

IV.2. Tectónica

IV.2.1. Rochas metassedimentares

Do ponto de vista tectónico poderemos definir três fases de deformação varisca fundamentais na área de estudo. A primeira fase (F_1) com um regime de deformação transpressivo sinestrógiro, caracteriza-se por dobras de plano axial subvertical e eixos ondulantes, xistosidade de plano axial, pontualmente, transectando as dobras (sugerindo deformação progressiva esquerda), importantes corredores de cisalhamento sinestrógiro, originando, mesmo, estruturas em dominó e estiramento segundo o eixo cinemático **b**. Nalguns sectores (Carreço e Venade), o regime de deformação transita para tangencial para E, sendo o estiramento segundo o eixo cinemático **a**, ocorrendo, também, dobras em baínha com vergência para Este.

A segunda fase (F_2), dominada por um regime tangencial para E, é evidenciada por uma xistosidade (de cisalha) moderadamente inclinada, dobras com acentuada vergência para W. É de referir, associado a esta fase, o aparecimento de cisalhamentos inversos e cavalgamentos.

A terceira fase, F_3 , é posta em evidência através de importantes corredores de cisalhamento relacionados com os movimentos transpressivos, originando dobramentos com ângulos interflancos bastante abertos e cisalhamentos conjugados.

Há ainda a registar uma tectónica tardi a pós-varisca, em frágil, caracterizada por variações do campo de tensões, originando distintos sistemas de desligamentos conjugados.

IV.2.1.1. 1ª fase de deformação varisca (F_1)

Estudos de cartografia estrutural

As dobras F_1 são maioritariamente de direitas a fortemente inclinadas e com mergulho de sub-horizontal a moderadamente inclinado (figura.IV.8). Observando as projecções estereográficas dos planos axiais e dos eixos de dobra (figura.IV.9) poder-se-á verificar que os

dados são expressivos. A direcção média de PA₁ é de NNW-SSE. O E₁ mergulha para SSE e para NNW-NW, caracterizando-se por baixa dispersão. O ponto de maior concentração para E₁ é de 10/160.

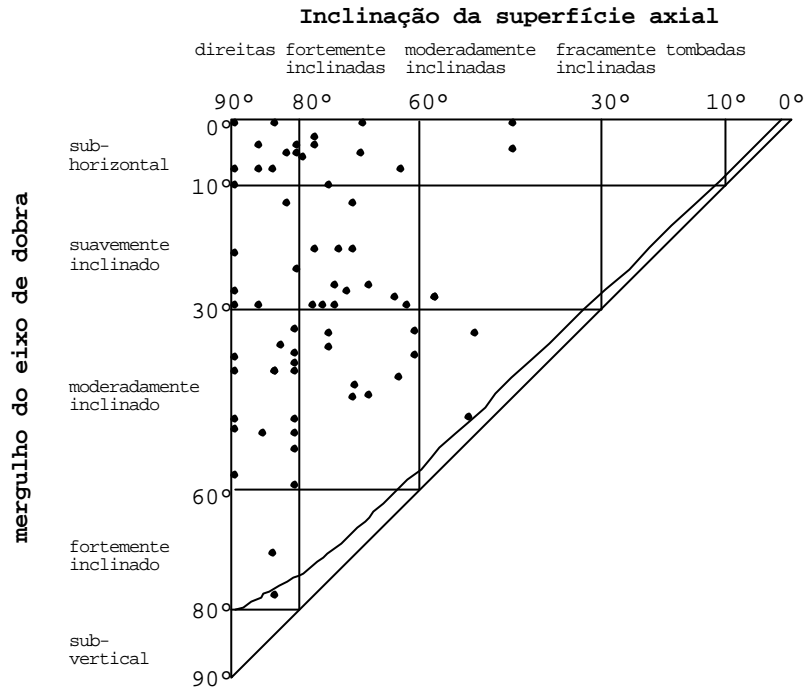


Figura.IV.8- Diagrama de Fleuty para as dobras relativas à F₁.

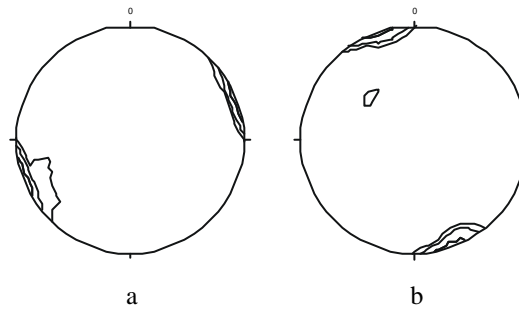
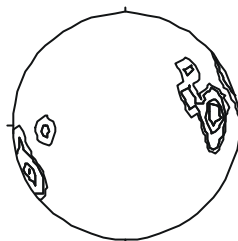


Figura.IV.9- Diagramas de densidades na rede de Schmidt, hemisfério inferior, de (a) planos axiais (N=163, contornos a (%): 25, 35, 50) e (b) eixos (N=163, contornos a (%): 15, 20, 30) de dobras de F₁.

As dobras de F₁ possuem eixos ondulantes (figura.IV.10A), em virtude de resultarem de um achatamento diferencial ao longo dos planos axiais das dobras [(por analogia com o mecanismo descrito por Ribeiro (1974) – figura.IV.10B], ocorrendo no interior dum corredor de cisalhamento sinestrógiro.

Num afloramento de Carreço observam-se dobras em baínha sendo a sua maioria fortemente inclinada e com direcção NNW-SSE (figura.IV.11). Estas dobras ocorrem frequentemente associadas a zonas de cisalhamento e, em particular, ligadas a mantos de carreamento que se formam no culminar de um evento orogénico como resultado duma convergência de placas (Price & Cosgrove, 1990).



N= 28; contornos a: 5%, 7.5%, 10%, 15%

Figura.IV.11- Diagrama de densidades, rede de Schmidt, hemisfério inferior, de planos axiais de dobras em baínha de F_1 .

A génese do dobramento em baínha é explicada pelo movimento tangencial para Este dos mantos do Parautóctone e do Alóctone, durante F_1 , pois nos locais onde o plano de cavalgamento está exposto (Cavalgamento de Vila Verde) observa-se esmagamento com abundantes cisalhamentos mostrando o sentido de deslocamento para Este (Ribeiro *et al.*, 1990).

Nas dobras em baínha, da área estudada, não é observável uma vergência clara para E. Esta vergência não se verifica, por causa dos retrocisalhamentos associados a F_2 (e à intrusão de ?'p), os quais provocaram um empurrão tectónico que provocou o dobramento das bancadas do Tremadociano-Arenigiano, e assim, alguma verticalização do PA das dobras em baínha, tendo ainda, originado uma crenulação incipiente e rara – figura.IV.12. Acresce, ainda, a influência do dobramento provocado pela F_3 .

Os cisalhamentos de F_1 que estão representadas na figura.IV.13, são desligamento sinestrógiros e dextrógiros. Os valores para ambas as estruturas têm pouca dispersão e são

expressivos, sendo o ponto de maior concentração de N-S/84E para os desligamentos dextrógiros, e de N31W/85E para os desligamentos sinestrógiros.

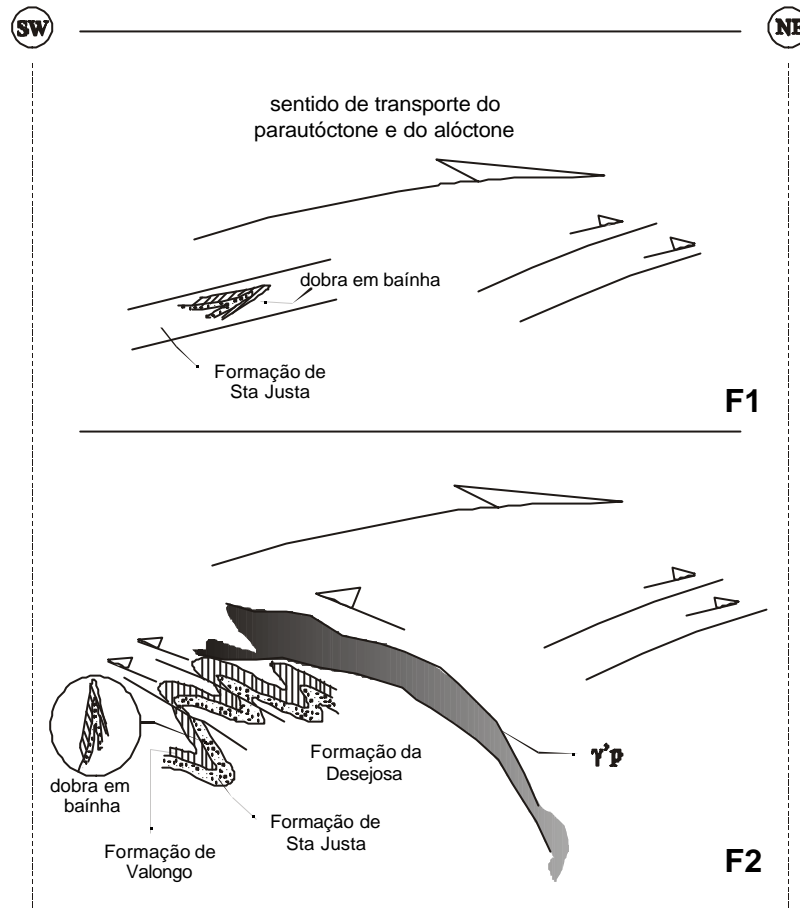


Figura.IV.12- Alteração da vergência das dobras em bainha F₁ em resultado das fases de deformação pós- F₁.

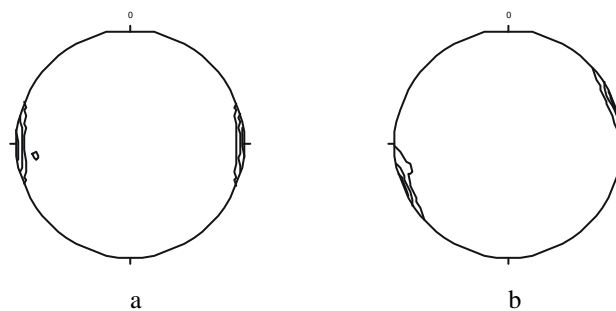


Figura.IV.13- Diagrama de densidades, rede de Schmidt, hemisfério inferior. a) cisalhamentos direitos de F₁ (N= 20; contornos a (%): 5, 10, 15) b) cisalhamentos esquerdos de F₁ (N= 30; contornos a (%): 5, 10, 15).

Os cisalhamento sinestrógiro da F_1 têm frequentemente uma dimensão cartográfica assinalável, sendo de grande importância na estruturação desta fase de deformação, senão repare-se, por exemplo, no corredor de cisalhamento que afecta de sobremaneira um sector da área estudada – figura.IV.14.

Alguns corredores de cisalhamento sinestrógiros podem determinar a ocorrência de geometrias sigmoidais nos quartzitos, assim como de cisalhamentos direitos no seu interior, sendo a resultante uma estrutura em dominó (Pamplona et al., 1993) – figura.IV.14.

Uma estrutura geológica em dúctil, mas com geometria do tipo "dominó" horizontal, resulta de deformação não coaxial, a qual gera cisalhamentos de compensação oblíquos à direcção de cisalhamento dominante e com componente cinemática inversa a esta.

A xistosidade S_1 é subvertical e tem a direcção média N35W (figura.IV.15a). É uma xistosidade de plano axial presente um pouco em todas as litologias, embora com predominância no Arenigiano-Tremadociano. Neste último, por vezes a xistosidade transecta as dobras (e.g., na Praia do Norte – Viana do Castelo é possível observar uma dobra com plano axial N25W/90 transectada por S_1 com a atitude de N15W/80NE). O seu aparecimento é resultado do movimento transpressivo que actuou sobre o autóctone durante F_1 .

Apesar da tendência geral de S_1 ser a anteriormente referida existe, contudo, um sector em que apesar da direcção ser idêntica à geral, a inclinação da xistosidade é moderada para NE, (figura.IV.15b). Esta diferença de comportamento é explicada pela proximidade do carreamento de Vila Verde.

Relativamente a lineação de estiramento (X_1) ocorrem duas situações distintas: uma segundo eixo cinemático **b** (no sector I e III da figura.IV.16) e outra segundo o eixo cinemático **a** (em Venade e no sector II da figura.IV.16).

No flanco W do antiforma a lineação de estiramento segundo **b** mergulha preferencialmente para SSE (8° - 24°) - figura.IV.16.a. A razão para alguma dispersão dos valores de X_1 pode estar relacionada com o facto das medições desta estrutura se efectuarem nos quartzitos e, dada a estrutura sigmoidal de alguns destes, de imediato se acoplarem alguns

desvios com consequências imediatas na dispersão. A atitude desta lineação é praticamente coincidente com os eixos de dobra da F_1 .

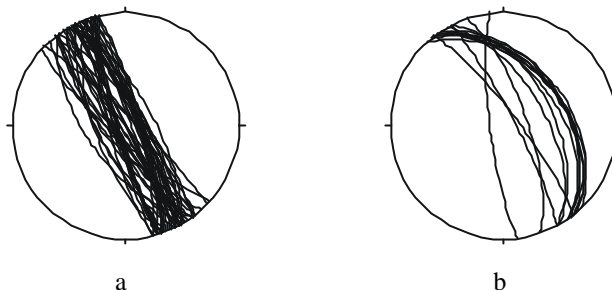


Figura.IV.15- Projecções estereográficas, rede de Schmidt, hemisfério inferior. a) S_1 para toda a área (N= 120); b) S_1 de um sector (Carreço) da área estudada (N= 12).

A lineação de estiramento segundo **a** possui uma dispersão assinalável sobressaindo, todavia, uma disposição para o quadrante E (figura.IV.16.b), sendo o ponto de máxima concentração de 18/100.

A observação da figura.IV.16c permite reconhecer a trajectória do carreamento e identificar locais do autóctone proximais e distais aos mantos, em função do comportamento do estiramento e do estilo de dobramento:

- (i) na zona do autóctone proximal ao carreamento a lineação de estiramento X_1 está segundo o eixo cinemático **a** (Carreço e Venade) e ocorrem dobras em baínha (Carreço);
- (ii) na zona do autóctone distal ao carreamento a lineação de estiramento X_1 está segundo o eixo cinemático **b** (Praia Norte e sector a S de Venade) e apresenta dobras com planos axiais de subverticais a moderadamente inclinados e charneiras rectas a ligeiramente ondulantes.

A figuraIV.17 resume, esquematicamente, os mecanismos envolvidos no decurso da F_1 .

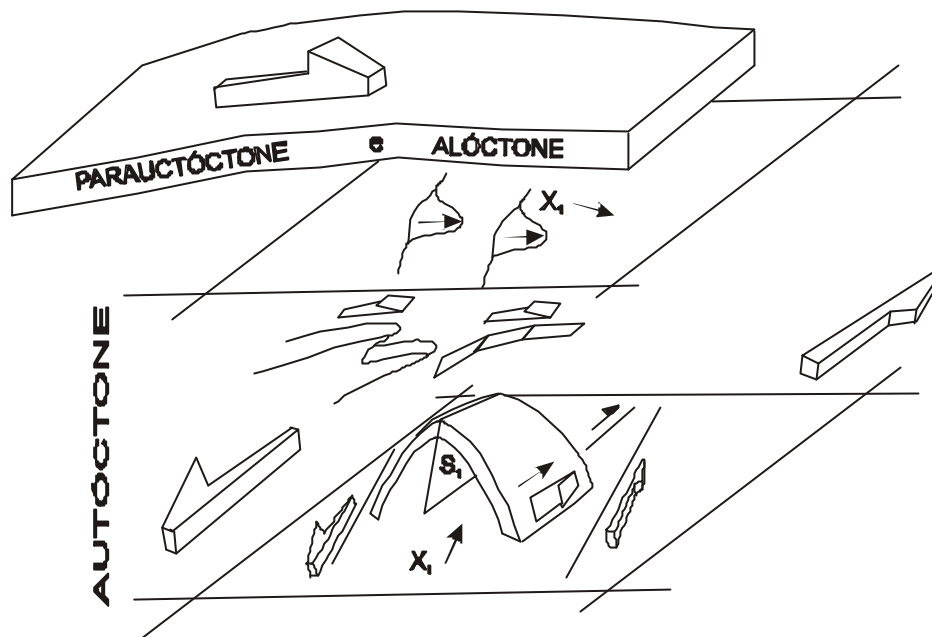


Figura.IV.17- Esquema de síntese da tectónica da 1ª fase de deformação varisca

Assim, e em síntese, teremos que:

- (i) a ocorrência de estiramento ao longo do eixo cinemático **b**, o estilo de dobramento e os corredores de cisalhamento esquerdos estão relacionados com o facto destes se gerarem, no decurso da transpressão sinestrógiara que marcou grande parte da F_1 .
- (ii) A presença do estiramento em **a** simultaneamente com as dobras em **baínha**, segundo Ribeiro *et al.* (1990), deve-se à proximidade do carreamento de Vila Verde (inferido), o qual tem movimento para E (deformação tangencial) e corta obliquamente as estruturas no Autóctone.

Estudos de petrofabric – eixos-c de quartzo

Os eixos-c de quartzo são utilizados na resolução de problemas tais como a caracterização da deformação (coaxial ou não coaxial), a determinação de sentidos de cisalhamento ou, ainda, na atribuição de significado cinemático a lineações.

O padrão de distribuição simétrico dos eixos-c de quartzo evidenciado pelo *fabric* [sobreposto num diagrama de Flinn (1962)] da figura.IV.16, relativamente às principais tensões tectónicas, indica a presença de deformação coaxial. Deste modo, tem-se que para:

- (i) o achatamento axial simétrico ($k = 0$), a tendência é a dos eixos-c caírem num círculo menor próximo da direcção de máximo encurtamento (???)– figura.IV.18A;
- (ii) o campo de deformação por achatamento ($0 < k < 1$), o padrão de distribuição dos eixos-c está na transição entre o achatamento axial simétrico e a deformação plana ($k = 1$) – figura.IV.18B;
- (iii) a deformação plana ($k = 1$), o padrão de distribuição dos eixos-c é cruzado do **tipo I** – parecendo um círculo menor distorcido próximo de ?? e ligado ao plano ????? por parte dum círculo máximo (figura.IV.18C) -, e menos vulgarmente do **tipo II** – cuja distribuição é aproximadamente a de um par de círculos máximos cruzados (figura.IV.16C e figura.IV.18D);
- (iv) o campo de deformação constritiva ($1 < k < ?$), o padrão de distribuição dos eixos-c é cruzado do **tipo II**, representando uma transição entre a deformação plana e a extensão axial simétrica;
- (v) a extensão axial simétrica ($k = ?$), o padrão de distribuição dos eixos-c de quartzo consiste num círculo menor com um grande ângulo de abertura centrado na direcção de ?? (figura.IV.18E);
- (vi) rochas de grau de metamorfismo elevado, um padrão de distribuição comum consiste num só máximo paralelo à foliação e perpendicular à lineação (figura.IV.18F).

Na deformação não coaxial, o padrão de distribuição dos eixos-c de quartzo é assimétrico relativamente à foliação da rocha e, portanto, também ao plano de achatamento ?????, indicando, assim, o sentido do cisalhamento no plano de cisalhamento (Twiss &

Moore, 1992). Doutra modo, se a foliação for entendida como exactamente paralela aos eixos de deformação finita (e.g., Nicolas *et al.*, 1971) e, portanto, não paralela ao plano de cisalhamento, então a assimetria do *fabric* relativamente à foliação pode ser interpretada como um indicador de deformação não coaxial, assim como, uma medida do sentido de cisalhamento (Lister & Williams, 1979).

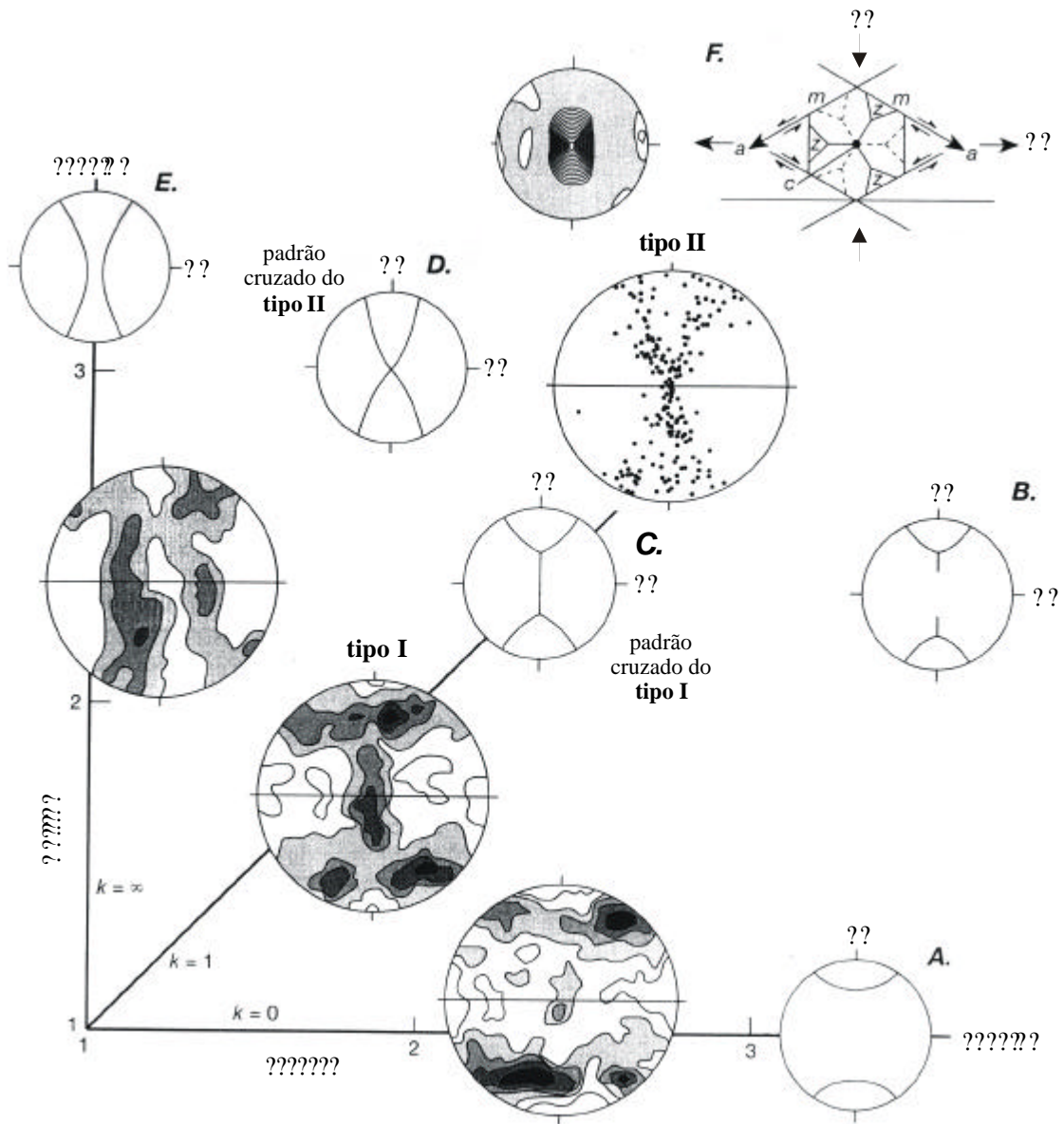


Figura.IV.18- *Fabric* de quartzo para rochas que sofreram deformação coaxial. Esquemas de *fabric* e diagramas de densidades dos eixos-c de quartzo em função dos valores de k do diagrama de Flinn. A. achatamento axial simétrico ($k = 0$); B. campo de deformação por achatamento ($0 < k < 1$), C. deformação plana ($k = 1$); D. campo de deformação constritiva ($1 < k < \infty$); E. extensão axial simétrica ($k = \infty$); F. *fabric* em rochas de elevado grau de metamorfismo e planos de deslizamento do quartzo. A atitude do plano de foliação é E-W / vertical. Modificado de Twiss & Moores (1992).

Na figura.IV.19 está representada a evolução da deformação não coaxial. Numa fase inicial esta possui padrões do tipo dos indicados para a deformação coaxial plana (padrão do **tipo I**), sendo o ângulo θ - ângulo entre os eixos máximos do elipsóide de deformação incremental (θ_0) e finita(θ_1)- praticamente zero, e o plano de cisalhamento encontrando-se a 45° do centro do círculo menor distorcido (figura.IV.19A). Com o incremento da deformação, os eixos-c de quartzo tendem a concentrar-se num círculo máximo aproximadamente normal ao plano de cisalhamento, enquanto θ aumenta de 0° até 45° , o que na opinião de Twiss & Moores (1992) reflecte o facto de que com o incremento da deformação, θ_1 rodar no sentido de se paralelizar com o plano de cisalhamento (figura.IV.19B a figura.IV.19E).

Durante a deformação coaxial ou são activados dois ou três sistemas de deslizamento, os quais se dispõem simetricamente em relação à tensão compressiva máxima, ou um sistema de deslizamento desfavorável à progressão da deformação. Em contraste, na deformação não coaxial normalmente é activado o sistema de deslizamento mais favorável à sua progressão (Lister & Dornsiepen, 1982). Assim, nas rochas a orientação preferencial dos eixos-c de quartzo depende da geometria da deformação e dos planos particulares de deslizamento que se encontrem activos. (Twiss & Moores, 1992).

Com base na associação da concentração máxima dos eixos-c de quartzo com os diferentes sistemas de deslizamento, observa-se que os eixos-c que exibem uma simetria ortorrômbica, são consistentes com a deformação coaxial acomodada em sistemas de deslizamento simetricamente orientados relativamente aos principais eixos de tensão tectónica (Twiss & Moores, 1992), senão veja-se o padrão cruzado da figura.IV.18E que indica acomodação por deslizamento em duas direcções simétricas relativamente a θ_1 e θ_3 .

Tem sido sugerido por diversos autores (*e.g.*, Nicolas *et al.*, 1971 e Twiss & Moores, 1992) que num agregado policristalino sujeito a cisalhamento simples progressivo, quando um sistema de deslizamento é nitidamente dominante, a direcção de deslizamento cristalográfica tende a ficar alinhada paralelamente com a direcção de cisalhamento macroscópico e o plano de deslizamento cristalográfico paralelamente ao plano de cisalhamento simples.

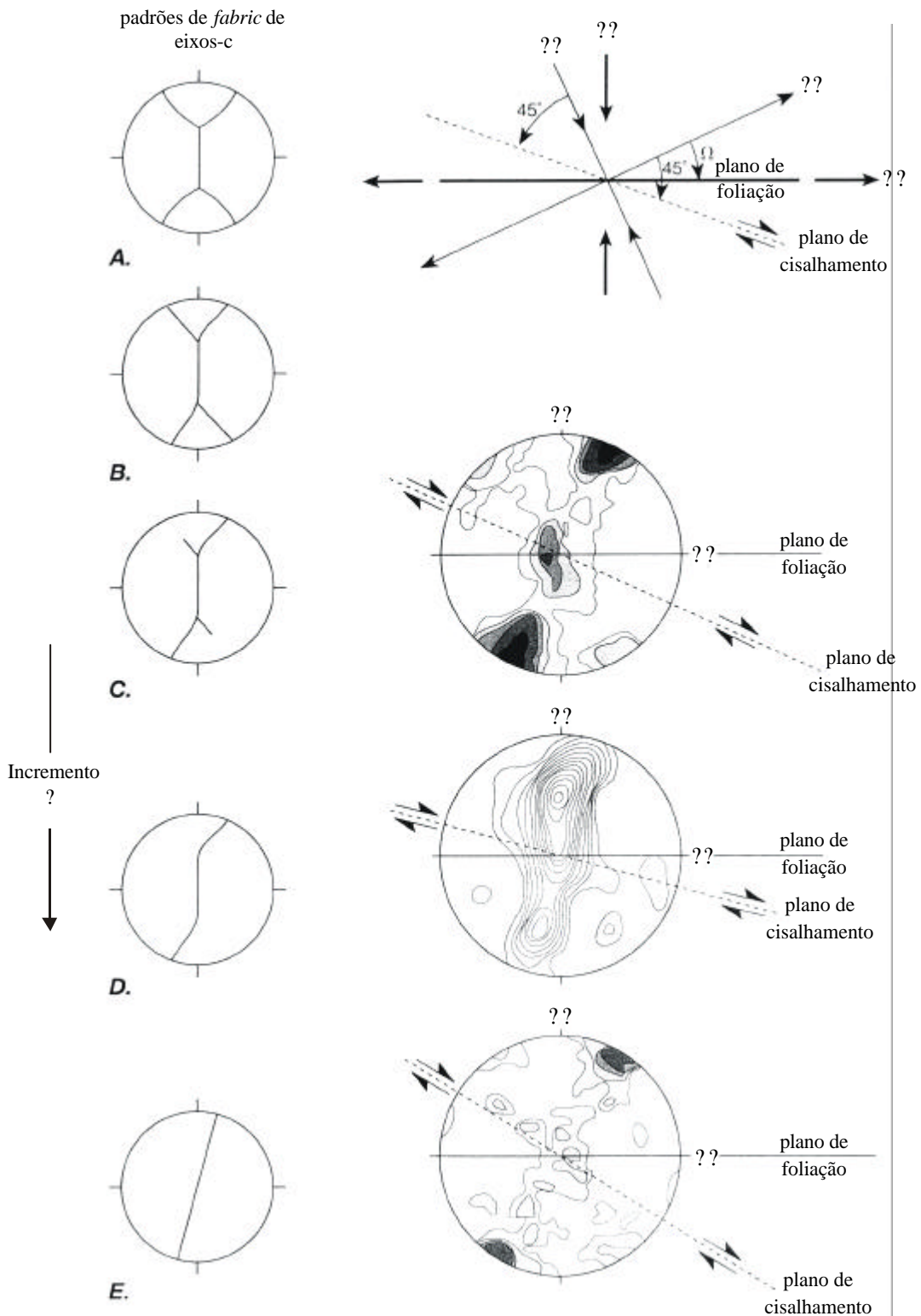


Figura.IV.19- *Fabric* de quartzo associado à deformação não coaxial. Esquemas de *fabric* e diagramas de densidades dos eixos-c de quartzo em função do aumento da deformação (A. a E.). ? - ângulo entre os eixos máximos do elipsóide de deformação incremental (??) e finita(?1). Modificado de Twiss & Moores (1992).

Nos quartzitos o sistema de deslizamento basal [a] do quartzo parece ser o principal, o que pode significar que os eixos *c* de quartzo se possam alinhar de preferência perpendicularmente ao plano de cisalhamento (figura.IV.20).

Para a deformação não coaxial, partindo da observação da figura.IV.20, pode referir-se que a máxima concentração dos eixos-*c* de quartzo pode ser associada com o escorregamento de sistemas de deslizamento particulares na direcção *a*. Desta forma, na figura.IV.20A o máximo I está associado ao deslizamento dos planos prismáticos (m)[a], porque com *c* nesta orientação, um plano *m* é paralelo ao plano de cisalhamento, e o eixo *a* neste plano *m* é paralelo à direcção de cisalhamento (figura.IV.20B). Similarmente, o máximo II (figura.IV.20A) está relacionado com o deslizamento dos planos romboédricos (r)[a] e (z)[a] (figura.IV.20C), assim como, o máximo III (figura.IV.18A) está associado aos deslizamento de planos basais, perpendiculares ao eixo *c*, numa das direcções *a*, isto é, (0001)[a] (figura.IV.20D).

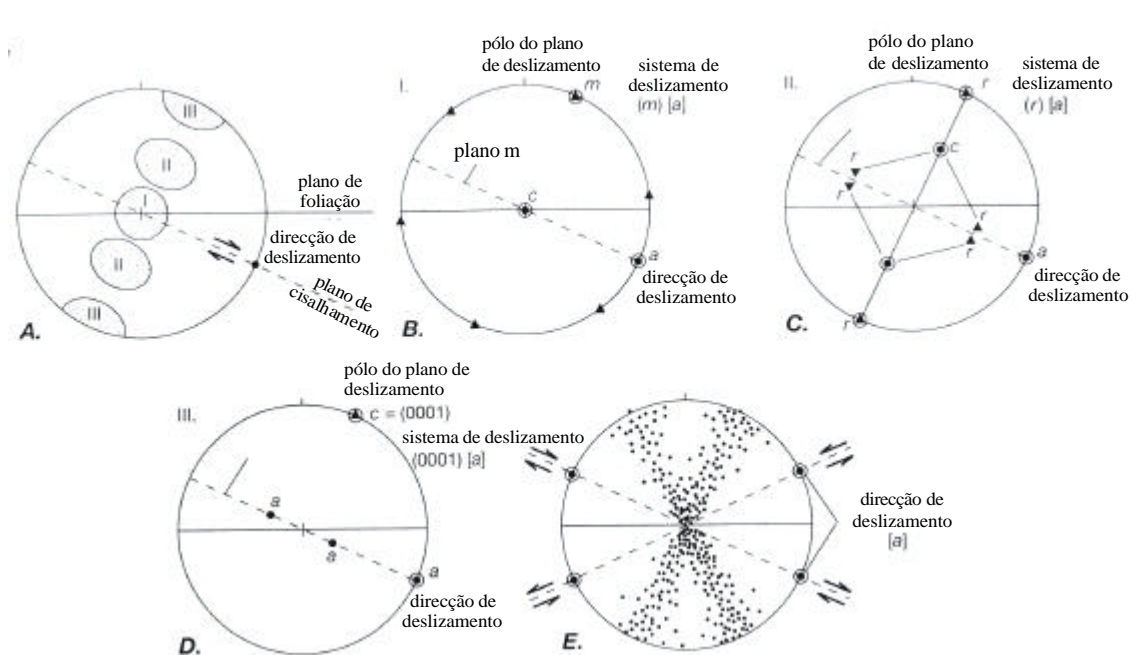


Figura.IV.20- Sistemas de deslizamento de quartzo associados a concentrações máximas de eixos-*c*, assumindo que o plano de deslizamento activo necessita de ser paralelo ao plano de cisalhamento e *a* é a direcção de deslizamento cristalográfico. A. localização dos três máximos (I, II e III) em deformação não coaxial, relativamente à foliação e aos planos de cisalhamento; B. orientação cristalográfica do máximo I associado ao deslizamento prismático (m)[a]; C. orientação cristalográfica do máximo II associado ao deslizamento romboédrico (r)[a] e (z)[a]; D. orientação cristalográfica do máximo III associado ao deslizamento basal (0001)[a]; E. Padrão cruzado do tipo II para os eixos-*c* e respectivas direcções e planos de deslizamento. Círculos negros- eixos cristalográficos; triângulos- pólos de planos cristalográficos. Os pontos rodeados por um círculo sem preenchimento indicam direcções e pólos relevantes para o sistema de deslizamento activo. Adaptado de Twiss & Moores (1992).

Resultados

O estudo dos eixos-c de quartzo foram efectuados em dois sectores onde aflora o quartzito Armoricano (Formação de Santa Justa); um mais a norte - Carreço e outro mais a sul - Praia Norte (figura.IV.21). As amostras estudadas foram as que evidenciavam menor recristalização do quartzo.

A partir dos valores obtidos no estudo de *petrofabric* foi possível determinar, pelas projecções estereográficas dos eixos-c, critérios cinemáticos e, nalgumas amostras, cristalização de alta temperatura.

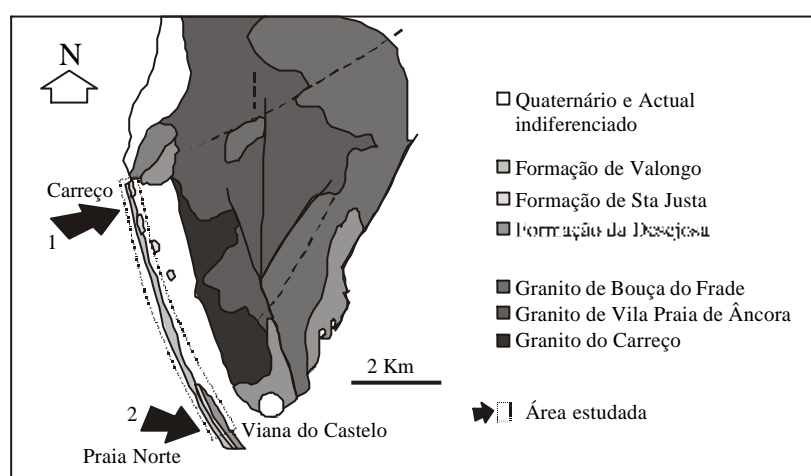


Figura.IV.21 – Esboço geológico da região de Viana do Castelo com a localização dos dois sectores estudados: 1- Carreço; 2- Praia Norte.

Os dados obtidos no sector 1 - Carreço (figura.IV.22), resultaram de observações feitas perpendicularmente à direcção de S_1 e paralelamente a X_1 . Das quatro lâminas estudadas, uma delas indicou cristalização de alta temperatura e as outras três forneceram critérios cinemáticos claros. Os critérios cinemáticos obtidos apoiam a tectónica estabelecida para o final da F_1 , a qual é caracterizada por uma deformação tangencial para Este resultante do transporte dos mantos alóctones, que produziu uma lineação de estiramento segundo o eixo cinemático a e dobras em bainha.

No sector 2 – Praia Norte (figura.IV.23) como se observa, os dados (que resultaram de observações feitas paralelamente a S_1 e a X_1) confirmam, na generalidade, a transpressão sinestrógiara associada a grande parte da F_1 .

Estudos de deformação finita a 2D

A caracterização da deformação finita a 2D procedeu-se a partir do estudo da deformação das bilobites presentes em algumas bancadas da Praia Norte. Com efeito, antes da deformação, a ornamentação que as bilobites apresentam, gerada pelos apêndices locomotores das trilobites aquando da sua deslocação, tem uma simetria bilateral, a qual é geralmente perdida durante a deformação. A aplicação do diagrama de Mohr da deformação a este caso, permite obter elipses de deformação para o plano em que se encontram as bilobites.

Quanto à deformação Varisca na Praia Norte verifica-se que, à semelhança do que se passa na maior parte do autóctone da ZCI, a F_1 é responsável pelas principais estruturas observadas. A actuação da F_1 , numa sequência estratigráfica onde predominam litologias com competências marcadamente contrastantes, gerou uma deformação fortemente heterogénea: os Quartzitos Armoricanos reagiram à deformação como um corpo mais rígido, envolvido por litologias mais dúcteis onde predominavam fácies mais pelíticas.

O levantamento geoestrutural das pistas de Bilobites dos níveis psamopelíticos do Quartzito Armoricano permitiu quantificar a sua deformação (quadro.IV.2).

Quadro.IV.2 – Síntese dos obtidos no estudo de deformação finita a 2D.

exemplar	?	?	X_1	S_0	R_s
1a	+50°	+1°	30/104	320/64 W	1,0
1b	-2°	-13°	30/104	335/80 W	2,8
1c	+26°	+2°	30/104	335/80 W	1,0
1d	-80°	-2°	30/104	312/80 W	1,1
2a	-11°	-41°	5/152	339/73 E	2,6
2b	+23°	+24°	8/156	336/84 E	1,6
2c	-52°	-24°	30/146	326/66 E	1,8
2d	-10°	-21°	10/135	315/82 E	1,9
2e	+15°	+54°	0/135	315/82 E	3,1

? - ângulo entre o alongamento da pista e a lineação de estiramento;

? - cisalhamento angular para cada fóssil;

X_1 – lineação de estiramento;

S_0 – superfície de estratificação;

R_s – excentricidade da elipse de deformação;

As amostras 1a a 1d localizam-se na ponta sul da Praia Norte (figura.IV.14), junto ao contacto entre o Quartzito Armoricano e o CXG e próximas a uma zona de cisalhamento sinestrógrica F_1 ; o exemplar mais deformado (1b) encontra-se nos níveis adjacentes à zona de cisalhamento. Os valores de **Rs** obtidos indicam o comportamento heterogéneo da F_1 nos Quartzitos Armoricanos (constituindo as superfícies de estratificação anisotrópicas principais capazes de condicionar a deformação Varisca), sendo possível a justaposição de bancadas muito pouco deformadas a bancadas mais deformadas (Pamplona *et al.*, 1997). Esta situação já tinha sido anteriormente notada noutros sectores do autóctone da ZCI [*e.g.*, Apúlia e Marão (Dias, 1994) e na zona de cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo, na Serra da Marofa (Pamplona *et al.*, 1997)].

As amostras 2a a 2e situam-se perto do extremo norte da Praia Norte (figura.IV.14) e, embora tendo um enquadramento litológico semelhante às amostras anteriores, possuem uma deformação mais forte, traduzida quer por dobras muito apertadas quer pela presença de importantes zonas de cisalhamento sinestrógricas. Daí os valores de **Rs** obtidos serem mais elevados.

Se compararmos estes valores de deformação com os obtidos pelos estudos de fósseis deformados da Formação de Xistos do Landeiliano de Valongo, os quais variavam entre 1,4 e 4,8 (Dias, 1994), vemos que os valores são de uma ordem de grandeza próxima, apesar das litologias serem diferentes e de em Valongo o plano de achatamento ser o máximo (enquanto que aqui não sendo bem o mesmo, não deverá andar muito longe, pois as dobras são muito apertadas). No entanto, como já referimos anteriormente, os quartzitos agora estudados na Praia Norte formam bancadas pouco espessas perto de corredores de cisalhamento onde a formação se terá concentrado. Por outro lado, dado que as superfícies de estratificação se comportam como fronteiras à deformação, a qual se pode mostrar substancialmente diferente de um lado e do outro, não se põem problemas de compatibilizar a deformação entre bancadas (ou formações) adjacentes.

Estudos de deformação finita a 3D

Estudos anteriores de quantificação da deformação no autóctone da ZCI – sintetizados em Dias (1994) -, mostraram que a F_1 , responsável pela estruturação principal deste domínio paleogeográfico (Ribeiro *et al.*, 1990) apresenta um comportamento heterogéneo a várias escalas. Não só o sector Norte, com elipsóides de deformação essencialmente prolatos, se distingue do sector Sul, onde a deformação plana predomina (Dias & Ribeiro, 1994), mas também à escala mesoscópica é possível evidenciar que as bancadas adjacentes podem apresentar comportamentos distintos (Machado *et al.*, 1993).

A intensa recristalização que os quartzitos armoricanos sofreram, induzida pelas intrusões graníticas pós- F_1 , dificultaram a amostragem para os estudos de deformação finita a 3D, visto ter sido necessário escolher criteriosamente as (raras) amostras que apresentavam pouca recristalização do quartzo.

A F_2 e, especialmente, a F_3 nos sectores estudados são fracas, logo os elipsóides de deformação finita obtidos serão essencialmente da F_1 , porém, não convirá excluir a possibilidade de alguns dos elipsóides obtidos serem devidos a deformação polifásica. Também, convirá dar nota da importância que pode ter o *fabric* diagenético e a % de variação de volume na forma do elipsóide de deformação finita.

A forma e a orientação dos elipsóides de deformação no flanco W do antiforma de Viana do Castelo – Caminha são distintas entre Carreço e a Praia Norte. As amostras de Carreço têm elipsóides maioritariamente prolatos enquanto que as amostras da Praia Norte – Viana do Castelo possuem elipsóides maioritariamente oblatos (figura.IV.24 e figura.IV.25).

Em Carreço, Pc5 e Pc6 são amostras que foram extraídas na proximidade do contacto entre o metassedimento e o granito γ_p , daí que apresentem alguma dilatação volúmica.

As amostras Pc6 e Pc12 possuem elipsóides, respectivamente, prolato e oblato, Apesar disto, as direcções dos seus eixos maiores são próximas de E-W (figura.IV.25) e, portanto, evidenciando paridade com as dobras em baíha (figura.IV.11) e com a X_1 observada em Carreço (figura IV.16b). A atitude do eixo maior do elipsóide de deformação finita da amostra

Pc5 é, talvez, consequência desta se encontrar no limiar dum corredor de cisalhamento. A forma prolata do elipsóide correspondente a Pc5 poderá ser fruto da acção progressiva, primeiro da diagénese e depois da tectónica (aceitando-se, mesmo, a sobreposição de mais de um episódio tectónico).

Na Praia Norte, a amostra Pn4 possui um variação de volume ligeiramente acima do das outras amostras deste sector, provavelmente como resultado de ter sido retirada de um local com bastantes corpos filonianos que, potencialmente, terão cedido fluidos ao encaixante.

Tanto a amostra Pn2 como a amostra Pn4 evidenciam elipsóides, cujas atitudes dos seus eixos maiores, parecem marcar uma forte influência do corredor de cisalhamento em que se inserem (figura.IV.26). Relativamente ao elipsóide da amostra Pn3, existe paralelismo entre a atitude do seu eixo maior (figura.IV.25) e o estiramento em **b** de X₁ (figura.IV.16a).

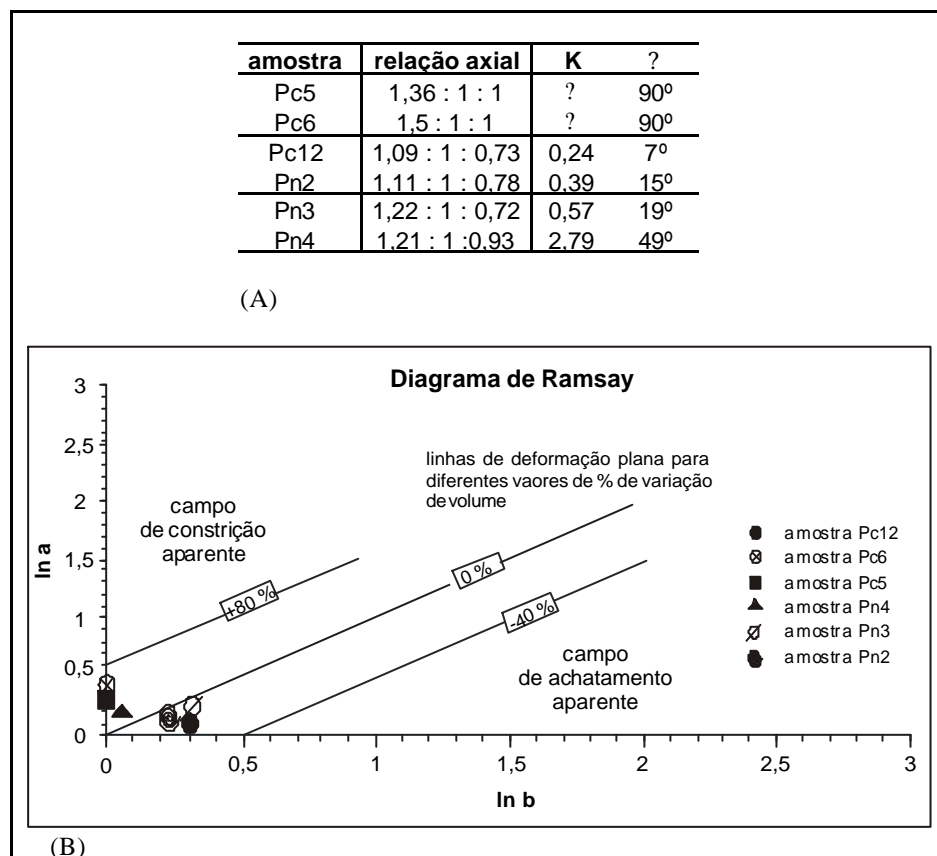


Figura.IV.24. Parâmetros do elipsóide de deformação finita (A) e diagrama de Ramsay com linhas de deformação plana para diferentes percentagens de variação de volume (B), obtidos a partir de amostras de quartzito da Formação de Santa Justa (flanco W do antifórma de Viana do Castelo – Caminha)

As amostras Pn2, Pn3 e Pn4 no seu conjunto parecem evidenciar uma partição da deformação dentro do corredor de cisalhamento sinistrógiro da F_1 (figura.IV.26). Neste sentido, verifica-se que os elipsóides correspondentes às amostras que se encontram no sector mais central da zona de cisalhamento mergulham ligeiramente para NE, enquanto que o elipsóide da amostra que encontra mais próxima do limite do cisalhamento mergulha ligeiramente para SSE.

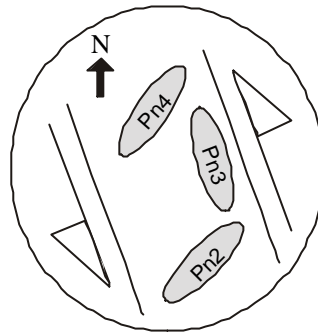


Figura.IV.26 – Partição da deformação finita na Praia Norte – Viana do Castelo.

Esta provável partição da deformação vem no sentido do que já tinha sido observado nos estudos de deformação finita a 2D.

IV.2.1.2. 2ª fase de deformação varisca (F_2)

Estudos de cartografia estrutural

As tendências da xistosidade (S_2), no flanco W do antiforma, estão patentes no diagrama de densidades da figura.IV.26a, observando-se alguma dispersão dos dados, particularmente no que respeita à inclinação. Com efeito, o ponto de maior concentração da direcção do plano de xistosidade para distintos sectores, varia entre N30W e N34W, enquanto as respectivas inclinações têm uma elevada variabilidade indo de sub-horizontais (13°E) a fortemente inclinadas (77°E). No flanco E do antiforma a S_2 possui a distribuição patente na figura.IV.26b, sendo o ponto de maior concentração, para esta estrutura, de N10W/45E.

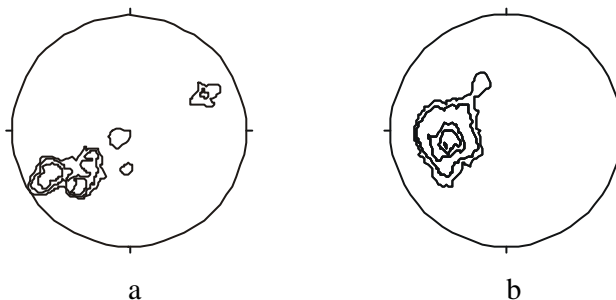


Figura IV.26 – Diagramas de densidades de S_2 , rede de Schmidt, hemisfério inferior. a) flanco W do antiforma (N=152, contornos a (%): 10, 20, 30); b) flanco E do antiforma (N=173, contornos a (%): 5, 10, 15, 17,5).

A S_2 deveria apresentar inclinações simétricas em cada um dos flancos do antiforma, ou seja, no flanco oriental a inclinação deveria ser para o quadrante E e no flanco ocidental para o quadrante W. No entanto, comprova-se que a distribuição das superfícies de xistosidade nos dois flancos é assimétrica, inclinando preponderantemente para NE (figura.IV.26). Esta assimetria é consequência do extravasamento laminar dos plutonitos, instalados em F_2 , para W, que provocou o rebatimento das superfícies de xistosidade. Naturalmente que nos locais mais próximos do contacto, as superfícies de xistosidade terão menor inclinação. Também a acção do dobramento da F_3 é menos intenso nas superfícies de S_2 dos sectores em que afloram as litologias do Lanviriano-Landeiliano, uma vez que, aqui, o dobramento é aberto e, portanto, a verticalização da xistosidade é menor (figura.IV.27).

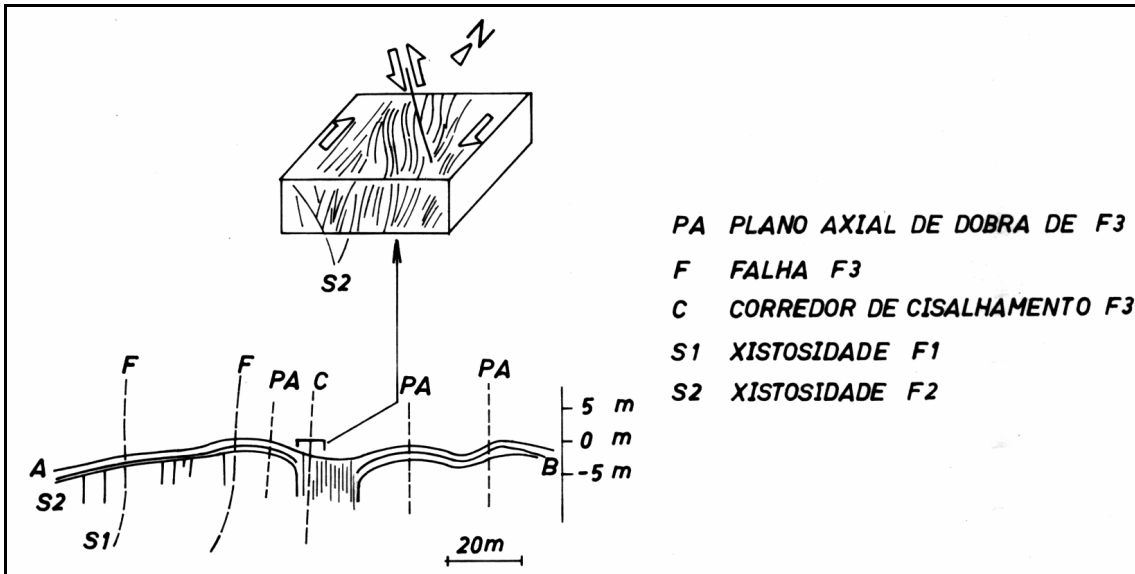


Figura.IV.27- Estruturação da F_3 e sua relação com as superfícies de S_1 e S_2 (corte vertical e bloco diagrama). Lanvirniano-Landeiliano - sector entre Carreço e Praia Norte. Extraído de Pamplona (1994).

É difícil distinguir, no campo, S_1 de S_2 , em virtude de só pontualmente se poder observar relações estruturais mesoscópicas entre elas, as quais permitem identificar S_2 como tendo menor inclinação, e, ainda, verificar o carácter tangencial para W (clivagem de cisalha) em que se gerou (figura.IV.28). Em alguns casos observa-se uma componente de cisalhamento dextrógiro (EstampaIII-Fig.1) acoplado ao cisalhamento tangencial.

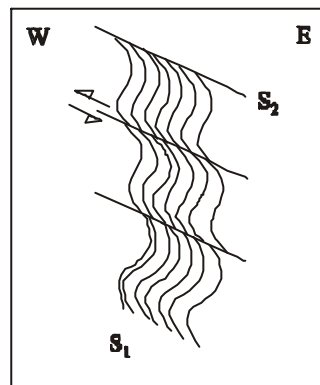


Figura.IV.28- Relação entre a S_1 e a S_2 (corte vertical). Extraído de Pamplona (1994).

O estiramento X_2 , no flanco Oeste, encontra-se disposto predominantemente segundo o eixo cinemático a , mergulhando para WNW e ENE, com dispersão elevada (figura.IV.29a). Esta lineação está relacionada com o extravasamento do plutonito de Bouça do Frade, tendo os

seus valores sido medidos na proximidade do contacto, proporcionando alguma variabilidade nas atitudes medidas. No que respeita ao flanco Este, X_2 está segundo o eixo cinemático **b**, em virtude da sua posição distal relativamente aos mantos de carreamento, com uma direcção perto de N-S (figura.IV.29b).

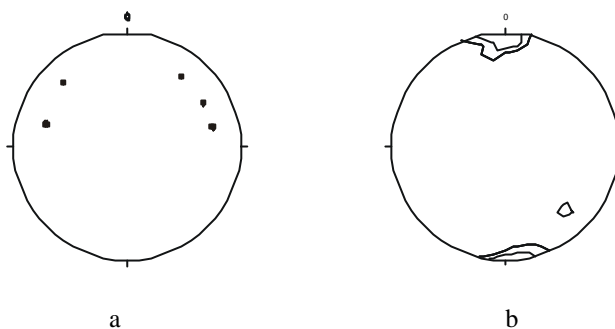


Figura.IV.29- Projecções estereográficas de X_2 , rede de Schmidt, hemisfério inferior. a) pólos de X_2 - flanco W do antiforma (N=7); b) diagrama de densidades - flanco E do antiforma (N=28, contornos a (%): 5, 7.5, 10).

Os diagramas de densidades relativos aos planos axiais e eixos de dobras F_2 (figura.IV.30) apresentam alguma dispersão. Por seu lado, o ponto de maior concentração de PA_2 é de 330/70E; enquanto que para E_2 o ponto de maior concentração é de 10/330.

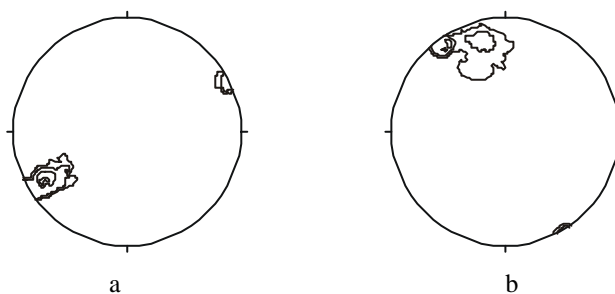


Figura.IV.30- Diagramas de densidades, rede de Schmidt, hemisfério inferior. a) planos axiais de dobras F_2 (N=154, contornos a (%): 15, 20, 50); b) eixos de dobras F_2 (N=154, contornos a (%): 15, 20, 50).

Partindo da figura.IV.31, classificam-se as dobras F_2 em três tipos fundamentais: as direitas, as fortemente inclinadas e as moderadamente inclinadas; todas com mergulho de sub-

horizontal a moderadamente inclinado. Todavia, será de referir algumas dobras com plano axial com inclinação < 30°, assim como a presença de dobras reclinadas.

As dobras associadas a esta fase de deformação são unicamente identificadas no sector de Carreço e em conexão directa com os retrocisalhamentos resultantes do transporte dos mantos para Este, daí que se registre, em algumas destas dobras, uma acentuada vergência para W, motivada pela cinemática tangencial.

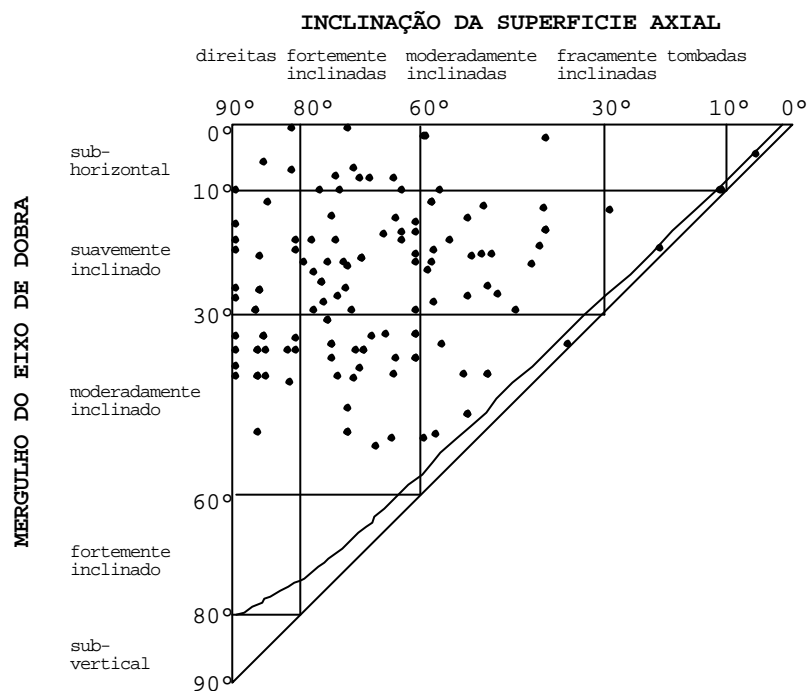


Figura.IV.31- Diagrama de Fleuty para as dobras relativas à F₂.

Os cisalhamentos da F₂ são essencialmente inversos/cavalgamentos (figura.IV.32) sendo a sua atitude média de N28W/40E.

No flanco W do antifforma os cavalgamentos observados são do Tremadociano-Arenigiano sobre o Lanvirniano-Landeiliano, existindo ainda evidências de outros cisalhamentos inversos. A génese destes cisalhamentos está relacionada com o transporte dos mantos de carreamento para Este (figura.IV.33), responsável também pelo extravasamento de plutonitos do núcleo do antifforma. Esta deformação tangencial para E, em F₂, gera-se na

continuidade dos transportes dos mantos do parautoctone e do alóctone (final de F_1) até ao princípio da colisão continental (início de F_3).

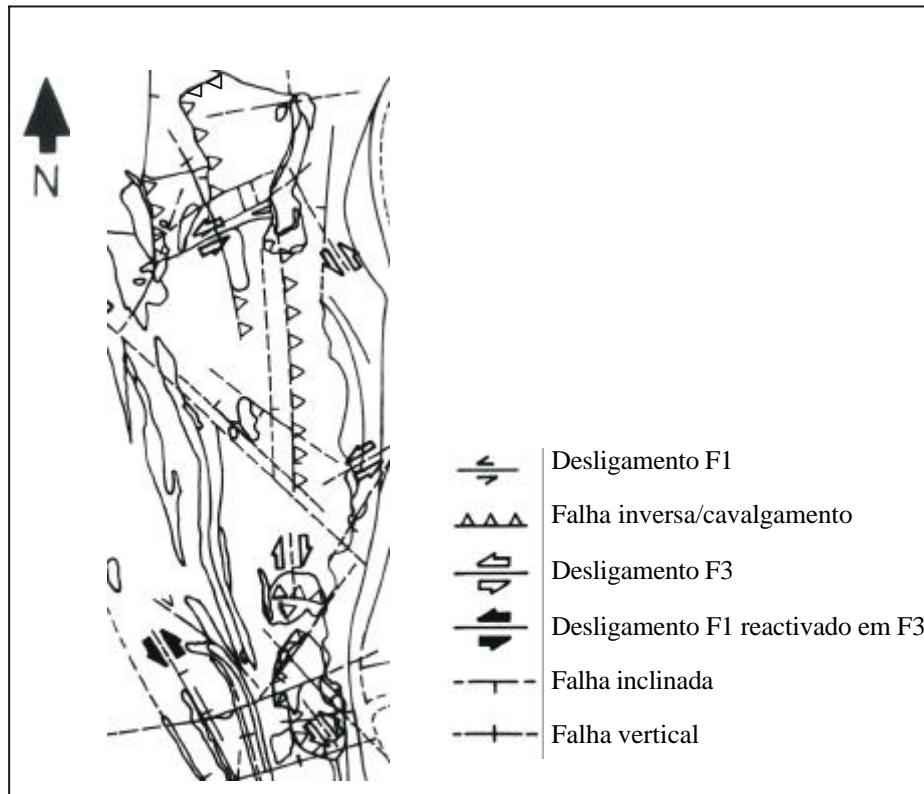


Figura.IV.32 - Carta estrutural – cisalhamentos inversos/cavalgamentos, à escala 1:2000, de Carreço – Viana do Castelo. Modificada de Pamplona (1994).

No flanco E do antiforma ocorre o carreamento de Vila Verde que põe em contacto o Autóctone com o Parautoctone. Este carreamento, em F_2 , teria vergência para E, tendo sido posteriormente dobrado e verticalizado pela acção conjunta da F_3 e da instalação dos plutonitos (figura.IV.33). Numa zona exposta desta estrutura pode observar-se estruturas C-S com a atitude N-S/60E, com um pequeno ângulo entre C e S (10°). Estas observações estão de acordo com estruturas análogas registadas por Diez Balda et al. (1990) as quais também sugerem cisalhamento para E.

IV.2.1.3. 3ª fase de deformação varisca (F₃)

Estudos de cartografia estrutural

As dobras F₃ possuem características similares às F₁, isto é, são preponderantemente de direitas a fortemente inclinadas e com mergulho de sub-horizontal a moderadamente inclinado (figura.IV.34). Como se observa no diagrama de densidades da figura.IV.35 os dados de PA₃ são bastante expressivos, tendo o ponto de maior concentração a atitude N14W/84E. O E₃ mergulha para NNW e SSE com algumas variações no valor da inclinação do mergulho, caracterizando-se por baixa dispersão (figura.IV.35). O ponto de maior concentração para E₃ é de 14/166.

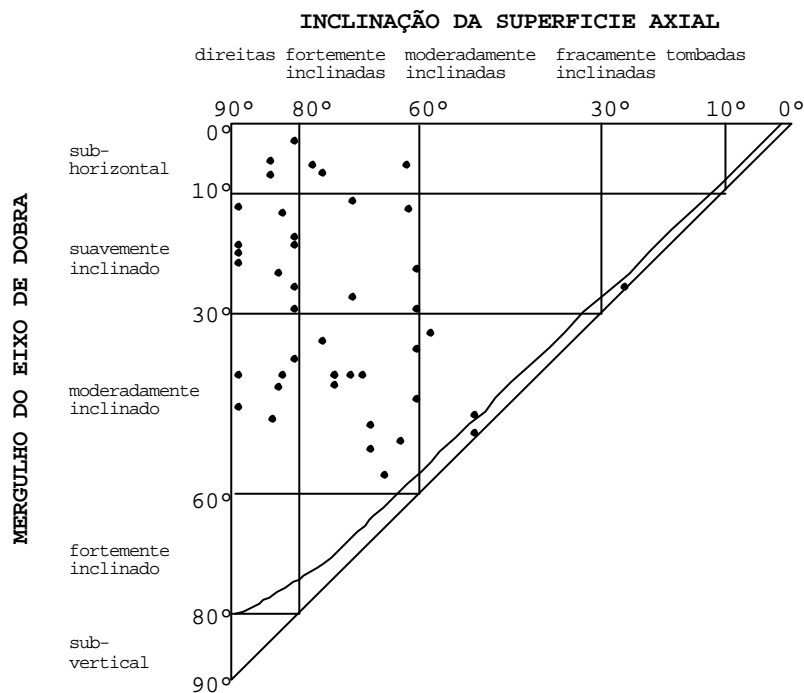


Figura.IV.34- Diagrama de Fleuty para as dobras relativas à F₃.

Quando se atenta ao comportamento das dobras F₃ relativamente às dobras F₁, parece existir uma elevada correlação entre as atitudes dos planos axiais e dos eixos de dobra, ao que não será alheia a similaridade direccional entre os corredores de cisalhamento que as originaram. Num sector entre Praia Norte e Carreço os dobramentos F₃ possuem ângulos

interflancos suaves (por volta de 135°)- figura.IV.27, sendo as dobras direitas de sub-horizontais a suavemente inclinadas.

Este dobramento está associado aos corredores de cisalhamento resultantes de movimento transpressivo direito.

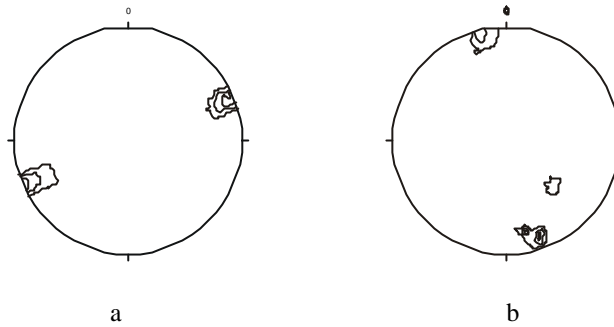


Figura.IV.35- Diagramas de densidades, rede de Schmidt, hemisfério inferior. a) planos axiais de dobras F_3 (N=58, contornos a (%): 20, 35, 50) b) eixos de dobras F_3 (N=58, contornos a (%): 20, 35, 50).

Os cisalhamentos da F_3 representadas no diagrama de densidades da figura.IV.36, correspondem a desligamentos sinestrógiros e dextrógiros. Os valores para ambas as estruturas têm baixa dispersão, estando as maiores concentrações situadas no intervalo azimutal N-S a NNW-SSE para os desligamentos dextrógiros, e de NW-SE a NNW-SSE para os desligamentos sinestrógiros.

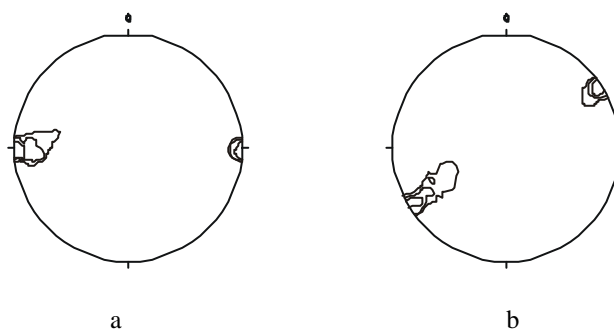


Figura.IV.36- Diagramas de densidades, rede de Schmidt, hemisfério inferior. a) cisalhamentos dextrógiros de F_3 (N=54, contornos a (%): 25, 35, 50) b) cisalhamentos sinestrógiros de F_3 (N=54, contornos a (%): 20, 30, 50).

Nos corredores de cisalhamento F_3 detecta-se, por vezes, xistosidade S_2 sigmoidal (EstampaIII-Fig.2 e Figura.IV.27). As atitudes dos cisalhamentos F_3 coincidem, em alguns casos, com as de F_1 , pelo facto dos cisalhamentos desta última serem frequentemente reactivados e, por isso, demonstrarem um carácter polifásico. Existem corredores ou cisalhamentos que durante F_1 tiveram movimentação esquerda, em parte de F_3 foram dextrógiros e, posteriormente, mas ainda em F_3 , sinestrógiros.

S_3 é raramente observada no metassedimento, por um lado porque a deformação da F_3 é pouco intensa; por outro lado porque os maciços graníticos de Caminha-Viana do Castelo e de Arga, provavelmente, criaram zonas de protecção à deformação regional. As poucas medições disponíveis mostram que, não obstante a dispersão dos dados, existe uma tendência para a S_3 se dispor segundo a direcção N-S a NW-SE, com um ponto de maior concentração em 340/78NE (figura.IV.37).

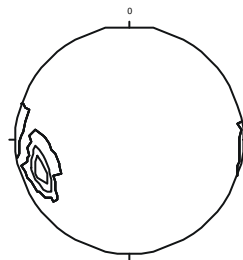


Figura.IV.37- Diagrama de densidades da S_3 , rede de Schmidt, hemisfério inferior (N=20, contornos a (%): 5, 10, 15).

A lineação de estiramento X_3 apresenta alguma dispersão de dados (figura.IV.38), mergulhando principalmente para SSE e NNW (ponto de maior concentração é de 5/330). Este estiramento foi observado, quase na totalidade, em corredores de cisalhamento F_3 . A dispersão ocorrida é motivada pelas superfícies em que o estiramento foi medido, pois, mormente serem as únicas disponíveis, estavam bastante deformadas (S_2 dos corredores de cisalhamento às vezes sigmoidais).

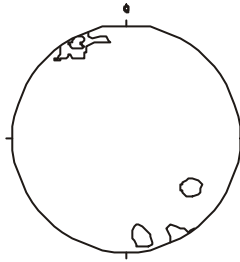


Figura.IV.38- Diagrama de densidades de X_3 , rede de Schmidt, hemisfério inferior ($N=10$, contornos a (%): 20, 45).

A estruturação geológica registada em F_3 indica um carácter transpressivo da deformação que, como se dará nota posteriormente, possuirá em tempos diferentes cinemáticas diferentes.

IV.2.2. Rochas intrusivas

Os granitos de duas micas formam-se aquando da convergência e colisão de duas placas litosféricas continentais (*e.g.*, Lefort, 1981; Chappell e White, 1992). Segundo Pitcher (1979), a colisão continental que gera estes granitos é oblíqua. A convergência e a colisão proporcionam o espessamento crustal, o qual acarreta a fusão da crosta continental e, assim, a génese de granitos peraluminosos (Barbarin, 1999). É esta, então, a origem dos granitos que constituem o núcleo do antiforma da F_3 , entre Caminha e Viana do Castelo. Preconiza-se que a injeção destes granitos tenha ocorrido em multi-impulsos. Os dados indiciam uma instalação de magma granítico, no final da E_2 , associada a retrocisalhamentos, que condicionaram a morfologia laminar (para W) do plutonito de Bouça de Frade (?p) e, provavelmente, do plutonito de Sta Luzia (?g).

Durante a F_3 instalaram-se as outras fácies graníticas, de um modo geral, primeiro as sem turmalina e, posteriormente as com turmalina. As estruturas analisadas são compatíveis com uma instalação, aproximadamente, de E para W (pois o posicionamento dos plutonitos, mais precoces, com estrutura laminar poderia servir de barreira, a E, à ascensão de magma) dos granitos numa zona de cisalhamento dextrógira, também se defendendo que a própria génese do antiforma contribua para a instalação dos plutonitos aproximadamente com uma orientação N-S (com morfologia alongada), isto é, paralelamente ao plano axial do antiforma F_3 .

?

IV.2.2.1. 2ª fase de deformação varisca (F_2)

Estudos de cartografia estrutural

O modo de colocação e morfologia do plutonito de Bouça do Frade indica uma instalação do tipo laminar com enraizamento a E e extravasamento para W condicionado pela tectónica de F_2 . (figura.IV.39).

Os critérios que serviram de base à caracterização do plutonito de Bouça do Frade foram os seguintes:

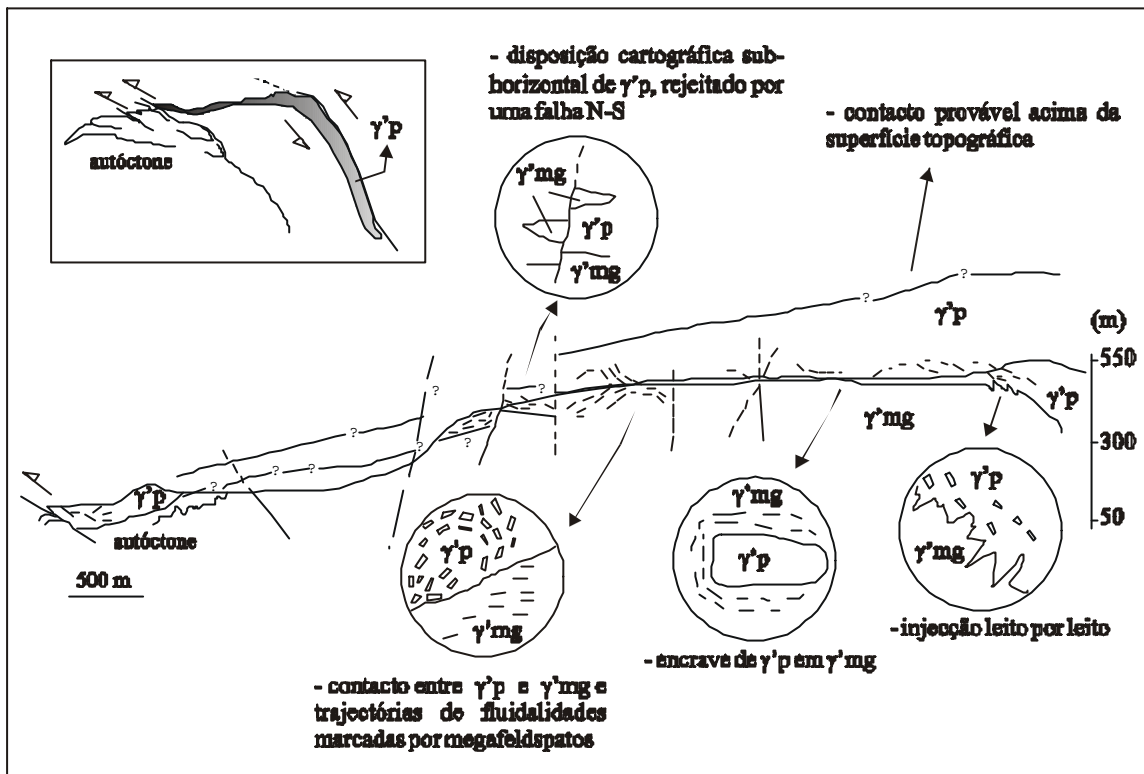


Figura.IV.39- Colocação em lâmina de $\gamma'p$ -Corte vertical de 250° para 70° (entre Carreço e o v.g. de Sta Luzia) evidenciando alguns aspectos estruturais (modificado de Pamplona & Ribeiro, 1993).

(1) as relações estruturais com os metassedimentos encaixantes: geometria de deformação dos metassedimentos provocada pelo extravasamento, associado aos retrocisalhamentos para W, da lâmina granítica (dobras com planos axiais $N70W-N-S/17^\circ-38^\circ E$ e eixos mergulhando para NNW e NE de 14° a 20° , lineações de estiramento mergulhando para NW e ENE de 23° a 30° , crenulações mergulhando para SE e ESE de 8° a 27° , por último falhas inversas/cavalgamentos $N55W-N20E/20-32E$);

(2) a relação estrutural de $\gamma'p$ com $\gamma'mg$: injeção leito por leito, encraves recíprocos e outras relações geométricas de contacto (figura.IV.39);

(3) a disposição cartográfica sub-horizantal do granito de Bouça do Frade (figura.IV.39). Atentando na figura, poder-se-á reparar que no decurso do corte geológico nela presente, a inclinação do Plutonito de Bouça do Frade se mantém sempre próximo da horizontalidade. Também a observação cuidada tanto da carta Geológica de Portugal 5-A

na escala 1/50.000 como da carta Geológica de Portugal Folha 1 1/200.000, confirmam esta sub-horizontalidade;

(4) o modo de colocação do plutonito de Bouça do Frade: análise de fluidalidades marcadas por megafeldspatos (EstampaIII.Fig.3) e encraves. As trajectórias de fluidalidades definem claramente uma zona mais a E na qual a subverticalidade destas estruturas é marcante; uma zona situada no centro do maciço com variações no comportamento fluidal - movimento convoluto do fluido indicando, provavelmente, fluxo turbulento; uma zona a W com fluidalidades sub-horizontais ou mesmo horizontais (figura.IV.40).

O mecanismo de ascensão e instalação destes plutonitos prevê a acção combinada da migração difusa (*pervasive*) de magma à mesoescala e da tectónica tangencial para E que gerou retrocisalhamentos, F_2 , com vergência para W.

Os mecanismos de migração difusa (*pervasive*) de magma estão restritos a zonas da crosta quentes, nas quais os magmas não estão expostos a arrefecimento rápido: a elevação do gradiente geotérmico em zonas mais superficiais pode ser obtida pela advecção que acompanha a migração magmática e, assim, permitir fluxo difuso de magma.

No presente caso pensa-se que a existência de um encaixante quente, facto perfeitamente compatível com o grau de metamorfismo do encaixante observado na área de estudo, de baixa viscosidade permitiu a intrusão de “cunhas” magmáticas félsicas. O facto do encaixante estar quente evita que o magma arrefeça permitindo, assim, o seu fluxo difuso através das rochas, originando lâminas magmáticas (Weinberg, 1999). Esta difusão efectua-se lentamente, em função da flutuabilidade do magma (contudo, efectuar-se-á mais rapidamente com a actividade tectónica, como no presente contexto geológico) e aproveitando planos de fraqueza do encaixante, nomeadamente, os retrocisalhamentos e a superfície de xistosidade S_2 (Estampa.III.Fig.4). Como processo complementar também se aceita que, algum do volume de magma intruído tenha sido canalizado por voláteis (*volatile-driven intrusion*), verificada que foi a existência de fracturação hidráulica no flanco W do antifforma (na localidade de Carreço).

Como se viu anteriormente, parte do mecanismo proposto, para a ascensão e a instalação destes plutonitos, prevê a existência de retrocisalhamentos (ligados ao transporte dos mantos do alóctone para Este) e sincronismo com a F_2 . Este mecanismo parece em conformidade com:

(1) A ocorrência de plutões no interior ou entre falhas compressivas referidas por autores como Hyndman *et. al.* (1988a) os quais estabeleceram uma forte relação espacial entre os plutões e zonas de falhas inversas locais e regionais;

(2) A opinião de Barbarin (1996) de que os granitos de duas micas estão, invariavelmente, enraizados em importantes zonas de cisalhamento dúctil, quer sejam transcurrentes quer sejam carreantes, que afectam a crosta e que, assim, a presença de uma estruturação tectónica prévia (zonas de cisalhamento dúctil) e de metamorfismo regional podem ser um factor determinante para a ascensão ou mesmo criação de magmas graníticos (fusão de materiais crustais - anatexia húmida -, devido à subida das do gradiente geotérmico);

(3) O facto dos granitos de Monte de Faro, Taião e Vilarinho, referidos por Pereira (1988) como sendo de F_2 estarem, também, relacionados com a génese de planos de carregamento (ligados ao transporte dos mantos do alóctone para Este).

IV.2.2.2. 3ª fase de deformação varisca (F₃)

Estudos de cartografia estrutural

A maioria dos cisalhamentos em dúctil foram observados em corpos filonianos que apresentavam critérios cinemáticos claros. A direcção dos cisalhamentos mais frequentes (embora em baixas concentrações), esquerdos e direitos é de, respectivamente, NW-SE e N-S a NNE-SSW (figura.IV.41).

A deformação progressiva dos granitos nas zonas de cisalhamento é acompanhada por duas famílias de planos de anisotropia – planos C-S (Berthé *et al.*, 1979a e b; Vernon *et al.*, 1983; Lister & Snoke, 1984; Krohe, 1990).

Courrioux *et al.* (1986) considera que o ângulo entre a direcção dos planos C e a direcção da zona de cisalhamento é de 5-20° e, também, que o sentido de cisalhamento ao longo dos planos C é o mesmo da zona de cisalhamento. Desta forma, estabelece uma analogia entre os planos C e os planos de RI e P de Riedel (Riedel, 1929). O mesmo autor ainda refere a existência de estruturas de compensação (com cinemática inversa à dos planos RI e P), as quais nos granitos podem estar ligadas à diminuição da sua ductilidade.

Nos granitos estudados os planos C-S são predominantemente direitos com a direcção, para o ponto de maior concentração, próxima de N-S (figura.IV.42a). Os planos C, correspondentes aos planos RI de Riedel, fazem um ângulo médio de 14.5° com a zona de cisalhamento regional dextrógira (aproximadamente N20W), enquanto que os correspondentes aos planos P de Riedel, cerca de metade dos anteriores, fazem um ângulo de 15.1°. Associadas a esta zona de cisalhamento dextrógira existem algumas estruturas de compensação sinestróginas com direcção 80-90° (figura.IV.42b).

Os planos C-S esquerdos (figura.IV.42a) podem estar relacionados com a transpressão esquerda (que se segue à transpressão direita de F₃) sin a tardi F₃ e, concomitantemente, com a rotação de θ 1 para NW-SE a qual promoveu a reactivação dos corredores de cisalhamento (F₁) N20W.

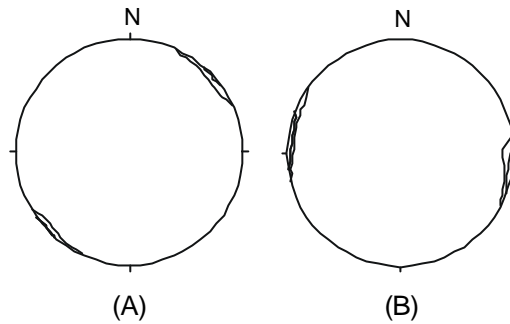


Figura.IV.41- Diagrama de densidades (rede de Schmidt, hemisfério inferior) de cisalhamentos em dúctil – (A) esquerdos (N=24, contornos a (%): 7.5, 10) e (B) direitos (N=15, contornos a (%): 7.5, 10).

A ascensão e instalação dos granitos de duas micas de F_3 efectuou-se, aproximadamente, de E para W (pois o posicionamento dos plutonitos, de F_2 , com estrutura laminar poderia servir de barreira, a E, à ascensão de magma) numa zona de cisalhamento dextrógira (NNW-SSE) com sectores de distensão local, relacionados com o campo de tensões regional e aproveitando a génese do antiforma da F_3 [considerando que as temperaturas (*e.g.*, por acção de uma fonte de energia com origem na subida do limite astenosfera/litosfera) e pressões (que provocam atrito e conseqüente elevação de temperatura) geradas provocam fusão parcial de alguns dos sedimentos, estes tenderão a escapar por entre os demais para zonas mais superficiais, às quais corresponderão os sectores mais elevados dos antiformas em formação].

Algumas dos conceitos que integram o mecanismo proposto, apoiam-se na opinião, entre outros autores, de:

(1) Hutton (1988), que preconiza para os granitos de Donegal a instalação em zonas dilatacionais compreendidas entre zonas de cisalhamento regionais;

(2) Pereira (1988), que refere que a maioria dos granitos de duas micas estão relacionados com a retoma, em regime de desligamento, de direcções de cisalhamento precoces e, também, com os dobramentos que se originaram nesta fase, instalando-se em domos térmicos autóctones ou ascendendo para ocupar os núcleos de antiformas F_3 ;

(2) McCaffrey (1992), que referencia a instalação de plutonitos, associados a dobras com planos axiais verticais, em zonas dilatacionais relacionadas com zonas de cisalhamento;

(3) Vignerresse (1995b), que salienta que os granitos que intruem no decurso de cisalhamento transpressivo possuem somente alguns, poucos, canais de alimentação. Estes canais não estão conectados com as zonas de cisalhamento principais, mas sim com zonas de extensão locais do campo de tensões regional.

Os aspectos geológicos que confirmam o mecanismo proposto expõem-se de seguida:

(1) A disposição cartográfica da foliação megascópica, da foliação e lineação magnéticas e do parâmetro T;

(2) A orientação das estruturas C-S nos granitos;

(3) O alongamento segundo a direcção N-S das várias litofácies graníticas, devido à provável orientação da tensão σ_3 (distensão) segundo WNW-ESE;

(4) A direcção (N-S) do plano axial do antifforma;

(5) A sequência cronológica de instalação das litofácies graníticas (as mais antigas a E e as mais recentes a W);

(6) À escala megascópica (figura.IV.2), no sector central do flanco E do antifforma, destaca-se a rotação das litologias da Formação da Desejosa no sentido do maciço (a X_2 também roda no sentido do maciço). Este facto, também apoia a movimentação dextrógira do maciço.

Estudos de anisotropia de susceptibilidade magnética

A utilização da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) foi fruto da necessidade de esclarecer aspectos relacionados, principalmente, com o modo de ocorrência dos corpos intrusivos e, por isso, também com as trajectórias de fluxo magmático, dado que as características mesoscópicas dos granitos do maciço de Caminha só pontualmente permitem a observação de estruturas primárias.

1. Magnetização e susceptibilidade magnética

Os movimentos do electrão, quer seja o de *spin* quer seja o orbital, são os responsáveis pelas propriedades magnéticas evidenciadas por todas as substâncias acima dos 0° K. A magnetização resultante do movimento orbital é anulada nos sólidos devido à interacção dos campos magnéticos gerados pelas orbitais de átomos vizinhos. Por seu turno, a ausência de emparelhamento de alguns electrões em diferentes níveis de energia permite a sua magnetização com origem no movimento de *spin*.

Assim que um campo magnético é aplicado a uma substância com as várias camadas electrónicas preenchidas, os *spins* dos electrões precessam e produzem uma magnetização de sentido oposto à do campo aplicado. Este comportamento, sendo independente da temperatura, é característico das substâncias diamagnéticas (figura.IV.43a); estas possuem susceptibilidade magnética negativa, uma vez que o campo magnético produzido é de sentido oposto ao do campo magnético aplicado. Os valores de susceptibilidade volúmica situam-se na ordem dos 10^{-5} (SI) para alguns minerais comuns tais como o quartzo e o feldspato.

Por seu lado, quando um campo magnético é aplicado a uma substância que possua camadas electrónicas incompletas, a precessão dos *spins* dos electrões geram uma magnetização de sentido equivalente a este. Este comportamento, dependente da temperatura, designa-se por paramagnetismo (figura.IV.43b). A susceptibilidade magnética destas substâncias, uma vez que apresentam uma magnetização de sentido igual à do campo magnético aplicado, é positiva. É de notar que muitos minerais que constituem as rochas são paramagnéticos (*e.g.*, biotite, anfíbola e

piroxena) e apresentam valores de susceptibilidade magnética, na maioria dos casos, na ordem dos 10^{-2} a 10^{-4} (SI).

Tanto o diamagnetismo como o paramagnetismo desaparecem logo que os campos magnéticos aplicados sejam retirados. Em ambos os casos, a intensidade da magnetização induzida (M) pode ser directamente relacionada com a intensidade do campo magnético aplicado (H), sendo o factor de proporcionalidade denominado de susceptibilidade magnética volúmica (K); deste modo, a magnetização (M), expressa em Amperes/metro, é dada pela equação:

$$M = KH$$

Existem substâncias designadas de ferromagnéticas (*s.l.*) que acoplam magneticamente, e de modo espontâneo, *spins* de electrões não emparelhados de átomos vizinhos. Apresentam susceptibilidades magnéticas positivas e muito superiores às das substâncias paramagnéticas, possuindo ainda magnetização remanescente (capacidade de manutenção da magnetização na ausência de campos magnéticos externos). Estes materiais comportam-se, contudo, como substâncias paramagnéticas acima da temperatura de Néel (*e.g.*, hematite) e da temperatura de Curie (*e.g.*, magnetite e pirrotite).

O ferromagnetismo (*s.s.*) - figura.IV.43c - resultante da acção de uma força de acoplamento quântico-mecânica – força de troca (*exchange force*)-, que ocorre nos metais de transição assim como nos seus compostos, faz com que os *spins* dos electrões adjacentes aos catiões sejam acoplados directamente, isto é, de forma a que todos os vectores magnéticos mantenham o mesmo sentido. Os minerais ferromagnéticos (*s.s.*) adquirem e mantêm uma forte magnetização.

Outro tipo de força de interacção magnética designa-se por força de supertroca (*superexchange force*), a qual ocorre em compostos mais complexos (*e.g.*, os óxidos dos elementos da primeira série de transição) e, cujos *spins* dos electrões referentes aos catiões são partilhados através das camadas electrónicas de aniões intermédios. Este facto implica a inversão dos *spins* dos electrões dos catiões adjacentes e, conseqüentemente, a criação de duas magnetizações opostas, se bem que intimamente ligadas, ao longo dos planos cristalográficos

destes materiais. Se dois planos cristalográficos forem uniformemente magnetizados, os minerais que os contêm, não terão uma magnetização total – substâncias antiferromagnéticas (figura.IV.43d); se pelo contrário um dos planos cristalográficos sofrer uma magnetização superior, então, este desequilíbrio dará aos minerais uma magnetização total – substâncias ferrimagnéticas (figura.IV.43e). Como os alinhamentos inerentes a estas substâncias são antiparalelos e de magnitudes distintas, a magnetização é mantida, embora seja mais fraca que a das substâncias ferromagnéticas.

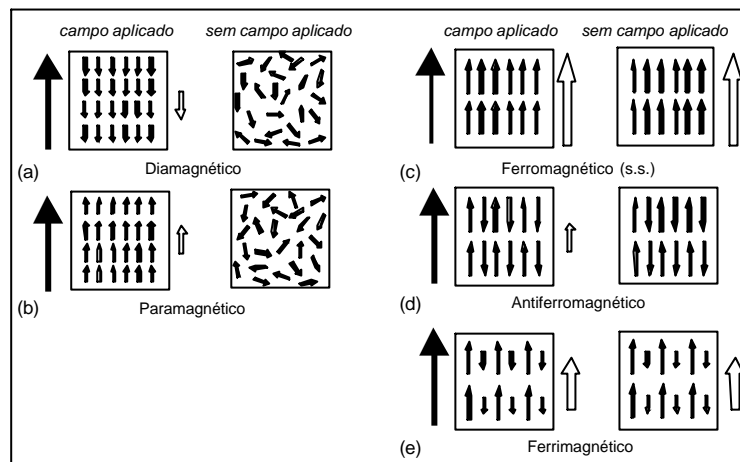


Figura.IV.43 – Diferentes formas de magnetização. A seta preta indica o sentido do campo magnético aplicado. A seta branca indica o sentido e magnitude relativa da magnetização (adaptado de Tarling e Hrouda, 1993).

2. Anisotropia magnética

As propriedades magnéticas das rochas são controladas pelos diferentes tipos de minerais (ferromagnéticos (*s.l.*), paramagnéticos e diamagnéticos) de modo hierarquizado, isto é, em função da sua susceptibilidade magnética (e anisotropia) e das suas percentagens de ocorrência. Segundo Tarling e Hrouda (1993): (i) se os minerais ferromagnéticos (*s.l.*), tais como a magnetite e a hematite, estiverem presentes em quantidades superiores a 0,1% do volume de rocha total, estes dominarão as suas propriedades magnéticas; (ii) caso os minerais ferromagnéticos (*s.l.*) não ocorram (ou ocorram em percentagem inferior a 0,1%) e a percentagem de volume de rocha total dos minerais paramagnéticos não seja inferior a 1%, então, estes serão os responsáveis pela assinatura magnética da rocha; (iii) se os minerais

ferromagnéticos (*s.l.*) não ocorrerem e a percentagem de volume de rocha total dos minerais paramagnéticos for inferior a 1%, serão os minerais diamagnéticos os responsáveis pelas propriedades magnéticas da rocha.

A anisotropia de susceptibilidade magnética é determinada a partir de medições de susceptibilidade em campo fraco (? 1mT). A magnitude desta anisotropia, independentemente do tipo de magnetismo dos minerais a ela associada, resulta da anisotropia das próprias partículas e do seu grau de alinhamento. A anisotropia das partículas compreende a anisotropia cristalina e anisotropia de forma.

A anisotropia cristalina resulta da acção da rede cristalográfica na configuração dos *spins* dos electrões, permitindo que estes, quando da aplicação de um campo magnético, se magnetizem mais ao longo de determinadas direcções. Tais direcções correspondem a eixos ou planos cristalográficos denominados de eixos ou planos fáceis (*easy axis* ou *easy plane*) segundo os quais a magnetização tende a ficar alinhada. A hematite é um exemplo de um mineral cuja anisotropia é dominada pela anisotropia cristalina.

A anisotropia de forma resulta do aparecimento de forças magnetoestáticas (aquando da aplicação de um campo magnético) que se traduzem pelo alinhamento dos *spins* dos electrões que criam pólos magnéticos norte e sul em pontos opostos da superfície de cada grão mineral. Em grãos com forma assimétrica, estas forças são tanto mais reduzidas quanto maior for a distância entre os pólos das superfícies granulares. Como consequência, a magnetização induzida orienta-se preferencialmente ao longo dos eixos maiores dos grãos minerais de modo a minimizar o papel das forças magnetoestáticas internas. A magnetite é um exemplo deste comportamento.

A magnitude da anisotropia de uma rocha será maximizada se a anisotropia cristalina reflectir a forma do grão mineral, isto é, quando o eixo cristalográfico (*easy axis*) do mineral e o eixo maior do grão mineral partilharem a mesma orientação (a biotite é um dos minerais em que esta partilha se verifica).

3. Parâmetros de magnitude da anisotropia e de forma

As direcções principais de susceptibilidade magnética (unidades SI) são representadas por K_1 , K_2 e K_3 , estando relacionadas entre si do seguinte modo: $K_1 \geq K_2 \geq K_3$.

O parâmetro utilizado na avaliação da magnitude de anisotropia, proposto por Nagata (1961), é o grau de anisotropia (P), calculado a partir da seguinte equação:

$$P = K_1 / K_3$$

Tendo-se verificado, no entanto, que este parâmetro é particularmente sensível a variações, dada a dispersão de valores de susceptibilidade que podem ocorrer até na mesma litologia, Jelinek (1981) propôs um parâmetro que designou por grau de anisotropia corrigido (P'), traduzido pela equação:

$$P' = \exp \left[\frac{2 \ln K_1 + \ln K_2 + \ln K_3}{3} \right]$$

Onde:

$$\ln K_1;$$

$$\ln K_2;$$

$$\ln K_3;$$

$$K_m = \frac{K_2 + K_3}{3}$$

Este parâmetro (P'), baseando-se nos valores logarítmicos das direcções de susceptibilidade, adequa-se melhor à distribuição logonormal da anisotropia. Outro facto a salientar é a incorporação, neste parâmetro, da susceptibilidade intermédia e da média aritmética das susceptibilidades.

A excentricidade de um elipsóide pode ser expressa em função do *ratio*, ou da diferença, dos seus valores axiais. A maioria dos parâmetros era baseada em *ratios* – e.g., a lineação (L) proposta por Balsley e Buddington (1960):

$$L = K_1 / K_2$$

E a foliação (F) proposta por Stacey *et al.* (1960):

$$F = K_2 / K_3$$

Os valores da lineação e da foliação magnética são usados em gráficos análogos aos de Flinn (1962, 1965 a, b) – figura.IV.44. Como a susceptibilidade tem distribuição lognormal, estes parâmetros deveriam ser calculados, preferencialmente, a partir dos logaritmos naturais de K_1 , K_2 e K_3 ($\ln K_2$ e $\ln K_3$), porém, para números pequenos ou gamas de distribuição limitadas a utilização dos valores directos de K_1 , K_2 e K_3 é mais adequada (Tarling e Hrouda, 1993).

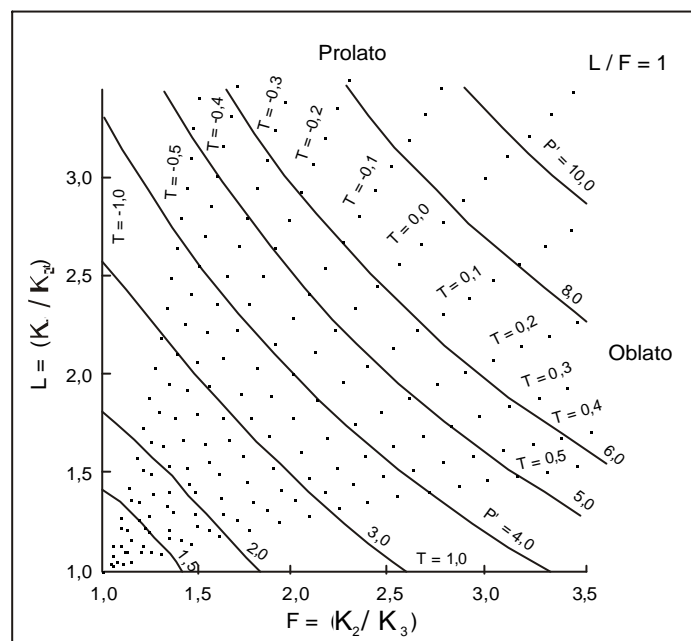


Figura.IV.44- Gráfico do tipo Flinn representando a lineação (L) vs a foliação (F). Também se representou a relação com o grau de anisotropia corrigido, P', e o parâmetro de forma, T (adaptado de Tarling e Hrouda, 1993).

O parâmetro de forma (T), introduzido na figura.IV.44, é o mais adoptado, pois combina os parâmetros L e F e, por isso, também as três principais susceptibilidades (K_1 , K_2 e K_3), apresentando, ainda, uma distribuição simétrica em toda a gama de formas de elipsóides (figura.IV.45). Segundo Jelinek (1981) e Hrouda (1982), o parâmetro de forma (T) expressa-se do seguinte modo:

$$T = \frac{\lambda_1 - \lambda_3}{\lambda_1 + \lambda_3} - 1$$

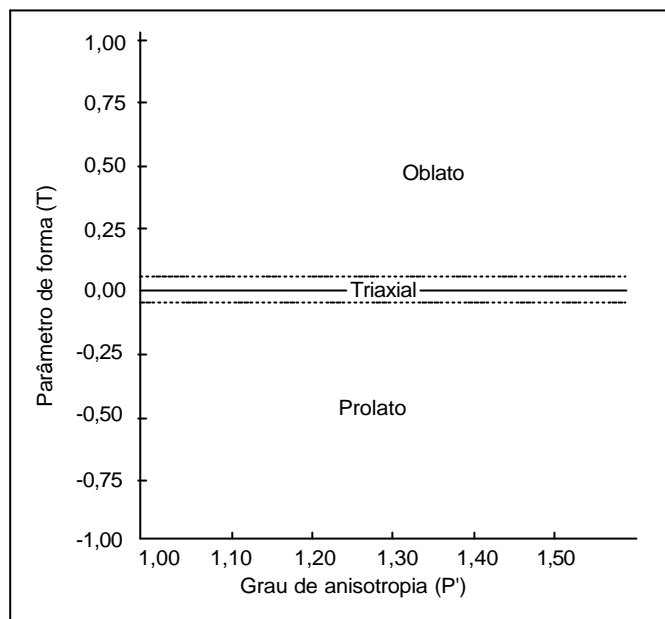


Figura.IV.45– Gráfico representando o parâmetro de forma (T) e o grau de anisotropia (P'). Os elipsóides oblatos têm valores positivos ($0 < T \leq 1$), enquanto que os elipsóides prolatos têm valores negativos ($-1 \leq T < 0$). Para os elipsóides triaxiais tem-se $T = 0$ (adaptado de Tarling e Hrouda, 1993).

4. Amostragem

A amostragem para os estudos de ASM realizou-se no submaciço granítico de Caminha em 22 locais (figura.IV.46), definindo uma rede que abrangesse as 3 fácies graníticas principais tendo sido analisadas um total de 245 amostras distribuídas do seguinte modo: 66 amostras do granito de grão médio a grosseiro com turmalina, 127 amostras do granito de grão médio a grosseiro e 52 amostras do granito de grão fino a médio. O número de amostras utilizadas para os distintos gráficos e projecções estereográficas foi de 203. As 42 amostras em falta foram retiradas após a análise comparativa com as restantes, em cada um dos locais, quando os valores de K e/ou de T eram anómalos e, ainda, quando apresentavam tensores K_1 , K_2 e K_3 discrepantes.

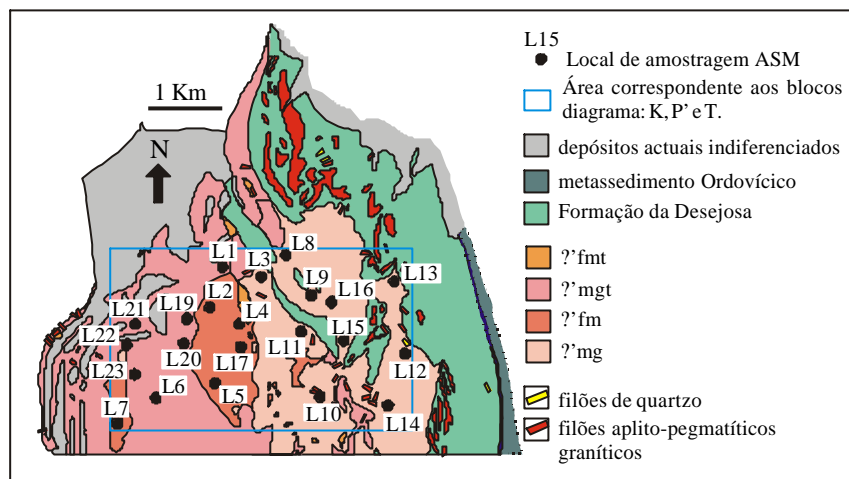


Figura.IV.46– Localização da amostragem para ASM e da área a partir da qual se efectuaram os blocos diagrama para K, P' e T – maciço granítico de Caminha.

5. Resultados

Os granitos estudados apresentam susceptibilidades magnéticas na ordem de 10^5 (SI) com excepção das amostras L11, cuja média é de $1,09 \times 10^4$ (SI). Todavia, é de notar que esta amostra pode estar influenciada pela proximidade do contacto com o metassedimento e com um sector fortemente cisalhado e, assim, poder ter sofrido algum enriquecimento, por processos metassomáticos, em ferro e por consequência em minerais ferromagnéticos (*s.l.*).

O *fabric* magnético em granitos designados por paramagnéticos (Nédélec e Bouchez, 1998), que é o caso dos granitos de duas micas, é controlado pela presença da ilmenite. Todavia, quando este mineral se apresenta em baixas concentrações, as micas tornar-se-ão os minerais com papel dominante (Tarling e Hrouda, 1993). Como, segundo Tarling e Hrouda (1993), os granitos de duas micas têm susceptibilidades magnéticas de cerca de 10^5 a 10^4 (SI) e, conhecendo a constituição mineralógica das fácies graníticas estudadas, é de esperar que o principal contributo para a susceptibilidade magnética obtida advenha dos minerais paramagnéticos, particularmente da biotite e da moscovite. Contudo, nas fácies graníticas com turmalina, esta deverá, também, ter alguma relevância.

Partindo dos valores dos parâmetros obtidos nas amostras, assim como dos seus valores médios, colhidas em cada litofácie granítica é possível discriminá-las. Este facto é ilustrado na

figura.IV.47, onde se conjugam os valores do grau de anisotropia corrigido (P'), a susceptibilidade magnética (K) e o parâmetro de forma (T). Os resultados permitem distinguir, entre si, as fácies dos granitos do maciço de Caminha.

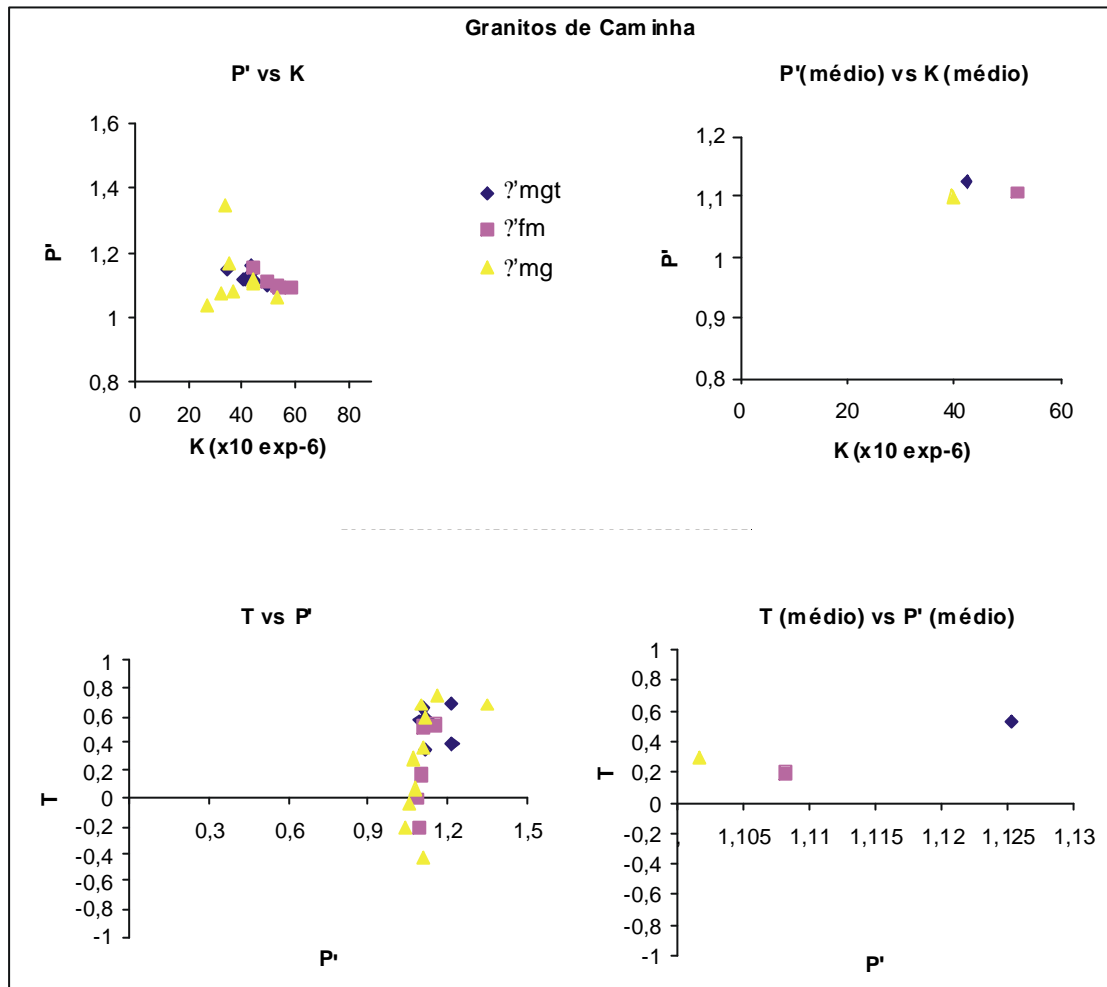


Figura.IV.47– Gráficos P' vs K e T vs P' para as litofácies dominantes no maciço granítico de Caminha.

Comparando-se a distribuição espacial das diferentes fácies, observa-se que nas fácies que sendo também de bordadura, os elipsóides magnéticos são mais oblatos.

Apesar das correlações entre a forma do elipsóide magnético e o da deformação finita serem obtidas com muita dificuldade, dado que a forma do primeiro é representativa do comportamento magnético dos minerais dominantes e, por isso, pouco relacionado com a deformação finita, parece existir no sector em estudo uma variação no parâmetro de forma (T) não directamente relacionável com o pressuposto anterior: o maior achatamento (elipsóides

magnéticos oblatos) nos sectores de bordadura do corpo intrusivo em contraponto com os do seu interior (elipsóides magnéticos prolatos), denotam uma deformação diferencial deste corpo (figura.IV.48). Este estilo de deformação não pode ser atribuído somente, até pela sua incoerência, às características dos elipsóides magnéticos dos minerais. O valor de T elevado que se salienta na zona central do bloco diagrama é resultado de um quadro geológico particular (desde aspectos petrográficos - maior abundância de biotite- até condicionantes estruturais – proximidade de uma zona intensamente cisalhada), possuindo, por isso, um carácter de excepção. Continuando a observação dos blocos diagrama da figura.IV.48, ainda se pode dizer que: os valores de K mais elevados pertencem à fácies granítica ?'mg que, sendo a mais precoce das existentes neste sector do antiforma de Viana do Castelo-Caminha, é provavelmente a mais rica em minerais ferromagnesianos; os valores de P' são consentâneos com o aguardado, visto que ao maior achatamento das fácies de bordadura corresponderá um quociente maior entre a direcção máxima e a direcção mínima de susceptibilidade magnética.

A distribuição da análise direccional em cada local foi realizada usando a extensão bivariada (Henry & Le Goff, 1995) da estatística de Fisher (1953), que determina o grau de incerteza de cada uma das principais direcções de susceptibilidade magnética (K_1 , K_2 e K_3) para todas as amostras de um local de amostragem. Utilizando os parâmetros de concentração de Fisher obtém-se a ponderação dos dados e, por conseguinte, a computação da elipse de confiança. Na determinação da lineação magnética foi utilizado, para cada local, o tensor médio de K_1 (média de todos os valores de K_1 das amostras de um determinado local). Por seu lado, a foliação magnética, em cada local, definiu-se a partir do plano que comporta tanto o tensor médio de K_1 como o tensor médio de K_2 . Alguns tensores médios de K_1 e K_2 foram desprezados sempre que estes resultavam de valores de K das amostras de um determinado local com grande dispersão e, logo com baixo grau de confiança. Por este facto, não foi possível obter atitudes para a lineação magnética nos locais de amostragem L9, L11, L12 e L16 e para a foliação magnética nos locais de amostragem L7, L9, L10, L11, L12 e L16. A figura IV.49, a figura IV.50 e a figura IV.51 mostram as projecções estereográficas na rede de Schmidt dos tensores

K_1 , K_2 e K_3 , a análise estatística bivariada e os tensores médios, dos locais de amostragem usados para a aquisição das atitudes de lineações e foliações magnéticas.

A distribuição cartográfica assim como as projecções estereográficas da lineação e da foliação magnética apresentam-se na figura.IV.52.

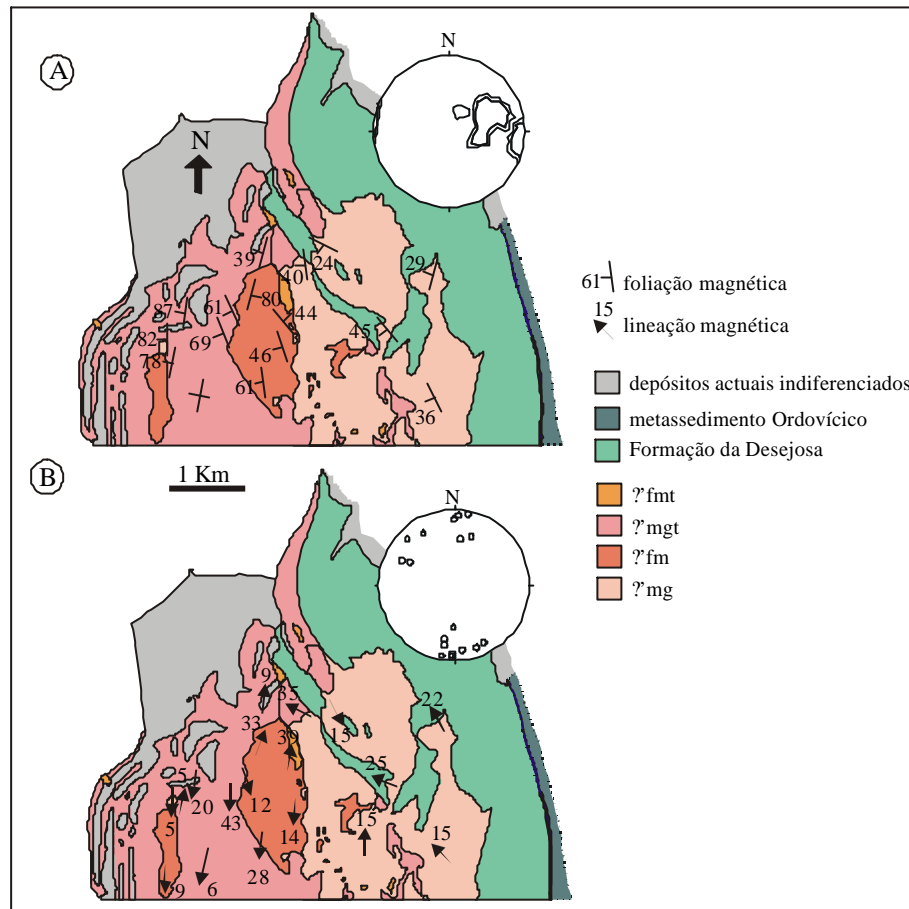


Figura.IV.52– Cartas geológico–estruturais à escala 1/100 000 com as projecções estereográficas (rede de Schmidt, hemisfério inferior): (A) foliação magnética e (B) lineação magnética.

Os resultados estruturais de campo e analíticos mostram que existe alguma similaridade entre a foliação mesoscópica e a foliação magnética (figura.IV.53). Na figura.IV.54, embora utilizando a projecção das medidas de foliação mesoscópica para todo o maciço de Caminha (figura.IV.54b), verifica-se, ainda, alguma proximidade entre esta e a foliação magnética, apesar da determinação desta última estar circunscrita a um sector do maciço em questão.

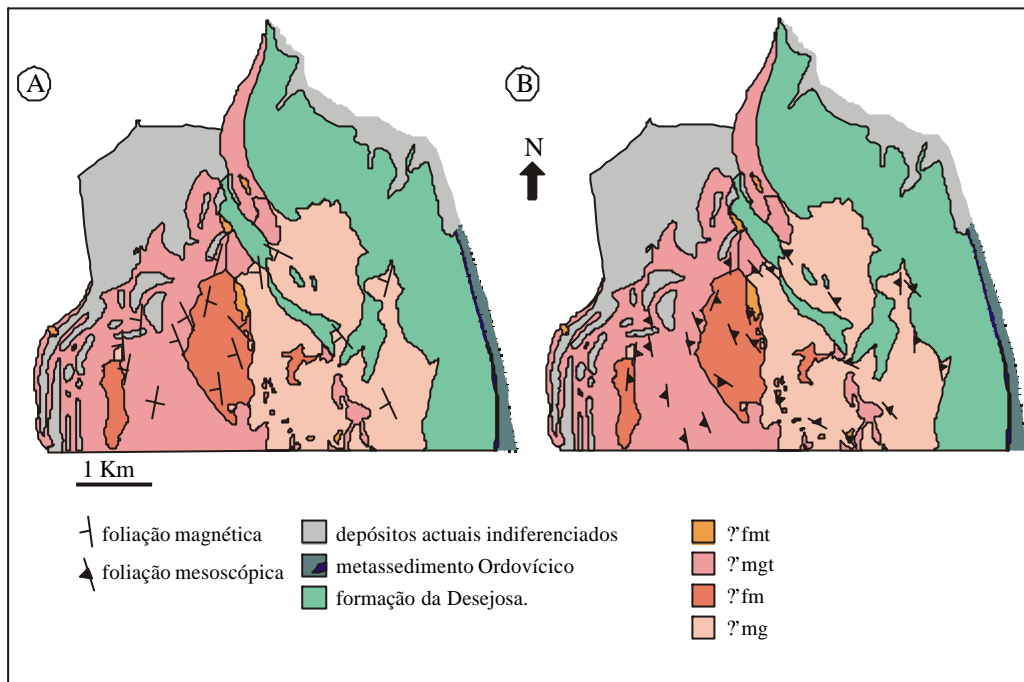


Figura.IV.53- Cartas geológico-estruturais à escala 1/100 000 com a representação da foliação magnética (A) e da foliação mesoscópica (B).

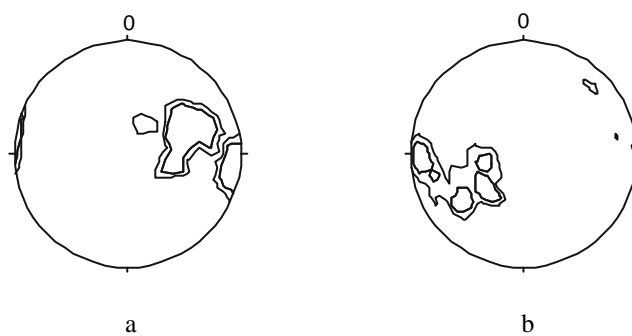


Figura.IV.54- Projecções estereográficas (rede de Schmidt, hemisfério inferior): (a) foliação magnética (N=16, contornos a (%): 5, 7) e (b) foliação mesoscópica (N=135, contornos a (%): 2.5, 7).

6. Conclusões

Existe maior proximidade, não entre a foliação magnética e as estruturas de fluxo do granito, mas sim entre a foliação magnética e a foliação tectónica observada no terreno e, ainda, a xistosidade observada no metaencaixante. Daqui resultando, de imediato, a ideia de uma

instalação do maciço granítico fortemente condicionada por processos tectónicos - embora se saiba que os *fabric*s magmáticos se podem formar bastante cedo, no que respeita à história da cristalização magmática (Nédélec & Bouchez, 1998). Também é verdade que a acção de tensões, mesmo que baixas, podem facilmente impor um novo *fabric* em condições próximas do *solidus* (Benn, 1994), que obliteraram, em grande parte, as marcas resultantes do fluxo magmático, ou mesmo tendo sido factor determinante no decurso do processo de instalação, criando assim uma mimetização entre as estruturas de fluxo e tectónica.

A partir da relação entre a distribuição espacial dos elipsóides magnéticos, da foliação e da lineação magnética é possível delinear um modelo de deformação, naturalmente parcial, para o maciço de Caminha (figura.IV.55), que se espera em trabalhos ulteriores vir a extrapolar para todo o antiforma, no que respeita às litofácies graníticas que se instalaram na F₃.

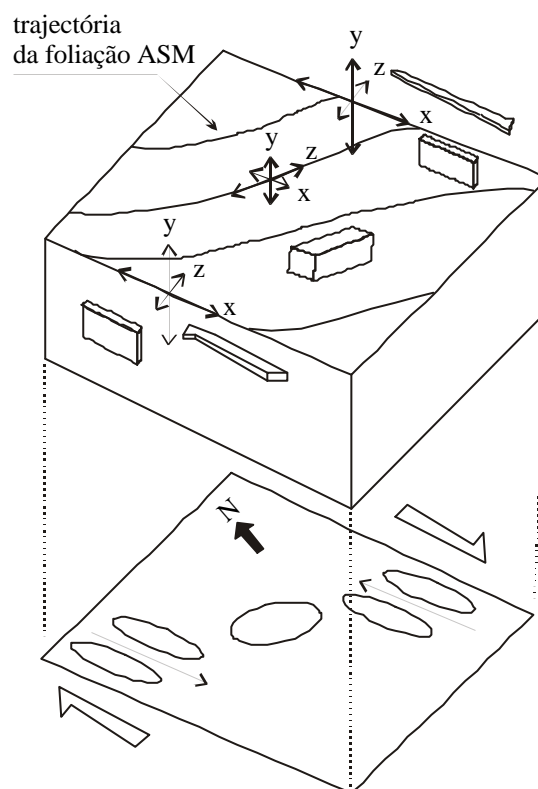


Figura.IV.55- Modelo de deformação, utilizando os dados de ASM, para o maciço granítico de Caminha.

Neste modelo pode notar-se que:

- a trajectória da foliação é sigmoidal dando uma cinemática dextrógira para um corredor de cisalhamento aproximadamente NNW-SSE;
- os eixos maiores dos elipsóides magnéticos estão orientados segundo NNW-SSE e NW-SE, respectivamente, na bordadura e no interior do maciço;

Ainda é de referenciar que quer a atitude das foliações mesoscópicas e das estruturas C-S, quer a atitude dos cisalhamentos em dúctil são compatíveis com um campo de tensões(NNE-SSW a NE-SW) que permita a instalação, num regime transpressivo dextrógiro, do maciço de Caminha.

IV.2.3. Deformação sin a tardi- F_3

A deformação sin a tardi- F_3 manifesta-se por uma transpressão esquerda impressa nas zonas de cisalhamento anteriores, que sendo reactivadas vão cisalhar em dúctil e, principalmente, em dúctil-frágil corpos filonianos aplito-pegmatíticos (figura.IV.56a).

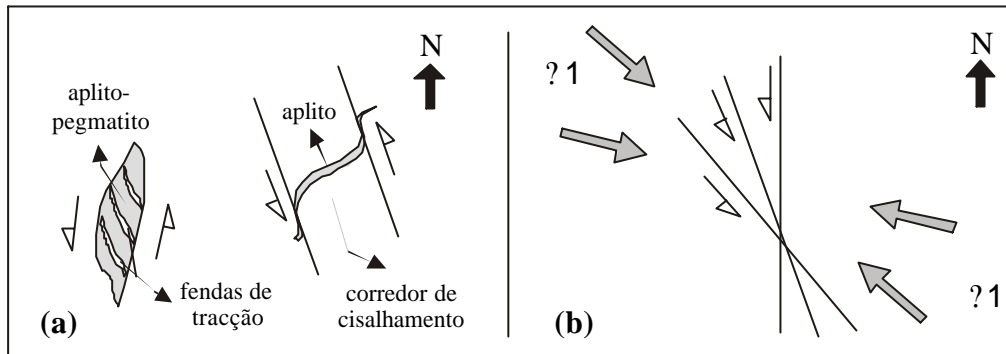


Figura.IV.56- Deformação sin a tardi- F_3 . (a) aspectos mesoscópicos; (b) campo de tensões (? 1).

Estes corpos filonianos, quando fora destas zonas de deformação, apresentam também o mesmo tipo de movimentação esquerda (figura.IV.56a). Nas observações feitas os cisalhamentos esquerdos variam entre as direcções N10°E e N40°W, estando a verificação da sua ocorrência dependente da presença destas estruturas filonianas de referência, pois dado o seu período de instalação são marcadores por excelência da deformação mais tardia.

A tensão máxima que gerou esta deformação deve ter oscilado entre WNW-ESE e NW-SE (figura.IV.56b), sendo provável que esta última orientação fosse a mais importante, em virtude da maior parte dos cisalhamentos estar situado no intervalo entre N20W e N-S.

IV.2.4. Deformação tardi a pós- F_3

A deformação frágil tardi a pós-varisca (figura.IV.57) iniciou-se com um campo de tensões cujo ? 1 tinha um azimuth próximo de NW-SE (pois estaria na continuidade do campo de tensões da deformação sin a tardi- F_3), com desligamentos dextrógiros WNW-ESE e planos de desligamento sinestrógiro com a direcção NNW-SSE (figura.IV.58).

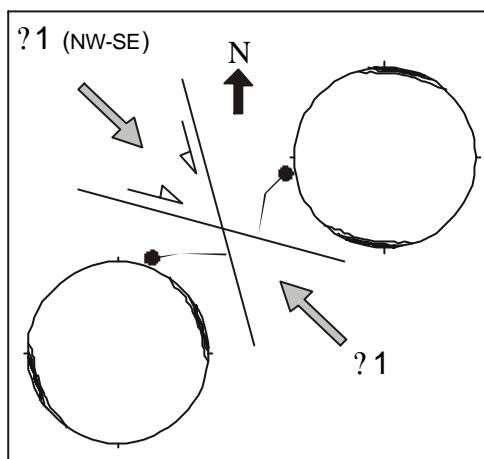


Figura.IV.58- Esquema representativo das principais direções de desligamento tardi a pós-F₃ com os respectivos diagramas de densidade (projecção na rede de Schmidt, hemisfério inferior) e com o posicionamento de ?1 (NW-SE).

Como resultado duma mudança no campo de tensões, ?1 teria passado a orientar-se segundo N-S, originando desligamentos conjugados dextrógiros com a direcção NNW-SSE e sinestrógiros com a direcção NNE-SSW (figura.IV.59). Dada a orientação de ?1 não é de excluir a possibilidade destes desligamentos serem alpinos.

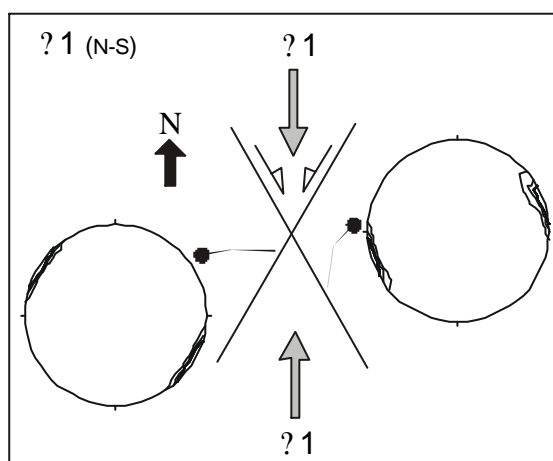


Figura.IV.59- Esquema representativo das principais direções de desligamento tardi a pós-F₃ com os respectivos diagramas de densidade (projecção na rede de Schmidt, hemisfério inferior) e com o posicionamento de ?1 (N-S).

Os desligamentos em frágil dextrógiros e sinestrógiros, com direcções NNE-SSW e ENE-WSW respectivamente, permitem adiantar a hipótese da existência de um novo campo de tensões, cuja tensão compressiva máxima estivesse segundo NE-SW (figura.IV.60).

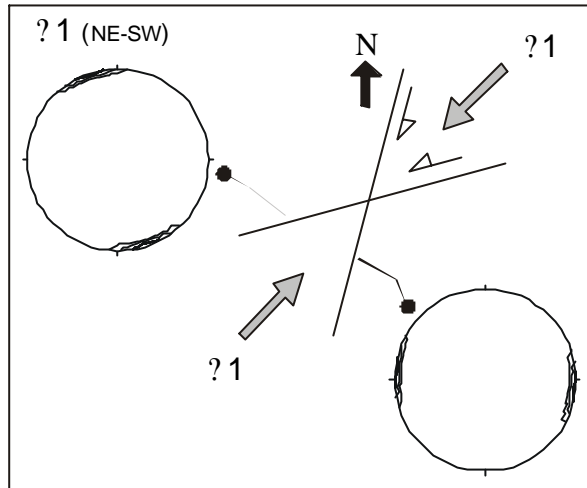


Figura.IV.60- Esquema representativo das principais direcções de desligamento tardi a pós-F₃ com os respectivos diagramas de densidade (projecção na rede de Schmidt, hemisfério inferior) e com o posicionamento de ? 1 (NE-SW).

Por fim, outro campo de tensões teria sido gerado com ? 1 orientado segundo E-W, o qual promove o aparecimento de desligamentos dextrógiros ENE -WSW, assim como, de desligamentos sinestrógiros WNW-ESE (figura.IV.61).

Existem ainda algumas direcções de desligamento esquerdo (45-60° e E-W) e de desligamento direito (350-357° e 40-50°) como consequência, provavelmente, das transições entre a tensão compressiva máxima horizontal de N-S para NE-SW e de NE-SW para E-W.

Os resultados verificados estão de acordo com os avançados por Ribeiro *et al.* (1979) e por Ribeiro & Pereira (1992), excepção feita à inclusão de um ? 1 orientado NW-SE (figura IV.58). Ribeiro & Moreira (1986) referem desligamentos conjugados, associados a ? 1 orientada NE-SW, ENE-WSW e N-S, respectivamente sinestrógiros e dextrógiros.

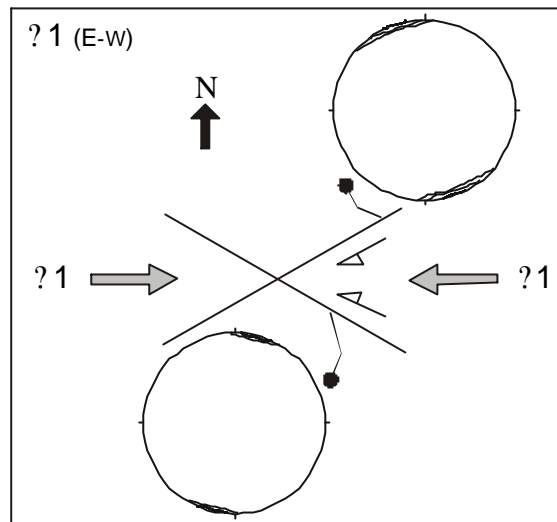


Figura.IV.61- Esquema representativo das principais direcções de desligamento tardi a pós-F₃ com os respectivos diagramas de densidade (projecção na rede de Schmidt, hemisfério inferior) e com o posicionamento de ?1 (W-E).

Outros autores (Sequeira Braga, 1988; Gomes, 1994; Pamplona, 1994) identificaram, na região, direcções de falhamento tardivariscas no intervalo WNW-ESE a E-W. Estas orientações estão incluídas nas observações realizadas na área de estudo.