



Universidade de Aveiro Departamento de Geociências

2015/2016

Rui Ilídio Mário

**ESTUDO PETROLÓGICO E GEOQUÍMICO DE
INTRUSÕES DOLERÍTICAS DA REGIÃO DE MOATIZE,
PROVÍNCIA DE TETE, MOÇAMBIQUE**



Universidade de Aveiro Departamento de Geociências

2015/2016

Rui Ilídio Mário

**ESTUDO PETROLÓGICO E GEOQUÍMICO DE
INTRUSÕES DOLERÍTICAS DA REGIÃO DE MOATIZE,
PROVÍNCIA DE TETE, MOÇAMBIQUE**

Tese apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica, realizada sob a orientação científica da Professora Doutora Maria Helena Acciaioli Homem Mendes, Professora Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

À memória da minha avó, Maria Filomena Mulavilave que sempre me
amou

O júri

Presidente

Prof. Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos
Professor Auxiliar da Universidade de Aveiro

Arguente

Prof.^a. Doutora Patrícia Sofia Martins Moita
Professora Auxiliar da Universidade de Évora

Orientadora

Prof.^a. Doutora Maria Helena Acciaioli Homem Mendes
Professora Auxiliar da Universidade de Aveiro

Agradecimentos

Em primeiro lugar quero agradecer a minha orientadora, Prof. Doutora Maria Helena Acciaioli Homem Mendes, pela incansável disponibilidade demonstrada em todas as vertentes que foram necessárias para a realização deste trabalho.

Em seguida, agradecer ao Prof. Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos todos os ensinamentos e ajudas que prestou na realização deste trabalho.

Depois, agradecer à empresa Ncondezi Coal Company, nomeadamente ao David ao Purare e ao Brilliant, por ter disponibilizado as amostras que aqui foram estudadas, bem como as coordenadas dos locais e as imagens dos testemunhos das sondagens.

Ao Departamento de Geociências, agradeço o acolhimento e o apoio durante todo o período de formação. À equipa técnica, em especial a Eng^a. Sara Ribeiro, do LGI da Universidade de Aveiro, e à Dona Manuela agradeço o apoio que me deram nos trabalhos laboratoriais.

O agradecimento vai também aos amigos, colegas e todos que directo ou indirectamente contribuíram para a realização deste trabalho.

Por último, o meu agradecimento vai para a minha família e familiares; meu pai Mário Subuana, minha mãe Lidia Leite, minha esposa Natércia Fernando dos Santos, meus filhos Yonísio, Marina, Faro e a recém-chegada Mara, meu mano Avelino Caetano, minha avó Atia Mulavilave, meus irmãos Honório, Hélia, Saudito, Isabel, pelo amor, paciência e

.

Palavras-chaves:

Moçambique, Karoo, corpos doleríticos, pluma mantélica, elementos vestigiais imóveis, isótopos de Sr e Nd

Resumo

Esta dissertação apresenta o estudo petrográfico, geoquímico e isotópico de 31 amostras de dolerito retiradas de sondagens que foram realizadas pela Ncondezy Coal Company, na área localizada a NE de Moatize, província de Tete, em Moçambique.

Os corpos doleríticos são intrusivos em formações sedimentares do Supergrupo Karoo da bacia Moatize-Minjova e têm uma idade provavelmente jurássica (próxima de 180 Ma, com base na correlação com corpos similares aflorantes em outras áreas).

As rochas estudadas foram afectadas por alteração hidrotermal, testemunhada pela generalizada ocorrência da associação serpentina+clorite+sericite+esfena+calcite \pm epidoto \pm tremolite-actinolite, e pelo preenchimento de fracturas e de vesículas por calcite, pirite ou calcite + pirite \pm quartzo. Contudo, as amostras seleccionadas preservam texturas ígneas intergranulares. As informações petrográficas sugerem que as associações mineralógicas primárias incluem plagioclase, titanaugite, olivina, apatite, opacos, biotite e horneblenda. Esta associação está heterogeneamente preservada e, nas amostras mais intensamente alteradas, os minerais ígneos foram quase completamente substituídos.

Os dados dos elementos maiores, menores e vestigiais, particularmente os dos elementos imóveis, indicam que as amostras analisadas são básicas e que podem ser vistas como sendo cogenéticas, pertencentes a uma série alcalina e mostrando composições semelhantes aos dos basaltos actuais de ambiente intraplaca.

Os dados Rb-Sr e Sm-Nd, obtidos em doze amostras, parecem confirmar a natureza cogenética dos doleritos estudados. De facto, nas amostras menos alteradas, quer o $\epsilon_{\text{Sr}_{180\text{Ma}}}$ quer o $\epsilon_{\text{Nd}_{180\text{Ma}}}$ definem pequenos intervalos de variação de valores: $+10 \geq \epsilon_{\text{Sr}_{180\text{Ma}}} \geq -7$ e $+3.6 \geq \epsilon_{\text{Nd}_{180\text{Ma}}} \geq +1.7$. Adicionalmente, este aspecto indica claramente que os fundidos parentais foram gerados numa fonte mantélica e que os magmas não sofreram contaminação crustal significativa durante os processos de ascensão e instalação. Para além disso, as composições isotópicas descritas projectam-se em campos definidos pelos OIB e são similares às encontradas em rochas ígneas relacionadas com o processo de rifting na Tanzânia e no Quênia.

As amostras mais intensamente afectadas pela alteração hidrotermal exibem valores semelhantes de $\epsilon_{\text{Nd}_{180\text{Ma}}}$, mas mostram assinaturas mais ricas em Sr radiogénico (até $\epsilon_{\text{Sr}_{180\text{Ma}}} = +28$), indicando, assim, uma importante contribuição crustal nos fluidos aquosos responsáveis pelos processos hidrotermais.

O conjunto de dados obtidos é compatível com actividade magmática originada pela acção de uma pluma mantélica, causadora não só de acção térmica como também de processos de enriquecimento geoquímico na porção do manto que serviu de fonte aos magmas parentais das rochas estudadas

Keys-word:

Mozambique, Karoo, doleritic intrusions, mantle plume, immobile trace elements, Sr and Nd isotopes

Abstract

This dissertation presents a petrographic, geochemical and isotopic study of 31 dolerite samples from drilling cores, obtained during exploration campaigns by the Ncondezi Coal Company, in the prospect area 805L, located at NE of Moatize, Tete Province, Mozambique. The dolerite bodies are intrusive into sedimentary formations of the Karoo Supergroup. The studied rocks were affected by hydrothermal alteration, testified by the pervasive occurrence of the assemblage serpentine + chlorite + sericite + sphene + calcite ± epidote ± tremolite-actinolite, and by filling of vesicles and fractures by calcite, pyrite or calcite + pyrite ± quartz. However, the selected samples preserve igneous intergranular textures. Petrographic evidence suggests that the primary mineral associations included plagioclase, titanite, olivine, apatite, opaques, biotite and hornblende. These assemblages are variably preserved and, in the samples most intensely altered, the igneous minerals were almost totally replaced.

Whole-rock major and trace elements data, with particular emphasis on immobile elements, indicate that the analysed samples are basic and that they can be seen as cogenetic, belonging to the alkaline series and showing compositions similar to present-day intraplate basalts.

The Rb-Sr and Sm-Nd data, obtained on twelve samples, seem to confirm the cogenetic nature of the studied dolerites. In fact, in the least altered samples, both $\epsilon_{\text{Sr}_{180\text{Ma}}}$ and $\epsilon_{\text{Nd}_{180\text{Ma}}}$ define relatively small ranges: $+10 \geq \epsilon_{\text{Sr}_{180\text{Ma}}} \geq -7$ and $+3.6 \geq \epsilon_{\text{Nd}_{180\text{Ma}}} \geq +1.7$. In addition, this clearly indicates that parental melts were generated in a mantle source and that magmas did not undergo significant crustal contamination during their ascent and emplacement. The described isotopic compositions, besides plotting in an area common to OIB, are similar to those found in igneous rocks related to the rifting process in Tanzania and Kenya.

Samples that were more intensely affected by hydrothermal alteration display similar $\epsilon_{\text{Nd}_{180\text{Ma}}}$ values, but show more radiogenic Sr signatures (up to $\epsilon_{\text{Sr}_{180\text{Ma}}} = +28$). This indicates a significant crustal contribution in the aqueous fluids responsible for the hydrothermal processes.

The whole set of obtained data is in agreement with a magmatic event related with the activity of a mantle plume which caused not only a thermal effect but also geochemical enrichment in the mantle source of the parental magmas of the studied rocks.

ÍNDICE

Índice de Figuras.....	x
Índice de Tabelas	xiv
CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. ENQUADRAMENTO DO TEMA DA DISSERTAÇÃO	1
1.2. OBJECTIVOS DO TRABALHO.....	1
1.3. ESTRUTURA DO RELATÓRIO	1
CAPÍTULO 2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO.....	4
2.1. INTRODUÇÃO.....	4
2.2. ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO NA GEOLOGIA DE ÁFRICA (UMA BREVE INTRODUÇÃO)	5
2.2.1. As bacias Karoo do sul e centro de África	10
2.3. ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO NA GEOLOGIA DE MOÇAMBIQUE (UMA BREVE INTRODUÇÃO).....	12
2.3.1. Formações precâmblicas de Moçambique	12
2.3.2. Formações Fanerozóicas de Moçambique	14
2.3.2.1. Supergrupo Karoo (SGK) em Moçambique	14
2.3.3. Subgrupo do Karoo superior	18
2.4. ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO NA GEOLOGIA DA PROVÍNCIA DE TETE (UMA BREVE INTRODUÇÃO).....	18
2.4.1. Formações precâmblicas.....	19
2.4.2. Formações fanerozóicas – formações Karoo (SGK).....	20
CAPÍTULO 3. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA (ÁREA DA LICENÇA 805L).....	21
3.1 GEOMORFOLOGIA	21
3.2. LITOLOGIAS AFLORANTES.....	21
3.3. ESTRUTURA.....	24
CAPÍTULO 4. ANÁLISE DA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA E ESTUDO DAS IMAGENS DOS TESTEMUNHOS DAS SONDAgens.....	25
4.1. LOCALIZAÇÃO DAS SONDAgens	25
4.1.2. Dados obtidos a partir da análise da cartografia geológica	26
4.2. ANÁLISE DOS TESTEMUNHOS DAS SONDAgens E DAS AMOSTRAS COLHIDAS .	27
4.2.1. Litologias do encaixante	29
4.2.2. Tipos de contacto dolerito-encaixante sedimentar.	31
CAPÍTULO 5. PETROGRAFIA.....	33
5.1. MINERALOGIA E TEXTURA PRIMÁRIA	33
5.2. MINERALOGIA E TEXTURA SECUNDÁRIA HIDROTERMAL	37
CAPÍTULO 6. MÉTODOS ANALÍTICOS.....	40
6.1. PREPARAÇÃO FÍSICA DAS AMOSTRAS	40
CAPÍTULO 7. GEOQUÍMICA ELEMENTAR.....	46
7.1. ELEMENTOS MAIORES E MENORES.....	46
7.1.1. Caracterização das amostras de dolerito	46
7.2. ELEMENTOS VESTIGIAIS.....	49

7.2.1.	Caracterização das amostras estudadas	50
7.2.2.	Perfis de elementos das terras raras.....	56
7.3.	Diagramas discriminantes	57
CAPÍTULO 8.	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	61
8.1.	ALGUNS CONCEITOS FUNDAMENTAIS	61
8.1.1.	Decaimento radioactivo	61
8.1.2.	Sistema Rb-Sr	63
8.1.3.	Sistema Sm-Nd.....	64
8.1.4.	Notação épsilon - ϵ Nd e ϵ Sr.....	65
8.2.	RESULTADOS OBTIDOS	67
8.2.1.	Composição isotópica de Sr.....	68
8.2.2.	Composição isotópica de Nd	70
8.2.3.	O diagrama de correlação isotópica ϵ Nd vs. ϵ Sr	71
CAPÍTULO 9.	CONCLUSÕES.....	74

Índice de Figuras

Figura 1. Localização da área estudada: (A) no continente Africano; (B) na província de Tete no centro de Moçambique; (C) na área 805 L concessionada à empresa de prospecção de carvão mineral Ncondezi Coal Company.....	4
Figura 2. Marcação dos limites da placa africana no Google Earth. A Linha fina a verde mostra o sistema de Rift Este-Africano (EAR).	5
Figura 3. Cratões africanos e distribuição dos escudos orogénicos do final do Proterozóico - início do Paleozóico (orogénia pan-africana). (1) soco arcaico-paleoproterozóico; (2) sequências sedimentares clásticas epicontinentais do Mesoproterozóico e Neoproterozóico; (3) orógenos pan-africanos; (4) bacias paleozóicas; (5) sucessões de cobertura pós-paleozóica. In Dallmeyer et al, 1981. O quadrado a azul mostra a localização da área estudada (in Dallmeyer, R.D & Lecorché, J.P. 1991).	5
Figura 4. Mapa da Gondwana no final do Neoproterozóico (± 540 Ma) mostrando a distribuição das faixas orogénicas Pan-Africanas. Note-se a posição da faixa orogénica N-S Este africana (EAO) e da faixa de Moçambique (MB). Figura retirada de Kroner e Stern, 2005).....	6
Figura 5. Reconstrução da Gondwana de acordo com Lawver et al, 1998. O modelo assume a colisão e amalgamação de três placas litosféricas: Gondwana Oeste, Gondwana Este e Gondwana Sul. (Retirado de Westerhof e tal, 2008).....	7
Figura 6. Distribuição dos domínios crustais no orógeno este-africano (EAO) Note-se a subdivisão do EAO nos domínios escudo arábico-nubiano (ANS) e faixa orogénica de Moçambique (MB). (retirado de Begg et. al, 2015).....	8
Figura 7. Representação dos principais acontecimentos geológicos no orógeno este-africano. (retirado de Fritz et.al, 2013).....	9
Figura 8. Sistema de Rift Este-Africano retirado de (Chorowicz, 2005)	9
Figura 9. Distribuição das bacias Karoo no sul e centro de África. Retirado de (Catuneanu, et al, 2005). O quadrado a azul assinala a localização da área estudada.	10
Figura 10. Subdivisão do Supergrupo Karoo nas principais unidades litoestratigráficas definidas na bacia-tipo do Karoo, na África do Sul (retirado de Catuneanu et al. 2005).....	11
Figura 11. Subdivisão das formações aflorantes em Moçambique em dois grupos principais. (A) precâmbricas; (b) fanerozóicas. (retirado de Lopo Vasconcelos & Jamal 2010).....	12
Figura 12. Localização da faixa orogénica Tete-Chipata, delimitada, a sul pela zona de cisalhamento de Sanangoe (SSZ). Retirado de Westerhof et al. 2008).	13
Figura 13. Mapa geológico simplificado mostrando a localização das bacias Karoo e as bacias meso-cenozóicas de Rovuma e de Moçambique (Adaptado de Lachelt, 2004 por Fernandes, P et al, 2015). O quadrado a azul, assinala, de modo grosseiro, a localização da área estudada.	15
Figura 14. Correlações de algumas formações Karro de Moçambique com as unidades definidas na bacia tipo Karoo da África do Sul. (retirado de Lopo Vasconcelos et al. 2009).	16
Figura 15. Mapa esquemático da geologia da província de Tete.	19
Figura 16. Distribuição das unidades mesoproterozóicas da faixa orogénica de Tete- Chipata. SSZ- cisalhamento de Sanangoe. (Retirado de Westerhof et al. 2008).....	19

- Figura 17. Extracto do mapa geológico mostrando a área de estudo. Extraído da Carta Geológica de Moçambique, escala 1:250 000, Folha Nº1533/1534 (Cazula-Zóbuè). 22
- Figura 18. Mapa geológico e de fotointerpretação, contendo a área estudada (805L) (Hatton et al, 2012). 23
- Figura 19. Mapa geológico da área de estudo mostrando a localização dos furos de sondagem (de Hatton et al. 2012). 25
- Figura 20. Exemplo de um contacto dolerito-encaixante do tipo (A). Localização da amostra NC1025 (caixa a vermelho) retirada do testemunho da sondagem NC1025. O corpo de dolerito (Do) tem uma espessura de 1,8 metros e contacta, quer na base quer no topo, com argilitos de cor escura, carbonosos (CM) que estão subjacentes a argilitos de cor escura (MD). Os contactos dolerito- encaixante são bruscos e sub paralelos à estratificação do encaixante. A presença de veios formados essencialmente por pirite e acessoriamente por calcite são observados no encaixante e no dolerito. Note-se ainda a presença de brecha de falha (Fig.23) . 29
- Figura 21. Exemplo de um contacto dolerito-encaixante do tipo (B). Localização das amostras NC1044 A, NC1044B e NC1044C (caixas a vermelho) retiradas, respectivamente, no topo, no meio e na base do mesmo corpo dolerítico. O corpo de dolerito (Do) tem uma espessura de 10 metros O contacto é subparalelo à estratificação do encaixante. É patente a fracturação distensiva tardia a afectar todas as litologias e a presença de veios de calcite e/ou pirite no dolerito e no encaixante. Note-se ainda variações na percentagem de amígdalas dentro do dolerito. O estudo das amostras A, B, e C mostra a existência de variação na granularidade. 30
- Figura 22. Exemplo de um contacto dolerito-encaixante do tipo (B). Localização das amostras NC1221 A, NC1221B e NC 1221C (caixa a vermelho). Dolerito com cerca de 8 metros de espessura, O tamanho de grão aumenta de muito fino (nas extremidades do corpo A e C) para fino a médio para as áreas mais centrais (B). O contacto do dolerito com a encaixante é subparalelo à estratificação. 30
- Figura 23. Contacto dolerito com o encaixante, ocupado por brecha de falha. 31
- Figura 24. Testemunhos de sondagem NC1092 mostrando dois estágios de intrusão (D2 que parece intruir o corpo D1). Caixa vermelha indica o local de onde foi retirada a amostra estudada. 3332
- Figura 25. Microfotografias dos aspectos texturais: (A) NC1221A - textura observada na amostra colhida junto ao encaixante sedimentar; os domínios arredondados correspondem a amígdalas preenchidas por calcite; (B) NC1221B textura intergranular de granularidade fina a média na amostra colhida no domínio central do mesmo corpo de dolerito; (C) pormenor da lâmina delgada da amostra NC 1221B mostrando a textura de fluxo magmática; (D) textura intergranular de granularidade fina a média, porfirítica na amostra NC1092, os cristais mais desenvolvidos são de titanaugite, por vezes com macla simples. 3534
- Figura 26. Microfotografias mostrando aspectos da mineralogia primária ígnea: (A) Microfenocristal subédrico de plagioclase com zonamento concêntrico e sectorial (NC1025); (B) Microfenocristal subédrico de titanaugite (NC 1221B); (C) pseudomorfo de olivina formado por serpentina (NC 1028); (D) Microfenocristais subédricos e euédricos de biotite (NC1231); (E) Cristais euédricos de opacos (NC 1231); (F) Fenocristal euédrico de apatite (NC1221A). 3635
- Figura 27. Microfotografias mostrando o efeito do processo de alteração hidrotermal nas fronteiras de grão e no interior de cristais ígneos. (A) Alteração da plagioclase e formação de agregados de clorite-serpentina (cor verde) nos interstícios entre os grãos de plagioclase (NC1028); (B) Biotitização da titanaugite e substituição de ambos os minerais por clorite; (C) pseudomorfo de piroxena formado por clorite e pumpleíte (NC 1136); (D) o mesmo aspecto de (C) fotografado em nicois paralelos; (E) aspecto da alteração da plagioclase mostrando a saussuritização nos domínios centrais e os bordos límpidos, reflectindo o zonamento químico (NC 1028)..... 3837
- Figura 28. Microfotografias mostrando as diferentes associações minerais observadas nas amígdalas. (A) preenchimento por calcite (NC1028); (B) amígdala com parede revestida por pirite a que se segue calcite e

acessoriamente quartzo (NC 1221A); (C) amígdala preenchida por calcite e quartzo (NC1028); (D) preenchimento por quartzo mostrando aspectos texturais de recristalização (NC1044B).	3938
Figura 29. Aspectos dos veios. (A) veio preenchido por calcite e acessoriamente por pirite (NC1028); (B) veio com precipitação de pirite (Nc1044A); (c) veio preenchido por calcite (NC1025); (d) Pormenor do veio fotografado em (C) mostrando calcite, esfena e cristais aciculares de anfíbola.	4039
Figura 30. Organigrama do processo de preparação física das amostras.	41
Figura 31. Imagem das colunas de cromatografia primária e secundária do laboratório de geologia isotópica da Universidade de Aveiro.	43
Figura 32. Espectrómetro de massa de ionização térmica (TIM), modelo VGsector 54, do laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro.	45
Figura 33. Diagramas de variação das amostras estudadas usando como índice de diferenciação o Zr. As estrelas a verde representam as amostras de dolerito colhidas junto ao contacto com o sedimentar e as estrelas a vermelho as amostras colhidas no centro do corpo de dolerito.	48
Figura 34. Diagramas TiO_2 , Nb e Y versus Zr.	49
Figura 35. Subdivisão dos elementos incompatíveis em dois subgrupos: HFSE e LILE (retirado de Winter, 2001).	50
Figura 36. Grupo das Terras raras ou série dos lantanídeos	50
Figura 37. Diagramas de variação de alguns elementos LILE versus Zr	51
Figura 38. Diagramas de variação de alguns elementos HFSE versus Zr	52
Figura 39. Diagrama discriminante Nb/Y vs. Zr/ TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977) (limites azuis) e posteriormente modificado por Pearce (1996) (representado pelos limites pretos) com a projecção das amostras de dolerito estudadas neste trabalho.	53
Figura 40. Perfis de terras raras das amostras de dolerito normalizadas para o manto primordial	56
Figura 41. Diagrama discriminante de basaltos de diferentes ambientes tectónicos baseada na relação Ti versus V de Shervais (1982), com a projecção das amostras de dolerito estudadas no campo dos basaltos de ilhas oceânicas e basaltos alcalinos.	57
Figura 42. Diagrama discriminante de basaltos de diferentes ambientes tectónicos baseada na relação Ti-V/Ti proposto por Vermeesch (2006), com a projecção das amostras estudadas no campo dos basaltos de ilhas oceânicas.	57
Figura 43. Diagrama discriminante ternário proposto por Cabanis e Lecolle (1989) com a projecção das amostras estudadas no campo dos basaltos continentais.	58
Figura 44. Diagrama discriminante ternário proposto por (Meschede, 1986) com a projecção das amostras	59
Figura 45. Diagrama ternário Ti vs. Zr vs. Y de Pearce e Cann (1973) com a projecção das amostras estudadas dentro e fora do campo dos basaltos intraplaca (WPB)	59
Figura 46. Diagrama ternário Th-Hf-Ta de Wood et al. (1980), com a projecção das amostras estudadas no campo dos basaltos intraplaca.	60
Figura 47. Diagrama de correlação das razões isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ e (ϵNd vs ϵSr). A maior parte dos reservatórios do manto está no quadrante superior esquerdo do diagrama, ao passo que a maior parte das rochas crustais estão no quadrante inferior direito, as crustas superior, intermédia e inferior,	

tendem a estar projectadas em diferentes no quadrante crustal (adaptado de DePaolo e Wasserburg, 1979, por Rollinson, 1995). 67

Figura 48. Projecção, no diagrama $\epsilon\text{Sr}_{180\text{Ma}}$ vs $\epsilon\text{Nd}_{180\text{Ma}}$ das amostras de dolerito da região de Ncondes 72

Índice de Tabelas

Tabela 1. Estratigrafia do Karoo nas áreas das licenças 804L e 805 L e a sua equivalência com as unidades definidas na bacia tipo da África do Sul, de acordo com Meyer, 2008 e Hatton et al, 2012.....	23
Tabela 2. Tabela resumindo a informação sobre a localização dos furos de sondagens de onde foram retiradas as amostras.	26
Tabela 3. Síntese dos dados obtidos no estudo dos testemunhos das sondagens de onde foram retiradas amostras estudadas. Do-dolerito; MD-argilito; CX-carvão; CM-argilito carbonoso; ST-siltito; SS-areto; S _o estratificacao; a-amigdalas; Vc-veios com calcite; vcpi-veios com calcite e pirite; Ned-não existem dados; F-falha; ET-encaixante sedimentar no topo do dolerito; Eb-encaixante sedimentar na base do dolerito;XPK-falha pós-Karoo; XpK?-falha em que não é clara a idade; L- lineamento incluído na mancha Karoo).	28
Tabela 4. Procedimentos de separação de Sr e TR nas colunas de cromatografia primária e do Nd na cromatografia secundária.	44
Tabela 5. Concentrações dos elementos maiores e menores das amostras de dolerito estudadas.	47
Tabela 6. Concentrações dos elementos vestigiais das amostras estudadas de dolerito	54
Tabela 7. Dados referentes ao sistema isotópico Rb-Sr. As razões ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr para uma idade de 180 Ma foram calculadas usando a constante de decaimento de ⁸⁷ Rb proposta por Villa et al. (2015). Para o cálculo de valores de εSr considerou-se um reservatório condrítico com os valores actuais de 0.7045, para ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, e de 0.0827, para ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr (DePaolo, 1988).....	69
Tabela 8. Dados referentes ao sistema isotópico Sm-Nd. As razões ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd para uma idade de 180 Ma foram calculadas usando a constante de decaimento de ¹⁴⁷ Sm proposta por Steiger & Jager (1977). Para o cálculo de valores de εNd considerou-se um reservatório condrítico com os valores actuais de 0.512638, para ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd, e de 0.1967, para ¹⁴⁷ Sm / ¹⁴⁴ Nd (Wasserburg et al., 1981; Faure & Mensing, 2005).....	71

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

1.1. ENQUADRAMENTO DO TEMA DA DISSERTAÇÃO

O relatório, que é aqui apresentado, constitui a dissertação de mestrado em Engenharia Geológica (2º Ciclo, segundo o modelo de Bolonha) da Universidade de Aveiro.

O trabalho realizado enquadra-se no estudo geológico das formações aflorantes na província de Tete (Moçambique) e incidiu no estudo de corpos doleríticos, intrusivos em estratos das formações sedimentares do Supergrupo Karoo, que foram amostrados nas sondagens realizadas pela companhia Ncondezi Coal Company, na área da licença 805L (Fig. 19).

Foram estudadas trinta amostras, disponibilizadas pela companhia Ncondezi, nas vertentes petrográfica e geoquímica (elementar e isotópica). Os estudos realizados tiveram a orientação científica da Professora Doutora Maria Helena Acciaioli Mendes.

1.2. OBJECTIVOS DO TRABALHO

Na execução deste trabalho foram definidos cinco objectivos principais:

- O enquadramento geológico da área, recorrendo à bibliografia publicada
- A análise dos testemunhos de sondagem de onde foram retiradas as amostras de dolerito que foram estudadas neste trabalho
- Estudo petrográfico das amostras
- O estudo geoquímico elementar e isotópico de amostras seleccionadas.
- A análise e interpretação dos dados obtidos.

1.3. ESTRUTURA DO RELATÓRIO

Para além deste capítulo de introdução, o relatório é estruturado em mais cinco, seguidos da apresentação das referências bibliográficas.

Capítulo 1: Introdução

Neste capítulo, procede-se ao enquadramento do tema proposto e apresentam-se os objectivos do trabalho e a estruturação da tese.

Capítulo 2: Enquadramento geológico da área de estudo

Ao longo deste capítulo, com base em dados bibliográficos, é feito o enquadramento geológico da área de estudo num contexto mais geral do continente Africano, de Moçambique, até à região mais localizada da província de Tete.

Capítulo 3: Geologia da área estudada

Neste capítulo, descreve-se a geologia da área da licença de exploração 805L com base na bibliografia publicada sobre a cartografia geológica e sobre o estudo dos testemunhos de sondagem.

Capítulo 4: Análise da cartografia geológica e estudo das imagens dos testemunhos das sondagens

Neste capítulo, apresenta-se o mapa QGis com a localização das sondagens, seguida da descrição das litologias dos testemunhos de sondagem. Descrevem-se ainda as relações dos corpos de dolerito com o encaixante.

Capítulo 5: Estudo petrográfico

Neste capítulo, estuda-se a textura e as associações mineralógicas primárias e secundárias das amostras estudadas, com base na observação de lâminas delgadas no microscópio de luz polarizada

Capítulo 6: Métodos analíticos

Neste capítulo descrevem-se os processos de preparação física e química das amostras que foram seleccionadas para as análises químicas e isotópicas, da metodologia e procedimentos analíticos utilizados na obtenção dos resultados.

Capítulo 7: Geoquímica elementar

Neste capítulo apresenta-se a caracterização das amostras analisadas e os resultados obtidos com base nos elementos maiores e vestigiais.

Capítulo 8: Geoquímica Isotópica

Neste capítulo apresenta-se a caracterização das amostras analisadas pelos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm- Nd e os resultados obtidos.

Capítulo 9: Conclusões

Neste capítulo, apresenta-se, de modo resumido, as principais conclusões obtidas neste trabalho.

Referências Bibliográficas

CAPÍTULO 2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

2.1. INTRODUÇÃO

Moçambique está localizado na parte sudeste do continente africano e é delimitado a leste pelo Oceano Índico, a norte pela Tanzânia, a noroeste pelo Malawi e Zâmbia e a oeste pelo Zimbábue, África do Sul e Suazilândia (Fig. 1B).

A zona em estudo situa-se na parte central de Moçambique, na província de Tete, a aproximadamente 50 quilómetros a nordeste da vila do distrito de Moatize, na área concessionada à empresa de prospecção de carvão mineral Ncondezi Coal Company com a licença 805L (Fig. 1C).

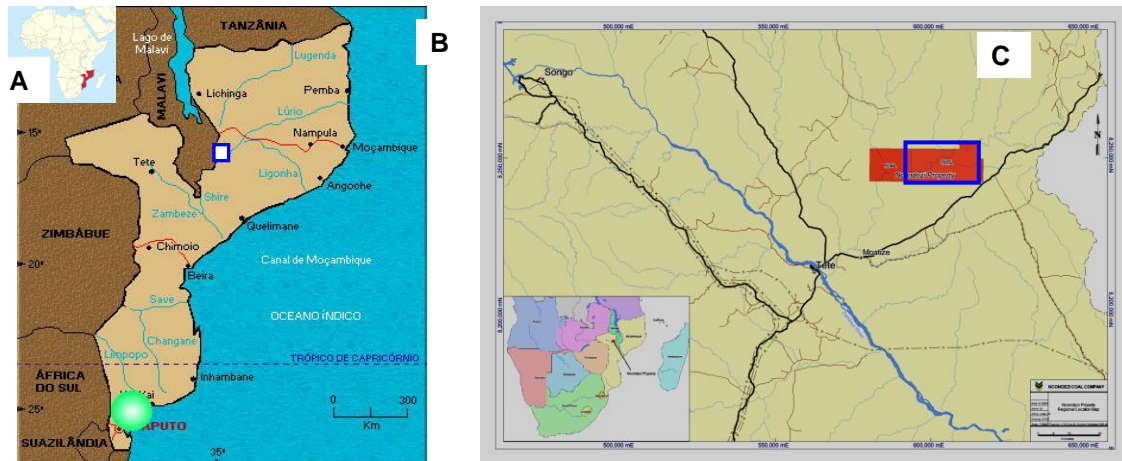


Figura 1. Localização da área estudada: (A) no continente Africano; (B) na província de Tete no centro de Moçambique; (C) na área 805 L concessionada à empresa de prospecção de carvão mineral Ncondezi Coal Company.

Do ponto de vista geológico Moçambique localiza-se na placa africana uma das três maiores placas litosféricas actuais com aproximadamente 60 milhões de Km² e mais de metade da área formada por crosta continental (Fig.2).

Esta importante placa tectónica é actualmente delimitada, em três lados, por limites divergentes e está, presentemente, a fragmentar-se ao longo de um sistema complexo de rift, o sistema Rift Este-Africano, que se estende desde a Etiópia até à região mais a sul do continente africano (Begg et al. 2015).

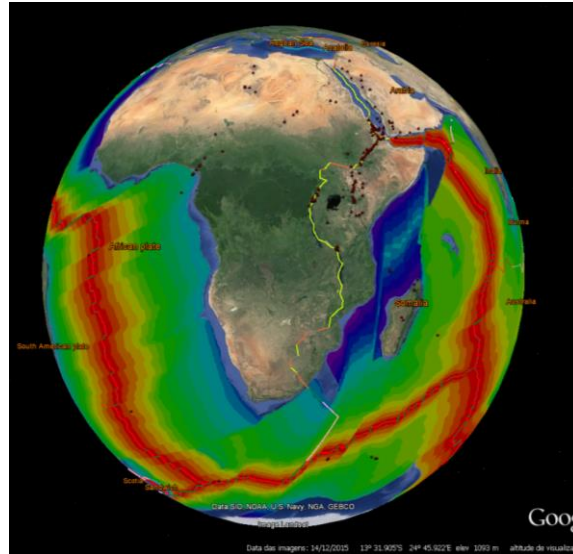


Figura 2. Marcação dos limites da placa africana no Google Earth. A linha fina a verde mostra o sistema de Rift Este-Africano (EAR).

2.2. ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO NA GEOLOGIA DE ÁFRICA (UMA BREVE INTRODUÇÃO)

A crosta continental africana pode ser, genericamente, descrita como sendo formada por cratões arcaicos e por pequenos fragmentos cratónicos (com idades compreendidas entre 3600 e 2500 Ma), delimitados por faixas orogénicas mais jovens cobertas por sequências sedimentares do Neoproterozóico – início do Paleozóico e dos tempos pós-paleozóicos (Fig.3) (Dallmeyer & Lécorché, 1991).

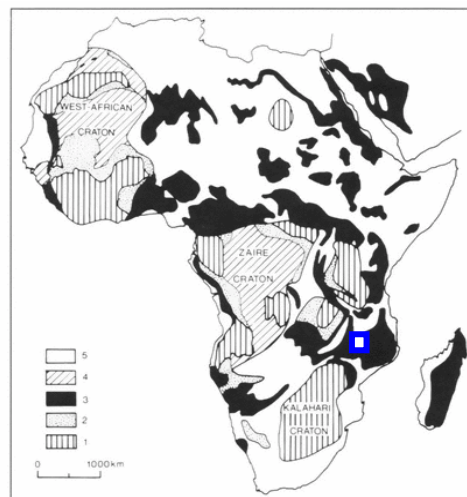


Figura 3. Cratões africanos e distribuição dos escudos orogénicos de idade final do Proterozóico - início do Paleozóico (orogenia pan-africana). (1) soco arcaico-paleoproterozóico; (2) sequências sedimentares clásticas epicontinentais do Mesoproterozóico e Neoproterozóico; (3) orógenos pan-africanos; (4) bacias paleozóicas; (5) sucessões de cobertura pós-paleozóica. Figura extraída de Dallmeyer & Lécorché (1991). O quadrado a azul mostra a localização da área estudada.

Desde o final dos tempos proterozóicos que a África foi palco de acreção continental e a sua estrutura actual foi, essencialmente, imposta no início do Paleozóico, durante a orogenia pan-africana (Boger et al., 2015).

O termo “pan-africano” foi introduzido por Kennedy, em 1964, para descrever o acontecimento tectono-térmico que ocorreu há cerca de 500 Ma em África. Posteriormente, este termo foi aplicado a outros domínios gonduânicos (Fig.4) articulado com designações regionais como Brasiliano (na África do Sul), Adelaideano (na Austrália) e Beardmore (na Antárctica). Actualmente, a designação pan-africano é usada para descrever a actividade magmática, tectónica e metamórfica, na transição do Neoproterozóico - início do Paleozóico, envolvendo, essencialmente, crosta que foi inicialmente parte do Gondwana (Kröner & Stern, 2005).

Dado o amplo intervalo temporal e a vasta área afectada, o pan-africano é, actualmente, interpretado como representando a fase final de um prolongado ciclo orogénico resultante da abertura e fecho de grandes oceanos neoproterozóicos e da acreção e colisão de blocos crustais no período de tempo 850 Ma a 550 Ma. (Kroner & Stern, 2005). Este processo orogénico culminou com a formação do supercontinente Gondwana (Fig. 4) no final do Neoproterozóico (Kröner & Stern 2005).

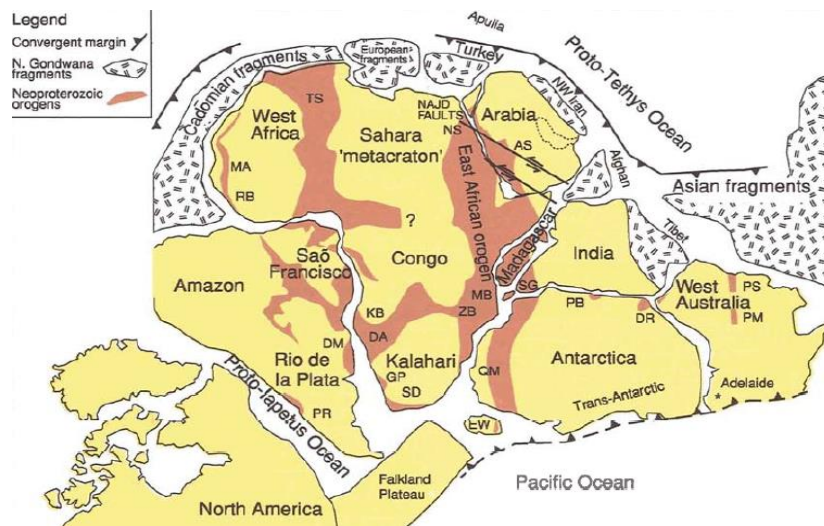


Figura 4. Mapa do Gondwana no final do Neoproterozóico (±540 Ma) mostrando a distribuição das faixas orogénicas Pan-Africanas. Note-se a posição da faixa orogénica N-S Este africano (EAO) e da faixa de Moçambique (MB). Figura retirada de Kroner e Stern, 2005).

Ainda hoje é discutível o processo geológico que conduziu à formação do supercontinente Gondwana na parte sul e este de África durante o ciclo orogénico pan-africano.

Existem, essencialmente, dois modelos geodinâmicos. O primeiro modelo envolve o fecho do oceano Moçambique aos 841-632Ma (Cutten et al. 2004) e a colisão e amalgamação (640-530Ma)

de duas partes continentais designadas de Gondwana Oeste e Gondwana Este (Shackleton, 1994; Wilson et al. 1997; Kroner et al. 2001; Jacobs & Thomas 2004). De acordo com este modelo a Gondwana Oeste incluiria a maior parte da África e a América do Sul, enquanto a Gondwana Este seria formada por crosta actualmente representada pelo escudo arábico-numibiano e crosta mais antiga presente em Madagáscar, Índia, Antárctica, e Austrália. A colisão destas duas partes continentais do Gondwana terá originado, há 650-500 Ma, a sutura e a faixa orogénica de direcção geral N-S designada de orógeno este-africano (EAO) (Stern 1994; Jacobs & Thomas 2004) (Fig.4). Os estudos realizados por Kroner (2006) mostram um trajecto metamórfico P-T prógrado e uma idade 640-550 Ma para o pico metamórfico em condições da fácies granulítica.

O segundo modelo assume, que no tempo pan-africano, terá havido a colisão e amalgamação entre três placas tectónicas - Gondwana Este, Gondwana Oeste e Gondwana Sul (Fig. 5) (Lawver et al., 1998; Grantham et al., 2003; GTK Consortium, 2006b,d). A primeira etapa da colisão terá sido entre o Gondwana Este e o Gondwana Oeste, criando o orógeno este-africano (EAO) (sutura assinalada, na Fig. 5, pela linha rosa de orientação N-S). Ambos estes blocos colidiram posteriormente com a Gondwana Sul originando o orógeno Kuunga de orientação geral W-E (assinalada com a linha azul na Fig.5) (in Westerhof et al. 2008).

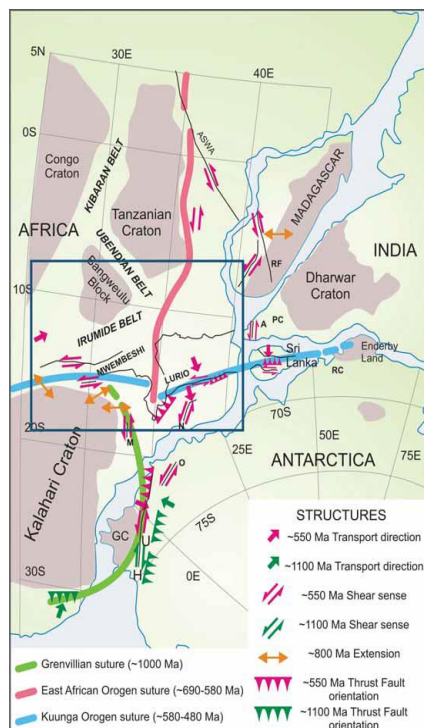


Figura 5. Reconstrução do Gondwana de acordo com Lawver et al, 1998. O modelo assume a colisão e amalgamação de três placas litosféricas: Gondwana Oeste, Gondwana Este e Gondwana Sul. Retirado de Westerhof et al. (2008).

Tradicionalmente, o EAO é subdividido em dois domínios (Fritz et al. 2013):

- O escudo arábico-nubiano (ANS), localizado na parte mais a norte (Fig.6), constituído, largamente, por crosta neoproterozóica e por associações magmáticas derivadas do manto com histórias metamórficas e estruturais similares à dos escudos de colisão e acreção paleozóicos;
- Faixa orogénica de Moçambique (MB), localizado a sul (Fig. 6). É constituído, fundamentalmente, por rochas polideformadas com associações mineralógicas metamórficas de alto grau metamórfico, cujos protólitos representam a crosta continental neoproterozóica a arcaica e que foram intensamente retrabalhados durante o Neoproterozóico - Câmbrico.

Nos últimos tempos vários autores têm mostrado que estes dois tipos domínios não são assim tão distintos e que podem somente representar diferentes níveis estruturais (Westerhof et al. 2008).

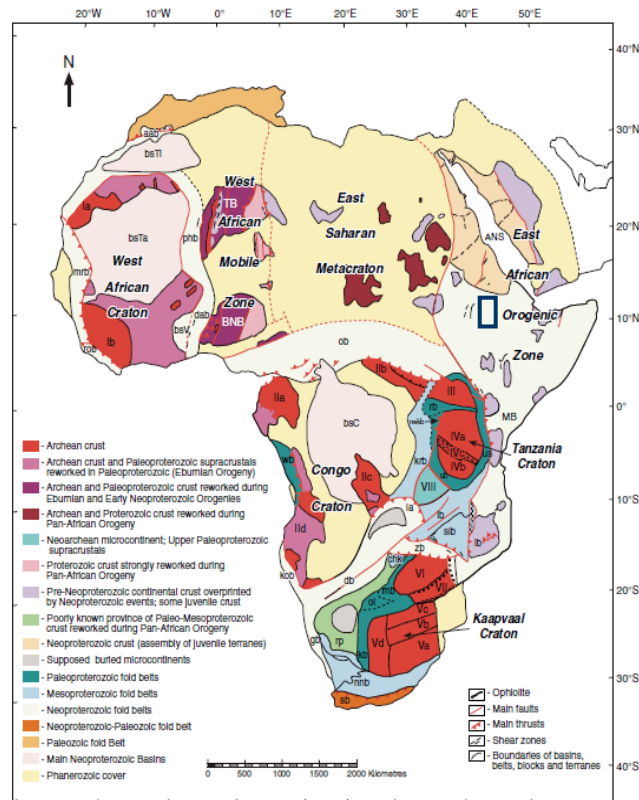


Figura 6. Distribuição dos domínios crustais no orógeno este-africano (EAO) Note-se a subdivisão do EAO nos domínios do escudo arábico-nubiano (ANS) e da faixa orogénica de Moçambique (MB). (retirado de Begg et. al, 2015).

Segundo alguns autores, no tempo pan-africano, o EAO terá sido afectado por uma orogenia precoce de orientação N-S (há cerca de 750-620 Ma) e/ou por uma orogenia mais tardia (há cerca de 570-530 Ma) de orientação geral E-W - orogenia Kuunga (Fig.7) (Meert et al. 2003).

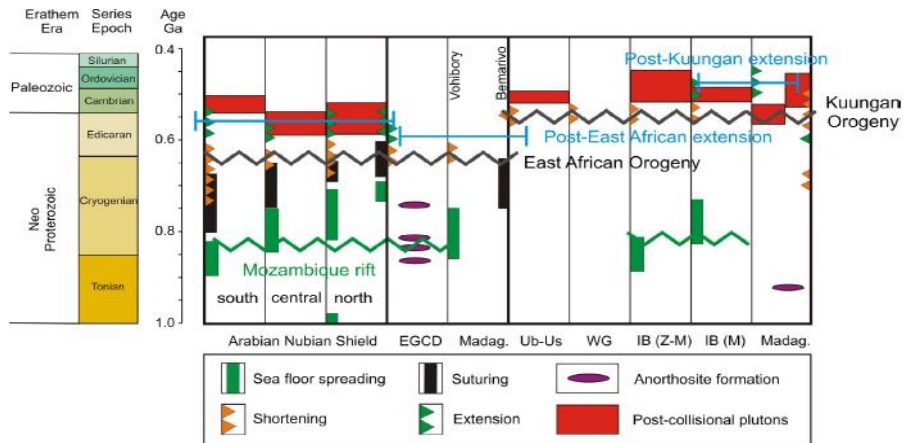


Figura 7. Representação dos principais acontecimentos geológicos no orógeno este-africano. (retirado de Fritz et.al, 2013).

No início do Mesozóico, o Gondwana começou a separar-se. Essa desintegração terá sido favorecida pela presença de estruturas, de grande escala, pan-africanas (Visser & Praekelt, 1998). Este acontecimento pós gonduânico que consistiu na fragmentação do continente foi seguido de uma fase de epirogénese e de várias fases de “neo-rifting”. O vulcanismo mais recente está associado às fracturas do Sistema de Rift Este-Africano (EARS), considerado como sendo um sistema de rifting intracontinental iniciado no Eocénico (Fig. 8) (Chorowicz, 2005).

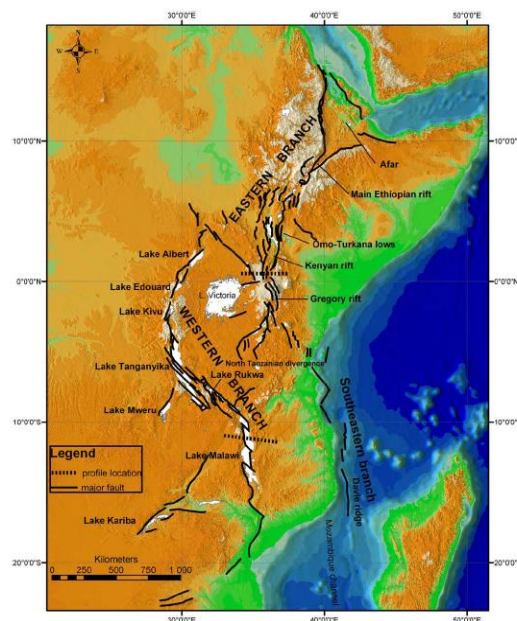


Figura 8. Sistema de Rift Este-Africano retirado de (Chorowicz, 2005)

2005). Estes dois tipos de sistemas tectónicos, combinados com a influência das estruturas de larga escala do soco precâmbrico, ditaram a formação de discretas depressões com a mesma orientação das estruturas regionais tectónicas. (Fig.9).

A sedimentação foi também influenciada por mudanças climáticas, que variaram de clima frio, na transição final do Carbónico - início do Pérmico, para clima temperado a clima quente durante o resto do tempo Karoo.

Dadas as mudanças nas condições tectónicas e climáticas registadas no tempo e no espaço, as características das bacias Karoo *sensu stricto*, apresentam diferenças. Características litoestratigráficas com semelhanças claras com as da bacia-tipo do Karoo, na África do Sul, estão geralmente restritas a regiões localizadas no centro e no sul de África. Em contrapartida as sequências sedimentares de idade Karoo preservadas a norte do equador são completamente distintas (Catuneanu et al. 2005).

A bacia-tipo do Karoo, aflorante na África do Sul, preserva o registo estratigráfico da passagem final do Carbónico até ao Jurássico médio. Inclui as unidades litoestratigráficas designadas de Dwyka, Ecca, Beaufort e Stormberg, as quais testemunham importantes mudanças climáticas (Fig.10).

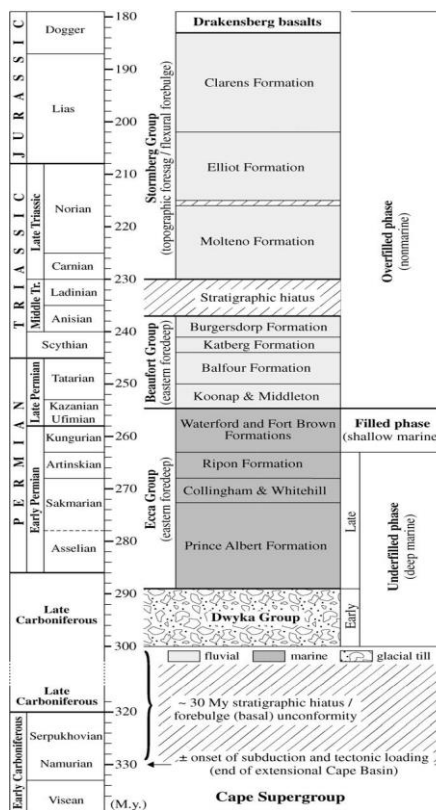


Figura 10. Subdivisão do Super Grupo Karoo nas principais unidades litoestratigráficas definidas na bacia-tipo do Karoo, na África do Sul (retirado de Catuneanu et al., 2005).

2.3. ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO NA GEOLOGIA DE MOÇAMBIQUE (UMA BREVE INTRODUÇÃO)

A geologia de Moçambique, é marcada por uma grande variação de litologias com idades que vão desde o Precâmbrico, Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico (Fig.11)

Em termos gerais são considerados dois grupos principais (Lopo Vasconcelos & Jamal 2010):

(a) Formações precâmblicas, subdivididas de acordo com as afinidades aos blocos do Gondwana Este, Oeste e Sul;

(b) Formações fanerozóicas, subdivididas no Supergrupo Karoo (SGK), de idade carbónica superior a jurássica inferior, e nas formações associadas ao sistema do Rift Este-Africano, de idade cretácica a recente (Lopo Vasconcelos & Jamal 2010).

As formações precâmblicas (Arcaico e Proterozóico) afloram, fundamentalmente, na zona norte enquanto as litologias de idade fanerozóica estão bem representadas a sul (Fig.11) (Lopo Vasconcelos & Jamal 2010):

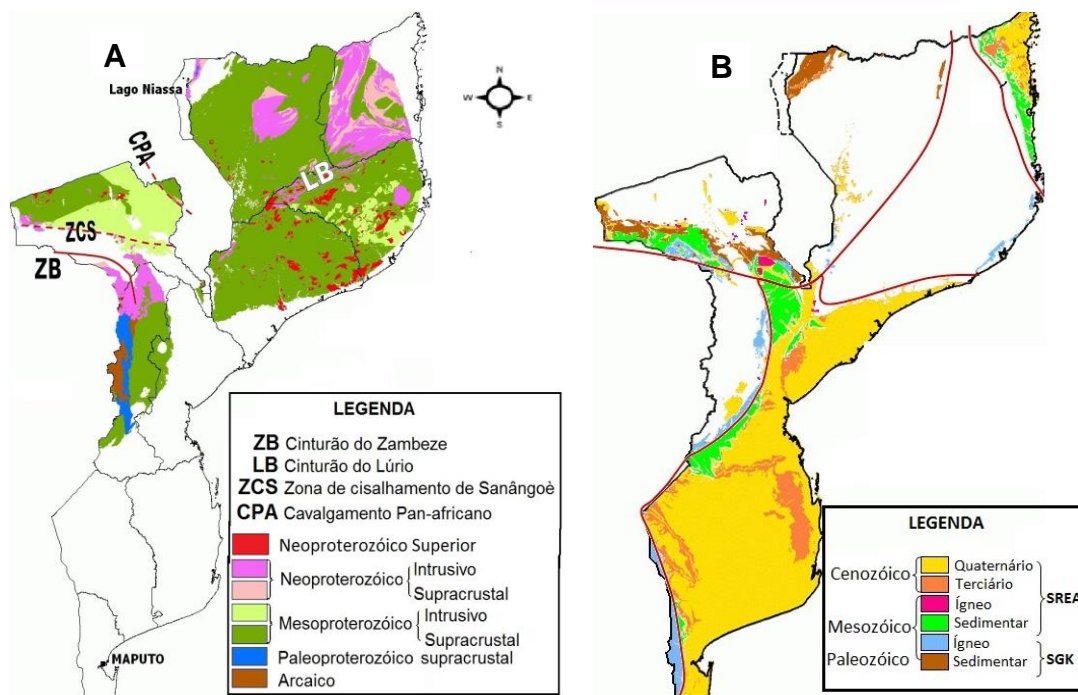


Figura 11. Subdivisão das formações aflorantes em Moçambique em dois grupos principais. (A) precâmblicas; (b) fanerozóicas. (retirado de Lopo Vasconcelos & Jamal 2010).

2.3.1. Formações precâmblicas de Moçambique

Desde o final do Neoproterozóico - início do Câmbrico, o soco de Moçambique estava localizado na parte central do supercontinente Gondwana. Esse soco é, essencialmente, de idade

mesoproterozóica e foi sujeito a tectónica e a metamorfismo em condições das fácies anfíbolítica e granulítica durante a colisão e amalgamação dos blocos do Gondwana no tempo pan-africano (Kroner et al. 1997; Kroner et al. 2001).

O soco precâmbrico de Moçambique é atravessado por várias faixas orogénicas e zonas de cisalhamento, que delimitam vários blocos tectónicos (Fig. 12). Um desses blocos é o de Tete-Chipata onde se localiza a zona estudada.

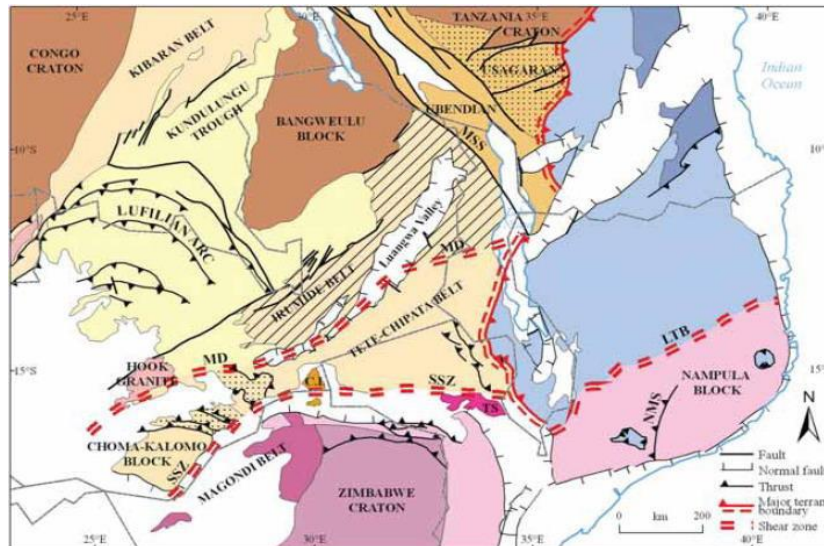


Figura 12. localização da faixa orogénica Tete-Chipata, delimitada, a sul pela zona de cisalhamento de Sanangoe (SSZ). Retirado de Westerhof et al. 2008).

As estruturas regionais resultam da colisão entre os blocos do Gondwana Este e Gondwana Oeste, e posteriormente da colisão com o bloco sul, durante a orogenia pan-africana (630 - 540 Ma) e durante a orogenia Kuunga (560 - 540 Ma) (Meert et al. 2003; Jamal 2005).

Tendo em atenção este processo geológico, o Precâmbrico de Moçambique é subdividido tendo em atenção três blocos litosféricos (Westerhof et al. 2008):

- o **Gondwana Este** separado do **Gondwana Oeste** por um cavalgamento pan-africano ao longo da faixa orogénica de Moçambique (MB), e o **Gondwana Sul**, separado dos dois anteriores pela zona de sutura marcada pelo alinhamento regional da Zona de Cisalhamento de Sanangoe e dos Cinturões do Lúrio e Zambeze (Yoshida et al., 1992; Johnson & Oliver, 2004).

Estes três blocos distinguem-se pelos seguintes aspectos:

- (A) Gondwana Este apresenta rochas mesoproterozóicas e neoproterozóicas, retrabalhadas durante o ciclo orogénico pan-africano, com estruturas predominantemente N-S;
- (B) Gondwana Oeste compreende rochas do Arcaico ao Neoproterozóico com predomínio de estruturas regionais de orientação NE-SW e NW-SE.

C) Gondwana Sul, também caracterizado por rochas do Arcaico e Neoproterozóico, estruturalmente orientadas E-W e N-S, flanqueando o Cratão do Zimbabwe.

Vários corpos intrusivos pós-tectónicos, com idades do final do Neoproterozóico ao Ordovício, ocorrem nos terrenos do Gondwana Este e do Gondwana Oeste.

2.3.2. Formações Fanerozóicas de Moçambique

Em Moçambique, a cobertura fanerozóica é, predominantemente, constituída por estratos sub-horizontais, de ambiente terrestre a marinho, e por rochas sub-vulcânicas. Estas formações não foram afectadas por deformação penetrativa, mas, localmente, estão perturbadas por deformação tectónica frágil intensa (GTK Consortium, 2006d; Lopo Vasconcelos & Jamal 2010). O Fanerozóico encontra-se subdividido em dois grandes acontecimentos de deposição (GTK Consortium, 2006d):

(A) O evento do Karoo (o mais antigo);

(B) O evento do desenvolvimento do Sistema do Rift da África Oriental.

2.3.2.1. Supergrupo Karoo (SGK) em Moçambique

A história da desintegração do Gondwana está registada nos sedimentos e nas rochas vulcânicas do Supergrupo Karoo (SGK).

Em Moçambique, o SGK aflora em faixas estreitas como as localizadas ao longo do vale Zambeze (Fig.13). As rochas de idade Karoo (180-300 Ma) assentam discordantemente sobre formações precâmblicas e são sobrepostas, de modo discordante, por formações ígneas bimodais e /ou por estratos mais recentes de idade jurássica média (Vasconcelos et al. 2009).

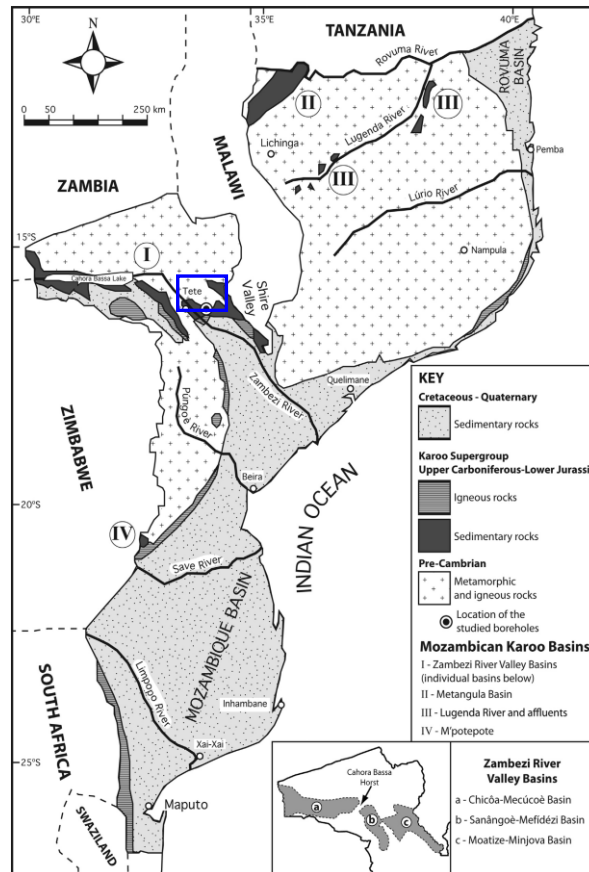


Figura 13. Mapa geológico simplificado mostrando a localização das bacias Karoo e as bacias meso-cenozóicas de Rovuma e de Moçambique (Adaptado de Lachel, 2004 por Fernandes, P et al, 2015). O quadrado a azul, assinala, de modo grosseiro, a localização da área estudada.

Tendo em atenção estes dados, o SGK de Moçambique é, tradicionalmente, subdividido em dois subgrupos: (a) o Karoo Inferior; (b) Karoo Superior (GTK Consortium, 2006a).

O Karoo inferior, mais antigo e de idade do Carbónico superior ao Triássico, é unicamente sedimentar e o Karoo superior apresenta litologias sedimentares e ígneas intrusivas e extrusivas (Fig.13).

Os estratos de idade Karoo (300-180Ma) estão somente expostos na bacia de Metangula (Província do Niassa), na Bacia do Rovuma (Província de Cabo Delgado) e no vale do rio Zambeze (Província de Tete); para sul, o grosso da sequência do Karoo é constituído por vulcanitos básicos e ácidos (Fig.13) dos estreitos monoclinais de Nuanétzi-Save e Libombos (GTK Consortium, 2006a; Fernandes; P e tal , 2015 e referências citadas).

As bacias Karoo estão localizadas, principalmente, nos limites exteriores ou dentro de escudos cratónicos do Arcaico e do Proterozóico (GTK Consortium, 2006b; Fernandes et al. 2015) e revelam origem, preenchimento sedimentar e evoluções distintas (Afonso et al. 1998; GTK Consortium, 2006c; Vasconcelos & Achimo 2010). A formação destas bacias é atribuída a

tectónica extensional com sistema de falhas normais, predominantemente, orientadas NW-SE, que geram estruturas *graben -horst* (GTK Consortium, 2006b). Geralmente, nos domínios estruturais do tipo horst afloram as rochas cristalinas do Proterozóico (GTK Consortium, 2006b). Uma dessas bacias sedimentares é a de Moatize Minjova, na província de Tete, onde se localiza a zona estudada (Fig.13).

Dada a irregularidade das bacias, as divisões estratigráficas do SGK em Moçambique não seguem exactamente as que foram definidas da bacia-tipo na Africa do Sul (Fig.10). (*in* Lopo Vasconcelos & Jamal 2010). Porém, em algumas áreas, os estudos realizados por vários autores realçam a possibilidade de correlação entre algumas das formações do Karoo de Moçambique e as definidas na África do Sul (Lopo Vasconcelos et al. 2009). É o caso da equivalência da formação de Matinde, aflorante na área em estudo, com a base do grupo Ecça e com o grupo Beaufort definidos na África do sul (Fig.14).

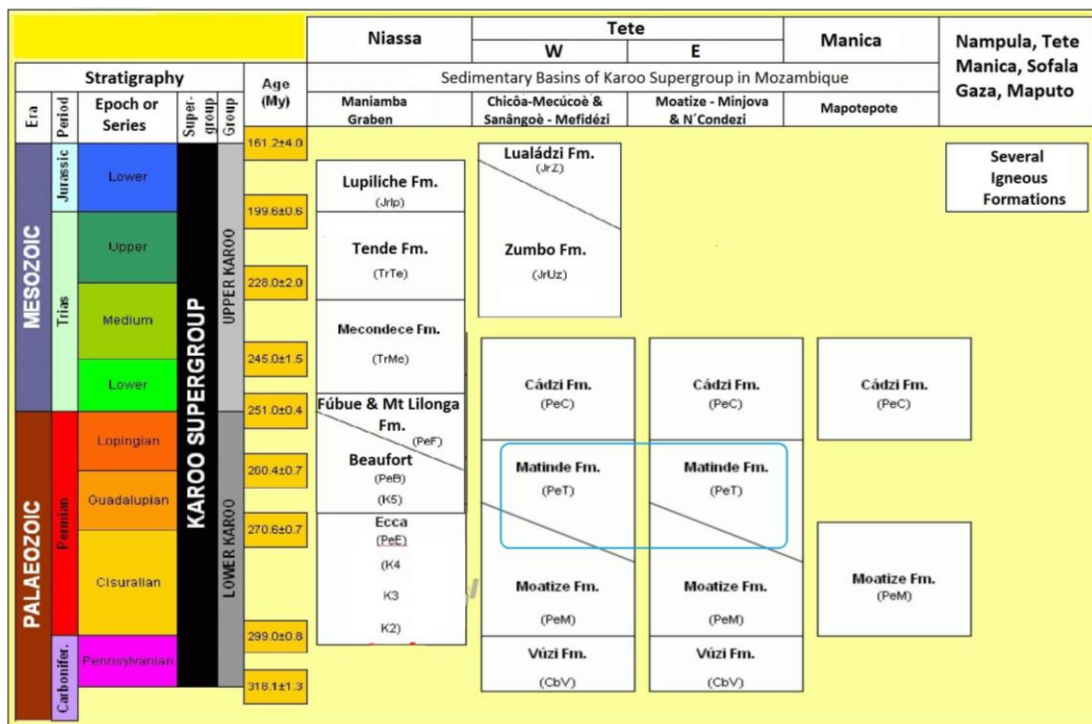


Figura 14. Correlações de algumas formações Karoo de Moçambique com as unidades definidas na bacia tipo Karoo da África do Sul. (retirado de Lopo Vasconcelos et al. 2009).

2.3.2.2. Subgrupo do Karoo inferior

Os sedimentos do Karoo Inferior estão representados em Moçambique por quatro formações que a seguir se descrevem, da mais antiga para a mais recente.

A **Formação do Vúzi**, flúvio-glacial, aflora nas cotas mais baixas, sobre rochas cristalinas do Precâmbrico e só aparece exposta em alguns locais, como na margem norte da Albufeira de Cahora Bassa. A localidade tipo localiza-se ao longo do Rio Vúzi, a sudeste do monte Cone Negose, onde esta formação é descrita como sendo uma sequência de rochas sedimentares de origem flúvio-glacial e fluvial, contendo estratos de conglomerado, arenito feldspático, argilito carbonoso, siltito e camadas carbonosas (GTK Consortium, 2006d).

A **Formação de Moatize**, economicamente muito importante dada a presença de estratos de carvão economicamente exploráveis, foi depositada durante o Pérmico Inferior. Contacta com a Formação do Vúzi ou cobre discordantemente o soco cristalino. Esta formação compreende, principalmente, grés arcósicos brancos a acinzentados, com seixos ocasionais, grés de grão fino, argilosos ou micáceos, com flora fóssil e algumas camadas de argilitos negros e camadas de carvão (GTK Consortium, 2006d).

A **Formação de Matinde**, compreende uma sucessão espessa de arenitos muito finos a grosseiros, com camadas intercaladas conglomeráticas de 2 – 5 m de espessura. Na área da antiga vila de Carinde, as margas constituem a litologia principal, e nas margens do Rio Sanângoè a leste da vila de Estima aparecem intercalações de argilitos com finas camadas de carvão aflorando regularmente. Ao longo dos Rios Mucangádzi e Vúzi e a sul do Lago de Cahora Bassa ocorrem grés fossilíferos desta unidade (GTK Consortium, 2006d). Assume-se que a Formação de Matinde tenha uma idade pérmica inferior a média, equivalente ao Ecca Médio/Superior da Bacia Principal do Karoo da África do Sul (GTK Consortium, 2006d).

O Karoo Inferior termina, durante o Pérmico Médio a Superior, com a deposição de depósitos clásticos mistos de grão grosseiro a fino, da Formação de Matinde (GTK Consortium, 2006d).

A **Formação de Cádzi**, compreende grés arcósicos com estratificação entrecruzada, com horizontes conglomeráticos e, em alguns lugares, calcários e grés carbonatados. A unidade está exposta principalmente ao longo da margem sul do Lago de Cahora Bassa, formando cristas longas, de inclinação suave para sul, no topo da Formação de Matinde. A crista mais proeminente, a norte da aldeia de Mágoè, é formada por grés amarelos claros a castanhos avermelhados, de grão grosseiro, com camadas intercaladas de conglomerados de seixos ou seixos de quartzo. Na margem norte do lago, afloram camadas finas intercaladas de conglomerados. Para a Formação de Cádzi é proposta uma idade variando do Pérmico Superior ao Triássico Inferior, abrangendo o limite entre o Karoo Inferior e Superior (GTK Consortium, 2006d).

2.3.3. Subgrupo do Karoo superior

O subgrupo do Karoo Superior inclui formações compostas principalmente por sedimentos detríticos e rochas sub-vulcânicas interestratificadas de idade do Triássico Inferior a Jurássico Inferior (GTK Consortium, 2006d). As formações sedimentares caracterizam-se por terem sido depositadas em ambientes essencialmente fluviais e com muitas mudanças no estilo tectónico durante o Triássico e Jurássico Inferior (Paulino et al. 2009).

O Karoo Superior ígneo, apresenta-se, principalmente, na forma de extrusões, havendo no entanto, de modo subordinado, corpos doleríticos intrusivos nas formações da base e nas mais recentes do Karoo. (Lopo Vasconcelos & Jamal 2010; Hatton & Fardell 2012). Estas formações do Karoo superior estão bem preservadas no oeste de Moçambique, (Fig.13). Escodas lávicas extensas, diques e soleiras caracterizam a região (Bristow & Saggerson 1983). Estas rochas ígneas são, na sua maioria, de idade jurássica embora exista um grupo mais jovem de idade cretácica (Bristow & Saggerson 1983).

Um aspecto interessante é que em Moçambique o vulcanismo do Karoo é contemporâneo das formações sedimentares do Karoo Superior, o que o diferencia do resto da região (Lopo Vasconcelos & Jamal 2010).

2.4. ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO NA GEOLOGIA DA PROVÍNCIA DE TETE (UMA BREVE INTRODUÇÃO)

A geologia regional de Tete, onde se insere a área estudada, é ilustrada, de um modo esquemático, na figura 15. São reconhecidas, na região, formações precâmblicas mesoproterozóicas (o soco cristalino precâmbrico e a Suite de Tete) e formações fanerozóicas pertencentes ao SGK e pós Karoo (Fig. 15).

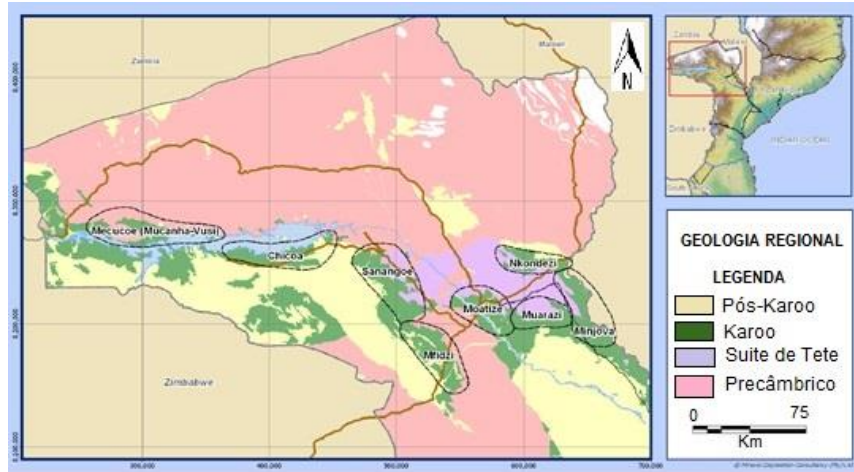


Figura 15. Mapa esquemático da geologia da província de Tete.

2.4.1. Formações precâmblicas

Recentemente, a geologia de Tete, foi revista pelo consórcio GTK (2001-2006) dando origem a cartas geológicas à escala 1: 250 000. De acordo com estes trabalhos, a suite de Tete, pode ser genericamente, descrita como sendo uma intrusão, de idade mesoproterozóica (1047±29Ma), bandada de gabro-anortosito, que se sobrepõe a um soco cristalino milonitizado designado de granito milonitizado de Mussata.

Com base em dados petrológicos, estruturais e geocronológicos o domínio norte pode ser separado do domínio sul através de uma zona de cisalhamento designada Sanangoe shear zone (SSZ) (Fig.16). O domínio norte é subdividido em dois subdomínios com base em critérios estruturais: (a) Gondwana Oeste, genericamente caracterizado por estruturas SW-NE e WSW-ENE; (b) uma pequena parte a este com estruturas NW-SE pertence a Gondwana Este (Fig.16). É neste último domínio que se localiza a área estudada.

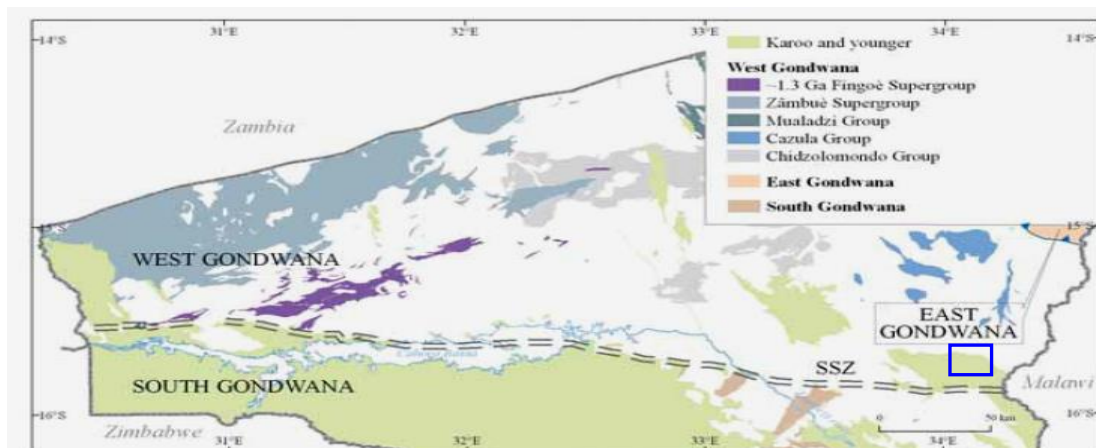


Figura 16. Distribuição das unidades mesoproterozóicas da faixa orogénica de Tete- Chipata. SSZ- cisalhamento de Sanangoe. (Retirado de Westerhof et al. 2008).

Para além destes aspectos, a província de Tete é dominada, do ponto de vista estrutural, pelo rift do Zambeze cuja orientação geral é W-E desde o bordo Zâmbia-Zimbaue até Cahora Bassa e depois muda para SE em Tete (Fig.13).

Nesta região existem afloramentos de dolerito. Alguns trabalhos têm proposto a existência de relação da Suite de Tete com os corpos de dolerito, mas idades modelo indicam que eles podem ser muito mais recentes do que os gabros e anortositos da suite de Tete e que a relação espacial é originada por fracturas distensivas posteriormente preenchidas por magma basáltico (Hunting, 1984a; Hunting, 1984b). De acordo com estes autores a intrusão dos doleritos terá ocorrido (a) posteriormente à instalação da suite de Tete; (b) antes ou durante o ciclo orogénico pan-africano; (c) durante a abertura do rift Karoo do Zambeze (Jurássico 180 Ma); durante o Cretácico simultaneamente com a instalação dos corpos alcalinos de carbonatitos e rochas associadas. Assim, os doleritos, ou pelo menos a sua generalidade, deixaram de ser vistos como associados à Suite de Tete.

2.4.2. Formações fanerozóicas – formações Karoo (SGK)

Na província de Tete, as bacias Karoo tendem a ter uma orientação E-W entre as localidades de Zumbo e Cahora Bassa e uma orientação NW- SE nas regiões mais a este (Fig. 13). Estas bacias são delimitadas por falhas de orientação paralela ao do rift do Zambeze e a interpretação da estrutura regional indica que são de origem tectónica com o desenvolvimento de graben e horst (GTK Consortium, 2006b).

Ao longo do vale do Zambeze, três bacias Karoo principais são identificadas entre as quais se destaca a de Moatize- Minjova, onde se insere a área estudada (Fig.13). Nesta bacia, de orientação NW-SE, são encontradas, particularmente nos testemunhos das sondagens, formações sedimentares do Karoo inferior equivalentes ao grupo Ecca. Essas sequências sedimentares terão sido depositadas durante o Período Pérmico (GTK Consortium, 2006b; Fernandes, Rodrigues, Jorge, & Marques, 2014).

A formação das bacias Karoo e a erosão terão sido seguidas de deposição de sedimentos do Cretácico culminando no rifting cenozóico e na formação de falhas que originaram a actual distribuição dispersa das “manchas” sedimentares de idade Karoo na cartografia geológica (Figs. 17, 18 e 19)

As falhas de orientação NW-SE (e outras) estão, por vezes, ocupadas por diques de dolerito (Figs. 18,19) (Vasconcelos, 2009; Hatton et al, 2012).

CAPÍTULO 3. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA (ÁREA DA LICENÇA 805L)

A zona estudada localiza-se na área de licença 805L concessionada à empresa Ncondezy Coal Company (Fig.1C.). Está representada nas Folhas 1533/1534 (Cazula/Zóbué) da Carta de Moçambique, à escala 1:250 000 (Fig.17), publicada pela Direcção Nacional de Geologia de Moçambique em 2004-2005 e na carta de fotointerpretação, à escala 1: 50 000 (Figs. 18 e 19), realizada por Hatton et al. (2012).

3.1 GEOMORFOLOGIA

Na área estudada, o relevo é aplanado, com altitude que varia entre os 300 e os 350m. Só na parte sul existem relevos, ocupados por gabros-anortositos da Suite de Tete, que podem atingir os 773m.

A zona é atravessada pelo rio Ncondezi, com direcção geral próxima de W-E, definindo meandros, na superfície de aplanção e com alguns sectores da sinuosidade sugerindo a influência tectónica (Figs, 17,18 e 19).

3.2. LITOLOGIAS AFLORANTES

Os dados aqui apresentados baseiam-se, fundamentalmente, em três tipos de informações:

(A) Na cartografia geológica, representada nas Folhas 1533/1534 (Cazula/Zóbué) (Fig. 17); no mapa de fotointerpretação, apresentado nos artigos de Hatton et al, 2012 e Meyer (2008) (Figs. 18 e 19)

(B) Na análise e estudo das imagens dos testemunhos das sondagens de onde foram retiradas as amostras estudadas neste trabalho (Cap.4).

De acordo com a cartografia geológica, afloram, na área, rochas de idade precâmbrica e de idade fanerozóica (Fig. 17).

As rochas do Precâmbrico, de idade mesoproterozóica, incluem, das mais antigas para as mais recentes: (a) pequenos corpos de anortosito pertencentes à Suite de Tete (P2Tan), que se sobrepõem, por falha, aos granitos milonitizados de Mussata (P2MT) também de idade mesoproterozóica (pequeno retalho no canto SE da carta); (b) gabros, com algumas intercalações de anortositos, pertencentes à Suite de Tete de idade mesoproterozóica (P2TGb).

Na área estudada, as formações referidas no ponto (b) estão amplamente representadas (Figs.17, 18 e 19).

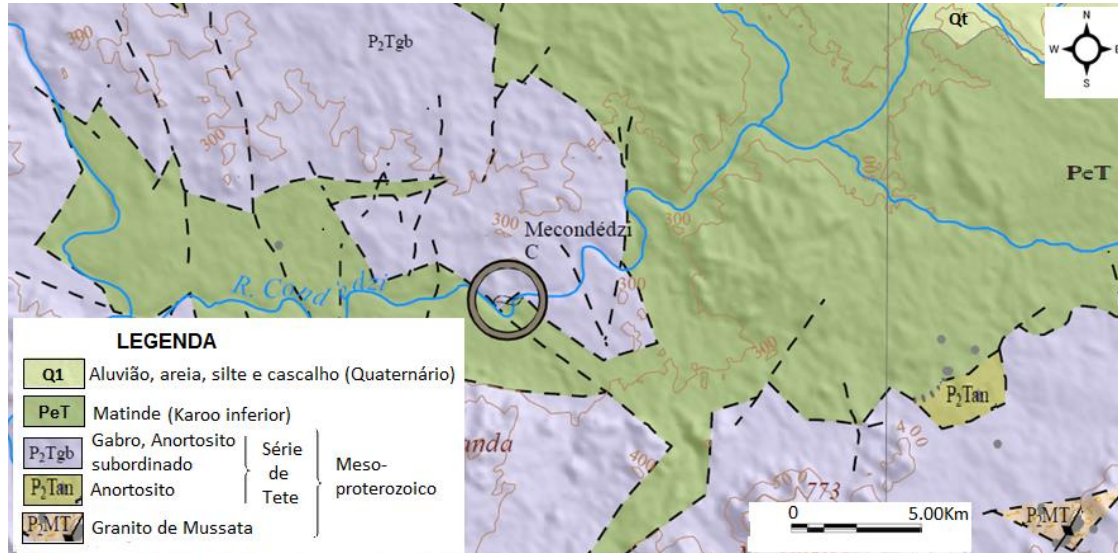


Figura 17. Extracto do mapa geológico mostrando a área de estudo. Extraído da Carta Geológica de Moçambique, escala 1:250 000, Folha Nº1533/1534 (Cazula-Zóbuè). Fonte: Direcção Nacional de Geologia.

As formações fanerozóicas incluem a formação de Matinde (PET) do Karoo inferior (idade Pérmico) e as formações do Quaternário Q1 (aluvião, areia, silte e cascalho). A formação mais representada na cartografia é a formação de Matinde, de idade Karoo inferior (Figs. 17, 18 e 19). Segundo Meyer (2008) e Hatton et al. (2012), os testemunhos das sondagens, na área estudada (Figs. 18 e 19), permitem reconhecer que a sequência Karoo começa com uma unidade de tilito, da formação de Vuzi (correlacionada com o grupo Dwyka, de idade permo-carbónica; Tab.1); esta formação é sobreposta por depósitos espessos de arenito e de argilito, com intercalações de camadas de carvão, que definem a formação de Matinde (correlacionada com o grupo Ecca, depositado no início do Pérmico, há 299 a 251 Ma; Tab. 1); a formação de Matinde é coberta por sequências espessas de arenito contendo fósseis de peixes e de répteis, que caracterizam a formação de Cadzi (considerada como pertencente ao grupo Beaufort, depositado entre o final do Pérmico e o início do Triássico; Tab. 1).

A formação do topo do Karoo superior compreende, na base, camadas de argilito e arenito e, superiormente, formações magmáticas (escoadas lávicas de basalto e riólito e intrusões de dolerito. Esta formação é correlacionada com o grupo Stormberg definido na África do Sul (Tab.1).

	Moçambique	Equivalente na África do Sul	Litologias observadas nos testemunhos das sondagens realizadas nas áreas 804L e 805L
Karoo Superior	Formação magmática	Grupo Stormberg	Escoadas lávicas de basalto e riólito no topo com intrusões de dolerito
	Formação Sedimentar		Camadas de argilito e arenito
Karoo Inferior	Formação de Cadzi	Grupo Beaufort	Sequências espessas de arenito contendo fósseis de peixes e de répteis
	Formação de Matinde	Grupo Ecca	Estratos espessos de arenito e de argilito, com intercalações de camadas de carvão
	Formação de Vuzi	Grupo Dwyka	Tilito de origem fluvio-glacial
Basamento			Rochas cristalinas variadas precâmblicas

Tabela 1. Estratigrafia do Karoo nas áreas das licenças 804L e 805 L e a sua equivalência com as unidades definidas na bacia tipo da África do Sul, de acordo com Meyer (2008) e Hatton et al. (2012).

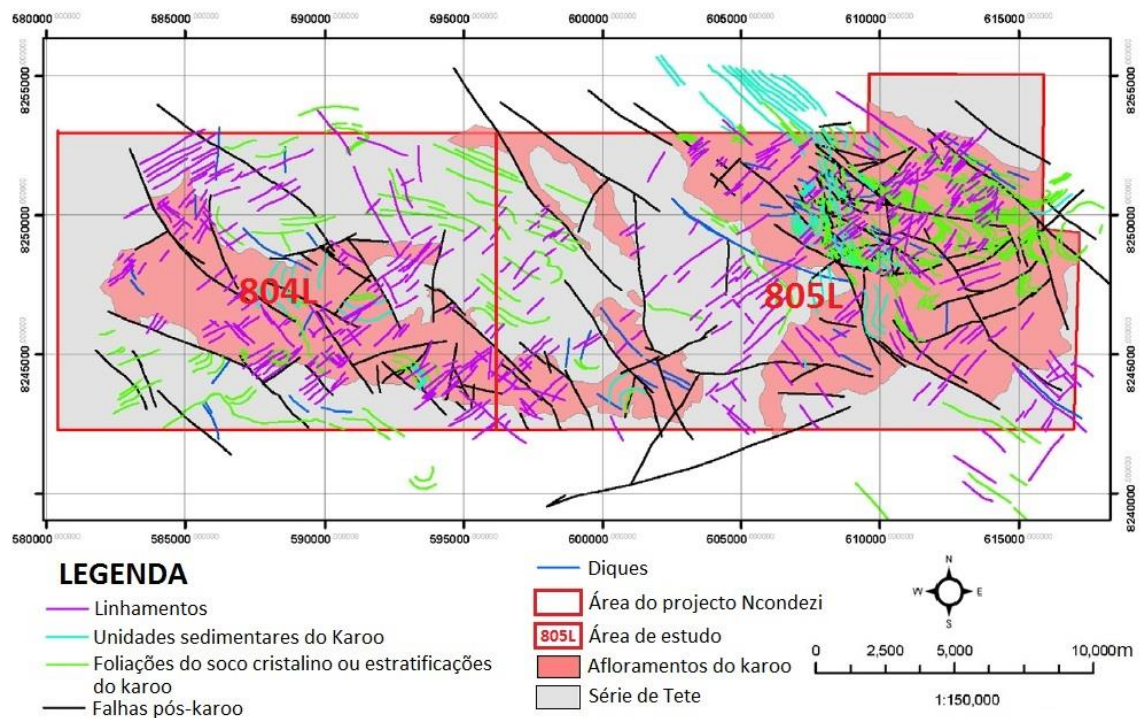


Figura 18. Mapa geológico e de fotointerpretação, contendo a área estudada (805L) (retirado de Hatton et al., 2012).

A cartografia apresentada (Figs. 18 e 19) sugere a relação dos diques de dolerito com o sistema de falhas NW-SE e com a orientação NW-SE da estratificação das unidades Karoo. Apesar dos poucos corpos doleríticos cartografados (Figs. 18 e 19), a sua presença é sempre detectada nas sondagens realizadas na área da licença 805L (Cap.4).

Segundo Hatton et al. 2012 a instalação destes corpos intrusivos está associada ao regime distensivo mesozóico (170-200Ma) que produziu as estruturas de graben, onde se depositaram os estratos Karoo. Os corpos doleríticos formam soleiras e diques cuja instalação afectou, em algumas situações, os estratos sedimentares encaixantes causando modificação na qualidade do carvão extraído (Mayer, 2008; Hatton et al., 2012).

A possibilidade de instalação de corpos de dolerito no período Karoo é apontada pela idade de 180 ± 43 Ma obtida pelo método Sm-Nd no dique máfico de Moeza (GTK Consortium 2006b).

3.3. ESTRUTURA

Do ponto de vista estrutural a área estudada é, genericamente, caracterizada: (a) por três conjuntos de sistemas de falha NW-SE, W-E e NE-SW; (b) por contactos por falha ou fractura, NW-SE, W-E, entre as formações do Precâmbrico da Suite de Tete e as formações do Karoo sobrejacentes; (c) por alinhamentos tectónicos com uma orientação predominantemente NW-SE, que poderão reflectir estruturas mais antigas, quer nas formações da suite de Tete quer nas de idade Karoo; (d) falhas e fracturas NW-SE, grosseiramente, paralelas à estratificação das unidades Karoo e à foliação observada na Suite de Tete; (e) falhas mais tardias, algumas pós-Karoo, predominantemente de orientação NW-SE, NE-SW e W-E, perturbaram as orientações originais das anisotropias planares das formações sedimentar e ígnea e a atitude de algumas falhas NW-SE. Estas falhas afectaram a geometria original dos estratos de idade Karoo quer à superfície quer em profundidade originando blocos desligados delimitados por falhas (Mayer, 2008). A formação destes blocos tectónicos é atribuída ao rifting terciário e a falhas associadas ao desenvolvimento do braço do Zambeze do sistema de Rift Este-Africano (Mayer, 2010; Hatton et al. 2012).

A cartografia apresentada (Figs. 18 e 19) sugere a relação dos diques de dolerito com o sistema de falha NW-SE e com a orientação NW-SE da estratificação das unidades Karoo. Apesar dos poucos corpos doleríticos cartografados (Figs. 18 e 19), a sua presença é sempre detectada nas sondagens realizadas na área da licença 805L (Cap. 4).

CAPÍTULO 4. ANÁLISE DA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA E ESTUDO DAS IMAGENS DOS TESTEMUNHOS DAS SONDAGENS

A Ncondezi Coal Company é uma das principais empresas de prospecção de carvão a actuar em Moçambique, tendo-lhe sido atribuída várias áreas de licença (Fig.18) entre as quais a 805L, onde se localiza a área estudada. A principal actividade desenvolvida pela empresa, nos anos 2010-2013, foi a prospecção por um método directo, o método das sondagens diamantadas com recuperação de testemunho. Para este trabalho, a Ncondezi Coal Company disponibilizou as coordenadas dos locais onde foram realizadas as sondagens (Tab.2) bem como as imagens dos testemunhos das sondagens de onde foram retiradas as 31 amostras de dolerito que aqui foram estudadas.

4.1. LOCALIZAÇÃO DAS SONDAGENS

O mapa da figura 19 foi realizado com base nos dados expressos na tabela 2 projectados no mapa (Fig. 19) publicado por Hatton & Fardell (2012).

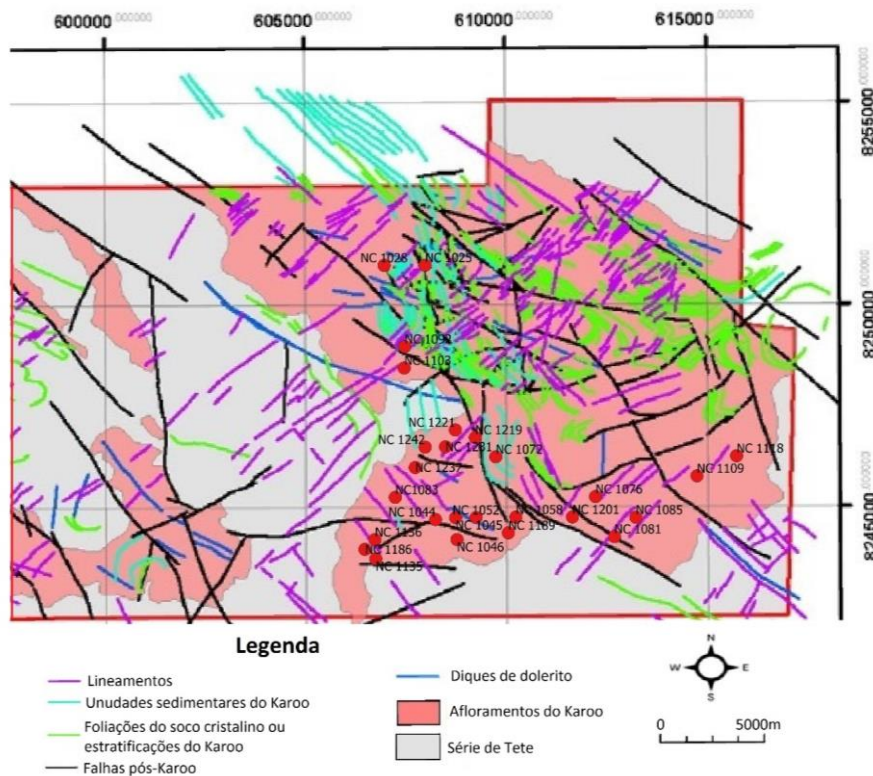


Figura 19. Mapa geológico da área de estudo mostrando a localização dos furos de sondagem (modificado de Hatton et al. 2012).

A construção da figura 19 foi feita usando o software Qgis e seguiu o seguinte procedimento:

- A partir de um “raster” georreferenciado do mapa de Hatton & Fardell (2012), com as coordenadas cartesianas (X e Y) em 4 pontos nas interseções entre meridianos e paralelos (e usando a configuração: projecção - U.T.M.; elipsóide - WGS84; unidades - metros; datum - Moznet 36S; coordenadas - U.T.M., Zona 36), foram projectadas as coordenadas das sondagens (Tab. 2) após a transformação do formato Excel para CSV (formato compatível para ficheiros Qgis).

Ref. Sondagem	Coordenadas (UTM)		Ref. Sondagem	Coordenadas (UTM)	
	X	Y		X	Y
NC 1025	608016	8250998	NC 1103	607482	8248458
NC 1028	606995	8250999	NC 1109	614753	8245754
NC 1044	608245	8244704	NC 1118	615740	8246246
NC 1045	608744	8244750	NC 1135	606753	8243740
NC 1046	608776	8244207	NC 1136	606734	8244214
NC 1052	609253	8244749	NC 1186	606485	8243975
NC 1058	610241	8244756	NC 1189	610053	8244367
NC 1072	609750	8246249	NC 1201	611649	8244753
NC 1076	612226	8245253	NC 1219	609242	8246732
NC 1081	612693	8244262	NC 1221	608747	8246919
NC1083	607246	8245258	NC 1231	608500	8246504
NC 1085	613227	8244736	NC1237	607746	8245994
NC 1092	607499	8248985	NC 1242	607994	8246496

Tabela 2. Tabela resumando a informação sobre a localização dos furos de sondagens de onde foram retiradas as amostras.

4.1.2. Dados obtidos a partir da análise da cartografia geológica

De acordo com a informação contida no mapa da figura.19, todas as sondagens estão localizadas nos afloramentos da formação de Matinde (Karoo inferior) na “mancha” cartografada mais a este da área, em locais próximos do contacto com gabros-anortositos da Suite de Tete, e em zonas mais afastadas dos contactos entre estas duas litologias (Fig.19). Em qualquer uma das áreas atrás referida, é patente a presença ou a proximidade de falhas com orientações e idades distintas (Tab.3).

Com a excepção dos locais das sondagens NC1052, NC1045, NC 1028 e NC 1025, não foram assinalados afloramentos de dolerito (Fig.19).

4.2. ANÁLISE DOS TESTEMUNHOS DAS SONDAGENS E DAS AMOSTRAS COLHIDAS

A tabela 3 sintetiza os dados obtidos no estudo dos testemunhos das sondagens de onde foram retiradas as amostras estudadas.

De acordo com os resultados obtidos nesse estudo, abordaremos, nas seguintes subsecções, alguns aspectos específicos dos corpos doleríticos estudados.

Ref.sondage	Ref.AM	encaixante		Prof. do dolerito (m)			Falhas pos Karoo			FRACTURAÇÃO				ALTERAÇÃO			local am test		
		topo	base	Topo	Base	Espess.	NW-SE	W-E	NE-SW	ET	DOL	EB	Contacto	ET	DOL	EB	PT	meio	PB
NC 1025	NC 1025	MD-CX/CM	MD-CX/CM	299.05	300.6	1.53	Xpk?			X	BFB	X	b ₁ /So?	vc	a, vcc	vcpi			X
NC 1028	NC 1028	CM/CX	CM/CX	75.09	82.18	7.09	Xpk?			X	X BcFMeB	X	b ₁ /So?	vcpi	Vc>>	vc		X	
NC 1044	NC 1044 A	CM/CX	CM/CX					x		X	NSV		b ₁ /So	Vc	pi>a		X		
NC 1044	NC 1044 B										f//C?			vc			x		
NC 1044	NC 1044 C	CM/CX	CM/CX	34.73	43.43	8.7					fracturas preenchidas	bIIsoB		a c+vcpi	Cpi			x	
NC 1045	NC 1045	CM/CX	CM/CX	39.52	53.89	14.37		?		XX	BFTFT	XX	BIIso	vcvou	Vpi>Vcc	Vc		X	
NC 1046	NC 1046	MD-CX/CM	MD-CX/CM	140.93	150.8	9.88		?		XX	F//cimpBF	XX	bIIso	Vc	Ac>Vc	Vcc		X	
NC 1052	NC 1052	MD	MD	71.19	76.77	5.58		x		XX	sem fractura	XX	BIIso	pvc	Vc>a	pvc		X	
NC 1058	NC 1058	MD-CX/CM	MD-CX/CM	41.23	45	3.77		?		XX	F	XX	BIIso	pvc	Vc>a c	Vc		X	
NC 1072	NC 1072	CM/CX	CM/CX	89.68	92.57	2.89	x			x	BFT	XX	BIIso	pvc	AC>vC	vc pi		X	
NC 1076	NC 1076	ned	ned	ned	ned	ned	ned	ned	L	ned	ned	ned	ned	ned	ned	ned	ned	ned	ned
NC 1081	NC 1081	CM/CX	CM/CX	201.26	206.1	4.83	x			X	FPOUCAS	xx	BIIso	pvc	Vc ac	pvc		X	
NC1083	NC1083	CM/CX	CM/CX	123.26	137.3	8.34	L			XX	pf	XX	b ₁ /So	vpi>Vc	pa c	pvc		x	
NC 1085	NC 1085	MD log	MD log	0.63	5.75	5.12			L	ned	ned	ned	ned	ned	ned	ned		X	
NC 1092	NC 1092	MD-CX/CM	Do2	38.81	44.31	4.1	x			XX	pf		//do2	pvc	Ac>vc	vc>a c		X	
NC 1103	NC 1103	MD-CX/CM	MD-CX/CM	73.77	76.98	3.21	x			XX	BFT F	XX	//So	vcpi	Vc>>am	Vc		XM	XL
NC 1109	NC 1109	MD-CX/CM	MD-CX/CM	110.01	112	2.03			L	x	pf	pf	IIso	Vc/	a c,vcpi	pvc		X	
NC 1118	NC 1118	CM/CX	CM/CX	137.7	139.5	1.83			L	XX	pf	XX	BIIso	Vc	a c,vpi?	vc		X	
NC 1135	NC 1135	MD-CX/CM	MD-CX/CM	73.77	76.98	3.21		x		XX	pf	XX	BIIso	Vc	a c>vc	vc		X	
NC 1136	NC 1136	CM/CX	CM/CX	81.35	87.94	6.59		Xpk?		ned	ned	ned	ned	ned	ned	ned		X	
NC 1186	NC 1186	MD-CX/CM	MD-CX/CM	85.92	88.36	2.44		Xpk??		XX	pf	XX	BIIsoe F	pvc	vcvouco	pvc		X	
NC 1189	NC 1189	MD-ST	MD-CM	90.66	97.71	7.05	Xpk?			XX	F	XX	F a perturba	vc	Vc>a c	vc		x	
NC 1201	NC 1201	SS	?fim	201.8	208.3	6.49	x			XX	FBF	ned	Falha	nada	a c>Vc	?		x	
NC 1219	NC 1219	CM/CX	CM/CX	50.07	54.07	4	x			x	pf	pf	IIso	Vc	a c>vc	vc		X	
NC 1221	NC 1221A	CM/CX	CM/CX						L	x	pf	pf	IIso	Vc	a cgrandespi		X		
NC 1221	NC 1221B											pf		nada			x		
NC 1221	NC 1221C	CM/CX	CM/CX	18.38	27.27	8.89					pf	xx	Bf?'		a c	VC		X	
NC1221	NC 1221 XD2	CM/CX	CM/CX	43.19	46.77	3.58		x		X	pf	X	BIIsoE	Vcpi	a c>vc	vc	X		
NC 1231	NC 1231	CM/CX	CM/CX	27.15	31.84	4.69		Xpk?		x	x		IIso	vc	nada	vcpi		x	
NC1237	NC1237	?	?	37.02	41.16	4.14	L			pf	pf		IIso BFB	vcp	pa c	vc		X	
NC 1242	NC 1242	CM/CX	CM/CX	23.66	28.62	4.96		Xpk?	L	xp	nada	xp	IIso	vc	pa lt	vc		X	

Tabela 3. Síntese dos dados obtidos no estudo dos testemunhos das sondagens de onde foram retiradas amostras estudadas. Do-dolerito; MD-argilito; CX-carvão; CM-argilito carbonoso; ST-siltito; SS-areto; So estratificacao; a-amigdalas; Vc-veios com calcite; vcpi-veios com calcite e pirite; Ned-não existem dados; F-falha; ET-encaixante sedimentar no topo do dolerito; Eb-encaixante sedimentar na base do dolerito;XPK-falha pós-Karoo; Xpk?-falha em que não é clara a idade; L- lineamento incluído na mancha Karoo).

4.2.1. Litologias do encaixante

O estudo dos testemunhos das sondagens (Tab.3) permite reconhecer que os corpos doleríticos são, frequentemente, intrusivos quer no topo quer na base em:

(A) argilitos de cor escura, carbonosos (CM) com algumas intercalações de carvão (CX). Esta situação é exemplificada nas figuras 20, 21 e 22 referentes às sondagens NC 1025, NC1044 e NC 1221 (Tab.3).

(B) argilitos e siltitos (MD). Exemplos deste tipo de contacto são observado nas sondagens NC 1052 e NC1085 (Tab.3).

Mais raramente, são também observados corpos doleríticos que contactam com arenito (NC 1201) (Tab.3).

Com base nos dados expostos na tabela 1, as características das formações sedimentares poderão corresponder às descritas para as formações de Matinde, de Cadzi (Karoo inferior) e formação sedimentar do Karoo superior. Estes dados sugerem, assim, que os corpos doleríticos estudados tenham instruído quer o Karoo inferior quer o Karoo superior.



Amostra NC1025

Neste sector da sondagem, é patente a fracturação tardia e a presença associada de veios de calcite e/ou pirite no dolerito e no encaixante Estes aspectos mostram que todas as litologias foram afectadas por fracturas posteriores à instalação dos corpos de dolerito

Figura 20. Exemplo de um **contacto dolerito-encaixante do tipo (A)**. Localização da amostra NC1025 (caixa a vermelho) retirada do testemunho da sondagem NC1025. O corpo de dolerito (Do) tem uma espessura de 1,8 metros e contacta, quer na base quer no topo, com argilitos de cor escura, carbonosos (CM) que estão subjacentes a argilitos de cor escura (MD). Os contactos dolerito- encaixante são bruscos e sub paralelos à estratificação do encaixante. A presença de veios formados essencialmente por pirite e acessoriamente por calcite são observados no encaixante e no dolerito. Note-se ainda a presença de brecha de falha (Fig.23)

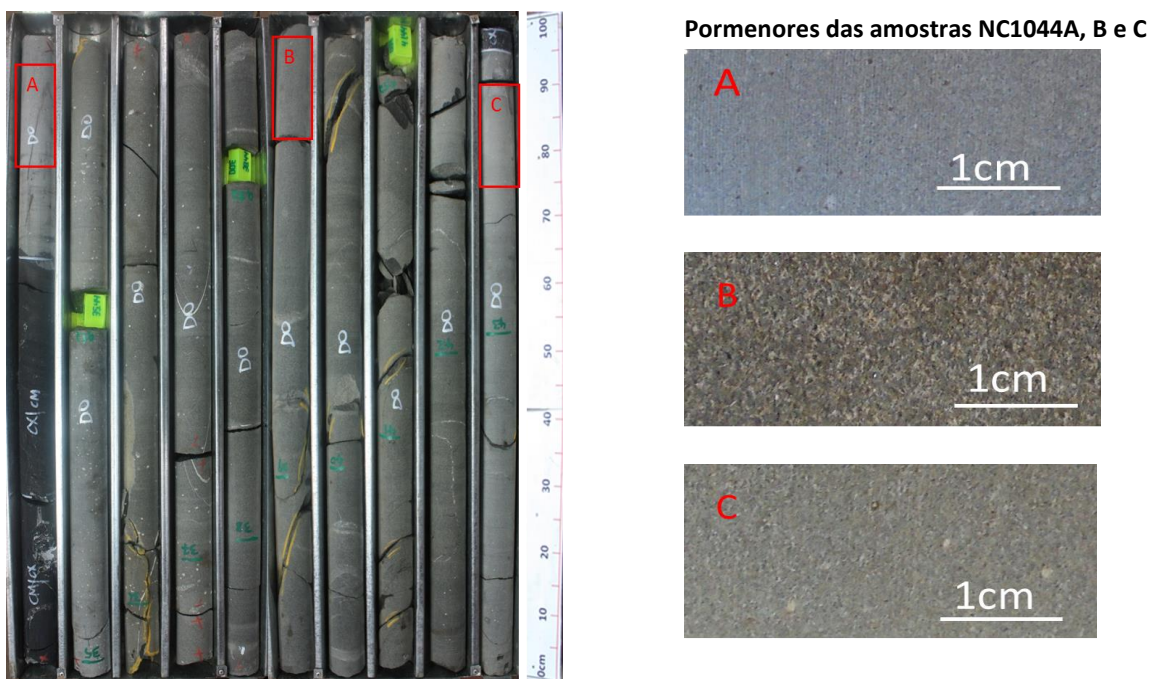


Figura 21. Exemplo de um **contacto dolerito-encaixante do tipo (A)**. Localização das amostras NC1044 A, NC1044B e NC1044C (caixas a vermelho) retiradas, respectivamente, no topo, no meio e na base do mesmo corpo dolerítico. O corpo de dolerito (Do) tem uma espessura de 10 metros. O contacto é subparalelo à estratificação do encaixante. É patente a fracturação distensiva tardia a afectar todas as litologias e a presença de veios de calcite e/ou pirite no dolerito e no encaixante. Note-se ainda variações na percentagem de amígdalas dentro do dolerito. O estudo das amostras A, B, e C mostra a existência de variação na granularidade.

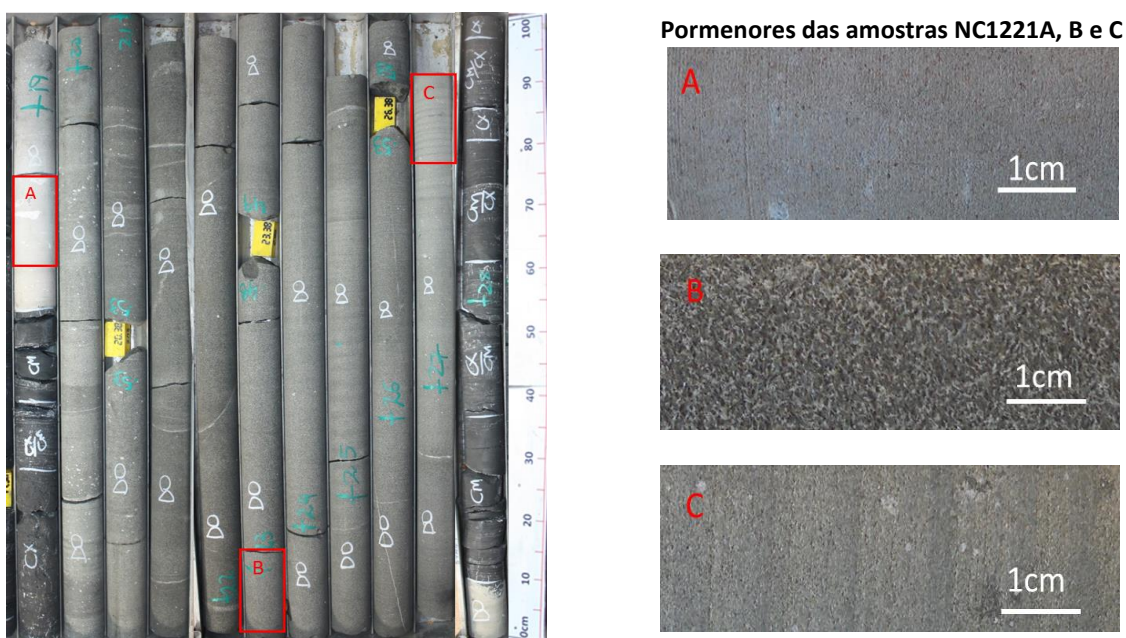


Figura 22. Exemplo de um **contacto dolerito-encaixante do tipo (A)**. Localização das amostras NC1221 A, NC1221B e NC 1221C (caixa a vermelho). Dolerito com cerca de 8 metros de espessura, O tamanho de grão aumenta de muito fino (nas extremidades do corpo A e C) para fino a médio para as áreas mais centrais (B). O contacto do dolerito com a encaixante é subparalelo à estratificação.

4.2.2. Tipos de contacto dolerito-encaixante sedimentar.

Os contactos dos corpos de dolerito com o encaixante sedimentar são, regra geral, bruscos e subparalelos e mesmo paralelos à estratificação, sugerindo que, pelo menos alguns deles, possam estar a ocupar domínios tabulares concordantes, formando soleiras.

Em outros casos, o contacto é ocupado por brecha de falha (Fig. 23) sugerindo que a instalação dos corpos de dolerito foi anterior à activação das falhas.

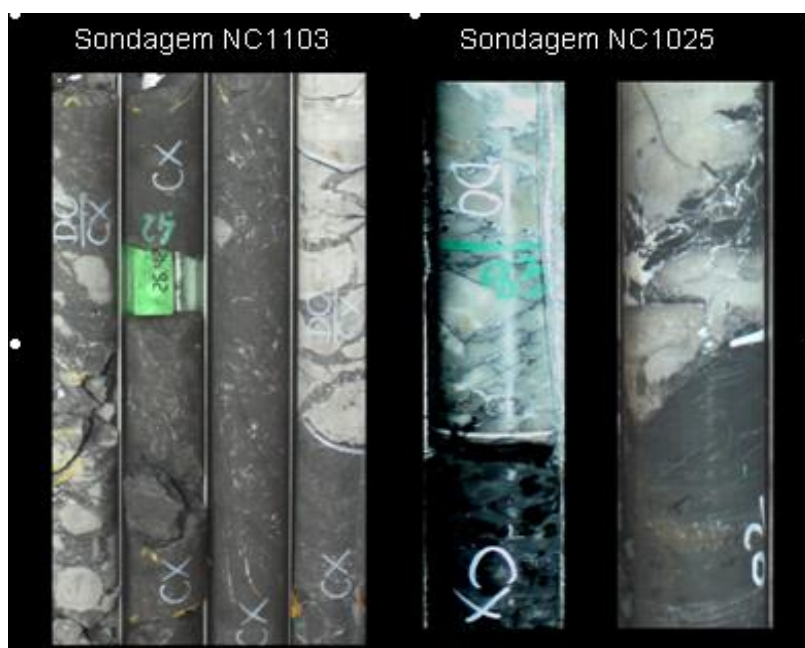


Figura 23. Contacto dolerito com o encaixante, ocupado por brecha de falha.

A granularidade fina a muito fina dos corpos de dolerito testemunha o carácter hipabissal. Em quase todos os corpos doleríticos é observada a diminuição das dimensões dos cristais junto ao contacto com o encaixante. Este aspecto é interpretado como o reflexo de um arrefecimento mais rápido e formação de “chilled margins” (Figs 21 e 22). Também em algumas sondagens, são observados, nos domínios sedimentares adjacentes ao contacto, aspectos de recristalização sugerindo o efeito do aquecimento do encaixante pela intrusão e a formação de “baked margin”. O efeito térmico de algumas das intrusões de dolerito na alteração da qualidade do carvão fora já referido nos trabalhos de Hatton et al, 2012. Todos estes aspectos confirmam o carácter intrusivo dos corpos de rochas básicas que aqui foram estudadas.

A importância da deformação frágil, quer na zona de contacto sedimentar-dolerito (Fig. 23) quer em zonas mais afastadas (Figs. 20, 21 e 22) é patente em todas as sondagens estudadas. Estas estruturas poderão reflectir a continuação, em profundidade, do sistema de falhas assinalado na cartografia da figura 19. Nas rochas sedimentares, os planos de diaclasamento são, geralmente, visíveis ao longo das superfícies de estratificação. Todavia, estas fracturas são, frequentemente, sobrepostas, quer no sedimentar quer no dolerito, por outros sistemas de fracturação extensiva, e por falhas com algum rejeito (Figs. 20 e 21). Muitas das fracturas são ocupadas por veios formados, essencialmente, por calcite e/ou piritite e acessoriamente quartzo, revelando precipitação por circulação de fluidos hidrotermais. Os mesmos minerais são encontrados no preenchimento de amígdalas.

No contexto atrás exposto, a possibilidade de instalação destes corpos magmáticos ter desencadeado reacções de desidratação nas rochas sedimentares encaixantes com geração ao de fluidos hidrotermais não pode ser excluída. Porém a libertação de fluidos magmáticos nas fases finais de cristalização pode ter tido também um papel importante no processo de metamorfismo hidrotermal, como se verá no capítulo seguinte sobre petrografia. Por último, sublinhe-se a possibilidade de sobreposição de efeitos térmicos causados por vários estádios de cristalização/instalação de corpos

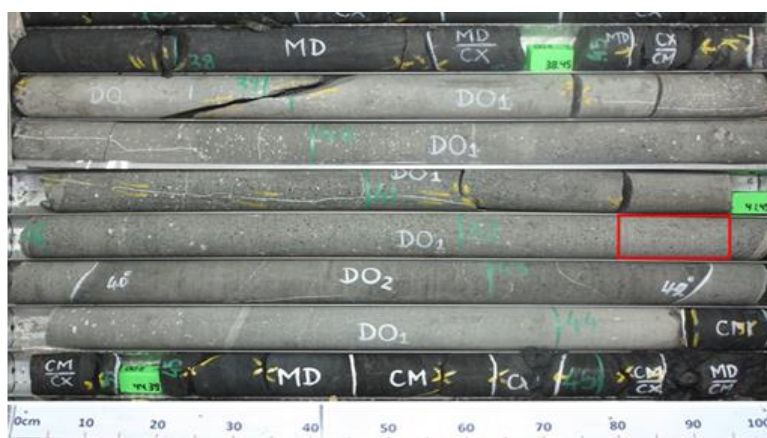


Figura 24. Testemunhos d sondagem NC1092 mostrando dois estágios de intrusão (D2 que parece intruir o corpo D1). Caixa vermelha indica o local de onde foi retirada a amostra estudada.

CAPÍTULO 5. PETROGRAFIA

O estudo petrográfico realizado teve como principais objectivos a caracterização e a avaliação de eventuais diferenças texturais e mineralógicas entre amostras de diferentes corpos doleríticos e no interior de um só corpo dolerítico (Tab. 3).

Todas as amostras estudadas foram recolhidas, preferencialmente, em domínios com poucos veios e fracturas. A maior parte delas foram retiradas das zonas centrais dos corpos de dolerito (Tab. 3). Em cada amostra foi realizado o estudo microscópico envolvendo duas lâminas delgadas, realizadas junto ao topo e à base.

Na avaliação de eventuais variações dentro de um único corpo de dolerito, foram seleccionadas duas sondagens (NC1044 e NC1221) e em cada uma delas três amostras com localização distinta (topo, meio e base do corpo dolerítico; Figs. 21 e 22).

Em termos gerais, o estudo realizado revela que as amostras colhidas junto ao contacto são de grão muito fino (Fig. 25A) quando comparadas com as amostras recolhidas no meio dos corpos doleríticos que exibem granularidade fina a média (Figs. 25B e 25D).

Com poucas excepções, todas as amostras revelam efeitos, em diferentes graus, de alteração hidrotermal. Os minerais secundários ocupam entre 15 a 80% da associação mineralógica modal, sendo os valores mais elevados frequentemente registados nas amostras de grão muito fino que foram colhidas junto aos contactos com o encaixante sedimentar.

5.1. MINERALOGIA E TEXTURA PRIMÁRIA

No conjunto das lâminas polidas estudadas verifica-se que são rochas mesocratas a melanocratas com índice de cor que varia entre 40% a 60%, em que se reconhece como minerais primários essenciais a plagioclase, apatite, titanaugite, biotite e acessoriamente olivina, hornblenda. Os opacos (ilmenite, magnetite e cromite, conforme se verificou por observação em luz reflectida) podem ser considerados, consoante as amostras, ora como essenciais, ora como acessórios. É de referir que se regista uma variação sistemática da granularidade e da percentagem de fenocristais dependendo da localização das amostras no corpo dolerítico.

As amostras colhidas junto aos contactos com o sedimentar caracterizam-se por granularidade muita fina (<0,250 mm), pobreza em fenocristais e alteração intensa (Fig. 25A). As amostras recolhidas nos domínios mais centrais revelam predomínio de grão fino a médio (dimensão 0,250 a 1,5 mm), enriquecimento relativo em microfenocristais e fenocristais e, frequentemente, a

melhor preservação da mineralogia ígnea primária (Fig. 25B). Por esta razão, a caracterização da textura e da mineralogia ígnea primária, que a seguir se apresenta, foi essencialmente baseada nas amostras correspondentes aos domínios centrais dos corpos de dolerito. Só no final desta secção serão referidos os aspectos gerais das amostras de granularidade muito fina.

Apesar da diferença registada na granularidade, as texturas observadas são sempre ígneas, predominantemente, intergranular (Fig. 25), com domínios localizados marcados por orientação de fluxo dos cristais tabulares de plagioclase (Fig. 25C). Por vezes, são porfiríticas com cristais euédricos de titanaugite (Figs. 25D e 26B), de plagioclase (Figs. 26 e 27), de biotite (Fig. 26D), opacos (Fig. 26E), pirite e magnetite, e raramente apatite (Fig. 26F). Estas fases minerais são reconhecidas em todas as amostras na forma de microfenocristais e/ou nos espaços entre os cristais tabulares de plagioclase.

Para algumas lâminas subsistem dúvidas sobre o carácter exclusivamente primário, não sendo de excluir que, para além de biotite primária, exista biotite secundária.

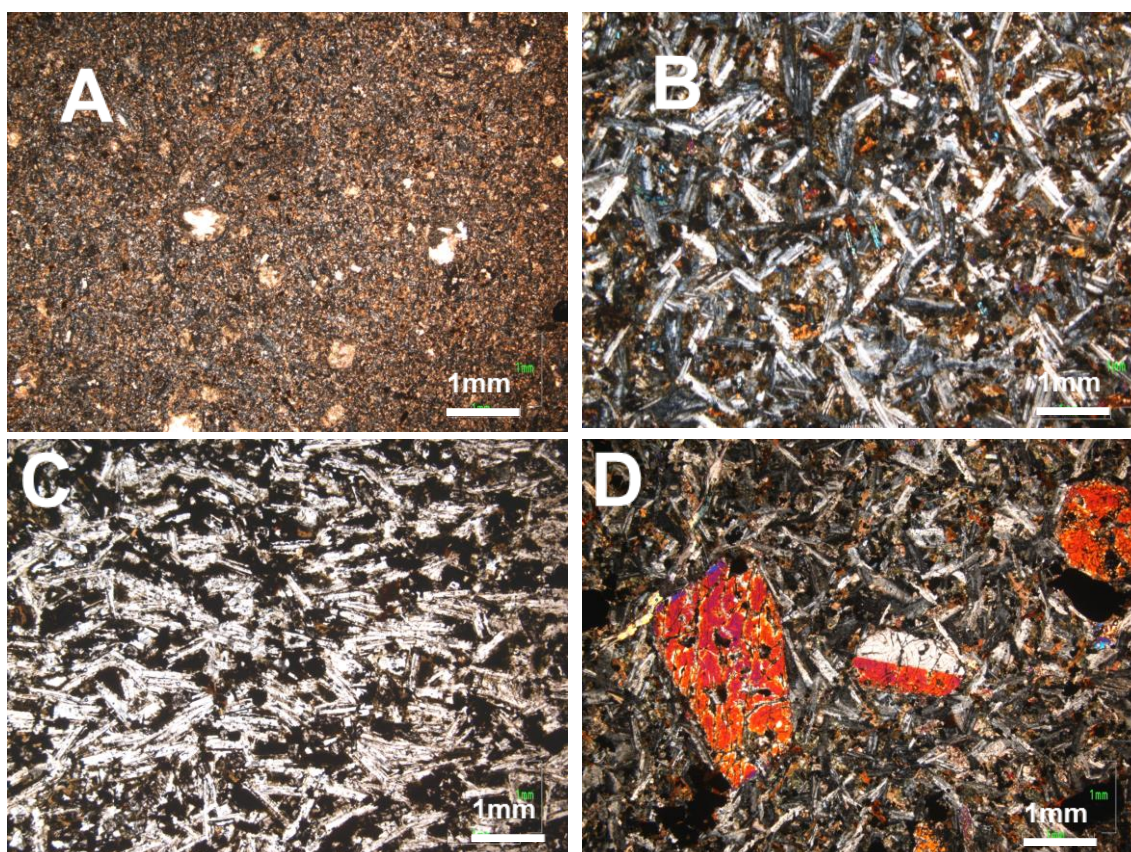


Figura 25. Microfotografias de aspectos texturais: (A) NC1221A - textura observada na amostra colhida junto ao encaixante sedimentar; os domínios arredondados correspondem a amígdalas preenchidas por calcite; (B) NC1221B textura intergranular de granularidade fina a média na amostra colhida no domínio central do mesmo corpo de dolerito; (C) pormenor da lâmina delgada da amostra NC 1221B mostrando a textura de fluxo magmática; (D) textura intergranular de granularidade fina a média, porfirítica na amostra NC1092, os cristais mais desenvolvidos são de titanaugite, por vezes com macla simples.

Em qualquer uma das situações texturais atrás descritas, a matriz comparativamente mais fina é dominada pela presença de cristais tabulares de plagioclase. Nos interstícios entre os cristais de feldspato, é reconhecida a presença de opacos, augite, biotite, olivina serpentizada e, por vezes, anfíbola.

A plagioclase é o mineral mais abundante, apresentando-se geralmente com macla polissintética segundo a lei de albite, em pequenos cristais euédricos tabulares (Fig. 25B e 25C), em microfenocristais euédricos com zonamento concêntrico normal (Fig. 26A, 27E), ou em grãos subédricos com bordos algo corroídos e reabsorvidos, por vezes com zonamento complexo. A alteração está sempre presente, em diferentes graus, observando-se aspecto turvo devido à alteração em minerais de argila, à saussuritização e à substituição parcial por calcite. Nos cristais zonados, a saussuritização está confinada aos domínios mais centrais

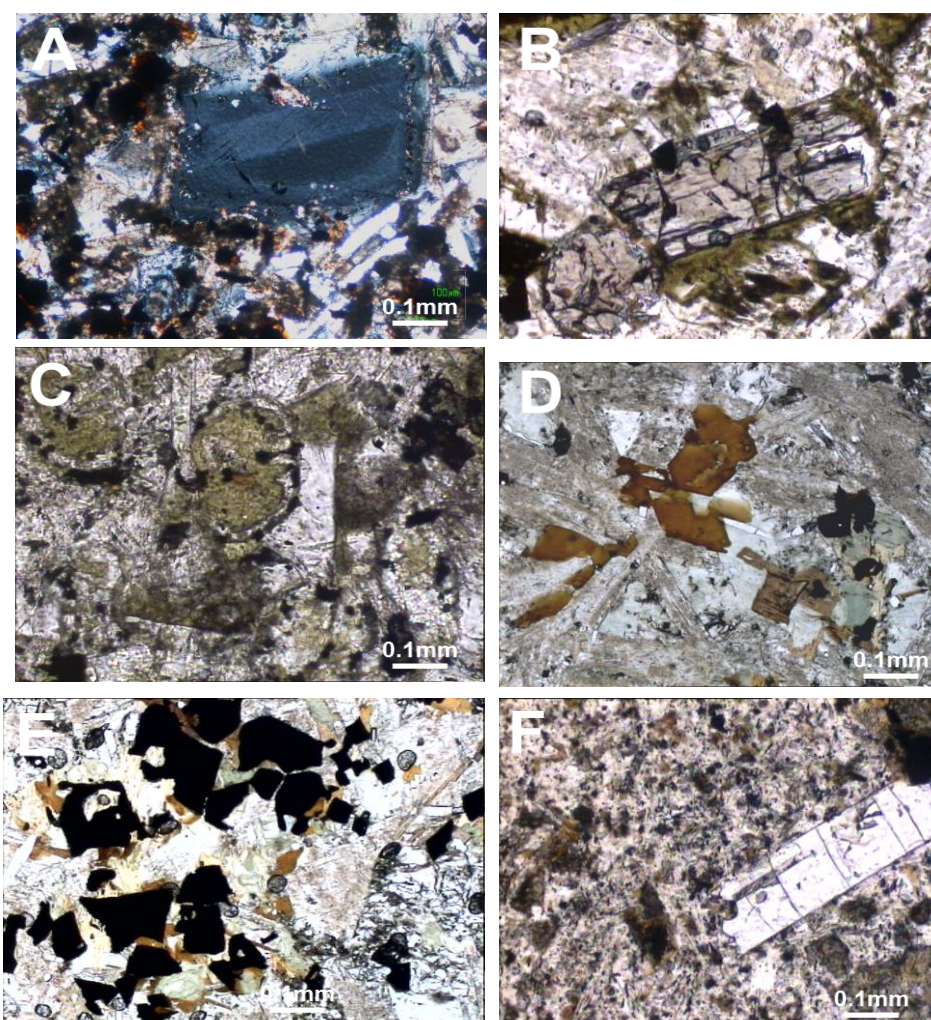


Figura 26. Microfotografias mostrando aspectos da mineralogia primária ígnea: (A) Microfenocristal subédrico de plagioclase com zonamento concêntrico e sectorial (NC1025); (B) Microfenocristal subédrico de titanite (NC 1221B); (C) Pseudomorfo de olivina formado por serpentina (NC 1028); (D) Microfenocristais subeuédricos e euédricos de biotite (NC1231); (E) Cristais euédricos de opacos (NC 1231); (F) Fenocristal euédrico de apatite (NC1221A).

A titanaugite forma cristais prismáticos subédricos e euédricos (Figs 25D e 26B) e constitui, em muitas das amostras, a fase ígnea melhor preservada da alteração. Muitos destes cristais revelam ligeiro zonamento concêntrico visível pela variação de tonalidade, a qual aponta para aumento de Ti nos domínios centrais. Em algumas amostras é notório o processo de biotitização da piroxena (Fig. 27B).

Nas amostras moderadamente alteradas a muito alteradas, a presença original de piroxena, nos interstícios entre os grãos de plagioclase, é sugerida pela existência de pseudomorfos de forma rectangular formados por clorite, atravessados por cristais de pumpleíte (Fig. 27C e D).

Também a apatite está bastante bem preservada. Forma cristais aciculares dispersas ao longo de toda a lâmina ou, mais raramente, microfenocristais euédricos (Fig. 26F)

A biotite é em algumas amostras um mineral essencial. Forma frequentemente secções euédricas e subédricas, situadas em domínios intersticiais entre os cristais de feldspato e à volta da titanaugite, ou constitui microfenocristais (Figs. 26D e 27B). Está geralmente pouco alterada, em clorite.

Em algumas amostras, as texturas observadas levantam dúvidas sobre o carácter primário ou secundário de alguns dos cristais de biotite.

A olivina é identificada em várias lâminas delgadas que contêm titanaugite. É vista no seio de pseudomorfos parciais, de forma anédrica, formados por serpentina e clorite (Fig. 26C). Na maior parte das amostras a olivina está completamente pseudomorfizada por serpentina e/ou clorite tornando difícil a confirmação da sua identificação.

A presença de anfíbola castanha, pleocróica é detectada, em algumas amostras, em cristais anédricos-subédricos, de dimensão $< 1\text{mm}$, nas proximidades dos bordos de piroxena e/ou no seio de agregados de biotite. Este aspecto textural sugere a possibilidade de biotitização da anfíbola em condições subsolidus.

O estudo preliminar dos opacos, em luz reflectida, aponta para a existência de ilmenite e de magnetite primária. Muitos dos cristais euédricos, equidimensionais, de carácter aparentemente mais tardio são de pirite.

As lâminas delgadas das amostras de granularidade muito fina ($d < 0,250\text{mm}$), colhidas junto ao contacto dolerito-encaixante sedimentar, são caracterizadas por uma matriz microcristalina, com predomínio de feldspato muito alterado, e enriquecimento em clorite e óxidos de ferro, provavelmente, associados à alteração de minerais ferromagnesianos.

5.2. MINERALOGIA E TEXTURA SECUNDÁRIA HIDROTHERMAL

Regra geral, a alteração é muito mais penetrativa nas amostras de granularidade muito fina, colhidas junto ao contacto do dolerito com o encaixante, sugerindo que o grau de alteração possa ter sido favorecido pela textura magmática gerada na formação da *chilled margin*. Nas amostras de granularidade fina a média, colhidas nos centros dos corpos de dolerito, o grau de alteração é muito variável (moderado a intenso) parecendo registar-se uma relação entre o maior estado de alteração e a maior percentagem de veios e amígdalas.

Todavia, note-se que, no conjunto das amostras estudadas, o estudo efectuado mostra que a alteração hidrotermal não foi suficientemente penetrativa para apagar a textura magmática destes corpos de dolerito.

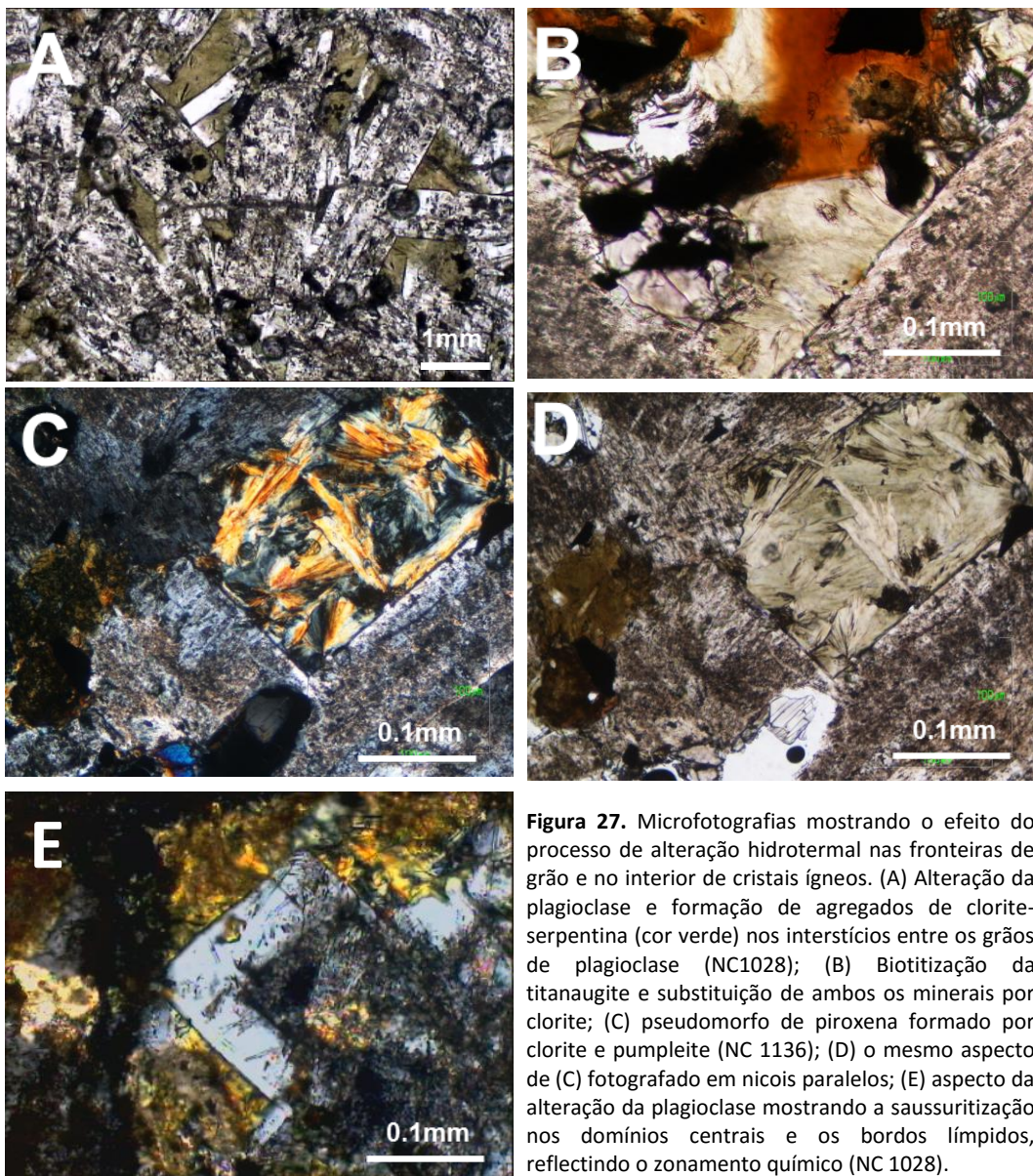


Figura 27. Microfotografias mostrando o efeito do processo de alteração hidrotermal nas fronteiras de grão e no interior de cristais ígneos. (A) Alteração da plagioclase e formação de agregados de clorite-serpentina (cor verde) nos interstícios entre os grãos de plagioclase (NC1028); (B) Biotitização da titanaugite e substituição de ambos os minerais por clorite; (C) pseudomorfo de piroxena formado por clorite e pumpleite (NC 1136); (D) o mesmo aspecto de (C) fotografado em nicois paralelos; (E) aspecto da alteração da plagioclase mostrando a saussuritização nos domínios centrais e os bordos límpidos, reflectindo o zonamento químico (NC 1028).

Apesar de não ser clara a idade (sin a tardi-Karoo) da instalação dos doleritos nem o efeito térmico provocado pela injeção de vários corpos doleríticos (Fig. 24), os dados bibliográficos e o estudo dos testemunhos das sondagens mostram que também o encaixante sedimentar foi, por vezes, afectado pelas intrusões (Cap. 4 Tab. 3). Refere-se, em particular, o efeito térmico do metamorfismo de contacto nos estratos carbonosos situados próximos do contacto com o dolerito (Mayer, 2008) e a circulação de fluidos, ao longo de fracturas, testemunhada pelos veios de calcite e/ou pirite.

Nas amostras de dolerito que foram estudadas neste trabalho, as microestruturas observadas, bem como a mineralogia secundária, revelam a acção de processos pelos quais os minerais primários foram alterados devido a reacções que acompanharam fluxo de fluidos aquosos quentes em: (a) fronteiras de grãos e interior de cristais ígneos (Fig. 27), (b) fracturas (Fig. 29) e (c) vacúolos (Fig. 28). Esta alteração hidrotermal envolveu processos de dissolução, substituição, precipitação e recristalização.

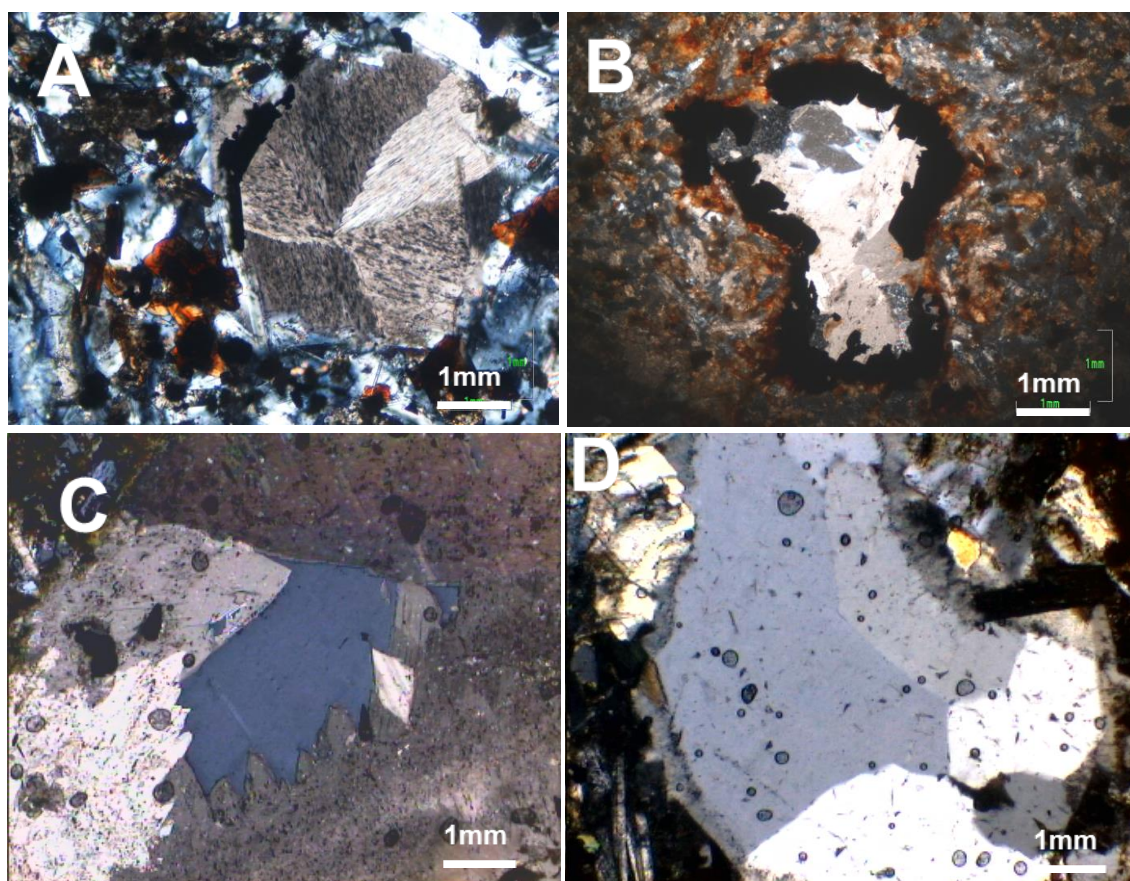


Figura 28. Microfotografias mostrando as diferentes associações minerais observadas nas amígdalas. (A) preenchimento por calcite (NC1028); (B) amígdala com parede revestida por pirite a que se segue calcite e acessoriamente quartzo (NC 1221A); (C) amígdala preenchida por calcite e quartzo (NC1028); (D) preenchimento por quartzo mostrando aspectos texturais de recristalização (NC1044B).

Do ponto de vista textural, o acontecimento hidrotermal é essencialmente caracterizado pela dissolução e substituição de minerais ígneos, com formação secundária de serpentina, clorite, mica branca, esfena, pumpleíte, calcite, biotite(?) e formação de pseudomorfos com relíquias de plagioclase, olivina e titanaugite (Fig.27). Os processos mais tardios envolveram, principalmente, precipitação ao longo de fracturas e preenchimento de vacúolos. As associações mineralógicas mais frequentes são: calcite, calcite+pirite, calcite+pirite+quartzo e mais raramente calcite+anfíbola? ou calcite+esfena (Figs. 28 e 29).

Apesar de se tratar ainda de um estudo preliminar da alteração hidrotermal, os dados obtidos sugerem que possa ter sido um processo polifásico e ter envolvido por um lado fluidos juvenis e mais tardiamente fluidos resultantes da desvolatilização do encaixante.

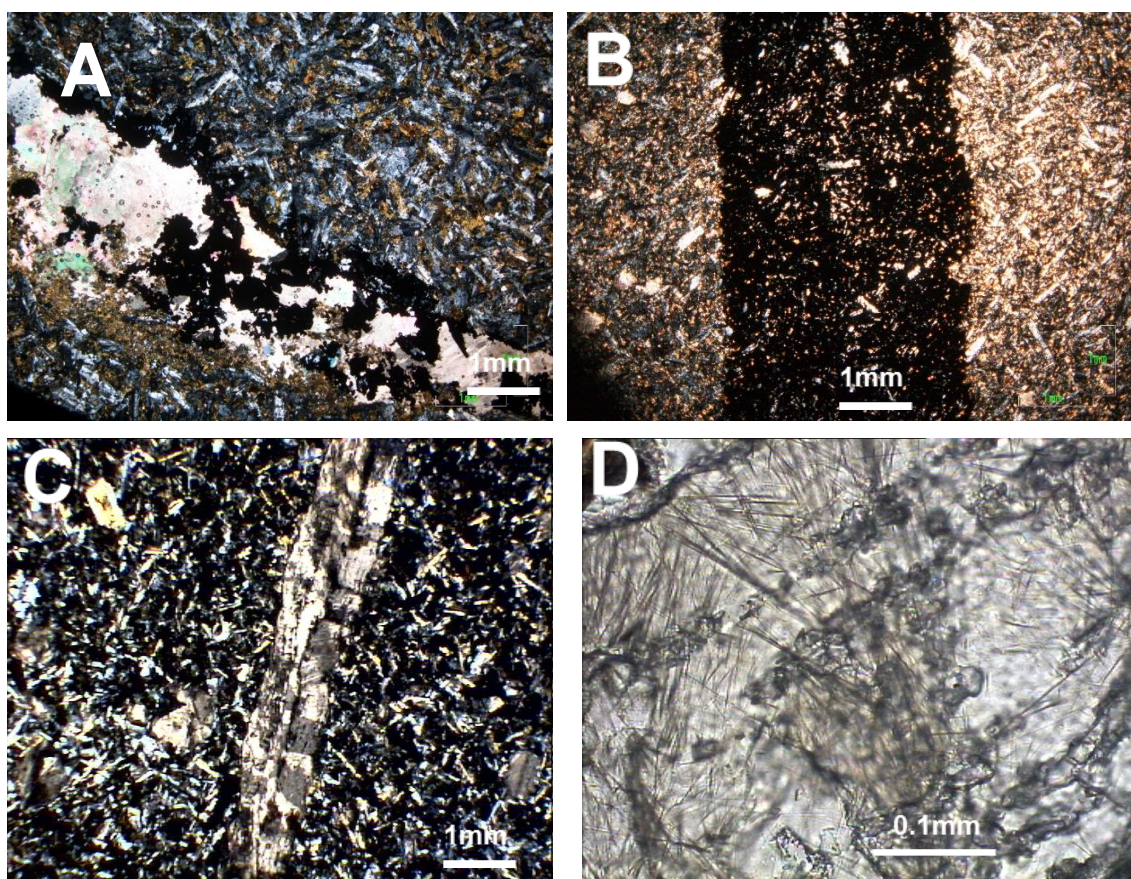


Figura 29. Aspectos dos veios. (A) veio preenchido por calcite e acessoriamente por pirite (NC1028); (B) veio com precipitação de pirite (Nc1044A); (c) veio preenchido por calcite (NC1025); (d) Pormenor do veio fotografado em (C) mostrando calcite, esfena e cristais aciculares de anfíbola.

CAPÍTULO 6. MÉTODOS ANALÍTICOS

6.1. PREPARAÇÃO FÍSICA DAS AMOSTRAS

No laboratório de preparação física do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, as amostras foram submetidas a uma série de procedimentos, com o propósito de reduzi-las em pó para as análises químicas e isotópicas.

Todos os procedimentos de tratamento das amostras foram realizados numa sala limpa e equipada com mecanismos de extracção de poeiras. Nisto, foram tomadas algumas precauções com a finalidade de reduzir a possibilidade de contaminação das amostras. Todos equipamentos e utensílios foram devidamente lavados e limpos. Antes da sua reutilização, os equipamentos eram bem passados por álcool etílico com a ajuda de papel absorvente e com o ar comprimido para acelerar a secagem e retirar todas as eventuais partículas finas que tivessem persistido à lavagem, ou quaisquer partículas de poeiras ambientais que se tenham agarrado aos utensílios.

Após o corte das amostras para preparação das lâminas delgadas, foram lavadas, (com água natural corrente sem a utilização de quaisquer detergentes para evitar a contaminação), limpas e secas. Em seguida, foram partidas numa prensa hidráulica para obtenção de fragmentos de diâmetro não superior a 6cm de modo a facilitar a britagem no moinho de maxilas. Neste processo, foram extraídos e retirados todos corpos visíveis que não faziam parte da amostra (veios e amígdalas) para redução de contaminação durante as análises.

Logo depois da moagem das amostras no triturador de maxilas, foram homogeneizadas e quarteadas de modo a se obter uma quantidade suficiente (aproximadamente 100g de amostra), que depois foi moída durante 20 minutos aproximadamente numa panela de ágata. Cerca de 20g e 5g da amostra moída foi lavada para as análises químicas nos *Activation Laboratories*, no Canadá e isotópicas no LGI (laboratório de geologia isotópica) da Universidade de Aveiro respectivamente para as respectivas análises.

A figura abaixo, mostra numa maneira resumida a sequência dos procedimentos que foram seguidos em todo processo de preparação física das amostras.

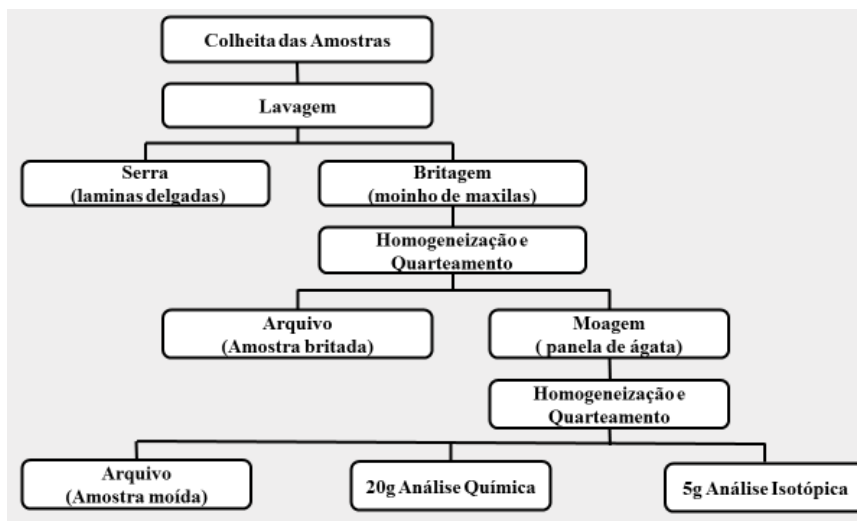


Figura 30. Organograma do processo de preparação física das amostras.

6.2. PREPARAÇÃO QUÍMICA PARA ANÁLISE ISOTÓPICA POR ESPECTROMETRIA DE MASSA

Para a análise Isotópica foram escolhidas 12 amostras mais representativas previamente moídas na sala de preparação física do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

A preparação química das amostras foi realizada na sala limpa do no LGI (Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro), onde a qualidade do ar é controlada e classificada como classe 100 (100 partículas de diâmetro inferior a 0,5 μm por pé cúbico), obedecendo as seguintes etapas fundamentais:

Pesagem.

Digestão ácida das amostras.

Separação e recolha dos elementos Sr e Nd dos restantes componentes da matriz por cromatografia iónica.

Espectrometria de massa de ionização térmica.

6.2.1. Pesagem

Na pesagem de cada amostra, foi utilizada uma balança analítica de precisão 0.01mg, inicialmente tarada com o peso de um recipiente PTFE (polytetrafluoroethylene) (Savillex®) de 12 ml. Em seguida, pesou-se uma quantidade não superior a 0,03g da amostra previamente calculada em função das concentrações do Sr e Nd na amostra.

6.2.2. Ataque Químico

O ataque ácido é um dos métodos mais usados na dissolução das rochas silicatadas. As rochas são dissolvidas pela adição de ácido fluorídrico (HF) concentrado que é o único reagente conhecido capaz de dissolver materiais silicatados, neste caso, no contacto entre o ácido e a matriz silicatada da amostra forma-se o ião hexafluorossilicato (SiF_6^{2-}), que pela sua elevada solubilidade em soluções ácidas possibilita a remoção do silício, sob a forma de tetrafluoreto de silício (SiF_4) gasoso, segundo a equação (1).

Devido a presença de alguns sais que não são solúveis no HF (sais de potássio e de cálcio), a utilização deste ácido como reagente único não é muito eficaz. Por isso, é normalmente adicionado ao ácido clorídrico (HCl), o ácido nítrico (HNO_3) e/ou ácido perclórico (HClO_4) na digestão dos silicatos (Potts 1995).



O ataque procedeu-se de seguinte maneira: as amostras foram adicionadas uma mistura ácida composta por 2ml de HF (concentrado) e 1ml de HNO_3 (concentrado). Em seguida, a mistura foi fechada e aquecida a aproximadamente 150°C , através de uma placa de aquecimento durante 3 dias para favorecer uma dissolução completa. Depois da dissolução completa das amostras, os ácidos e os componentes voláteis de SiF_6 foram removidos por evaporação da solução resultante até a secura. Em seguida, foram adicionados aproximadamente 4ml de HCl 6.2N (purificado por bi-destilação, *sub-boiling*, em destilador de quartzo) e as amostras permaneceram em ácido durante a noite numa placa de aquecimento a 150°C e foram novamente evaporadas e secas, prontas para a fase de cromatografia.

6.3. SEPARAÇÃO POR CROMATOGRAFIA IÓNICA

Os elementos a analisar foram individualizados por cromatografia iónica em duas etapas:

- 1 - separação de Sr e terras raras dos restantes componentes da matriz (cromatografia primária);
- 2 - separação do Nd dos restantes lantanídeos (cromatografia secundária).

Os reagentes utilizados na preparação das amostras foram purificados por bi-destilação e a água ultra pura (18,2 MW cm) foi obtida por um sistema Milli-Q Element (Millipore, Bedford, MA, EUA).

6.3.1. Cromatografia primária

A extracção do Sr e das TR (terras raras) foi efetuada em colunas de quartzo preenchidas com resina de troca catiónica AG8 50W Bio-Rad (colunas primárias), utilizando como eluente o HCl 2,5N.

A amostra foi dissolvida com 0,4 ml de HCl 2,5N e depositada na respectiva coluna enumerada, todos cuidados foram tomados para se evitar a possível troca de amostras. As colunas foram anteriormente lavadas com HCl 6N e água. A separação de Sr foi feita adicionando e desprezando HCl 2,5N num volume estipulado até a sua recolha. Após a recolha do Sr, adicionou-se e desprezou-se 5ml de HNO₃ 4N para a recolha de TR na posterior adição do mesmo ácido na mesma quantidade do volume anteriormente adicionado. Finalmente, as colunas foram lavadas com HCl e água para retirar a amostra restante na coluna para evitar contaminação cruzada nos trabalhos posteriores.



Figura 31. Imagem das colunas de cromatografia primária e secundária do laboratório de geologia isotópica da Universidade de Aveiro.

6.3.2. Cromatografia secundária

Para separação individual de cada lantanídeo é preciso técnicas de cromatografia mais refinada, com colunas preenchidas com resina de troca catiónica específica para separação dos lantanídeos entre si; estas colunas são designadas colunas secundárias (Ribeiro, 2004). Na cromatografia secundária as colunas são preenchidas com resina de troca catiónica Ln Resin (EiChrom Technologies). O Nd foi obtido a partir das terras raras, as quais foram recolhidas nas colunas primárias, conforme descrito na secção anterior.

A tabela 4 sumaria os procedimentos usados na separação do Sr e Nd dos restantes componentes da matriz por cromatografia primária e secundária.

CROMATOGRAFIA PRIMÁRIA		CROMATOGRAFIA SECUNDÁRIA	
Etapas	Vol. de eluente	Etapas	Vol. de eluente
Condicionar a coluna	HCl 2,5N (cheio)	Condicionar a coluna	HCl 0,2 N (Cheio)
Dissolver a amostra	0,4ml HCl 2,5N	Dissolver a amostra	20µg HCl 0,2 N
Depositar a amostra	0,4ml HCl 2,5N	Depositar a amostra	20µg HCl 0,2 N
Adicionar e desprezar	3 X 0,4ml HCl 2,5N	Adicionar e desprezar	3 X 0,1 ml HCl 0,2 N
Adicionar e desprezar	18ml HCl 2,5N	Adicionar e desprezar	17 ml HCl 0,2 N
Adicionar e recolher Sr	7ml HCl 2,5N	Adicionar e recolher Nd	6 ml HCl 0,3 N
Adicionar e desprezar	5ml HNO ₃ 6,0N	Encher a coluna (lavar)	2 X HCl 6,0N
Adicionar e recolher TR	5ml HCl 6,0N	Encher a coluna (lavar)	H ₂ O
Encher a coluna (lavar)	2 X HCl 6,0N	-	-
Encher a coluna (lavar)	H ₂ O	-	-

Tabela 4. Procedimentos de separação de Sr e TR nas colunas de cromatografia primária e do Nd na cromatografia secundária.

Concluída a fase, os recipientes (Savilex[®]) contendo as alíquotas de Rb e Nd, foram totalmente evaporados e secos numa placa de aquecimento e levados para a sala de espectrometria de massa de ionização térmica (TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry) do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro, para a determinação das razões isotópicas dos elementos em questão.

6.4. ESPECTRÓMETRO DE MASSA DE IONIZAÇÃO TÉRMICA

Espectrometria de massa de ionização térmica é uma técnica que foi principalmente desenvolvida para a análise de amostras geológicas. Esta técnica é extensivamente usada para medição das razões isotópicas de Rb-Sr, Nd-Sm, e Pb-Th-U bem como os estudos geocronológicos, determinação de elementos das TR, e é menos frequentemente em elementos selecionados por análise de diluição isotópica (Potts, 1995).

As análises foram realizadas num espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS – thermal ionization mass spectrometer) VG Sector 54 equipado com um sistema de detectores Faraday

(seis colectores móveis e um central fixo) e um detector Daly. As amostras de Sr foram depositadas em filamento central de Ta com H_3PO_4 (1N) e as de Nd foram depositadas em filamento lateral de Ta com HCl (2,5N), numa configuração tripla. Ambos os elementos foram analisados no modo dinâmico com intensidades de feixe de 1-2V para o ^{88}Sr e de 0,8-1,5V para o caso do ^{144}Nd . As razões isotópicas foram corrigidas segundo a lei de fraccionamento exponencial para os valores: $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,1194$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$.



Figura 32. Espectrómetro de massa de ionização térmica (TIM), modelo VG Sector 54, do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro.

CAPÍTULO 7. GEOQUÍMICA ELEMENTAR

Neste capítulo, pretende-se, através da composição química, caracterizar e comparar as amostras estudadas bem como investigar os processos que controlaram a sua génese e evolução. Neste contexto, realizou-se o estudo geoquímico de 25 rochas, representativas dos diferentes corpos de dolerito interceptados nas diferentes sondagens (Fig. 19; Tab. 3), incluindo o estudo mais detalhado de dois desses corpos de dolerito NC1221 e NC1044 (Tab. 3, Caps. 4 e 5). Os dados agora apresentados baseiam-se no estudo das concentrações dos elementos que as constituem, elementos maiores (concentração > 1%); elementos menores (concentração entre 0.1% e 1%) e elementos vestigiais (concentração < 0,1%).

7.1. ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Os elementos maiores e menores que normalmente são considerados nas análises químicas são dez: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e P e são expressos em percentagem por peso de óxido. Os resultados obtidos para as concentrações dos elementos maiores e menores das amostras analisadas são apresentados na Tab.5)

7.1.1. Caracterização das amostras de dolerito

A distribuição dos elementos maiores e menores (Tab.5) mostra que as amostras estudadas podem ser caracterizadas por: (a) baixos a moderados valores de SiO_2 (41.84-51.86); (b) variação restrita nos teores de SiO_2 (41.84-51.86), Al_2O_3 (13.12-16.57), Fe_2O_3^t (10.2-15), (c) baixos valores com variação significativa no MgO (1.36-5.91); (d) altos teores com variabilidade acentuada no TiO_2 (2.035-4.059), CaO (3,29 -11,07); Na_2O (2,03-5,77), K_2O (0.86-2,78); (e) valores baixos de MnO (0.145-0.273) e alguma variabilidade nos teores de P_2O_5 (0.75-1.36). Todos os valores mencionados correspondem a percentagens de peso.

Estes aspectos estão evidenciados nos diagramas de variação em que se usou o Zr como índice de diferenciação (Fig. 33), visto que se trata de um elemento que tem muito pequena mobilidade em fluidos aquosos (devido ao seu grande potencial iónico) e que tem um comportamento incompatível na diferenciação de magmas básicos. A dispersão verificada nos diagramas referentes ao CaO e à soma $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ pode ser explicada pela mobilidade dos metais alcalinos e alcalino-terrosos em processos hidrotermais que, conforme descrito em capítulos anteriores,

afectaram as rochas estudadas. Do mesmo modo os elevados valores de LOI e a sua variabilidade (5,04 a 13,88%) são interpretados como reflectindo a alteração hidrotermal.

Ref.Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
NC 1028	49.75	15.82	10.45	0.152	2.57	4.19	3.89	2.51	2.308	0.90	6.62	99.16
NC 1044 A	46.62	16.57	10.20	0.193	1.77	7.79	2.03	1.86	2.226	0.82	9.98	100.10
NC 1044 B	49.78	15.66	11.10	0.153	3.75	5.04	4.00	2.78	2.139	0.82	3.96	99.20
NC 1044 C	47.61	16.32	10.03	0.195	1.95	7.00	3.00	2.42	2.268	0.85	9.13	100.80
NC 1045	45.73	15.56	13.15	0.216	5.64	3.96	4.68	1.63	3.832	1.36	4.73	100.50
NC 1046	51.86	13.98	10.89	0.150	3.38	5.26	3.92	2.70	2.123	0.85	4.97	100.10
NC 1052	45.77	14.74	12.84	0.211	5.57	4.27	4.87	1.61	3.609	1.33	5.29	100.10
NC 1058	46.16	14.76	13.29	0.089	5.36	4.24	4.08	1.87	3.492	1.22	6.00	100.60
NC 1072	46.88	14.25	11.77	0.214	3.30	7.88	3.78	2.11	2.646	1.14	6.27	100.20
NC 1076	48.18	14.22	10.12	0.202	1.95	6.53	3.91	2.36	2.035	0.75	9.16	99.43
NC 1083	49.83	15.91	10.17	0.273	3.1	3.55	5.77	2.53	2.205	0.78	5.14	99.25
NC 1085	51.01	14.91	11.06	0.190	3.06	5.57	4.26	2.56	2.144	0.85	4.85	100.50
NC 1092	46.67	13.12	11.92	0.187	4.35	7.57	4.31	2.09	3.490	1.02	5.04	99.77
NC 1103	41.84	14.14	11.59	0.202	2.06	9.63	2.98	0.86	2.694	1.14	12.08	99.21
NC 1109	49.55	15.05	10.73	0.225	2.59	5.51	3.72	2.53	2.141	0.86	7.48	100.40
NC 1135	45.61	15.05	10.85	0.145	3.67	6.77	3.18	1.80	2.630	1.11	7.83	98.65
NC 1186	42.81	15.18	11.14	0.216	3.21	10.26	3.01	1.66	3.400	1.30	7.19	99.38
NC 1201	48.42	14.65	10.33	0.272	1.36	8.38	3.58	2.36	2.185	0.88	7.27	99.68
NC 1219	47.09	14.84	11.34	0.253	3.07	6.92	3.75	2.05	2.616	1.16	7.00	100.10
NC 1221A	43.69	14.93	12.26	0.208	1.58	6.99	2.54	0.89	2.627	1.14	13.88	100.70
NC 1221B	50.89	15.00	11.79	0.208	3.12	5.48	3.96	2.07	2.284	0.91	4.22	99.93
NC 1221C	44.56	14.20	10.30	0.217	1.51	11.07	3.44	1.47	2.513	1.09	8.30	98.66
NC 1231	42.39	15.08	15.00	0.214	5.91	5.20	4.13	1.51	4.059	1.24	5.57	100.30
NC 1237	48.13	15.30	12.48	0.137	5.60	3.29	4.31	1.55	2.804	1.20	5.59	100.40
NC 1242	47.13	15.14	12.53	0.205	4.28	5.49	3.81	2.01	2.760	1.22	5.99	100.60

Tabela 5. Concentrações dos elementos maiores e menores das amostras de dolerito estudadas.

O estudo comparativo das três amostras recolhidas em três locais distintos do dolerito NC 1221 e do dolerito NC1044, mostra que os bordos (junto ao contacto com o sedimentar) estão empobrecidos em SiO₂, Na₂O, K₂O e enriquecidos em CaO, comparativamente aos teores registados nas amostras colhidas no centro desses corpos (Fig. 33). Estes dados são coerentes com os obtidos no estudo petrográfico que mostram um maior grau de alteração hidrotermal nas amostras dos domínios mais próximos do encaixante sedimentar.

Porém, os alinhamentos com decréscimos observadas no P, Ti e Fe sugerem o papel importante do fosforo (apatite) e de óxidos de titânio e de ferro (magnetite e ilmenite) na cristalização fraccionada, pelo que a diferenciação magmática não foi condicionada unicamente pelos silicatos,

se admitirmos que as amostras estudadas fazem parte de uma sequência cogenética. Porém, a relação TiO_2 vs Zr (Figs. 33) sugere a possibilidade de existirem dois grupos: um grupo de amostras com valores elevados de TiO_2 e teores de Zr abaixo de 400 ppm e um outro grupo com valores de TiO_2 comparativamente mais baixos e com valores de Zr mais elevados (Fig. 33). Esta possibilidade da existência de dois grupos é também sugerida na projecção das amostras no diagrama Nb vs. Zr e no diagrama Y vs. Zr (Fig. 34).

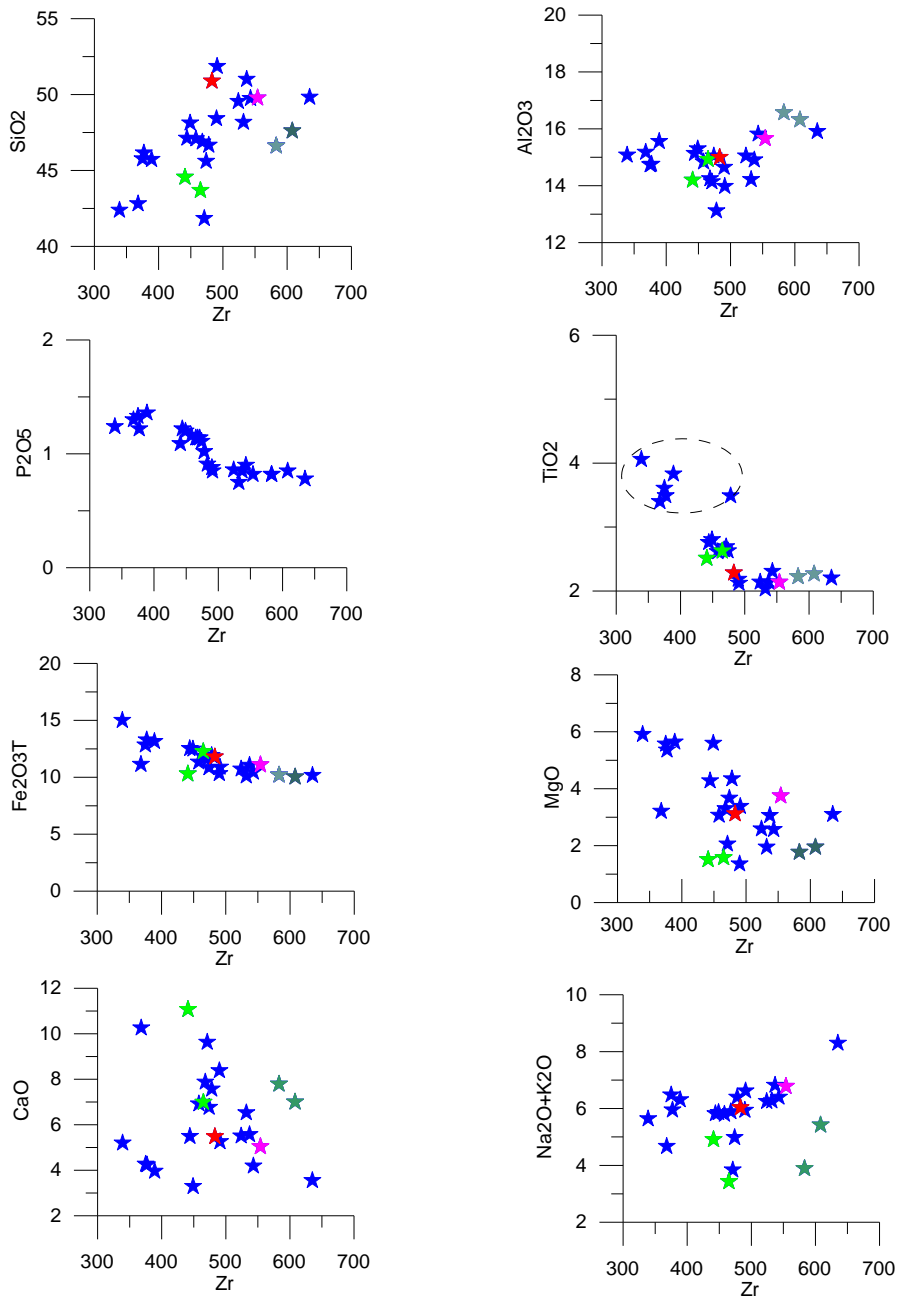


Figura 33. Diagramas de variação das amostras estudadas usando como índice de diferenciação o Zr. As estrelas a verde representam as amostras de dolerito colhidas junto ao contacto com o sedimentar e as estrelas a vermelho as amostras colhidas no centro do corpo de dolerito.

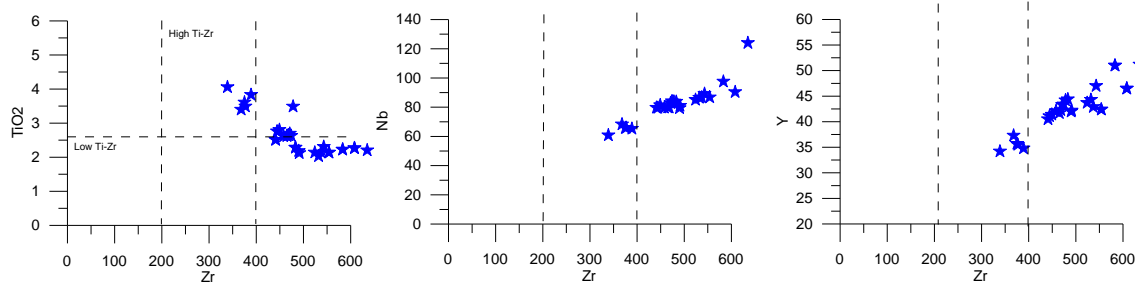


Figura 34. Diagramas TiO_2 , Nb e Y versus Zr.

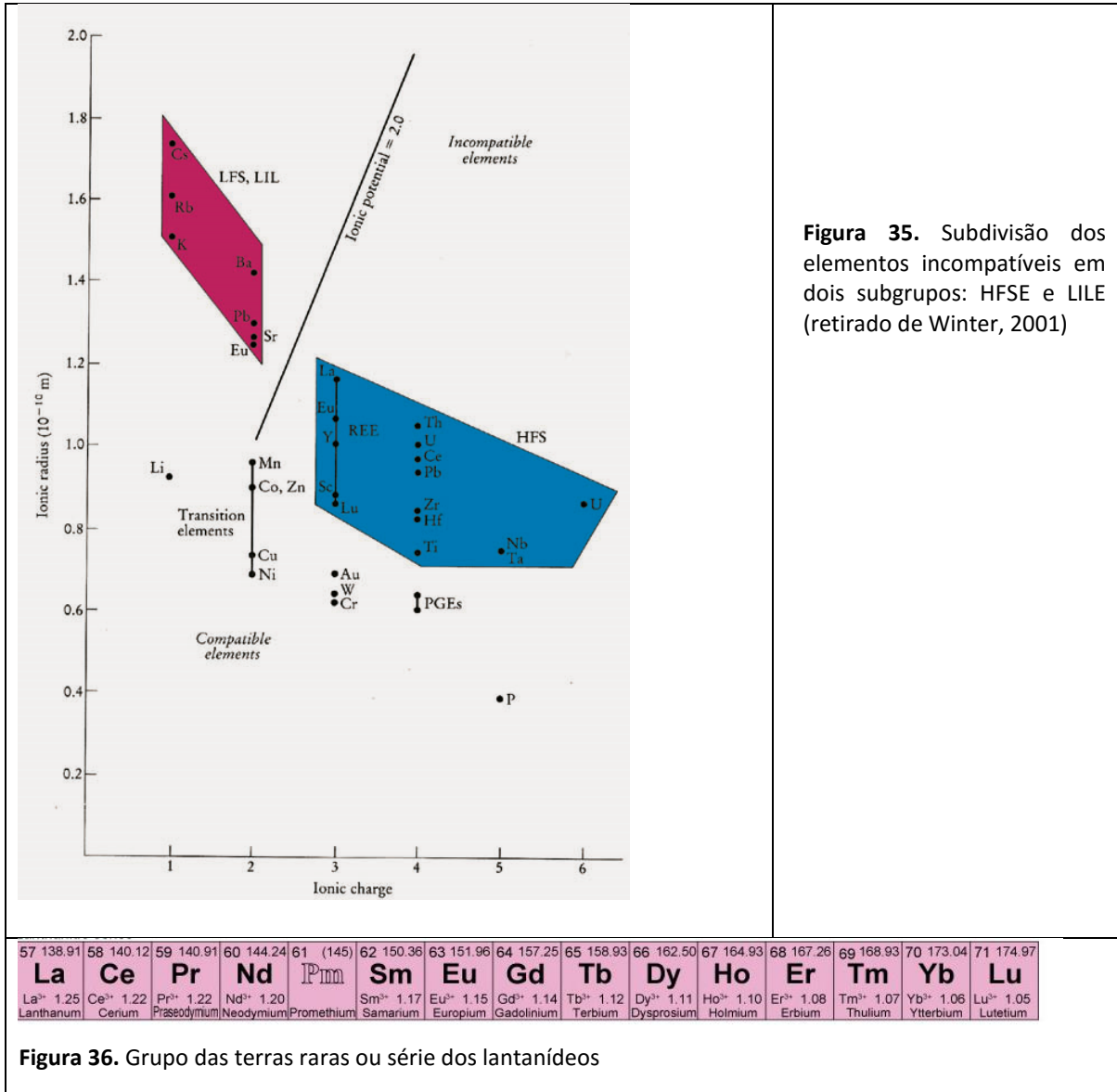
Apesar da presença localizada de quartzo secundário (Fig. 28C e D), gerado durante o processo hidrotermal, os baixos teores de SiO_2 (41.84-51.86) e a baixa razão Zr/TiO_2 (Fig. 39) são consistentes com a derivação dos doleritos a partir de protólitos ígneos básicos (Fig. 39). O carácter alcalino das amostras estudadas (Fig. 39) é também coerente com os elevados teores de TiO_2 e de P_2O_5 e com a presença de cristais magmáticos de titanaugite (Fig. 25D) e de apatite (Fig. 26F).

7.2. ELEMENTOS VESTIGIAIS

Os elementos vestigiais podem ser definidos como os que estão presentes nas rochas em concentrações inferiores a 0.1% de peso (menores que 1000 partes por milhão - ppm) (Rollinson 1993). Podem ser subdivididos em incompatíveis, elementos cuja carga e/ou raio iónico não lhes permite entrar na estrutura cristalina dos minerais, pelo que tendem a passar para o fundido durante os processos de fusão e a permanecer no magma durante os processos de cristalização, e os compatíveis, os oligoelementos que são facilmente incorporados na estrutura cristalina dos minerais.

Os elementos geralmente incompatíveis são subdivididos (Fig. 35) em: HFSE, elementos de grande força de campo, com raio iónico pequeno e valência alta (elementos das terras raras, Th, U, Ce, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta); e LILE, elementos litófilos com grande raio iónico, com valências menores e caracterizam-se por baixa força de campo (K, Rb, Cs, Ba, Sr, Eu^{2+}). Uma outra diferença reside na maior mobilidade dos LILE por acção de fases fluidas, pelo que as concentrações destes elementos são mais susceptíveis de serem modificadas durante os processos de alteração e de metamorfismo.

O grupo das terras raras ou lantanídeos, geralmente considerado como integrando os HFSE, tem muita importância nos estudos petrogenéticos.



57 138.91	58 140.12	59 140.91	60 144.24	61 (145)	62 150.36	63 151.96	64 157.25	65 158.93	66 162.50	67 164.93	68 167.26	69 168.93	70 173.04	71 174.97
La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
La ³⁺ 1.25	Ce ³⁺ 1.22	Pr ³⁺ 1.22	Nd ³⁺ 1.20		Sm ³⁺ 1.17	Eu ³⁺ 1.15	Gd ³⁺ 1.14	Tb ³⁺ 1.12	Dy ³⁺ 1.11	Ho ³⁺ 1.10	Er ³⁺ 1.08	Tm ³⁺ 1.07	Yb ³⁺ 1.06	Lu ³⁺ 1.05
Lanthanum	Cerium	Praseodymium	Neodymium	Promethium	Samarium	Europium	Gadolinium	Terbium	Dysprosium	Holmium	Erbium	Thulium	Ytterbium	Lutetium

Figura 36. Grupo das terras raras ou série dos lantanídeos

7.2.1. Caracterização das amostras estudadas

Os teores de elementos vestigiais das amostras estudadas estão expostos na tabela 6.

As amostras de dolerito contêm teores (ppm) altos mas variáveis de elementos litófilos (Tab.6). Os teores mais elevados são registados no Ba e no Sr e valores mais baixos no Rb. Tal como no caso do CaO e de Na₂O+K₂O (Fig. 33), a dispersões observadas indicam que os processos hidrotermais também tenham remobilizado os elementos LILE, como o Rb, o Ba e o Sr (Fig.37), que, à semelhança dos elementos maiores antes referidos, são outros exemplos de metais alcalinos e alcalino-terrosos.

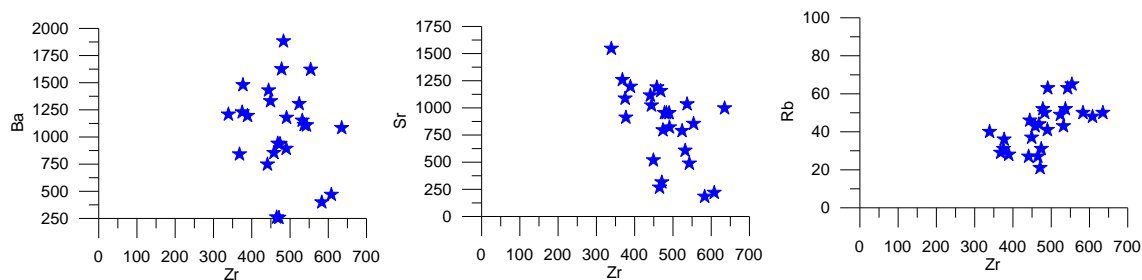


Figura 37. Diagramas de variação de alguns elementos LILE contra o Zr.

Os elementos HFSE revelam uma menor dispersão nos diagramas contra o Zr (Fig. 38). Isso é patente em casos como os ilustrados pelo Nb, o Y e o Ce em que há fortes correlações com o Zr, todas elas positivas, de acordo com o esperado comportamento incompatível desses elementos em magmas básicos. No caso de Sc vs. Zr, há aparentemente alguma dispersão, mas, apesar de tudo, observa-se uma correlação ligeiramente negativa que deverá relacionar-se com a compatibilidade desse elemento durante a fraccionação de piroxena. A aparente dispersão do Sc é condicionada por dois factores independentes da alteração hidrotermal: a) a baixa gama de valores (16 a 11 ppm em todas as amostras excepto uma, com 5 ppm de Sc); b) o efeito de ampliação da escala vertical (que varia somente de 0 a 20 ppm) no diagrama Sc vs. Zr, em comparação com todos os restantes. Na verdade, a variação do Sc corresponde a uma linha quase horizontal, com um ligeiro declive negativo e uma queda relativamente acentuada para a amostra com maior teor de Zr. Se o Sc fosse um elemento móvel seria de esperar uma variação acentuada dos valores das suas concentrações, o que não se verifica.

O Co é um elemento de transição considerado relativamente imóvel e a sua clara correlação negativa com o Zr reflectirá a fraccionação de silicatos máficos. O Zn é outro elemento de transição mas que se revela muito sensível a processos hidrotermais com precipitação de sulfuretos, como está testemunhado nas amostras estudadas, pelo que a sua dispersão não surpreende.

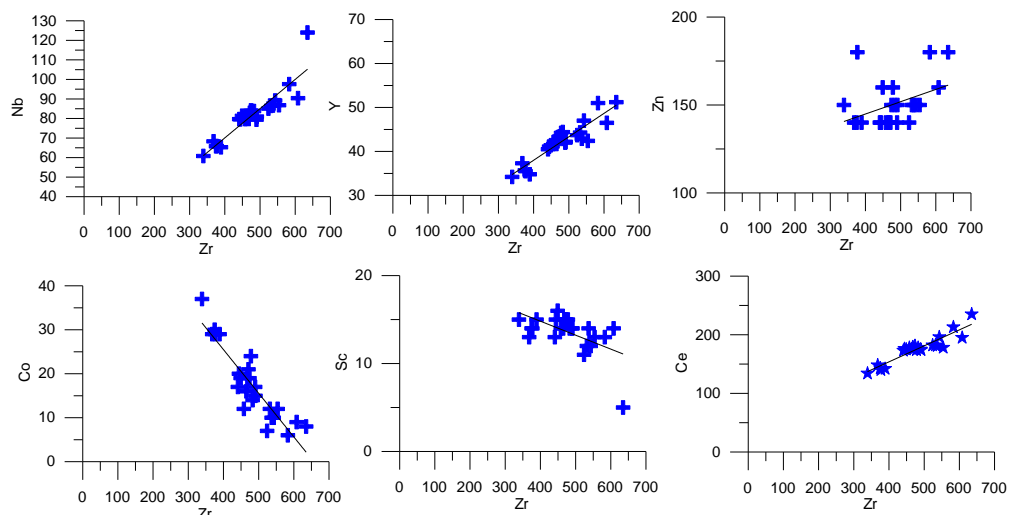


Figura 38. Diagramas de variação de alguns elementos HFSE e dos elementos de transição Zn e Co.

A abordagem mais utilizada no reconhecimento do tipo de rocha vulcânica original em rochas ígneas alteradas e metamorizadas é o do recurso a razões de elementos imóveis, como sucede no diagrama Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (Floyd & Winchester, 1975, 1978; Winchester & Floyd, 1976, 1977). Este diagrama foi posteriormente modificado por Pearce (1996). Neste diagrama, a razão Nb/Y reflecte a alcalinidade e a razão Zr/TiO_2 representa o índice de diferenciação (Hastie et al., 2007).

Assim, tendo em atenção a alteração hidrotermal que afectou as rochas estudadas, a identificação dos protólitos ígneos foi feita recorrendo ao diagrama mencionado (Fig.39). A projecção das amostras revela que os doleritos de Moatize têm um protólito básico alcalino e que correspondem a basaltos alcalinos e a traquiandesitos (nos campos propostos por Winchester & Floyd, 1977) ou somente a basaltos alcalinos (nos campos traçados por Pearce, 1996).

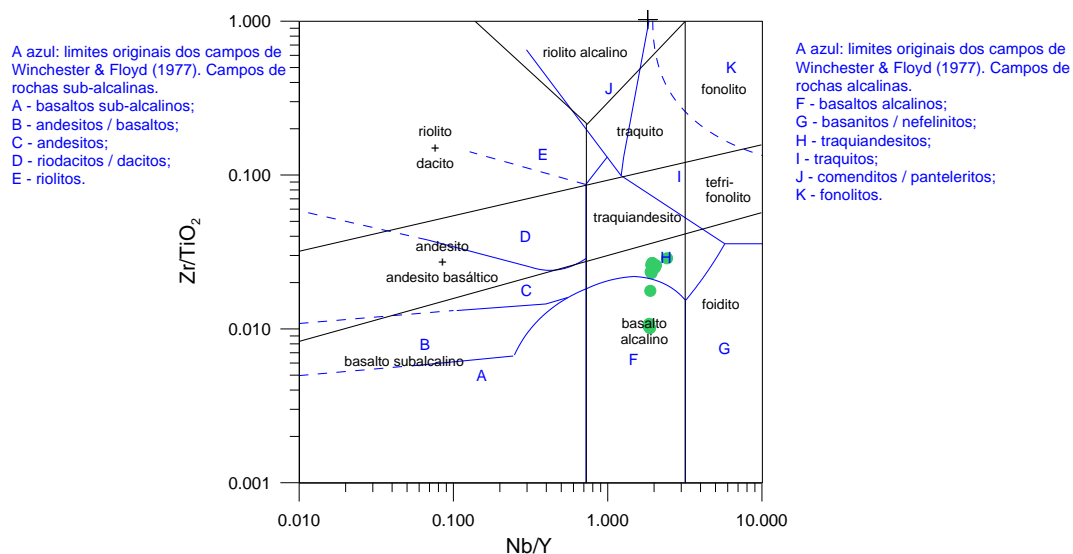


Figura 39. Diagrama discriminante Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977) (limites azuis) e posteriormente modificado por Pearce (1996) (representado pelos limites pretos) com a projecção das amostras de dolerito estudadas neste trabalho.

Em termos de situações geodinâmicas, os basaltos alcalinos estão frequentemente associados a ambientes de rift intracontinental, ou a magmatismo de “hotspot” no interior de placas quer oceânicas, quer continentais.

	NC 1028	NC 1044A	NC 1044B	NC 1044C	NC 1045	NC 1046	NC 1052	NC 1058	NC 1072	NC 1076	NC 1085	NC 1092
Sc	12	13	13	14	15	14	14	14	15	12	14	15
Be	3	3	4	3	2	4	2	2	3	3	4	3
V	117	138	135	139	264	184	260	254	214	128	157	281
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	50
Co	10	6	12	9	29	15	30	29	19	12	10	24
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	30
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	150	180	150	160	140	150	140	180	140	150	150	160
Ga	23	25	23	23	21	23	21	20	22	23	24	22
Ge	1.8	1.6	1.2	1.4	1.2	1.1	1.2	1.1	1.3	1.5	1.3	1.5
Rb	63	50	65	48	28	63	31	36	44	43	52	52
Sr	488	183	854	219	1196	821	1087	912	1156	607	1034	953
Mo	4	4	6	4	2	4	< 2	3	4	4	4	3
Ag	1.2	1.7	1.4	1.5	0.8	1.2	0.9	0.7	1.2	1.4	1.4	1.2
Sn	1	2	2	2	2	1	2	2	2	2	3	2
Cs	0.6	0.5	0.7	0.5	0.5	0.8	11.1	1.5	0.6	0.5	0.5	0.8
Ba	1108	399	1621	469	1195	1178	1228	1479	940	1152	1112	1625
W	0.8	1.4	0.8	1.2	< 0.5	1	< 0.5	0.5	0.6	1.1	0.9	0.8
Pb	10	7	8	9	< 5	8	6	7	7	6	9	8
Bi	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
U	3.1	3.53	2.8	3.57	1.71	2.72	1.75	1.78	2.56	3	2.85	2.68
Th	10.3	11.6	9.35	10.6	5.64	9.31	5.68	5.92	8.4	9.8	9.12	8.91
Nb	89.2	97.6	86.8	90.4	65.3	81	65.8	65.9	79.8	86.5	86.7	83.9
Ta	5.93	6.58	5.51	5.97	4.35	5.38	4.26	4.51	5.35	5.69	5.69	5.52
Zr	543	583	554	608	389	491	375	377	468	532	537	478
Hf	10.9	12.3	11	11.6	7.4	9.8	7.3	7.5	9.4	10.6	10.8	9.4
Y	47	51	42.4	46.5	34.8	42.2	35.7	35.5	42.3	44.3	42.9	44.2
La	95.1	104	87.4	93.4	66.7	84	66.8	65.2	85.7	88.5	87.8	82.1
Ce	196	213	178	195	142	174	143	140	179	182	181	174
Pr	22.6	24.3	20.5	22.4	16.9	20.3	17	16.6	20.8	21.3	21	20.9
Nd	88.5	95.6	79	87.3	69.9	79.7	69.9	66.3	84.4	81.1	81.2	83
Sm	16.4	17.2	14.7	16.3	13.3	15.3	13.4	12.6	15.8	14.5	15	16
Eu	4.96	5.26	4.76	4.4	4.23	4.42	4.11	3.86	4.8	4.73	4.89	5.06
Gd	12.8	14.6	11.5	13	10.7	11.9	10.6	10.5	12.3	12.4	12.3	13.4
Tb	1.81	2.07	1.62	1.86	1.4	1.6	1.44	1.37	1.65	1.63	1.69	1.75
Dy	9.69	10.9	8.64	9.71	7.5	8.88	7.47	7.26	8.64	8.93	8.91	9.16
Ho	1.68	1.82	1.53	1.73	1.22	1.55	1.25	1.28	1.52	1.65	1.59	1.57
Er	4.4	4.73	3.95	4.53	3.16	4.17	3.31	3.33	3.86	4.26	3.99	4.08
Tm	0.58	0.624	0.556	0.597	0.404	0.529	0.425	0.438	0.504	0.556	0.539	0.514
Yb	3.66	3.92	3.53	3.5	2.4	3.11	2.48	2.62	3.14	3.25	3.37	2.97
Lu	0.526	0.59	0.497	0.538	0.348	0.477	0.35	0.383	0.452	0.507	0.502	0.432

Tabela 6. Concentrações dos elementos vestigiais das amostras estudadas de dolerito

	NC 1103	NC 1109	NC 1135	NC 1186	NC 1201	NC 1219	NC 1221A	NC 1221B	NC 1221C	NC 1231	NC 1237	NC 1242
Sc	15	11	15	13	14	14	14	14	13	15	16	15
Be	2	4	3	3	3	3	2	3	3	2	3	3
V	211	112	207	231	180	206	206	171	200	319	217	215
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	21	7	19	29	17	12	16	14	17	37	19	20
Ni	< 20	< 20	< 20	30	< 20	20	< 20	< 20	< 20	30	< 20	20
Cu	20	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	140	140	150	140	140	140	140	150	140	150	160	140
Ga	22	22	23	21	22	22	22	23	22	20	22	22
Ge	1.6	1.4	1.4	0.8	1.1	1.1	0.7	1.1	1.8	1.1	1.3	1.2
Rb	21	49	31	29	41	43	27	50	27	40	37	46
Sr	315	788	795	1258	953	1190	267	953	1115	1546	518	1023
Mo	3	4	4	3	4	4	4	4	3	2	3	4
Ag	1.1	1.4	1.1	0.8	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	0.9	1.2	0.9
Sn	2	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Cs	0.5	0.4	0.5	0.2	0.1	0.5	0.6	0.7	0.5	0.6	0.6	0.9
Ba	257	1305	937	841	893	854	260	1882	748	1208	1330	1430
W	1.5	0.8	0.9	0.6	0.7	0.7	0.6	1	0.7	< 0.5	0.8	1.1
Pb	9	9	10	5	10	7	8	9	7	7	7	8
Bi	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
U	2.6	2.99	2.74	1.9	2.84	2.5	2.55	2.73	2.54	1.63	2.53	2.48
Th	8.32	9.9	8.72	6.09	9.35	8.39	8.27	8.97	8.29	5.26	8.05	7.99
Nb	82.9	85.1	84.1	68.3	79.4	79.7	79.9	83.8	79.7	60.8	81.4	79.6
Ta	5.42	5.84	5.71	4.7	5.19	5.44	5.42	5.31	5.4	4.17	5.45	5.43
Zr	471	524	474	368	490	458	465	483	441	339	449	444
Hf	9.2	10.9	10.1	7.9	10.2	9.4	9.9	10	9.4	7	9.5	9.4
Y	43.3	43.7	43.4	37.3	42	42.1	41.7	44.4	40.5	34.2	41.4	41.1
La	83.9	87.9	86.9	69.7	84.6	84.8	83.5	85.6	82.3	62.4	83.1	84.4
Ce	176	182	181	148	175	178	176	178	173	134	175	176
Pr	20.5	20.9	21.5	17.9	20.2	21	20.9	20.8	20	16.2	20.9	20.6
Nd	83	82.4	86.2	70.6	79.3	83.1	83.3	82.5	80.2	66.1	82.7	83.1
Sm	15	15.5	16.2	13.6	15.1	15.6	16	15	15.1	12.4	15.4	15.7
Eu	4.56	4.68	5.09	4.32	4.53	4.94	4.2	4.72	4.6	3.98	4.49	4.74
Gd	12.3	12.3	12.5	11.1	11.4	12.4	12.4	12.1	11.7	10.8	12.3	11.9
Tb	1.67	1.81	1.77	1.54	1.61	1.72	1.7	1.75	1.67	1.41	1.71	1.72
Dy	9.02	9.3	9.26	7.9	8.62	8.78	8.87	8.96	8.64	7.05	8.85	8.81
Ho	1.49	1.59	1.59	1.31	1.48	1.54	1.49	1.54	1.46	1.26	1.56	1.48
Er	4.07	4.16	4.05	3.44	4.07	3.95	4	4.14	3.95	3.23	4.03	3.88
Tm	0.515	0.578	0.534	0.44	0.564	0.524	0.546	0.554	0.538	0.425	0.531	0.5
Yb	2.97	3.61	3.19	2.55	3.28	3.18	3.23	3.37	3.22	2.47	3.19	3.01
Lu	0.433	0.529	0.475	0.375	0.485	0.452	0.45	0.448	0.455	0.355	0.454	0.421

Tabela 6. (Continuação) Concentrações dos elementos vestigiais das amostras estudadas de dolerito.

7.2.2. Perfis de elementos das terras raras.

Um tipo de representação comum das abundâncias das terras raras é a elaboração de perfis de concentrações normalizadas em relação a uma composição de referência. No caso das amostras estudadas, procedeu-se à normalização em função da composição do manto primordial proposta por Sun & McDonough (1989).

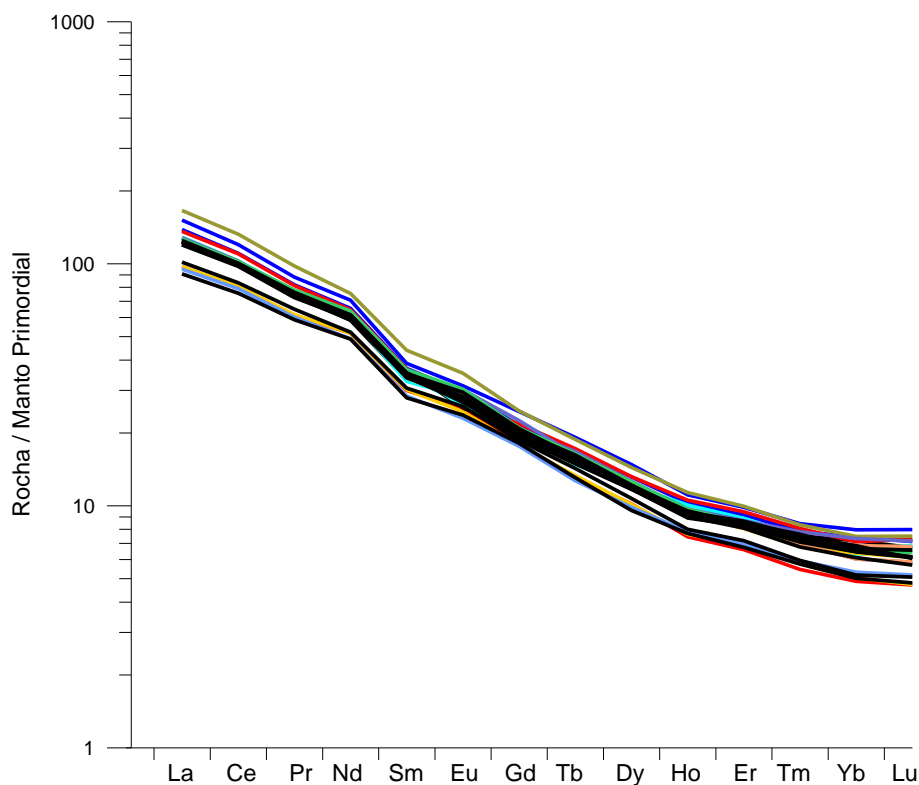


Figura 40. Perfis de terras raras das amostras de dolerito normalizadas para o manto primordial

As amostras mostram perfis de terras raras semelhantes, paralelos e sobrepostos uns aos outros (Fig. 40), com um enriquecimento de terras raras leves em relação às terras raras pesadas (valor da razão LaN/LuN varia entre 17,90 a 22,17).

Estes perfis indicam, assim, que os vários doleritos estudados devem ser cogenéticos e que os magmas primitivos de que resultaram tenham provindo de uma fonte mantélica enriquecida

Adicionalmente revelam que os lantanídeos terão permanecido praticamente imóveis nestas rochas, ao longo do processo de metamorfismo hidrotermal que afectou a área onde eles estão presentes.

7.3. Diagramas discriminantes

Utilizando os elementos de transição Ti e V Shervais (1982) construiu um diagrama discriminante utilizado para a separação de basaltos toleíticos de arcos vulcânicos, MORB, OIB e basaltos alcalinos. A projecção das nossas amostras neste diagrama (Fig. 41) situa-se no campo dos basaltos de ilhas oceânicas e basaltos alcalinos.

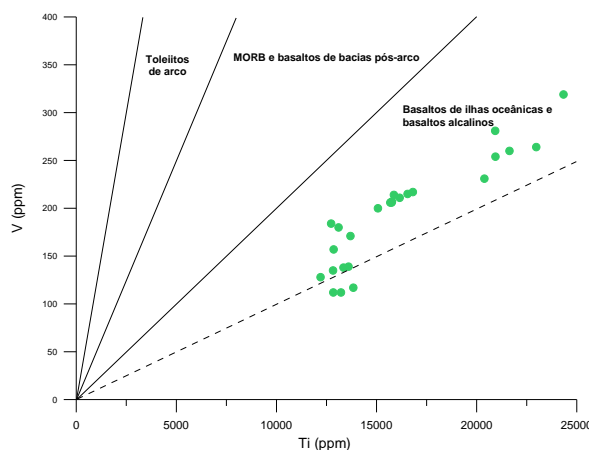


Figura 41. Diagrama discriminante de basaltos de diferentes ambientes tectónicos baseada na relação Ti vs. V de Shervais (1982), com a projecção das amostras de doleritos estudadas no campo dos basaltos de ilhas oceânicas e basaltos alcalinos.

A projecção das amostras no diagrama discriminante Ti vs. V/Ti proposto por Vermeesch (2006) corrobora os dados obtidos no diagrama de Shervais (1982), dada a projecção das amostras estudadas no campo dos basaltos de ilhas oceânicas (Fig. 42).

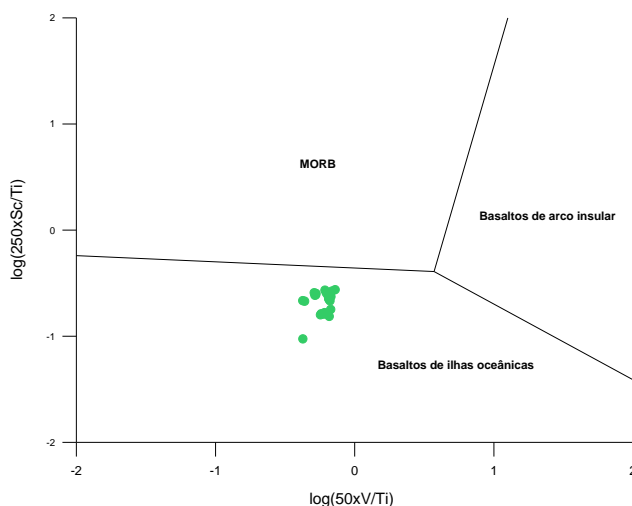


Figura 42. Diagrama discriminante de basaltos de diferentes ambientes tectónicos baseada na relação Ti- V/Ti proposto por Vermeesch (2006), com a projecção das amostras estudadas no campo dos basaltos de ilhas oceânicas.

Já no diagrama discriminante ternário de Cabanis e Lecolle (1989), em que, ao contrário dos diagramas anteriores, se faz uma separação entre ambientes continentais e oceânicos, as amostras projectam-se no domínio dos basaltos continentais, sendo de registar ainda que todas elas estão relativamente próximo do limite entre esse campo e o dos basaltos alcalinos de rift continental.

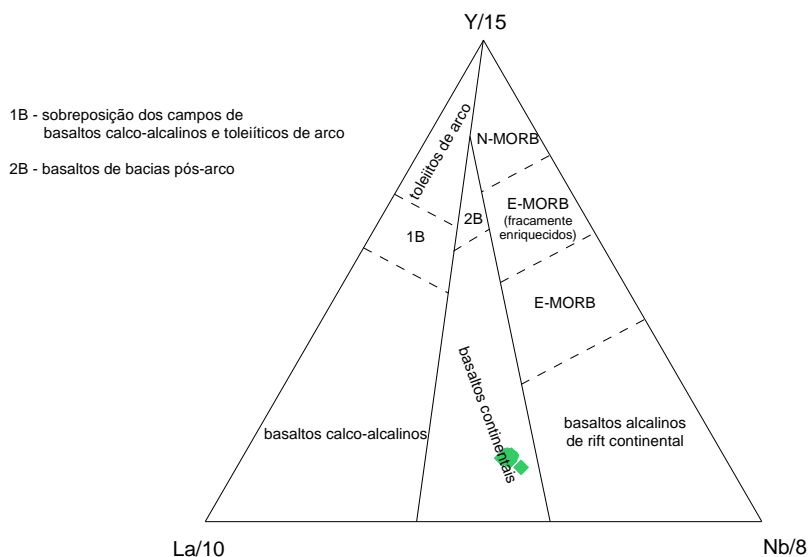


Figura 43. Diagrama discriminante ternário proposto por Cabanis e Lecolle (1989) com a projecção das amostras estudadas no campo dos basaltos continentais.

No diagrama de Meschede (1986) todas as amostras projectam-se no campo dos basaltos intraplaca e no subdomínio dos basaltos alcalinos, com a excepção de uma única amostra situada na área dos basaltos toleíticos (Fig. 44).

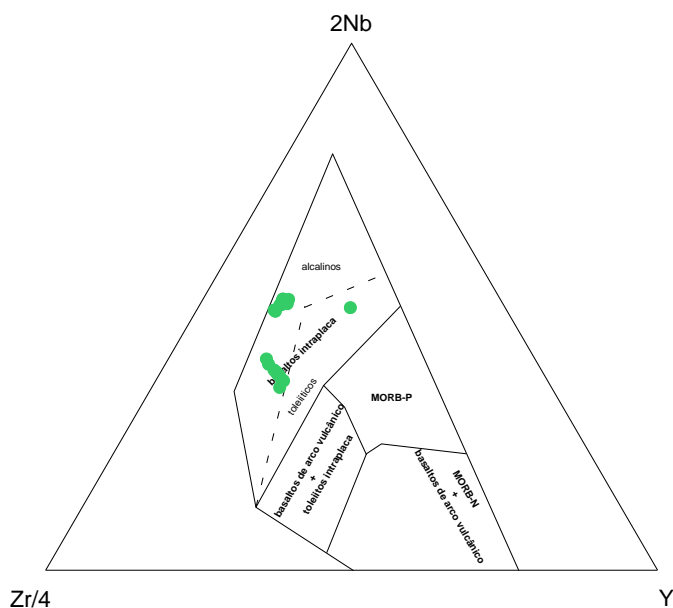


Figura 44. Diagrama discriminante ternário proposto por (Meschede, 1986) com a projecção das amostras estudadas no campo dos basaltos intraplaca alcalinos (com excepção de uma amostra no campo toleítico).

Pearce & Cann (1973) definiram quatro domínios: basaltos toleíticos pobres em potássio (LKT), basaltos calco-alcalinos (CAB), basaltos dos fundos oceânicos (OFB) e basaltos intraplaca (WPB) (Fig. 45). Os doleritos em estudo, projectam-se em parte no campo dos basaltos intraplaca (WPB), mas há também amostras fora de qualquer campo.

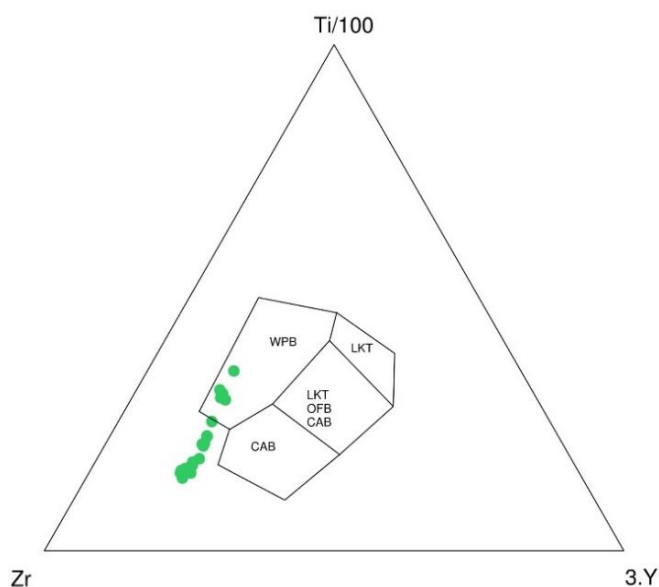


Figura 45. Diagrama ternário Ti-Zr-Y de Pearce e Cann (1973) com a projecção das amostras estudadas parcialmente dentro do campo dos basaltos intraplaca (WPB) e parcialmente fora de todos os campos.

Mas já no diagrama proposto por Wood et al. (1980), todas as amostras se projectam no campo dos basaltos intraplaca.

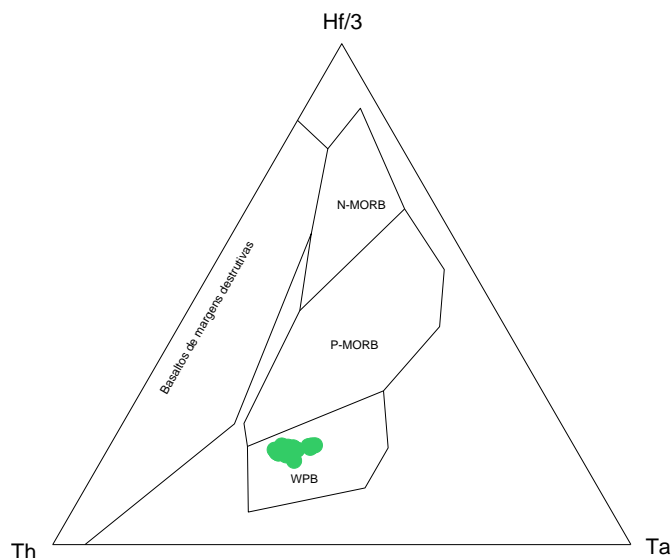


Figura 46. Diagrama ternário Th-Hf-Ta de Wood et al. (1980), com a projecção das amostras estudadas no campo dos basaltos intraplaca

Em termos de conclusão, a projecção das amostras estudadas em diagramas discriminantes, propostos por diferentes autores, permite:

- Confirmar o carácter alcalino dos magmas estudados;
- Verificar a sua afinidade com o ambiente intraplaca.

No diagrama La-Y-Nb (Fig.43), de Cabanis & Lecolle (1989), verifica-se ainda que a sua assinatura é de basaltos continentais, com características geoquímicas próximas das que se podem encontrar em basaltos de rift continental.

...

CAPÍTULO 8. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

8.1. ALGUNS CONCEITOS FUNDAMENTAIS

Chamam-se isótopos de um elemento aos átomos desse elemento cujo núcleo contém o mesmo número de prótons e diferente número de neutrões. Esta variação de massa do elemento conduz a variação das propriedades físicas mantendo a semelhança no comportamento químico. Os isótopos podem dividir-se em três tipos: isótopos radioactivos, isótopos radiogénicos e isótopos estáveis.

Os isótopos radioactivos, também conhecidos como isótopos pai são caracterizados por apresentarem núcleos estáveis que, por emissão das partículas e de energia se transformam por desintegração noutros isótopos que podem pertencer ou não ao mesmo elemento.

Os **isótopos radiogénicos** (ou isótopos-filhos) são isótopos resultantes da desintegração de um isótopo radioactivo. Os isótopos radiogénicos podem ser por sua vez radioactivos (^{234}Th , etc.), ou estáveis (^{87}Sr , ^{206}Pb , etc.).

Os isótopos radiogénicos são usados em geologia quer numa perspectiva geocronológica, pois em circunstâncias favoráveis permitem a determinação da idade de rochas e minerais, quer numa perspectiva geoquímica, em particular em estudos petrogenéticos em que a identificação de hipotéticas fontes é relevante (Rollinson, 1993).

Os isótopos estáveis são isótopos não radioactivos. No caso dos sistemas isotópicos que interessam neste trabalho, (Rb-Sr; Sm-Nd) o decaimento dá-se numa única etapa em que os primeiros isótopos-filhos (^{87}Sr e ^{143}Nd) são, desde logo, estáveis.

8.1.1. Decaimento radioactivo

O decaimento radioactivo é um processo exponencial cuja velocidade não é afectada por quaisquer alterações das condições físicas e químicas (Rollinson, 1993). O facto da taxa de decaimento dos átomos de elementos radioactivos não ser modificada por processos geológicos tem importantes implicações em geocronologia, na medida em que permite usar as velocidades de decaimento radioactivo na medição do tempo geológico, desde que se conheça o número de átomos do isótopo-pai e do isótopo-filho no sistema (Faure, 1986).

O decaimento radioativo é a transformação espontânea do átomo de um elemento (isótopo-pai) no átomo de outro elemento (isótopo-filho) através da emissão de matéria e/ou energia.

A velocidade de decaimento (dN/dt) de um núcleo instável (radioactivo), em um radiogénico, em cada instante t , é proporcional ao número de átomos existentes (N) e depende da estabilidade dos núcleos radioactivos (Dickin, 2005).

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad (2)$$

Em que λ representa a constante de proporcionalidade, denominada constante de decaimento, expressa em [unidade de tempo]⁻¹.

Integrando a equação anterior entre os instantes iniciais t_0 e t , e considerando que o número de átomos presentes no instante inicial é N_0 , com uma série de operações matemáticas, obtém-se a seguinte equação:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

Onde:

D – o número de isótopos-filho presentes no sistema ao fim de um tempo t

D_0 – número de isótopos-filho aquando da formação da rocha, associado ao conhecimento do comportamento geoquímico dos elementos envolvidos em todo o processo de decaimento

N – a quantidade de isótopos-pai presentes no sistema ao fim de um tempo t

Esta equação é a base fundamental para a determinação de idades de rochas e minerais baseadas no decaimento de átomos radioactivos (pai) em átomos radiogénicos (filho) (Faure, 1986).

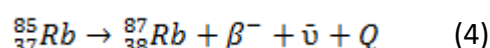
Para que os resultados da equação 3 sejam fiáveis na determinação da idade da rocha ou do mineral, é preciso que sejam satisfeitas as seguintes condições (Faure, 1986):

- A mudança na razão $\frac{D^*}{N}$ deve ter sido condicionada somente pelo decaimento radioactivo, isto é, o sistema isotópico deve ter permanecido fechado desde o instante inicial no que diz respeito aos isótopos pai e filho.
- Ser possível o conhecimento do valor rigoroso do isótopo-filho (D_0); esta operação deve usualmente ser feita com segurança especialmente quando D^* é muito superior a D_0 .

- O valor da constante de decaimento (λ) deve ser conhecido com precisão.
- A determinação de D e N deve ser também rigorosa e a rocha ou mineral a ser datados deve ser representativos.

8.1.2. Sistema Rb-Sr

O rubídio possui dois isótopos naturais $^{85}_{37}\text{Rb}$ e $^{87}_{37}\text{Rb}$ com abundâncias isotópicas de 72,1654% e 27,8346% respectivamente. O $^{87}_{37}\text{Rb}$ é radioactivo e decai para $^{87}_{37}\text{Sr}$ (estável), pela emissão da partícula beta negativa (Faure, 1986).



Onde β^- é a partícula beta, $\bar{\nu}$ é um antineutrino e Q é a energia de decaimento igual a 0,275 MeV.

O estrôncio possui quatro isótopos naturais ($^{88}_{38}\text{Sr}$, $^{87}_{38}\text{Sr}$, $^{86}_{38}\text{Sr}$ e $^{84}_{38}\text{Sr}$) com abundâncias de 82,53%, 7,04%, 9,87% e 0,56%, respectivamente. As razões isotópicas do estrôncio são variáveis devido à formação de ^{87}Sr (radiogénico), em resultado do decaimento natural do ^{87}Rb . Por esta razão, a composição isotópica do estrôncio numa rocha ou mineral que contenha rubídio dependerá da idade e da razão Rb/Sr do material em causa.

O aumento do isótopo radiogénico ^{87}Sr nos materiais com Rb pode ser descrita pela lei da radioactividade (equação 5), e o número total de átomos de ^{87}Sr com idade t pode ser obtido pela seguinte expressão:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1) \quad (5)$$

Onde ^{87}Sr é o número total de átomos do isótopo presente no sistema, $^{87}\text{Sr}_i$ é o número de átomos do isótopo aquando da formação da rocha e ^{87}Rb é o número de átomos do isótopo presente no sistema.

No entanto, por espectrometria de massa, é mais fácil medir as razões entre isótopos do que a sua concentração absoluta, pelo que se divide toda a expressão por um dos isótopos estáveis, neste caso o ^{86}Sr . Assim, a nova equação fica:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})x(e^{\lambda t} - 1)$$

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ são obtidas através da espectrometria de massa e o valor de λ é conhecido. Assim, ficam por determinar o valor de t e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial.

Contudo, quando os dados de amostras de rochas ou minerais cogenéticos são projetadas num diagrama isocrónico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, vão definir uma linha recta, pelo que a idade t é calculada a partir do declive dessa recta, enquanto a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial corresponderá ao valor da ordenada para a abcissa igual a zero.

8.1.3. Sistema Sm-Nd

Os elementos samário e neodímio pertencem ao grupo de elementos chamado de Elementos das Terras Raras (ETR), todos eles caracterizados por possuírem propriedades químicas e físicas muito semelhantes devido à sua configuração eletrónica. Devido à esta similaridade, a variação da razão Sm/Nd em rochas e minerais é muito pequena (de 0,1 a 0,5) dificultando deste modo na separação dos dois durante os processos geológicos (Faure, 1986).

Tanto o samário como o neodímio possuem 7 isótopos naturais estáveis. O Sm possui três isótopos radioactivos (^{147}Sm , ^{148}Sm e ^{149}Sm) com tempo de meia-vida muito elevados (10^{16}) e não produzem variações mesuráveis dos isótopos radiogénicos de ^{144}Nd e ^{145}Nd . Entre os isótopos do elemento samário, o ^{147}Sm decai para ^{143}Nd emitindo uma partícula alfa com meia-vida de $1,06 \times 10^{11}$ anos. O fato de ter uma meia-vida desta magnitude faz com que as variações na quantidade de ^{143}Nd radiogénico formado a partir do isótopo pai ^{147}Sm sejam bastante pequenas e daí, o par Sm/Nd ter sido originalmente aplicado na datação de rochas extra terrestres e terrestres antigas (Faure, 1986). O decaimento do ^{147}Sm para ^{143}Nd é apresentado na equação (6)



Em que α é a partícula alfa e Q a energia libertada.

Dos sete isótopos naturais do Nd, (^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd e ^{150}Nd), são considerados estáveis com a excepção do ^{143}Nd , sendo o único radiogénico.

A abundância do ^{143}Nd nos materiais terrestres tem sido incrementada ao longo do tempo pela desintegração do ^{147}Sm em ^{143}Nd . Considerando um sistema (rocha ígnea ou mineral), a quantidade de ^{143}Nd na amostra pode ser determinada pela seguinte expressão:

$$^{143}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd})_i + ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda t} - 1) \quad (7)$$

Onde i significa abundância inicial e t representa a idade do sistema. Dividindo a equação (7) por ^{144}Nd , um isótopo estável de Nd, obtém-se a equação (8):

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right) + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{149}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (8)$$

A semelhança do sistema Rb-Sr, a determinação da idade é baseada no cálculo do declive da recta definida pela isócrona onde as coordenadas (y e x) são respectivamente as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{149}\text{Nd}$.

8.1.4. Notação épsilon - ϵNd e ϵSr

A razão Sm/Nd, na escala de rocha total, não varia de forma significativa durante processos crustais, como fusão parcial, eventos metamórficos, diagénese e alteração hidrotermal, sendo a diferenciação crosta-manto, o principal evento que poderia modificar a razão Sm/ Nd.

DePaolo & Wasserburg (1976) introduziram a notação épsilon (ϵ) para exprimir o desvio das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das rochas ígneas em relação ao reservatório condrítico uniforme (CHUR), visto que as variações da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ nos materiais geológicos são muito pequenas. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ podem ser expressas sob forma de ϵSr e ϵNd respectivamente, obtidos através das equações que se seguem:

$$\epsilon\text{Sr}(t) = \left[\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{amostra}}}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (9)$$

$$\epsilon\text{Nd}(t) = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (10)$$

As expressões acima mostram que os parâmetros ϵ de uma determinada amostra variam em função do tempo, isto é, os parâmetros podem ser calculado para o tempo presente ($t = 0$) ou para um qualquer tempo t , desde que se saibam as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{149}\text{Nd}$ da amostra e do CHUR. A projecção das razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ou dos respectivos ϵNd e ϵSr em diagramas de correlação isotópica permite determinar a natureza das prováveis fontes de proveniência do magma (Dickin, 2005).

O ϵNd é positivo quando a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do magma progenitor for mais elevada que o condrito no momento de cristalização da rocha, o que significa que a razão Sm/Nd na fonte deste

magma foi mais elevada que o condrito, o que é típico de magmas provenientes do manto superior. Em contrapartida, se, no momento da formação da rocha, a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no magma progenitor era menor que o condrito, o valor do ϵNd é negativo, neste caso, a fonte do magma tinha uma razão Sm/Nd menor que o condrito, o que é de esperar ou em fontes mantélicas enriquecidas há muito tempo ou em fontes de crosta continental, sendo nestas últimas (em especial, em cratões arcaicos) que se encontram os valores mais fortemente negativos.

A figura 47 mostra o diagrama de correlação das razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e (ϵNd vs ϵSr). Este diagrama permite discriminar as composições de diferentes materiais geológicos e, em particular, é útil para a identificação de hipotéticas fontes de magma.

A divisão do diagrama em quadrantes é feita por eixos que correspondem a $\epsilon\text{Sr} = 0$ (eixo vertical) e $\epsilon\text{Nd} = 0$ (eixo horizontal).

Assumindo que o “bulk earth” representa a composição isotópica de Sr e Nd da Terra primitiva, as regiões do manto que sofreram fenómenos de extracção de fundidos parciais (manto empobrecido) tenderão a projectar-se no quadrante com valores de ϵNd mais elevados e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais baixas. Em contrapartida, as assinaturas isotópicas dos reservatórios mantélicos pouco fraccionados e/ou primitivos distribuir-se-ão em torno da composição “bulk earth”.

A maior parte dos reservatórios do manto está no quadrante superior esquerdo do diagrama, ao passo que a maior parte das rochas crustais estão no quadrante inferior direito. A crosta superior, intermédia e inferior, tendem a estar projectadas em diferentes posições no quadrante crustal (DePaolo & Wasserburg, 1979).

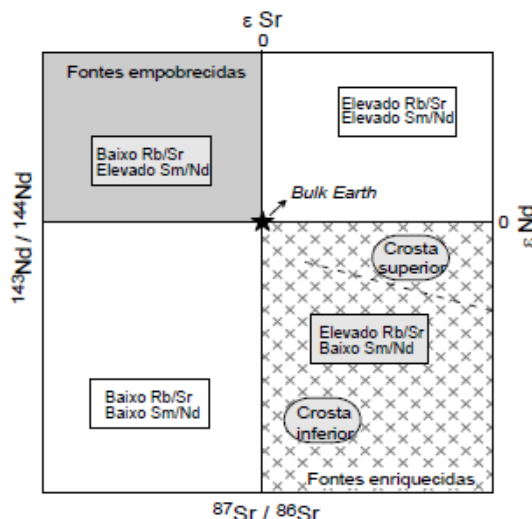


Figura 47. Diagrama de correlação das razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (e ϵNd vs ϵSr). A maior parte dos reservatórios do manto está no quadrante superior esquerdo do diagrama, ao passo que a maior parte das rochas crustais estão no quadrante inferior direito, as crustas superior, intermédia e inferior, tendem a estar projectadas em diferentes no quadrante crustal (adaptado de DePaolo e Wasserburg, 1979, por Rollinson, 1995).

8.2. RESULTADOS OBTIDOS

Para análise isotópica, foram seleccionadas 12 amostras. Seis delas - NC1044 (A,B,C) e NC1221 (A,B,C) - foram escolhidas para se verificar a variação entre o topo (A), o centro (B) e a base (C) de dois corpos doleríticos, amostrados por duas sondagens distintas. As restantes seis são de sondagens diferentes umas das outras e a sua selecção baseou-se em procurar as que tivessem menos testemunhos de processos de alteração hidrotermal. As análises isotópicas foram feitas no Laboratório de Geologia Isotópica da UA, tendo-se obtido razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ por medição no espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS, nas iniciais inglesas) VG SECTOR 54 aí instalado. As razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foram calculadas usando-se a equação $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) = (\text{Rb}/\text{Sr}) \times (\text{Ab}^{87}\text{Rb} \times \text{WSr}) / (\text{Ab}^{86}\text{Sr} \times \text{WRb})$, em que Rb e Sr são as concentrações, em ppm, obtidas por ICP-MS em cada amostra, Ab^{87}Rb é a abundância isotópica de ^{87}Rb recomendada pela IUPAC (Berglund & Wieser, 2011), Ab^{86}Sr é a abundância isotópica de ^{86}Sr obtida pelo TIMS em cada amostra, e WSr e WRb são os pesos atómicos dos elementos em causa. Para as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, usou-se uma fórmula análoga, substituindo-se ^{87}Rb por ^{147}Sm , ^{86}Sr por ^{144}Nd , Rb por Sm e Sr por Nd.

8.2.1. Composição isotópica de Sr

Devido à fraca dispersão das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.07 a 0.79) nos doleritos, não foi possível datá-los pelo método Rb-Sr. Esta fraca dispersão é essencialmente o resultado de os magmas de que estas rochas cristalizaram corresponderem a graus de diferenciação semelhantes, pelo que não foi possível um incremento suficientemente significativo da razão Rb/Sr nos termos mais evoluídos que permitisse um leque amplo de valores $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, indispensável à obtenção de uma isócrona. Por outro lado, é de esperar que o sistema isotópico Rb-Sr não tenha permanecido fechado após a cristalização magmática, visto que as rochas analisadas foram alteradas por fluidos hidrotermais, conforme referido nos capítulos anteriores. Uma vez que o Sr e o Rb são ambos elementos com baixo potencial iónico, a sua solubilidade em fluidos aquosos é grande, pelo que as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podem ser modificadas durante os processos de alteração. Assim, mesmo em condições mais favoráveis de dispersão de valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, a obtenção de uma isócrona seria provavelmente inibida pelos efeitos da perturbação causada pela alteração hidrotermal.

Nota-se, na tabela 7, que a maioria dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se distribuem num intervalo restrito, entre 0.7040 e 0.7054, havendo, contudo, três amostras (NC 1044A, NC 1044C e NC 1221A) com valores mais elevados, entre 0.7070 e 0.7075.

Tendo em conta que para o dique máfico de Moeza, possivelmente contemporâneo dos doleritos estudados neste trabalho, se obteve uma idade Sm-Nd de 180 ± 43 Ma (GTK Consortium, 2006b), foram calculadas composições isotópicas iniciais para as rochas agora estudadas assumindo uma idade de 180 Ma. No caso de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, os valores iniciais das amostras NC 1044A, NC 1044C e NC 1221A (0.7054 a 0.7062, correspondendo a valores de $\epsilon\text{Sr}_{180\text{Ma}}$ entre +17 e +28) continuam a destacar-se dos restantes, os quais variam entre 0.7038 ($\epsilon\text{Sr}_{180\text{Ma}} = -7$) e 0.7050 ($\epsilon\text{Sr}_{180\text{Ma}} = +10$).

Amostra	ppm Sr	ppm Rb	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2 σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medido	Erro (2 σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 180 Ma	ϵSr 180 Ma
NC 1044A	183	50	0.790	0.022	0.707482	0.000031	0.705492	+17
NC 1044B	854	65	0.220	0.006	0.704884	0.000021	0.704330	+1
NC 1044C	219	48	0.634	0.018	0.707413	0.000027	0.705816	+22
NC 1221A	267	27	0.293	0.008	0.706999	0.000027	0.706262	+28
NC 1221B	953	50	0.152	0.004	0.705022	0.000020	0.704640	+5
NC 1221C	1115	27	0.070	0.002	0.704522	0.000025	0.704346	+1
NC 1072	1156	44	0.110	0.003	0.704051	0.000021	0.703773	-7
NC 1085	1034	52	0.145	0.004	0.704460	0.000028	0.704094	-3
NC 1109	788	49	0.180	0.005	0.705427	0.000024	0.704974	+10
NC 1219	1190	43	0.105	0.003	0.704129	0.000025	0.703865	-6
NC 1237	518	37	0.207	0.006	0.705346	0.000018	0.704826	+8
NC 1046	821	63	0.222	0.006	0.704873	0.000016	0.704314	0

Tabela 7. Dados referentes ao sistema isotópico Rb-Sr. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para uma idade de 180 Ma foram calculadas usando a constante de decaimento de ^{87}Rb proposta por Villa et al. (2015). Para o cálculo de valores de ϵSr considerou-se um reservatório condrítico com os valores actuais de 0.7045, para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, e de 0.0827, para $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (DePaolo, 1988).

O facto de NC 1044A, NC 1044C e NC 1221A terem os maiores valores iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ revela que a individualização do grupo constituído por estas três amostras nos valores medidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ não é simplesmente consequência de nelas ter ocorrido um maior incremento da abundância de ^{87}Sr , como se poderia pensar por elas serem também as amostras com maiores razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Com efeito, se todas as amostras derivarem do mesmo magma primitivo e não ocorrerem processos de alteração e/ou contaminação, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais deverão sobrepor-se, pois, ao calcular-se para a idade de formação, o efeito do crescimento do isótopo radiogénico é anulado. Como as três amostras com assinaturas de Sr mais radiogénicas são também as que apresentam petrograficamente mais evidências de alteração hidrotermal, é de considerar que essas assinaturas sejam influenciadas pelos processos de alteração, os quais deverão ter envolvido fluidos crustais, em que tipicamente o Sr está enriquecido no componente radiogénico.

Refira-se ainda que as amostras menos alteradas têm razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais em torno do valor condrítico (0.7043, calculado para 180 Ma), como se verifica por os valores de $\epsilon\text{Sr}_{180\text{Ma}}$ se distribuírem em torno de zero. Isto sugere que essas amostras possam ser cogenéticas (ou, pelo menos, derivadas de magmas primitivos com assinaturas de Sr muito semelhantes) e que os magmas de que resultaram não sofreram contaminação crustal significativa.

8.2.2. Composição isotópica de Nd

No caso do sistema Sm-Nd, a obtenção de isócronas com amostras de rocha total é habitualmente mais difícil do que no sistema Rb-Sr, pois a dispersão de valores da razão Sm/Nd (e, consequentemente, de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) gerada pela diferenciação magmática é tipicamente muito pequena. Isto resulta de haver uma maior semelhança dos comportamentos geoquímicos dos dois elementos envolvidos (note-se que ambos são lantanídeos com uma diferença de somente duas unidades entre os seus números atómicos) do que o que se passa no caso do sistema Rb-Sr. Na prática, só são expectáveis variações significativas da razão Sm/Nd em rochas cogenéticas quando ocorreu fraccionação de uma fase que discrimine significativamente esses dois elementos, sendo que o único silicato comum em que isso acontece é a granada (Faure & Mensing, 2005). Ora, na maior parte dos processos de diferenciação por cristalização fraccionada na crosta, a granada não participa ou tem somente um papel escasso. No caso em estudo, confirma-se a pequeníssima dispersão de valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, a qual está limitada ao intervalo de 0.109 a 0.116.

Em contrapartida, o sistema Sm-Nd apresenta uma grande vantagem nos estudos geoquímicos pois envolve elementos com potenciais iónicos significativamente mais elevados do que os do Rb e do Sr, sendo, por isso, muito menos mobilizáveis por fluidos aquosos. Assim, as assinaturas isotópicas de Nd em rochas ígneas, mesmo que afectadas por alteração, são geralmente vistas como preservando as características dos magmas.

Nas rochas analisadas, em onze dos doze valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medidos há uma variação quase contínua, numa gama muito restrita, de 0.512729 ($\epsilon\text{Nd}_{0\text{Ma}} = +1.8$) a 0.512606 ($\epsilon\text{Nd}_{0\text{Ma}} = -0.6$), enquanto a amostra restante (NC 1044A) tem um valor ligeiramente mais baixo, de 0.512550 ($\epsilon\text{Nd}_{0\text{Ma}} = -1.7$). Calculando para a presumível idade do evento magmático (180 Ma), regista-se que todos os valores de $\epsilon\text{Nd}_{180\text{Ma}}$ ficam positivos, mas continua a verificar-se um leque contínuo de valores para onze das amostras, com $+3.6 \geq \epsilon\text{Nd}_{180\text{Ma}} \geq +1.3$, enquanto a amostra NC 1044A tem um valor um pouco menor, com $\epsilon\text{Nd}_{180\text{Ma}} = +0.3$.

No fundamental, o facto de os valores iniciais de ϵNd terem uma pequena dispersão e serem positivos parece confirmar que, por um lado, as rochas estudadas são cogenéticas e que, por outro lado, os magmas não sofreram interacção significativa com as rochas crustais que atravessaram durante a sua ascensão e instalação.

Amostra	ppm Nd	ppm Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2 σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medido	Erro (2 σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 180 Ma	ϵNd 180 Ma
NC 1044A	95.6	17.2	0.109	0.003	0.512550	0.000017	0.512422	+0.3
NC 1044B	79.0	14.7	0.113	0.003	0.512685	0.000018	0.512553	+2.9
NC 1044C	87.3	16.3	0.113	0.003	0.512606	0.000017	0.512473	+1.3
NC 1221A	83.3	16.0	0.116	0.003	0.512664	0.000013	0.512527	+2.4
NC 1221B	82.5	15.0	0.110	0.003	0.512621	0.000021	0.512491	+1.7
NC 1221C	80.2	15.1	0.114	0.003	0.512709	0.000025	0.512575	+3.3
NC 1072	84.4	15.8	0.113	0.003	0.512703	0.000016	0.512570	+3.2
NC 1085	81.2	15.0	0.112	0.003	0.512640	0.000016	0.512508	+2.0
NC 1109	82.4	15.5	0.114	0.003	0.512662	0.000017	0.512528	+2.4
NC 1219	83.1	15.6	0.114	0.003	0.512697	0.000018	0.512563	+3.1
NC 1237	82.7	15.4	0.113	0.003	0.512663	0.000016	0.512531	+2.4
NC 1046	79.7	15.3	0.116	0.003	0.512729	0.000014	0.512592	+3.6

Tabela 8. Dados referentes ao sistema isotópico Sm-Nd. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para uma idade de 180 Ma foram calculadas usando a constante de decaimento de ^{147}Sm proposta por Steiger & Jager (1977). Para o cálculo de valores de ϵNd considerou-se um reservatório condrítico com os valores actuais de 0.512638, para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, e de 0.1967, para $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Wasserburg et al., 1981; Faure & Mensing, 2005).

8.2.3. O diagrama de correlação isotópica ϵNd vs. ϵSr

O diagrama da figura 48 apresenta a projecção das amostras sujeitas a análise isotópica no diagrama $\epsilon\text{Nd}_{180\text{Ma}}$ versus $\epsilon\text{Sr}_{180\text{Ma}}$. Neste diagrama, verifica-se que existe um conjunto de oito amostras, abarcando as que apresentam o menor grau de alteração hidrotermal que foi possível encontrar em todas as amostras estudadas nesta dissertação. Este conjunto distribui-se numa área restrita e caracteriza-se por ter valores positivos de $\epsilon\text{Nd}_{180\text{Ma}}$ ($+3.6 \geq \epsilon\text{Nd}_{180\text{Ma}} \geq +1.7$) e valores de $\epsilon\text{Sr}_{180\text{Ma}}$ em torno de zero ($+10 \geq \epsilon\text{Sr}_{180\text{Ma}} \geq -7$). O facto de a área ser restrita indica que estas rochas se relacionam directamente umas com as outras ou, pelo menos, que devem derivar do mesmo tipo de magmas primitivos, provenientes de uma única fonte e gerados por processos de fusão semelhantes. Quanto aos valores de $\epsilon\text{Nd}_{180\text{Ma}}$ e $\epsilon\text{Sr}_{180\text{Ma}}$ que caracterizam essa área, eles indicam claramente uma fonte mantélica que, em termos dos sistemas isotópicos considerados, se assemelharia ao manto primitivo, se bem que, com base nos valores de $\epsilon\text{Nd}_{180\text{Ma}}$, ligeiramente mais empobrecida. Contudo este tipo de assinatura, pode representar, como é proposto por alguns autores para fontes de magmatismo intraplaca gerado no manto subcontinental, uma porção do manto primeiro empobrecida durante os processos de formação da crosta, mas depois sujeita a enriquecimento, através de metassomatismo mantélico causado por fundidos e/ou fluidos provenientes de plumas mantélicas ou de litosfera subductada (e.g.: White, 2005, e referências aí contidas). Sublinhe-se ainda que as assinaturas agora obtidas se assemelham às de

outras rochas ígneas da África oriental, nomeadamente as que testemunham magmatismo associado ao processo de *rifting* na Tanzânia e no Quênia (Riley et al. 2005; Chakrabarti et al. 2009).

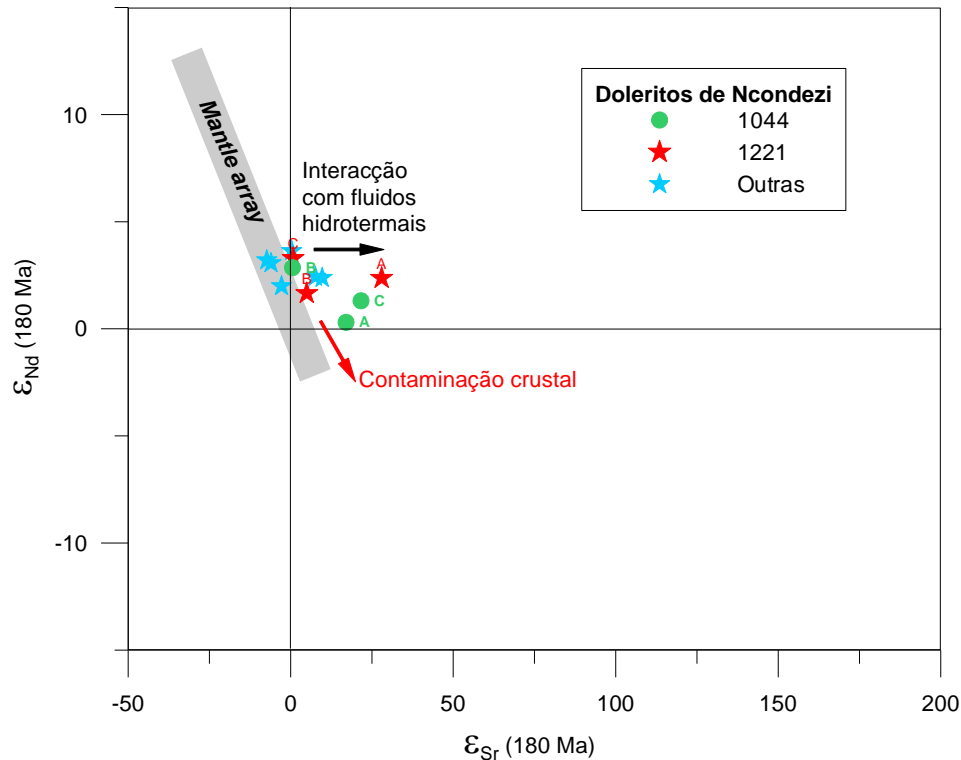


Figura 48. Projecção no diagrama $\epsilon_{Sr_{180Ma}}$ vs $\epsilon_{Nd_{180Ma}}$ das amostras de dolerito da região de Ncondezi

Quanto às três amostras que não estão incluídas no grupo referido acima, verifica-se que duas delas (NC 1221A e NC 1044C) se distinguem desse grupo quase exclusivamente pelos valores mais elevados de $\epsilon_{Sr_{180Ma}}$ (+22 e +28), pois os de $\epsilon_{Nd_{180Ma}}$ estão ou dentro (+2.4, em NC 1221A) ou muito próximo (+1.3, em NC 1044C) das assinaturas de Nd grupo principal. Visto que NC 1221A e NC 1044C apresentam alteração muito mais intensa do que as nove amostras desse grupo, é de supor que todas tivessem originalmente o mesmo tipo de assinaturas isotópicas de Sr e Nd e que as diferenças tenham resultado da introdução de Sr radiogénico pelos fluidos hidrotermais.

No que respeita à amostra NC 1044A, ela, para além de ter $\epsilon_{Sr_{180Ma}}$ relativamente alto (+17), apresenta um valor de $\epsilon_{Nd_{180Ma}}$ (+0.3) inferior a todas as outras. Isto permite colocar a hipótese de que esta amostra tenha adquirido características isotópicas diferentes, não só devido à alteração hidrotermal, mas, eventualmente, também em resultado de alguma contaminação crustal. Esta hipótese parece ter alguma plausibilidade, nomeadamente se considerarmos que a amostra NC 1044A foi colhida próximo de um dos limites do corpo filoniano. Contudo, sem outro

tipo de evidências, nomeadamente petrográficas e de geoquímica elementar, no mesmo sentido e sendo a diferença nos valores de ϵNd_{180Ma} pequena, a hipótese de o magma que deu origem a NC 1044A ter sofrido contaminação crustal, embora sendo plausível, não pode ser considerada como confirmada.

CAPÍTULO 9. CONCLUSÕES

Esta dissertação apresenta o estudo petrográfico, geoquímico e isotópico de 31 amostras de dolerito retiradas de sondagens que foram realizadas pela Ncondezy Coal Company, na área de prospecção 805L localizada a NE de Moatize, província de Tete, em Moçambique.

Moçambique está incluído na placa tectónica africana. Preserva testemunhos do Gondwana, trabalhados pela orogenia pan-africana e testemunhos da sua desintegração no Supergrupo Karoo (com idades compreendidas entre 300 e 180 Ma).

A área considerada neste trabalho, faz parte do domínio Gondwana Este, caracterizado, genericamente, por estruturas regionais de orientação NW-SE e por afloramentos de rochas de idade mesoproterozóica. As formações mais recentes, são de idade Karoo e afloram na bacia Moatize-Minjova, localizada no vale do Zambeze. Os corpos doleríticos estudados intruem as rochas sedimentares daquela bacia, o que, conjugado com a obtenção da idade 180 ± 43 Ma (GTK Consortium, 2006b) no dique máfico de Moeza (possivelmente contemporâneo dos doleritos de Moatize), indica que o magmatismo representado por estes corpos hipabissais deverá ser contemporâneo das últimas etapas dos eventos Karoo.

Contrariando a ausência ou a inexpressiva cartográfica dimensão dos corpos doleríticos à superfície, o estudo das imagens dos testemunhos das sondagens sublinha a importante presença, em profundidade, destes corpos intrusivos. Os corpos doleríticos parecem ser intrusivos em litologias do Karoo inferior e do Karoo superior, com contactos frequentemente bruscos e subparalelos à estratificação do encaixante, sugerindo que, pelo menos alguns deles, formem soleiras. Mais raramente, são observados, na zona do contacto, cataclasitos indicando que a instalação dos corpos doleríticos foi anterior à activação das falhas e/ou o envolvimento de sobrepressão de fluidos.

A granularidade muito fina a fina-média, observada à escala macroscópica e microscópica, testemunha o carácter hipabissal dos corpos doleríticos.

As amostras colhidas junto aos contactos caracterizam-se por granularidade muito fina (<0,250mm) enquanto as amostras recolhidas nos domínios mais centrais dos corpos doleríticos revelam predomínio de grão fino a médio (dimensão 0,250 a 1,5 mm). A variação na granularidade é interpretada como reflectindo a formação de chilled margins.

Em todas as sondagens, é patente a existência, no encaixante sedimentar e nos corpos doleríticos, de sistemas de fracturas e falhas, sugerindo a continuação, em profundidade, das estruturas cartografadas à superfície. Muitas das fracturas são ocupadas por calcite e/ou pirite e acessoriamente por quartzo, revelando precipitação por circulação de fluidos hidrotermais. Os mesmos minerais são encontrados no preenchimento de amígdalas.

O conjunto de dados observados quer à escala macroscópica quer à escala microscópica, indica que toda a área em estudo terá sido afectada por um processo metamórfico hidrotermal.

As amostras colhidas junto aos contactos caracterizam-se por granularidade muito fina (<0,250mm) e grau de alteração mais elevado, enquanto as amostras recolhidas nos domínios mais centrais dos corpos doleríticos revelam predomínio de grão fino a médio (dimensão 0,250 a 1,5 mm), enriquecimento relativo em microfenocristais e fenocristais e, frequentemente, uma melhor preservação da textura e da mineralogia ígnea primária.

O conjunto das informações petrográficas, obtidas no estudo de lâminas delgadas, revela que a maior parte das amostras ainda preserva texturas ígneas intergranulares, por vezes com domínios localizados marcados por orientação de fluxo dos cristais tabulares de plagioclase. Mais raramente são observadas texturas porfiríticas com fenocristais euédricos de titanaugite, de plagioclase, de biotite, opacos (magnetite, cromite?) e raramente apatite. Estas fases minerais ocorrem, nas restantes amostras, na posição textural de microfenocristal e/ou na matriz, nos espaços entre os cristais tabulares de plagioclase.

Deste modo, as associações mineralógicas primárias incluem plagioclase, titanaugite, olivina, apatite, opacos, biotite e horneblenda. Esta associação está heterogeneamente preservada e, nas amostras mais intensamente alteradas, os minerais ígneos foram quase completamente substituídos. A biotitização parcial de titanaugite e de horneblenda reflecte o enriquecimento em potássio e voláteis aquando da ascensão dos magmas.

Os minerais secundários, ocupam entre 15 a 80% da composição modal, sendo os valores mais elevados frequentemente registados nas amostras de dolerito de grão muito fino colhidas junto aos contactos com o encaixante sedimentar. As texturas e as associações mineralógicas revelam que a alteração hidrotermal envolveu processos de dissolução, substituição, precipitação e recristalização e que se processou por fluxo de fluidos quentes: nas fronteiras de grão e no interior de cristais ígneos com formação de pseudomorfos parciais e totais; e em fracturas e vacúolos. O estudo preliminar sugere dois estádios: numa primeira fase, a formação de

serpentina, clorite, calcite, mica branca, esfena, epídoto e tremolite, e, numa fase mais tardia, a precipitação, em veios e amígdalas, das associações mineralógicas calcite, pirite, calcite+pirite±quartzo. A informação obtida sugere o envolvimento quer de fluidos magmáticos (“auto metamorfismo” dos doleritos por libertação de fluidos magmáticos nas fases finais da cristalização), quer de fluidos libertados pelas rochas sedimentares devido à sua desidratação parcial aquando da intrusão dos corpos doleríticos.

Tendo em atenção a alteração hidrotermal que afectou as rochas estudadas, a identificação dos protólitos ígneos foi feita recorrendo ao diagrama de classificação Zr/TiO₂ vs. Nb/Y, inicialmente apresentado por Winchester & Floyd (1977) e posteriormente modificado por Pearce (1996). A projecção das amostras nesse diagrama mostra que os doleritos corresponderiam a basaltos alcalinos e a traquiandesitos, considerando os campos propostos por Winchester & Floyd (1977), ou somente a basaltos alcalinos, utilizando os critérios de Pearce (1996). Esta conclusão de que os protólitos ígneos seriam básicos é consistente com os baixos teores de SiO₂ (42 a 52 %) e com os dados petrográficos.

As concentrações de terras raras, normalizadas em função da composição do manto primordial proposta por Sun & McDonough (1989), originam perfis de terras raras semelhantes, paralelos e sobrepostos uns aos outros, com um enriquecimento de terras raras leves em relação às terras raras pesadas (valor da razão La_N/Lu_N varia entre 17.90 a 22.17). Estes perfis indicam, assim, que os vários doleritos estudados devem ser cogenéticos e que os magmas primitivos de que resultaram terão provindo de uma fonte mantélica enriquecida.

A projecção das amostras estudadas em vários diagramas discriminantes, propostos por diferentes autores permite: (A) confirmar o carácter alcalino dos magmas estudados; (B) Verificar a sua afinidade com o ambiente intraplaca. No diagrama La-Y-Nb, de Cabanis & Lecolle (1989), verifica-se ainda que a sua assinatura é de basaltos continentais, com características geoquímicas próximas das que se podem encontrar em basaltos de rift continental.

Para análise isotópica Rb-Sr e Sm-Nd, foram seleccionadas 12 amostras. Os resultados obtidos parecem confirmar a natureza cogenética dos doleritos estudados. De facto, nas amostras menos alteradas, quer o $\epsilon_{\text{Sr}_{180\text{Ma}}}$ quer o $\epsilon_{\text{Nd}_{180\text{Ma}}}$ definem pequenos intervalos de variação de valores: $+10 \geq \epsilon_{\text{Sr}_{180\text{Ma}}} \geq -7$ and $+3.6 \geq \epsilon_{\text{Nd}_{180\text{Ma}}} \geq +1.7$.

Adicionalmente, este aspecto indica claramente que os fundidos parentais foram gerados numa fonte mantélica e que os magmas não sofreram contaminação crustal significativa durante os processos de ascensão e instalação.

Para além disso, as composições isotópicas descritas projectam-se em campos definidos pelos OIB e são similares às encontradas em rochas ígneas relacionadas com o processo de rifting na Tanzânia e no Quénia.

As amostras mais intensamente afectadas pela alteração hidrotermal exibem valores semelhantes de $\epsilon_{Nd_{180Ma}}$, mas mostram assinaturas mais ricas em Sr radiogénico (até $\epsilon_{Sr_{180Ma}} = +28$). Isto indica uma importante contribuição crustal nos fluidos aquosos responsáveis pelos processos hidrotermais.

Como conclusão final deste trabalho, o conjunto de dados obtidos é compatível com actividade magmática causada pela acção de uma pluma mantélica, causadora não só de acção térmica como também de processos de enriquecimento geoquímico na porção do manto que serviu de fonte aos magmas parentais das rochas estudadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Afonso, R.S., Marques, J. & Ferrara, M., 1998. *A Evolução Geológica de Moçambique* 1st ed., Lisboa: Instituto de Investigação Científica Tropical de Portugal e Direcção Nacional de Geologia de Moçambique.
- Begg, G.C. et al., 2015. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere*, 5(1), pp.23–50.
- Boger, S.D. et al., 2015. The 580-520Ma Gondwana suture of Madagascar and its continuation into Antarctica and Africa. *Gondwana Research*, 28(3), pp.1048–1060. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.08.017>.
- Bristow, J.W. & Saggerson, E.P., 1983. A review of Karoo volcanicity in Southern Africa. *Bulletin Volcanologique*, 46(2), pp.135–159.
- Cabanis, B. & Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y715-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l' Académie des Sciences Série II*, 309, pp. 2023-2029.
- Catuneanu, O. et al., 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3), pp.211–253.
- Chakrabarti, R. et al., 2009. Isotopic and geochemical evidence for a heterogeneous mantle plume origin of the Virunga volcanics, Western rift, East African Rift system. *Chemical Geology*, 259(3-4), pp.273–289. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.11.010>.
- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3), pp.379–410.
- Cutten, H.N., Johnson, S. & De Waele, B., 2004. Tectonic Evolution of the Mozambique belt, East Africa. *School of Earth and Geographical Sciences, University of Western Australia, Crawley 6009, Australia*, 1-3.
- Dallmeyer, R.D. & Lécorché, J.P., 1991. *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, Georgia: Department of Geology, University of Georgia.
- DePaolo, D.J., 1988. Neodymium Isotope Geology: an Introduction. *Springer, New York*, p.187.
- DePaolo, D.J. & Wasserburg, G., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, p.43: 615–627.

- Dickin, A.P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology* 2nd ed., Cambridge University Press.
- Duncan, R.A. et al., 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, Southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research*, pp.127–138.
- Faure, G. & Mensing, T., 2005. *Isotopes: Principles and Applications*, John Wiley and Sons, Hoboken,.
- Fernandes, P. et al., 2014. Potencial gerador de hidrocarbonetos dos argilitos carbonosos das Formações de Vúzi e de Moatize (Karoo Inferior) da Bacia Carbonífera de Moatize – Minjova, Província de Tete, Moçambique. *Comunicacoes Geologicas*, pp.433–437.
- Fernandes, P. et al., 2015. The thermal history of the Karoo Moatize-Minjova Basin, Tete Province, Mozambique: An integrated vitrinite reflectance and apatite fission track thermochronology study. *Journal of African Earth Sciences*, 112, pp.55–72.
- Fritz, H. et al., 2013. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 86, pp.65–106. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.06.004>.
- Grantham, G.H., Maboko, M. & Eglington, B. M., 2003. A review of the evolution of the Mozambique Belt and implications for the amalgamation of Rodinia and Gondwana. *Geological society*.
- GTK, C., 2006a. *Map Explanation: Sheets 1735-1739, 1835-1836 and 1935. Geology of Degree Sheets Mutarara, Quelimane, Namacurra/Maganja, Pebane, Marromeu/Inhaminga, Chinde and Savane, Mozambique. Ministério dos Recursos Minerais, Direcção Nacional de Geologia, Maputo.*, Maputo.
- GTK, C., 2006b. *Map Explanation; Volume 1: Sheets 2032 – 2632. Geology of Degree Sheets, Espungabera/Chibabava, Nova/Mambone, Massangena, Chidoco, Save/Bazaruto, Chicualacuala, Machaila, Chigubo, Mabote/Vilanculos, Rio Singuédzi/Massingir, Rio Changana, Funhalouro/Inhamb, Maputo.*
- GTK, C., 2006c. *Map Explanation; Volume 2: Sheets 1630 – 1934. Geology of Degree Sheets Mecumbura, Chioco, Tete, Tambara, Guro, Chemba, Manica, Catandica, Gorongosa, Rotanda, Chimoio and Beira, Mozambique. Ministério dos Recursos Minerais, Direcção Nacional de Geologia, Maputo.*
- GTK, C., 2006d. *Map Explanation; Volume 4: Sheets 1430 – 1432 and 1530 – 1534. Geology of*

Degree Sheets Inhamambo, Maluwera, Chifunde, Zumbo, Fíngoè-Mágoè, Songo, Cazula and Zóbuè, Mozambique. Ministério dos Recursos Minerais, Direcção Nacional de Geologia, Maputo.,

Hatton, W. & Fardell, A., 2012. New discoveries of coal in Mozambique - Development of the coal resource estimation methodology for International Resource Reporting Standards. *International Journal of Coal Geology*, 89(1), pp.2–12. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.coal.2011.02.010>.

Hunting, G. & Geophysics, 1984a. *Ground Geophysics. Mineral Inventory Project in Tete Province and Parts of Manica, Sofala and Zambezia Provinces*, DNG, Maputo.

Hunting, G. & Geophysics, 1984b. *Landsat Interpretation - Stage 2. Mineral Inventory Project. Revised landsat interpretation, description of mapped units, Tete area*, Maputo: Unpubl. Rept. to DNG,.

Jacobs, J. & Thomas, B., 2004. Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the Southern part of the late Neoproterozoic-early Paleozoic East African. , p.32. 721–724.

Jamal, D., 2005. *Crustal evolution in NE Mozambique - implications for Gondwana reconstruction*. University of Cape Town, Cape Town, South Africa.

Johnson, S.P. & Oliver, G.J.H., 2004. Tectonothermal history of the Kaourera Arc, northern Zimbabwe: implications for the tectonic evolution of the Irumide and Zambezi Belts of south central Africa. *Precambrian Research*, p.130. 71–97.

Kröner, a & Stern, R.J., 2005. Pan-African Orogeny. *Encyclopedia Of Geology*, 1(2004), pp.1–12.

Kroner, A. et al., 1997. Kibaran magmatism and Pan-African granulite metamorphism in northern Mozambique: single zircon ages and regional implications. *Journal of African Earth Sciences*, pp.4467–484.

Kroner, A. et al., 2001. Single zircon ages. PT evolution and Nd isotopic systematics of high-grade gneisses in southern Malawi and their bearing on the evolution of the Mozambique Belt in southeastern Africa. *Precambrian Reserarch*, p.109. 257–209.

Lawver, I A., Gahagan, L.M. & Dalziel, L.W.D., 1998. A tight-fit early Mesozoic Gondwana, a place reconstruction perspective. *Memoir of the National institute for polar research. Tokyo.*, p.53. 214–229.

- Meyer, P., 2008. Technical Overview of the Coal Resources of the Ncondezi Coal Licences, 804L and 805L. Internal Report for Zambezi Energy Corporation. Stoker,
- Meert, J.G., Nédélec, A. & Hall, C., 2003. The stratoid granites of central Madagascar: Paleomagnetism and further age constraints on neoproterozoic deformation. *Precambrian Research*, 120(1-2), pp.101–129.
- Paulino, F.P., Vasconcelos, L. & Marques, J., 2009. Estratigrafia do Karoo em Moçambique. Novas Unidades. In *X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*. Porto, Portugal: Universidade do Porto.
- Potts, P.J., 1995. *A handbook of silicate rocks analysis, Blackie Academic & Professional* 3rd ed., London.
- Riley, T.R. et al., 2005. Early-middle Jurassic dolerite dykes from western Dronning Maud Land (Antarctica): Identifying mantle sources in the Karoo large igneous province. *Journal of Petrology*, 46(7), pp.1489–1524.
- Shackleton, R.M., 1994. Review of late proterozoic sutures, ophiolitic mélanges and tectonics of eastern Egypt and north-east Sudan. *Geologische Rundschau*, pp.537–546.
- Steiger, R. & Jager, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention in the use of decay-constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, pp.36, 359–362.
- Stern, R.J., 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. , pp.22.319–351.
- Vasconcelos, L., 2009. *Coal in Mozambique: 3rd Symposium on Gondwana Coals*, Porto Alegre, RS, Brasil.
- Vasconcelos, L. & Achimo, M., 2010. O carvão em Moçambique. Ciências Geológicas - Ensino e Investigação da sua História. *Geologia das Ex-Colónias de África, Moçambique*, pp.191–206.
- Vasconcelos, L. & Jamal, D., 2010. X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa XVI Semana de Geoquímica A NOVA GEOLOGIA DE MOÇAMBIQUE X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa XVI Semana de Geoquímica. *Departamento de Geologia, Universidade Eduardo Mondlane, Maputo, Moçambique*, pp.1–15.
- Vasconcelos, L., Muchangos, A. & Siquela, E., 2009. Elementos traço em cinzas de carvões aflorantes em Moçambique. *Geochimica Brasiliensis*, 23(3), pp.344–361.

- Villa, I.M., De Bièvre, P., Holden, N.E., Renne, P.R., 2015. IUPAC-IUGS recommendation on the half life of ^{87}Rb . *Geochim. Cosmochim. Acta.* , pp.164, 382–385.
- Visser, J.N.J. & Praekelt, H.E., 1998. Late Palaeozoic crustal block rotations within the Gondwana sector of Pangea. *Tectonophysics*, p.287. 201–212.
- Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T. & Wen, T., 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions.. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* , p.45: 2311–2323.
- Westerhof, A.B.P. et al., 2008. The Tete-chipata belt: A new multiple terrane element from Western Mozambique and Southern Zambia. *Special Paper of the Geological Survey of Finland*, 2008(48), pp.145–166.
- White, W.M., 2005. *Isotope Geochemistry*. Wiley, Chichester, 478 pp.
- Wilson, T.J., Grunow, A.M. & Hanson, R.E., 1997. Gondwana Assembly. The view from southern Africa and East Gondwana. *Journal of Geodynamics*, p.23. 263–286.
- Yoshida, M., Funaki, M. & Vitanage, P.W., 1992. Proterozoic to Mesozoic East Gondwana: The juxtaposition of India, Sri Lanka, and Antarctica. *Tectonics*, p.11 (2): 381–391.