



UNIVERSIDADE DE ÉVORA
ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

Mestrado em Ciências da Terra, da Atmosfera e do Espaço
Especialização em Processos Geológicos

Dissertação

**ESTUDO DA ESTRUTURA DA SÉRIE METAMÓRFICA DE DILI. IMPLICAÇÕES
GEODINÂMICAS**

Autor

Ilce Hanjan da Silva

Orientador:

Pedro Miguel Nogueira

Co-Orientador:

Rui Manuel Soares Dias

2011

Mestrado em Ciências da Terra, da Atmosfera e do Espaço
Especialização em Processos Geológicos

Dissertação

**ESTUDO DA ESTRUTURA DA SÉRIE METAMÓRFICA DE DILI. IMPLICAÇÕES
GEODINÂMICAS**

Autor

Ilce Hanjan da Silva

Orientador:

Pedro Miguel Nogueira

Co-Orientador:

Rui Manuel Soares Dias

2011

AGRADECIMENTOS

Um sentido agradecimento aos MEUS ORIENTADORES a orientação científica Prof. Doutor Pedro Nogueira e Prof. Doutor Rui Dias, que orientou minha tese e o tempo que me acompanhou me e mais ensinamentos, com paciência confiança.

Agradeço também Universidade de Évora e ao Departamento de Geociências pelas facilidades na utilização do Departamento.

Agradeço À MINHA FAMÍLIA, aos meus PAIS e irmãos/as, pelo apoio dedico este trabalho.

Agradeço o apoio dos meus AMIGOS de trabalho - todo o grupo de estudantes que me acompanharam é sempre trabalham em conjunto com o Prof. Pedro Nogueira. Quero também deixar uma nota de agradecimento a Sandra, técnico auxiliar por toda a amabilidade mostrada durante a preparação de taliscas de rochas para lâminas delgadas.

E agradeço ao Secretario de Estado dos Recursos Naturais (SERN), principalmente ao Núcleo de Apoio pela bolsa de estudo espera que me seja útil no futuro.

Obrigada

Estudo da estrutura da Série Metamórfica de Dili. Implicações geodinâmicas

RESUMO

A Série Metamórfica de Dili ou Formação de Aileu segundo Audley-Charles (1968) é uma sequência de rochas metasedimentares que são a chave para a compreensão do processo de colisão entre o bloco australiano e o mar de Banda. Esta sequência de rochas sofreu um conjunto de processos tectónicos e metamórficos que implicou a sobreposição de diferentes graus metamórficos e diversas fases tectónicas.

Neste trabalho procurou contribuir-se para o aprofundamento do conhecimento destes processos quer pelo estudo estrutural das meso-estruturas encontradas, quer através da ligação dessas estruturas à escala microscópica, bem como a sua petrografia e mineralogia.

Os trabalhos realizados permitiram confirmar algumas das fases deformacionais previamente descritas por outros autores, nomeadamente os trabalhos dos investigadores Berry & Grady (1981a). O estudo de metamorfismo e a sua ligação às diferentes fases tectónicas foi iniciado, porém deverá ser aprofundado, através de mais análises petrográficas e através de geoquímica de elementos maiores e menores.

Study of the structure of the metamorphic series of Dili. Geodynamical implications.

ABSTRACT

The metamorphic Series of Dili or Aileu Formation according to Audley-Charles (1968) is a sequence of metasedimentary rocks that are the key to understanding the process of collision between the Australian block and the Banda Sea. This sequence of rocks has suffered a series of tectonic and metamorphic processes involving the overlap of different metamorphic grades and various tectonic phases.

In this work we intend to contribute to improve the knowledge of these processes either by the structural study of the meso-structures found and also through the linkage of these structures to the microscopic scale, its petrography and mineralogy.

This work allowed confirming some of the deformational phases previously described by other authors, notably the work of researchers Berry & Grady (1981a). The study of metamorphism and its relations to the various tectonic phases was started, but must be deepened, through more petrographic studies and the analysis of major and minor element geochemistry.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	ii
ABSTRACT	iii
ÍNDICE.....	iv
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objectivos	2
1.2. Metodologia do trabalho	3
1.2.1. Selecção das áreas de estudo.....	3
1.2.2 Trabalho do campo.....	3
1.2.3. Trabalhos de laboratório.....	4
1.2.4. Trabalhos de gabinete.....	6
2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	7
2.1. Da tectónica regional às unidades estruturais de Timor-Leste.....	7
2.1.1. Os modelos da tectónica de Timor	9
2.1.2. Resumo da estratigrafia de Timor	12
2.2. A Formação de Aileu	13
2.3. Estratigrafia da Formação de Aileu.....	14
2.3.1. Introdução e referência a trabalhos anteriores.....	14
2.3.2. As unidades litológicas.....	15
2.4. O metamorfismo e a deformação da Formação de Aileu	17
2.4.1. O zonamento mineralógico	17
2.4.2. As fases de deformação (Berry & Grady, 1981a)	19
3. RESULTADOS OBTIDOS	22
3.1. Localização geográfica das áreas estudadas.....	22
3.1.1. As geologia das regiões Ponta Fatocama e Ponta Fatossidi e da região de Aipelo.....	23
3.2.. Descrição das litologias presentes nas áreas estudadas.....	25
3.3. As estruturas nas regiões estudadas	27
3.3.1. A região de Aipelo	27
3.3.2. A região Ponta Fatossidi	35
3.3.3. A região da Ponta Fatocama.....	42
3.4. O metamorfismo das áreas estudadas.....	45
3.4.1. O zonamento mineralógico das áreas estudadas	45
4. CONCLUSÕES	51
5. BIBLIOGRAFIA	52

INDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Localizações das ilhas do Arco de Banda (Externo e Interno) e Sunda em fotografia do Google Earth. Nesta imagem pode-se observar um arco interno de ilhas vulcânicas (linha vermelha) e um arco externo que inclui as ilhas de Timor e Seram (linha azul).	8
Fig 2.2. Mostra as ilhas dos arcos de Sunda e de Banda (externo e interno) e também a zona da subducção de Timor, Carter et al., 1976.	9
Fig 2.3. Os modelos para as estruturas de Timor, Carter, 1976.	11
Figura 2.4. Sumário da estratigrafia de Timor segundo Audley-Charles, 2011.	13
Fig 2.5. Mapa geológico do norte de Timor-Leste entre Dili e Manatuto, Berry & Grady 1981 ^a , Legenda na figura 2.6.	15
Fig 2.6. Legenda da Figura 2.5.	16
Fig 2.7. Esta imagem mostra o zonamento mineralógico dos minerais tipomorfos da Formação de Aileu, quer das rochas básicas quer das pelíticas, Berry & Grady, 1981a. .	18
Fig. 2.8. Nesta figura podemos ver o grau o metamorfismo e tipo das rochas (Monroe et al., 2007).	19
Fig 3.1. Mapa geológico geral das áreas estudadas.	22
Fig 3.2. Legenda das litologias que se observam na Figura 3.1.	23
Fig 3.3. Mapa geológico da região 1 Ponta Fatocama e Ponta Fatossidi (Dili-Cristo Rei).	24
Fig 3.4. Mapa geológico da região 2 de Tibar.	24
Fig 3.5. Mapa geológico da região de Aipelo (Liquiça).	25
Fig 3.6. Aspecto macroscópico do gabro na área do Cristo-Rei.	26
Fig 3.7. Micaxistos na área de Aipelo.	26
Fig 3.8. Quartzitos na área do Cristo-Rei.	27
Fig 3.9. Nesta imagem mostra-se as 2 fases uma mais antiga (Sn) que se encontra redobrada por uma mais recente (Sn+1).	28
Fig 3.10. Este figura mostra com a linha vermelha os planos axiais das dobras mais antigas (Dn) e as linhas verdes os planos axiais das dobras mais recentes (Dn+1).	29
Fig 3.11. Projecção dos eixos das dobras Dn.	30
Fig 3.12. Mostra uma clivagem Sn que é de plano axial destas dobras.	31
Fig 3.13. Fase Dn (mais antiga) linha vermelha e fase Dn+1 (mais recente) linha amarelo, ou são minerais anteriores rodados.	32
Fig 3.14. Diagrama de projecção, das dobras Dn+1.	33
Fig 3.15. As dobras mais antigas não desenvolvem uma clivagem de plano axial, a xistosidade que se observa (da esquerda para a direita da fotografia) corresponde à clivagem Sn+1.	34
Fig. 3.16. Clivagem Sn+1 onde se observa o crescimento de biotite.	35
Fig 3.17. Afloramento na zona da Ponta Fatossidi.	35

Fig.3.18. Corte interpretativo do afloramento da Ponta Fatossidi. Aqui pode-se observar o desenvolvimento dos diversos dobramentos e respectivas clivagens.....	36
Fig 3.19. Sobreposição de 2 fases de dobramento a afectarem uma clivagem S_1 (não se vê S_0 ; Berry & Grady; 1981).....	37
Fig 3.20. Dobramentos D2 com flancos paralelos (dobras isoclinais) redobrando uma clivagem S_1	38
Fig 3.21. Este diagrama mostra que os dobramentos NE-SW com planos axiais pouco inclinados.....	39
Fig 3.22. Eixos mergulhando cerca de 20° para NE.	39
Fig 3.23. Bandas claras: Quartzo + plagioclase + biotite (+ calcite).....	40
Fig 3.24. Bandas escuras: argilas e micas.	41
Fig 3.25. Os dobramentos com a formação de veios de calcite.....	41
Fig 3.26. Gabro na Ponta Fatocama. Pode-se observar um conjunto de fracturas marcado pela alteração para cor castanho.	42
Fig 3.27. Diagrama de rosetas com a fraturação medida nos gabros da Ponta Fatocama.	43
Fig 3.28. Projeção estereográfica dos planos de falha medidos. Pode-se observar que a maior parte inclina para S e E.....	44
Fig 3.29. Mostra o dobramento dos cristais de anfíbola.....	45
Fig 3.30. Rochas que são alternâncias de níveis pelíticos com níveis argilosos (escuros) com 2 fases (S_1 está dobrado e S_2 está paralelo).	46
Fig 3.31. Biotite desenvolvida. Nicóis paralelos (objectiva LU Plan 5X/0.15).	47
Fig 3.32. Clorite. Nicóis paralelos (objectiva LU Plan 5X/0.15).	47
Fig 3.33. Nível de Quartzo e micas. Nicóis cruzados (objectiva LU Plan 5X/0.15).....	48
Fig 3.34. Quartzo com extinção ondulante, equidimensional, de contornos irregulares. Nicóis cruzados (objectiva LU Plan Fluor 5X/0.15).....	48
Fig 3.35. Biotite. Nicóis paralelos (objectiva LU Plan Fluor 5X/0.15).....	49
Fig 3.36. Plagioclase. Nicóis cruzados (objectiva LP 5x/0.15).....	50
Fig 3.37. Biotite (cor castanho) está na ligação com opacos (cor preto). Nicóis paralelos (objectiva LP 5x/0.15).	50

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho tem como objectivo descrever e analisar as actividades realizadas durante o trabalho de campo e de laboratório e que conduziram à dissertação aqui apresentada com o objectivo de obter o grau de Mestre em Ciências da Terra, da Atmosfera e do Espaço, ramo de Processos Geológicos. São aqui apresentadas as principais conclusões desse trabalho.

Esta tese foi realizada ao abrigo de um protocolo estabelecido entre a Secretaria de Estado dos Recursos Naturais (SERN) de Timor-Leste e a Universidade de Évora, em Portugal.

O trabalho de campo e de laboratório durou nove meses, tendo decorrido entre Março e Novembro de 2011.

Este estudo foi orientado pelos docentes Pedro Nogueira e Rui Dias, orientadores desta dissertação e docentes do curso de Mestrado em Ciências da Terra, Atmosfera e Espaço da Universidade de Évora.

A temática que me foi proposta e que apresento ao longo deste trabalho intitula-se “Estudo da estrutura da Série Metamórfica de Dili, Implicações Geodinâmicas”. Por este facto, o estudo decorreu nos distritos de Dili e de Liquiça, em Timor-Leste.

Numa primeira fase do trabalho recolhi dados sobre a Série Metamórfica de Dili segundo a designação de Leme (1968) ou Formação de Aileu segundo Audley-Charles (1968). Este trabalho baseou-se na interpretação da estrutura geológica ao longo da região do Domínio de Dili-Cristo Rei na Ponta Fatossidi e Ponta Fatocama e numa segunda área junto à aldeia de Aipelo.

É com orgulho que realizo este projecto sobre a minha terra natal, Timor-Leste. Numa altura em que passam cerca de dez anos após a data oficial da independência deste país – lembro que o referendo que ditou a passagem para uma nação soberana aconteceu em 1999, é com enorme satisfação que contribuo com um trabalho que visa dar um maior conhecimento sobre a estrutura geológica da região de Dili (capital de Timor).

Timor-Leste é um país com enorme potencial. Para que o seu futuro seja optimista é importante que apareçam mais trabalhos deste género a fornecer dados pormenorizados sobre a riqueza desta região. Espero que a minha contribuição seja igualmente frutífera.

1.1. Objectivos

Este trabalho tem os seguintes objectivos:

- 1º. Comparar a deformação em dois sectores da Série Metamórfica de Dili.
Para o 1º sector a escolha recaiu na área de Dili, mais precisamente na região do Cristo Rei e para o 2º sector, escolheu-se a região de Aipelo no distrito de Liquiçá. Esta escolha teve por objectivo estender o estudo detalhado de Berry & Grady (1981a);
- 2º. Comparar o estudo detalhado de Berry & Grady (1981a) feito nos sectores mais a E (onde se inclui a região do Cristo-Rei), com os sectores não estudados mais a W (onde se inclui a região de Liquiçá);
- 3º. Caracterizar a deformação às escalas mesoscópica e microscópica das referidas regiões;
- 4º. Estudar petrográfica e mineralogicamente o metamorfismo associado às estruturas encontradas.

Esta dissertação está dividida em quatro capítulos, que apresentam as temáticas e aspectos cobertos durante a tese e visam atingir o objectivo principal já referido.

No CAPÍTULO 1, “INTRODUÇÃO”, é feito o enquadramento do trabalho e é apresentada uma síntese do actual estado do conhecimento da região estudada;

No CAPÍTULO 2, “ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO”, através de uma imagem geral da região de Timor é descrita a situação tectónica geral da região de Timor com os vários arcos, zonas de subducção e placas continentais;

No CAPÍTULO 3, são apresentados os “RESULTADOS DOS TRABALHOS” na Aldeia do Aipelo (Liquiça) e na Ponta Fatossidi e Ponta Fatocama (Dili-Cristo Rei);

No CAPÍTULO 4, “CONCLUSÕES”, são discutidos os resultados obtidos ao longo de todo o trabalho.

1.2. Metodologia do trabalho

1.2.1. Selecção das áreas de estudo

Os trabalhos de cartografia foram realizados em 3 sectores: Aipelo (Liquiçá), Ponta Fatossidi (Dili) e Ponta Fatocama (Dili).

1.2.2 Trabalho do campo

Num primeiro momento, com o objectivo de conhecermos melhor a geologia geral de Timor-Leste fizemos uma excursão geológica que se iniciou com o percurso Dili-Matabia (Baguia) - Lospalos-Iliomar- Viqueque-Manatuto (Cribas e Lacro) - Dili terminando no monte Ramelau. Durante este percurso o objectivo foi estudar e conhecer as rochas de cada unidade ou formação assim como as suas características.

A etapa seguinte foi o estudo das estruturas da região Aipelo (Liquiçá), Ponta Fatossidi (Dili) e Ponta Fatocama (Dili) que decorreu entre o fim de Março e Agosto de 2011 (Tabela 1.1). Para a concretização dos objectivos estabelecidos partimos de estudos geológicos de âmbito regional (Berry & Grady, 1981a e b), passando neste estudo para uma caracterização geológico-estrutural detalhada de 3 sectores.

Este primeiro trabalho foi fundamental para obter dados de campo cartografar as estruturas geológicas, fazer medições das estruturas planares (S0, S1, S2, Sn e falhas) e lineares (eixos de dobras), e a recolha de amostras para estudos de petrografia, microestruturas e metamorfismo.

Tabela 1.1. Dias de trabalho de campo

Paragens	Data	Local
Stop 1	06-04-2011	Estrada Dili para Tibar
Stop 2	06-04-2011	Estrada Dili para Tibar
Stop 3	06-04-2011	Estrada Dili Para Tibar
Stop 4	06-04-2011	Estrada Dili para Tibar
Stop 5	06-04-2011	Liquica

Paragens	Data	Local
Stop 6	06-04-2011	Ulmera
Stop 7	07-04-2011	Ulmera
Stop 8	07-04-2011	Ulmera
Stop 9	07-04-2011	Ulmera
Stop 11	30-05-2011	Estrada Dili para Hera
Stop 12	30-05-2011	Estrada Dili para Hera
Stop 13	01-06-2011	Cristo Rei
Stop 14	01-06-2011	Praia Português
Stop 15	01-06-2011	Praia Português
Stop 16	01-06-2011	Praia Português
Stop 17	01-06-2011	Praia Português
Stop 18	01-06-2011	Praia Português
Stop 19	02-06-2011	Praia Português
Stop 20	02-06-2011	Praia Português
Stop 21	02-06-2011	Praia Português
Stop 22	02-06-2011	Praia Português
Stop 23	02-06-2011	Praia Português
Stop 24	03-06-2011	Praia Português
Stop 25	03-06-2011	Cristo Rei
Stop 26	03-06-2011	Cristo Rei
Stop 27	03-06-2011	Cristo Rei
Stop 28	03-06-2011	Cristo Rei
Stop 29	03-06-2011	Cristo Rei
Stop 30	17-07-2011	Praia Português
Stop 31	09-07-2011	Estrada Dili Para Hera
Stop 32	18-07-2011	Praia Português

1.2.3. Trabalhos de laboratório

Para se efectuar lâminas delgadas desenvolvemos uma metodologia no Laboratório de Geologia em Hera, utilizando o equipamento ali existente e com o apoio dos técnicos de laboratório. Foi utilizada uma máquina de desgaste automático da marca Logitech, tendo sido efectuado o acabamento à mão com carboneto de silício de diâmetro 800 e 1000 mesh. Finalmente as lâminas foram cobertas com laca, para protecção e acabamento.

Etapas do trabalho de laboratório:

- Recolha da amostra no campo (orientada e não-orientada);
- Corte da talisca da amostra de campo;
- Desgaste da talisca com pós abrasivos (240, 400 e 600);
- Desgastar as lâminas para ficarem calibradas com a espessura de 0,94mm
- Marcar as lâminas com a referência da amostra e com a orientação de campo;
- Colagem das rochas no vidro (cerca de 30 minutos);
- Corte da talisca depois de colada no vidro;
- Desgaste do bloco de rocha na máquina Logitech com abrasivo 600 mesh e tempo variável;
- Desgaste final à mão com pó abrasivo de 800 mesh e 1000 mesh em placa de vidro;
- Lavagem e secagem;
- Pulverizar com laca de protecção.

Tabela 1.2 Trabalho de laboratório. Laminas delgadas efectuadas.

No	Data	Nome Lâminas	Rochas	Local
1	20-05-2011	IL 001 – 1A	Micaxisto	Estrada Dili - Tibar
2	20-05-2011	IL 001 – 1B	Micaxisto	Estrada Dili - Tibar
3	20-05-2011	IL 001 – 2A	Micaxisto	Estrada Dili - Tibar
4	25-05-2011	IL 001 – 2B	Xisto	Estrada Dili – Tibar
5	25-05-2011	ILCE 002 – H	Xisto	Estrada Dili – Tibar
6	25-05-2011	ILCE 002 – V	Xisto	Estrada Dili – Tibar
7	25-05-2011	ILCE - 003 H	Micaxisto	Estrada Dili - Hera
8	26-05-2011	ILCE – 003 V	Micaxisto	Estrada Dili – Hera
9	01-06-2011	IL 003 A	Micaxisto	Estrada Dili - Hera
10	01-06-2011	IL 004	Micaxisto	Estrada Dili - Hera
11	20-06-2011	IL 0013	Quartzitos	Cristo Rei
12	22-06-2011	IL 0014	Gabro	Cristo Rei
13	18-07-2011	ILCE 18 e 19	Quartzitos	Cristo Rei
14	19-07-2011	ILCE 0020	Quartzitos	Cristo Rei
15	05-08-2011	ILCE 0022	Xisto	Praia Portugueses
16	06-08-2011	IL Aipelo	Xisto	Aipelo
17	20-08-2011	ILCE 16 e 17	Quartzitos	Dili - Hera
18	01-08-2011	ILCE 23	Quartzitos	Praia Portugueses
19	30-09-2011	ILCE 24 e 25	Gabro	Praia Portugueses

1.2.4. Trabalhos de gabinete

Os trabalhos de gabinete foram feitos em várias etapas. Antes e depois de trabalho de campo. O trabalho de gabinete feito foi o seguinte:

- Antes do trabalho de campo, durou dois meses, onde foram preparados os mapas geológicos regionais e os mapas topográficos da área de estudo;
- Depois do trabalho de campo, fez-se a análise dos dados das estruturas estudadas, fazendo a projecção estereográfica dos elementos medidos, utilizando o programa Georient;
- No final, na fase de escrever a tese, preparei o mapa geológico da área estudada, fiz um resumo integrado dos dados que obtive: litológicos, de aspectos estruturais e mineralógicos.

2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

2.1. Da tectónica regional às unidades estruturais de Timor-Leste

A ilha de Timor está na zona convergente entre a placa Australiana e sistema arco de ilhas de Banda (Audley-Charles, 1974) que é considerado como um dos melhores exemplos de colisão arco-continente.

Timor é a maior ilha e a que fica mais a Sul do grupo de sul das ilhas que formam o arco de Banda entre a Austrália, a Nova Guiné e Celebes (figura 2.1). O arco está separado da plataforma continental Australiana a noreste por uma fossa de 3 km profundidade (Timor trough). Esta feição topográfica segue a tendência de descontinuidades dos arcos associados às depressões das ilhas de Aru e Seram. O arco de Banda é constituído por:

- Um arco interno de ilhas vulcânicas (linha vermelha na Fig. 2.1) que não estão activas, os lados do arco, a norte de Timor e a sul de Seram, mas está activo no grupo de pequenas ilhas entre Damar e Banda,
- Um arco externo que inclui as ilhas de Timor e Seram (linha azul na Fig. 2.1), compostas de uma variedade de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares com uma estrutura tectónica complexa.



Figura 2.1. Localizações das ilhas do Arco de Banda (Externo e Interno) e Sunda em fotografia do Google Earth. Nesta imagem pode-se observar um arco interno de ilhas vulcânicas (linha vermelha) e um arco externo que inclui as ilhas de Timor e Seram (linha azul).

A origem do arco está intimamente ligada com a origem do Mar Banda (Banda Sea), que está contido pelo arco. Há duas hipóteses para essa origem. Hamilton (1976) sugere que o Mar de Banda (Banda Sea) originou-se durante o Neogénico como uma bacia marginal, semelhante a outras existentes na margem do pacífico oeste, e esse desenvolvimento levou a que o arco-ilha (island arc) para o exterior até colidir com a placa Australiana que se movimentava para norte.

Carter et al. (1976) (Figura 2.2) por outro lado sugerem que se trata de um mar marginal que se desenvolveu a partir do bloco continental asiático (Sundaland) no Paleogénico e que uma pequena e fina porção do continente foi colidir com a Austrália.



Fig 2.2. Mostra as ilhas dos arcos de Sunda e de Banda (externo e interno) e também a zona da subducção de Timor, Carter et al., 1976.

2.1.1. Os modelos da tectónica de Timor

1. O modelo de imbricação

Neste modelo (Figura 2.3.-1), sugerido por Fitch & Hamilton (1974), os autores interpretam Timor como uma acumulação de materiais imbricados no tecto de uma zona de subducção, e estes materiais são agora representados na superfície pela Fossa de Timor (Timor Trough - depressão do mar de Timor) a sul de Timor. Neste modelo Timor é formado como uma mistura caótica (chaotic melange) análogo aqueles que se pensa que foram acumulados dos materiais oceânicos no tecto das zonas de subducção do Japão e Sunda. As peculiaridades de Timor são atribuídas à inclusão de materiais do continente Australiano na mistura (melange). O sistema recente não está activo por causa da colisão entre o continente Australiano e o arco-vulcânico, levado para a margem pelo desenvolvimento do Mar Banda (Banda Sea). O reajustamento isostático causou o levantamento da zona de mistura para formar a ilha de Timor.

2. O modelo dos carreamentos - overthrust

Este modelo (Figura 2.3-2) foi primeiro proposto por Wanner (1913) e foi defendido pela maioria dos cientistas holandeses que primeiro trabalharam em Timor. O modelo é defendido mais recentemente por Audley-Charles e os seus colegas (Carter *et al.*, 1976; Barber *et al.*, 1977). Neste modelo, Timor, é visto como fazendo parte da margem do continente Australiano sobre o qual se encontram um conjunto de unidades carreadas, incluindo sedimentos do fundo oceânico, rochas metamórficas e sedimentares, previamente separadas da margem da placa asiática pelo desenvolvimento do Mar de Banda (Banda Sea) (Carter *et al.*, 1976). Estas unidades carreadas (overthrust) passaram a zona de subducção como resultado da colisão com a margem do continente Australiano quando esta chegou à zona subducção. O afloramento da zona de subducção, agora inactiva, é visto como estando localizado a norte de Timor.

3. Modelo de cavalgamento - upthrust

Este modelo (Figura 2.3-3) foi defendido por Chamalaun & Grady (1978), apesar de eles afirmarem terem antecedentes nas ideias de Tappenbeck (1940), um membro da expedição pré-guerra de Brouwer, à área de Mollo Timor Ocidental, e Freytag (ver Audley-Charles, 1968) a uma área de Timor-Leste. A estrutura actual complexa de Timor é explicada como resultado de um levantamento isostático diferencial (isostatic) de blocos crustais quando a margem do continente Australiano chegou à zona de subducção e a subducção parou. Neste modelo os movimentos tectónicos são essencialmente verticais, não há movimento no plano de carreamento deitado (*flat-lying thrust plane*) como é necessário pelo modelo de carreamento. Existe contudo uma vergência de dobras para sul e carreamentos menores resultado do levantamento a norte e subsidência na região da fossa de Timor (Timor Trough) a sul.

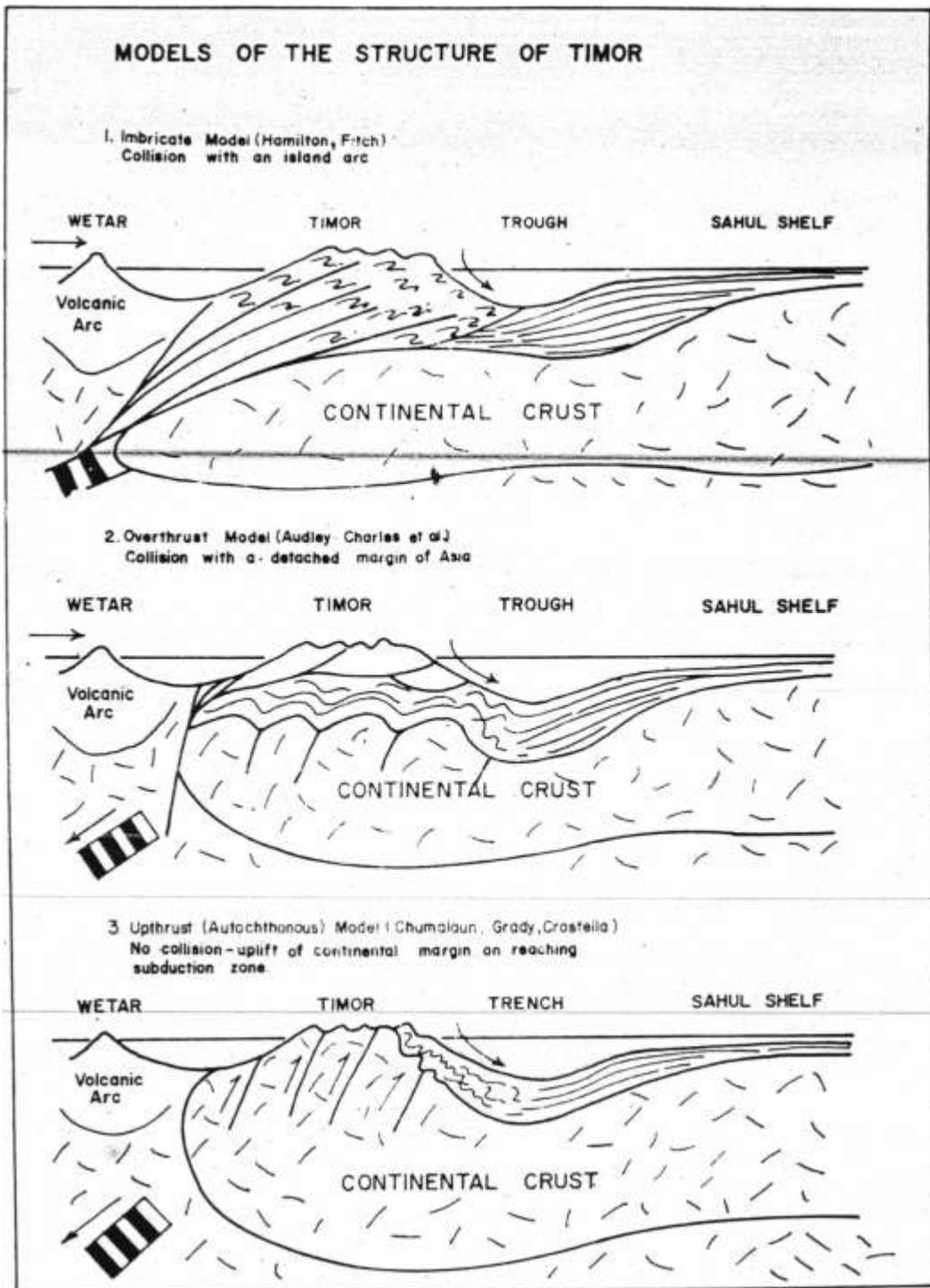


Fig 2.3. Os modelos para as estruturas de Timor, Carter, 1976.

2.1.2. Resumo da estratigrafia de Timor

A situação litostratigráfica em Timor divide-se em três grandes grupos que são alóctone, paraalóctone e autóctone (Carter *et.al.*, 1976). Segundo Audley-Charles *et al.*, 1972 (*in* Carter *et.al.*, 1976) os terrenos alóctones consideram-se como unidades de empilhamento do carreamento do terreno de Banda durante o Pliocénico Médio, os terrenos para-alóctones tem afinidades com a margem da placa Australiana e os terrenos Autóctones correspondem às unidades que foram depositadas durante a orogénese que formou a ilha de Timor.

O grupo paraalóctone foi dividido recentemente (Audley-Charles 2011, Figura 2.4.) em duas sequências, uma designada por sequência do Gondwana e outra sequência de margem continental Australiana. A sequência de Gondwana é constituída pelas Formações de Atahoc, Cribas, Babulu/Aitutu e Wailuli entre outras. A sequência de margem continental Australiana é constituída pelas Formações de Oebat, Nakfunu e Ofu, além dos calcários de Batu putih.

Audley-Charles (2011) dividiu o alóctone em dois grandes grupos. O alóctone proveniente do Terreno de Banda (ver Figura 2.4) e o complexo Metamórfico de Aileu. No terreno de Banda inclui formações como: o complexo de Lolotoi, os Calcários de Dartolu, as Vulcânicas de Barique (ver Figura 2.4). Charlton (2002 e 2012) no recente 1º Congresso Internacional de Geologia de Timor-Leste propõe que Lolotoi seja autóctone e corresponde ao soco continental Australiano.

No que diz respeito à sua idade, Audley-Charles (2011) coloca o complexo Metamórfico de Aileu como sendo de idade Pérmico, posição já defendida por outros autores.

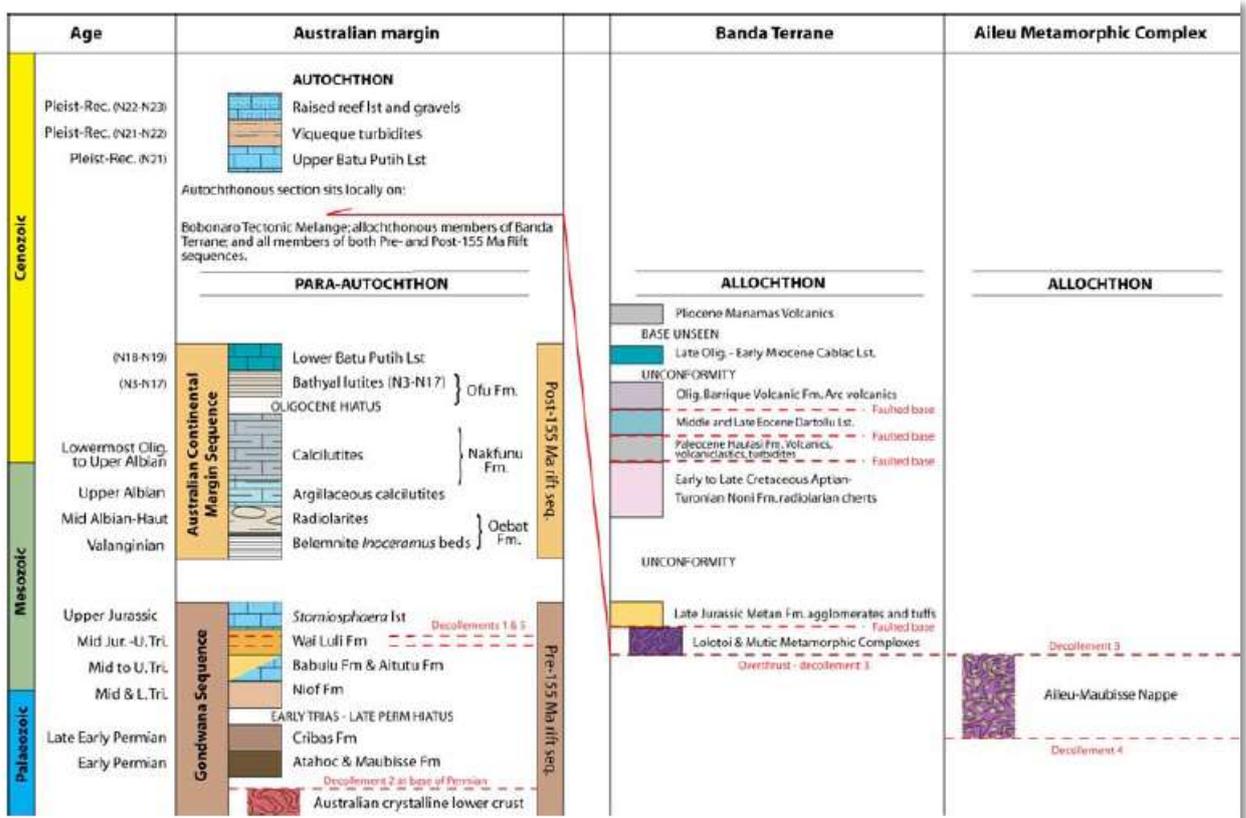


Figura 2.4. Sumário da estratigrafia de Timor segundo Audley-Charles, 2011.

2.2. A Formação de Aileu

Esta Formação ocupa uma grande extensão no território timorense, sendo provavelmente como já referi de idade Pérmica. É muito variada em termos litológicos, denotando diversos graus de metamorfismo, sendo constituída por rochas que se apresentam muito dobradas onde predominam os xistos argilosos, filitos, anfíbolitos e rochas ígneas. Apresenta-se bastante deformada, tendo Berry & Grady (1981) posto em evidência 5 fases de deformação.

Estas rochas são atravessadas por numerosos veios e filões do quartzo e, de onde em onde, junto à costa, existem intrusões de sienitos alcalinos e andesíticos e de dioritos (Leme, 1968).

A região do Subão Grande mostra tal complexidade que merece ser referida; a par de rochas intensamente deformadas registam-se anfíbolitos negros, muito duros e dobrados,

peridotitos verdes, monzonitos labradóricos (Assunção, 1956), mármore cipolinos (Neiva, 1955) e serpentinitos, estes últimos atravessados por muitos veios de diópsido e com mineralizações importantes de crómio. Intercalado em peridotitos, numa zona de fractura, foram encontrar (ao km 18 da estrada marginal que liga Manatuto a Díli) um pequeno filão de granodiorito, biotítico, ocorrência esta que se reveste de grande interesse por ser a única rocha granitóide encontrada até hoje no Timor português (Leme & Coelho, 1962).

À medida que se avança para o interior da grande mancha de Díli, as rochas denunciam cada vez dobramento menos intenso e começam a predominar xistos cloríticos e sericíticos e xistos argilo-gresosos micáceos. Nunca se efectuou o estudo petrográfico sistemático da totalidade desta Formação, trabalho esse que se impõe, não só pela variedade notável de tipos litológicos, como para se definirem as zonas de metamorfismo e interpretar a estrutura e génese da Formação. Este trabalho que aqui apresentamos é apenas um pequeno contributo para esse estudo maior.

2.3. Estratigrafia da Formação de Aileu

2.3.1. Introdução e referência a trabalhos anteriores

O facto de este capítulo dar especial atenção ao Formação de Aileu, é o seu estudo é a parte principal da minha tese de mestrado.

A idade da Formação de Aileu é confirmada por vários autores, nomeadamente Audley-Charles (1968; 2011), Brunnschweiler (1978) e Berry & Grady (1981). No trabalho de Leme 1968, referindo-se a esta unidade como Série Metamórfica de Díli, indica que nela se encontram fósseis de idade Pérmica. Mais para sul encontra-se o limite com a Formação de Maubisse. Este autor considera a Formação de Aileu na sua parte mais a Sul como estando em transição para a Formação de Maubisse, concordando com o estabelecido por Audley-Charles, 1968. No entanto, mais a oeste, entre Lete Foho e Atsabe, Brunnschweiler, 1978, observou nesta mesma Formação a ocorrência de belemnites do Jurássico Superior.

2.3.2. As unidades litológicas

Os estudos revelam que as divisões litológicas são constituídaa por uma sequência de rochas psamíticas, pelíticas mais de 70%, rochas magmáticas básicas e rochas carbonatadas que sofreram deformação e metamorfismo. Podemos diferenciar a Formação de Aileu como um complexo com duas partes. A leste, rochas anfibolíticas e calcários com menor percentagem de xistos pelíticos e psamitos (Fig. 2.5) no bloco mais a sudoeste há predominantemente rochas com filiação pelítica e filitica havendo algumas rochas doleríticas alteradas.

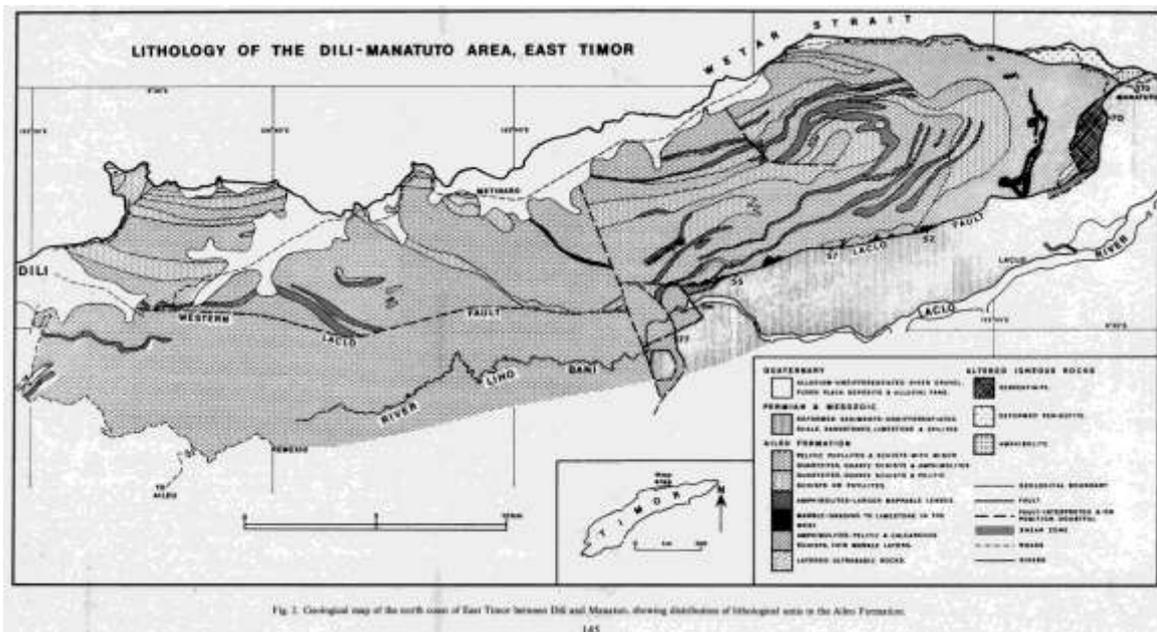


Fig 2.5. Mapa geológico do norte de Timor-Leste entre Dili e Manatuto, Berry & Grady 1981^a,

Legenda na figura 2.6.

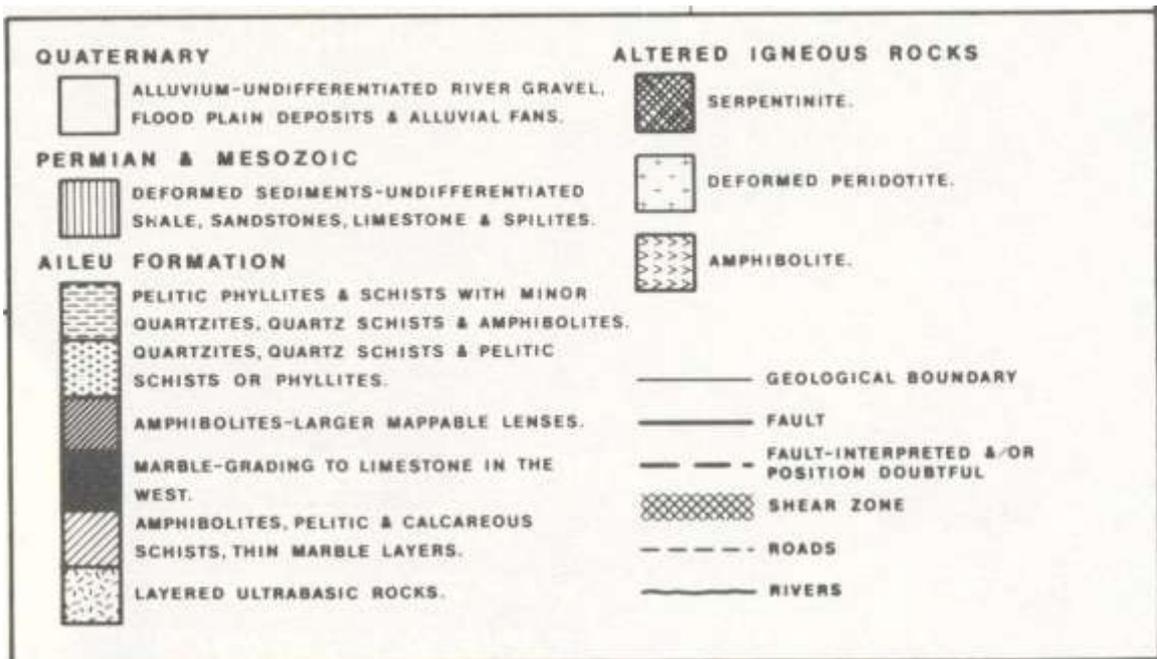


Fig 2.6. Legenda da Figura 2.5.

Mas, há mais materiais a ter em conta. Casos dos quartzitos, xistos quartzosos e filitos ou xistos pelíticos. Curiosamente, estes materiais não existem ao sul da falha de Laclo ocidental.

No extremo leste da área, é usual encontrar em grande quantidade as camadas de mármore fino, sem esquecer os anfíbolitos, xistos e calcários pelíticos. Aliás, os anfíbolitos constituem o elemento principal com camadas espessas de 1m. Em diversos lugares, destacam-se a presença das lentes finas de rochas pelíticas. Os xistos pelíticos (gnaisse na zona sillimanite) têm uma ocupação de 5% do total da rocha.

Os níveis de rochas ultra-básicas estão visíveis no canto leste do afloramento da Formação de Aileu. As rochas apresentam um bandado com uma alternância de composição máfica com zonas mais ricas em plagioclase cálcica de 5-10 cm de espessura. Além disso, está presente também a mineralogia metamórfica (clinopiroxena, epídoto, granada, biotite e calcite), localizam-se nos locais limites litológicos e provavelmente será um bandado ígneo original.

A espessura estratigráfica da Formação de Aileu não pode ser determinada com precisão. A fácies metamórfica presente implica que as rochas tenham ocupado uma profundidade entre 10

km (para rochas perto Remexio) a 20 km (para as rochas mais a leste) segundo o que defendeu Wittouck, 1937.

Audley-Charles, em 1968, e o mesmo mais tarde com Barber, em 1976, tiveram outra opinião. Para ambos, os anfibolitos têm texturas metamórficas regionais e a mineralogia não é compatível com o metamorfismo de alto grau.

Na década de 70, Carter et al., 1976 e Barber et al., 1977, defendem que as rochas existentes na região mais a Norte são equivalentes às existentes a Sul, sendo estas últimas passagens laterais de grão mais fino. Sendo estas últimas correspondentes a sedimentos mais profundos do que as que afloram mais a Norte.

2.4. O metamorfismo e a deformação da Formação de Aileu

Tal como foi dito atrás, a Formação de Aileu é certamente muito espessa, sendo constituída por rochas cristalinas, em que o grau de metamorfismo decresce sensivelmente de norte para sul. Com efeito, na faixa litoral diferencia-se uma zona em que as rochas se apresentam dobradas, com domínio dos filádios e gnaisses, micaxistos biotíticos, xistos anfibólitos. Estas rochas são atravessadas por numerosos veios e filões de quartzo e, de onde em onde, junto à costa, existem intrusões de sienitos alcalinos, andesítos e de dioritos (Assunção, 1956), nomeadamente nas localidades de Tibar, Díli, Ponta Fatocama e Subão Grande (Leme, 1968)

2.4.1. O zonamento mineralógico

Berry & Grady, 1981 estudaram sob o ponto de vista do zonamento metamórfico a Formação de Aileu. Esta Formação aparenta ter um grau metamórfico variável (Fig. 2.7) e está deformada. Estes autores apresentam um modelo para a história de deformação baseado nas características e estilo de deformação e na orientação das estruturas na área entre Díli e Manatuto. Como muitos afloramentos tinham três ou mais fases de deformação procuraram estudar o zonamento mineralógico nas rochas pelíticas e nos xistos.

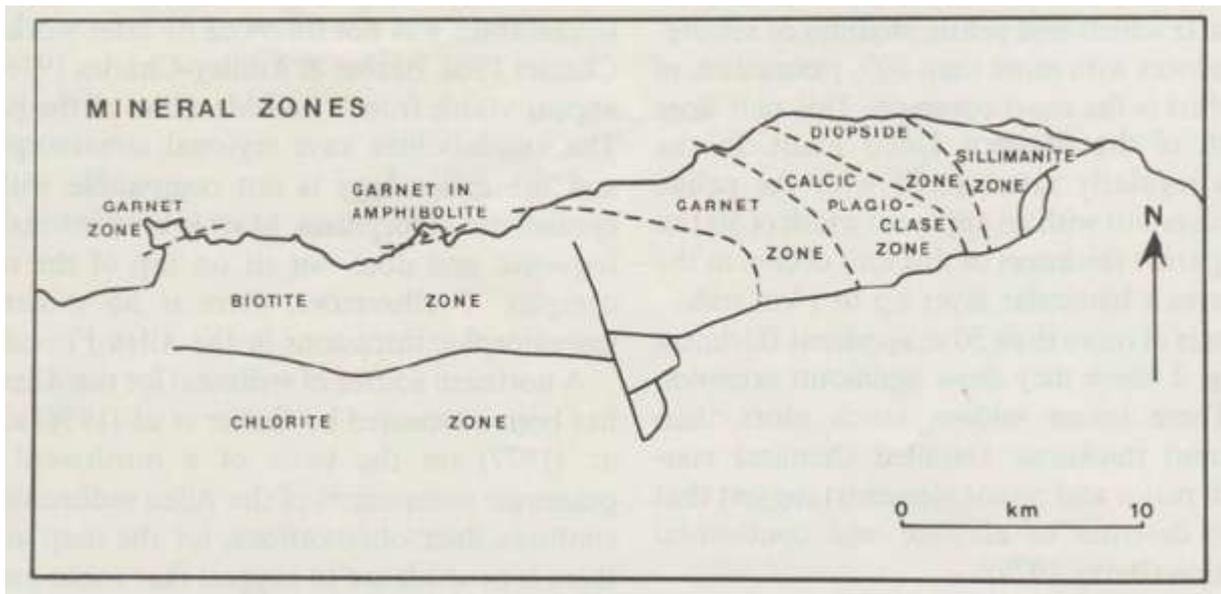


Fig 2.7. Este imagem mostra o zonamento mineralógico dos minerais tipomorfos da Formação de Aileu, quer das rochas básicas quer das pelíticas, Berry & Grady, 1981a.

Estes autores ao definirem o zonamento mineralógico dividiram o sector que estudaram em: zona da silimanite está no metamorfismo do alto grau (ver Fig. 2.8) onde as rochas que ocorrem são gnaisses e rochas magmáticas, zona da palgioclase cálcica e granada, sendo uma zona de grau médio e mais para oeste ocorem os minerais tipomórficos biotite e clorite zona de metamorfismo de baixo grau (Fig.2.8).

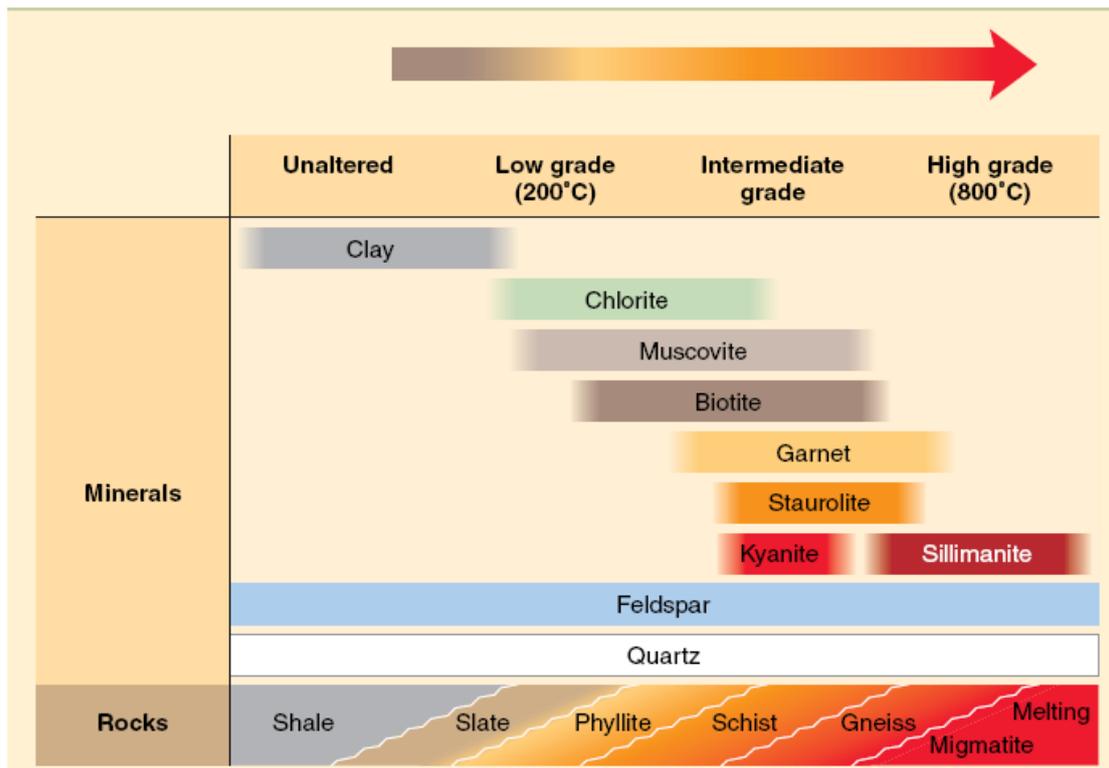


Fig. 2.8. Nesta figura podemos ver o grau o metamorfismo e tipo das rochas (Monroe et al., 2007).

2.4.2. As fases de deformação (Berry & Grady, 1981a)

Cinco fases de deformação foram definidas por aqueles autores: as três primeiras fases observáveis na escala mesoscópica; sendo que as fases finais menos intensas e apenas desenvolvidas em alguns locais. As características destas fases são:

Deformação (D1), associada a estruturas S1:

Esta é a deformação mais antiga. A clivagem S1 é uma xistosidade que é muitas vezes sub-paralela as diferenças composicionais das camadas. Verificaram-se em alguns locais exemplos incontestáveis de dobras de D1 (em qualquer escala). Os minerais dominantes em S1 são minerais de clorite e moscovite na parte sudoeste.

A orientação de S1 é altamente variável devido a dobramentos de pequena escala da terceira fase. O mergulho global dos eixos de dobramento é para o Sul e Sudeste. Embora não

tenham sido identificadas dobras D1 macroscópicas, a sua existência é provável, sendo que não foram detectadas por causa do estilo de cartografia usado (percursos espaçados e interpretação de fotografia aérea).

Deformação (D2), associada a estruturas S2 e F2:

A segunda deformação produziu dobras apertadas e isoclinais (F2) paralelas a S1. Em muitos lugares, S1 é transposto ficando sub-paralelo com a superfície axial de F2, que também é paralela a uma nova clivagem ou xistosidade (S2). Devido a estes fatores, a distinção entre S1 e S2, é difícil a menos que ambas as superfícies possam ser observadas no mesmo afloramento. Os minerais que estão associados a S2 são a moscovite e clorite no sudoeste e biotite e moscovite mais a nordeste.

As rochas pelíticas da zona da clorite mostram níveis fortemente transpostos associando F2 a dobras de comprimento de onda muito curto (geralmente inferior a 20 cm) e grande amplitude. Muitas vezes com material rico em quartzo concentrado nas charneiras. Estes não só formam uma sobreposição por transposição, mas mantêm a estrutura linear do eixo original de dobra, formando na lineação paralelo ao eixo de dobra.

Deformação (D3), associada a estruturas S3 e F3:

Os efeitos desta fase de deformação podem-se observar em toda a área estudada por Berry & Grady (1981), principalmente como dobras mesoscópica (F3) e muitas vezes, uma clivagem de crenulação diferenciada (S3), com direcção geral Norte-Sul para F3. Dobras são facilmente distinguidas de dobras anteriores por causa de um estilo mais aberto e estrutura do planol axial distinta. S1 e S2 são dobrados pelas dobras F3.

Os eixos da dobra de F3 mergulham para Este ou Sudeste em toda a área estudada por estes autores. O estilo de dobra produzido pela deformação D3 varia sistematicamente em toda a área. As rochas pelíticas na zona clorite têm dobras em chevron apertadas com uma clivagem de crenulação paralela à superfície axial. Nas zonas da granada e da biotite, as dobras apertadas e

angulares, mas há menos variações na orientação da superfície, que pode ser representada por uma clivagem crenulação diferenciada.

Deformação (D4), associada a estruturas S4 e F4:

Constituída por um conjunto de dobras abertas pequenas de comprimento de onda de 0,5m, dobrando as superfícies S3 e anteriores.

Estas estruturas são mais visíveis da zona central cartografada pelos autores. Ao longo de todo o mapa S4 mantém uma direcção geral para Norte semelhante a S3. Numa análise macroscópica revela um sinforma de direcção N-S 2 km a Este de Dili. O corresponde antiforma a Oeste está cortado por uma falha.

Deformação cinco (D5), associada a estruturas S5 e F5:

As dobras da deformação D5 são na zona de clorite, abertas ou apertadas e de comprimento de onda menor que 0,5 m. Raramente são as estruturas que dominam os afloramentos e nesta fase a expressão mais comum é uma crenulação sobre S1 ou S2. Os planos axiais dessas crenulação e dobras (S5) têm uma direcção geral de N100°E, sendo muito inclinadas e mostrando uma grande variação na sua orientação.

3. RESULTADOS OBTIDOS

3.1. Localização geográfica das áreas estudadas

As áreas estudadas situam-se maioritariamente na região do distrito de Dili, localizado na zona central de Timor-Leste englobando parcialmente as áreas Ponta Fatossidi e Ponta Fatocama e na região de Aipelo (Distrito Liquiçá).

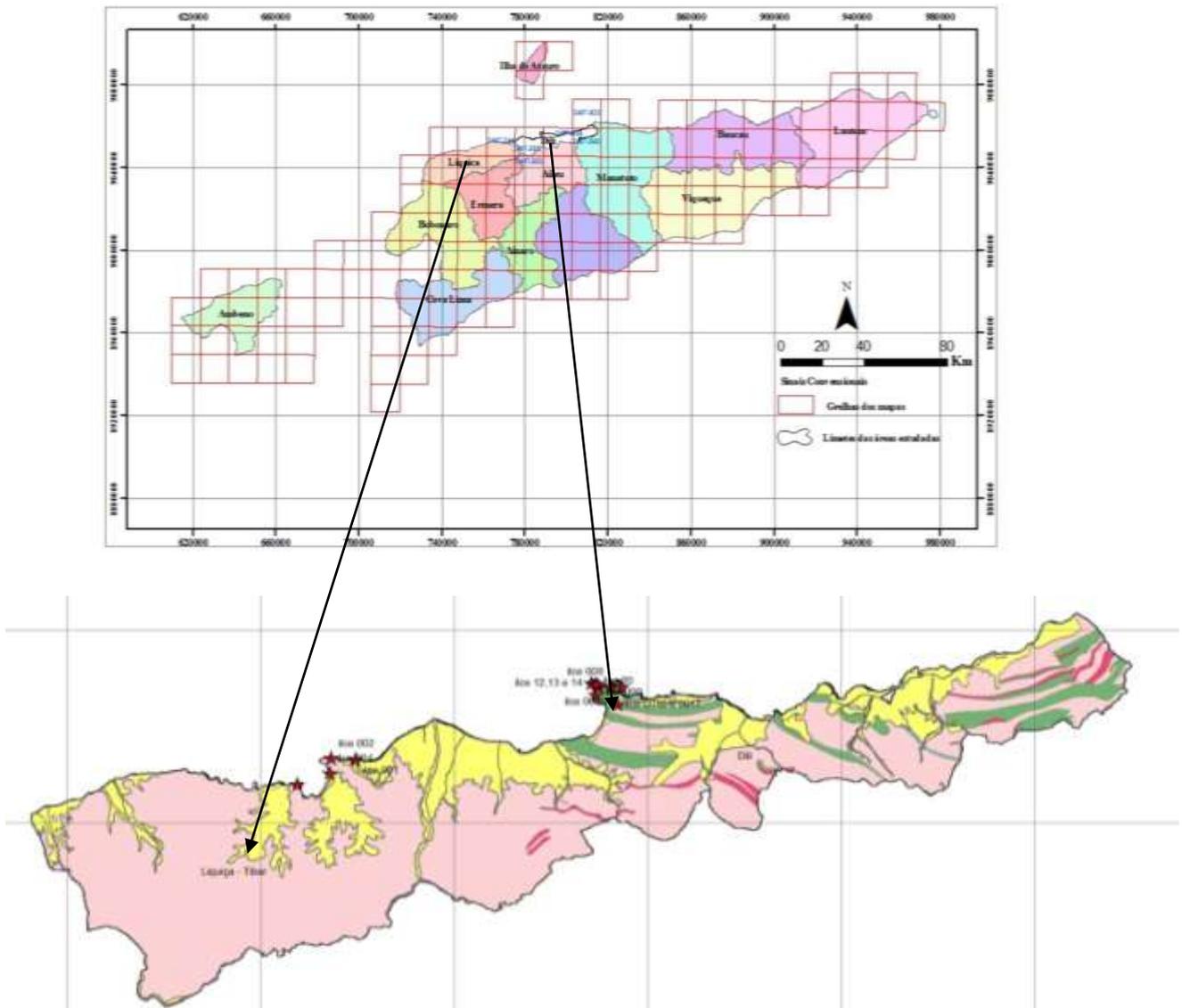


Fig 3.1. Mapa geológico geral das áreas estudadas.

A figura 3.2 apresenta as unidades litológicas representadas no mapa geológico da Fig 3.1. Pode-se observar que na área de estudo predominam as rochas anfibolito, xistos e micaxistos, quartzitos e xistos quartzosos. Para além destas rochas encontramos gabros na região do Cristo-Rei.

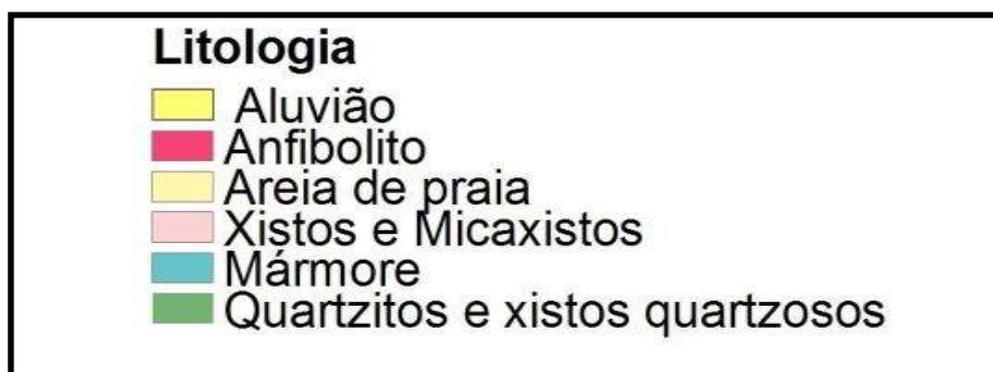


Fig 3.2. Legenda das litologias que se observam na Figura 3.1.

3.1.1. As geologia das regiões Ponta Fatocama e Ponta Fatossidi e da região de Aipelo

As áreas estudadas situam-se maioritariamente na região do distrito de Dili, localizado na zona central de Timor Leste (Figura 3.1), englobando parcialmente as áreas de Cristo-Rei, que foi dividido para este estudo em dois sectores; Ponta Fatocama e Ponta Fatossidi (Figura 3.3) e na região de Aipelo no distrito de Liquiça (fig 3.5). Durante o trabalho de campo e para comparação dos resultados também foram colhidas e estudadas algumas estruturas na região de Tibar (Figura 3.4).

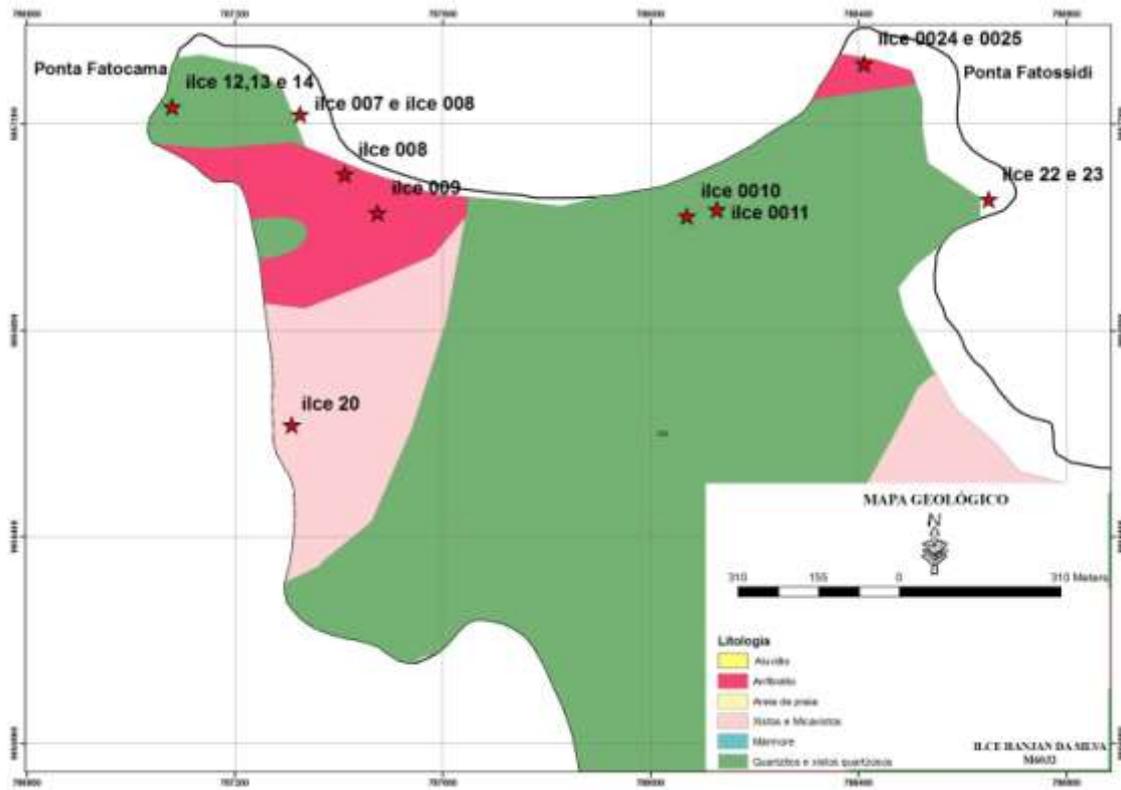


Fig 3.3. Mapa geológico da região 1 Ponta Fatocama e Ponta Fatossidi (Dili-Cristo Rei).

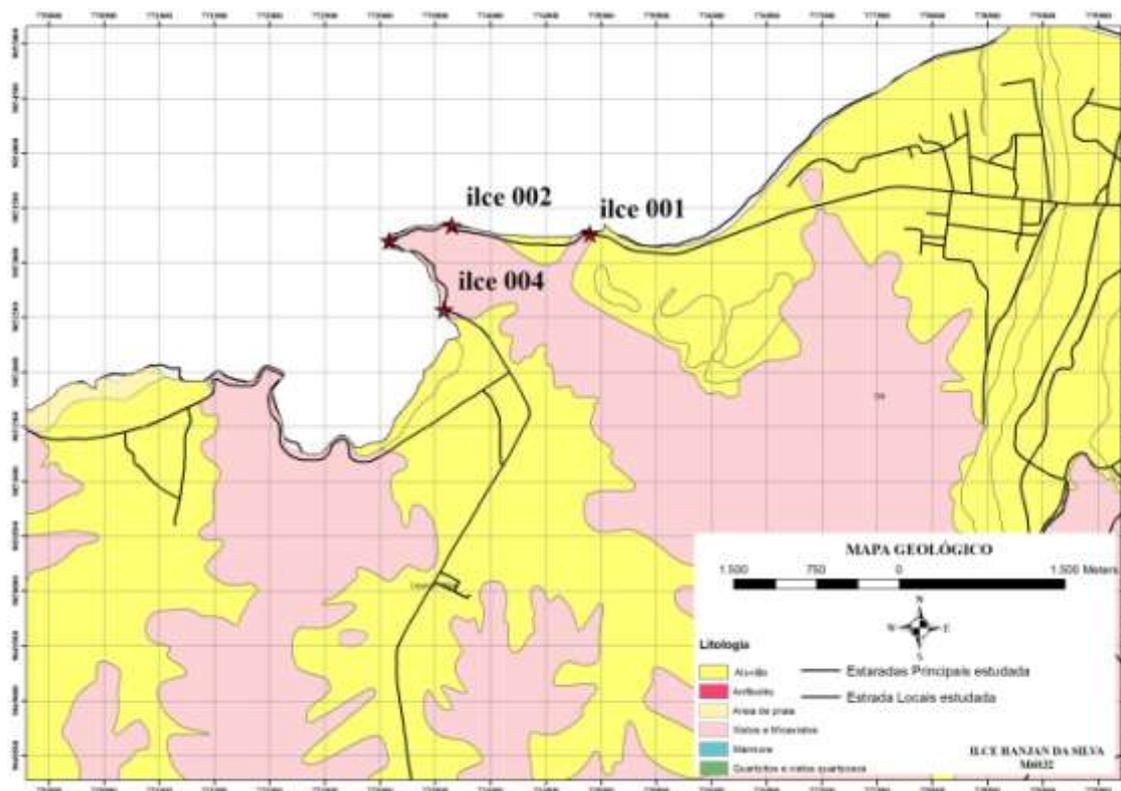


Fig 3.4. Mapa geológico da região 2 de Tibar.

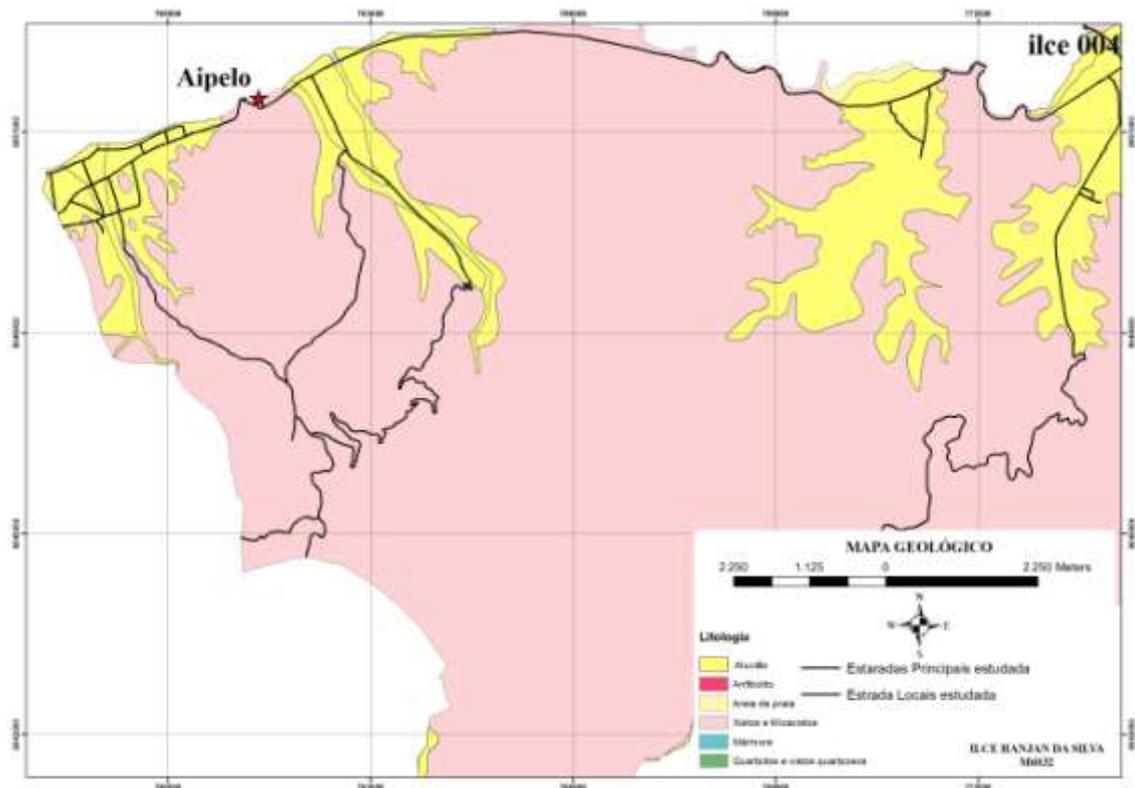


Fig 3.5. Mapa geológico da região de Aipelo (Liquiça).

3.2.. Descrição das litologias presentes nas áreas estudadas

Apesar da diversidade litológica da formação de Aileu, nas regiões estudadas esta diversidade é menor.

Gabro com piroxena de grão médio. Na maioria das vezes aparece alterado. Encontramos locais em que o gabro não tem deformação e noutros, como por exemplo na Ponta Fatocama apresenta alguma deformação (ver abaixo).



Fig 3.6. Aspecto macroscópico do gabro na área do Cristo-Rei.

Micaxisto com moscovite. Estas rochas além de uma foliação evidente apresentam muitas vezes veios de quartzo que são paralelos à foliação ou noutros casos a cortar a foliação.



Fig 3.7. Micaxistos na área de Aipelo.

Quartzitos com bandas alternantes milimétricas a centimétricas. Estas rochas apresentam um bandado característico e a sua deformação está bem marcada pelas alternâncias de níveis claros e escuros.



Fig 3.8. Quartzitos na área do Cristo-Rei.

3.3. As estruturas nas regiões estudadas

Devido à complexidade estrutural da região, o estudo de caracterização das fases de deformação nos sectores estudados ainda decorre, apresentando-se agora alguns resultados.

Na estrutura da Formação de Aileu existe uma lineação na superfície de S_0 que parece ser um estiramento.

3.3.1. A região de Aipelo

Zona de Aipelo em que se observam rochas dobradas que são alternâncias de níveis pelíticos com níveis argilosos (escuros). Nesta zona pode-se perceber melhor a deformação do que nas regiões de Ponta Fatossidi e Ponta Fatocama, devido a que os bandados das rochas tornam as estruturas muito claras.

Existência de 2 fases de dobramento nítidas, uma mais antiga (D_n) que se encontra redobrada por uma mais recente (D_{n+1}). O estilo de dobramento permite pensar que a D_n corresponderá à D_2 de Berry & Grady (1981), enquanto D_{n+1} , será uma fase posterior, eventualmente D_3 .



Fig 3.9. Nesta imagem mostra-se as 2 fases uma mais antiga (S_n) que se encontra redobrada por uma mais recente (S_{n+1}).

Dobramentos D_n (possível D_2)

As estruturas mais antigas são dobras D_n que afectam um bandado litológico e que se encontram redobradas por uma fase mais recente (D_{n+1}).



Fig 3.10. Este figura mostra com a linha vermelha os planos axiais das dobras mais antigas (D_n) e as linhas verdes os planos axiais das dobras mais recentes (D_{n+1}).

ANÁLISE DESCRITIVA DE DADOS DE CAMPO

Dn (análise geométrica)

Diagramas de projecção com análise, das dobras Dn apresentam eixos pouco inclinados mergulhando ligeiramente para W medidas em campo.

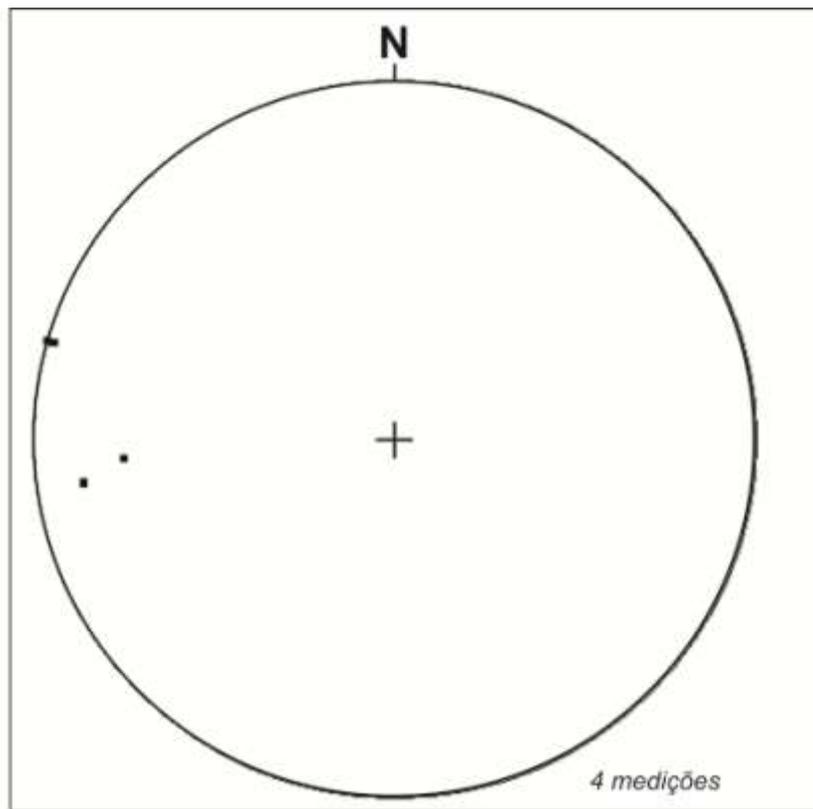


Fig 3.11. Projecção dos eixos das dobras Dn.

Dobramentos D_n e clivagem D_n

As dobras D_n , muitas vezes não desenvolvem uma clivagem associada; no entanto, por vezes ocorre a formação de uma clivagem S_n que é de plano axial destas dobras.



Fig 3.12. Mostra uma clivagem S_n que é de plano axial destas dobras.

Identificações das fases minerais

A clivagem S_n está definida por clorite + biotite; no entanto, os dados existentes não permitem afirmar se são minerais desenvolvidos durante a fase D_n , ou se são minerais anteriores rodados.

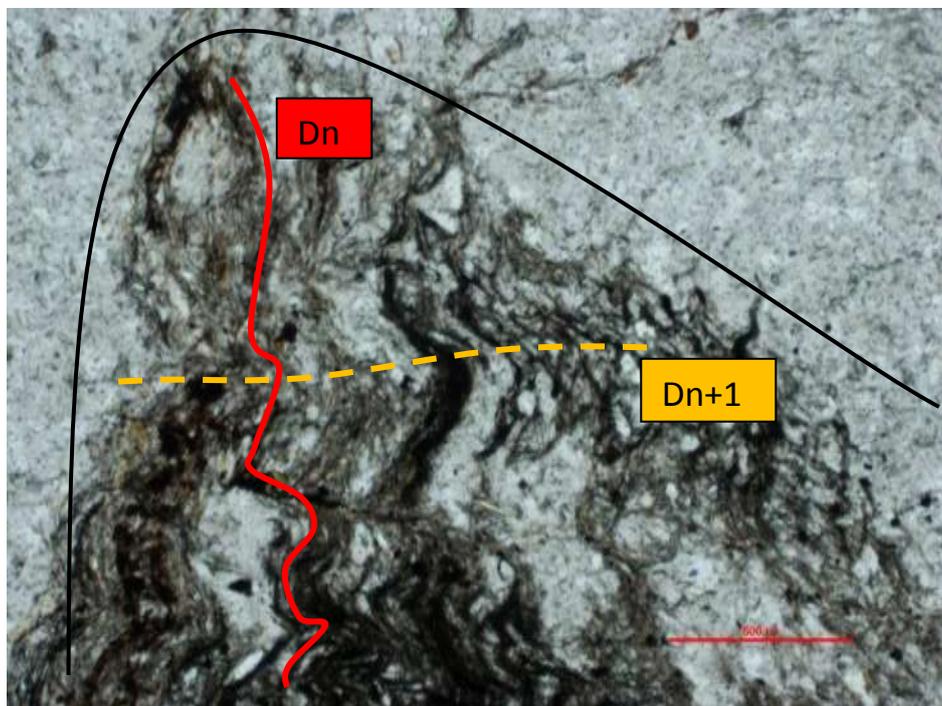
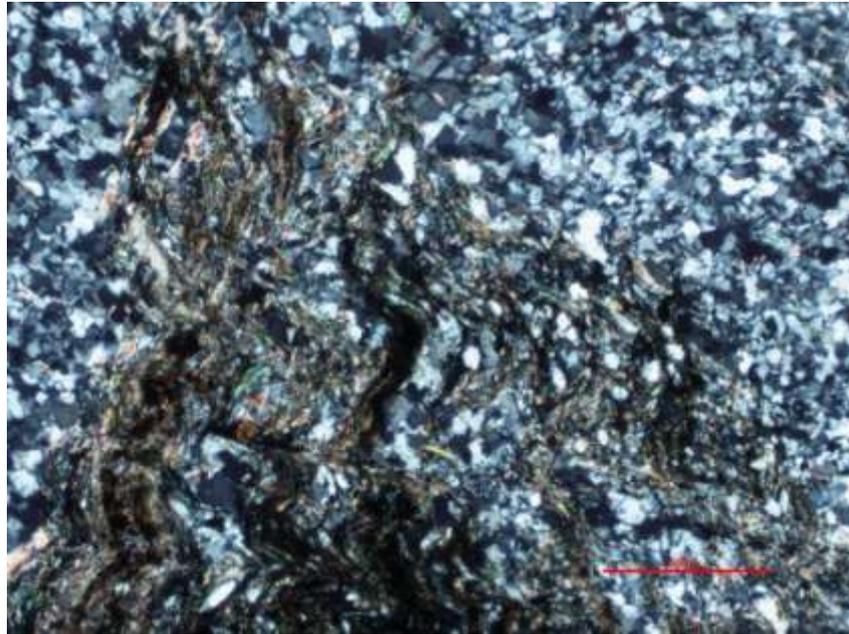


Fig 3.13. Fase D_n (mais antiga) linha vermelha e fase D_{n+1} (mais recente) linha amarelo, ou são minerais anteriores rodados.

Dn+1 (análise geométrica)

Diagramas de projecção, das dobras Dn+1 na figura 3.14 apresentam eixos pouco inclinados (inferiores a 20°) e que têm direcções com uma dispersão grande mas onde predominam as direcções NE-SW; esta dispersão será o resultado da existência de um dobramento anterior.

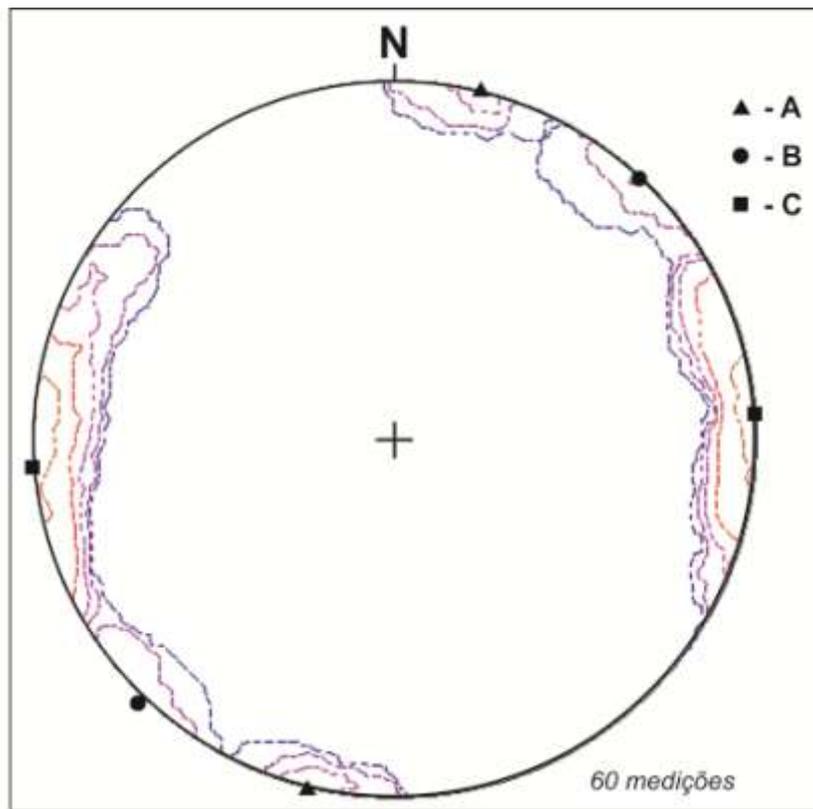


Fig 3.14. Diagrama de projecção, das dobras Dn+1.

Dobramentos D_{n+1} e clivagem

As dobras D_{n+1} na figura 3.15, nem sempre desenvolvem uma clivagem associada; no entanto, frequentemente ocorre a formação de uma clivagem S_{n+1} que é de plano axial destas dobras



Fig 3.15. As dobras mais antigas não desenvolvem uma clivagem de plano axial, a xistosidade que se observa (da esquerda para a direita da fotografia) corresponde à clivagem S_{n+1} .

Identificações das fases minerais

Como se pode observar na Fig.3.16. a clivagem S_{n+1} está definida pelo crescimento da biotite.

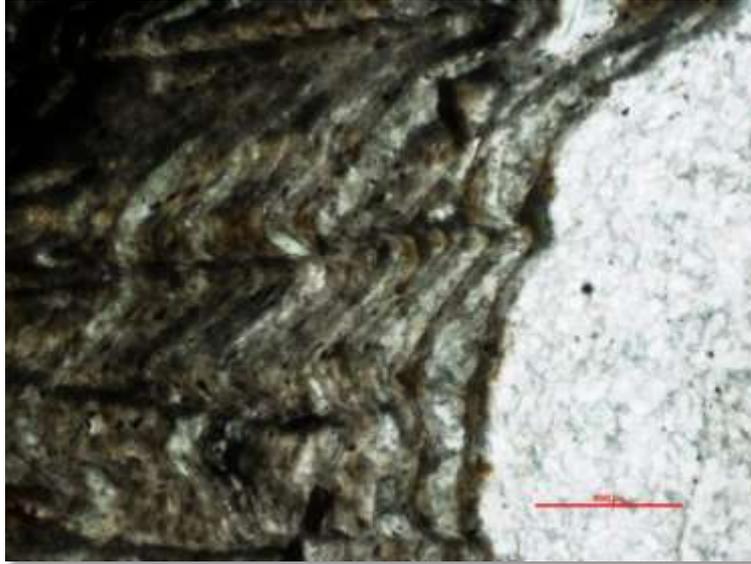


Fig. 3.16. Clivagem S_{n+1} onde se observa o crescimento de biotite.

3.3.2. A região Ponta Fatossidi

Na zona da Ponta Fatossidi verifica-se também a ocorrência de duas fases de deformação.



Fig 3.17. Afloramento na zona da Ponta Fatossidi.

Corte da Ponta Fatossidi

As dobras mais antigas (muito apertadas) têm os planos axiais dobrados por uma segunda fase de deformação com os planos axiais sub-horizontais.

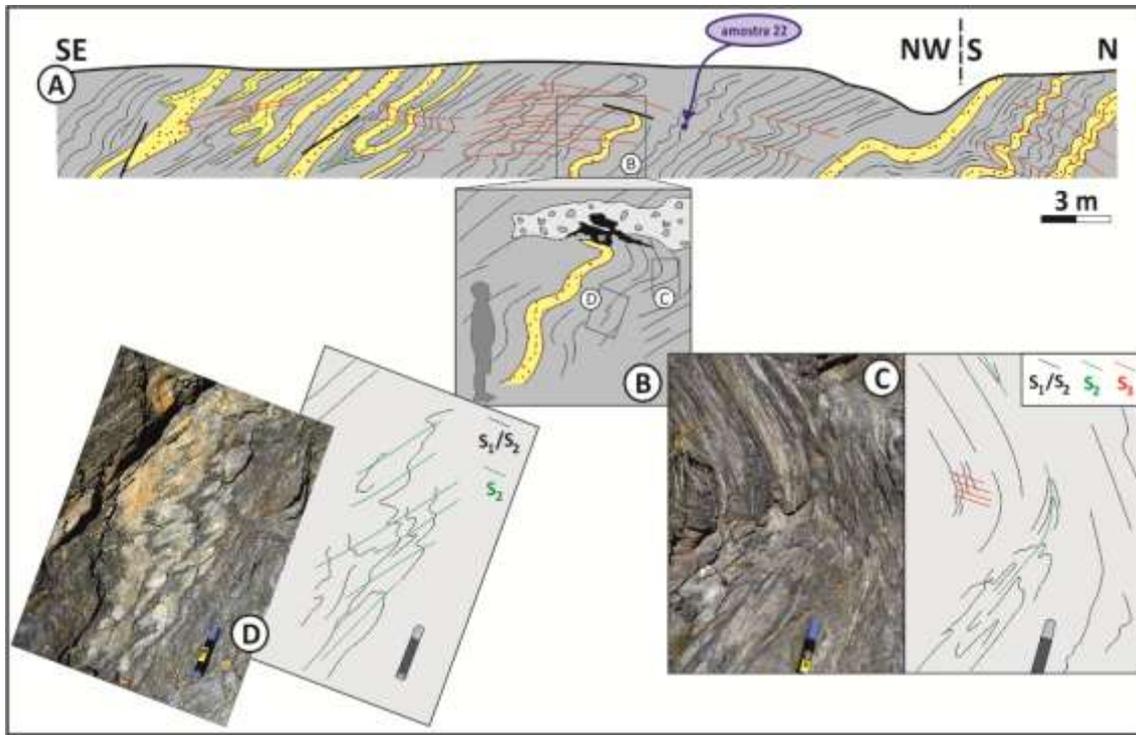


Fig.3.18. Corte interpretativo do afloramento da Ponta Fatossidi. Aqui pode-se observar o desenvolvimento dos diversos dobramentos e respectivas clivagens.

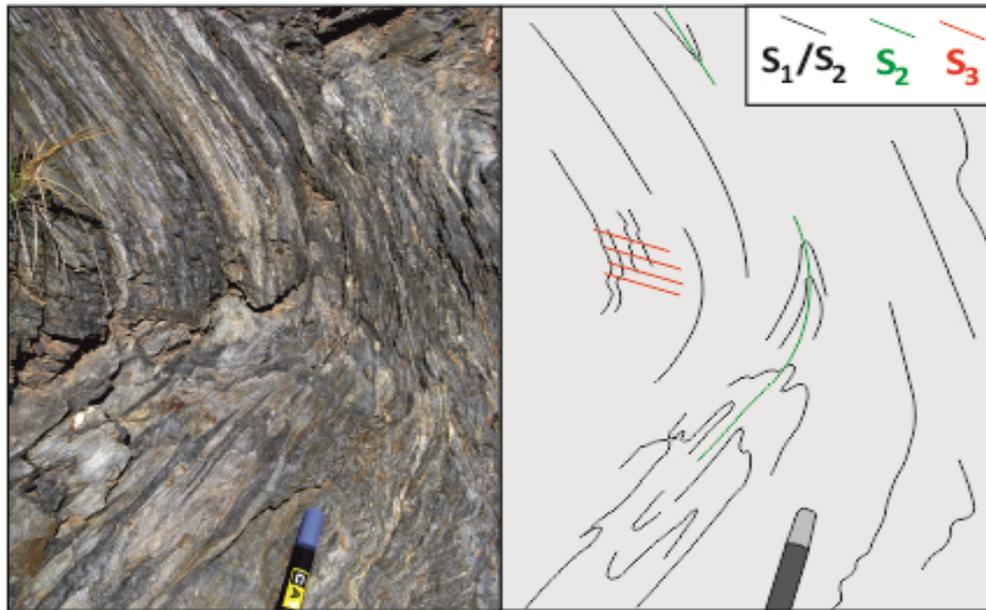


Fig 3.19. Sobreposição de 2 fases de dobramento a afectarem uma clivagem S_1 (não se vê S_0 ; Berry & Grady; 1981).

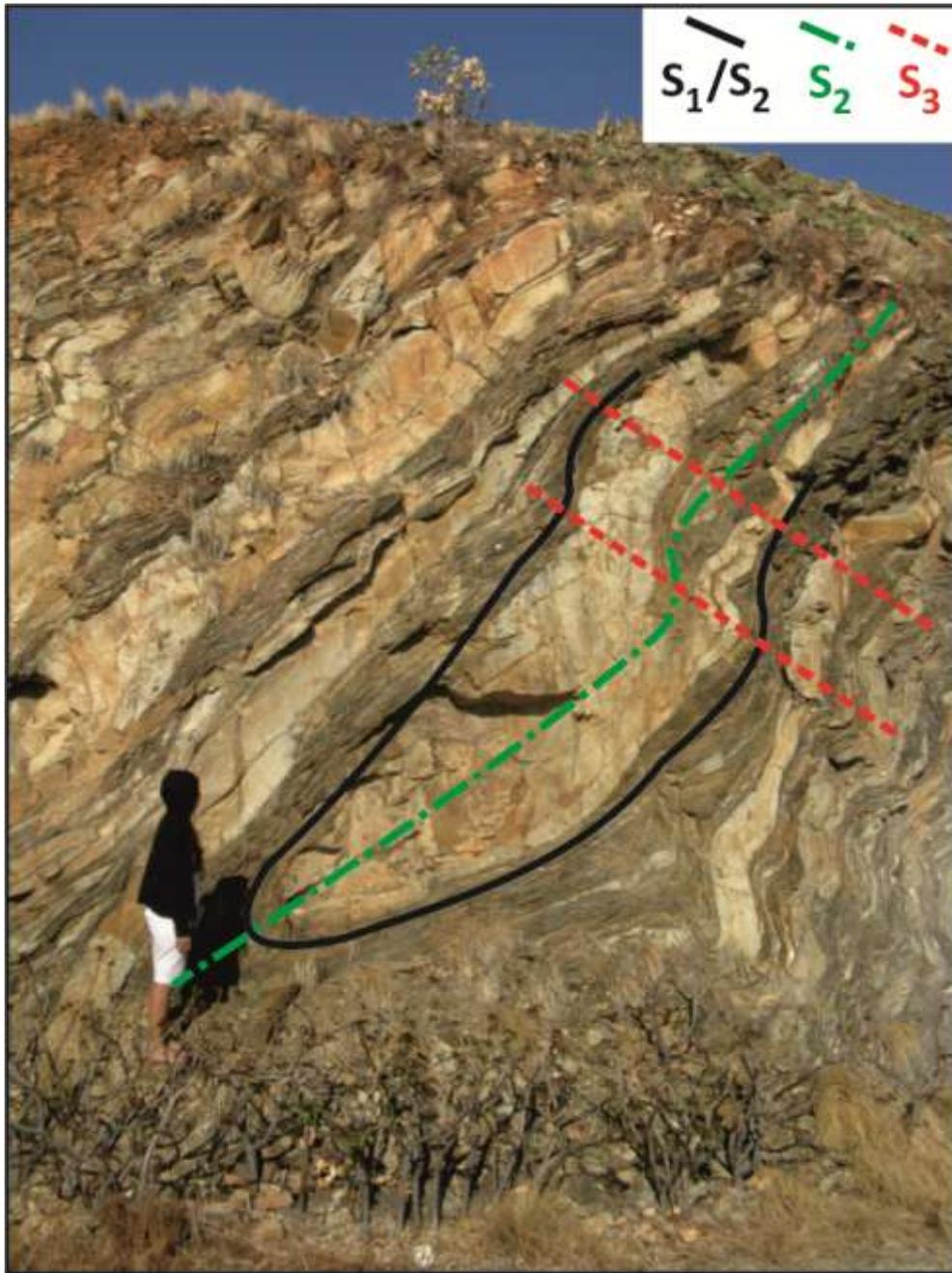


Fig 3.20. Dobramentos D2 com flancos paralelos (dobras isoclinais) redobrando uma clivagem S1.

D₃ (análise geométrica)

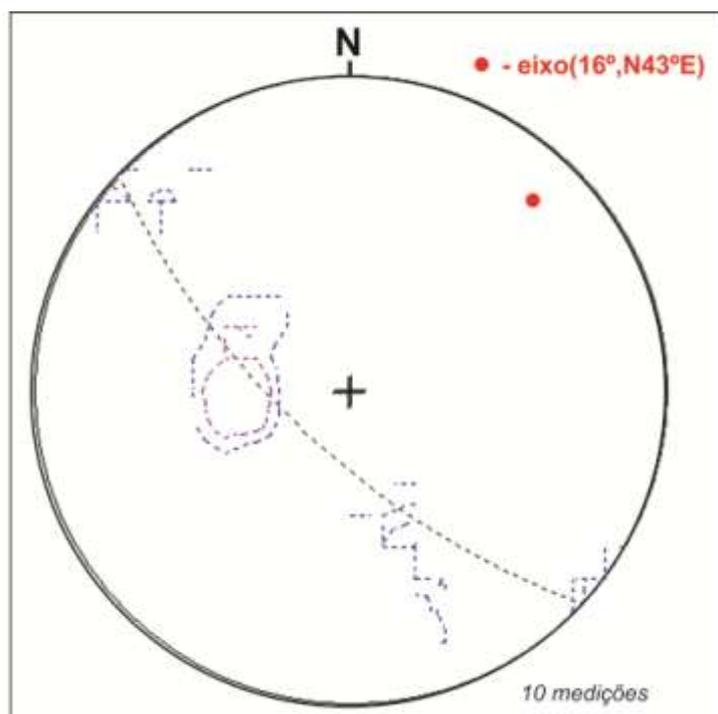


Fig 3.21. Este diagrama mostra que os dobramentos NE-SW com planos axiais pouco inclinados.

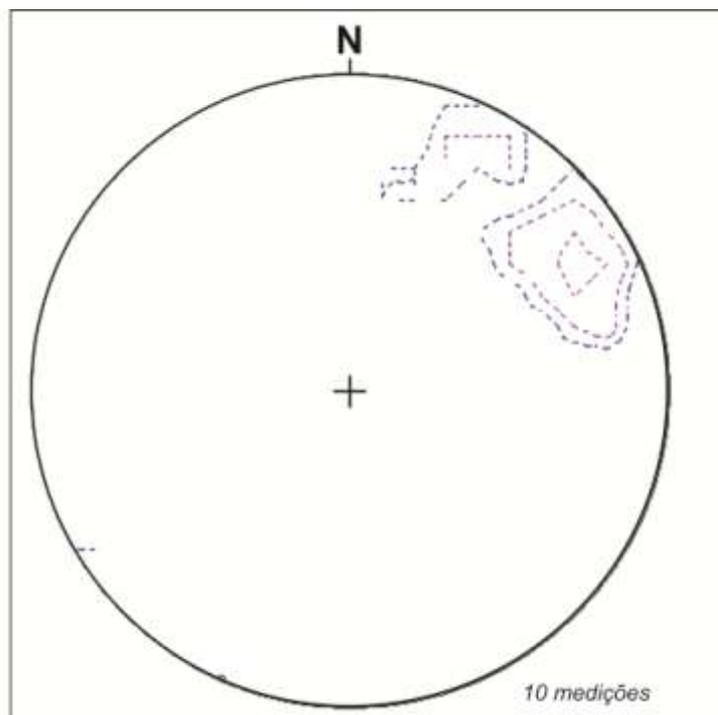


Fig 3.22. Eixos mergulhando cerca de 20° para NE.

D₁ + D₂ (paragénesese mineral)

A superfície é uma clivagem S1 muitas vezes paralela com uma S2 (fig 3.23), pois os dobramentos D2 são isoclinais, isto é transpõem os planos S1, os planos S1+S2 são definidos por uma alternância de bandados claros e escuros.

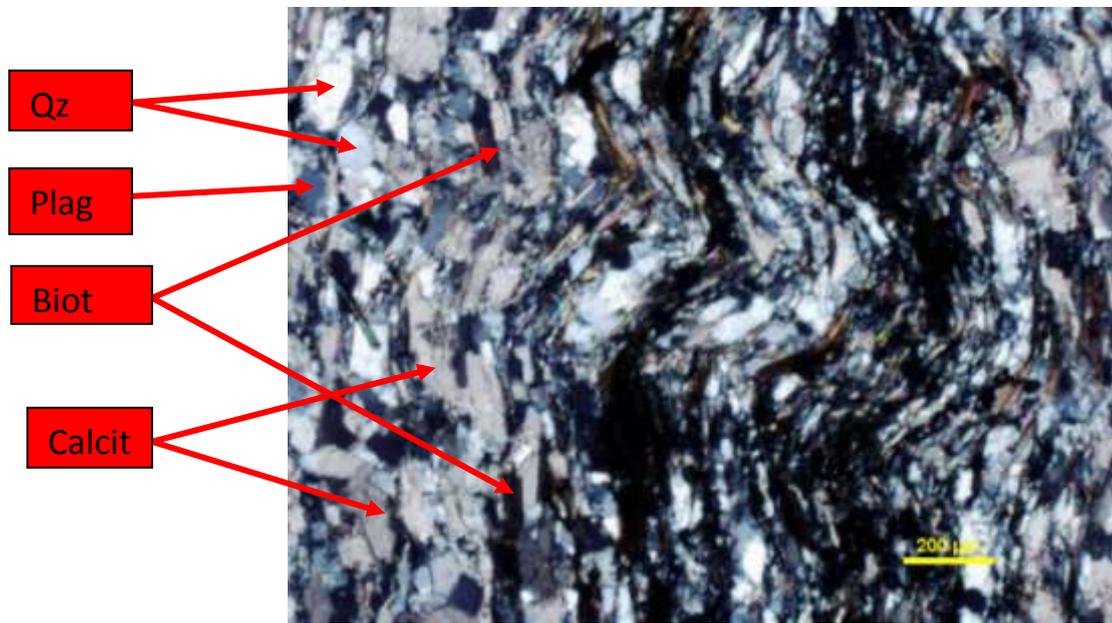


Fig 3.23. Bandas claras: Quartzo + plagioclase + biotite (+ calcite)

As bandas claras (Fig.3.23) são constituídas por quartzo, plagioclase, biotite e calcite enquanto as bandas escuras (Fig. 3.24) são compostas por argilas e micas.

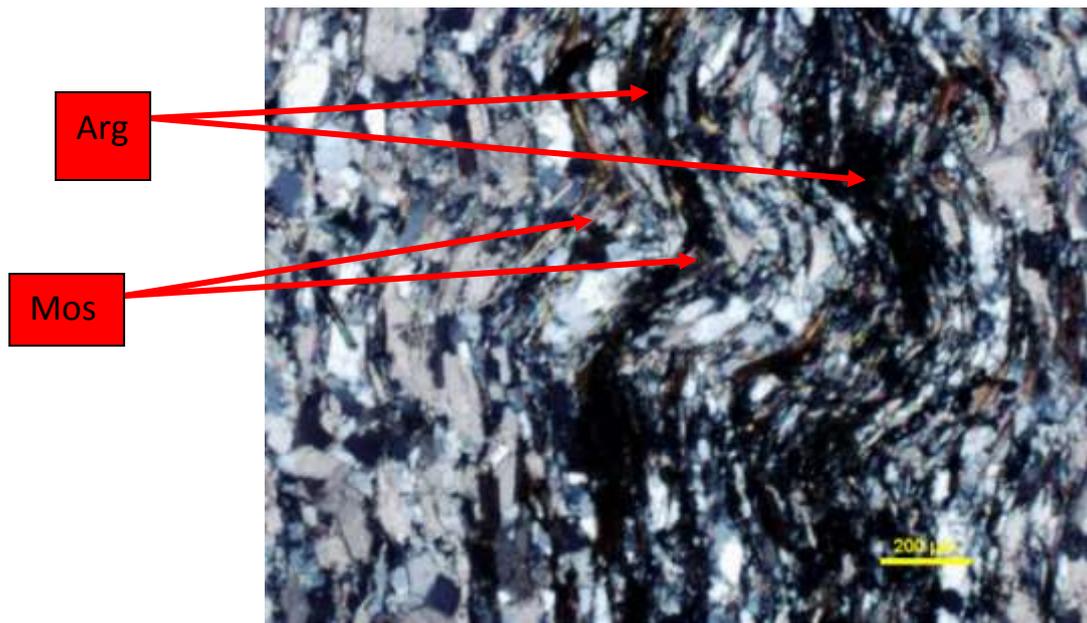


Fig 3.24. Bandas escuras: argilas e micas.

D₃ (paragénese mineral)

Os dobramentos D₃ fazem-se sem o desenvolvimento de clivagem (S₃), embora por vezes ocorra a formação de veios constituídos por grãos de calcite.

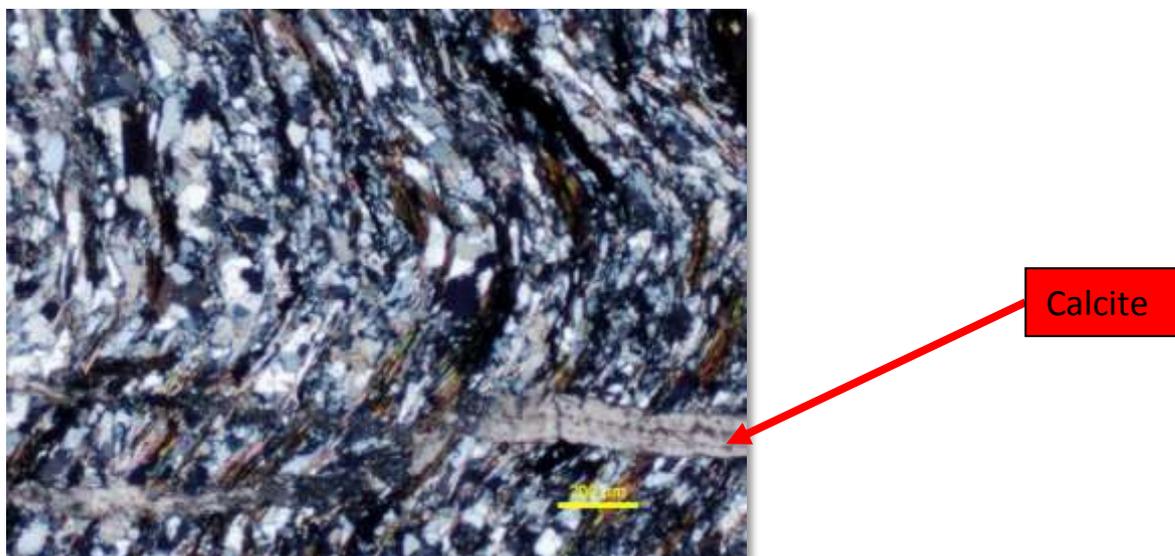


Fig 3.25. Os dobramentos com a formação de veios de calcite.

3.3.3. A região da Ponta Fatocama

A estrutura da Ponta de Fatocama é muito semelhante à de Fatossidi que fica apenas a 2 km a E. O principal aspecto é o aparecimento de uma intrusão de gabro (Fig. 3.26), que está dobrado pelas dobras mais recentes (D3).



Fig 3.26. Gabro na Ponta Fatocama. Pode-se observar um conjunto de fracturas marcado pela alteração para cor castanho.

Estudo da fraturação no gabro da Ponta Fatocama

O gabro na Ponta Fatocama apresenta um conjunto de fracturas bastante intenso que pudemos estudar.

Os dados da fraturação colhidos nos gabros (Fig. 3.27 e 3.28) mostram que as principais direcções de fraturação, são N20E e N110E. No que diz respeito às inclinações as fraturas são na sua maioria sub-verticias ou inclinadas para S (as de direcção N110E) ou para E (as de direcção N20E). O diagrama corresponde à projecção de 15 fraturas.

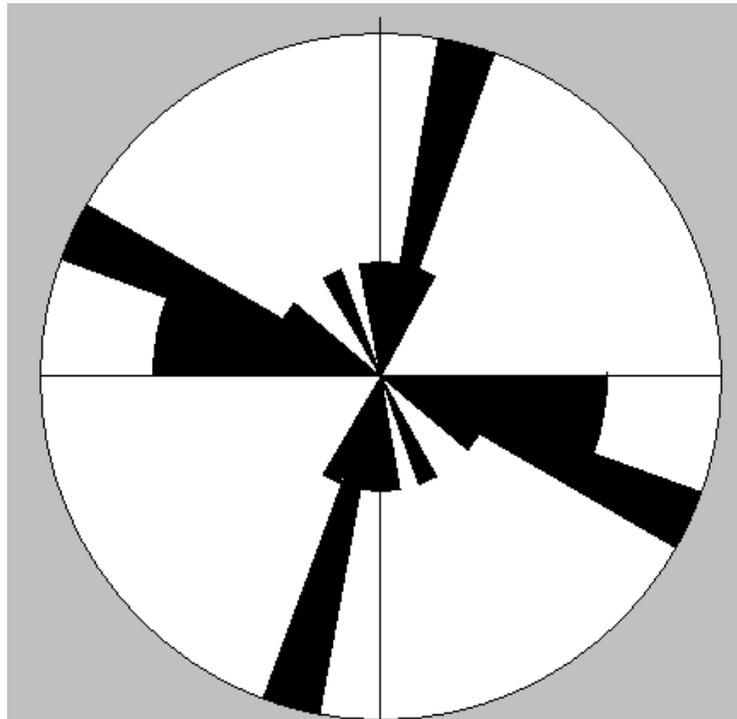


Fig 3.27. Diagrama de rosetas com a fraturação medida nos gabros da Ponta Fatocama.

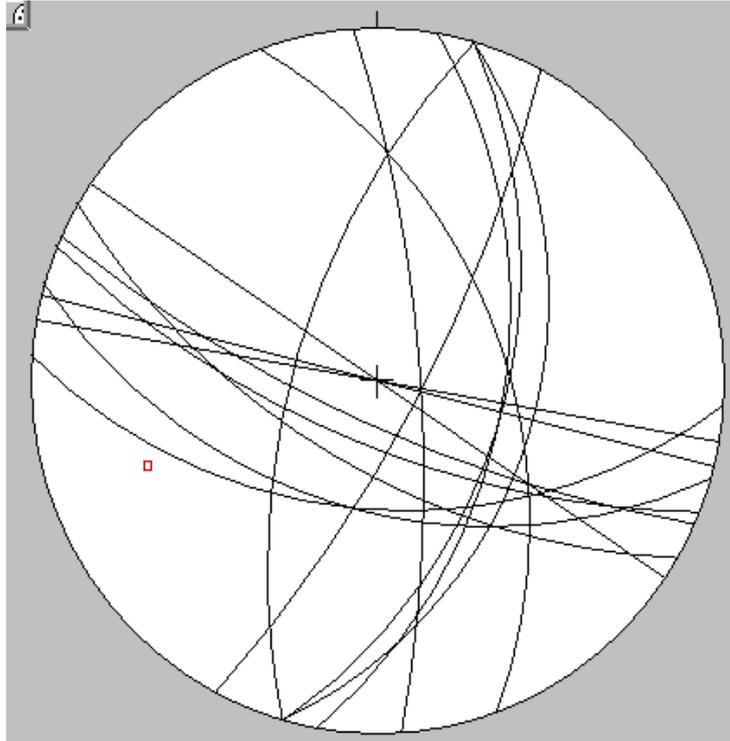


Fig 3.28. Projeção estereográfica dos planos de falha medidos. Pode-se observar que a maior parte inclina para S e E.

Identificações das fases minerais

Gabro da Ponta Fatocama

O gabro aqui existente está na fácies anfibolítica e posteriormente sofreu deformação pela D3, que provoca o dobramento dos cristais de anfíbola (Fig. 3.27).



Fig 3.29. Mostra o dobramento dos cristais de anfíbola.

3.4. O metamorfismo das áreas estudadas

O metamorfismo das áreas estudadas pelas fases minerais presentes pode-se considerar que está no zonamento do metamorfismo médio e baixo grau.

3.4.1. O zonamento mineralógico das áreas estudadas

1. A região de Aipelo

Nesta zona procuramos verificar que minerais se desenvolvem em cada uma das estruturas e metamorfismos que identificadas macroscopicamente.

Aipelo está na zona da biotite (Biotite esta dobrado paralelo S1) e com zona de clorite. Podemos verificar que existe um bandado primaria em que minerais micaceos: Biotite e moscovite alternam com níveis de quartzo.



Fig 3.30. Rochas que são alternâncias de níveis pelíticos com níveis argilosos (escuros) com 2 fases (S1 está dobrado e S2 está paralelo).

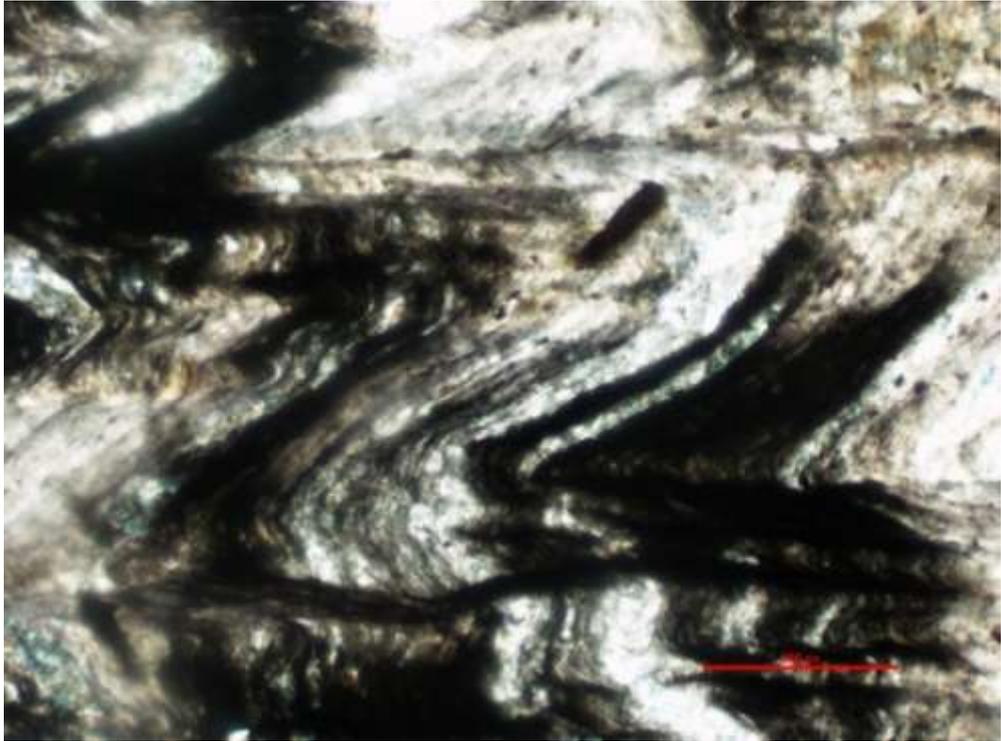


Fig 3.31. Biotite desenvolvida. Nicóis paralelos (objectiva LU Plan 5X/0.15).



Fig 3.32. Clorite. Nicóis paralelos (objectiva LU Plan 5X/0.15).



Fig 3.33. Nível de Quartzo e micas. Nicóis cruzados (objectiva LU Plan 5X/0.15).

2. A região de Ponta Fatossidi

Nesta região verificar que minerais se desenvolvem em cada uma das estruturas identificadas macroscopicamente.

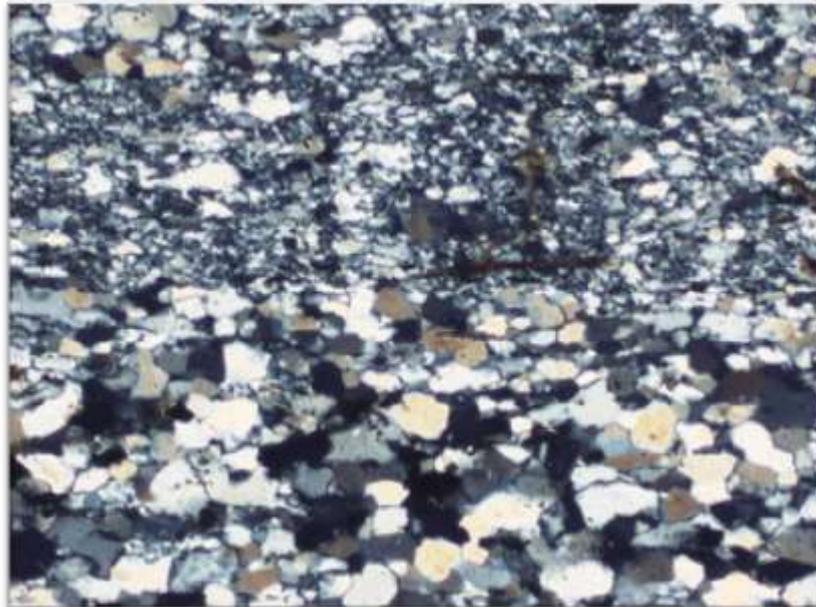


Fig 3.34. Quartzo com extinção ondulante, equidimensional, de contornos irregulares Nicóis cruzados (objectiva LU Plan Fluor 5X/0.15).

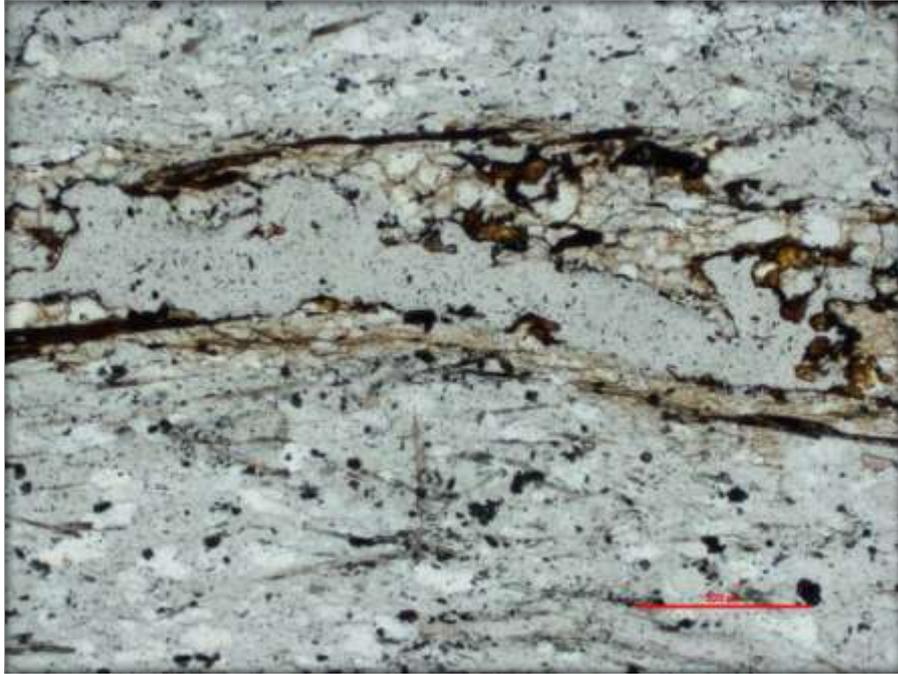


Fig 3.35. Biotite. Nicóis paralelos (objectiva LU Plan Fluor 5X/0.15).

3. A região de Ponta Fatocama

Na região de Fatocama colhemos apenas uma amostra do gabro no contacto entre o gabro e os quartzitos. A amostra corresponde a um gabro com grão médio e pela microscopia aparentemente sofreu pouca deformação, não se encontrando estruturas deformacionais nos minerais.



Fig 3.36. Plagioclase. Nicóis cruzados (objectiva LP 5x/0.15).

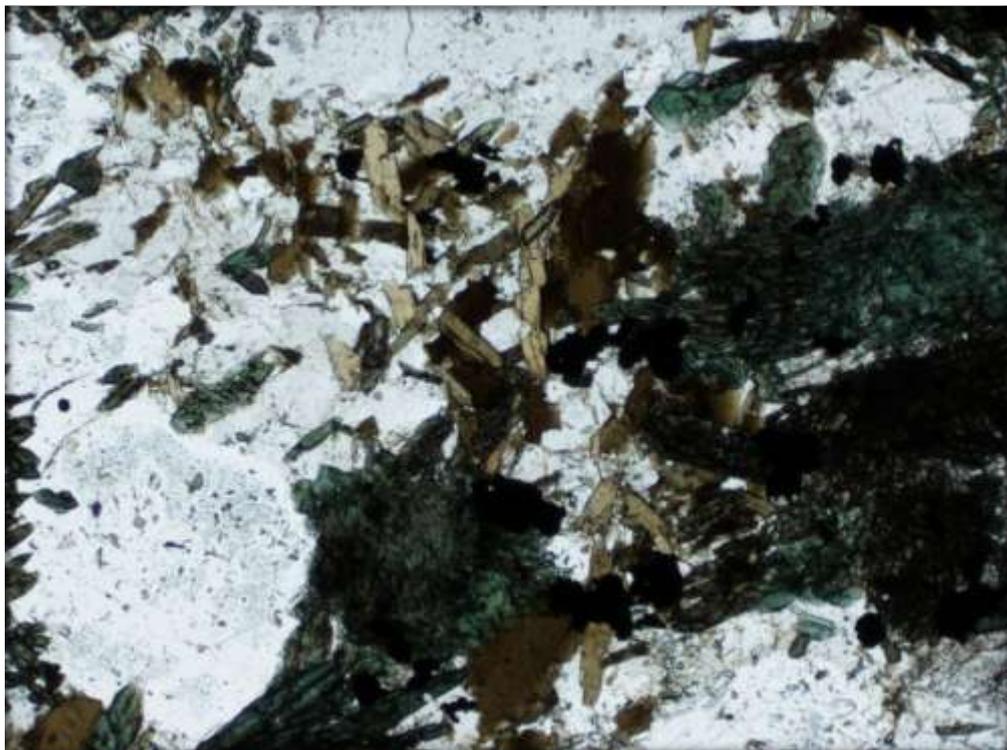


Fig 3.37. Biotite (cor castanho) está na ligação com opacos (cor preto). Nicóis paralelos (objectiva LP 5x/0.15).

4. CONCLUSÕES

Num primeiro momento queremos destacar a importância que assumiu neste trabalho a possibilidade de se realizarem lâminas delgadas e sobretudo lâminas delgadas orientadas no Laboratório Geológico de Hera. A esta actividade dedicamos uma parte substancial do nosso trabalho de tese.

Os trabalhos iniciados com esta tese deverão ser aprofundados num futuro, com o recurso a mais estudos de campo das meso-estruturas, dos diferentes litótipos presentes nesta formação geológica, que é complexa, e de estudos petrográficos com o recurso a lâminas delgadas orientadas.

É possível levantar desde já o problema da existência de 2 fases de deformação dúcteis ou de apenas uma fase contínua no tempo. As estruturas observadas não são conclusivas, porém as orientações definidas para as diversas estruturas parecem apontar mais para uma deformação contínua do que para uma diferenciação em várias fases.

No que diz respeito aos estudos petrográficos, muito embora com as carências que já referimos devemos apontar para que o metamorfismo tenha atingido a fácies anfibolítica na região de Dili-Cristo-Rei, sendo de grau mais baixo, fácies dos xistos-verdes.

5. BIBLIOGRAFIA

- Audley-Charles, M. 1968. The Geology of Portuguese Timor. *Memoirs of the geological society of London* no. 4. *Proc. Geol. Soc. Lond.* No. 1634, pp, 133-6.
- Audley-Charles, M. 1974. The Banda Arcs. In: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts* (ed. A.M. Spencer). *Geol. Soc. Lond. Sec. Publ.* 4, 349-363.
- Audley-Charles, M. 2011. Tectonic post-collision processes in Timor. In Hall, R., Cottam, M. A. & Wilson, M. E. J. (eds) *The SE Asian Gateway: History and Tectonics of the Australia–Asia Collision*. Geological Society, London, Special Publications, 355, 241–266.
- Barber, A.J. & Audley-Charles, M.G. 1976. The significance of the metamorphic rocks of Timor
- Barber A.J., Audley-Charles, M.G. & Carter, and D.J. 1977. Thrust tectonics on Timor. *J. Geol. Soc. Aust.* 24, 51-62.
- Barber, A.J. & Charlton, T.R. 1988. Mechanics of Australia-Banda Arc collision (abs.). *Deep Earth Lithosphere Program Tokyo International Symposium: Tectonics of Eastern Indonesia and Western Pacific Continental Margin*, 65.
- Berry, R.F. & Grady, A.E. 1981a. Deformation and metamorphism of the Aileu Formation, north coast, East Timor, and its tectonic significance. *J. Struct. Geol.* 3, 143-167.
- Berry, R.F. & Grady, A.E. 1981b. The age of major orogenesis in Timor. In: *The Geology and Tectonics of Eastern Indonesia* (edited by A.J. Barber & S. Wiryosujono). *GRDC Spec. Publ.* 2, 171-181.
- Berry, R.F. & Jenner, G.A. 1982. Basalt geochemistry as a test of tectonic models of Timor. *J. Geol. Soc. Lond.* 139, 593-604.
- Berry, R.F. & McDougall, I.A. 1986. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar dating evidence from the Aileu Formation, East Timor, Indonesia. *Chem. Geol.* 59, 43-58.
- Berry, R.F. 1981. Petrology of the Hili Manu lherzolite, East Timor. *J. Geol. Soc. Aust.* 28, 453-469.
- Brunnschweiler, R.O. 1977. Notes on the geology of eastern Timor. *BMR Bull. Aust. Geol. Geophys.* **192**, 9-18.

- Carter, D. J., Audley-Charles, M. G. & Barber, A. J. 1976. Stratigraphical analysis of island arc–continental margin collision in eastern Indonesia. *Journal of the Geological Society*, 132, 179–189.
- Carter, D.J., Audley-Charles, M.G. & Barber, A.J. 1976. Discussion of 'Stratigraphical analysis of an island arc-continental margin collision zone in eastern Indonesia'. *J. Geol. Soc. Lond.* 132, 358-361.
- Chamalaun, F.H., Lockwood, K. & White, A. 1976. The Bouguer gravity field and crustal structure of eastern Timor. *Tectonophysics* 30, 241-259.
- Chamalaun, F.H. & Grady, A.E. 1978. The tectonic development of Timor: a new model and its implications for petroleum geology. *J. Aust. Petrol. Explor. Assoc.* **18**, 102-108.
- Charlton, T.R. 2002. The structural setting and tectonic significance of Lolotoi Laclubar and Aileu metamorphic massifs East Timor. *Journal of Asian Earth Sciences* 20 (2002) 851-865.
- Charlton, T.R., Barber, A.J., Harris, R.A., Barkham, S.T., Bird, P.R., Archbold, N.A., Morris, N.J., Nicoll, R.S., Owen, H.G., Owens, R.M., Sorauf, J.E., Taylor, P.D., Webster, G.D. & Whittaker, J.E. 2002. The Permian of Timor: its stratigraphy, palaeontology and palaeogeography. *Journal Asian Earth Sci.* 20, 719-774.
- Charlton, T.R., Barber, A.J., McGowan, A.J., Nicoll, R.S., Roniewicz, E., Cook, S.E., Barkham, S.T. & Bird, P.R. 2009. The Triassic of Timor: Lithostratigraphy, chronostratigraphy and palaeogeography. *J. Asian Earth Sci.* 36, 341-363.
- Crostella, A.A. & Powell, D.E. 1976. Geology and hydrocarbon prospects of the Timor area. *Proc. Indon. Petrol. Assoc.* **4**, 149-171.
- Crostella, A. 1977. Geosynclines and plate tectonics in Banda Arcs, eastern Indonesia. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* **61**, 2063-2081.
- Crostella, A.A. & Powell, D.E. 1976. Geology and hydrocarbon prospects of the Timor area. *Proc. Indon. Petrol. Assoc.* **4**, 149-171.

- Fitch, T.J. & Hamilton, W. 1974. Reply to discussion by M.G. Audley-Charles & J. Milsom. *J. Geophys. Res.* **79**, 4982-4985.
- Grady, A. 1975. A reinvestigation of thrusting in Portuguese Timor. *J. Geol. Soc. Aust.* **22**, 223-228.
- Grady, A. & Berry, R. 1977. Some Palaeozoic-Mesozoic stratigraphic-structural relationships in East Timor and their significance to the tectonics of Timor. *J. Geol. Soc. Aust.* **24**, 203-214.
- Hamson, G. 2004. The Tectonic Evolution of East Timor and the Banda Arc. 74189.
- Harris, R. 2006. Rise and fall of the Eastern Great Indonesian arc recorded by the assembly, dispersion and accretion of the Banda Terrane, Timor. *Gondwana Research* **10** (2006) 207-231.
- Leme, J. de A. & Coelho, A.V.P. 1962. Sobre uma rocha granitóide da parte oriental da ilha de Timor. *Garcia de Orta*, **10**, 407-410.
- Leme, A. 1968. Esboço da Geologia de Timor. Breve Ensaio Sobre A Geologia da Província de Timor.
- Monroe, W., Wicander, R. Hazlett, R. 2007. Physical geology. 6th edition, Thomson Brooks/Cole. 725pp.
- Soares, 1957. O Clima e Solo de Timor. Suas relações com a agricultura. Ministério do Ultramar Junta de Investigações do Ultramar, Estudos, Ensaios e Documentos XXXIV.
- Standley, C., Harris, R. 2009. Tectonic evolution of forearc nappes of the active Banda arc-continent collision: Origin, age, metamorphic history and structure of the Lolotoi Complex, East Timor. *Tectonophysics* **479**, 66-94.
- Tappenbeck, D. 1940 (thesis 1939). Geologie des Mollogebirges und einiger benachbarter Gebiete (Niederlandsch Timor). In: *Geological Expedition to the Lesser Sunda Islands* (edited H. Brouwer), **1**, 1-105. Thesis Amsterdam University, 105pp.
- Wanner, J. 1913. Geologie von Westtimor. *Geol. Rundschau* **4**, 136-150.
- Wittouck, 1937. Exploration of Portuguese Timor: Report of Allied Mining Corporation to Asia Investment Co., Ltd. Kolff & Co., Batavia & Amsterdam.