *The Atlas System of Morocco*. Springer-Verlag, Berlin, 219-244.
- Frost, B.R.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J. & Frost, C.D. (2001) - A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, 42, 2033-2048.

- Fujimaki, H. (1986) - Partition coefficients of Hf, Zr and REE between zircon, apatite and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 42-45.
- Gama Pereira, L. & Macedo, C. (1983) - Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrogão Grande e de um pegmatito do Casal do Zote (Dornes) no sector da sutura Ossa Morena-Zona Centro-Íberica, a norte de Tomar (Portugal Central): Algumas implicações geotectónicas. *Comun. Serv. Geol., Portugal*, 69 (2), 265-266.
- Gaouzi, A. & Chauvet, A. (2001) - Age and Structural Control of the Ifri Copper Mineralization (Western High-Atlas, Morocco). In: Symposium FMF5 The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen. *Acta*, 1, 267 pp.
- Gasquet, D. (1991) - *Genèse d'un pluton composite tardihercynien: le massif du Tichka, Haut Atlas occidental (Maroc)*. Thèse sciences, Université Nancy I, France, 413 pp.
- Gasquet, D.; Leterrier, J.; Mrini, Z. & Vidal, P. (1992) - Petrogenesis of the Hercynian Tichka plutonic complex, Western Anti-Atlas, Morocco. Trace element and Rb-Sr and Sm-Nd isotopic constraints. *Earth Planet Sci. Lett.*, 108, 29-44.
- Gigout, M. (1956) - Le volcan sous-marin d'âge Acadien de Sidi-Saïd Maâchou (Maroc occidental), *Bull. Soc. Géol. France* 6, 559-574.
- Green, T.H. & Pearson, N.J. (1983) - Effect of pressure on rare earth elements partition coefficients in common magmas. *Nature*, 305, 414-416.
- Green, T.H.; Sic, S.H.; Ryan, C.G. & Cousens, D.R. (1989) - Proton microprobe-determined partitioning of Nb, ta, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 74, 201-216.
- Hadani, M. (2003) - Contrôle structurale de l'intrusion granitique de Tawirt (secteur d'Adassil); implications à l'évolution géodynamique du Haut-Atlas occidental (Maroc). Tese de Mestrado em Cartografia Geológica, Universidade de Évora, Portugal, 108 pp.
- Hanson, G.N. & Langmuir, C.H. (1978) - Modelling of major and trace elements in mantle-melt systems using trace element approaches. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 725-741.
- Hendaq, Y. (2003) - Relation magmatisme déformation minéralisations au secteur d'Azegour (Haut Atlas occidental-Maroc). Tese de Mestrado em Cartografia Geológica, Universidade de Évora, Portugal.
- Herron, M.M. (1988) - Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58, 820-829.
- Hoepffner, C. (1987) - La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse de Doctorat es Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 280 pp.
- Hoepffner, C.; Houari, M.R. & Bouabdelli, M. (2006) - Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. *C. R. Geoscience*, 338, 25-40.
- Hoepffner, C.; Jenny, P.; Piqué, A. & Michard, A. (1982) - Le métamorphisme hercynien dans le massif des Rehamna, in: Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, Vol. 303, 130-149.
- Hoepffner, C.; Soulaimani, A. & Piquée, A. (2005) - The Moroccan Hercynides. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 144-165.

- Houari, M.R. & Hoepffner, C. (2003) - Late Carboniferous dextral wrench-dominated transpression along the North African craton margin (Eastern High-Atlas, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.*, 37, 11-24.
- Huon, S.; Piqué, A. & Clauer, N. (1987) - Etude de l'orogenèse hercynienne au Maroc par la datation K/Ar de l'évolution métamorphique de schistes ardoisiers. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 40, 273-284.
- Hutton, D. (1996) - The 'space problem' in the emplacement of granite. *Episodes*, 19 (4), 114-119.
- Huvelin, P. (1977) - *Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jbel (Maroc occidental)*. Thèse Nancy (1975). In: Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc, 232 bis, 307 pp.
- Iglesias, M. & Choukroune, P. (1980) - Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 6, 63-68.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Jacques, J.M. & Reavy, R.J. (1994) - Caledonian plutonism and major lineaments in the SW Scottish Highlands. *Journal of the Geological Society*, London, 151, 955-69.
- Jouhari, A. (1989) - *Minéralisations à Au-Mo-Cu de la bordure orientale du massif du Tichka dans leur cadre géologique, Haut-Atlas occidental, Maroc*. Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 181 pp.
- Jouhari, A. (2001) - *Magmatisme de l'Infracambrien-Cambrien et mineralisations à MO, Pb-Zn, Au, Cu du Haut Atlas occidental, Maroc*. Thèse Doctorat d'État, Université d'El-Jadida, Maroc, 237 pp.
- Kharbouch, F.; Juteau, T.; Treuil, M.; Jaron, J.L.; Piqué, A. & Hoepffner, C. (1985) - Le volcanisme dinantien de la Meseta marocaine nord-occidentale et orientale. Caractères pétrographiques et géochimiques et implications géodynamiques. *Science Géologique Bulletin*, Strasbourg, 38, 155-163.
- Kuno, H. (1968) - Differentiation of Basalt Magmas. In: Hess, H. H. & Poldervaart, A. (Eds.). *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*. Interscience, New York, 2, 623-688.
- La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- Lagarde, J. (1985) - Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post viséenne de la Meseta Marocaine. *Hercynica*, 1, 29-37.
- Lagarde, J.L. & Choukroune, P. (1982) - Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jbel (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, XXIV, 2, 299-307.
- Lagarde, J.-L. (1987) - *Les plutons granitiques hercyniens: marqueurs de la déformation crustale: l'exemple de la Meseta marocaine*. Thèse, Université de Rennes, 371 pp.
- Lagarde, J.L. (1989) - *Granites tardi-carbonifères et déformation crustale, l'exemple de la Meseta marocaine*. Mémoires et documents du Centre Armoracain d'Etude Structurale des Socles, 26, 342 pp.

- Lagarde, J.L. ; Capdevila, R. & Fourcade, S. (1992) - Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 163, 5, 597-610.
- Lagarde, J.L.; Aït Ayad, N.; Aït Omar, S.; Chemsseddoha, A. & Saquaque, A. (1989) - Les plutons granitiques tardi-carbonifères marqueurs de la déformation crustale. L'exemple des granitoïdes de la méseta marocaine. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 309, 291-296.
- Lagarde, J.L.; Aït Omar, S. & Roddaz, B. (1990) - Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *J. Struct. Geol.*, 12, 7, 805-821.
- Landenberger, B. & Collins, W.J. (1996) - Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex. Eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37, 145-170.
- Landing, E.; Geyer, G. & Heldmaier, W. (2006) - Distinguishing eustatic and epeirogenic controls on Lower-Middle Cambrian boundary successions in West Gondwana (Morocco and Iberia). *Journal compilation International Association of Sedimentologists, Sedimentology*, 1-20.
- Laville, E. & Petit, J.-P., (1984) - Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of the Moroccan Triassic basins. *Geology*, 12, 424-427.
- Laville, E. & Piqué, A. (1991) - La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque: le rejet des structures hercyniennes. *Bull. Soc. Géol. France*, 162: 1161-1171.
- Laville, E. (1981) - Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut Atlas marocain au cours des temps triasiques et liasiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 303-312.
- Laville, E. (1985) - *Evolutions sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc): modèles en relais multiple de décrochements*. Thèse Doct. d'État, Univ. Montpellier, France, 168 pp.
- Laville, E.; Lesage, J.L. & Seguret, M. (1977) - Géométrie et cinématique (dynamique) de la tectonique sur le versant sud du Haut Atlas marocain, aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XIV, 3, 527-539.
- Le Bas, M.J. & Streckeisen (1991) - The IUGS systematics of igneous rocks. *J. Geol. Soc., London*, 148, 825-833.
- Le Corre, C. & Bouloton, J. (1987) - Un modèle de "structure en fleur" associant décrochement et convergence: les Jebilet centro-occidentales (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sci., Paris* 304 (13), 751-755.
- Le Fort, J.P. & Van der Voo, R. (1981) - A Kinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurussia in the Carbiferous. *The Journal of Geology*, v. 89, p. 537-550.
- Le Fort, P. (1981) - Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya, a model for its genesis and emplacement. *Journal of Geophysical Research*, B86, 10545-10568.
- Le Maitre, R.W. (1989) - *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell, 193 pp.

- Leake, B.E. (1990) - Granite magmas: their sources, initiation and consequences of emplacement. *Journal of the Geological Society, London* 147, 579-89.
- Leblanc, M. (1975) - *Ophiolites précambrtiennes et gîtes arséniques de Cobalt (Bou-Azzer, Maroc)*. Notes Mémoires, Service Géologique Maroc, 280 pp.
- Lecointre, G. (1926) - Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. *Mém. Soc. Sci. Nat., Maroc* 14 1-158.
- Lefort, J.P. & Ribeiro, A. (1980) - La faille Porto-Badajoz-Cordoba a t'elle contrôlé la révolution de l'océan paleozoïque sud-armoricain?. *Bull. Soc. Geol., France*, 22:465-462.
- Leloup, P.H.; Arnaud, N.; Lacassin, R.; Kienast, J.R.; Harrison, T.M.; Trong, T.T.P.; Replumaz, A. & Tapponnier, P. (2001) - New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone, SE Asia. *Journal of geophysical research*, 106, B4, 6683-6732.
- Loiselle, M.C. & Wones, D.R. (1979) - Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am., Abs. with Prog.* 11: 468.
- Ludwig, K.R. (2000) - *Isoplot/Ex 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel*: Berkeley Geochronology Center.
- Ludwig, K.R. (2003) - *Users manual for Isoplot 3.00*, Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 4, 70 pp.
- Lugmair, G.W & Carlson, R.W. (1978) - The Sm-Nd history of KREEP. *Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 689-704.
- Mabkhout, F.; Bonin, B.; Aït Ayad, N.; Sirna, C. & Lagarde, J. (1988) - Les massifs granitiques alcalins du Permien marocain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, 163-168.
- Mahood, G. & Hildreth, W. (1983) - Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2015-2050.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. (1989) - Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 101, 635-643.
- Mattauer, M.; Proust, F. & Tapponier, P. (1972) - Major strike-slip fault of Hercynian age in Morocco. *Nature*, v. 237, 160-162.
- Mattauer, M.; Tapponier, P. & Proust, F. (1977) - Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7) 19 (3), 521-526.
- Matte, P. & A. Ribeiro (1975) - Forme et orientation de l'éllipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice: Relations avec le plissement et hypothèses sur la génèse de l'arc Ibéro-Armoricain. *C. R. Acad. Sci., Ser. D*, 280, 2825 – 2828.
- 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.
- Matte, P. (2002) - Variscides between the Appalachians and the Urals : Similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. *Geol. Soc. of Am.*, 364 pp.

- Matte, Ph. (1986) - La chaîne Varisque parmi les chaînes Paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France* 8, II, 1, 9-24.
- Mayol, S. (1987) - *Géologie de la partie occidentale de la boutonnière paléozoïque des Jebilet, Maroc*. Trav. Lab. Sci. Terre, B27, 241 pp.
- McCaffrey, R. (1992) - Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research*, 97, 7, 8905-8915.
- Medina, F. & Errami, A. (1996) - L'inversion tectonique dans le bassin de Tine Mellil (Haut Atlas occidental, Maroc), Implications sur le fonctionnement de la faille de Tizi-n'Test. *Gaia*, 12, 9-18.
- Michard, A. & Sougy, J. (1974) - L'orogénèse hercynienne à la lisière nord-ouest de l'Afrique; structure des chaînes primaires du Maroc au Sénégal. In: *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*. Coll. Intern. CNRS, Rennes, 1974 éd. CNRS, Paris 1975.
- Michard, A. (1976) - Elements de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, 252- 408.
- Michard, A.; Cailleux, Y. & Hoepffner, C. (1983) - L'orogenese mesetienne au Maroc, structure, déformation hercynienne et déplacements. In: Actes du Symposium: "Maroc et Orogenese Hercynienne". Programme International de Corrélation Géologique, Notes Mémoires Service Géologique du Maroc, 27, 335 pp.
- Michard, A.; Cailleux, Y. & Hoepffner, Ch. (1989) - L'orogène mésétien du Maroc: structure, déformation hercynienne et déplacements. *Notes et Mémoires Service géologique Maroc* 335, 313-327.
- Miller, C.F. (1985) - Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources. *J. Geol.*, 9, 673-89.
- Miyashiro, A. (1973) - *Metamorphism and metamorphic belts*. Allen & Unwin, London, 492 pp.
- Miyashiro, A. (1994) - *Metamorphic Petrology*. Oxford University, Press, New York, 404 pp.
- Moret, L. (1931) - *Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech*. Notes et Mém. Ser. Mines et Cartes geol. Maroc, 18, 262 pp.
- Mrini, Z. (1985) - Age et origine des granitoides hercyniens du Maroc: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb). Thèse Doc., Univ. de Clermont II géochimie isotopique, 156 pp.
- Mrini, Z. (1993) - Chronologie (Rb/Sr, U/Pb) et traçage isotopique (Sr/Nd/Pb) des sources de roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. Thèse Univ. Marrakech, 276 pp.
- Mrini, Z.; Rafi, A.; Duthou, J.L. & Vidal, Ph. (1992) - Chronologie Rb/Sr des granitoides hercyniens du Maroc: Conséquences. *Bull. Soc. Géol. France*, 163, 3, 281-291.
- Muller, J.; Cornée, J.-J. & El Kamel, F. (1991) - Évolution tectonosédimentaire d'un bassin molassique post-orogénique : l'exemple des séries conglomératiques stéphano-triasiques de Mechra-Ben-Abbou, Rehamna, Maroc. *Géol. Méditerr.* 1-2, 109-120.

- Mustaphi, H.; Medina, F.; Jabour, H. & Hoepffner, C. (1997) - Le bassin du Souss (Zone de Faille du Tizi-n'Test, Haut Atlas occidental, Maroc): résultat d'une inversion tectonique contrôlée par une faille de détachement profonde. *Journal of African Earth Sciences*, 24, 1/2, 153-168.
- Nash, W.P. & Crecraft, H.R. (1985) - Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2309-2322.
- Neltner, L. (1938) - Étude géologiques dans le Sud marocian (Haut-Atlas et Anti-Atlas). Notes et Mém. Ser. Mines et cartes Géol., Maroc, 42, 298 pp.
- O'Connor, J. T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: *US Geological Survey Professional Paper*, B525, USGS, 79-84.
- Ouali, H.; Briand, B.; Bouchardon, J.-L. & Capiez, P. (2003) - Le volcanisme cambrien du Maroc central: implications géodynamiques. *C. R. Geoscience*, 335, 425-433.
- Ouanaimi, H. & Petit, J.-P. (1992) - La limite sud de la chaîne hercynienne dans le Haut-Atlas marocain, reconstitution d'un saillant non déformé. *Bull. Soc. Géol., France*, t. 163, n°1, 63-72.
- Ouanaimi, H. (1989) - *Evolution sédimentaire et tectonique de la partie orientale du massif ancien du Haut-Atlas (Maroc)*. Thèse, Univ. Montpellier, 402 pp.
- Ouanaimi, H. (2004) - *Contribution à l'étude géologique du Sud Marocain; Stratigraphie séquentielle de bassins détritiques paléozoïques; Distribution des réseaux de diaclases à grande échelle dans les orogènes hercynien et atlasique*. Thèse, Université Cadi-Ayyad, Marrakech, 227 pp.
- Ouazzani, H.; Badra, L.; Pouclet, A. & Prost, A.E. (1998) - Mise en évidence d'un volcanisme d'arc néoprotérozoïque dans le Haut-Atlas occidental (Maroc). *C.R. Acad. Sci., Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 327, 449-456.
- Oukemeni, D. (1993) - *Géochimie, géochronologie (U-Pb) du pluton d'Aouli et comparaisons géochimiques avec d'autres granitoïdes hercyniens du Maroc par analyse discriminante*. Thèse, Université du Québec, Montréal, 129 pp.
- Passchier, C.W. & Simpson, C. (1986) - Porphyroblast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, vol. 8, n°8, 831-843.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. (1989) - *Microtectonics*, Springer-Verlag, 289 pp.
- Patiño Douce, A.E. (1997) - Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25, 743-746.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- Pereira, M.F.; Chichorro, M.; Linnemann, U.; Eguiluz, L. & Silva, J. (2006) - Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): Paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research*, 144, 297-315.
- Pereira, Z. (1999) - Palinostratigrafia do sector sudoeste da Zona Sul Portuguesa. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 86, 25-58.

- Permingeat, F. (1957) - *Le gisement de molybdène, tungstène et cuivre d'Azegour (Haut-Atlas). Etude pétrographique et métallogénique. Notes et Mémoires du Serv. Géol. du Maroc*, 141 pp.
- Petit, J.-P. (1976) - *La zone de décrochements du Tizi-n'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère*. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Montpellier, France, 99 pp.
- Piqué, A. & Laville, E. (1993) - L'ouverture de l'Atlantique central: un rejeu en extension des structures paléozoïques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 317, II, 1325-1328.
- Piqué, A. & Michard, A. (1981) - Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sciences Géologiques*, 34, 135-146.
- Piqué, A. & Michard, A. (1989) - Moroccan Hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Am. J. Sci.*, 289, 286-330.
- Piqué, A. (1979) - *Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la Meseta marocaine nord-occidentale*. *Sci. Géol., Mém.*, 56, 234 pp.
- Piqué, A. (1984) - Faciès sédimentaire et évolution d'un bassin: le bassin dévonodinantien de Sidi-Bettache (Maroc nord-occidental). *Bull. Soc. Géo., France* 26, 1015-1023.
- Piqué, A. (1994) - *Géologie du Maroc, les domaines régionaux et leur évolution structural*. Imprimerie El Maarif, El Jadida, 278 pp.
- Piqué, A. (2001) - *Geology of Northwest Africa*. Borntraeger, Berlin Stuttgart, 310 pp.
- Piqué, A.; Bouabdelli, M.; Soulaïmani, A.; Youbi, N.; Iliani, M. (1999) - Les conglomérats du PIII (Néoprotérozoïque supérieur) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc): molasses panafricaines, ou marqueurs d'un rifting fini-protérozoïque?. *C. R. Acad. Sci., Paris, Ser. IIa* 328 409-414.
- Plummer, C.C; McGeary, D. & Carlson, D.H. (2003) - *Physical Geology*. 9th ed. McGraw Hill, New York, 574 pp.
- Pothin, K. (1993) - Un exemple de volcanisme du Protérozoïque inférieur en Côte d'Ivoire: zone de subduction ou zone de cisaillement. *Journal of African Earth Sciences*, 16, 437-443.
- Proust, F. (1961) - *Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du bloc oriental du Massif Ancien du Haut-Atlas (Maroc)*. Thèse Sci., Univ. Montpellier inédit, 306 pp.
- Proust, F. (1973) - Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du bloc oriental du Massif Ancien du Haut-Atlas (Maroc). *Notes Mém. Serv. Géol., Maroc*, 34, 254, 15-54.
- Proust, F.; Petit, J.P. & Tapponnier P. (1977) - L'accident du Tizi-n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental. *Bull. Soc. Géo., France*, (7), n° 19, 541-551.
- Qarboss, A.; Medina, F.; Hoepffner, C.; Ahmamou, M.; Errami, A. & Bensahal, A. (2003) - Apport de l'étude des bassins stéphano-autuniens et permo-triasiques du Haut Atlas occidental (Maroc) à la chronologie du fonctionnement de la zone de failles de Tizi-n'Test. *Bulletin de l'Institut Scientifique, (Rabat), Sciences de la Terre*, 25, 43-53.

- Raguen E. (1945) - Les Roches Éruptives Des Environs D'azgour Dans L'atlas De Marrakech, Maroc.
- Ribeiro, A. (2002) - *Soft Plate Tectonics*. Springer Verlag, 324 pp.
- Ribeiro, A.; Antunes, M.T.; Ferreira, M.P.; Rocha, R.B.; Soares, A.F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, J.H.; Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979) - *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.
- Ribeiro, A.; Iglesias, M.; Ribeiro, M.L. & Pereira, E. (1983) - Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques. *Com. Serv. Geol.*, Portugal, 69 (2), 291-294.
- 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, Art. Nº TC6009, 24 pp.
- Ribeiro, A.; Pereira, E.; Ribeiro, M.L. & Castro, P. (2006) - Unidades alóctones da região de Morais (Trás -os-Montes Orientais). In: *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, edited by R. Dias et al., Univ. de Evora, Évora, Portugal, 85-105 pp.
- Ribeiro, A.; Dias, R. & Silva, J.B. (1995) - Genesis of the Ibero-Armorican arc. *Geodyn. Acta*, 8, 4, 173-184.
- Rickwood, P.C. (1989) - Boundary lines within petrological diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- Roch, E. (1930) - *Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental*. Notes et Mem. Serv. Mines et carte géol. Maroc, 9, 542 pp.
- Rollinson, H. (1995) - *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, London, 352 pp.
- Rosé, F. (1987) - *Les types granitiques du Maroc hercynien*. Thèse, Université Paris VI, Paris, 363 pp.
- Ryan, P.D.; Soper, N.J.; Snyder, D.B.; England, R.W. & Hutton, D.H.W. (1995) - The Antrim-Galway Line: a resolution of the Highland Border Fault enigma of the Caledonides of Britain and Ireland. *Geological Magazine*, 132, 171-84.
- Sagon, J.P. (1976) - *Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Chateaulin (Massif Armorican): stratigraphie, volcanisme, métamorphisme et tectonique*. Thèse Doct. d'État, Univ. Pierre & Marie Curie, Paris VI, 58 pp.
- Saint Blanquat, M. (de); Law, R.D.; Bouchez, J.-L. & Morgan, S.S. (2001) - Internal structure and emplacement of the Papoose Flat pluton: and integrated structural, petrographic, and magnetic susceptibility study. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 976-95.
- Saint Blanquat, M. (de); Tikoff, B.; Teyssier, C. & Vigneresse, J.L. (1998) - Transpressional kinematics and magmatic arcs. In: Holsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey, J.F. (Eds). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, 327-340.
- Saquaque, A. (1985) - *Déformation et mise en place d'un pluton granitique syncinématique: l'exemple du granite hercynien du Bramram - Tabouchennt - Bamega (Jebilet centrales, Maroc)*. Thèse 3^{ème} cycle, Marrakech, Maroc, 144 pp.

- Schaer, J.P. (1962) - Problèmes de granitisation dans la partie occidentale du Massif Ancien du Haut-Atlas. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 255, 2270-2272.
- Schaer, J.P. (1964) - Volcanisme Cambrien dans le Massif Ancien du Haut Atlas occidentale. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 258, 2114-2117.
- Scotese, C.R. & Mackerrow, W.S. (1990) - *Paleozoic Palaeogeography and biography*. The Geological Society, London, 435 pp.
- SGM (1981) - Notes et mémoires Nº 203, Direction de la Géologie - Maroc. Carte géologique de Imi-n'Tanout à l'échelle 1:100 000. Feuille NH-29-XXII-1.
- SGM (1996) - Notes et mémoires Nº 372, Direction de la Géologie - Maroc. Carte géologique de Amizmiz à l'échelle 1:100 000. Feuille NH-29-XXII-2.
- Shelley, D. & Bossière, G. (2000) - A new model for the Hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia. *Journal of Structural Geology*, 22 (2000), 757-776.
- Shelley, D. & Bossière, G. (2002) - A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia: reply (to Cartier et al.). *Journal of Structural Geology*, 24, 1664-1668.
- Shelley, D. (1993) - *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. Chapman and Hall, London.
- Simancas, J.F.; Azor, A.; Martínez-Poyatos, D. Tahiri, A.; El Hadi, H. González-Lodeiro, F.; Pérez-Estaún, A. & Carbonell, R. (2009) - Tectonic relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides. *Comptes Rendus Geosciences*, Volume 341, 103-113.
- Simancas, J.F.; Tahiri, A.; Azor, A.; Lodeiro, F.G.; Martinez Poyatos, D.J. & El Hadi, H. (2005) -The tectonic frame of the Variscan-Alleghanian orogen in Southern Europe and Northern Africa. *Tectonophysics* 398, 181-198.
- Skjerlie, K.P. & Johnston, A.D. (1992) - Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implications for the generation of A-type granites. *Geology*, 20, 263-266.
- Soulaimani, A. (1991) - *L'évolution structurale des massifs hercyniens du Haouz de Marrakech: Guemassa - N'fis*. Thèse de 3ème cycle. Université de Cadi Ayyad de Marrakech, 139 pp.
- Spear, F.S. & Cheney, J.T. (1989) - A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 149-164.
- Steiger, R.H. & Jager, E. (1977) - Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 359-362.
- Streckeisen, A.L. (1976) - To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1-34.
- Sun, S.-S. & McDonough, W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D.; Norry, M.J.; editors). Geological Society, Special Publication, London, 42, 313-345.

- Tanaka, T.; Togashi, S.; Kamioka, H.; Amakawa, H.; Kagami, H.; Hamamoto, T.; Yuhara, M.; Orihashi, Y.; Yoneda, S.; Shimizu, H.; Kunimaru, T.; Takahashi, K.; Yanagi, T.; Nakano, T.; Fujimaki, H.; Shinjo, R.; Asahara, Y.; Tanimizu, M.; Dragusanu, C. (2000) - JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla neodymium. *Chem. Geol.*, 168, 279-281.
- Tapponnier, P; Peltzer, G; Le Dain AY, Armijo, R. & Cobbold P. (1982) - Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology* 10: 611-16.
- Tarney, J.; Saunders, A.D. & Weaver, S.D. (1977) - Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia Arc region. In: TALWANI, M. & PITMAN, W.C. (Eds). Island Arcs, Deep Sea Trenches and Backarc Backarc Basins. American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 1, 367-378.
- Tayebi, M. (1989) - *Le segment hercynien du Haut-Atlas occidental dans les Aït Chaïb, Maroc: Stratigraphique, tectonique et rôle de la zone Faillée ouest atlasique*. Thèse, Univ. Aix marseille St Jérôme, 243 pp.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985) - *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell (Oxford), 312 pp.
- Tikoff, B. & Saint Blanquat, M. (de) (1997) - Transpressional shearing and strike-slip partitioning in the late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc, California. *Tectonics*, 16, 442-459.
- Tikoff, B. & Teyssier, C. (1992) - Crustal-scale, en échelon "Pshear" tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, 20, 927-930.
- Tikoff, B.; Saint Blanquat, M. (de) & Teyssier, C. (1999) - Translation and the resolution of the pluton space problem. *J. Struct. Geol.*, 21, 1109-1117.
- Tisserant, D. (1977) - *Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Étude de quelques massifs atlasiques et mésétiens*. Thèse de 3^e cycle, Strasbourg, France, 103pp.
- Van Der Voo R. & French R.B. (1974) - Apparent polar wander for the Atlantic bordering continents: Late Carboniferous to Eocene. *Earth Sci. Rev.*, 10, 99-119.
- Vialon, P.; Ruhland, M. & Grolier, J. (1976) - *Eléments de tectonique analytique*. Masson Ed., Paris, 117 pp.
- Von Der Weid, F. (1941) - Le gisement de Molybdénite d'Azegour et la Région des Guedmioua Atlas de Marrakech, Maroc, Georgoe & Cie. Geneva.
- Ward, C.D.; McArthur, J.M. & Walsh, J.N. (1992) - Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW England. *J. Petrol.*, 33, 785-815.
- Weil, Arlo B.; Van Der Voo, R. & Van Der Pluijm, Ben A. (2001) - Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain). *Geological Society of America*, November 2001; v. 29; n°. 11; 991-994.
- Whalen, J.B. (1985) - Geochemistry of an island-arc plutonic suite: The Uasilau- Yau Yau intrusive complex. *J. Petrol.*, New Britain, P.N.G., 26, 603-632.
- Whalen, J.B.; Currie, K.L. & Chappel, B.W. (1987) - A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 407-419.

- White, A.J.R. & Chappell, B.W. (1977) - Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. (1983) - Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Memoir*, 19, 21-34.
- White, A.J.R. (1979) - Sources of granite magmas. *Geol. Soc. Am. Abs. with Prog.* 11: 539.
- Wilson, M. (1989) - *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*. London, Harper Collins Acad., 466 pp.
- Winter, J. (2001) - *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall., 697 pp.
- Yang, J.-H.; Wu, F.-Y.; Wilde, S.A.; Chen, F.; Liu, X.-M. & Xie, L.-W. (2006) - Petrogenesis of an Alkali Syenite-Granite-Rhyolite Suite in the Yanshan Fold and Thrust Belt, Eastern North China Craton: Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Hf Isotopic Evidence for Lithospheric Thinning. *Journal of Petrology*, 49, 2, 315-351.
- Zhang, Hong-Fei; Parrish, Randall; Zhang, Li, Xu; Wang-Chun, Yuan; Hong-Lin, Gao; Shan, Crowley & Quentin G. (2007) - A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Implication for lithospheric delamination. *Lithos*, 97, 323-325.

