

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



Caracterização mineralógica de rochas alcalinas da Serra da Neve, Angola

Pedro Ferreira da Costa

Mestrado em Geologia
Especialização em Geodinâmica e Recursos Geológicos

Dissertação orientada por:
Isabel Maria Silveira Ribeiro da Costa
Cátia Marques Prazeres

Ao Zézinho

Agradecimentos

Acima de tudo, tenho que agradecer à Professora Isabel Ribeiro da Costa por, a meu pedido, ter procurado amavelmente um tema de mestrado, apesar de não se inserir em nenhum projecto e saber os riscos que daí decorriam; pela enorme ajuda ao longo de todo o processo de elaboração desta tese, inclusivamente em dois verões inteiros, um dos quais a acompanhar exaustivamente as minhas observações petrográficas e a ajudar nas descrições das amostras num mês de Agosto particularmente quente. Obrigado pela disponibilidade invariável e acompanhamento, desde as várias idas ao Porto para as análises de micro-sonda electrónica, às ajudas de custo que não eram da sua responsabilidade e às inúmeras reuniões e esclarecimentos, que facilitaram toda esta viagem. Obrigado pela calma e tranquilidade com que foi esclarecendo quaisquer problemas que surgissem.

Muito obrigado à Cátia Prazeres por ter tratado da disponibilização, não só das amostras para este trabalho, como da bibliografia à qual, de outro modo, não teria acesso. Às suas correcções, sugestões e ajudas no enquadramento geológico e à complementação de informação sobre a Serra da Neve e à sua disposição para me incluir em projectos extra-curriculares, tudo com a maior amabilidade.

Ao Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) e Instituto Geológico de Angola (IGEO) por cederem amavelmente as amostras e a informação que possibilitaram a realização deste estudo. Ao LNEG em particular por ter disponibilizado a utilização da micro-sonda nas suas instalações no Porto para as análises químicas, sem as quais este trabalho teria sido impossível.

Obrigado à Engenheira Fernanda Guimarães, pela disponibilidade e grande ajuda com a sua operação da micro-sonda electrónica, dicas de identificação de minerais e pelas várias ajudas posteriores no tratamento dos resultados.

Obrigado à Sofia Rodrigues pelas lâminas polidas que fez, previamente apenas delgadas, tornando possível a análise de alguns dos minerais mais interessantes e raros do trabalho. Obrigado também pelos cuidados posteriores e preocupação que demonstrou quanto à qualidade das mesmas lâminas.

Aos meus colegas da sala 6.4.65, Ana Rita Andrade, Manuel Dias, Mariana Cândido e ao David Salvador, apesar de ele ter estado em grande parte no IPMA. Pela sua companhia, almoços e lanches, que tornaram o trabalho mais tolerável, mesmo nas alturas de maior stress. Pelas conversas que ajudaram em dúvidas colectivas e individuais (e pela paciência com o barulho do microscópio).

Ao Diogo Carvalho, pelos almoços semanais e pelos inumeráveis cafés no C6, que me obrigaram a ir mais vezes à faculdade e a focar-me nas alturas em que estava na sala 65; pelas idas ao ginásio ao fim do dia, não só para exercitar o corpo em conjunto com a mente, mas também para desanuviar depois de tanto tempo sentado.

Finalmente, muito obrigado a todos os membros da minha família, que sempre incentivaram os meus estudos, em particular, o meu avô Zé, sem o qual provavelmente não teria tido o mesmo interesse em ciências e quiçá, não estaria onde estou neste momento, tendo também sido um dos meus principais motores para me esforçar mais a todos os níveis da vida. Obrigado.

Resumo

O Complexo da Serra da Neve, em Angola, é maioritariamente composto por rochas ígneas alcalinas, em estruturas anelares dispostas segundo WNW-ESE. Foram estudadas as estruturas de Lutala, Nejoio, Chitucubero, Babaque, cortejo filoniano e Chiuerinde.

A petrografia revelou várias litologias: sienito nefelínico (amostras GR201, GR214, D-05), sienito feldspatóidico (A-56, A-59), sienito com feldspato alcalino (B-15), micro-sienito nefelínico (D-49, A-48, A-37), fonólito nefelínico (GR200, D-28), traquito (A-43), “lamprófiro” (D-59) e brecha vulcânica (B-10).

Nestas rochas foram estudados diversos minerais: feldspato alcalino, nefelina, sodalite, piroxenas (diópsido a aegirina), anfíbolas (*e.g.*, Mg-horneblenda a Mg-arfvedsonite), biotite e flúor-flogopite, titanite, zeólitos (aparentemente do grupo da natrolite, analcite e heulandite), quartzo, plagioclase, cancrinite a cancrissilite, epidoto, clorite, flúor-apatite, titanomagnetite, ilmenite, zircão, vesuvianite (?), fluorite, moscovite, sericite e calcite. Além da mineralogia típica destas rochas, essencialmente alcalinas, foram identificados minerais mais raros, de carácter agpáitico, como mangano-eudialite, kupletskite, lâvenite (?), carbonatos e fosfatos de Ce-La, e também piroxenas e anfíbolas com cores particulares, atribuídas à possível incorporação de Mn^{3+} na sua estrutura. Nalgumas das amostras analisadas por micro-sonda electrónica, sobressaem minerais particularmente ricos em certos elementos interessantes (LREE, HFSE e Mn), nomeadamente, mangano-eudialite, apatite e fosfato de Ce-La (em Babaque) e kupletskite e carbonato de Ce-La (no cortejo filoniano); estas amostras, de natureza vulcânica e sub-vulcânica, podem vir a ser foco de interesse a nível económico.

Parece existir alguma afinidade entre as litologias e a mineralogia das rochas do Complexo Alcalino da Serra da Neve e as de outros complexos alcalinos: nomeadamente os complexos do alinhamento magmático Cabo Frio – Poços de Caldas, no Brasil, bem como os complexos de Pilansberg (África do Sul), Tamazeght (Marrocos), Lovozero (Sibéria) e Monte Saint-Hilaire (Canadá). A correlação com as rochas alcalinas do Brasil e da Namíbia é particularmente relevante, dada a localização destes complexos na Província Magmática de Paraná-Angola-Etendeka.

Palavras-chave: Mineralogia; Rochas alcalinas; Serra da Neve, Angola; Cretácico superior.

Abstract

The Serra da Neve Complex, in Angola, is mainly composed of alkaline igneous rocks, forming ring structures, with WNW-ESE orientation. The structures under study were Lutala, Nejoio, Chitucubero, Babaque, some dike swarms and Chiuerinde.

Detailed petrography revealed various lithologies: nepheline syenite (samples GR201, GR214, D-05), foid syenite (A-56, A-59), alkali feldspar syenite (B-15), nepheline micro-syenite (D-49, A-48, A-37), nepheline phonolite (GR200, D-28), alkali feldspar trachyte (A-43), ‘lamprophyre’ (D-59) and volcanic breccia (B-10).

Various minerals were studied: alkali feldspar, nepheline, sodalite, pyroxenes (diopside to aegirine), amphiboles (*e.g.*, Mg-horneblende to Mg-arfvedsonite), biotite and fluor-phlogopite, titanite, zeolites (apparently from the natrolite, analcite and heulandite groups), quartz, plagioclase, cancrinite to cancrissilite, epidote, chlorite, fluor-apatite, titanomagnetite, ilmenite, zircon, vesuvianite (?), fluorite, muscovite, sericite and calcite. In addition to the typical mineralogy of these mostly alkaline rocks, minerals of agpaitic nature were identified, such as mangano-eudialyte, kupletskite, lâvenite (?), Ce-La carbonates and phosphates, as well as unusually coloured pyroxenes and amphiboles, attributed to the possible incorporation of Mn^{3+} . In some of the samples analysed by electron microprobe, a few minerals

stood out in terms of their enrichment in interesting elements (LREE, HFSE, and Mn), namely, mangano-eudialyte, apatite and Ce-La phosphate (in Babaque) and kupletskite and Ce-La carbonate (in the dike swarm); these volcanic and subvolcanic samples might constitute a focus of economic interest in the future.

There seems to be some affinity between the lithologies and mineralogy of the Serra da Neve rocks and those from other alkaline complexes, namely those from the Cabo Frio - Poços de Caldas Magmatic Lineament in Brazil, as well as other complexes, such as Pilansberg (South Africa), Tamazeght (Marocco), Lovozero (Siberia) and Mont Saint-Hilaire (Canada). Correlation between the Serra da Neve Complex and alkaline complexes of Brazil and Namibia is of particular relevance, as they all belong to the Paraná-Angola-Etendeka Magmatic Province.

Keywords: Mineralogy; Alkaline rocks; Serra da Neve, Angola; Upper Cretaceous.

Índice

Agradecimentos	III
Resumo	IV
Abstract	IV
Lista de Figuras	IX
Lista de Tabelas	XIII
Lista de Abreviaturas	XIII
I. Introdução e Objectivos	1
II. Estado da Arte	1
II.1 Classificação	2
II.2 Génese	2
II.3 Mineralogia	3
II.4 Distribuição espaço-temporal	5
III. Estudos Prévios na Serra da Neve	6
IV. Enquadramento Geotectónico	6
IV.1 Enquadramento Regional	6
IV.2 Enquadramento Local	9
IV.2.1 Estrutura de Chiuerinde	10
IV.2.2 Estrutura de Lutala	10
IV.2.3 Estruturas Satélites de Lutala	11
IV.2.3.1 Estrutura de Nejoio	11
IV.2.3.2 Estrutura de Chitucubero	11
IV.2.3.3 Estrutura de Babaque	12
IV.2.4 Filões alcalinos	12
V. Metodologias	12
V.1 Amostragem	12
V.2 Petrografia	13
V.3 Micro-sonda electrónica	13
VI. Petrografia	16
VI.1 Nejoio	16
VI.2 Chitucubero e Lutala	20
VI.3 Babaque	22
VI.4 Cortejo filoniano	24
VI.5 Chiuerinde	26
VII. Caracterização Mineralógica	27
VII.1 Feldspatos	27
VII.2 Feldspatóides	28

VII.2.1	Nefelina – Calsilite.....	28
VII.2.2	Sodalite – Cancrinite.....	29
VII.3	Zeólitos.....	31
VII.4	Piroxenas.....	31
VII.5	Anfíbulas.....	38
VII.6	Biotites.....	43
VII.7	Epídoto.....	48
VII.8	Titanite.....	48
VII.9	Apatite.....	52
VII.10	Zircão.....	54
VII.11	Óxidos.....	55
VII.12	Minerais Raros.....	58
VII.12.1	Eudialite.....	58
VII.12.2	Kupletskite.....	61
VII.12.3	Minerais de Ce-La.....	62
VII.12.4	Lâvenite (?).....	62
VII.13	Vesuvianite (?).....	63
VII.14	Aspectos Litológicos.....	63
VII.15	Química mineral no contexto do Complexo da Serra da Neve.....	66
VII.16	Correlação com outros Complexos Alcalinos.....	68
VIII.	Considerações Finais.....	72
IX.	Bibliografia.....	74
Anexos.....	LXXXVII	
I.	Descrição Petrográfica.....	LXXXVII
II.	Dados de Química Mineral.....	XVI
II.1	Feldspatos.....	XVII
II.2	Feldspatóides.....	XXII
II.2.1	Nefelina.....	XXII
II.2.2a	Sodalite.....	XXIV
II.2.2b	Cancrinite.....	XXV
II.3	Zeólitos.....	XXVI
II.4a	Piroxenas.....	XXVII
II.4b	Piroxenas - Mn ³⁺	XXXII
II.5a	Anfíbulas - Fe ³⁺	XXXIII
II.5b	Anfíbulas - Fe ²⁺	XXXVI
II.5c	Anfíbulas - Mn ³⁺	XXXVII
II.6a	Biotites.....	XXXVIII

II.6b Biotites - Li <i>et al.</i> (2020)	XLI
II.7 Epidoto.....	XLIV
II.8 Titanite.....	XLV
II.9 Apatite	XLIX
II.10 Zircão.....	LI
II.11a Óxidos -Titanomagnetite	LII
II.11b Óxidos - Ilmenite	LV
II.12 Minerais Raros.....	LVI
II.12.1 Eudialite.....	LVI
II.12.2 Kupletskite.....	LVIII
II.12.3 Minerais de Ce-La	LIX
II.13 Vesuvianite (?).....	LX

Lista de Figuras

Figura IV.1. Carta geológica da folha Sul D-33/H (Chongoroi) à escala 1:250000 (Pereira & Moreira, 1977).....	7
Figura IV.2. Esquema simplificado das estruturas onde foi feita a amostragem, com base na carta geológica da folha Sul D-33/H (Chongoroi) à escala 1:250000. A área amarela (Chiuerinde) representa os granitóides e brechas vulcânicas, a área azul (Babaque) os sienitos alcalinos e as áreas rosa (Lutala, Chitucubero e Nejoio) representam os sienitos nefelínicos e no caso de Nejoio uma mineralogia menos comum. Lutala _i refere-se aos sienitos da zona interna e Lutala _e aos da zona externa. A estrutura denominada por Chil. corresponde a Chilelariva. Goto* representa a Estrutura Compósita de Goto, que é composta pelas estruturas de Goto, Malinde e Pituaco. Está também representada parte da rede filoniana alcalina, com um sistema conjugado NW-SE e NE-SW (Pereira et al., 2001).	10
Figura VI.1. Micro-fotografias das amostras da estrutura de Nejoio. 1: cristal de lâvenite? (Lâv?) com zonação concêntrica e maclas polissintéticas (GR200); 2: dois cristais do mineral incolor não identificado (?), exibindo extinção recta e relevo elevado (GR200); 3: grão de clinopiroxena adjacente a vidro vulcânico com dissolução aparente da piroxena (GR201); 4: fenocristais de nefelina e sodalite em secções hexagonais (GR201); 5: secção sub-hexagonal/octogonal do mineral verde não identificado (?) e carbonatos euédricos num xenólito ou vesícula (D-49); 6: agregado de anfíbola, biotite e fluorite numa vesícula (D-49). Pol. // – polaróides paralelos; Pol. X – polaróides cruzados.....	19
Figura VI.2. Micro-fotografias das amostras de Chitucubero e Lutala. 1: pseudomorfismo da titanite, substituída por magnetite e ilmenite e, em luz duplamente polarizada (1b), maclas de crescimento, ou lamelas de deformação, na clinopiroxena (GR214); 2: substituição de piroxena por anfíbola tardi-magmática, cujas propriedades ópticas se mantêm, em parte, como as de clinopiroxena sódica (D-05); 3: ao processo de substituição da piroxena por anfíbola (A-56); 4: um aspecto geral da amostra A-59; 5: substituição de piroxena sódica por anfíbola (A-59). Amp* – engloba o material com propriedades ópticas de aegirina, devido à composição de anfíbola. Pol. // – polaróides paralelos; Pol. X – polaróides cruzados.....	21
Figura VI.3. Micro-fotografias das duas amostras de Babaque. 1 e 2: aspectos gerais da lâmina A-43, com ênfase na anfíbola e clinopiroxena; 3: as duas direcções de clivagem oblíquas na anfíbola (A-43); 4: eudialite? (Eud?) com um aspecto difuso (A-48) e 5: grãos subédricos da mesma na amostra A-48; 6: aspecto geral da amostra A-48, contendo estruturas fibro-radiais. Pol. // – polaróides paralelos; Pol. X – polaróides cruzados.	23
Figura VI.4. Micro-fotografias das amostras pertencentes ao cortejo filoniano. 1: kupletskite (Kpt) associada à aegirina (D-28); 2: carbonato de Ce e La (Cb Ce-La; D-28); 3: substituição de um fenocristal de nefelina por zeólitos nos seus bordos e textura esquelética nos micro-fenocristais da matriz no canto superior direito (A-37) 4: fenocristal de clinopiroxena com zonação oscilatória, cujos núcleos são esverdeados e os bordos acastanhados. Note-se a presença de vidro na matriz (D-59); 5: estrutura circular composta por zeólitos e feldspato alcalino e aglomerado de titanite (D-59). Pol. // – polaróides paralelos; Pol. X – polaróides paralelos.....	25
Figura VI.5. Micro-fotografias das amostras de Chiuerinde. 1: fenocristal de feldspato alcalino pertitzado (B-10); 2: aspecto geral da lâmina B-15, incluindo um grão de zircão; 3: zona da amostra B-15 rica em plagioclase e biotite, sendo esta a única das amostras estudadas que contém plagioclase; 4: aglomerado de epidoto. Pol. // – polaróides paralelos; Pol. X – polaróides cruzados.....	26
Figura VII.1. Diagrama ternário (Or – Ab – An) de classificação dos feldspatos ordenados (adaptado de Smith & Brown, 1988). A composição do feldspato é expressa em percentagens moleculares de cada um dos termos extremos.....	28

Figura VII.2. Diagrama ternário Qz – Nph – Kfs (quartzo – nefelina – calsilite) de classificação das nefelinas, adaptado de Dollase & Thomas (1978). A linha tracejada entre os termos $\square\text{Na}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ - $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ representa o “plano composicional de nefelinas naturais” definido por Barth (1963). $\text{Nph}=100*\text{Na}/\text{Si}$, $\text{Kfs}=100*\text{K}/\text{Si}$ e $\text{Qtz}=100-(\text{Ne}+\text{Kfs})$, segundo Mourão (2012).	29
Figura VII.3. Diagrama ternário $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ de classificação dos minerais do grupo da sodalite, adaptado de Lessing & Grout (1971). S – campo da sodalite s.s.; N – campo da noseana; H – campo da haüyna; L – composição da lazurite.	30
Figura VII.4. Diagrama J – Q de classificação das piroxenas segundo Morimoto <i>et al.</i> (1988). Esta classificação divide as piroxenas entre Quad (quadrilátero das piroxenas cálcicas), Ca-Na, Na e Outras. $\text{J} = 2\text{Na}$; $\text{Q} = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$. S(1) , S(2) , S(3) e S(4) correspondem às quatro substituições descritas na Tabela VII.1. As divisões dos campos baseiam-se nos valores: $\text{Q} + \text{J} = 2.0$; $\text{Q} + \text{J} = 1.5$; $\text{J}/(\text{Q} + \text{J}) = 0.2$ e $\text{J}/(\text{Q} + \text{J}) = 0.8$ (Eq. VII.2).	33
Figura VII.5. Diagrama ternário Wo – En – Fs, segundo Morimoto <i>et al.</i> (1988). Campos composicionais: diópsido (Di), hedenbergite (Hd), augite (Aug), pigeonite (Pgt), clinoenstatite (Cen), clinoferrossilite (Cfs). Extremos composicionais: $\text{Wo}=100*\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn})$, $\text{En}=100*\text{Mg}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn})$, $\text{Fs}=100*(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn})/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn})$	33
Figura VII.6. Diagrama ternário Q – Jd – Aeg das piroxenas calco-sódicas (Ca-Na) e sódicas (Na), segundo Morimoto <i>et al.</i> (1988). Os campos composicionais são “quadrilaterais” (Quad), onfacite (Omp), aegirina-augite (Aeg-Aug), jadeite (Jd) e aegirina (Aeg). $\text{Q}=100*(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+2\text{Na})$, $\text{Jd}=100*(2\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn}))*(\text{Al}^{\text{VI}}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}^{\text{VI}}))$ e $\text{Aeg}=100*(2\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn}))*(\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}^{\text{VI}}))$	34
Figura VII.7. Diagrama ternário Aeg – Di – Aeg. Os campos composicionais são aegirina (Aeg), aegirina-augite (Aeg-Aug), diópsido (Di) e hedenbergite (Hd); $\text{Aeg}=100*\text{Na}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}+\text{Na})$, $\text{Di}=100*\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}+\text{Na})$, $\text{Hd}=100*(\text{Fe}^{2+}+\text{Mn})/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}+\text{Na})$. Retirado de Halama <i>et al.</i> (2005).	35
Figura VII.8. Diagramas de substituições nas piroxenas. A corresponde à substituição de Si por Al na posição tetraédrica. B corresponde à substituição de Mg, Fe^{2+} e Mn por Fe^{3+} , Ti e Al na posição octaédrica, sendo a soma das suas proporções, segundo a fórmula ideal, igual à unidade.	36
Figura VII.9. Diagramas de correlação das clinopiroxenas. A : correlação entre $(\text{Ca}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}+\text{Mg})$ e $(\text{Na}+\text{Fe}^{3+})$ e representa a substituição (1) da Tabela VII.1; B : correlação entre $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ e $(\text{Fe}^{3+}+\text{Ti})$	36
Figura VII.10. Diagrama das proporções catiónicas de Mn em cada amostra; o eixo das abcissas corresponde ao número de análises pela ordem das amostras determinada no capítulo da petrografia (VI).	38
Figura VII.11. Diagrama Si vs #Mg das anfíbolas cálcicas com: $\text{Ca}_B \geq 1.5$ e $(\text{Na} + \text{K})_A < 0.5$. As anfíbolas projectam-se no campo da Mg-horneblenda (amostra B-15). Adaptado de Leake <i>et al.</i> (1997).	39
Figura VII.12. Diagrama Si vs #Mg das anfíbolas cálcicas com: $\text{Ca}_B \geq 1.5$ e $(\text{Na} + \text{K})_A \geq 0.5$. As anfíbolas projectam-se nos campos da edenite (amostra GR214) e da kaersutite (amostra D-59). Adaptado de Leake <i>et al.</i> (1997). Os cálculos da fórmula estrutural foram feitos com o ferro total como ferroso, devido a não ser possível estimar o ferro férrico nestes casos (explicação no texto).	40
Figura VII.13. Diagrama das anfíbolas calco-sódicas com: $(\text{Na} + \text{K})_A \geq 0.5$, $(\text{Ca} + \text{Na})_B \geq 1$ e $0.5 < \text{Na}_B < 1.5$. As análises inserem-se nos campos da richterite (amostra A-43), Mg-catoforite (amostras A-43, D-05 e A-56) e catoforite (amostras A-56 e D-49). Adaptado de Leake <i>et al.</i> (1997).	40
Figura VII.14. Diagrama das anfíbolas sódicas com: $(\text{Na} + \text{K})_A \geq 0.5$, $\text{Na}_B \geq 1.5$, $(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) > 2.5$ e $(\text{Mg} \text{ ou } \text{Fe}^{2+}) > \text{Mn}^{2+}$. As anfíbolas da amostra A-43 projectam-se nos campos de eckermannite –	

Mg-arfvedsonite e nyböite férrica. O triângulo invertido corresponde à única análise classificada como eckermannite, correspondendo os restantes a Mg-arfvedsonite. Adaptado de Leake *et al.* (1997)..... 41

Figura VII.15. Diagrama (Mg+Fe²⁺+Mn) vs (Al^{VI}+Ti+Fe³⁺) ilustrando as substituições na posição octaédrica das anfíbolos, sendo a soma das suas proporções, teoricamente, igual a 5 *apfu*..... 42

Figura VII.16. Diagramas de correlação para as anfíbolos. **A** corresponde a Mn vs Al^{VI}+Ti+Fe³⁺ em átomos por fórmula unitária e **B** a Mg/(Mg + Fe²⁺) vs F, também em átomos por fórmula unitária. As linhas a tracejado delimitam as anfíbolos de A-43, que formam uma população distinta em relação às das outras amostras..... 42

Figura VII.17. Diagrama Al^{IV} vs #Mg de classificação das biotites, segundo Speer (1981). A área é delimitada pelos quatro vértices e respectivos extremos composicionais: flogopite, eastonite, annite e siderofilite. O limite entre os termos Flogopite e Biotite foi definido por Deer *et al.* (1966) e é marcado pela razão Mg:Fe>2:1 para a flogopite..... 44

Figura VII.18. Diagrama de correlação entre Al^{IV} e Si (*apfu*) para as micas trioctaédricas (adaptado de Seifert *et al.*, 2000). Flogopite/ Annite ideal = ponto que corresponde à composição ideal dos extremos Flogopite e Annite no diagrama de Speer (1981) com 2 *apfu* de Al^{IV} e 6 de Si. **A** corresponde aos resultados das proporções catiónicas com 22 oxigénios de base e **B** corresponde aos resultados obtidos no programa *MagMin_PT* (Gündüz & Asan, 2023) pelo método de Li *et al.* (2020)..... 45

Figura VII.19. Diagrama das substituições [AlIV] – 1[AlVI] – 1 = [Fe2 + + Mg] + 1VI [Si] + 1IV (Eq. VII.1) e AlVI + 2 = [Fe2 + + Mg] – 3 (Eq. VII.2) na estrutura da biotite. A substituição Al-Tschermakítica ocorre quando [Mg + Fe]:Al^{VI} ≈ 1:1, 3:2 no caso da substituição octaédrica ideal (Dymek, 1983). **A** corresponde aos resultados das proporções catiónicas na base de 22 oxigénios e **B** aos resultados obtidos com o programa *MagMin_PT* (Gündüz & Asan, 2023) pelo método de Li *et al.* (2020). 46

Figura VII.20. Diagramas de substituições emparelhadas que envolvem Ti nas biotites. **A** corresponde à substituição (R²⁺)^{VI} + 2(Si⁴⁺)^{IV} = (Ti⁴⁺)^{VI} + 2(Al³⁺)^{IV} (Eq. VII.3) e **B** corresponde à substituição (Al³⁺)^{VI} + (Si⁴⁺)^{IV} = (Ti⁴⁺)^{VI} + (Al³⁺)^{IV} (Eq. VII.4) segundo Dymek (1983)..... 46

Figura VII.21. Diagramas de correlações elementares nas biotites. **A:** Mn *apfu* vs F (wt.%); **B:** #Mg vs F (wt.%); e **C:** #Mg vs Mn *apfu*. A ponteado está representada a linha de correlação e respectivo valor de R². Os valores de Mg/(Mg + Fe) foram calculados em átomos por fórmula unitária (*apfu*)..... 47

Figura VII.22. Diagramas relativos à substituição Ti⁴⁺ + O²⁻ = (Al,Fe)³⁺ + (OH,F)⁻ (Eq. VII.5) nas titanites. **A** corresponde à correlação entre Al+Fe³⁺ e F, sobre a qual é possível traçar linhas para os valores de F/(F+OH); a maioria das titanites exibiram um teor superior em F relativamente a OH; **B** corresponde à substituição da equação VII.7, excluindo os aniões. Retirados de Franz & Spear (1985). 49

Figura VII.23. Diagramas de substituições nas titanites. **A** representa a substituição Ca²⁺ + Ti⁴⁺ = REE³⁺ + (Al,Fe)³⁺ (Eq. VII.6) e **B** a substituição 2Ca²⁺ = REE³⁺ + Na⁺ (Eq. VII.7). Em **A** a dispersão é considerável e os pontos afastam-se da linha de substituição; em **B** é clara a presença da substituição, apesar de R² < 0.70..... 51

Figura VII.24. Diagramas de correlação das titanites que relacionam **A:** F e Mn; **B:** Fe/(Fe+Ti) e Ce+La. 51

Figura VII.25. Imagens de electrões retrodifundidos (BSE) de grãos zonados de titanite da amostra D-28. A zonação é sectorial e oscilatória, na figura 1 e concêntrica e sectorial na figura 2. Na figura 2, do núcleo para os bordos, há uma diminuição de Nb, Ce e Na e um aumento de Ca, Ti, La, Al e Fe³⁺. ... 52

Figura VII.26. Diagramas das substituições nas apatites. **A** representa a substituição Ca²⁺ + P⁵⁺ = REE³⁺ + Si⁴⁺ (Eq. VII.8); **B** e **C** representam a substituição Ca²⁺ + Ca²⁺ = REE³⁺ + Na⁺ (Eq. VII.9); em **C1** não se considera as apatites da amostra A-48 e **C2** inclui estas apatites. Os diagramas **A** e **B** foram retirados de Rønsbo (1989). 54

Figura VII.27. A: imagem de electrões retrodifundidos (BSE); as figuras B correspondem a mapas composicionais de um grão de zircão que apresenta zonação oscilatória, na amostra D-49. B1 e B2 correspondem a Si e a Zr, respectivamente, ambos mais empobrecidos no núcleo do que nos bordos; B3 e B4 correspondem a Ce e Th, respectivamente, ambos mais concentrados no núcleo do que nos bordos. As cores mais quentes correspondem aos valores mais elevados de contagens.....	55
Figura VII.28. Diagrama $Ti^{4+} - Fe^{2+} - Fe^{3+}$ (proporções catiónicas), incluindo as soluções sólidas das séries ulvöspinel – magnetite, ilmenite – hematite, ferropseudobrookite – pseudobrookite. Adaptado de Charlier <i>et al.</i> (2015). A maioria dos óxidos estudados inserem-se na série ulvöspinel – magnetite, com excepção da ilmenite analisada na amostra GR214.....	56
Figura VII.29. Imagem de electrões retrodifundidos (BSE; A) e mapas composicionais de Ti (B1) e Fe (B2) da amostra A-56; as cores mais quentes correspondem a teores mais elevados. Os mapas composicionais permitem observar estrias nos óxidos (mancha clara em BSE) com teores mais elevados de Ti e mais reduzidos de Fe do que o grão que as contém. Nesta amostra foram analisadas espinelas da série magnetite – ulvöspinel; as estrias mencionadas poderão ser, portanto, exsoluções de ulvöspinel em grãos de magnetite.....	57
Figura VII.30. Diagrama Mn vs Fe^{2+} nas titanomagnetites analisadas. O teor em Mn é superior na amostra A-43.....	57
Figura VII.31. Diagramas de correlação para mangano-eudialites da amostra A-48; A corresponde à correlação entre Ca e Mn na posição M(1) ; B corresponde à correlação entre Fe e Mn, independentemente da posição do Mn na estrutura; embora a dispersão seja elevada, nota-se uma correlação negativa em ambos os diagramas.....	59
Figura VII.32. Imagens de BSE (A , B , C e D) e mapas composicionais das eudialites da amostra A-48 (E). Meud? – mangano-eudialite alterada; Fosfato Ce-La – fosfato hidratado de Ce e La. Nas imagens dos mapas composicionais, as cores quentes correspondem às maiores concentrações do determinado elemento.....	60
Figura VII.33. Imagens de electrões retrodifundidos (BSE) da amostra D-28, em que está presente kupletskite (Kpt), associada a aegirina (Cpx).....	61
Figura VII.34. Imagens de electrões retrodifundidos (BSE) de carbonato de Ce-La (Cb Ce-La), na amostra D-28 (A) e de fosfato de Ce-La (Fosfato Ce-La), na amostra A-48 (B). O carbonato de Ce-La está envolvido por aegirina (Cpx) acicular; o fosfato de Ce-La encontra-se incluso num grão do mineral interpretado como mangano-eudialite (Meud?).	62
Figura VII.35. Diagrama Fe – Mn – Ce+La de análises representativas de eudialite e mangano-eudialite dos complexos ígneos alcalinos mais importantes, entre outros, e da Serra da Neve. Serra da Neve: este trabalho; Cerro Boggiani: Comin-Chiaramonti <i>et al.</i> (2016); Ilímaussa: Borst <i>et al.</i> (2018); Khibina: Schilling <i>et al.</i> (2011); Monte Saint-Hilaire: Tice (2009); Lovozero: Mikhailova <i>et al.</i> (2020); Poços de Caldas: Gomes <i>et al.</i> (2021), Schilling <i>et al.</i> (2011); Pilansberg: Mitchell & Liferovich (2006); Passa Quatro: Guarino <i>et al.</i> (2019); Tamazeght: Schilling <i>et al.</i> (2009).....	71

Lista de Tabelas

Tabela II.1. Minerais típicos de rochas miascíticas, agpaíticas e hiperagpaíticas segundo Marks & Markl (2017). G.e. = Grupo da eudialite (Johnsen <i>et al.</i> , 2003); G.r. = Grupo da rinkite (<i>e.g.</i> , Sokolova & Cámara, 2017); G.w. = Grupo da wöhlerite (<i>e.g.</i> , Merlino & Perchiazzi, 1988). Os elementos pertencentes ao grupo dos HFSE e REE estão representados a negrito.	4
Tabela V.1. Referências das amostras, formação/litologia de acordo com a carta geológica (folha Sul D-33/H (Chongoroi) à escala 1:250000; Pereira <i>et al.</i> , 2001), estrutura a que pertencem e o tipo de lâmina de cada amostra.	13
Tabela V.2. Lista de padrões utilizados para cada elemento nas análises por micro-sonda electrónica.	15
Tabela VI.1. Lista das amostras estudadas por ordem cronológica, com base na sua distribuição espacial e composição, incluindo a litologia determinada por observação petrográfica, a estrutura anelar a que pertencem e respectiva textura.	16
Tabela VII.1. As quatro substituições emparelhadas principais na estrutura das piroxenas, segundo Morimoto <i>et al.</i> (1988). R corresponde aos iões com determinada carga que podem estar incluídos na substituição.	32
Tabela VII.2. Comparação entre minerais agpaíticos descritos na Serra da Neve e noutros complexos alcalinos. CB - Cerro Boggiani (Comin-Chiaramonti <i>et al.</i> , 2016); CV - Cabo Verde (Celestino Silva <i>et al.</i> , 1989); Il - Ilímaussaq (Christiansen <i>et al.</i> , 1998; Peterson, 2001; Rastsvetaeva <i>et al.</i> , 2020); It - Itatiaia (Gomes <i>et al.</i> , 2021); Kh - Khibina (Zaitsev <i>et al.</i> , 1998; Anthony <i>et al.</i> , 2001; Borisova, 2003; Pekov & Podlesnyi, 2004; Arzamastsev <i>et al.</i> , 2008; Konopleva <i>et al.</i> , 2008); MSH - Monte Saint-Hilaire (Normand, C. & Tarassoff, P., 2006; Horváth & Horváth, 2010); Lo - Lovozero (Pekov <i>et al.</i> , 1999; Mandarino, 2001; Borisova, 2003; Arzamastsev <i>et al.</i> , 2008; Pakhomovsky <i>et al.</i> , 2018; Krivovichev <i>et al.</i> , 2023); PC - Poços de Caldas (Atencio, 1999; Guarino <i>et al.</i> , 2021); Pi - Pilansberg (Cairncross & Dixon, 1995; Mitchell & Liferovich, 2006); PQ - Passa Quatro (Guarino <i>et al.</i> , 2019); Ta - Tamazeght (Salvi <i>et al.</i> , 2000); Te - Tenerife (Dill & Rösenberg, 2023). G.a. - grupo da astrofilitite; G.e. - grupo da eudialite; G.r. - grupo da rinkite; G.w. - grupo da wöhlerite.	70

Lista de Abreviaturas

Abreviaturas de Minerais segundo a associação mineral internacional (IMA; Warr, 2021)

Aeg – aegirina; **Afs** – feldspato alcalino; **Amp** – anfíbola; **Ap** – apatite; **Bt** – biotite; **Cb** – carbonato; **Cb Ce-La** – carbonato de Ce e La; **Ccn** – cancrinite; **Ep** – epidoto; **Eud?** – interpretado como eudialite (?); **Fl** – fluorite; **Fosfato Ce-La** – fosfato de Ce-La; **Gl** – vidro; **Ilm** – ilmenite; **Kpt** – kupletskite; **Láv?** – interpretado como lávenite; **Mag** – magnetite **Meud?** – mangano-eudialite (?); **Nph** – nefelina; **Pl** – plagioclase; **Sod** – sodalite; **Ttn** – titanite; **Uspl** – ulvöspinela; **Zeo** – zeólitos; **Zrn** – zircão; **?** – mineral por identificar.

I. Introdução e Objectivos

O objectivo principal do presente trabalho foi identificar e caracterizar a mineralogia de amostras de rochas ígneas alcalinas da Serra da Neve (Angola) cedidas pelo Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG). O interesse destas rochas deve-se à sua relativa raridade e à elevada probabilidade de conterem uma mineralogia exótica com elementos como Nb, Ti, Zr, P e elementos das terras raras, entre outros. A partir da análise química dos minerais (por micro-sonda electrónica) foram inferidas possíveis concentrações de elementos importantes para a actual transição energética (Mn, Clarke & Upson, 2017; Ce, La e HFSE, Beard *et al.*, 2022) em algumas amostras, localizadas em diferentes zonas do Complexo.

Foi proposto confirmar ou rectificar a identificação das litologias a que correspondem as amostras e foi feita uma tentativa de correlação da mineralogia descrita neste trabalho e em trabalhos prévios na Serra da Neve com a de outros complexos alcalinos, em particular, com os do Brasil, com os quais é esperada uma maior afinidade, dada a proximidade das duas regiões antes da abertura do Oceano Atlântico. Além disso, o Brasil apresenta uma grande quantidade e variedade de complexos ígneos alcalinos, e juntamente com a Namíbia e Angola, pertence à Província Magmática de Paraná-Angola-Etendeka, que inclui as ocorrências alcalinas e carbonatíticas destes países. Foram incluídos nesta comparação outros complexos, independentemente do ambiente geotectónico, em África e noutros continentes.

II. Estado da Arte

Em geral, consideram-se rochas ígneas alcalinas aquelas que contêm uma quantidade de álcalis superior à que os feldspatos são capazes de incorporar na sua estrutura (Winter, 2001). Este tipo de rocha constitui cerca de 1% em volume das rochas ígneas aflorantes à superfície da Terra (Daly, 1910). No entanto, a sua variedade é notável, existindo em todos os ambientes tectónicos, e cerca de metade das nomenclaturas formais de rochas ígneas são referentes às rochas alcalinas (Winter, 2001). Além da sua raridade e variabilidade, são distintas das restantes pela sua deficiência em sílica, que conduz à formação de feldspatóides, à formação de variedades alcalinas de minerais comuns como piroxenas e anfíbolos (*e.g.*, aegirina e arfvedsonite, respectivamente), e à possibilidade de ocorrência de minerais mais raros, como silicatos de Zr-Na-Ca (*e.g.*, eudialite, lãvenite e catapleite) nas rochas hiperalcalinas mais evoluídas (Gill, 2010). Além das rochas ígneas alcalinas mais típicas, há outras que se podem considerar no mesmo grupo, nomeadamente, as rochas alcalinas potássicas (kimberlitos) e ultrapotássicas (lamprófiros, lamproítos e kamafugitos). Os magmas máficos e ultramáficos alcalinos, em especial os potássicos, são importantes por transportarem frequentemente xenólitos oriundos do manto superior sub-continental (*Sub-Continental Lithospheric Mantle* – SCLM), possibilitando o estudo directo de material mantélico e do seu enriquecimento em elementos-traço muito incompatíveis (*highly incompatible trace elements* – HITE) como Nb, elementos das terras raras leves (LREE) e P (Gill, 2010). Os carbonatitos (rochas ígneas com >50% de carbonatos) estão muito frequentemente associados a complexos de rochas ígneas alcalinas, tais como sienitos nefelínicos; a sua fonte é muitas vezes mantélica, como é o caso das rochas alcalinas silicatadas. Os carbonatitos ocorrem muitas vezes como corpos intrusivos ou diatremas em complexos anelares alcalinos subvulcânicos, apesar de poderem ocorrer como corpos efusivos (Gill, 2010) e, quando presentes, correspondem ao núcleo dos complexos anelares alcalinos, apesar da sua origem nem sempre ser exclusivamente magmática, podendo derivar de metassomatismo (*e.g.*, Bowden, 1985).

II.1 Classificação

Do ponto de vista químico, as rochas alcalinas possuem $^1([\text{Na}_2\text{O}] + [\text{K}_2\text{O}] + [\text{CaO}]) > [\text{Al}_2\text{O}_3]$ e subdividem-se em metaluminosas ($[\text{Na}_2\text{O}] + [\text{K}_2\text{O}] < [\text{Al}_2\text{O}_3]$) e hiperalcalinas ($[\text{Na}_2\text{O}] + [\text{K}_2\text{O}] > [\text{Al}_2\text{O}_3]$). Porém, há exceções, como sienitos nefelínicos hiperaluminosos (Frost & Frost, 2008). As rochas alcalinas são normalmente ricas em elementos litófilos de grande raio iônico (*large ion lithophile elements* – LILE) como os elementos das terras raras leves (LREE) e em elementos de elevado potencial iônico (*high field strength elements* – HFSE) como Ti, Zr e Nb, entre outros, podendo formar depósitos economicamente viáveis destes elementos (Kogarko, 1990; Sørensen, 1992). Estão também muitas vezes associados a depósitos de apatite e, por vezes, de diamantes (Fitton & Upton, 1987).

Os magmas que dão origem a sienitos nefelínicos hiperalcalinos são propensos à acumulação de Zr como elemento incompatível no fundido residual, enquanto os magmas metaluminosos têm tendência a precipitar zircão (ZrSiO_4) muito cedo no processo de cristalização da rocha. Por esta razão, nas rochas hiperalcalinas, muitas vezes formam-se minerais de Zr ricos em Na e Fe (como os mencionados anteriormente, entre outros) e nesse caso estas rochas podem ser chamadas agpaíticas (Ussing, 1912; Sørensen, 1997; Le Maitre, 2002; Gill, 2010). As rochas alcalinas possuem como principais portadores de HFSE zircão, titanite e/ou óxidos de Fe e Ti (ilmenite e/ou magnetite titanífera) (Marks *et al.*, 2011). Le Maitre (2002) utiliza o termo miascítico para descrever sienitos nefelínicos metaluminosos com esta associação mineral. Outros autores (Sørensen, 1997) inserem ambas as classificações agpaítica e miascítica numa composição hiperalcalina de sienitos nefelínicos, baseando a distinção apenas na mineralogia. Khomyakov (1995) propõe a subdivisão dos sienitos nefelínicos em 5 termos, de miascítico a hiperagpaítico, com base nos silicatos de Na e K que ocorrem como minerais acessórios nestas rochas e no módulo de alcalinidade (K_{alk}). No entanto, autores como Marks & Markl (2017) discordam da classificação, por vários motivos, e propõem uma versão modificada da de Khomyakov, em que inserem os termos miascítico, agpaítico-transicional (minerais miascíticos e agpaíticos em conjunto), agpaítico e hiperagpaítico, do menos evoluído para o mais evoluído. As rochas hiperagpaíticas são bastante raras e podem possuir minerais como a ussingite e naujakasite em vez dos típicos feldspatos e feldspatóides das rochas alcalinas menos evoluídas. Esta classificação baseia-se nas principais fases minerais portadoras de HFSE, tendo em consideração o tipo de voláteis presentes (Cl, F ou H_2O), as proporções entre metais alcalinos e alcalino-terrosos e as proporções entre Ti e Zr. Além disso, não é limitante em relação à química de rocha total, abrangendo as rochas ígneas sub-saturadas, saturadas e sobre-saturadas em sílica e não apenas as rochas sub-saturadas. Esta classificação tem também em conta a textura, porque reconhece que estas rochas se podem formar em diversas fases da evolução magmática, referindo que deverão ser atribuídas associações minerais agpaíticas distintas às rochas ortomagmáticas, tardi-magmáticas e hidrotermais (Marks & Markl, 2017). Na evolução das rochas agpaíticas, pode ainda fazer-se a distinção entre as rochas de tipo Ílímaussaq, empobrecidas em Ca e as rochas da tendência (*trend*) Tamazeght-Kola, não empobrecidas em Ca. O empobrecimento em Ca no primeiro caso é tipicamente atribuído à extensa fraccionação de plagioclase no início da sua evolução magmática, enquanto na Península de Kola, por exemplo, o mesmo não se verifica.

II.2 Génese

É geralmente aceite que os magmas que dão origem a rochas hiperalcalinas decorrem da fusão de litologias mantélicas, como o SCLM (*e.g.*, Dunworth & Bell, 2001), previamente enriquecidas por metassomatismo (*e.g.*, Upton *et al.*, 2003) que sofreram um baixo grau de fusão parcial. Uma combinação deste processo com uma diferenciação prolongada a baixas profundidades (na crosta) poderá dar origem a rochas agpaíticas sub-saturadas em sílica, se a assimilação de rochas crustais

¹ [] – proporções molares

(normalmente sobre-saturadas) for reduzida; caso contrário, formar-se-ão rochas sobre-saturadas (Marks & Markl, 2017). A geologia experimental mostra que o teor em sílica de fundidos derivados do manto depende da pressão e que, a pressões elevadas, o teor em sílica é substancialmente menor do que a baixas pressões. Uma explicação para a formação de magmas sub-saturados em sílica poderá, portanto, ser a sua formação a uma profundidade superior à dos magmas sub-alcálicos, o que será comum em ambientes de litosfera sobre-espessada. O sobre-espessamento da litosfera tem como resultado a resistência ao *upwelling* mantélico, mantendo um grau de fusão reduzido. A validade desta explicação depende do ambiente tectónico, que pode ser desde distensivo a compressivo (Gill, 2010).

Em condições oxidantes, um magma silicatado tende a precipitar magnetite, ficando empobrecido em FeO e mais rico em SiO₂, no caso dos magmas mais evoluídos. Pelo contrário, em condições redutoras, não cristaliza magnetite e/ou a cristalização de olivina leva ao enriquecimento do magma em FeO e ao empobrecimento em SiO₂ nos magmas de composição mais evoluída (Marks & Markl, 2017). Contudo, a partir de um determinado valor de actividade de Na, formam-se arfvedsonite + aegirina independentemente da fugacidade de oxigénio (Marks *et al.*, 2011). Deste modo, as condições mais importantes para a formação de magmas agpaíticos (evoluídos) são a baixa fugacidade de oxigénio e baixa actividade da água, que promovem o enriquecimento em FeO e a hiperalcalinidade. Magmas hiperalcálicos formados em condições redutoras dissolvem mais facilmente halogénios; os minerais portadores de Cl mais comuns nas rochas hiperalcálicas são minerais do grupo da sodalite, enquanto os minerais portadores de F mais comuns são a apatite, a titanite e os minerais do grupo das micas e das anfíbolas. Os magmas mais evoluídos tornam-se mais enriquecidos em HFSE e LREE (Marks & Markl, 2017).

O tipo de fluidos magmáticos coexistentes com o fundido silicatado é importante para perceber a transição de termos miáscíticos para agpaíticos. Nas rochas miáscíticas, os fluidos magmáticos são normalmente CO₂ e/ou H₂O (fugacidade de oxigénio tipicamente mais elevada), com salinidades variáveis, enquanto nas rochas agpaíticas, o principal volátil é CH₄, indicador de baixa fugacidade de oxigénio e estes magmas são normalmente mais salinos (> NaCl; Marks & Markl, 2017). Vasyukova *et al.* (2016) afirmam que os fluidos salinos são capazes de remobilizar e transportar REE, Ti e Zr.

II.3 Mineralogia

As rochas ígneas alcálicas mais evoluídas (à excepção das rochas hiperagpaíticas) são caracterizadas pela grande quantidade de feldspato alcálico e, no caso das rochas sub-saturadas em sílica, pela presença de nefelina, sodalite e outros silicatos ricos em Na e Al. Também no caso das rochas mais evoluídas, a biotite e os óxidos de Fe e Ti são instáveis, dando lugar a silicatos de Na e Fe como arfvedsonite e aegirina. A associação arfvedsonite + aegirina é comum nas rochas alcálicas, podendo ocorrer em rochas agpaíticas, miáscíticas sub-saturadas ou sobre-saturadas em sílica (Marks *et al.*, 2011). Estes autores consideram como importantes fases minerais ricas em HFSE a ilmenite, a titanite, a enigmatite e a astrofilita, ricas em Ti e o zircão, a eudialite (*s.s.*), a elpidite, a catapleite, a dalyite e a wadeite, ricas em Zr. Marks & Markl (2017) mencionam ainda outros minerais típicos de rochas miáscíticas e agpaíticas, e os minerais que indicam condições hiperagpaíticas (**Tabela II.1**). A eudialite, a rinkite e a wöhlerite correspondem aos grupos de minerais agpaíticos mais comuns e incluem termos frequentemente mencionados na literatura relativa a estas rochas (**Tabela II.1**).

Tabela II.1. Minerais típicos de rochas miascíticas, agpaíticas e hiperagpaíticas segundo Marks & Markl (2017). G.e. = Grupo da eudialite (Johnsen *et al.*, 2003); G.r. = Grupo da rinkite (*e.g.*, Sokolova & Cámara, 2017); G.w. = Grupo da wöhlerite (*e.g.*, Merlino & Perchiazzi, 1988). Os elementos pertencentes ao grupo dos HFSE e REE estão representados a negrito.

Minerais de HFSE típicos de rochas miascíticas	
Zircão	ZrSiO₄
Baddeleyite	ZrO₂
Titanite	Ca TiSiO₅
Perovskite	Ca TiO₃
Minerais de HFSE típicos de rochas agpaíticas	
Armstrongite	Ca Zr (Si ₆ O ₁₅) * 2H ₂ O
Astrofilite	K ₃ Fe ₇ Ti Si ₈ O ₂₆ (OH) ₅
Catapleite	Na ₂ ZrSi₃O₉ * 2H ₂ O
Dalyite	K ₂ ZrSi₆O₁₅
Elpidite	Na ₂ ZrSi₆O₁₅ * 3H ₂ O
Enigmatite	Na ₂ Fe ₅ TiSi₆O₂₀
Eudialite (s.s.)	Na ₁₅ Ca ₆ Fe ₃ Zr₃Si (Si ₂₅ O ₇₃)(O,OH,H ₂ O) ₃ (Cl,OH) ₂
Gittinsite	Ca ZrSi₂O₇
Hilairite	Na ₂ ZrSi₃O₉ * 3 H ₂ O
Hiortdahlite (G.w.)	(Na,Ca) ₂ Ca ₄ Zr (Mn, Ti ,Fe)(Si ₂ O ₇) ₂ (F,O) ₄
Kentbrooksit (G.e.)	(Na, REE) ₁₅ (Ca, REE) ₆ Mn ₃ Zr₃Nb (Si ₂₅ O ₇₃)(O,OH,H ₂ O) ₃ (F,Cl) ₂
Lamprofilite	(SrNa) Ti₂Na₃Ti (Si ₂ O ₇) ₂ O ₂ (OH) ₂
Låvenite (G.w.)	(Na,Ca) ₄ (Mn,Fe) ₂ (Zr, Ti, Nb) ₂ (Si ₂ O ₇) ₂ (O,F) ₄
Lorenzenite	Na ₂ Ti₂Si₂O₉
Lovozerite	Na ₃ Ca Zr (Si ₆ O ₁₅)(OH) ₃
Mosandrite (G.r.)	(Ca ₃ REE)[(H ₂ O) ₂ Ca _{0.5} □ _{0.5}] Ti (Si ₂ O ₇) ₂ (OH) ₂ (H ₂ O) ₂
Parakeldyshite	Na ₂ ZrSi₂O₇
Rinkite (s.s.)	(Ca ₃ REE)Na(NaCa) Ti (Si ₂ O ₇) ₂ (OF)F ₂
Rosenbuschite (G.r.)	Ca ₆ Zr₂Na₆ZrTi (Si ₂ O ₇) ₄ (OF) ₂ F ₄
Vlasovite	Na ₂ ZrSi₄O₁₁
Wadeite	K ₂ ZrSi₃O₉
Wöhlerite (s.s.)	Na ₂ Ca ₄ Zr(Nb, Ti) (Si ₂ O ₇) ₂ (O,F) ₄
Minerais indicadores de condições hiperagpaíticas	
Chkalovite	Na ₂ BeSi ₂ O ₆
Epididymite	Na ₂ Be ₂ Si ₆ O ₁₅ * H ₂ O

Minerais indicadores de condições hiperagpaíticas (cont.)

Lomonosovite	$\text{Na}_5\text{Ti}_2\text{O}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{PO}_4)$
Zirsinalite	$\text{Na}_6\text{CaZr}(\text{Si}_6\text{O}_{18})$
Natrofosfato	$\text{Na}_7(\text{PO}_4)_2\text{F} * 19 \text{H}_2\text{O}$
Natrossilite	$\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$
Naujakasite	$\text{Na}_6(\text{Fe},\text{Mn})\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{26}$
Sørensenite	$\text{Na}_4\text{Be}_2\text{Sn}(\text{Si}_3\text{O}_9)_2 * 2 \text{H}_2\text{O}$
Steenstrupine-Ce	$\text{Na}_{14}\text{Ce}_6\text{Mn}_2\text{Fe}^{3+}_2 \text{Zr}(\text{PO}_4)_7\text{Si}_{12}\text{O}_{36} * 3 \text{H}_2\text{O}$
Termonatrite	$\text{Na}_2\text{CO}_3 * \text{H}_2\text{O}$
Trona	$\text{Na}_3(\text{HCO}_3)(\text{CO}_3) * 2 \text{H}_2\text{O}$
Tugtupite	$\text{Na}_4\text{BeAlSi}_4\text{O}_{12}\text{Cl}$
Ussingite	$\text{Na}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8\text{OH}$
Villiaumite	NaF
Vitusite-Ce	$\text{Na}_3\text{Ce}(\text{PO}_4)_2$
Voronkovite	$\text{Na}_{15}(\text{Na},\text{Ca},\text{Ce})_3(\text{Mn},\text{Ca})_3\text{Fe}_3\text{Zr}_3\text{Si}_{26}\text{O}_{72}(\text{OH},\text{O})_4\text{Cl} * \text{H}_2\text{O}$
Vuonnemite	$\text{Na}_6\text{Na}_2\text{Nb}_2\text{Na}_3\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{PO}_4)_2\text{O}_2(\text{OF})$

II.4 Distribuição espaço-temporal

São numerosas as ocorrências de rochas ígneas alcalinas, a maioria das quais situadas em zonas tectonicamente estáveis, isto é, anorogénicas, o que impede a perda de voláteis para o exterior e a mistura com outros magmas, na maioria dos casos (Sørensen, 1974). Como tal, a maior parte das ocorrências de magmatismo alcalino coincide com zonas intracontinentais distensivas, apesar de haver também casos em ambientes compressivos. São exemplos relacionados com *rifts* as rochas de Ílímaussaq, na Província de Gardar (Gronelândia) e as da Zona do *Rift* Este Africano (provável alimentação do magma por uma pluma, *e.g.*, Chorowicz, 2005). Em ambiente intraplaca continental inserem-se os complexos de Khibina e Lovozero, na Península de Kola (Rússia), do Monte Saint-Hilaire, na Província de Monteregian Hills (no Quebeque, Canadá), da Província de Damaraland (Namíbia), de Poços de Caldas, na Província de Serra do Mar (Brasil) e de Tamazeght (Marrocos). Em ambiente intraplaca oceânica situam-se o arquipélago do Hawaii, Tenerife (nas ilhas Canárias), a Ilha da Boa Vista (Cabo Verde) e as ilhas de S. Miguel e de Terceira, no arquipélago dos Açores, entre outras ocorrências (Marks & Markl, 2017).

Uma parte significativa do magmatismo alcalino, incluindo o de carácter agpaítico, terá ocorrido há menos de 500 Ma e, segundo alguns autores (Rogers & Santosh, 2003; Balashov & Glaznev, 2006; Marks & Markl, 2017) parece haver uma correlação negativa entre esse magmatismo e os intervalos de tempo em que existiram supercontinentes, ou seja, são raros os casos em que as suas idades coincidem com a existência de supercontinentes. Contudo, são conhecidas também rochas alcalinas com idades mais antigas, até ao Neo-arcaico, por exemplo, na região do Lago Kirkland, no Canadá (Basu *et al.*, 1984).

III. Estudos Prévios na Serra da Neve

Jessen (1936) elaborou um trabalho sobre a geomorfologia de Angola, mas, segundo Rodrigues (1973), as estruturas anelares em Angola foram identificadas pela primeira vez por Polinard (1939), que descreveu as rochas alcalinas de Chianga. Mariano Feio (1946) fez posteriormente um resumo em português do trabalho de Jessen (1936) e mais tarde elaborou outros trabalhos (Mariano Feio, 1964; Mariano Feio, 1981) também de índole geomorfológica. Machado (1959) definiu um alinhamento tectónico NE-SW de complexos alcalinos na zona central de Angola que, segundo outros autores (Real, 1965; Lápido-Loureiro, 1967) se poderá prolongar até às jazidas quimberlíticas, a NE, na actual República Democrática do Congo e às rochas efusivas de Moçâmedes, a SW. Monteiro Marques (1968) fez um estudo da bacia hidrográfica do Rio Queve, a Norte de Huambo e inferiu as direcções dominantes das falhas. Estudou posteriormente os solos do distrito de Benguela e referiu que, nesta região, as falhas que intersectam as rochas pré-câmbricas possuem direcções NW-SE e NE-SW (Monteiro Marques, 1970). Rodrigues (1973) elaborou vários trabalhos sobre os alinhamentos tectónicos de rochas alcalinas em Angola e a sua petrologia, estudando a fundo os processos de fenitização na estrutura de Nejoio. Moreira *et al.* (1971) e Pereira & Moreira (1977), entre outros, contribuíram para a cartografia e estudos petrológicos de Angola e da Serra da Neve, dos quais resultou a notícia explicativa da carta geológica 1:250000 da região do Complexo da Serra da Neve (Pereira *et al.*, 2001). Esta cartografia foi revista no âmbito do projecto PLANAGEO (Plano Nacional de Geologia de Angola), terminado em 2021, juntamente com a aquisição de novos dados petrográficos e geocronológicos (dados IGEO, não publicados). Foram também publicadas recentemente datações que incluem a estrutura central da Serra da Neve (Jerram *et al.*, 2019), trabalhos sobre a mineralogia exótica do Complexo de Nejoio (Borst, 2019), trabalhos de natureza petrográfica e geoquímica (Borst *et al.*, 2021; 2023, respectivamente) e sobre a geologia marinha da região e a sua extensão para terra (Escosa *et al.*, 2024).

IV. Enquadramento Geotectónico

IV.1 Enquadramento Regional

A Serra da Neve situa-se na costa Oeste do continente Africano, no SW de Angola, província de Namibe, a sul da cidade de Benguela, no município de Camacuio. Em termos geológicos, localiza-se na zona oeste do Escudo Angolano, que, por sua vez, se insere no Cratão do Congo (Djeutchou *et al.*, 2020). No entanto, certos autores, como Celli *et al.* (2020), demonstraram que grande parte do manto litosférico cratónico no SW do Escudo Angolano foi erodido por processos mantélicos, o que faz com que a zona de estudo já não seja considerada como parte do Cratão do Congo. Esta ocorrência faz parte da Grande Província Magmática de Paraná-Angola-Etendeka (Brasil-Angola-Namíbia; *e.g.*, Borst *et al.*, 2021). A cobertura geológica da região onde se localiza o complexo de estruturas alcalinas da Serra da Neve (**Figura IV.1**) corresponde à folha Sul D-33/H (Chongoroi) à escala 1:250000 (Pereira & Moreira, 1977).

O soco da região é composto por gnaisses e migmatitos que datam do Paleoproterozóico (>2000±200 Ma), sendo os gnaisses os mais antigos (Araújo & Guimarães, 1992). Estas rochas podem ser consideradas como as mais antigas da região, sendo, com certeza, anteriores ao ciclo orogénico Eburneano (2000±200 Ma), por padecerem de uma orientação NE-SW, anterior a este ciclo. No entanto, afloram, por vezes, sequências metassedimentares que aparentam ter resistido à migmatização e granitização, podendo ser este o material mais antigo da região. Adjacentes ao complexo afloram também granitóides Eburneans, portanto, ainda do Paleoproterozóico (Pereira *et al.*, 2001).

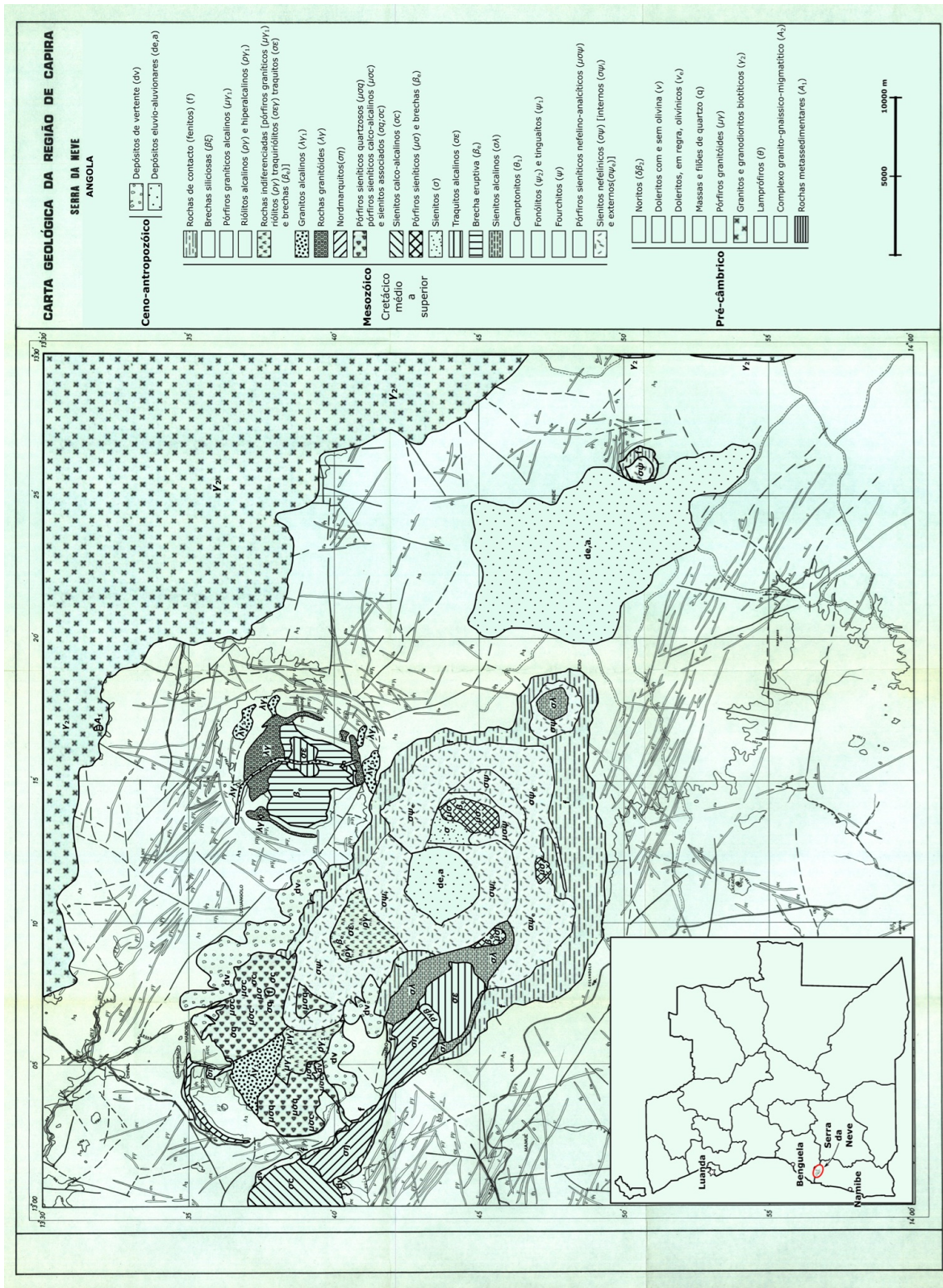


Figura IV.1. Litologias das unidades principais do Complexo da Serra da Neve representadas na carta geológica da folha Sul D-33/H (Chongoroi) à escala 1:250000 (adaptado de Pereira & Moreira, 1977), e a localização geográfica deste Complexo no mapa de Angola.

No Mesoproterozóico, uma fase tectónica distensiva anterior ou contemporânea do ciclo Kibariano terá sido responsável pela fracturação extensa segundo N70°W, onde se instalaram rochas máficas hipabissais, como micro-gabros, em conjunto com fraturas de direcção NNE-SSW (conjugadas das de direcção N70°W). Além do magmatismo hipabissal associado a este ciclo, há também magmatismo gabróico, com orientação N20°W (noritos) e N70°W. Os noritos permitiram datar o magmatismo máfico da região, com uma idade de 1119±44 Ma (Carvalho *et al.*, 1987). Por outro lado, Escosa *et al.* (2024) determinaram, por sísmica de reflexão na crosta continental *offshore*, que existe uma extensa zona de cisalhamento alinhada com a Serra da Neve, e Guiraud *et al.* (2010) consideraram que as fraturas WNW-ESE (N70°W) da região onde se instalou, no Cretácico superior, o Complexo alcalino em estudo, se terão formado no Paleoproterozóico, durante a compressão Eburneana.

Existe uma lacuna estratiográfica de extrema importância entre as unidades anteriores e os depósitos sedimentares cretácicos, correspondendo a um hiato temporal de cerca de 1000 Ma. Apesar de a região ter sofrido compressão associada ao ciclo orogénico Pan-Africano, que formou o supercontinente Gondwana, não parece haver registos dessa compressão na zona da Serra da Neve, devido a esse hiato estratiográfico. Ainda assim, os gnaisses e migmatitos terão sido cratonizados por completo durante este ciclo (Pereira *et al.*, 2001).

Novas forças distensivas provocaram a fracturação do Gondwana e, segundo Pereira *et al.* (2001), imediatamente antes da abertura do Atlântico Sul, na fase de *rift* intracontinental, foram reactivadas as zonas de fraqueza do Mesoproterozóico (WNW-ESE e NNE-SSW) (ou Eburneanas e reactivadas durante a fase pós-*rift* – Guiraud *et al.*, 2010; Escosa *et al.*, 2024) e aproveitadas para a instalação de complexos alcalinos e carbonatíticos na região. A distensão W-E que provocou a abertura do oceano formou também fraturas de direcção NW-SE e NE-SW onde se instalou a rede filoniana alcalina, pouco depois dos complexos alcalinos. A separação entre as placas litosféricas continentais Sul Americana e Africana deu-se por completa no segmento marginal conjugado de Santos-Benguela (entre o Brasil e Angola) durante a transição do Aptiano para o Albiano, há cerca de 113 Ma (Heine *et al.*, 2013).

O *rifting* começou no sul argentino há 200-220 Ma, evoluindo de sul para norte até atingir o Brasil, há 140 Ma (Peate, 1997 e referências inclusas). A Grande Província Magmática de Paraná-Angola-Etendeka, que incorpora a zona da Serra da Neve (*e.g.*, Borst *et al.*, 2021), é, em grande parte, formada por grandes planaltos de escoadas basálticas continentais (*continental flood basalts*). Estas lavas afloram em Angola como basaltos toleíticos do Cretácico inferior pelo menos até Luanda, incluindo Namibe e, portanto, a Serra da Neve (Peate, 1997). Atribui-se a formação desta Província à influência de uma pluma que se crê ter sido a proto-pluma de Tristão da Cunha (Beccaluva *et al.*, 2020), mesmo que o seu papel tenha sido maioritariamente passivo, servindo como fonte de calor (Peate, 1997). O vulcanismo principal no Paraná durou cerca de 1 Ma (135-134 Ma); na fase de *rifting* posterior (134-128 Ma) houve uma migração do magmatismo de NW (Paraná) para SE (Etendeka e Angola), à medida que as placas tectónicas se deslocavam para NW, terminando a fase de *rift* com a oceanização nesta zona. Foi demonstrado (Beccaluva *et al.*, 2020 e referências inclusas) que a zona de Etendeka é um ponto triplo, o que está de acordo com os modelos de White & McKenzie (1989) e Stewart *et al.* (1996), que consideram que a litosfera sob acção de uma pluma sofre enfraquecimento térmico e adelgaçamento, levando à separação dos continentes e a oceanização. O magmatismo principal em Etendeka e Angola coincidiu com a fase de *rift*, aos 132-130 Ma, durante a migração do vulcanismo de NW para SE, sendo essa zona eventualmente o foco da pluma (Beccaluva *et al.*, 2020). Os magmas primários de Etendeka são, em geral, mais ricos em MgO e FeO (temperatura e pressão superiores; Natali *et al.*, 2018) do que os do Paraná. Segundo estes autores os basaltos e picritos mais ricos em MgO serão um produto directo de magmas astenosféricos, havendo pelo menos alguma influência directa da proto-pluma de Tristão da

Cunha; a sua relação espaço-temporal (zona axial da pluma) com os complexos alcalino-carbonatíticos indica que os últimos também terão sofrido efeitos da pluma, apesar de a sua origem ser litosférica. Beccaluva *et al.* (2020) juntaram um grande conjunto de dados isotópicos, que mostraram também que a assinatura isotópica das rochas de Angola-Etendeka, em especial, das alcalinas e picríticas (Natali *et al.*, 2018), se aproxima mais da assinatura da pluma de Tristão do que as rochas do Paraná. Outra evidência da acção da pluma em Angola é o facto de ter ocorrido erosão ao nível da raiz da litosfera cratónica angolana, provavelmente por processos termomecânicos relacionados com a proto-pluma de Tristão da Cunha, não sendo possível atribuir a erosão apenas aos processos de *rifting* (Celli *et al.*, 2020).

A evolução magmática na Serra da Neve terá progredido desde os termos subsaturados hiperalkalinos (*e.g.*, sienitos nefelínicos hiperalkalinos) para os termos sobressaturados hiperalkalinos, alcalinos e alcali-cálcicos, ou seja, no sentido do enriquecimento em sílica (Pereira & Moreira, 1977). As estruturas anelares desta região são envolvidas, em geral, por fenitos, ou seja, por material encaixante gnaissico-migmatítico metassomatizado pelo contacto com as rochas alcalinas intrusivas (Pereira *et al.*, 2001).

Durante o Cenozóico, a região continuou a sofrer distensão, acelerando a erosão e criando as grandes superfícies de aplanção do SW angolano (Pereira *et al.*, 2001). O hiato entre Mesoproterozóico e Cretácico terá sido, certamente, uma consequência destas aplanções. Pereira *et al.* (2001) referem que, como os sienitos aflorantes na zona de maior altitude do Complexo (Lutala) são grosseiros e porfiróides, isto implica uma espessura considerável de crosta suprajacente (anteriormente à erosão), sugerindo que a aplanção seja posterior à instalação do Complexo alcalino. O facto de o sul angolano se ter acercado muito do local onde se situava o foco da proto-pluma de Tristão da Cunha deverá ter contribuído para as altitudes elevadas na região, tal como se nota, por exemplo, no sul do continente Africano (Celli *et al.*, 2020). Além disso, a erosão que deu origem ao hiato de ~1000 Ma poderá ser, pelo menos em parte, explicada por esta sobre-elevação.

Datações mais recentes do centro vulcânico da Serra da Neve a partir de dados isotópicos indicam valores de cerca de 91 Ma pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e 90.5 Ma com datação pelo método U/Pb (Jerram *et al.*, 2019), ou seja, estas rochas ter-se-ão formado no Cretácico superior, como foi considerado por Pereira *et al.* (2001), mas são provavelmente contemporâneas de uma fase pós-*rift* (Guiraud *et al.*, 2010; Escosa *et al.*, 2024) ao contrário do que foi sugerido por Pereira *et al.* (2001), que consideraram esta ocorrência como sin-*rift*. Jerram *et al.* (2019) estudaram três das fases de magmatismo alcalino em Angola cujas idades diminuem de Norte para Sul (100, 91 e 82-81 Ma), sendo a que formou a Serra da Neve a fase intermédia (91 Ma). Apesar do afastamento da proto-pluma de Tristão da Cunha nesta altura (Jerram *et al.*, 2019) e de estas ocorrências não estarem associadas à fase principal de formação da Província Magmática de Paraná-Angola-Etendeka (134 Ma), estes eventos vulcânicos de menor dimensão, como o Complexo da Serra da Neve, terão provavelmente ainda alguma influência da proto-pluma de Tristão da Cunha, mesmo que esta não seja a fonte dos magmas que lhes deram origem; esta influência da pluma, com origem litosférica dos magmas (indirecta em relação à pluma), foi sugerida por Natali *et al.* (2018) para a generalidade das rochas ígneas alcalinas da região cujas idades são mais próximas da fase de magmatismo associado a *rifting* nesta região (>114 Ma; Escosa *et al.*, 2024).

IV.2 Enquadramento Local

As amostras em estudo provêm de algumas das estruturas anelares da Serra da Neve e da rede filoniana alcalina envolvente. No esquema simplificado apresentado na **Figura IV.2**, estão representadas as estruturas de onde foram recolhidas as amostras.

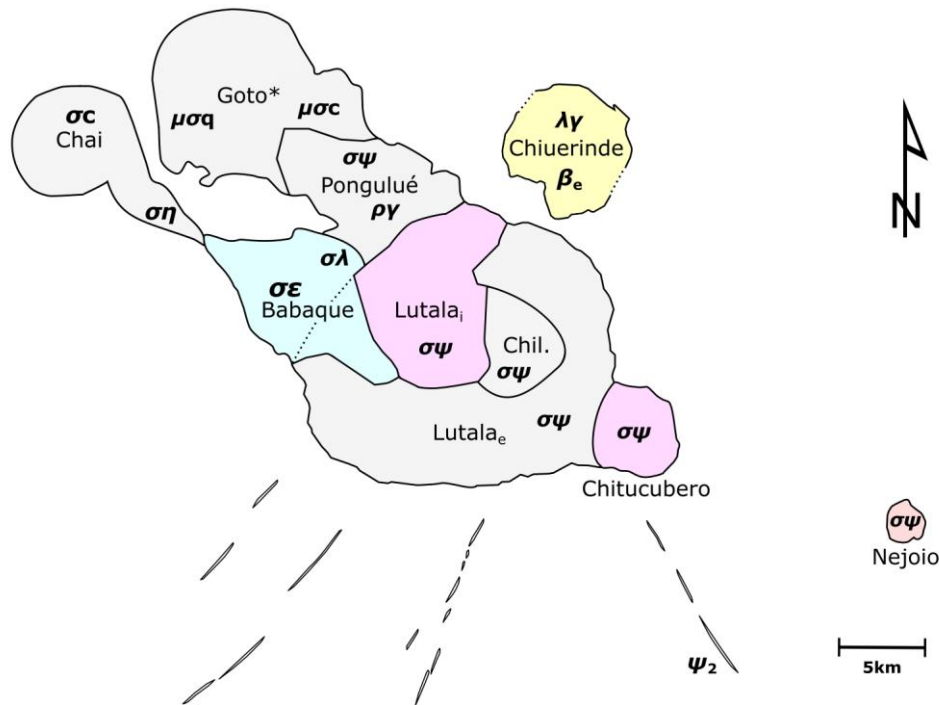


Figura IV.2. Esquema simplificado das estruturas onde foi feita a amostragem, com base na carta geológica da folha Sul D-33/H (Chongoroi) à escala 1:250000. A área amarela (Chiuerinde) representa os granitóides e brechas vulcânicas, a área azul (Babaque) os sienitos e traquitos alcalinos e as áreas rosa (Lutala, Chitucubero e Nejoio) representam os sienitos nefelínicos e no caso de Nejoio uma mineralogia menos comum. Lutala_i refere-se aos sienitos da zona interna e Lutala_e aos da zona externa. A estrutura denominada por Chil. corresponde a Chilelariva. Goto* representa a Estrutura Compósita de Goto, que é composta pelas estruturas de Goto, Malinde e Pituaco. Está também representada parte da rede filoniana alcalina, com um sistema conjugado NW-SE e NE-SW (Pereira et al., 2001). Simbologia das litologias principais retirada do mapa da **Figura IV.1**.

IV.2.1 Estrutura de Chiuerinde

A estrutura de Chiuerinde corresponde a um corpo central traquítico envolvido por brechas vulcânicas que formam a maior parte da estrutura. As brechas são, por sua vez, delimitadas a norte e a sul por granitóides alcali-cálcicos, mas normalmente são compostas por fragmentos de lavas traquíticas com uma matriz idêntica, vítrea (Pereira *et al.*, 2001). Os granitóides são maioritariamente constituídos por quartzo, feldspatos alcalinos pertitzados (ortose, anortoclase e oligoclase), contendo também hornblenda, titanite, óxidos de ferro hidratados, apatite e zircão (Pereira *et al.*, 2001).

A amostra B-10 representa a brecha vulcânica e a amostra B-15 os granitóides alcali-cálcicos desta estrutura anelar.

IV.2.2 Estrutura de Lutala

A estrutura de Lutala é a maior da região, sendo composta predominantemente por sienitos nefelínicos. A divisão entre sienitos da zona interna e sienitos da zona externa (Lutala_i e Lutala_e, respectivamente, na **Figura IV.2**) deve-se a factores geotectónicos e petrográficos (como a maior abundância de anfíbulas sódicas nos sienitos da zona interna do que nos da zona externa). Os sienitos da zona interna são constituídos por feldspatos alcalinos pertitzados, aegirina e aegirina-augite, arfvedsonite, nefelina, cancrinite, zeólitos e, por vezes, analcite. Os minerais acessórios incluem titanite (bastante abundante comparando com os sienitos nefelínicos da zona externa), óxidos de Fe e Ti, apatite e zircão (Pereira & Moreira, 1977). Estes autores sugerem a possibilidade de se terem instalado primeiro os sienitos da zona interna e, em seguida, os da zona externa desta estrutura. A mineralogia dos sienitos da zona externa não é detalhada no presente trabalho porque não existem amostras oriundas dessa

formação. Na zona dos pórfiros sieníticos nefelino-analcíticos, ainda nesta estrutura (Chilelariva), foram descritos silicatos de Zr, nomeadamente, minerais do grupo da eudialite-eucolite e/ou lâvenite.

A amostra A-56 é um sienito nefelínico da zona interna e a amostra A-59 provém de numa zona mais interna cartografada como depósitos eluvio-aluvionares, mas foi descrita em campo como um sienito nefelínico.

IV.2.3 Estruturas Satélites de Lutala

IV.2.3.1 Estrutura de Nejoio

A estrutura de Nejoio é das mais exóticas do Complexo em termos da mineralogia e nela podem considerar-se sienitos feldspatóidicos da zona interna e sienitos feldspatóidicos da zona externa (Rodrigues, 1973). As rochas de tonalidade mais escura da zona interna incluem sienitos anfibólico-nefelínicos e sienitos nefelínico-anfibólico-piroxénicos. As rochas mais claras da zona central são sienitos nefelínico-cancrinítico-piroxénicos. A presença de veios de composição mineralógica semelhante à da zona externa inseridos na zona interna revela que a zona interna é anterior. As rochas da zona externa incluem sienitos nefelínicos, sienitos nefelínico-cancrinítico-hackmaníticos e sienitos cancrinítico-hackmaníticos (a hackmanite é uma variedade de sodalite). Em geral, estão distribuídos por esta ordem, do exterior para o interior. Os minerais mais comuns nas rochas alcalinas desta estrutura são ortose, albite, nefelina, hackmanite, cancrinite, analcite, biotite, moscovite, aegirina, diópsido, anfíbola sódica (possivelmente arfvedsonite a eckermanite, dependendo do local) olivina, magnetite, ilmenite, hematite, pirite, calcite, fluorite e wollastonite. Os minerais com HFSE mais comuns neste complexo são zircão, apatite, titanite e rútilo e os minerais mais exóticos são a thénardite (sulfato de sódio), a elpidite (silicato de Zr), a mosandrite (silicato com Ti e REE), a eudialite (silicato de Zr), o pirocloro (óxido de Nb), a melanite (granada), a astrofilita (silicato de Ti) e a lâvenite-wöhlerite (silicato de Zr, Nb e Ti; Rodrigues, 1973). Borst *et al.* (2021) descrevem ainda a presença de outros silicatos de Na-Zr-Ti (rosenbuschite, hiortdahlite e catapleite), pirofanite ($MnTiO_3$) e flúor-carbonato de REE (burbankite?). Esta associação mineral, em conjunto com a descrita por Rodrigues (1973) nesta estrutura, levou os autores a concluir que Nejoio é ligeiramente hiperalcalino, com fases minerais miascíticas dominantes (como zircão e titanite). A abundância de sodalite, cancrinite, fluorite e pirite indica um sistema muito rico em voláteis (CO_2 , H_2O , S, F e Cl), o que poderá ser responsável pelo enriquecimento significativo em metais críticos (Borst, 2019). Os sienitos de associação miascítica são cortados pelos de natureza agpaítica-transicional com minerais ricos em HFSE e REE (rosenbuschite, *etc.*), sugerindo que os sienitos da zona externa são posteriores, mais evoluídos e mais hiperalcalinos do que os da zona interna (Borst *et al.*, 2021).

As amostras GR200 e GR201 pertencem aos sienitos feldspatóidicos da zona externa e a amostra D-49, aos sienitos feldspatóidicos da zona interna. Foram classificadas no terreno como sienito nefelínico, sienito nefelínico com sodalite e sienito máfico de grão fino, respectivamente.

IV.2.3.2 Estrutura de Chitucubero

Esta estrutura é a mais simples e é formada por sienitos alcalinos (saturados ou feldspáticos) no centro e sienitos nefelínicos na zona exterior. Os primeiros são ricos em piroxena (augite) e anfíbola (horneblenda com Na); possuem feldspato alcalino pertitzado e, como minerais acessórios, biotite, óxidos de ferro, titanite, apatite e carbonatos. Os segundos são ricos em nefelina-analcite-cancrinite (os mais ricos do complexo alcalino, segundo Pereira & Moreira, 1977) e possuem também feldspato alcalino pertitzado, augite, aegirina-augite, e horneblenda ou biotite (Pereira & Moreira, 1977). Segundo estes autores, o estudo petrográfico realizado revela que os sienitos internos são um produto de diferenciação dos sienitos externos por diminuição de álcalis. Estes autores referem também que, na

zona SW, os sienitos do anel externo são pobres em minerais máficos, apenas contendo, por vezes, aegirina (próximo do local de amostragem).

As amostras D-05 e GR214 provêm da zona mais externa desta estrutura, cartografada como fenitos, mais uma vez, por uma questão de escala (1:250000), tendo sido descritos no terreno como ijolito e ijolito ou sienito, respectivamente.

IV.2.3.3 Estrutura de Babaque

A estrutura de Babaque *s.s.* situa-se a NW da aldeia de Babaque e é composta por um anel interrompido de sienitos alcalinos que envolve um cone de lavas traquíticas e brechas riolíticas. Situa-se no alinhamento de intrusões com orientação WNW-ESE e é anterior à instalação dos nordmarquitos a NW, e das brechas riolíticas a SE. Os sienitos são biotíticos ou anfibólicos (série eckermannite-arfvedsonite ou horneblenda). Os feldspatos estão pertitizados e, em menor abundância, ocorrem aegirina, óxidos de ferro, titanite, augite, apatite e quartzo (Pereira & Moreira, 1977).

As amostras A-43 e A-48 inserem-se nos sienitos alcalinos desta estrutura; no entanto, foram descritas em campo como traquito e fonólito, respectivamente.

IV.2.4 Filões alcalinos

Os filões alcalinos descritos na região incluem vários tipos de rochas, mas no presente trabalho o foco será nos fonólitos com textura tinguaitica (“tinguaítos”), fonólitos, traquitos e riólitos alcalinos, dada a sua maior semelhança com as amostras em estudo.

Os fonólitos com textura tinguaitica (“tinguaítos”) constituem filões normalmente com direcção NE-SW ou NW-SE. São semelhantes aos fonólitos em termos mineralógicos, fazendo-se a distinção baseada na textura (“textura tinguaitica”, que consiste na ocorrência de agulhas de aegirina nos interstícios de um mosaico formado por feldspatos ou feldspatóides; Le Maitre, 2002). Os filões de fonólitos ocorrem também na direcção NE-SW; são rochas melanocratas, afaníticas ou porfiríticas com fenocristais de feldspato alcalino, plagioclase sódica, aegirina-augite, kaersutite, nefelina, biotite e olivina; como acessórios podem ocorrer zeólitos, aegirina, analcite, hackmanite (variedade de sodalite), vidro, arfvedsonite, óxidos de ferro, zircão, titanite e apatite.

Os traquitos alcalinos (NE-SW e NW-SE) são leucocratas, normalmente afaníticos, apresentando texturas traquíticas fluidais e porfiríticas (ao microscópio) e sendo predominantemente constituídos por feldspato alcalino e óxidos de ferro; o material intersticial é composto por quartzo e carbonatos. Os riólitos alcalinos (NW-SE e N-S) são semelhantes em termos de mineralogia (mas com mais quartzo) e estão concentrados em arco em volta da estrutura de Chiuerinde (Pereira & Moreira, 1977).

As amostras D-28, A-37 e D-59 pertencem a este cortejo filoniano alcalino. Foram descritas no terreno como lamprófiro, fonólito e lamprófiro (?), respectivamente.

V. Metodologias

V.1 Amostragem

As amostras estudadas no presente trabalho foram recolhidas no âmbito do projecto PLANAGEO, do Instituto Geológico de Angola (IGEO), o qual foi integrado pelo Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG). Neste estudo foram consideradas lâminas (delgadas e polidas) de 12 amostras, amavelmente cedidas pelo LNEG, tendo sido feitas lâminas polidas de 3 dessas amostras no Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL), de modo a

permitir a sua análise por micro-sonda electrónica. Dada a extensão das referências internas das amostras e o facto de ter sido solicitado sigilo em relação à sua localização, neste trabalho será utilizada uma versão simplificada dessas referências originais (**Tabela V.1**). As amostras em estudo correspondem a rochas ígneas plutónicas, sub-vulcânicas e vulcânicas.

Tabela V.1. Referências das amostras, formação/litologia de acordo com a carta geológica (folha Sul D-33/H (Chongoroi) à escala 1:250000; Pereira *et al.*, 2001), estrutura a que pertencem e o tipo de lâmina de cada amostra. Comparação da litologia cartografada a esta escala com as descrições de campo das amostras do projecto PLANAGEO.

Referência	Litologia Cartografada 1:250000	PLANAGEO	Estrutura	Tipo de Lâmina
GR200	Sienitos feldspatoidicos da zona externa	Sienito nefelinico	Nejoio	Delgada
GR201	Sienitos feldspatoidicos da zona externa	Sienito nefelinico com sodalite	Nejoio	Delgada
GR214	Fenitos	Ijolito (?)	Chitucubero	Delgada e Polida
A-56	Sienitos nefelinicos da zona interna	Sienito nefelinico com cancrinite	Lutala	Polida
B-10	Brechas vulcânicas	Brecha vulcânica	Chiuerinde	Polida
B-15	Granitoides alcali-câlcicos	Granitoides alcali-câlcico	Chiuerinde	Polida
D-05	Fenitos	Ijolito	Chitucubero	Polida
D-28	Fonólitos?	Lamprófiro	Cortejo filoniano	Delgada e Polida
A-37	Fonólitos?	Fonólito	Cortejo filoniano	Delgada
D-49	Sienitos feldspatoidicos da zona interna	Sienito máfico de grão fino	Nejoio	Polida
D-59	Lamprófiros?	Lamprófiro (?)	Cortejo filoniano	Delgada e Polida
A-43	Sienitos alcalinos	Traquito	Babaque	Polida
A-48	Sienitos alcalinos	Fonólito	Babaque	Polida
A-59	Depósitos eluvio-aluvionares	Sienito nefelinico	Lutala	Polida

V.2 Petrografia

Com o objectivo principal de determinar a composição mineralógica das amostras em estudo, foi realizado o seu estudo petrográfico, em microscópio de luz transmitida. Foi dada particular relevância à identificação de fases minerais menos comuns, como silicatos de Ti e/ou Zr e minerais com elementos das terras raras. Este estudo serviu de base ao trabalho analítico de micro-sonda electrónica.

V.3 Micro-sonda electrónica

A análise por micro-sonda electrónica (EMPA) é uma técnica de análise química pontual de amostras sólidas. O seu modo de funcionamento baseia-se no bombardeamento da amostra por um feixe de electrões, provocando interacções entre os electrões incidentes e os átomos da amostra atingidos, das quais vai resultar a emissão de radiação-X, entre outros tipos de radiação. Os núcleos dos átomos atingidos reagem aos electrões incidentes emitindo energia de forma contínua, energia esta igual à dos electrões incidentes, resultando num espectro de raios-X denominado por “espectro contínuo de raios-X”. Por outro lado, os electrões incidentes podem provocar a ejeção de electrões das orbitais interiores dos átomos da amostra, formando lacunas que tendem a ser preenchidas por electrões de orbitais mais energéticas (mais afastadas do núcleo). Esta transição dos electrões de níveis energéticos mais elevados para mais reduzidos provoca a emissão de energia sob a forma de radiação-X, característica do elemento em questão, sendo por isso denominada por “radiação-X característica”. Esta radiação é a base da

determinação analítica dos elementos, de forma qualitativa (em modo de dispersão de energias, EDS) ou quantitativa (em modo de dispersão de comprimentos de onda, WDS); nas determinações quantitativas, é necessário recorrer a padrões de composição conhecida. A presença do “espectro contínuo” no espectro de raios-X de uma amostra pode impedir a detecção de “riscas características” de elementos que estejam presentes em concentrações muito reduzidas (Reed, 2005).

Existem dois tipos de espectrómetros de raios-X: os espectrómetros de dispersão de comprimento de onda (WDS) e os espectrómetros de dispersão de energia (EDS). Os espectrómetros WDS incluem um cristal analisador e um detector. Funcionam através da dispersão de comprimentos de onda dos raios-X característicos dos elementos presentes na amostra; esses raios-X vão ser captados por espectrómetros previamente seleccionados (de acordo com os comprimentos de onda das riscas características em causa), onde vão ser difractados, de acordo com a lei de Bragg, em cristais analisadores com espaçamento interplanar específico; cada tipo de cristal analisador cobre uma determinada gama de comprimentos de onda, sendo normalmente necessário utilizar vários cristais diferentes para cobrir o intervalo de comprimentos de onda de interesse num mineral. Os raios-X assim difractados vão então incidir no detector do espectrómetro correspondente, que possui um gás (por exemplo, xénon) que, ao absorver os raios-X, gera fotoelectrões que incidem sobre um ânodo, por sua vez, gerando um sinal eléctrico cuja amplitude é proporcional à energia dos raios-X dispersos e este sinal eléctrico é convertido em contagens, possibilitando uma análise quantitativa (ao comparar com um padrão) dos elementos químicos analisados. Para a análise quantitativa é necessário remover o espectro contínuo, subtraindo-o aos picos dos raios-X característicos. O sistema de EDS funciona como técnica de raios-X de análise semi-quantitativa, em que se capturam simultaneamente raios-X de várias gamas de energia, daí resultando um diagrama de intensidade (número de contagens) *vs* energia de fotões raios-X. Os espectrómetros de dispersão de comprimento de onda possuem uma resolução espectral superior à dos espectrómetros de dispersão de energia, mas o sistema EDS é mais rápido e, por vezes, mais conveniente. Por isto, estes dois sistemas são normalmente utilizados em conjunto: uma micro-sonda electrónica actual possui normalmente até cinco espectrómetros WDS e um EDS (Reed, 2005).

Os espectrómetros WDS podem ser utilizados na criação de mapas digitais de raios-X característicos, chamados mapas de raios-X de varrimento contínuo, fazendo uma contagem da radiação-X em cada ponto numa matriz, ou seja, cada píxel numa imagem, e convertendo as contagens em luminosidade ou cores diferentes numa imagem digital, e guardando essa informação num computador. É ainda possível fazer mapas composicionais semi-quantitativos (Reed, 2005).

Os electrões incidentes numa amostra causam, não só a formação de electrões secundários (ejectados da amostra) como de electrões retrodifundidos (electrões incidentes que escapam da amostra após se deslocarem no seu interior). Os electrões secundários (SE) formam-se pela interacção directa com os electrões incidentes, mas também, muitas vezes, quando os electrões retrodifundidos (BSE) escapam da amostra. Ambos os tipos de electrões podem posteriormente ser utilizados na formação de imagens, especialmente os electrões BSE, que possuem níveis energéticos superiores aos dos SE. Há vários tipos de detectores de electrões retrodifundidos mas o mais comum é o de Robinson, que consiste num cintilador (ao ser bombardeado por electrões, produz luz, por sua vez convertida por um fotomultiplicador num sinal eléctrico) directamente acima da amostra com um recorte para não impedir a passagem do feixe de electrões incidentes (Reed, 2005).

O estudo da química mineral foi realizado na micro-sonda electrónica JEOL JXA 8500-F do LNEG (Laboratório Nacional de Energia e Geologia, S. Mamede de Infesta, Porto), após metalização prévia das lâminas polidas seleccionadas com uma fina camada de grafite.

As condições analíticas foram as seguintes: diâmetro do feixe de 3µm; tempos de contagem de 20s no pico analítico e 10s nos fundos; potencial de aceleração de 15kV. Este modelo de micro-sonda electrónica possui 5 espectrómetros de dispersão de comprimento de onda (WDS).

Tabela V.2. Lista de padrões, desvios padrão e limites de detecção utilizados nas análises de micro-sonda electrónica. O desvio padrão e o limite de detecção para os elementos: Si, Al, K e Na – feldspatos; Cl – sodalite; V e Nb – titanite; Mg, Fe, Mn, Ca e Ti – piroxenas; F – anfíbolos P, Ce e La – apatite com Ce-La; Zr e Hf – zircão; U e Th – porção de zircão metamictizado.

Elementos	Padrão	Desvio padrão (%)	Limite de detecção (ppm)
Si	Ortoclase	0.51	141
Al	Ortoclase	0.58	159
K	Ortoclase	0.84	136
Na	Albite	1.17	143
Cl	Vanadinite	0.85	76
V	Vanadinite	28.75	327
Mg	Olivina	0.86	149
F	Fluorite	2.17	502
Fe	Fe ₂ O ₃ sintético	2.20	372
Mn	MnTiO ₃ sintético	9.07	368
Ti	TiO ₂	2.78	139
P	Apatite	1.66	220
Ca	Apatite	0.40	98
Zr	ZrO ₂ sintético	1.65	819
Ce	Fosfato de Ce sintético	2.42	590
La	Fosfato de La sintético	4.55	553
Hf	Fio de Hf (99.9%)	23.13	709
Nb	Nb (99.9%)	4.7	240
U	UO ₂ sintético	17.81	189
Th	ThO ₂ sinterizado	5.02	277

As análises obtidas em modo de WDS permitiram confirmar parte da mineralogia descrita no estudo petrográfico e juntamente com mapas de raios-X de varrimento contínuo (composicionais) e

imagens de electrões retrodifundidos, permitiram também identificar fases minerais menos comuns ou de difícil identificação óptica. As imagens de BSE e mapas composicionais foram também úteis para a observação de zonamentos composicionais em diversos dos minerais estudados. A lista de padrões utilizados nas análises para cada elemento encontra-se na **Tabela V.2**.

O cálculo da fórmula estrutural de cada grupo de minerais foi realizado consoante os métodos referidos em cada um dos sub-capítulos referentes a esses grupos, no capítulo VII.

VI. Petrografia

Segundo Pereira *et al.* (2001), a evolução magmática no Complexo da Serra da Neve deu-se no sentido de enriquecimento em sílica, de SE para NW. Deste modo, as rochas alcalinas subsaturadas em sílica serão as mais antigas e as rochas sobressaturadas em sílica e alcali-cálcicas as mais recentes. A divisão das amostras foi feita, portanto, com base na sua distribuição espacial e composição (**Tabela VI.1**).

Tabela VI.1. Lista das amostras estudadas por ordem cronológica, com base na sua distribuição espacial e composição, incluindo a litologia determinada por observação petrográfica, a estrutura anelar a que pertencem e respectiva textura.

Referência	Litologia determinada	Estrutura	Textura
GR200	Fonólito nefelínico	Nejoio	Porfírica
GR201	Sienito nefelínico com sodalite	Nejoio	Fanerítica
D-49	Micro-sienito nefelínico	Nejoio	Micro-fanerítica
GR214	Sienito nefelínico	Chitucubero	Fanerítica
D-05	Sienito nefelínico	Chitucubero	Fanerítica
A-56	Sienito feldspatóidico	Lutala	Fanerítica
A-59	Sienito feldspatóidico	Lutala	Fanerítica
A-43	Traquito com feldspato alcalino	Babaque	Porfírica
A-48	Micro-sienito nefelínico	Babaque	Micro-fanerítica
D-28	Fonólito nefelínico	Cortejo filoniano	Porfírica
A-37	Micro-sienito nefelínico	Cortejo filoniano	Micro-fanerítica porfiróide
D-59	“Lamprófiro”	Cortejo filoniano	Vitrofirica
B-10	Brecha vulcânica	Chiuerinde	Piroclástica
B-15	Sienito com feldspato alcalino	Chiuerinde	Fanerítica bimodal

VI.1 Nejoio

Há três amostras da estrutura de Nejoio, uma das quais é um fonólito nefelínico (GR200) e as duas restantes são um sienito nefelínico com sodalite (GR201) e um micro-sienito nefelínico (D-49).

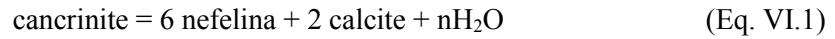
O fonólito nefelínico (GR200), de textura porfírica, hipidiomórfica e com matriz fina e fenocristais de granularidade média, encontra-se pouco alterado. Esta rocha é constituída maioritariamente por feldspato alcalino, sodalite, nefelina, aegirina e dois minerais não identificados, um amarelo, interpretado como lâvenite (**Figura VI.1 1**), e outro incolor (**Figura VI.1 2**). Tem ainda um semi-opaco castanho avermelhado que pode ser, por exemplo, apesar da sua raridade, zirconolite (Celestino Silva, 1980), já tendo sido descrita no complexo alcalino-carbonatítico de Tchivira, em Angola (Mariano & Roeder, 1989). Como acessórios ocorrem titanite, minerais opacos, e como mineral de alteração, cancrinite (comummente uma fase de alteração de outros feldspatóides; Deer *et al.*, 2013).

O sienito nefelínico com sodalite (GR201) tem textura fanerítica, hipidiomórfica, com grãos de dimensão média a grosseira (**Figura VI.1 3 e 4**). O grau de alteração é reduzido a moderado, um pouco superior ao da amostra GR200. A sua mineralogia principal é semelhante à da amostra anterior, predominando feldspato alcalino, nefelina, sodalite, aegirina e ocorrendo como acessórios, titanite, biotite e opacos. Os minerais de alteração podem incluir carbonatos, zeólitos e/ou cancrinite. A cancrinite ocorre em conjunto com os outros feldspatóides em agregados de granularidade fina, aparentemente em pseudomorfozes de grãos de nefelina. Neste sienito, os carbonatos ocorrem incluídos em fenocristais de sodalite, acercados de veios.

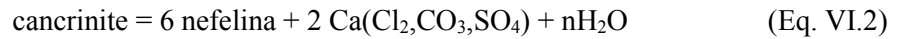
O micro-sienito nefelínico (D-49) tem textura fanerítica de grão fino, hipidiomórfica e está moderadamente alterado; certas zonas possuem uma granularidade superior, com escassez de minerais ferromagnesianos, podendo corresponder a xenólitos ou a vesículas. Este micro-sienito é composto por feldspato alcalino, sodalite, nefelina, clinopiroxena, anfíbola, zircão e um mineral verde não identificado (**Figura VI.1 5**). Como acessórios ocorrem titanite, minerais opacos, biotite, apatite, carbonatos e minerais de alteração como zeólitos e cancrinite. As porções consideradas xenolíticas (anteriores ao restante) ou vesiculares (posteriores) nesta amostra são compostas por feldspatos, feldspatóides e zeólitos e com frequência, carbonatos; numa destas estruturas ocorre ainda fluorite, num agregado com anfíbola, biotite e titanite (**Figura VI.1 6**). Os carbonatos e a fluorite estarão, portanto, associados à fase vesicular.

Em geral, o feldspato alcalino tem hábito tabular; a nefelina e a sodalite ocorrem frequentemente em secções hexagonais no fonólito, mais anédricas no sienito e no micro-sienito nefelínico. No fonólito, a aegirina é prismática nos fenocristais e acicular na matriz; ocorre, portanto, em duas gerações, tal como os feldspatos e feldspatóides. No sienito nefelínico, existe uma zona da amostra aparentemente vitrificada, com possível dissolução parcial da clinopiroxena (**Figura VI.1 3**). Não existindo lâminas-polidas do fonólito (GR200) e do sienito nefelínico com sodalite (GR201), isso impediu a análise por micro-sonda electrónica e a identificação dos minerais opacos e de alguns minerais dificilmente identificáveis apenas pelas características ópticas. No micro-sienito nefelínico, a piroxena possui um zonamento óptico concêntrico, com o núcleo mais acastanhado e os bordos verdes, portanto, terá sofrido uma transição de composição augítica para aegirínica, que é considerada a transição mais comum (Deer *et al.*, 2013); os carbonatos da mesma amostra têm secções rômbricas. No fonólito, o mineral amarelo (lâvenite ?) ocorre apenas na fase fenocristalina e não na matriz, com secções, por vezes, hexagonais e outras alongadas, as suas tintas de interferência atingem a terceira ordem, é muito pleocróico entre incolor, amarelo e amarelo-torrado, apresenta muitas vezes zonação concêntrica, possui uma combinação de maclas polissintéticas e simples; é poiquilítico, incluindo feldspatos e feldspatóides e está frequentemente associado à aegirina, formando agregados com a mesma; estas propriedades ópticas indicam que poderá ser um mineral do grupo da wöhlerite, talvez a lâvenite (**Tabela II.1**). O mineral incolor presente no fonólito é subédrico, tem hábito prismático, relevo elevado, tintas de interferência até segunda ordem, e tal como o mineral amarelo, ocorre associado à aegirina. O mineral verde do micro-sienito nefelínico, ocorre em secções sub-hexagonais ou octogonais (**Figura VI.1 5b**; descrição no anexo I) e as análises de micro-sonda electrónica revelam que se trata de um silicato de cálcio, possivelmente vesuvianite.

A presença de cancrinite (analisada com sucesso apenas uma vez na amostra de micro-sienito nefelínico) em conjunto com carbonatos e nefelina, nas estruturas xenolíticas ou vesiculares, e o facto de a cancrinite parecer ter-se formado por alteração da nefelina, indicam que a formação de cancrinite poderá ter sido causada pela reacção proposta por Edgar (1963) entre calcite e nefelina na presença de fluidos ricos em H₂O-CO₂:



ou pela reacção proposta por Fall *et al.* (2004) com um carbonato complexo, que incorpora Cl₂ e SO₄, dissolvido nos fluidos ricos em H₂O-CO₂:



Em concordância com o que foi determinado por Borst *et al.* (2021), as amostras GR200 e GR201, pertencentes à zona cartografada por Rodrigues (1973) como sienitos feldspatóídicos da zona externa de Nejoio, têm uma associação mineral agpáitica-transicional (silicatos de HFSE e Na-K-Ca em conjunto com minerais miascíticos), enquanto a amostra D-49, proveniente da zona cartografada pelo mesmo autor como sienitos feldspatóídicos da zona interna de Nejoio, é de natureza miascítica (*e.g.*, magnetite, zircão, titanite e biotite; Sørensen, 1997; Marks *et al.*, 2011).

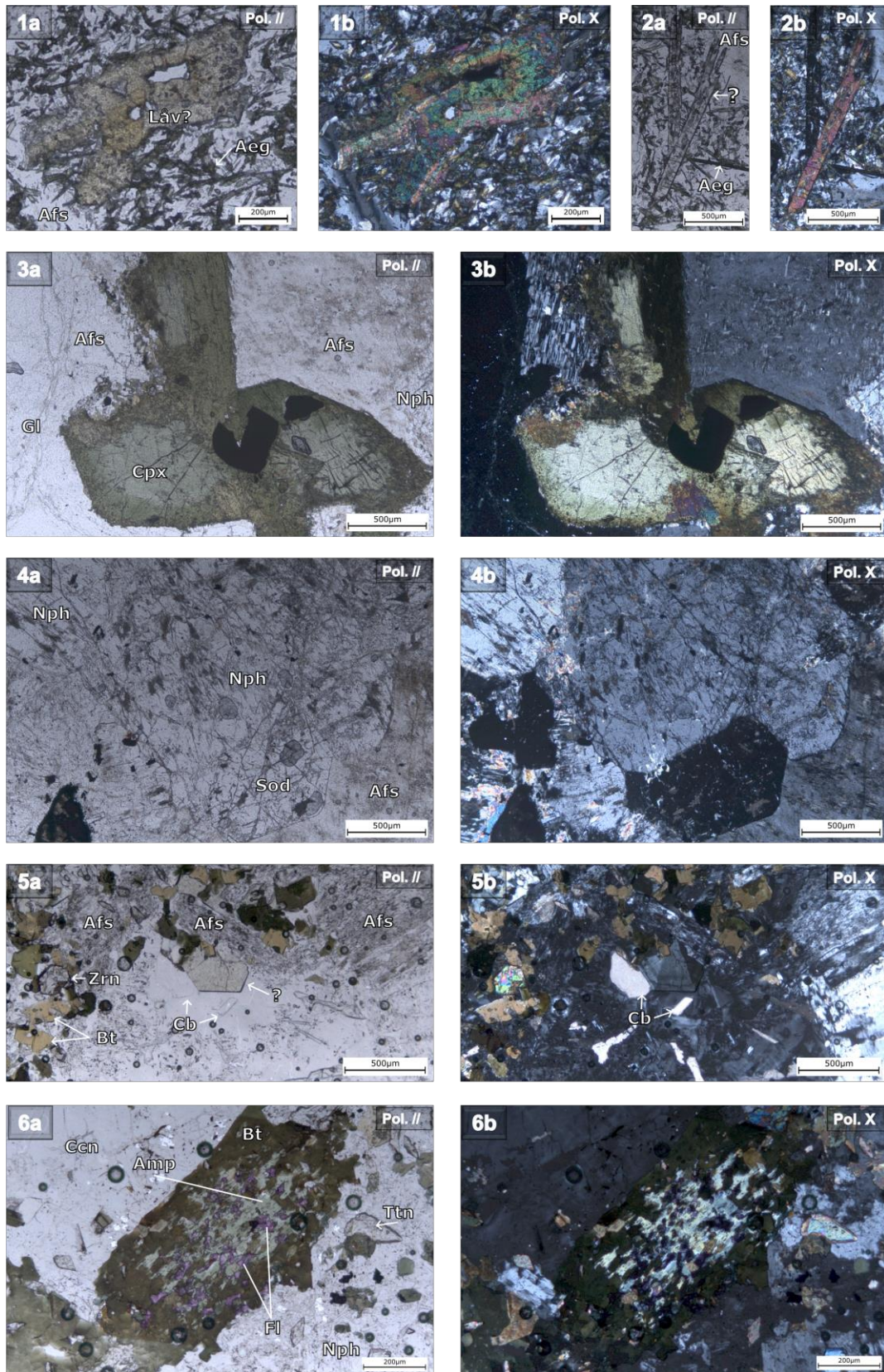


Figura VI.1. Micro-fotografias das amostras da estrutura de Nejoio. **1:** cristal de lâvenite? (Láv?) com zonação concêntrica e maclas polissintéticas (GR200); **2:** dois cristais do mineral incolor não identificado (?), exibindo extinção recta e relevo elevado (GR200); **3:** grão de clinopiroxena adjacente a vidro vulcânico com possível dissolução da piroxena (GR201); **4:** fenocristais de nefelina e sodalite em secções hexagonais (GR201); **5:** secção sub-hexagonal/octogonal do mineral verde não identificado (?) e carbonatos euhédricos num xenólito ou vesícula (D-49); **6:** agregado de anfíbola, biotite e fluorite numa vesícula (D-49). Pol. // – polaróides paralelos; Pol. X – polaróides cruzados.

VI.2 Chitucubero e Lutala

As quatro amostras pertencentes a estas estruturas têm textura fanerítica, de grão médio a grosseiro, e são xenomórficas a hipidiomórficas. As amostras A-56 e A-59 (de Lutala) são mais ricas em feldspato alcalino e pobres em feldspatóides relativamente às duas amostras de Chitucubero (GR214 e D-05). A nefelina é mais abundante do que a sodalite nas amostras de Chitucubero, mas nas amostras de Lutala são ambas raras e têm proporções semelhantes. No entanto, as quatro podem ser classificadas como sienitos feldspatóidicos (>10% feldspatóides e sem plagioclase, segundo o diagrama QAPF; Le Maitre, 2002), ou, no caso de GR214 e D-05, como sienitos nefelínicos. A mineralogia principal é, portanto, composta por feldspato alcalino, nefelina, sodalite, aegirina, anfíbola cálcica a calco-sódica e titanite; como minerais acessórios ocorrem biotite, flúor-apatite e opacos (magnetite com titânio e ilmenite). O feldspato alcalino está pertitzado, possui hábito tabular e a sua alteração é ligeira (na amostra D-05, Chitucubero) a franca (Lutala), apresentando por vezes, fracturação significativa e inclusões de nefelina e sodalite, possivelmente uma substituição que tem origem nas fracturas dos cristais grosseiros de feldspato. Ao contrário das amostras de Nejoio e Lutala, nas amostras de Chitucubero, a nefelina apresenta um estado de alteração mais avançado do que o do feldspato alcalino, possivelmente devido a estas duas amostras terem interagido com fluidos de composições distintas; no entanto, a sodalite mantém-se límpida, talvez por ter uma génese mais tardia. A piroxena exhibe hábito prismático e, por vezes, exhibe geminação simples de crescimento (ou lamelas de deformação; canto inferior esquerdo da **Figura VI.2 1b**). Na amostra D-05 (**Figura VI.2 2**), apesar das propriedades ópticas indicarem que há piroxena presente na amostra (tintas de interferência e relevo elevados), as análises de micro-sonda electrónica revelaram que este mineral terá sido parcialmente alterado para anfíbola, provavelmente tardi-magmática. As amostras GR214, A-56 e A-59 também revelam este processo (**Figura VI.2 3 e 5**), mas a composição das piroxenas não foi afectada do mesmo modo. A anfíbola é anédrica a euédrica, com hábito prismático, por vezes em secções hexagonais regulares, no caso da amostra GR214; é pleocróica, com tonalidades castanhas ou entre castanhas e verdes, por vezes azuladas (cores mais típicas de variedades sódicas de anfíbola) e encontra-se normalmente associada, não só à piroxena, como também à biotite. A titanite atinge dimensões milimétricas (**Figura VI.2 1**), é por vezes euédrica, (como na amostra A-59; canto inferior direito da **Figura VI.2 4**) e ocorre em secções alongadas ou losânicas; está frequentemente associada aos minerais opacos e, em alguns casos, os seus grãos euédricos são substituídos por estes minerais, como no caso da amostra GR214, em que ocorre pseudomorfose da titanite para titanomagnetite ± ilmenite (**Figura VI.2 1**). A biotite é rara, apesar de atingir dimensões consideráveis (>2mm), o seu hábito é lamelar e ocorre, por vezes, nas fracturas de grãos de anfíbola e piroxena, sendo tardi-magmática. A apatite é mais abundante (à excepção da amostra A-59, na qual não foi identificada) do que nas amostras das restantes estruturas e encontra-se inclusa, normalmente, nos outros minerais, tendo sido das primeiras fases minerais a cristalizar.

A amostra GR214 apresenta veios preenchidos com um material micáceo e raras vesículas com carbonato de cálcio e um agregado fino, verde, com tintas de interferência elevadas, que é provavelmente epidoto. Estas vesículas ricas em fases minerais cálcicas são evidência de uma fase de magmatismo posterior, mais rica em cálcio, mas não está provado que se possa relacionar com a fase que deu origem às rochas alcali-cálcicas da estrutura de Chiuerinde. Por vezes, também se podem observar estruturas fibro-radiais, que poderão corresponder a zeólitos. Na amostra A-56 foi analisada cancrissilite, correspondendo a uma fase incolor, com tintas de interferência até rosas de segunda ordem, extinção recta, com uma direcção de clivagem fortemente marcada. Sendo este mineral do grupo da cancrinite, é opticamente semelhante à cancrinite *s.s.* observada na amostra D-49.

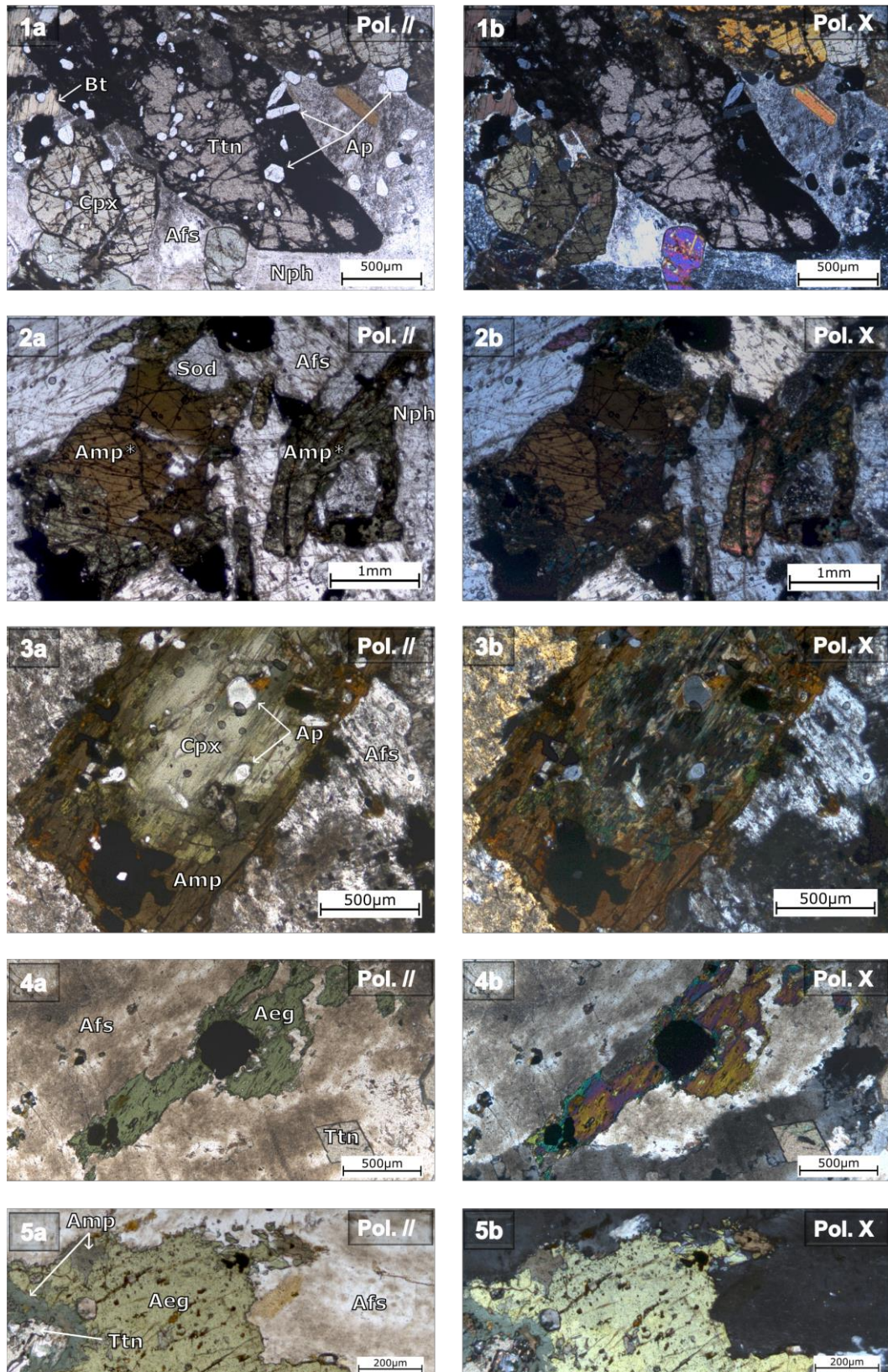


Figura VI.2. Micro-fotografias das amostras de Chitucubero e Lutala. **1:** pseudomorfismo da titanite, substituída por magnetite e ilmenite e, em luz duplamente polarizada (**1b**), maclas de crescimento, ou lamelas de deformação, na clinopiroxena (GR214); **2:** substituição de piroxena por anfíbola tardi-magmática, cujas propriedades ópticas se mantêm, em parte, como as de clinopiroxena sódica (D-05); **3:** ao processo de substituição da piroxena por anfíbola (A-56); **4:** um aspecto geral da amostra A-59; **5:** substituição de piroxena sódica por anfíbola (A-59). Amp* – engloba o material com propriedades ópticas de aegirina, devido à composição de anfíbola. Pol. // – polaróides paralelos; Pol. X – polaróides cruzados.

VI.3 Babaque

As duas amostras pertencentes à estrutura de Babaque são em tudo dissemelhantes. A rocha A-43 é porfírica, com matriz fanerítica de grão fino e fenocristais de dimensão média a muito grosseira. A matriz é hipidiomórfica e os fenocristais são hipidiomórficos a xenomórficos. O elevado grau de alteração da matriz dificulta a identificação dos seus minerais, mas não aparenta possuir nem quartzo nem feldspatóides, sendo a fase mineral incolor predominante feldspato alcalino, permitindo a classificação desta rocha como traquito com feldspato alcalino. Como acessórios ocorrem dois minerais com propriedades ópticas peculiares, tendo sido necessária a sua análise por micro-sonda electrónica para os identificar: são uma anfíbola amarela e uma piroxena laranja; estão presentes também flúor-flogopite, titanite, flúor-apatite e minerais opacos (magnetite com Ti). O feldspato alcalino encontra-se pertitzado, está muito alterado e ocorre como cristais de granularidade fina (na matriz) a grosseira (fenocristais >5mm). A anfíbola (**Figura VI.3 1**, **Figura VI.3 2** e **Figura VI.3 3**) é pleocróica, variando a sua cor entre amarelo-claro e amarelo-torrado, apresenta tintas de interferência anómalas azuis (**Figura VI.3 1b**, à esquerda) ou tintas até à 2ª ordem, relevo moderado, duas direcções de clivagem oblíquas (**Figura VI.3 3**) e os grãos podem ocorrer isolados ou formando agregados. A piroxena é muito rara, poiquilítica (envolve grãos de feldspato), ocorrendo em grãos de pequena dimensão, semelhantes aos da anfíbola, é ligeiramente pleocróica entre um tom laranja mais claro e outro mais escuro, possui relevo elevado e tintas de interferência até à 2ª ordem. A magnetite ocorre sobretudo associada aos minerais ferro-magnesianos.

A amostra A-48 tem textura fanerítica de grão fino, hipidiomórfica; é composta por feldspato alcalino, nefelina, sodalite, aegirina, titanite e um mineral vermelho com as propriedades ópticas de eudialite (**Figura VI.3 4** e **5**); contém estruturas fibro-radiais (**Figura VI.3 6b**), que poderão ser zeólitos. O feldspato alcalino está pertitzado e é a fase mineral mais abundante. A nefelina é rara, enquanto a sodalite é acessória. A aegirina tem hábito acicular. A titanite é rara e ocorre como aglomerados. Por observação óptica, o mineral vermelho foi interpretado como podendo ser eudialite, apesar das análises de micro-sonda electrónica revelarem empobrecimento extremo em sódio (VII.12.1), podendo tratar-se de uma mistura complexa que contenha eudialite; é anédrico a subédrico, ocorrendo, por vezes, em secções semi-hexagonais ou prismáticas, é fortemente pleocróico entre vermelho-framboesa e amarelo-torrado ou entre rosa e incolor, dependendo da orientação das secções; as suas tintas de interferência situam-se nos cinzentos de primeira ordem, muitas vezes mascaradas pela cor; tem zonação óptica concêntrica (núcleo incolor e bordos cor-de-framboesa; **Figura VI.3 5**), extinção recta e tem, muitas vezes, um aspecto difuso (**Figura VI.3 4**), podendo ter sido alterado ou formado numa fase posterior, possivelmente hidrotermal, o que pode ser assinalado pela textura (Schilling *et al.*, 2011); este mineral ocorre associado à aegirina. As propriedades ópticas estão de acordo com a descrição de eudialite de Celestino Silva *et al.* (1989) em amostras da Ilha da Boa Vista, Cabo Verde.

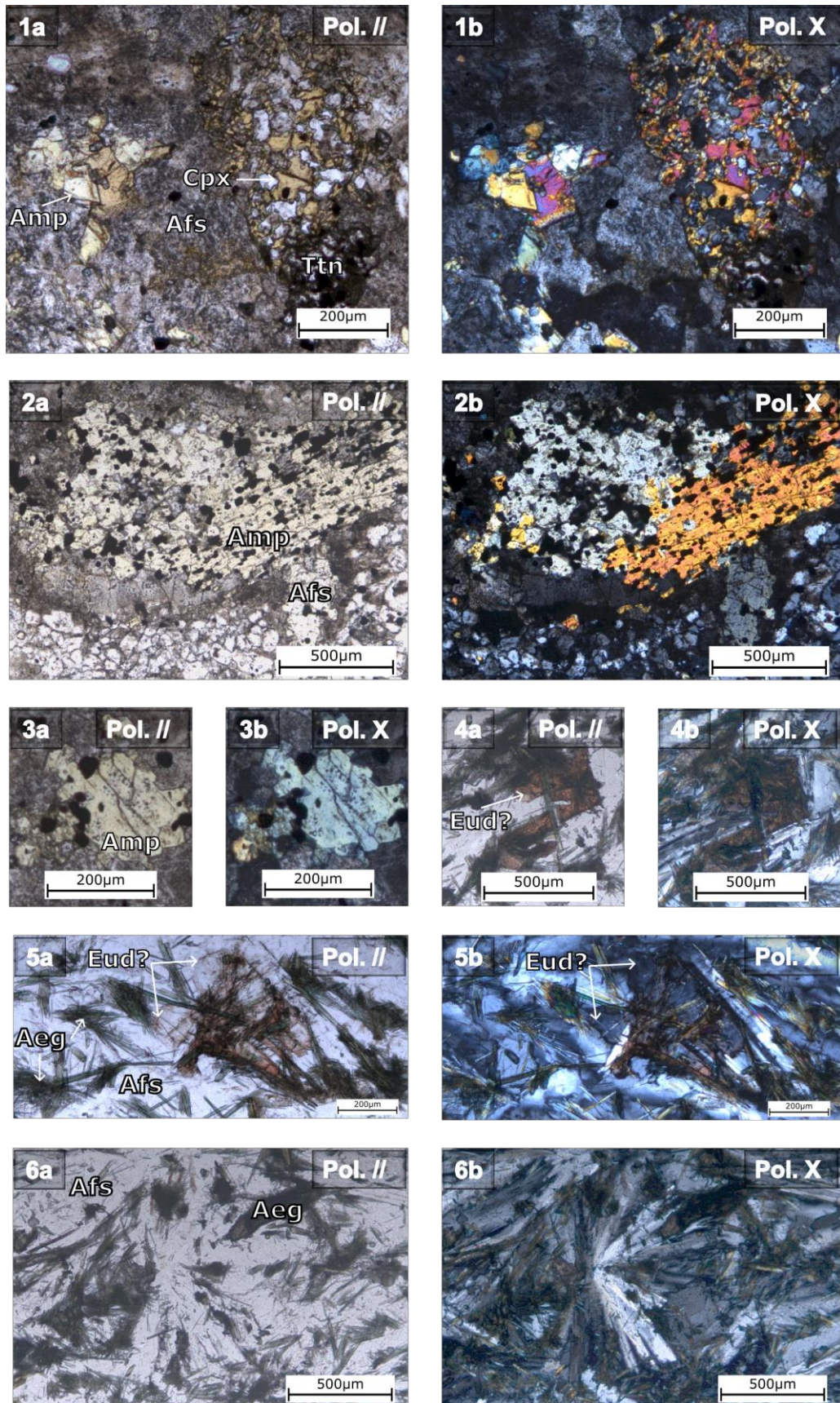


Figura VI.3. Micro-fotografias das duas amostras de Babaque. 1 e 2: aspectos gerais da lâmina A-43, com ênfase na anfíbola e clinopiroxena; 3: as duas direcções de clivagem oblíquas na anfíbola (A-43); 4: eudialite? (Eud?) com um aspecto difuso (A-48) e 5: grãos subédricos da mesma na amostra A-48; 6: aspecto geral da amostra A-48, contendo estruturas fibro-radiais. Pol. // – polaróides paralelos; Pol. X – polaróides cruzados.

VI.4 Cortejo filoniano

As três rochas estudadas pertencentes ao cortejo filoniano foram amostradas em locais distantes entre si. Como consequência, as suas texturas e composição são distintas. A textura varia entre vitrofírica (porfírica com matriz vítrea; na amostra D-59) com fenocristais de granularidade média a grosseira, porfírica (amostra D-28), com fenocristais de granularidade fina a média, e micro-fanerítica porfíroide (amostra A-37), com cristais finos e megacristais; a textura da amostra A-37 pode ser considerada traquitóide devido à orientação dos grãos de feldspato de grão mais reduzido. Na amostra D-59, existem estruturas esferoidais compostas por feldspato alcalino e zeólitos (**Figura VI.4 5**); no entanto, não parece tratar-se de esferólitos *s.s.*, pois os seus grãos não possuem uma disposição radial e são provavelmente um produto de meteorização. Estas amostras são essencialmente compostas por feldspato alcalino, nefelina, zeólitos, piroxena e/ou anfíbola e titanite. Como minerais acessórios ocorrem flúor-apatite, minerais opacos e carbonatos. A amostra D-28 contém um mineral classificado como kupletskite (**Figura VI.4 1**) e um carbonato de Ce e La (**Figura VI.4 2**) e a amostra A-37 (lâmina delgada) possui um mineral amarelo não identificado de granularidade muito fina. O feldspato alcalino é pertitzado, tem hábito prismático e, na amostra A-37, mostra um alinhamento sub-paralelo dos grãos, mais raramente textura esquelética (cristais finos da **Figura VI.4 3**). Os zeólitos ocorrem como alteração dos feldspatos e feldspatóides, quer dos de grão fino, em vesículas, quer dos da fase megacristalina (**Figura VI.4 3**), na qual apresentam hábito fibro-radial e desenvolvem-se, normalmente, dos bordos para o núcleo; a amostra D-59 é muito rica em zeólitos, provavelmente pela sua granularidade mais fina e matriz vítrea, que facilitam a alteração dos feldspatos e feldspatóides; não foram identificados feldspatóides ou quartzo nesta amostra. A piroxena possui hábito fascicular ou, por vezes, ocorre em secções sub-hexagonais; é fortemente pleocróica entre verde-escuro e castanho e na amostra D-28 exhibe, em alguns casos, orientação preferencial dos grãos. Apesar de parecer existir anfíbola e piroxena na amostra D-59, segundo observação petrográfica, as análises por micro-sonda electrónica revelaram que a “piroxena” tem uma composição intermédia entre anfíbola e piroxena, o que denota, tal como no caso da amostra D-05 (estrutura de Chitucubero) uma substituição tardi-magmática da piroxena por anfíbola, mantendo as propriedades ópticas originais. Esta “piroxena” possui uma zonação óptica concêntrica e oscilatória, com o núcleo ligeiramente esverdeado e os bordos acastanhados (**Figura VI.4 4**). Isto foi observado, por exemplo, por Mourão (2012), apesar de os núcleos esverdeados das piroxenas da Ilha Brava (Cabo Verde) estarem consideravelmente corroídos. A anfíbola é moderadamente pleocróica entre castanho-claro e castanho-escuro, com hábito prismático ou acicular. A titanite apresenta secções alongadas ou losânicas. A kupletskite (amostra D-28) é muito rara, ocorrendo associada à aegirina, é amarela-clara, tem tintas de interferência até verdes de 2ª ordem, tem pelo menos uma direcção de clivagem e extinção recta, relativamente à clivagem. Os carbonatos de Ce e La da amostra D-28 são também raros e ocorrem como aglomerados muito finos com tintas de interferência de ordem superior.

Os grãos euédricos finos que constituem estas amostras implicam que o fim da sua cristalização não terá ocorrido a profundidades consideráveis. Estas amostras parecem ser, em parte ou totalmente, formadas em ambiente hipabissal, à excepção da amostra D-59, que sendo em parte constituída por vidro e contendo grãos de anfíbolos, piroxenas e titanite cuja morfologia é alongada, terá sofrido de um arrefecimento muito rápido, em ambiente mais superficial.

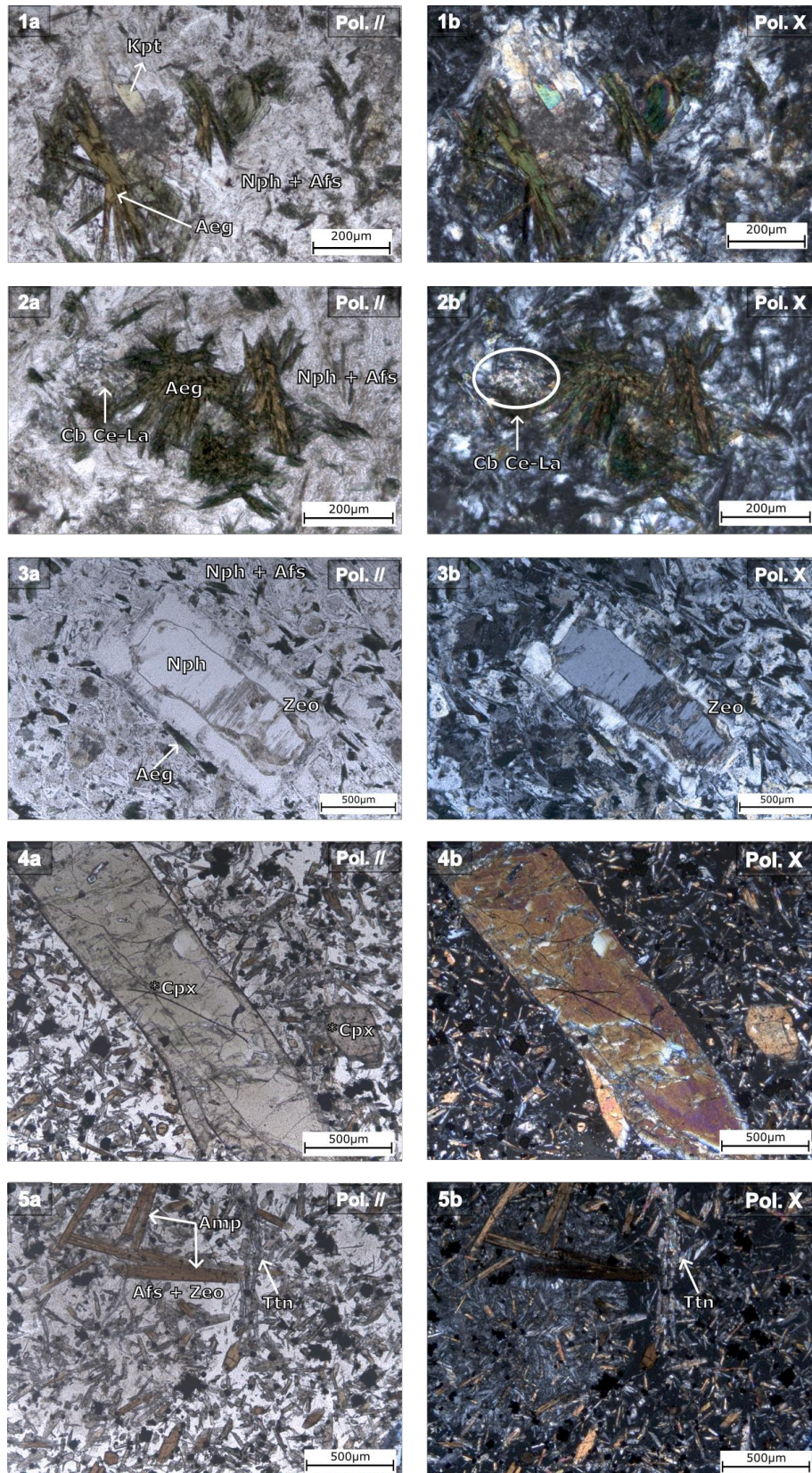


Figura VI.4. Micro-fotografias das amostras pertencentes ao cortejo filoniano. **1:** kupletskite (Kpt) associada à aegirina (D-28); **2:** carbonato de Ce e La (Cb Ce-La; D-28); **3:** substituição de um fenocristal de nefelina por zeólitos nos seus bordos e textura esquelética nos micro-fenocristais da matriz no canto superior direito (A-37) **4:** fenocristal de clinopiroxena com zonação oscilatória, cujos núcleos são esverdeados e os bordos acastanhados. Note-se a presença de vidro na matriz (D-59); **5:** estrutura circular composta por zeólitos e feldspato alcalino e aglomerado de titanite (D-59). Pol. // – polaróides paralelos; Pol. X – polaróides paralelos.

VI.5 Chiuerinde

As duas amostras da estrutura de Chiuerinde são também bastante distintas entre si. A amostra B-15 é um sienito com feldspato alcalino, com textura fanerítica bimodal (matriz micro-cristalina e abundantes cristais de dimensão média), enquanto a amostra B-10 é uma brecha vulcânica. Ambas possuem feldspato alcalino (pertitzado, em B-10; **Figura VI.5 1b**) em quantidades apreciáveis, quartzo, e plagioclase (**Figura VI.5 3**) e anfíbola (**Figura VI.5 2**), em menores quantidades, na amostra B-15. Como fases acessórias ocorrem minerais opacos e zircão (**Figura VI.5 2**) em ambas as amostras e, em B-15, biotite, flúor-apatite e epidoto (**Figura VI.5 4**) e como minerais de alteração estão presentes clorite, a alterar a biotite, e sericite a alterar o feldspato alcalino. O sienito com feldspato alcalino foi a única rocha em que foi identificada plagioclase; ocorre numa zona da amostra extremamente fracturada, com matriz vítrea, associada a biotite e clorite (**Figura VI.5 3**).

O feldspato alcalino, muito alterado em ambas as amostras, é microclina no caso da amostra B-15, apresentando a típica macla conjugada, segundo as leis da albite e periclina, e alguns núcleos sericitizados. A plagioclase está igualmente alterada e apresenta a macla polissintética da albite, ou de Carlsbad-Albite. O quartzo, de aspecto mais límpido, apresenta uma granularidade fina e ocorre apenas na matriz. A biotite ocorre com hábito lamelar e secções quadradas, quer como grãos isolados de dimensão média, quer como aglomerados finos, e apresenta uma ligeira extinção ondulante, assinalando alguma deformação, também evidenciada pela fracturação significativa dos fenocristais de feldspato e anfíbola. O hábito da anfíbola é lamelar ou prismático; é pleocróica entre tons de verde e castanho. O epidoto ocorre em aglomerados muito finos, normalmente associado aos minerais opacos, à biotite e ao zircão. O zircão é fino a muito fino, subédrico a euédrico, com hábito prismático (prismas curtos).

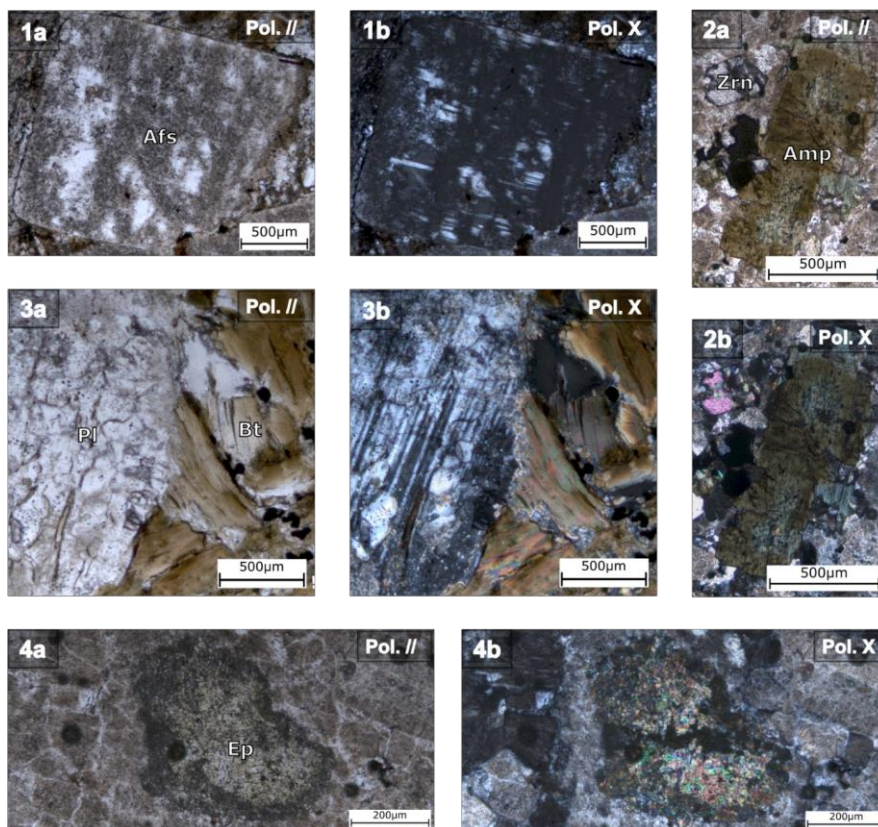


Figura VI.5. Micro-fotografias das amostras de Chiuerinde. **1:** fenocristal de feldspato alcalino pertitzado (B-10); **2:** aspecto geral da lâmina B-15, incluindo um grão de zircão; **3:** zona da amostra B-15 rica em plagioclase e biotite, sendo esta a única das amostras estudadas que contém plagioclase; **4:** aglomerado de epidoto. Pol. // – polaróides paralelos; Pol. X – polaróides cruzados.

VII. Caracterização Mineralógica

VII.1 Feldspatos

Os feldspatos comuns inserem-se no sistema KAlSi_3O_8 (Or) – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Ab) – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (An), ou ortoclase – albite – anortite; os membros que constituem a série entre KAlSi_3O_8 e $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ são denominados feldspatos alcalinos e entre $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ e $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ são denominados plagioclases (*e.g.*, Klein, 2002).

Foram feitas 64 análises pontuais de feldspatos em micro-sonda electrónica e a sua fórmula estrutural foi calculada na base de 8 oxigénios de acordo com a fórmula geral MT_4O_8 , considerando todo o ferro presente como férrico (Fe^{3+}), e a classificação (**Figura VII.1**; Smith & Brown, 1988) foi feita com base nas percentagens moleculares dos termos Or, Ab e An (*e.g.* Klein, 2002). A posição **M** representa os catiões de grandes dimensões que ocupam os interstícios da estrutura do esqueleto tridimensional dos feldspatos; incorpora os catiões K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , em menores quantidades Ba^{2+} , Sr^{2+} , Rb^+ , Cs^+ , Pb^{2+} e elementos das terras raras e pode também incorporar Fe^{2+} , Mg^{2+} e H_3O^+ . A posição **T** representa os catiões de menor dimensão em coordenação tetraédrica que compõem o esqueleto tridimensional; incorpora os catiões Al^{3+} e Si^{4+} e em quantidades menores Fe^{2+} , Fe^{3+} , P^{5+} e Ti^{4+} (Frye, 1981).

A caracterização dos feldspatos depende não só da sua composição química, mas também do seu estado estrutural, condicionado pela distribuição de Al e Si nas posições tetraédricas do seu esqueleto tridimensional. A distribuição de Al e Si depende da velocidade de arrefecimento dos feldspatos; quando o arrefecimento é rápido, os feldspatos apresentam distribuição desordenada de Al e Si (maior grau de simetria); pelo contrário, quando o arrefecimento é lento, Al e Si apresentam distribuição ordenada, e, portanto, menor simetria (Klein, 2002). A taxa de arrefecimento tem também influência no tipo de texturas de exsolução que se formam nos feldspatos, sendo necessário tempo, mas também um sobre-arrefecimento para permitir a difusão das diferentes fases composicionais (**Figura VII.1**). As pertites são texturas de exsolução com um termo rico em Ab num seio de Or, enquanto antipertites têm a relação inversa. O termo “mesopertite” foi inventado por Michot (1961) para micropertites lamelares em que nenhum dos termos composicionais é claramente dominante (Smith & Brown, 1988). Os limites de dimensão para as cripto-, micro- e macropertites são $<0.5 \mu\text{m}$, $0.5 \mu\text{m}$ a 0.05 mm e $> 0.05 \text{ mm}$, respectivamente (Laves & Soldatos, 1963).

As amostras da Serra da Neve são, em geral, ricas em feldspatos alcalinos, invariavelmente pertitizados (micro a macropertites, segundo a designação anterior), o que é espectável nas amostras de textura fanerítica; o arrefecimento lento destas rochas permitiu o desenvolvimento da exsolução dos grãos (Smith & Brown, 1988). No diagrama ternário Or-Ab-An (**Figura VII.1**), a maioria das análises insere-se no campo das mesopertites e as restantes inserem-se nos campos de ortoclase/microclina pertitizada, pertite e albite. Apenas a amostra B-15 possui plagioclase, com uma única análise que se insere no campo da andesina. Excluindo a análise de plagioclase da amostra B-15 (sienito), os feldspatos analisados (Tabela II.1 - anexos) possuem uma composição que varia entre $\text{Or}_{0.4-98.0}\text{Ab}_{1.99-99.5}\text{An}_{0-10.3}$. As concentrações de La_2O_3 e Ce_2O_3 foram normalmente inferiores ao limite de detecção da micro-sonda electrónica.

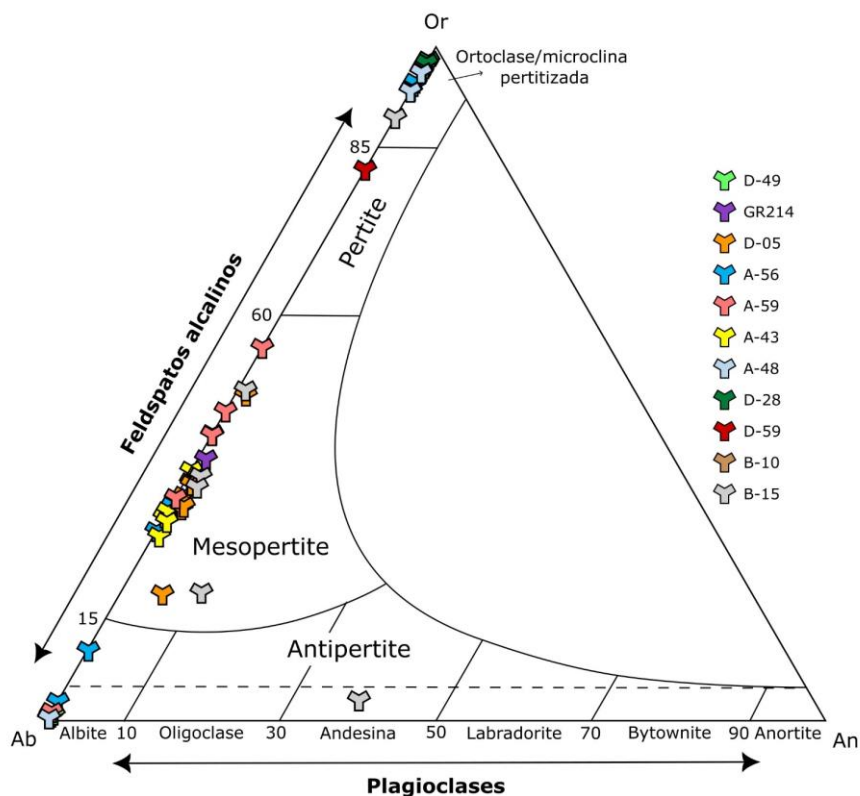


Figura VII.1. Diagrama ternário (Or – Ab – An) de classificação dos feldspatos ordenados (adaptado de Smith & Brown, 1988). A composição do feldspato é expressa em percentagens moleculares de cada um dos termos extremos.

VII.2 Feldspatóides

O termo feldspatóide tem um significado diferente consoante o autor, devido à sua variabilidade composicional e estrutural. No entanto, é comum defini-los como aluminossilicatos deficientes em SiO_2 , quando comparados com os feldspatos (Edgar, 1984), formando pelo menos três grupos principais. São estes os grupos da leucite, da nefelina-calsilite e da sodalite-cancrinite (Merlino, 1984). No presente trabalho o foco estará nos dois últimos grupos, não tendo sido identificada leucite. Os feldspatóides podem ser considerados como intermédios entre feldspatos e zeólitos em termos do seu esqueleto tridimensional, mais aberto do que o dos feldspatos e mais compacto do que o dos zeólitos (Deer *et al.*, 2013).

VII.2.1 Nefelina – Calsilite

O grupo da nefelina-calsilite corresponde a uma solução sólida quase completa entre os termos $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ e KAlSi_3O_8 (Dollase & Thomas, 1978). A estrutura da nefelina baseia-se num esqueleto tridimensional, semelhante ao da tridimite (camadas interligadas de redes formadas por tetraedros de SiO_4 que formam, por sua vez, anéis hexagonais; Deer *et al.*, 2013), mas composto por tetraedros de SiO_4 e de AlO_4 e com metais alcalinos nas cavidades entre os tetraedros. A sua estrutura difere da estrutura da tridimite na medida em que está distorcida, de forma a poder acomodar os iões Na^+ e K^+ . Esta distorção produz cavidades com dois tamanhos distintos: as mais pequenas, correspondentes a três quartos das cavidades, têm dimensões variáveis consoante o grau de rotação a partir da configuração tridimítica original e acomodam os iões de menor raio iónico (Na e Ca); as maiores acomodam K ou, caso este seja escasso, não acomodam nenhum ião, mantendo-se vazias (Dollase & Thomas, 1978).

A fórmula estrutural da nefelina foi calculada com base em 16 oxigénios, seguindo os critérios estequiométricos de Bannister & Hey (1931): $K + Na + 2Ca \approx Al + Fe^{3+}$, ou, de forma equivalente, $Si + Al + Fe^{3+} = 8$, com 16 oxigénios na fórmula unitária (Dollase & Thomas, 1978). Foi considerado um total de 19 análises pontuais viáveis, projectadas sob a forma de percentagens moleculares no diagrama ternário Qz – Nph – Kls onde se classifica as nefelinas (**Figura VII.2**). Segundo Barth (1963), as nefelinas deveriam projectar-se segundo o “plano composicional de nefelinas naturais” que intersecta o diagrama de classificação na linha tracejada entre as composições $\square Na_3Al_3Si_5O_{16}$ – $KNa_3Al_4Si_4O_{16}$. A maioria das análises projecta-se nas imediações desta linha, apesar de uma aparente tendência de enriquecimento em sílica, particularmente na amostra GR214.

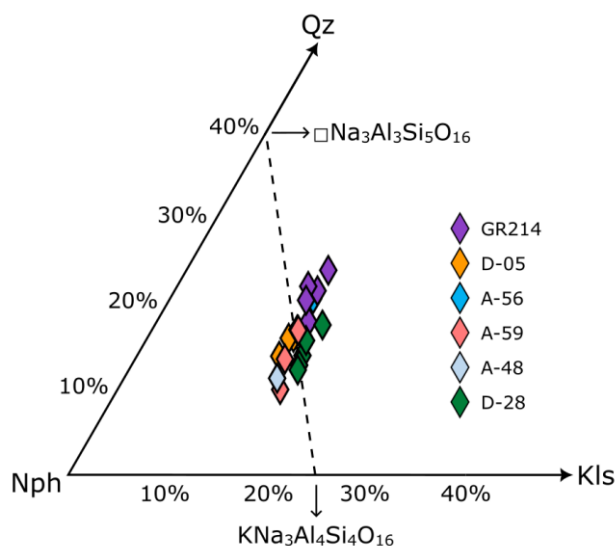


Figura VII.2. Diagrama ternário Qz – Nph – Kls (quartzo – nefelina – calsilite) de classificação das nefelinas, adaptado de Dollase & Thomas (1978). A linha tracejada entre os termos $\square Na_3Al_3Si_5O_{16}$ - $KNa_3Al_4Si_4O_{16}$ representa o “plano composicional de nefelinas naturais” definido por Barth (1963). $Nph=100*Na/Si$, $Ks=100*K/Si$ e $Qtz= 100-(Ne+Ks)$, segundo Mourão (2012).

As composições variam entre $Qz_{10-24}Nph_{62-74}Kls_{13-17}$. Estas amostras apenas contêm nefelina e não calsilite, com a componente de Kls reduzida. Os totais de catiões tetraédricos ($Si + Al + Ti + Fe^{3+}$) variam entre 8.00-8.10 *apfu*, sendo o Si sistematicamente mais abundante que os restantes. Não foram detectados zonamentos nas nefelinas. O CaO ocorre em quantidades muito reduzidas (< 0.3 wt.%), o que é típico de litologias mais evoluídas (Mourão, 2012) e foram medidas quantidades vestigiais de MnO, MgO e TiO₂, muitas vezes com valores abaixo dos limites de detecção da micro-sonda electrónica (0.01 wt.%).

VII.2.2 Sodalite – Cancrinite

Merlino (1984) considera o grupo da sodalite–cancrinite como o que engloba todas as fases minerais caracterizadas pela ligação tridimensional de anéis, cada um composto por seis tetraedros de SiO₄ e AlO₄, empilhados em diversas sequências. Porém, a estrutura da cancrinite (sistema hexagonal) é mais simples do que a da sodalite (sistema cúbico).

Os minerais dos grupos da cancrinite e da sodalite são caracterizados pela presença de aniões como Cl, SO₄ e CO₃ na sua composição (Edgar, 1984). A sodalite constitui um grupo formado por sodalite *s.s.*, cuja fórmula ideal é $Na_8(Si_6Al_6)O_{24}Cl_2$, noseana $Na_8(Al_6Si_6)O_{24}(SO_4) \cdot H_2O$ e haüyna

$\text{Na}_6\text{Ca}_2(\text{Si}_6\text{Al}_6)\text{O}_{24}(\text{SO}_4)_2$ (Deer *et al.*, 2013). Os minerais do grupo da sodalite podem ser classificados com base nas proporções de K_2O , Na_2O e CaO no respectivo diagrama ternário (**Figura VII.3**); a cancrinite tem a fórmula ideal $(\text{Na},\text{Ca},\square)_8(\text{Al}_6\text{Si}_6)\text{O}_{24}(\text{CO}_3,\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Rose, 1833).

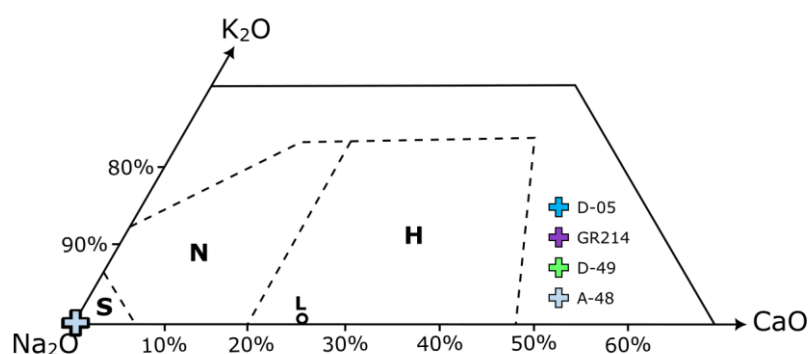


Figura VII.3. Diagrama ternário K_2O – Na_2O – CaO de classificação dos minerais do grupo da sodalite, adaptado de Lessing & Grout (1971). S – campo da sodalite *s.s.*; N – campo da noseana; H – campo da haüyna; L – composição da lazurite.

Hassan (1982) explica que os minerais dos grupos da sodalite e cancrinite são extremamente difíceis de analisar quimicamente com sucesso; quando a proporção de Si/Al é 1:1, o Al e o Si estão completamente ordenados na estrutura e o desfaseamento quanto a esta proporção é um indicador da qualidade das análises; esta proporção varia entre 0.99 e 1.09 nas sodalites analisadas. O cálculo da fórmula estrutural foi feito de acordo com o proposto por este autor, ou seja, normalizando para 12 catiões tetraédricos ($\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}$) ao invés de 24 oxigénios, por ser um método mais rigoroso. Comparando com os valores de Deer *et al.* (2013), com 37.6 wt.% de Si, 29.6 wt.% de Al e 23.6 wt.% de Na, as composições das sodalites analisadas revelam teores geralmente superiores em SiO_2 (37.7-40.9 wt.%), Al_2O_3 (33.2-36.0 wt.%) e inferiores em NaO (17.4-21.8 wt.%). O empobrecimento em NaO pode dever-se à sua comum volatilização aquando da medição por micro-sonda electrónica ou à alteração da sodalite.

A composição da sodalite *s.s.* é muito restrita (**Figura VII.3**); as 8 análises pontuais realizadas são muito pobres em K_2O e CaO , sendo estas sodalites constituídas por 99.5 a 99.9 wt.% de Na_2O . A sua composição é de tal modo invariável e próxima de 100 wt.% Na_2O que se torna difícil a observação da sua totalidade no diagrama, sendo o intuito deste apenas mostrar que todas as análises se inserem no campo da sodalite.

Há duas análises que poderão corresponder a minerais do grupo da cancrinite, nas amostras D-49 e A-56; são dois minerais distintos, dadas as diferenças composicionais (Tabela II.2.2b - anexos), mas ambos provavelmente pertencentes a este grupo. A amostra A-56 já tinha sido marcada em trabalhos prévios (PLANAGEO) como rica em cancrinite, apesar da maioria das análises dos grãos incolores corresponderem a feldspato alcalino e a lâmina polida estar sobre-espessada, o que confere aos feldspatos tintas de interferência semelhantes às da cancrinite (até azuis de segunda ordem). Na amostra D-49, a presença de nefelina e carbonatos euédricos remete para a provável reacção entre ambos (+ H_2O) para formar cancrinite *s.l.* (capítulo 0); na amostra A-56 não foram identificados carbonatos, portanto, é possível que a cancrinite *s.l.* seja primária. O cálculo da fórmula estrutural foi mais uma vez feito com base em 12 catiões tetraédricos; na amostra D-49, a proporção de (Na,K,Ca) aproxima-se de 6 *apfu* e na amostra A-56 é mais elevada, ultrapassando 7 *apfu*.

O grupo da cancrinite é muito extenso e as composições muito variáveis, o que torna a sua identificação por análises químicas difícil. A cancrissilite, $\text{Na}_7(\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24})(\text{CO}_3) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, incorpora mais

Si e Na do que a cancrinite *s.s.* e a análise da amostra A-56 aproxima-se mais da sua composição, enquanto a análise da amostra D-49 se aproxima mais de uma cancrinite. A Tabela II.2.2b (anexos) inclui estas duas análises juntamente com valores mínimos e máximos obtidos no trabalho de Pekov *et al.* (2011) para cancrissilite e cancrinite, que mostram que todos os valores se encontram entre os mínimos e máximos relatados por estes autores, à excepção de Al₂O₃ e K₂O na amostra A-56, que ultrapassam os valores máximos para cancrissilite.

VII.3 Zeólitos

Os zeólitos são aluminossilicatos hidratados com uma estrutura composta por um esqueleto tridimensional, composto por tetraedros de (Si,Al)O₄, em que cada oxigénio é partilhado por dois tetraedros. O esqueleto tridimensional envolve cavidades ocupadas por catiões de grande raio iónico (como Ca, Na e K) e moléculas de água. A sua estrutura é mais aberta do que a dos feldspatóides e ainda mais do que a dos feldspatos, conferindo aos zeólitos uma densidade inferior à dos outros silicatos com esqueleto tridimensional. Os canais são formados por diferentes combinações de anéis de tetraedros ligados entre si; quanto maior o número de anéis, em geral, maior a largura dos canais e consequentemente maior o tamanho dos catiões e moléculas que podem ser incorporados, podendo algumas espécies até incorporar moléculas orgânicas. (Deer *et al.*, 2013).

A fórmula geral dos zeólitos é $M_xD_y[Al_{x+2y},Si_zO_{2x+4y+2z}] \cdot nH_2O$, em que a posição **M** = Na, K ou outros catiões monovalentes e **D** = Mg, Ca, Sr, Ba ou outros catiões divalentes (Deer *et al.*, 2013). Foram feitas 11 análises pontuais de zeólitos por micro-sonda electrónica; há aparentemente três composições distintas, com valores de SiO₂ que variam entre 40.5-42.9, 52.6-53.3 e 56.8-61.4 wt.% (Tabela II.3 - anexos). As variedades pobres em sílica foram distinguidas dos feldspatóides pelos teores mais reduzidos em Na e Ca e pelos seus totais entre 84 e 87 wt.%, que indicam maior quantidade de voláteis, pois os feldspatóides analisados não têm totais abaixo de 92 wt.% (cancrinite). As três composições distintas analisadas aproximam-se particularmente de gonnardite ((Na,Ca)₂(Si,Al)₅O₁₀ · 3H₂O), de mesolite (Na₂Ca₂Si₉Al₆O₃₀ · 8H₂O), ou de outro zeólito do grupo da natrolite, nas amostras D-05 e D-49; de analcite (Na(AlSi₂O₆) · H₂O), que contém quase exclusivamente Na na posição **M** (K e Ca quase nulos), na amostra D-49; e de heulandite ((Na,Ca,K)₅₋₆(Al₈₋₉ Si₂₇₋₂₈ O₇₂) · nH₂O), apesar da composição das análises da última espécie de zeólito ser muito variável, particularmente na posição **M** (Na₂O = 3.7-7.4 wt.%), na amostra D-59. As proporções catiónicas não são semelhantes a ponto de ser possível classificá-los com certeza.

VII.4 Piroxenas

As clinopiroxenas podem possuir uma variedade composicional considerável e são normalmente classificadas no sistema CaMgSi₂O₆ – CaFeSi₂O₆ – Mg₂Si₂O₆ – Fe₂Si₂O₆. Contudo, as substituições isomórficas nas clinopiroxenas não se limitam a trocas entre catiões divalentes, sendo necessário um diagrama para piroxenas em que os iões monovalentes e trivalentes são abundantes (Deer *et al.*, 2013). As piroxenas têm a fórmula geral **M2M1T**₂O₆; a posição **M2** corresponde aos catiões com coordenação octaédrica com uma disposição distorcida e pode ser ocupada por Mg²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Li⁺, Ca²⁺, Na⁺; a posição **M1** corresponde aos catiões com coordenação octaédrica com uma disposição regular e pode conter Al³⁺, Fe³⁺, Ti⁴⁺, Cr³⁺, V³⁺, Ti³⁺, Zr⁴⁺, Sc³⁺, Zn²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺; e a posição **T** corresponde à posição tetraédrica, podendo ser ocupada por Si⁴⁺, Al³⁺ e Fe³⁺. Esta ordem de ocupação em cada posição estrutural corresponde à “ocupação ideal” e varia em função da temperatura de

cristalização das piroxenas, sendo necessário um estudo estrutural para o confirmar (Morimoto *et al.*, 1988).

O cálculo da fórmula estrutural para as clinopiroxenas foi feito na base de 6 oxigénios e pressupondo que as posições catiónicas estão completas (4 catiões). Deste modo, foi calculado o valor de Fe_2O_3 , na base de 4 catiões, a partir da diferença das proporções de oxigénio para 6 oxigénios (e multiplicando pelos 3 oxigénios da molécula) de modo a obter, por fim, as proporções de Fe^{3+} e Fe^{2+} . A classificação foi feita com base em Morimoto *et al.* (1988; **Figura VII.4**), que separa as piroxenas nos campos “Quad”, “Ca-Na”, “Na” e “Outras” com base em linhas delimitadas pelos factores:

$$Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} \text{ e } J = 2\text{Na} \quad (\text{Eq. VII.1})$$

As quatro linhas utilizadas correspondem a:

$$Q + J = 2.0; Q + J = 1.5; J/(Q + J) = 0.2 \text{ e } J/(Q + J) = 0.8 \quad (\text{Eq. VII.2})$$

calculados a partir das proporções catiónicas. Os factores Q e J (Eq. VII.1) são influenciados por quatro tipos de substituições emparelhadas que estão descritas na **Tabela VII.1** e representadas na **Figura VII.4**. As piroxenas “quadrilaterais” (**Figura VII.5**) pertencem ao sistema ternário $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Wollastonite) – $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Enstatite) – $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Ferrossilite). As piroxenas sódicas formam uma solução-sólida contínua com as piroxenas quadrilaterais, dando origem às piroxenas calco-sódicas; as piroxenas-Ca-Na e piroxenas-Na são, portanto, projectadas no mesmo diagrama (**Figura VII.6**), em que o vértice superior corresponde às componentes “quadrilaterais” (Ca-Mg-Fe), formando a série Q (Wo, En, Fs) – $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ (Jadeíte) – $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ (Aegirina). Esta solução-sólida deve-se à substituição (1) da **Tabela VII.1**, que inclui os termos extremos de piroxenas sódicas: jadeíte (Na-Al), aegirina (Na- Fe^{3+}), cosmocloro (Na- Cr^{3+}) e jervisite (Na- Sc^{3+}), e forma, a partir do extremo sem Na ($J = 0$), as composições consideradas normais para as piroxenas entre $Q + J = 1.5$ e $Q + J = 2.0$, nos campos “quadrilateral”, Ca-Na e Na, já mencionados. As restantes piroxenas, que incluem as de Mn-Mg, Ca e Li são tratadas como “Outras”. A substituição (1) aproxima-se do ponto **S(1)** na **Figura VII.4**, contido no eixo de J, no seu limite superior ($J = 2.0$). As três restantes substituições são utilizadas para explicar as chamadas piroxenas “raras” (“*unusual*”). A substituição (2) corresponde sensivelmente ao extremo da linha $J/(Q+J) = 0.8$, representado pelo ponto **S(2)** na **Figura VII.4** e gera composições que ultrapassam a linha $Q + J = 2.0$ no sentido do aumento do termo J; as substituições (3) e (4) implicam deficiência em sílica, que resulta em valores de Q perto ou inferiores a 1.5 e correspondem sensivelmente aos pontos **S(3)** e **S(4)** na **Figura VII.4**.

Tabela VII.1. As quatro substituições emparelhadas principais na estrutura das piroxenas, segundo Morimoto *et al.* (1988). R corresponde aos iões com determinada carga que podem estar incluídos na substituição.

Posição estrutural	M2	M1	T	Exemplos
Habitual	R^{2+}	R^{2+}	2R^{4+}	
Substituição (1)	(R^+)	(R^{3+})	2R^{4+}	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Na-Al} \\ \text{Na-Fe}^{3+} \\ \text{Na-Cr}^{3+} \\ \text{Na-Sc}^{3+} \end{array} \right.$
Substituição (2)	(R^+)	$\text{R}_{0.5}^{2+}(\text{R}_{0.5}^{4+})$	2R^{4+}	Na-($\text{Ti}^{4+}/2$)
Substituição (3)	R^{2+}	(R^{3+})	$(\text{R}^{3+})\text{R}^{4+}$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Al-Al} \\ \text{Fe}^{3+}\text{-Al} \\ \text{Cr}^{3+}\text{-Al} \end{array} \right.$
Substituição (4)	R^{2+}	$\text{R}_{0.5}^{2+}(\text{R}_{0.5}^{4+})$	2R^{4+}	($\text{Ti}^{4+}/2$)-Al

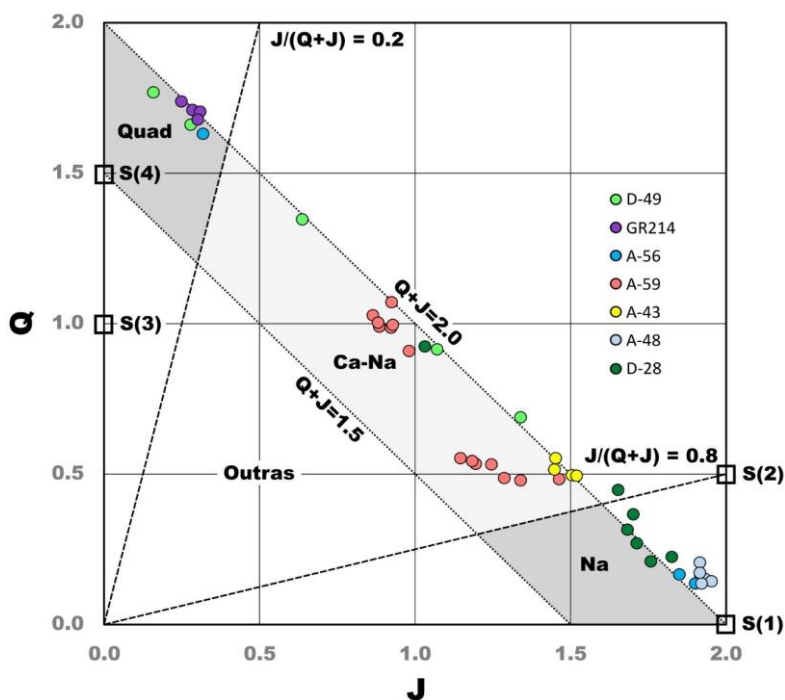


Figura VII.4. Diagrama J – Q de classificação das piroxenas segundo Morimoto *et al.* (1988). Esta classificação divide as piroxenas entre Quad (quadrilátero das piroxenas cálcicas), Ca-Na, Na e Outras. $J = 2Na$; $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$. S(1), S(2), S(3) e S(4) correspondem às quatro substituições descritas na Tabela VII.1. As divisões dos campos baseiam-se nos valores: $Q + J = 2.0$; $Q + J = 1.5$; $J/(Q + J) = 0.2$ e $J/(Q + J) = 0.8$ (Eq. VII.2).

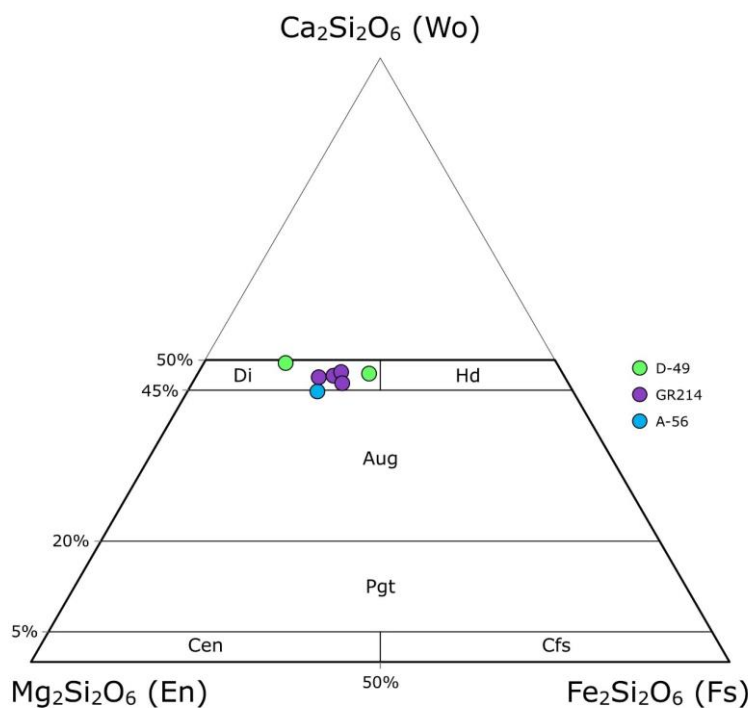


Figura VII.5. Diagrama ternário Wo – En – Fs, segundo Morimoto *et al.* (1988). Campos composicionais: diópsido (Di), hedenbergite (Hd), augite (Aug), pigeonite (Pgt), clinoestatite (Cen), clinoferrossilite (Cfs). Extremos composicionais: $Wo = 100 * Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$, $En = 100 * Mg / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$, $Fs = 100 * (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn) / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$.

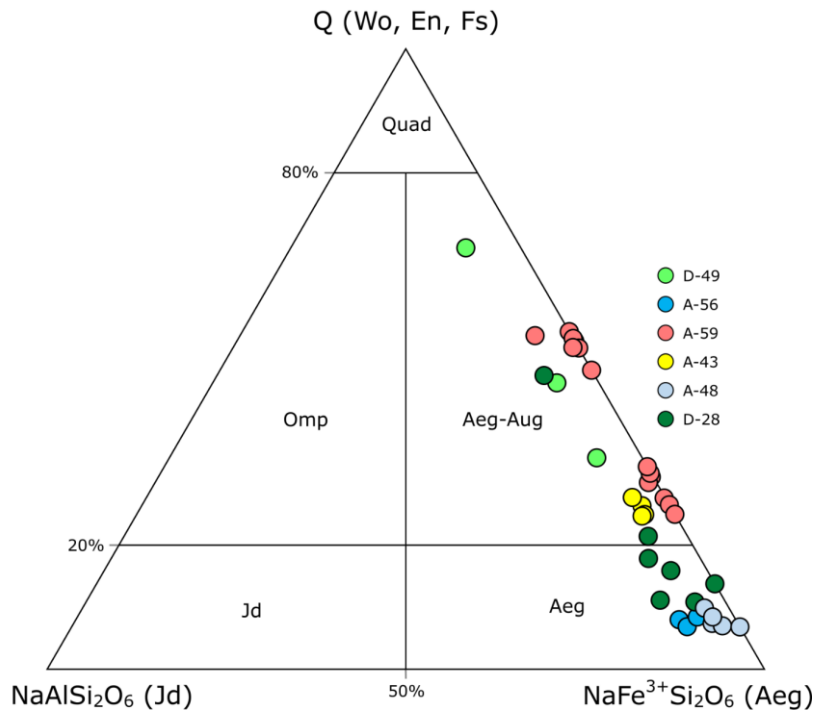
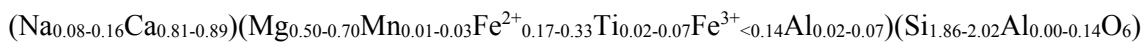


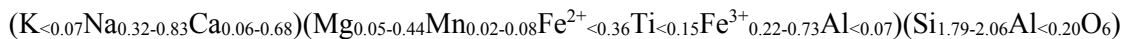
Figura VII.6. Diagrama ternário Q – Jd – Aeg das piroxenas calco-sódicas (Ca-Na) e sódicas (Na), segundo Morimoto *et al.* (1988). Os campos composicionais são “quadrilaterais” (Quad), onfacite (Omp), aegirina-augite (Aeg-Aug), jadeíte (Jd) e aegirina (Aeg). $Q=100*(Ca+Mg+Fe^{2+})/(Ca+Mg+Fe^{2+}+2Na)$, $Jd=100*(2Na/(Ca+Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn))*(Al^{VI}/(Fe^{3+}+Al^{VI}))$ e $Aeg=100*(2Na/(Ca+Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn))*(Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI}))$.

Foram feitas 43 análises de piroxenas por micro-sonda electrónica (Tabela II.4a - anexos) que mostraram uma grande variação composicional nas piroxenas, inserindo-se nos campos “quadrilateral”, Na-Ca e Na (Figura VII.4). No entanto, uma parte significativa das piroxenas analisadas apresenta-se à direita da linha $Q + J = 2.0$, o que pode ser explicado pela substituição (2) da Tabela VII.1. Isto indica que, na sua estrutura, houve uma troca iónica que envolveu um catião monovalente (Na^+) e metade de um catião tetravalente (*e.g.*, Ti^{4+}), de acordo com a correlação positiva visível no diagrama da Figura VII.9 B, que melhora com a presença crescente de Ti. Como se projectam fora dos campos de composições normais para as piroxenas, estas fazem parte das piroxenas “raras” e são classificadas com base nos nomes aceites para as piroxenas de composição normal, juntamente com “adjectivos modificadores” que remetem para proporções anormalmente elevadas de certos iões (Morimoto *et al.*, 1988).

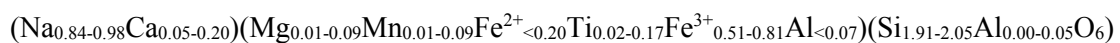
As piroxenas “quadrilaterais” (Figura VII.5) inserem-se no campo do diópsido:



As piroxenas-Ca-Na (Figura VII.6) inserem-se no campo da aegirina-augite:



E as piroxenas-Na (Figura VII.6) situam-se no campo da aegirina:



Foi feita a projecção no diagrama ternário Aeg-Di-Hd (aegirina-diópsido-hedenbergite; Figura VII.7), mas não existe nenhuma tendência clara e apenas é possível notar mais uma vez que as

composições das piroxenas analisadas variam entre diópsido, aegirina-augite e aegirina, sendo provável uma evolução desde composições diopsídicas até aegirínicas, como é referido por Borst *et al.* (2023).

É habitual a substituição de Si^{4+} por Al^{3+} na posição tetraédrica em piroxenas formadas a partir de magmas subsaturados em sílica (Mourão, 2012), sendo necessário o preenchimento por Fe^{3+} , se o Al^{3+} não estiver presente em quantidades suficientes para completar a posição tetraédrica (2 *apfu*). Há apenas algumas análises em que se verifica a incorporação de Fe^{3+} na posição tetraédrica, nas amostras A-59 e A-48 (**Figura VII.8 A**). Muitas vezes verifica-se, pelo contrário, um excesso de sílica, o que pode dever-se a erro analítico. Esta substituição não quadrilateral de Si^{4+} por Al^{3+} , cria uma deficiência na carga, que é compensada por substituições como a de Fe^{2+} e Mg^{2+} por Fe^{3+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} e Al^{3+} , na posição **M1**, ou a de Ca^{2+} por Na^+ , na posição **M2** (Tracy & Robinson, 1977). A **Figura VII.8 B** revela que há, de facto, a substituição de Fe^{2+} , Mg e Mn por Fe^{3+} , Ti e Al^{VI} ; note-se que há um aglomerado de pontos da amostra A-59 que se desviam da recta de substituição, coincidindo com as análises em que o Fe^{2+} calculado é nulo, portanto, dever-se-á a uma sobre-estimativa do valor de Fe^{3+} . A **Figura VII.9 A** mostra que a substituição de Ca por Na também está presente, sob a forma de uma substituição emparelhada que pode envolver os quatro catiões quadrilaterais (Ca , Fe^{2+} , Mg e Mn) pelos não quadrilaterais (Na , Fe^{3+}); corresponde à substituição (1) da **Tabela VII.1**.

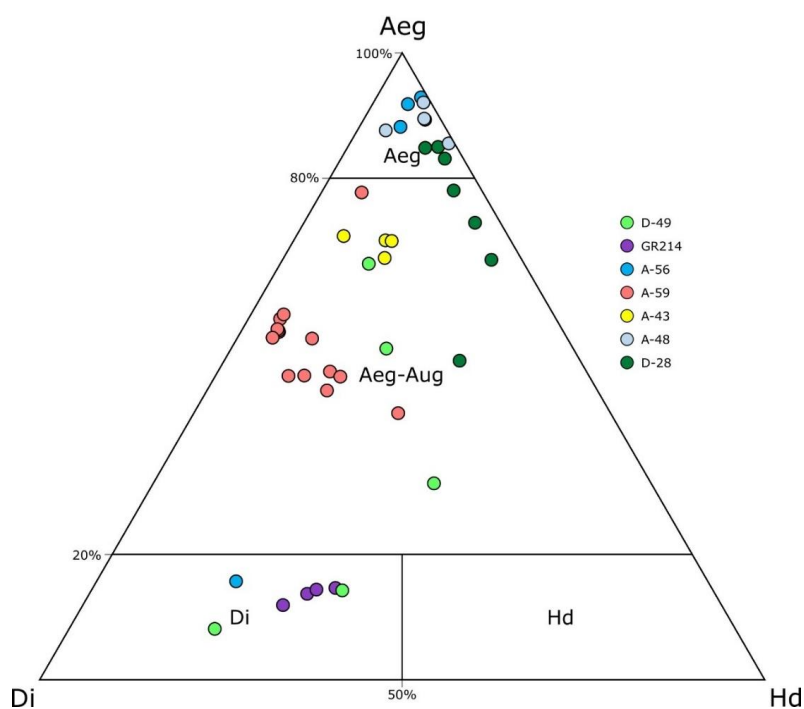


Figura VII.7. Diagrama ternário Aeg – Di – Hd. Os campos composicionais são aegirina (Aeg), aegirina-augite (Aeg-Aug), diópsido (Di) e hedenbergite (Hd); $\text{Aeg} = 100 \cdot \text{Na} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Na})$, $\text{Di} = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Na})$, $\text{Hd} = 100 \cdot (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Na})$. Retirado de Halama *et al.* (2005).

A **Figura VII.9 B** mostra que, para além de, mais uma vez, o Na e o Fe^{3+} estarem envolvidos na substituição (1), a proporção $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ é tanto mais elevada quanto maior for a taxa de alcalinidade das piroxenas (pelo menos em rochas de associação mineral miásctica a agpáitica-transicional).

A amostra D-49, da estrutura de Nejoio, contém grãos de piroxena zonados com o núcleo castanho rosado e os bordos esverdeados; as análises de micro-sonda electrónica confirmaram uma diferença composicional, com uma diminuição das componentes quadrilaterais e aumento de Na do núcleo para os bordos. A amostra A-56 mostra algo semelhante, sendo uma das análises correspondente ao núcleo de um grão de piroxena (substituída por anfíbola), também classificada como diópsido. É por

esta razão que algumas análises destas amostras se enquadram no diagrama das piroxenas quadrilaterais (**Figura VII.5**) enquanto outras se projectam no campo da aegirina-augite no diagrama das piroxenas-Na (**Figura VII.6**).

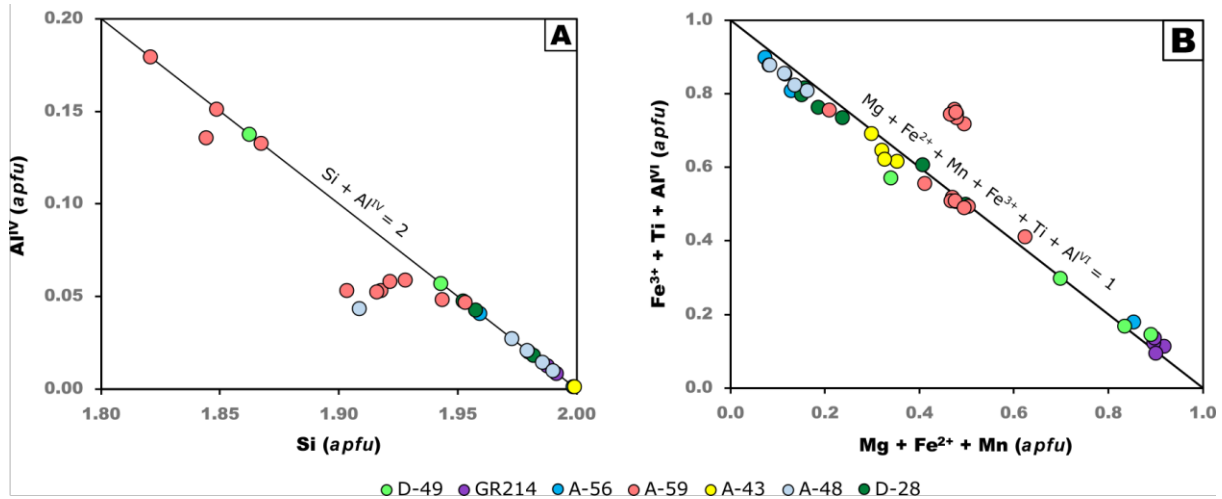


Figura VII.8. Diagramas de substituições nas piroxenas. **A** corresponde à substituição de Si por Al na posição tetraédrica. **B** corresponde à substituição de Mg, Fe²⁺ e Mn por Fe³⁺, Ti e Al na posição octaédrica, sendo a soma das suas proporções, segundo a fórmula ideal, igual à unidade.

Como foi mencionado na descrição petrográfica de Chitucubero e Lutala (capítulo VI.2), a amostra D-05 possui um mineral com uma composição intermédia entre piroxena e anfíbola, mas as suas análises sugerem que se trataria de uma piroxena quadrilateral; a amostra D-59 (cortejo filoniano; capítulo VI.4) foi considerada inicialmente como tendo piroxenas semelhantes a augite, mas as análises por micro-sonda electrónica mostraram também termos intermédios entre piroxena e anfíbola, não sendo por isso possível fazer o cálculo das suas fórmulas estruturais.

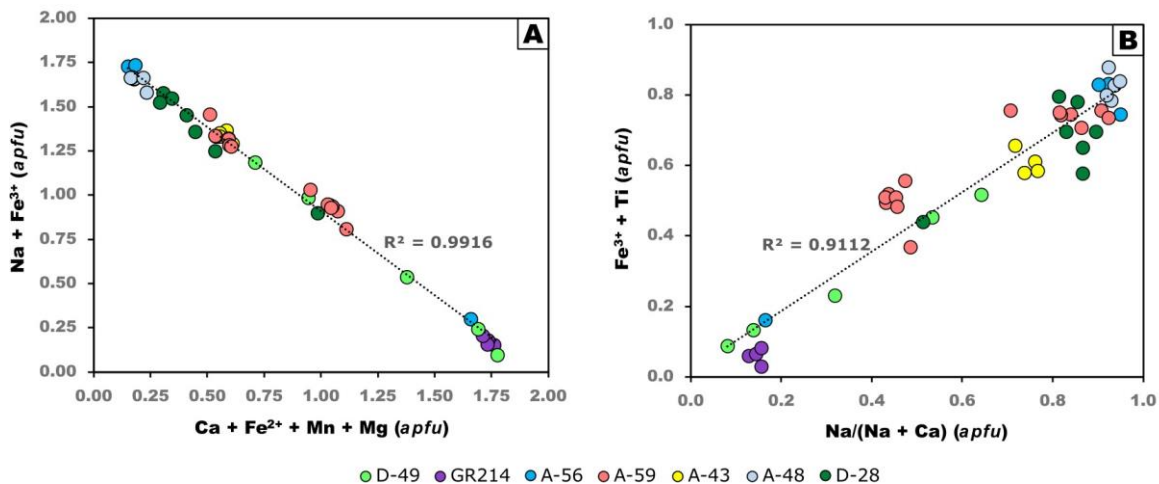


Figura VII.9. Diagramas de correlação das clinopiroxenas. **A**: correlação entre $(Ca+Fe^{2+}+Mn+Mg)$ e $(Na+Fe^{3+})$ e representa a substituição (1) da **Tabela VII.1**; **B**: correlação entre $Na/(Na+Ca)$ e $(Fe^{3+}+Ti)$.

As piroxenas da amostra A-43 são opticamente diferentes das piroxenas restantes; apresentam cor laranja forte e a sua composição insere-se no campo da aegirina-augite (**Figura VII.6**). Uma particularidade das suas análises, juntamente com as da amostra D-28, em relação às restantes é a sua

riqueza em Mn (**Figura VII.10**), no entanto, as piroxenas de D-28 exibem as propriedades ópticas habituais de clinopiroxena sódica. Uma possível diferença entre as piroxenas das amostras A-43 e D-28 é o estado de oxidação do Mn, que poderá ser Mn^{2+} (habitual) na amostra D-28 e Mn^{3+} na amostra A-43. Blanfordite era o nome, agora considerado obsoleto (Morimoto *et al.*, 1988) para aegirina-augite rica em Mn. O Mn^{3+} ocorre na posição **M1** das piroxenas e provoca uma distorção (pelo efeito de Jahn-Teller²) semelhante à provocada por Fe^{3+} , mas consideravelmente mais pronunciada (Ghose *et al.*, 1986). Segundo estes autores, a presença de Mn^{3+} é possível em clinopiroxenas e clinoanfíbulas naturais, se a fugacidade de oxigénio durante a sua formação tiver sido elevada (o Mn foi considerado trivalente pelos mesmos autores, devido ao elevado estado de oxidação da paragéneses mineral), o que é provável na Serra da Neve devido à presença de vários minerais com Fe^{3+} nestas amostras e o facto de se tratarem de rochas ígneas alcalinas de associação mineral miascítica a agpaítica-transicional (Marks & Markl, 2017; Borst *et al.*, 2021). Por esta razão, o cálculo das fórmulas estruturais para a aegirina-augite da amostra A-43 foi feito com Mn total como Mn_2O_3 (Tabela II.4b - anexos). A distorção que se deve à incorporação de Mn^{3+} provoca, por sua vez, um pico de absorção aos 600nm de comprimento de onda, no espectro polarizado de absorção óptica, com um mínimo de absorção na gama do laranja (Ghose *et al.*, 1986).

Para testar esta hipótese foram comparadas as composições das piroxenas da amostra A-43 com as de Ghose *et al.* (1986), na Tabela II.4b (anexos), mas seria necessário recorrer a outros métodos, como a análise da estrutura por difracção de raios-X, sendo assim possível fazer uma comparação com os valores dos parâmetros para a célula unitária, ou seja, esta é apenas uma hipótese para explicar a cor das piroxenas da amostra A-43. Ghose *et al.* (1986) mencionam este mineral como uma ocorrência metamórfica de alto grau ou em pegmatitos e referem que a espectroscopia de Mössbauer revela que o Fe é totalmente férrico. A incorporação de Mn^{3+} , que vai substituir os catiões divalentes, deverá aproximar-se da substituição (1) ou da (3) na **Tabela VII.1**.

Os totais de percentagem em peso (Tabela II.4a - anexos) revelam, por vezes, valores inferiores a 100%, chegando a 96.4% no seu mínimo. Isto pode dever-se ao facto de estarem presentes elementos não analisados, mas também à incorporação de OH^- , que apesar de não ser normalmente considerada nas piroxenas, pode ocorrer até cerca de 1% (Beran & Zemann, 1986; Deer *et al.*, 2013).

Relativamente às proporções de Mn (**Figura VII.10**), as piroxenas da amostra D-28 são claramente as mais ricas neste catião, seguidas das piroxenas das amostras A-43 e A-59. O eixo das abcissas corresponde ao número de análises pela ordem definida no capítulo da petrografia (VI; **Tabela VI.1**), evidenciando uma possível correlação entre a ordem e a quantidade de Mn nas piroxenas, à excepção das amostras A-56 e A-48. A última contém minerais ricos em Mn (mangano-eudialite?) em quantidade apreciável; a amostra D-28 possui uma pequena quantidade de kupletskite (mineral extremamente rico em Mn). Nayak *et al.* (1997) estudaram aegirinas com Mn, cujas propriedades ópticas são também peculiares (cor amarela acastanhada com tons esverdeados); as suas aegirinas têm teores de MnO (medido como manganês total; 1.57-4.38 wt.%), por vezes inferiores às da amostra D-28, cujas propriedades ópticas são normais para aegirina. Isto é outro possível indício de que as piroxenas da amostra D-28 não terão Mn^{3+} , enquanto as destes autores e as da amostra A-43 terão incorporado este catião, conferindo-lhes as suas cores incomuns.

² O efeito de Jahn-Teller (Jahn & Teller, 1937) numa molécula faz com que se, por exemplo, uma das orbitais estiver vazia enquanto outra orbital com o mesmo nível energético estiver parcialmente completa, haverá uma distorção espontânea da estrutura da molécula, de forma a atingir uma configuração electrónica mais estável (Burns, 1993).

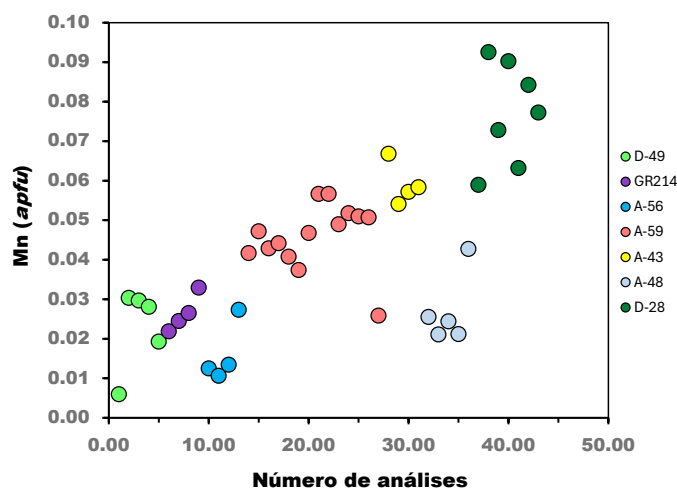


Figura VII.10. Diagrama das proporções catiônicas de Mn em cada amostra; o eixo das abscissas corresponde ao número de análises pela ordem das amostras determinada no capítulo da petrografia (VI).

As piroxenas analisadas têm uma composição bastante variável, desde diópsido, a aegirina quase pura; o diópsido ocorre nas estruturas de Nejoio (D-49), Chitucubero (GR214) e Lutala (A-56); no entanto, em Nejoio e Lutala, como foi referido, só foi analisado nos núcleos dos grãos de piroxena, enquanto em Chitucubero esta composição é homogênea e a sua cor bege é distinta das piroxenas das restantes amostras, mais esverdeadas e escuras; outras análises de Nejoio (D-49) correspondem a aegirina-augite e os bordos das piroxenas da amostra A-56 (Lutala) são compostos por aegirina; as amostras de Chitucubero (GR214 e D-05) são as que apresentam piroxenas mais cálcicas (as “piroxenas” de D-05 foram substituídas por anfíbola mas mantêm-se ricas em Ca); as restantes têm composições maioritariamente superiores a Aeg₅₀ (% molecular), sendo Lutala a estrutura propriamente dita com as análises mais ricas em sódio; no entanto, as piroxenas da amostra D-28, do cortejo filoniano, são também das mais sódicas e as de A-48, localizada em Babaque mas com uma origem provavelmente posterior à da estrutura que a contém, são as mais ricas no termo aegirínico.

VII.5 Anfíbulas

A fórmula geral das anfíbulas é $\text{AB}_2\text{C}_5\text{V}^{\text{I}}\text{T}_8\text{IV}^{\text{IV}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. A posição **A** pode incorporar um catião ou manter-se vazia (Na, K, □); a posição **B** pode conter 2 catiões (Mg, Ni, Zn, Fe²⁺, Mn, Ca, Na); a posição **C**, 5 catiões, em coordenação octaédrica (Al, Ti, Cr, Fe³⁺, Mg, Ni, Zn, Fe²⁺, Mn); a posição **T**, 8 catiões, em coordenação tetraédrica (Si, Al); e a posição “OH” pode conter 2 aniões (OH, F, Cl, O).

O cálculo da fórmula estrutural (28 análises; Tabela II.5a - anexos) foi feito com base em 23 oxigénios e a estimativa de Fe³⁺ foi elaborada através do método de Leake *et al.* (1997), sendo calculadas duas estimativas para o ferro férrico, uma mínima e uma máxima. A estimativa mínima é feita a partir da multiplicação das proporções catiônicas pelo factor mínimo dos três critérios **8Si** (8/Si), **15eNK** (15/ΣCa) e **16CAT** (16/Total); a estimativa máxima é semelhante, mas utiliza o factor máximo dos critérios **8SiAl** (Si+Al), **13eCNK** (ΣMg) ou **15eK** (ΣNa – exclui o K). Para o cálculo do Fe³⁺ em cada uma das estimativas é calculado o total de oxigénios a partir da soma de cargas catiônicas, seguido do cálculo (23 - ΣOx)*2, que corresponde ao número de moles de FeO necessário de converter para FeO_{1.5} de forma a perfazer 23 oxigénios. A partir dos factores mínimo e máximo é feita a média, que é então utilizada para a estimativa final de Fe³⁺ e as proporções catiônicas restantes. Leake *et al.* (1997) referem que as análises que não obedeçam a algum dos critérios ΣAl ≥ 8, ΣMn ≥ 13 e ΣNa ≥ 15, indicam um problema analítico e não devem ser utilizadas para a estimativa de Fe³⁺. Por essa razão, o cálculo da

fórmula estrutural das amostras GR214 e D-59 (9 análises; Tabela II.5b - anexos) foi feito também na base de 23 oxigénios, mas com o ferro total como ferroso, de forma a poderem também ser classificadas. A classificação foi também feita com base em Leake *et al.* (1997), que agrupa as anfíbulas em quatro grupos:

O grupo de Mg-Fe-Mn-Li, em que $(Ca + Na)_B < 1$ e a soma dos iões $(Mg, Fe, Mn, Li)_B \geq 1$;

O grupo cálcico, em que $(Ca + Na)_B \geq 1$ e $Na_B < 0.5$, e normalmente $Ca_B > 1.5$;

O grupo calco-sódico, onde, como no cálcico, $(Ca + Na)_B \geq 1$, mas $0.5 < Na_B < 1.5$;

O grupo sódico, em que $Na_B \geq 1.5$.

Dentro destes grupos a classificação é baseada em diagramas bidimensionais, que os subdividem, normalmente, de acordo com Si vs $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ e, por vezes, Si vs $Mg/(Mg + Mn^{2+})$.

As anfíbulas da Serra da Neve são muito variáveis em termos de aspecto e isto reflecte naturalmente a sua composição química. Estas anfíbulas inserem-se nos grupos cálcico (**Figura VII.11** e **Figura VII.12**), calco-sódico (**Figura VII.13**) e sódico (**Figura VII.14**). As anfíbulas da amostra D-05 foram identificadas por observação petrográfica como piroxenas substituídas por anfíbola, portanto, pelo menos em parte, correspondem a piroxenas alteradas; a amostra D-59 aparenta ter piroxena e anfíbola, mas as análises de micro-sonda electrónica também indicam que as “piroxenas” se tratam de composições intermédias entre piroxena e anfíbola.

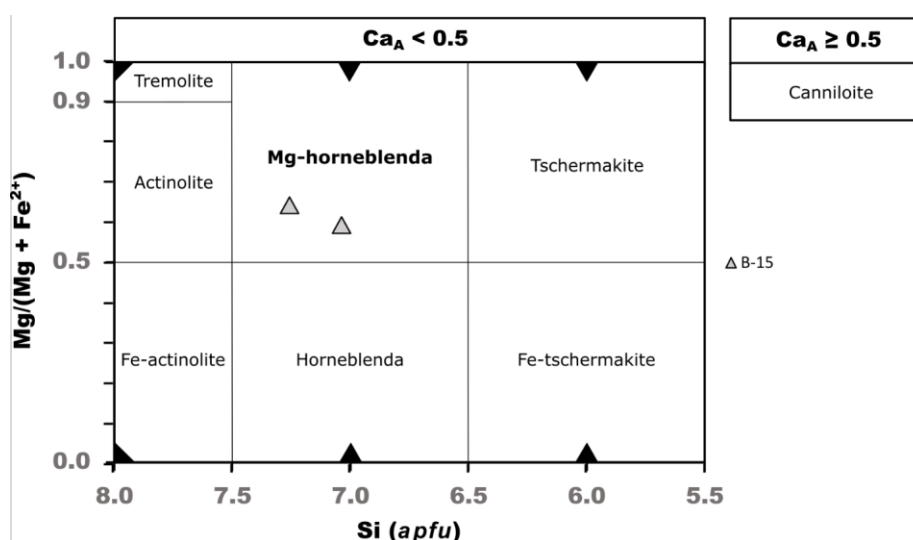


Figura VII.11. Diagrama Si vs #Mg das anfíbulas cálcicas com: $Ca_B \geq 1.5$ e $(Na + K)_A < 0.5$. As anfíbulas projectam-se no campo da Mg-horneblenda (amostra B-15). Adaptado de Leake *et al.* (1997).

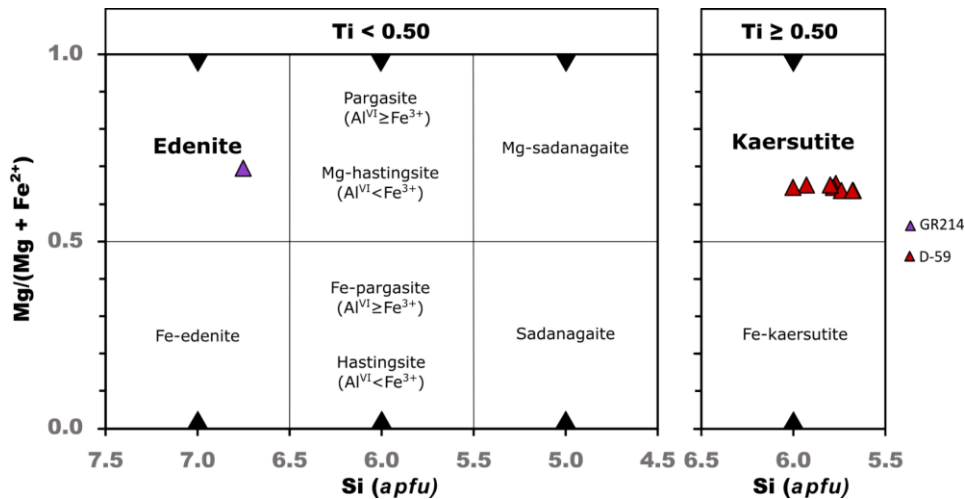


Figura VII.12. Diagrama Si vs #Mg das anfíbulas cálcicas com: $Ca_B \geq 1.5$ e $(Na + K)_A \geq 0.5$. As anfíbulas projectam-se nos campos da edenite (amostra GR214) e da kaersutite (amostra D-59). Adaptado de Leake *et al.* (1997). Os cálculos da fórmula estrutural foram feitos com o ferro total como ferroso, devido a não ser possível estimar o ferro férrico nestes casos (explicação no texto).

As anfíbulas cálcicas estudadas foram projectadas nos dois diagramas de Leake *et al.* (1997), cujos parâmetros são: $Ca_B \geq 1.5$ e $(Na + K)_A < 0.5$, sendo subdivididas entre anfíbulas com $Ca_A < 0.5$ e com $Ca_A \geq 0.5$ (Figura VII.11) e os parâmetros do segundo diagrama são: $Ca_B \geq 1.5$ e $(Na + K)_A \geq 0.5$, em que são subdivididas entre anfíbulas com $Ti < 0.5$ e com $Ti \geq 0.5$ (Figura VII.12); Projectam-se, respectivamente, nos campos da Mg-horneblenda (na amostra B-15), edenite (na amostra GR214) e kaersutite (na amostra D-59).

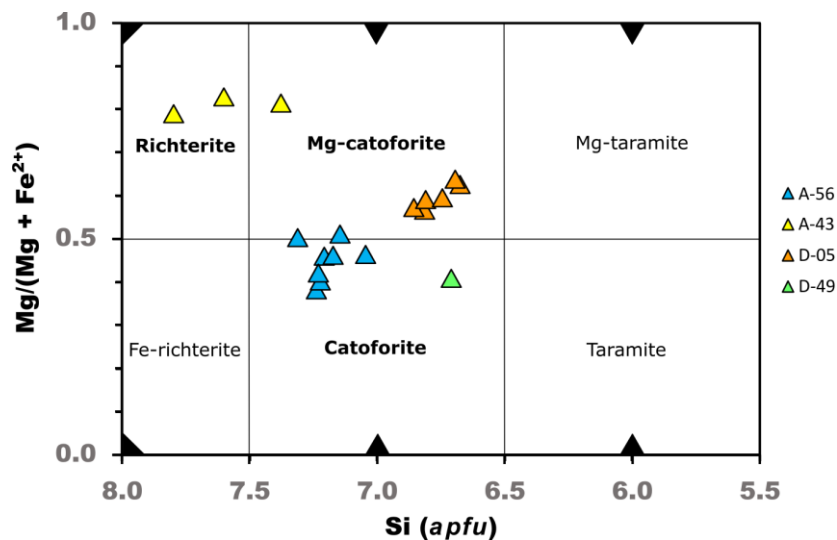


Figura VII.13. Diagrama das anfíbulas calco-sódicas com: $(Na + K)_A \geq 0.5$, $(Ca + Na)_B \geq 1$ e $0.5 < Na_B < 1.5$. As análises inserem-se nos campos da richterite (amostra A-43), Mg-catofoforite (amostras A-43, D-05 e A-56) e catofoforite (amostras A-56 e D-49). Adaptado de Leake *et al.* (1997).

As anfíbulas calco-sódicas foram projectadas no devido diagrama (Leake *et al.*, 1997), cujos parâmetros são: $(Na + K)_A \geq 0.5$, $(Ca + Na)_B \geq 1$ e $0.5 < Na_B < 1.5$ (Figura VII.13). Segundo as divisões definidas, as anfíbulas que se enquadram neste grupo pertencem aos campos de richterite (na amostra A-43), Mg-catofoforite (nas amostras A-43, D-05 e A-56) e catofoforite (nas amostras A-56 e D-49).

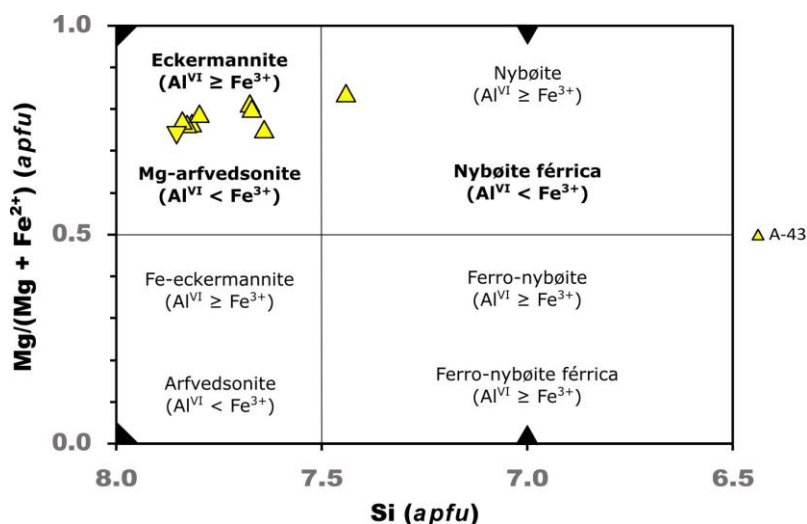


Figura VII.14. Diagrama das anfíbulas sódicas com: $(Na + K)_A \geq 0.5$, $Na_B \geq 1.5$, $(Mg + Fe^{2+} + Mn) > 2.5$ e $(Mg \text{ ou } Fe^{2+}) > Mn^{2+}$. As anfíbulas da amostra A-43 projectam-se nos campos de eckermannite – Mg-arfvedsonite e nybøite férrica. O triângulo invertido corresponde à única análise classificada como eckermannite, correspondendo os restantes desse campo a Mg-arfvedsonite. Adaptado de Leake *et al.* (1997).

As anfíbulas sódicas também foram classificadas segundo o diagrama de Leake *et al.* (1997), cujos parâmetros são: $(Na + K)_A \geq 0.5$, $Na_B \geq 1.5$, $(Mg + Fe^{2+} + Mn) > 2.5$ e $(Mg \text{ ou } Fe^{2+}) > Mn^{2+}$ (**Figura VII.14**). As anfíbulas da amostra A-43 enquadram-se nos campos da eckermannite – Mg-arfvedsonite e nybøite férrica; no entanto, apenas uma corresponde a eckermannite (triângulo invertido da **Figura VII.14**), pela relação $Al^{VI} \geq Fe^{3+}$, enquanto os restantes valores revelam $Al^{VI} < Fe^{3+}$, classificando-se como Mg-arfvedsonites ($Mg > Fe^{2+}$) e como nybøite férrica.

Todos estes tipos de anfíbola podem ocorrer em rochas ígneas alcalinas, sendo as mais pobres em álcalis as da amostra B-15, classificadas como Mg-horneblenda; as anfíbulas mais ricas em álcalis (eckermannite, Mg-arfvedsonite e nybøite férrica) pertencem à amostra A-43. A projecção no diagrama $(Mg+Fe^{2+}+Mn) \text{ vs } (Al^{VI}+Ti+Fe^{3+})$ (apfu), que corresponde às substituições emparelhadas na posição octaédrica, perfazendo 5 apfu no total, revela a esperada correlação negativa entre os catiões divalentes e os de maior carga iónica, como se verificou nas piroxenas, e os pontos aproximam-se bastante da linha que se iguala a 5 apfu (**Figura VII.15**). No entanto, isolando o Mn no eixo das abscissas, nota-se que, além da correlação negativa não ser visível, é aparente uma correlação positiva (**Figura VII.16 A**). Não obstante isto ser devido em parte à ausência dos restantes catiões presentes na substituição (Mg e Fe^{2+}), revela uma anomalia no comportamento do Mn, em particular na amostra A-43, separando-se numa população distinta, mais rica em Mn do que as restantes. A **Figura VII.16 B** mostra que a mesma amostra é também mais rica em F relativamente às outras, ultrapassando até o limite teórico de 2 aniões na posição (OH,F,Cl), o que indica um erro analítico. Pode ser interpretado como um preenchimento completo desta posição por F, o que confere a estas anfíbulas o prefixo “flúor-” (flúor-magnésio-arfvedsonite com Mn, flúor-eckermannite com Mn e flúor-nybøite férrica com Mn), segundo Leake *et al.*, (1997).

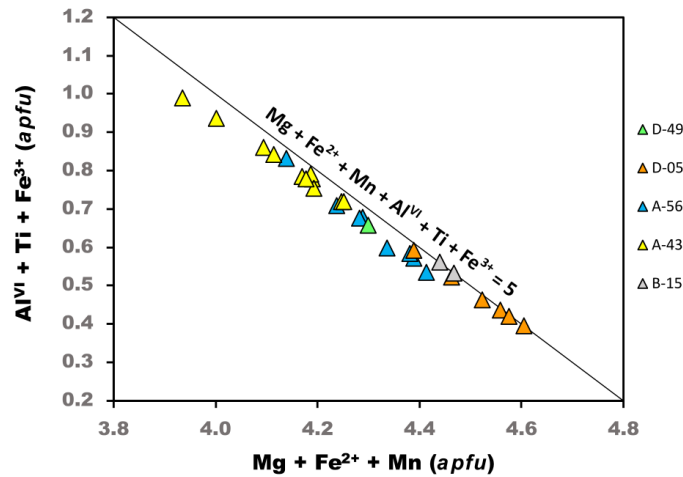


Figura VII.15. Diagrama $(Mg+Fe^{2+}+Mn)$ vs $(Al^{VI}+Ti+Fe^{3+})$ ilustrando as substituições na posição octaédrica das anfíbulas, sendo a soma das suas proporções, teoricamente, igual a 5 *apfu*.

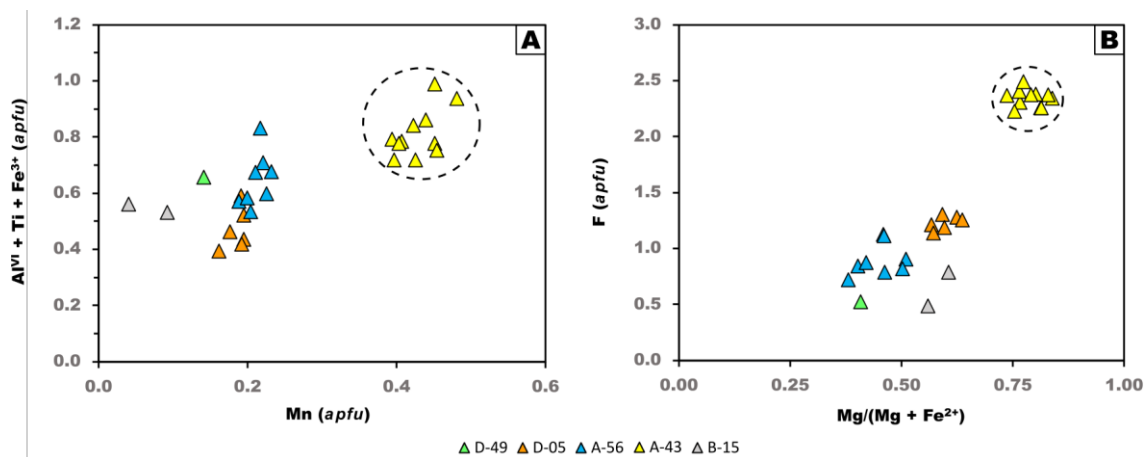


Figura VII.16. Diagramas de correlação para as anfíbulas. **A** corresponde a Mn vs $Al^{VI}+Ti+Fe^{3+}$ em átomos por fórmula unitária e **B** a $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ vs F , também em átomos por fórmula unitária. As linhas a tracejado delimitam as anfíbulas de A-43, que formam uma população distinta em relação às das outras amostras.

Como no caso das piroxenas da amostra A-43 (aegirina-augite com Mn), as anfíbulas desta amostra possuem uma coloração peculiar, neste caso, amarela. A explicação para esta propriedade poderá ser semelhante à dada para as piroxenas (VII.4), ou seja, devido a condições oxidantes típicas destas rochas, o Mn pode apresentar uma valência Mn^{3+} , o que provoca uma distorção da estrutura semelhante ao que acontece nas piroxenas. Esta pode então ser a causa da cor (e no caso da fonte consultada, pleocroísmo) pouco comum destas anfíbulas, muito variável nestas espécies (Ghose *et al.*, 1986). Juddite era o nome, agora considerado obsoleto (Leake, 1978), para Mg-arfvedsonite com manganês; este mineral foi descrito, juntamente com aegirina-augite com Mn, por Ghose *et al.* (1986), como podendo precisamente incorporar Mn^{3+} . Deste modo, foram comparadas as composições das anfíbulas da amostra A-43 com as de “juddite” destes autores (Tabela II.5c - anexos); apesar de não se poder só com estes dados afirmar que se trata da mesma espécie mineral, esta comparação também não descarta a hipótese.

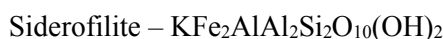
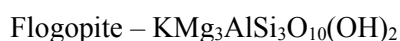
As anfíbulas são, como as piroxenas, muito distintas consoante a localização na Serra da Neve. Por ordem crescente de álcalis, as anfíbulas mais cálcicas pertencem à estrutura de Chiuerinde (B-15) e foram classificadas como Mg-hornblenda; as anfíbulas da amostra D-59 (“lamprófito” do cortejo filoniano) foram classificadas como kaersutite e as de GR214 (Chitucubero) como edenite; ainda em Chitucubero, a amostra D-05 contém Mg-catoforite; as amostras D-49 (Nejoio) e A-56 (Lutala) têm

anfíbolos que se projectam no campo da catoforite; e a amostra com anfíbolos mais alcalinas é A-43, da estrutura de Babaque, cujas composições variam entre richterite e Mg-catoforite a Mg-arfvedsonite, raramente eckermannite e nybøite férrica.

VII.6 Biotites

As micas apresentam a fórmula geral $I_2 M_{4-6} \square_{2-0} T_8 O_{20} A_4$. A posição **I** incorpora normalmente K, Na e Ca e em menores quantidades Cs, NH₄, Rb e Ba e corresponde aos catiões intercamadas (entre as sequências TOT, ou tetraédrica-octaédrica-tetraédrica); a posição **M** é normalmente preenchida por Li, Fe (di- ou trivalente), Mg, Al e Ti e também pode conter Mn (di- ou trivalente), Zn, Cr e V e corresponde aos catiões com coordenação octaédrica; a posição **T** incorpora Si, Al, Fe³⁺ e pode também conter Be e B e corresponde aos catiões em coordenação tetraédrica; a posição **A** é preenchida por F, OH, embora também possa ser ocupada por Cl, O e S. As micas são dioctaédricas se possuírem < 5 catiões octaédricos por fórmula unitária e trioctaédricas se possuírem ≥ 5 (Rieder *et al.*, 1999).

O grupo das biotites tem composição $K_2(Fe^{2+}, Mg)_{6-4}(Al, Fe^{3+}, Mg, Ti)_{0-2}(Si_{6-5} Al_{2-3})O_{20}(OH, F)_4$ e inclui várias espécies de micas de cor escura trioctaédricas, entre as quais as mais comuns são:



Foram feitas 24 análises pontuais de biotites por micro-sonda electrónica; após o cálculo da fórmula estrutural, foram projectadas no diagrama de classificação (**Figura VII.17**). A grande maioria das biotites da Serra da Neve insere-se no campo das biotites *s.l.*, portanto, com Fe predominante em relação a Mg, embora haja algumas composições mais magnesianas, classificadas como flogopites *s.l.* (amostras B-15, D-05 e A-43). As composições das biotites variam entre Phl₃₇ e Phl₆₆ e as flogopites entre Phl₇₀ e Phl₉₃. A maior parte insere-se também entre os extremos Flogopite e Annite. As restantes, que saem do campo das biotites habituais, correspondem a uma análise da amostra A-56 e às análises das amostras A-59 e A-43, com valores de alumínio inferiores a 2 *apfu*. As flogopites da amostra A-43 são muito ricas em flúor, devendo tratar-se de flúor-flogopites (o flúor ocupa a posição **A** por completo; neste caso possui F em excesso, atingindo 4.4 *apfu*), variedade cujas proporções catiónicas de alumínio são geralmente mais reduzidas e as de sílica superiores às das restantes biotites (Gianfagna *et al.*, 2007), como é possível verificar na Tabela II.6a (anexos).

O cálculo da fórmula estrutural (Tabela II.6a - anexos) foi realizado originalmente com base em 22 oxigénios, que será considerado o cálculo normal, e posteriormente também com recurso ao método de Li *et al.* (2020)³ no programa *MagMin_PT* (Gündüz & Asan, 2023) de modo a ser possível discriminar entre Fe²⁺ e Fe³⁺ quando necessário (Tabela II.6b - anexos). O segundo cálculo foi realizado na base de 11 oxigénios e convertido para 22 oxigénios. Os resultados com o cálculo normal revelam que a posição octaédrica (**M**) das biotites analisadas contém lacunas e, como tal, não se encontra completamente preenchida, como estaria numa estrutura ideal. Certos autores, como Deer *et al.* (2013)

³ O método utilizado por Li *et al.* (2020) baseia-se em regressão dos componentes principais, num cálculo iterativo, através da criação de matrizes que relacionam o número de análises com os elementos analisados e as suas posições na estrutura da biotite, de modo a isolar as posições e calcular, por exemplo, o Fe³⁺ da posição octaédrica.

referem que os valores podem chegar, no mínimo, a 5.6 *apfu*. As análises realizadas têm valores entre 5.4-6.2 *apfu*, pelo método normal, e entre 5.7-6.0, pelo método de Li *et al.* (2020) revelando um problema de cálculo ou analítico pelo método normal, possivelmente por não ser calculado o Fe³⁺ por este método. A posição tetraédrica também não aparenta estar completamente preenchida (**Figura VII.18 A**), e isto deve-se mais uma vez ao facto de todo o ferro ter sido considerado como ferroso. Quando o Fe³⁺ está presente na posição tetraédrica (T), provoca uma movimentação no sentido esquerdo no diagrama da **Figura VII.18**, afastando-se do ponto da flogopite/annite ideal e aproximando-se do termo tetraferroflogopite. Os resultados revelam que as biotites das amostras D-49, A-56 e A-59 se aproximam mais do que as restantes deste termo quando o cálculo é feito com o método de Li *et al.* (2020) (**Figura VII.18 B**), mas indiciam um erro de cálculo nas biotites da amostra A-43, situando-se acima da linha Si + Al^{IV} = 8. A presença de Fe³⁺ na posição tetraédrica em quantidades apreciáveis provoca a inversão do pleocroísmo ($\alpha > \beta = \gamma$), o que é típico de tetraferroflogopites (Seifert *et al.*, 2000; Brod *et al.*, 2001). Isto significa que a biotite *s.l.* possui uma tonalidade mais escura quando a sua clivagem está alinhada com o polarizador (E-W) e a tetraferroflogopite é mais escura quando a sua clivagem está perpendicular ao polarizador. No entanto, nenhuma das biotites revelam pleocroísmo inverso, sendo a sua componente tetraferroflogopítica aparentemente negligenciável. Alguns resultados obtidos no programa *MagMin_PT* pelo método de Li *et al.* (2020) mostram uma qualidade inferior aos obtidos pelo método normal, o que se pode dever ao facto de as biotites terem sido oxidadas posteriormente à sua formação, devolvendo falsos valores de Fe³⁺ (Li *et al.*, 2020). Seifert *et al.* (2000) referem que a maioria das flogopites nas suas amostras carbonatíticas (em ambiente semelhante ao das rochas ígneas alcalinas) exibem um excesso em Si e empobrecimento em Al, formando tetraferroflogopites sobressaturadas em sílica, e este excesso de Si e falta de Al também é verificado nas flogopites da amostra A-43, apesar do seu pleocroísmo ser normal.

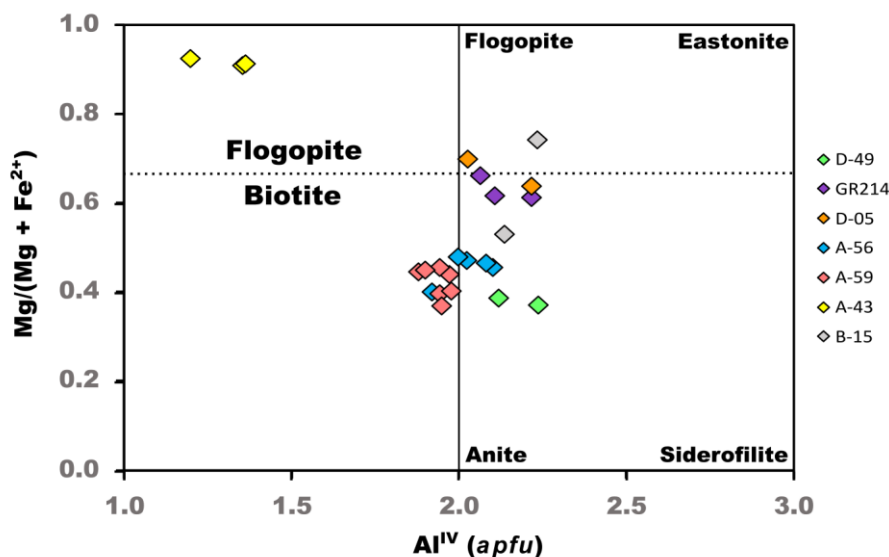


Figura VII.17. Diagrama Al^{IV} vs #Mg de classificação das biotites, segundo Speer (1981). A área é delimitada pelos quatro vértices e respectivos extremos composicionais: flogopite, eastonite, annite e siderofilite. O limite entre os termos Flogopite e Biotite foi definido por Deer *et al.* (1966) e é marcado pela razão Mg:Fe>2:1 para a flogopite.

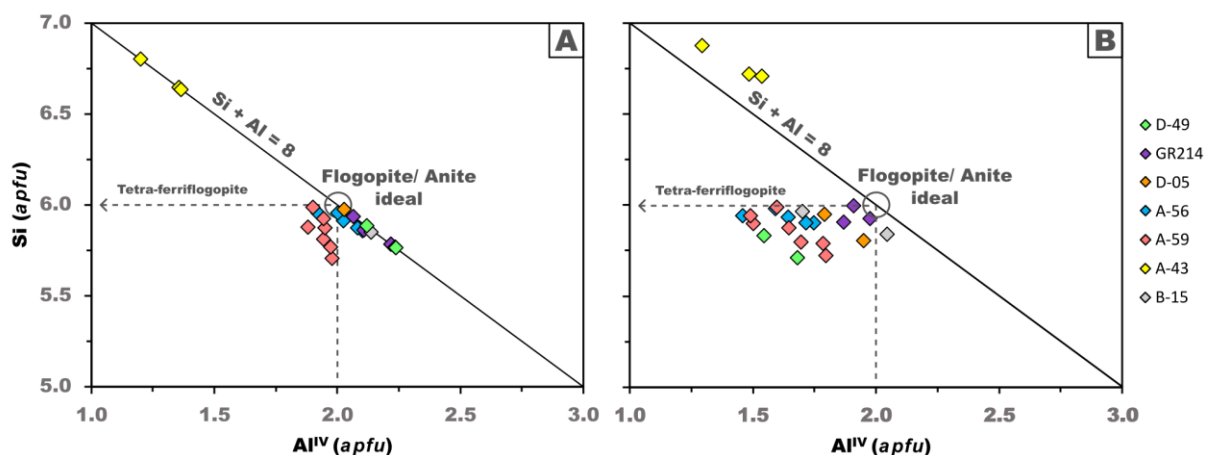
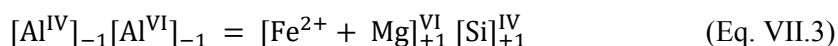


Figura VII.18. Diagrama de correlação entre Al^{IV} e Si (*apfu*) para as micas trioctaédricas (adaptado de Seifert *et al.*, 2000). Flogopite/ Annite ideal = ponto que corresponde à composição ideal dos extremos Flogopite e Annite no diagrama de Speer (1981) com 2 *apfu* de Al^{IV} e 6 de Si . **A** corresponde aos resultados das proporções catiónicas com 22 oxigénios de base e **B** corresponde aos resultados obtidos no programa *MagMin_PT* (Gündüz & Asan, 2023) pelo método de Li *et al.* (2020).

Nem a flogopite nem a annite possuem Al na posição octaédrica **M**, mas na maioria das biotites naturais há sempre alguma substituição de (Mg,Fe) por Al juntamente com a substituição de Si por Al. Esta substituição emparelhada é denominada por substituição Al-Tschermakítica (Eq. VII.3) e aproxima as composições dos termos siderofilite e eastonite (Deer *et al.*, 2013). Muitas outras substituições podem ocorrer na estrutura das biotites (Dymek, 1983).

Substituição Al-Tschermakítica:



Substituição octaédrica ideal:



Projectando as análises no diagrama da **Figura VII.19** (equações VII.3 e VII.4) é possível verificar que ambos os tipos de substituição ocorrem nestas biotites uma vez que os pontos se situam entre as linhas correspondentes às duas substituições. Com os cálculos originais, a proporção de Al^{VI} é muitas vezes nula; utilizando o método de Li *et al.* (2020) no programa *MagMin_PT* (Gündüz & Asan, 2023), foi possível obter resultados com Al^{VI} e, apesar de se manter uma dispersão considerável, este método sugere que ambas as substituições actuam. Incluindo o Mn no eixo das abcissas provocaria uma aproximação dos pontos à linha da substituição octaédrica ideal. Como o método de Li *et al.* (2020) calcula o Fe^{3+} , as biotites com valores mais elevados de Fe sofreram um desvio no sentido da substituição Al-Tschermakítica e estas correspondem às que possuem aparentemente teores mais elevados em Fe^{3+} (**Figura VII.18 B**).

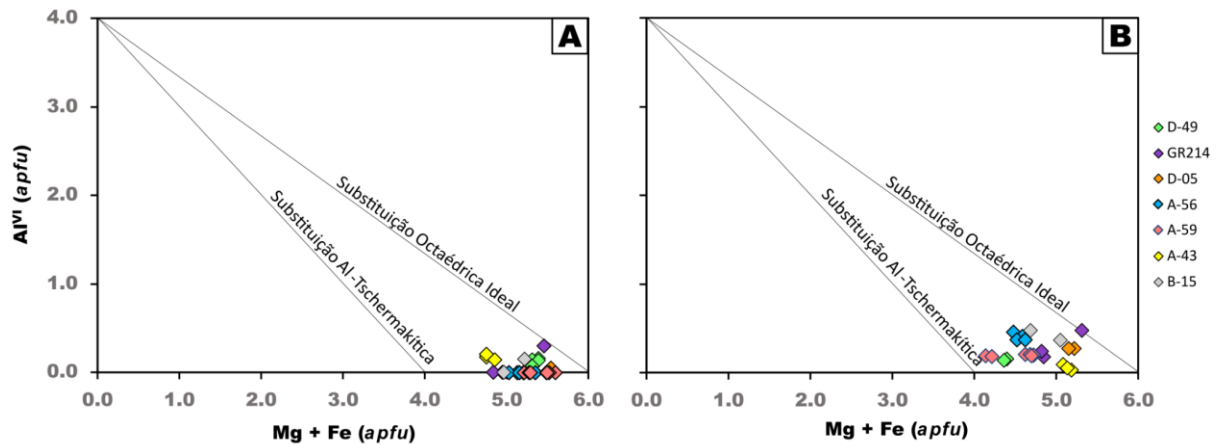
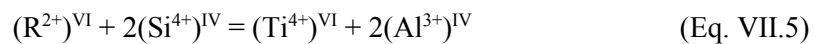
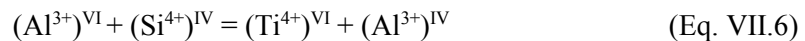


Figura VII.19. Diagrama das substituições $[Al^{IV}]_{-1}[Al^{VI}]_{-1} = [Fe^{2+} + Mg]_{+1}^{VI}[Si]_{+1}^{IV}$ (Eq. VII.3) e $[Al^{VI}]_{+2} = [Fe^{2+} + Mg]_{-3}$ (Eq. VII.4) na estrutura da biotite. A substituição Al-Tschermakítica ocorre quando $[Mg + Fe]:Al^{VI} \approx 1:1$, 3:2 no caso da substituição octaédrica ideal (Dymek, 1983). **A** corresponde aos resultados das proporções catiónicas na base de 22 oxigénios e **B** aos resultados obtidos com o programa *MagMin_PT* (Gündüz & Asan, 2023) pelo método de Li *et al.* (2020).

Há também várias substituições emparelhadas possíveis que envolvem o Ti^{4+} , como a substituição Ti-Tschermakítica (Dymek, 1983; **Figura VII.20 A**), com $R^{2+} = Fe^{2+} + Mg + Mn$:



E a substituição (representada na **Figura VII.20 B**):



A soma dos componentes da substituição da equação VII.5 corresponderia à totalidade das posições tetraédricas + octaédricas, se não fosse incorporado Fe^{3+} e se não houvesse as já referidas lacunas na posição octaédrica; por essa razão, os pontos não se projectam sobre a linha de substituição, mas nas suas imediações, e à excepção de A-43 formam uma linha sub-paralela a esta. A substituição da equação VII.6 parece estar presente, mas não é tão notável. Neste caso, os pontos projectam-se acima da linha de substituição porque a soma dos catiões envolvidos, na realidade, tem de ser superior a 8, devido ao facto de a posição tetraédrica estar normalmente preenchida na totalidade ($\sum M = 8$) e serem somadas as proporções de Ti e Al^{VI} , cuja ocorrência também se deve à substituição da equação VII.5.

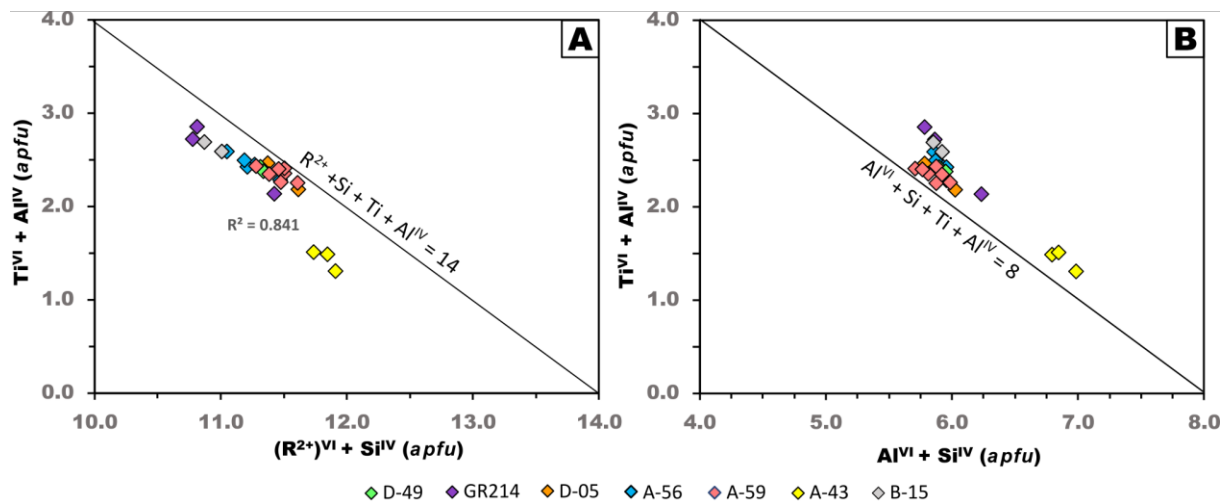


Figura VII.20. Diagramas de substituições emparelhadas que envolvem Ti nas biotites. **A** corresponde à substituição $(R^{2+})^{VI} + 2(Si^{4+})^{IV} = (Ti^{4+})^{VI} + 2(Al^{3+})^{IV}$ (Eq. VII.5) e **B** corresponde à substituição $(Al^{3+})^{VI} + (Si^{4+})^{IV} = (Ti^{4+})^{VI} + (Al^{3+})^{IV}$ (Eq. VII.6) segundo Dymek (1983).

Na **Figura VII.21** estão representados três diagramas em que é possível distinguir duas populações, uma das quais corresponde apenas às análises da amostra A-43, devido ao seu teor superior em Mn e F nas suas biotites em relação às das restantes amostras. Além disso, como já tinha sido comentado, o seu teor em Mg é também superior ao das restantes biotites, tendo estas sido classificadas como (flúor-)flogopites. Na **Figura VII.21 C** parece haver uma correlação negativa entre #Mg e Mn, o que também foi descrito por Upton *et al.* (1985), apesar de estes autores mencionarem uma maior dispersão da razão Fe/Mg nas rochas mais evoluídas; a tendência será, portanto, um aumento de Mn nas biotites nas rochas mais evoluídas ($Fe/Mg \gg$), mas a amostra A-43 contraria esta tendência e separa-se como uma população distinta. Os teores de MnO variam entre 2.77 e 2.86 wt.% nesta amostra e entre 0.16 e 1.59 wt.% nas restantes; o teor em F varia entre 9.22-9.49 wt.% na amostra A-43 e 0-4.47 wt.% nas restantes; os teores em Ti não mostram uma relação com #Mg ou F e variam entre 0.65-5.64 wt.%. Vários estudos experimentais indicaram que o conteúdo em F na biotite é controlado principalmente pela quantidade de F presente no fundido e pela sua correlação positiva com #Mg; esta tendência (*Fe-F avoidance*; Icenhower & London, 1997; Teiber *et al.*, 2014; Li *et al.*, 2020) observa-se na **Figura VII.21 B**, apesar da dispersão, sendo a amostra A-43 a mais rica em F e Mg.

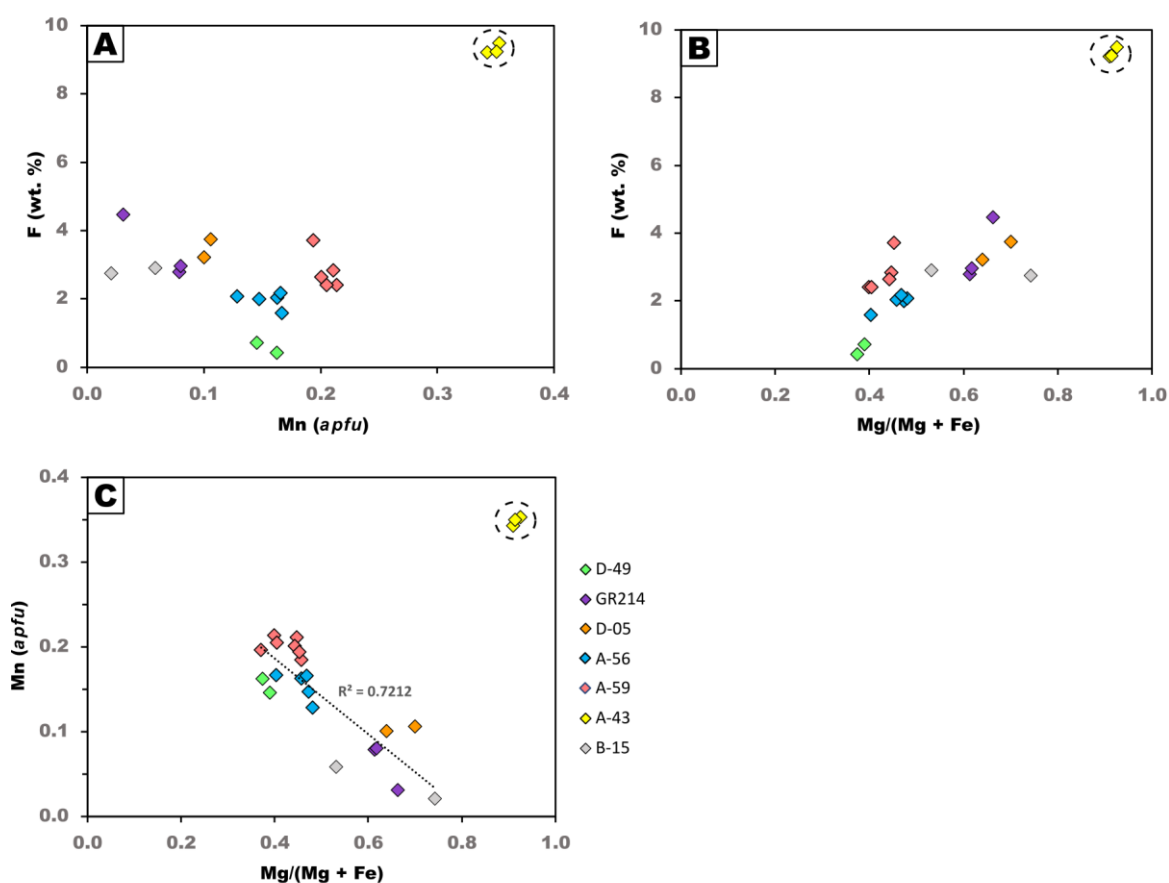


Figura VII.21. Diagramas de correlações elementares nas biotites. **A:** Mn *apfu* vs F (wt.%); **B:** #Mg vs F (wt.%); e **C:** #Mg vs Mn *apfu*. A pontilhado está representada a linha de correlação e respectivo valor de R^2 . Os valores de Mg/(Mg + Fe) foram calculados em átomos por fórmula unitária (*apfu*).

A cor das biotites depende dos teores em Fe^{2+} , Fe^{3+} e Ti; quando são pobres em Ti, a sua cor é mais clara e varia entre verde a amarelo ou verde acastanhado a castanho à medida que aumenta o teor em Fe; quando são ricas em Ti, a sua cor é castanha avermelhada independentemente do teor em Fe (Deer *et al.*, 2013). As amostras da Serra da Neve estão de acordo com estas tendências: a biotite da amostra GR214 atinge os teores mais elevados de Ti e a sua cor é castanha-escura; a biotite de A-43 tem

os teores mais reduzidos de Fe e Ti e tem uma cor amarela muito clara; as biotites da amostra D-49 são pleocróicas entre verde e castanho, sendo das mais ricas em Fe_T , Fe^{3+} e das mais pobres em Ti.

As biotites têm valores máximos de #Fe nas amostras de Lutala (A-56 e A-59) e Nejoio (D-49), e mínimos na amostra A-43 (Babaque); se não for considerada a última, as amostras de Chitucubero (GR214 e D-05) e Chiuerinde (B-15) são as mais ricas na componente flogopítica. As biotites de Babaque são bastante distintas das restantes, tendo sido classificadas como flúor-flogopites; como já foi referido, o teor em F aumenta normalmente com o teor em #Mg.

VII.7 Epidoto

A série clinozoisite-epidoto corresponde a uma solução sólida, cuja composição varia entre os termos $Ca_2Al_3(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$ e $Ca_2Al_2Fe^{3+}(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$, respectivamente (Deer *et al.*, 2013). Foram feitas 3 análises de micro-sonda electrónica em aglomerados de epidoto presente na amostra B-15. O cálculo da fórmula estrutural foi feito na base de 12.5 oxigénios, com o ferro total como férrico. As composições determinadas variam entre $Ca_{1.85-1.95}Na_{<0.01}Ce_{<0.03}La_{<0.01}Al_{1.88-2.06}Fe^{3+}_{0.76-1.03}Mn_{0.04-0.08}(Si_{2.08-2.14}O_7)(SiO_4)O(OH)$. O epidoto apenas foi analisado na amostra B-15, mas também ocorre na amostra GR214, em vesículas, juntamente com carbonatos de cálcio. Esta ocorrência aparentemente tardia está de acordo com a ordem de evolução magmática inferida por Pereira *et al.* (2001), que atribui a fase alcali-cálcica ao fim dessa evolução.

VII.8 Titanite

Devido à sua facilidade em incorporar iões de grande dimensão, particularmente, elementos das terras raras leves, e outros iões de menores dimensões como Nb, Ta e Zr, a titanite, juntamente com outras fases minerais acessórias como a apatite e a perovskite são de particular importância no estudo da génese e evolução geoquímica de rochas alcalinas (Vuorinen & Hålenius, 2005).

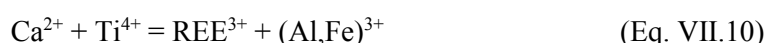
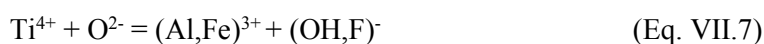
A titanite é um silicato de Ti e Ca com a fórmula ideal $CaTi(SiO_4)(O,OH,F)$, segundo Deer *et al.* (2013). A posição ocupada pelo Ca pode incorporar, por substituição do mesmo, iões de grandes dimensões, como os elementos das terras raras, U, Th, Mn e Pb (Higgins & Ribbe, 1976; Frost *et al.*, 2001); a posição ocupada pelo Ti pode também conter Al e Fe (normalmente Fe^{3+} , embora também possa estar presente Fe^{2+}) e elementos menores como Zr, Ta e Nb; a posição aniónica é normalmente ocupada por O, mas um dos 5 oxigénios (O1) não está normalmente ligado a nenhum dos grupos SiO_4 (Ribbe, 1980) e pode ser substituído por OH^- ou F^- (Frost *et al.*, 2001).

Foram feitas 37 análises pontuais de titanites por micro-sonda electrónica. O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 3 catiões, como é recomendado por vários autores (*e.g.*, Della Ventura *et al.*, 1999), com Fe^{3+} como ferro total. O teor em OH foi calculado segundo a relação $OH_{calc} = 10 - (\sum_{cat} + F^-)$, sendo \sum_{cat} = total de cargas catiónicas (Della Ventura *et al.*, 1999).

Franz & Spear (1985) referem que os valores ideais de CaO, SiO_2 e TiO_2 são 28.6, 30.65 e 40.75 wt.%, respectivamente, na fórmula ideal das titanites ($CaTiSiO_5$). CaO medido no presente trabalho varia entre 23.9 e 27.1; SiO_2 entre 29.0 e 31.0 e TiO_2 entre 30.4 e 36 wt.%, estando obviamente várias substituições a actuar nestas titanites. Além disso, os totais são particularmente reduzidos, variando entre 93.4 e 97.6 (wt.%), o que pode ser explicado, em parte, pela presença de OH na posição aniónica, mas os valores são excessivamente baixos, o que sugere que possa faltar a análise de elementos como Nb,

Zr, Ta e também Pr, que foi referido por Vuorinen & Hålenius (2005) como estando presente, por vezes em quantidades superiores às de La e Ce, nas titanites do complexo alcalino de Alnö (Suécia).

Kohn (2017) listou 5 substituições que considera importantes nas titanites:



A substituição da equação VII.7 é a mais relevada na literatura, advindo do facto de o oxigénio O1 nem sempre estar ligado a grupos SiO_4 , o que é equilibrado pela troca de Ti por iões trivalentes, como Al e Fe^{3+} e de O^{2-} por $(\text{OH,F})^{-}$, e se a reacção for apenas parcial, isto provoca uma abundância em F nas titanites ricas em Al (**Figura VII.22 A**; Franz & Spear, 1985). As titanites da amostra A-43, por exemplo, são as mais ricas em Al + Fe^{3+} , particularmente em Fe^{3+} , e são também as mais ricas em F; mas na amostra D-59, os valores de Al+ Fe^{3+} (Al> Fe^{3+}) nas titanites são bastante elevados, enquanto o F é significativamente mais reduzido. A maioria das titanites nestas amostras contém um teor mais elevado de F do que de OH, situando-se cerca das linhas $F/(F+\text{OH}) = 1.00$ e 0.75; as amostras A-59, D-28 e D-59 são as mais ricas em OH (**Figura VII.22 A**); no entanto, a correlação entre F e Al+ Fe^{3+} não é clara. Apesar de alguma dispersão, confirma-se que a substituição da equação VII.7 está, de facto, a actuar sobre estas titanites (**Figura VII.22 B**). As amostras da estrutura de Lutala, A-56 e A-59, têm titanites com teores de Al+ Fe^{3+} semelhantes, mas teores de F variáveis, intermédios relativamente aos das restantes titanites.

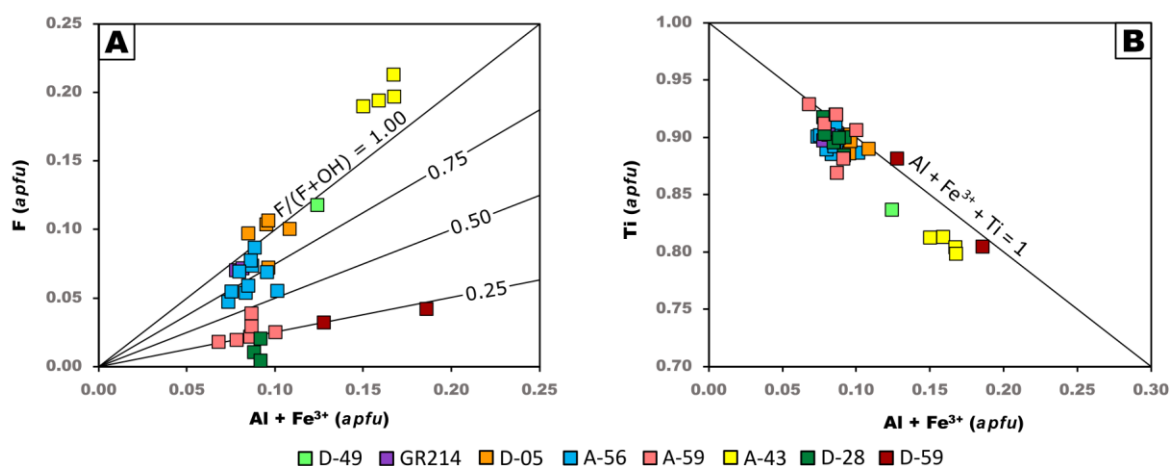


Figura VII.22. Diagramas relativos à substituição $\text{Ti}^{4+} + \text{O}^{2-} = (\text{Al,Fe})^{3+} + (\text{OH,F})^{-}$ (Eq. VII.7) nas titanites. **A** corresponde à correlação entre Al+ Fe^{3+} e F, sobre a qual é possível traçar linhas para os valores de $F/(F+\text{OH})$; a maioria das titanites exibiram um teor superior em F relativamente a OH; **B** corresponde à substituição da equação VII.7, excluindo os aniões. Retirados de Franz & Spear (1985).

Uma variação da substituição da equação VII.8 foi referida por Vuorinen & Hålenius (2005), que incluíram Zr, para além de Nb, Al e Fe^{3+} , na substituição do Ti, obtendo um elevado coeficiente de correlação. Apenas quatro análises de titanites incluíram Nb, havendo, porém, uma possível correlação negativa entre Nb e Fe^{3+} na amostra D-28, o que também foi observado por Vuorinen & Hålenius (2005). O Zr apenas foi medido em três titanites, na amostra A-59, e mostra uma aparente correlação negativa com o Ti, o que está de acordo com o que Vuorinen & Hålenius (2005) referem ser a mais provável

forma de incorporação de Zr, na posição do Ti (Della Ventura *et al.*, 1999). Apesar disso, os resultados destes autores apresentam correlações com valores de R^2 bastante reduzidos (0.198), o que estes explicam pelo facto de o Ti estar envolvido noutras substituições.

As restantes substituições são as que incluem elementos das terras raras. Estes elementos, sobretudo os mais leves, podem estar presentes nas titanites até mais de 4 wt.% REE₂O₃ (Deer *et al.*, 2013), apesar de na maioria das rochas as titanites incorporarem quantidades abaixo do limite de detecção da micro-sonda (Frost *et al.*, 2001); nas rochas alcalinas é comum a sua incorporação nas titanites. Os valores de La₂O₃ + Ce₂O₃ variam entre 0.19 e 2.25 wt.%. Apesar deste valor máximo ser elevado, a média é de 1.1 wt.%, semelhante aos valores de Vuorinen & Hålenius (2005), com o Ce predominante em relação ao La, em percentagem ponderal; esta predominância também se verifica no caso da Serra da Neve. A substituição da equação VII.9 não foi verificada porque não foi feita a discriminação entre Fe²⁺ e Fe³⁺. As titanites estudadas apresentam um desvio da linha de substituição da equação VII.10 (**Figura VII.23 A**) podendo isso dever-se à falta de elementos como Zr, Nb e Ta medidos; a substituição da equação VII.11 está presente, sendo os pontos subparalelos à linha de substituição, apesar da correlação não ser muito elevada (**Figura VII.23 B**).

Como no caso das anfíbulas (**Figura VII.16**) e das biotites (**Figura VII.21**), as titanites possuem também valores de flúor e de manganês superiores na amostra A-43 (**Figura VII.24 A**); a **Figura VII.24 B** exibe uma maior abundância de Fe na mesma; os elementos das terras raras são mais abundantes nas titanites das amostras D-28, A-43 e A-59. Apenas algumas análises incluíram a medição de elementos traço mais importantes nas titanites, como o Nb e o Zr, não sendo possível inferir substituições ou correlações que os envolvam. As titanites da amostra D-59 mostram-se frequentemente dispersas em relação às restantes. Muitas vezes as titanites euédricas estão associadas a minerais opacos ou estão a ser alteradas por eles; estes parecem corresponder maioritariamente a magnetite titanífera e raramente a ilmenite. Um exemplo é a amostra GR214 (**Figura VI.2 A**), em que a substituição progride dos bordos em direcção ao núcleo. Broska *et al.* (2007) fazem referência à associação entre titanite de origem magmática e magnetite rica em Ti e à substituição de titanite por ilmenite nas suas amostras; as inclusões na titanite que estes autores estudaram são uma mistura de titanomagnetite e ilmenite, o que os leva a interpretar a sua formação como uma separação de fases por oxidação de ulvöspinela (Buddington & Lindsley, 1964). As titanites da amostra GR214 (Chitucubero) poderão, portanto, estar a ser substituídas por ilmenite. Como indicam as composições de piroxena e biotites desta amostra (capítulos VII.4 e VII.6, respectivamente), cujos teores de Fe³⁺ são muito reduzidos, o ambiente de formação da rocha terá sido, pelo menos no início da sua cristalização, redutor, favorecendo a formação de ilmenite.

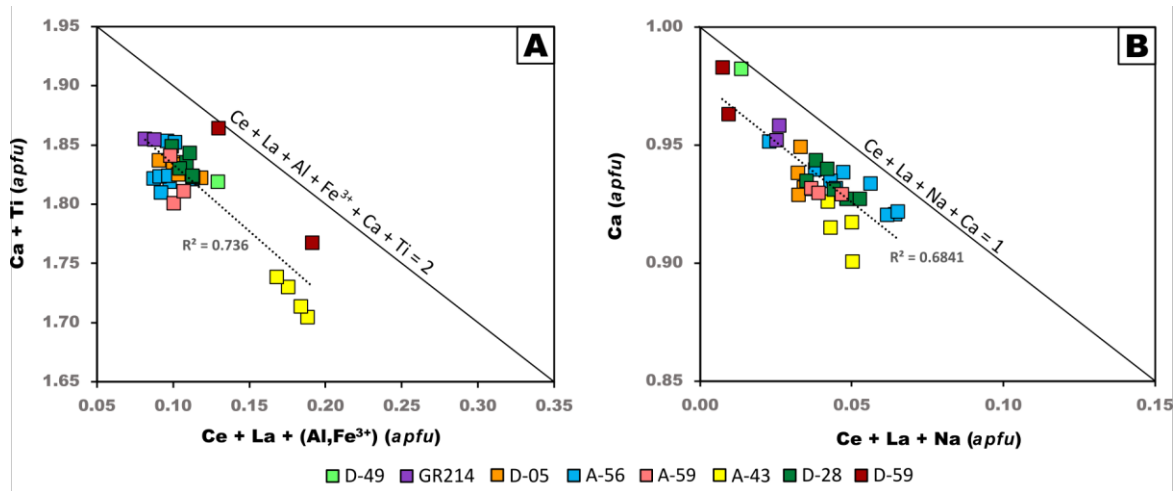


Figura VII.23. Diagramas de correlação nas titanites. **A** representa a substituição $\text{Ca}^{2+} + \text{Ti}^{4+} = \text{REE}^{3+} + (\text{Al,Fe})^{3+}$ (Eq. VII.10) e **B** a substituição $2\text{Ca}^{2+} = \text{REE}^{3+} + \text{Na}^+$ (Eq. VII.11). Em **A** a dispersão é considerável e os pontos afastam-se da linha de substituição; em **B** é clara a presença da substituição, apesar de $R^2 < 0.70$.

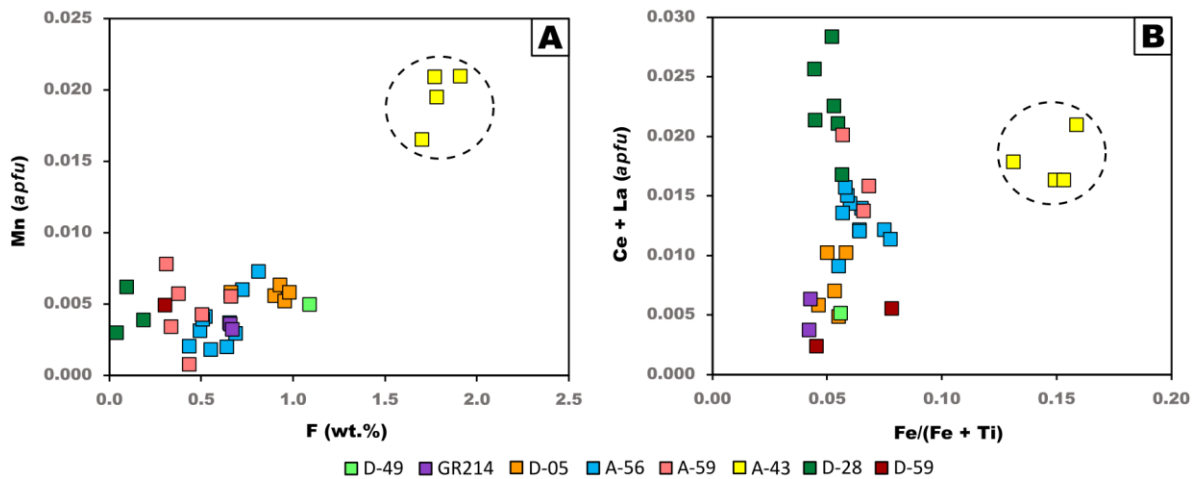


Figura VII.24. Diagramas de correlação das titanites que relacionam **A:** F e Mn; **B:** Fe/(Fe+Ti) e Ce+La.

Nas titanites, a face cristalina mais desenvolvida é $\{111\}$; foi descrito por vários autores (Hayden *et al.*, 2008; Bauer, 2015; Walters & Kohn, 2017) que os restantes sectores (como $\{102\}$ e $\{001\}$) são os mais propensos à concentração de Zr, U, Pb e REE. Como consequência da dominância da face $\{111\}$ relativamente às outras, as titanites em lâmina delgada ocorrem muitas vezes com os sectores menos desenvolvidos na zona central dos cristais (mais ricos em elementos pesados) e são envolvidos pela face $\{111\}$. Na **Figura VII.25** não se distinguem com clareza as faces, sendo apenas evidente uma predominância de fases claras (ricas em elementos pesados) no núcleo do cristal de titanite da **Figura VII.25 2**.

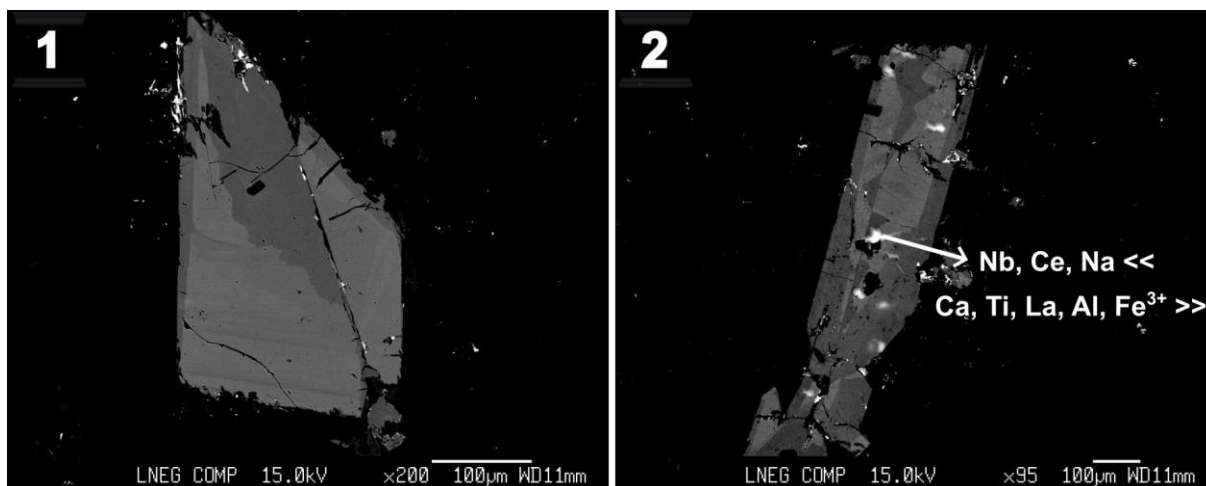


Figura VII.25. Imagens de electrões retrodifundidos (BSE) de grãos zonados de titanite da amostra D-28. A zonação é sectorial e oscilatória, na figura 1 e concêntrica e sectorial na figura 2. Na figura 2, do núcleo para os bordos, há uma diminuição de Nb, Ce e Na e um aumento de Ca, Ti, La, Al e Fe^{3+} .

Nas titanites da amostra D-28 (**Figura VII.25**), do núcleo para os bordos, nota-se uma diminuição em Nb, Ce e Na e um aumento de Ca, Ti, La, Al e Fe^{3+} , o que é previsível, uma vez que a maior parte dos elementos pesados (Nb e Ce) estão concentrados na parte clara, que numa imagem de BSE, corresponde às zonas com componentes de maior número atómico; as substituições mencionadas anteriormente explicam o facto de o Ce e o Na diminuírem em conjunto. No entanto, o La aumenta do núcleo para os bordos, o que, apesar da sua concentração reduzida (0.12 a 0.22 wt.%), é imprevisto, sendo normalmente esperado um comportamento semelhante ao do Ce. Vuorinen & Hålenius (2005) têm resultados semelhantes no que toca ao Nb, Fe^{3+} , LREE e Na, mas mencionam que os dois últimos têm uma distribuição mais errática; referem ainda um aumento de Zr do núcleo para os bordos (maior concentração na zona escura). O Zr pode revelar também se a evolução magmática foi normal, ou seja, se foi concentrado no líquido residual por ser um elemento incompatível, ou se foi consumido principalmente durante a formação do núcleo dos grãos, como no caso das titanites de lamprófiro estudadas por Seifert & Kramer (2003). Vuorinen & Hålenius (2005) demonstram que o La e, em menor proporção, o Ce, são preferencialmente incorporados pela apatite, e se presente, a perovskite; se a perovskite estiver ausente, esta preferência pela apatite é ainda mais significativa. Segundo Henderson (1980) a preferência das LREE pela apatite relativamente à titanite deve-se à diferença da coordenação destes elementos nas duas espécies minerais: a titanite tem uma distância Ca-O mais reduzida do que as distâncias na estrutura da apatite, o que dificulta a incorporação de LREE na posição do Ca em comparação com as REE de maior número atómico, com menor raio iónico. Na Serra da Neve, as apatites têm, de facto, teores de Ce+La (0.3-13.39 wt.%) bastante superiores aos das titanites (0.19-2.25 wt.%).

VII.9 Apatite

O supergrupo da apatite inclui um grande número de minerais, não só fosfatos, cuja fórmula geral é $M_4M_2(TO_4)_6X_2$: a posição **M** incorpora Ca^{2+} , Pb^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Ce^{3+} , La^{3+} , Y^{3+} , Bi^{3+} e Na^+ ; a posição **T** (coordenação tetraédrica) é ocupada por P^{5+} , As^{5+} , V^{5+} , Si^{4+} , S^{6+} , B^{3+} e provavelmente C^{4+} ; a posição **X** pode conter OH^- , F^- ou Cl^- (Seifert *et al.*, 2000; Pasero *et al.*, 2010). Foram feitas 15 análises pontuais de apatites por micro-sonda electrónica e o cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 25 oxigénios e normalizado para 10 catiões na posição **M** (Seifert *et al.*, 2000). A posição **X** é responsável pela formação de soluções sólidas completas entre os termos hidroxi-apatite, flúor-apatite e cloro-apatite – $Ca_{10}(PO_4)_6(OH,F,Cl)_2$ (Deer *et al.*, 2013). Na maioria das rochas, mesmo as mais evoluídas, a apatite ocorre com baixos teores de elementos das terras raras; no entanto,

os LREE podem ser importantes em rochas alcalinas ou carbonatíticas (Deer *et al.*, 2013) e há casos, como na intrusão alcalina de Ilímaussaq, em que as apatites são anormalmente enriquecidas em REE (Rønsbo, 1989). As apatites do complexo da Serra da Neve também revelam valores elevados de REE, portanto, as substituições mais relevantes e comuns na estrutura da apatite são as de troca de Ca e P por elementos das terras raras, descritas por Rønsbo (1989):



A substituição da equação VII.12 deve-se à solução sólida incompleta entre a hidroxi-apatite ($\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$) e britolite-(La) ($\text{Ca}_4\text{La}_6(\text{SiO}_4)_6(\text{OH})_2$); consiste na aproximação a uma composição rica em SiO_2 e com uma grande quantidade de REE através da troca de P e Ca, respectivamente⁴. A **Figura VII.26 A** representa esta substituição, que corresponde à linha $(\text{Si}+\text{REE})/(\text{P}+\text{Ca}) = -1$; apesar de apresentar uma correlação negativa, os pontos afastam-se bastante desta linha, não atingindo sequer a linha $= -1/2$, o que implica que esta substituição não é muito importante nestas apatites. A substituição emparelhada da equação VII.13 pode ser representada por um diagrama triangular ou bidimensional (**Figura VII.26 B e C**).

Nas apatites analisadas, foram medidos P_2O_5 (38.2-42.5 wt.%), SiO_2 (0.2-1.7 wt.%), CaO (38.6-53.1 wt.%), FeO (<0.1-0.5 wt.%), MnO (<0.1-0.5 wt.%), MgO (<0.1-0.2 wt.%), Na_2O (<0.1-2.8 wt.%), F (2.5-6.1 wt.%) e $\text{Ce}_2\text{O}_3 + \text{La}_2\text{O}_3$ (0.3 e 13.4 wt.%), sendo a amostra A-48 de longe a mais enriquecida em elementos das terras raras; nas restantes apatites, o valor máximo de REE_2O_3 é 4.8 wt.%. Por esta razão, a substituição da equação VII.13 foi representada separadamente sem (**Figura VII.26 C1**) e com (**Figura VII.26 C2**) a mesma. Em geral, os pontos aproximam-se bastante da recta de substituição e a correlação é aparentemente boa ($R^2 > 0.90$), sendo esta claramente mais importante do que a equação VII.12. O diagrama triangular da **Figura VII.26 B** ajuda a ilustrar que a primeira substituição não é a principal, pela migração dos pontos ao longo da bissectriz do triângulo, com proporções semelhantes de Na e Ce+La; caso a migração da composição fosse no sentido da britolite, a migração seria junto ao eixo de Ce+La, com uma proporção muito diminuta de Na (Rønsbo, 1989). Como as amostras são de rochas alcalinas sub-saturadas em sílica, é lógico que a substituição equação VII.12 seja menos relevante; estas observações estão de acordo com as de Roeder *et al.* (1987), que determinaram que a composição das apatites ricas em REE pode ser condicionada pela alcalinidade e pela actividade da sílica no líquido magmático a partir do qual cristalizam.

As análises por micro-sonda electrónica de Roeder *et al.* (1987) incluem apatites da montanha de Pajarito (EUA), cujos valores de LREE atingem $\text{La}_2\text{O}_3 = 4.48$ wt.%, $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 8.50$ wt.% e $\text{Nd}_2\text{O}_3 = 3.69$ wt.%. Apesar dos valores elevados de REE, os autores referem que a estrutura de apatite se mantém. Rønsbo (1989) também inclui análises que excedem os 16 wt.% REE_2O_3 .

⁴ A britolite-(La) não é uma espécie reconhecida pela IMA (*international mineralogical association*); no entanto, as afirmações de Rønsbo (1989) deverão ser válidas para a britolite-(Ce), que é reconhecida pela IMA, sendo de esperar um comportamento análogo entre La e Ce. A sua fórmula está descrita como $(\text{Ce,Ca})_{10}(\text{SiO}_4)_6(\text{OH})_2$ no trabalho de Pasero *et al.* (2010) sobre a nomenclatura deste supergrupo.

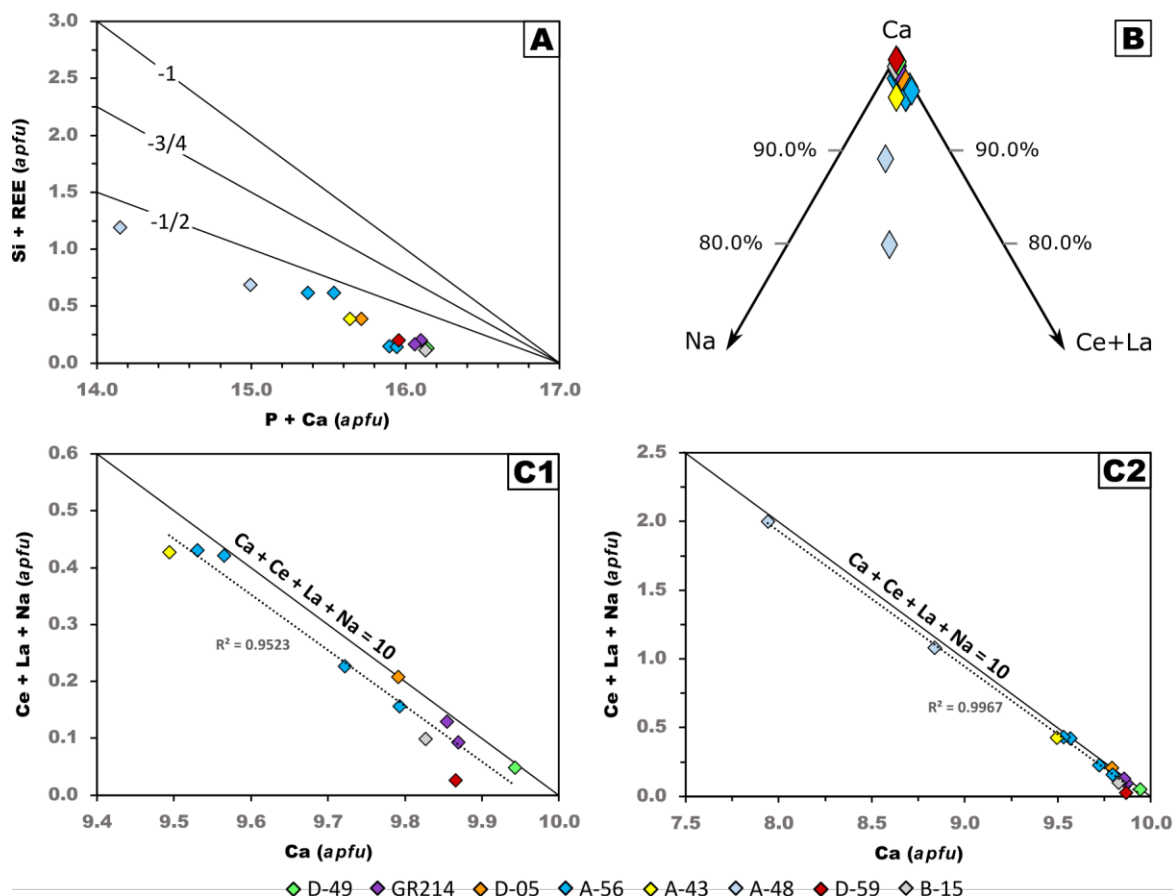


Figura VII.26. Diagramas das substituições nas apatites. **A** representa a substituição $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} = \text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}$ (Eq. VII.12); **B** e **C** representam a substituição $\text{Ca}^{2+} + \text{Ca}^{2+} = \text{REE}^{3+} + \text{Na}^+$ (Eq. VII.13); em **C1** não se considera as apatites da amostra A-48 e **C2** inclui estas apatites. Os diagramas **A** e **B** foram retirados de Rønbo (1989).

Em duas das apatites, as proporções de P e Si somam cerca de 5 *apfu* (o total ideal é 6) e os seus totais analíticos são 84 e 88 wt.%. Foram medidos P_2O_5 (27.3-28.6 wt.%), SiO_2 (2.2-3.0 wt.%) e CaO (47.4-49.2 wt.%), sendo estes bastante distintos dos restantes. Vários autores, como Ivanova *et al.* (2001) referem que pode ocorrer a substituição de tetraedros de $(\text{PO}_4)^{3-}$ por $(\text{CO}_3)^{2-}$, sendo as cargas equilibradas pela presença de lacunas; também é possível a incorporação de CO_3 na posição aniónica (X). Estas duas análises foram, portanto, interpretadas como apatites possivelmente ricas em CO_3^{2-} e não foram incluídas nos diagramas.

VII.10 Zircão

O zircão é bastante raro nas amostras da Serra da Neve, só tendo sido encontrado nas amostras D-49, B-15 e B-10, como mineral acessório. A fórmula geral do zircão é $\text{Zr}(\text{SiO}_4)$ embora esteja sempre presente algum Hf na sua composição, a substituir o Zr (Deer *et al.*, 2013). O cálculo da fórmula estrutural foi feito na base de 4 oxigénios, para as 8 análises pontuais realizadas por micro-sonda electrónica. As análises indicam que, além de ZrO_2 (61.79-65.94 wt.%) e SiO_2 (32.48-33.48 wt.%), estão presentes ThO_2 (0.30 wt.%), UO_2 (0.07 wt.%) HfO_2 (0.15-0.59 wt.%), Ce_2O_3 (0.02-0.05 wt.%), La_2O_3 (0.06 wt.%), FeO (0.09-0.22 wt.%) e TiO_2 e MnO (<0.1 wt.%). Na amostra D-49, foi observada zonação oscilatória em imagem de electrões retrodifundidos (BSE; **Figura VII.27 A**), o que é comum em zircões de origem magmática (Hoskin & Schaltegger, 2003). Os mapas composicionais (**Figura VII.27 B**) e as análises revelam que a zonação é causada por teores superiores em Th, Ce, La e U e menores em Si e

Zr no núcleo, ou seja, do núcleo para os bordos diminui a concentração dos elementos mais pesados e aumenta a de Si e Zr.

Duas análises do núcleo do grão da **Figura VII.27** possuem indícios de metamictização (Th e U elevados). Os valores destas análises não foram tidos em conta anteriormente: ZrO₂ (54.83-60.95 wt.%), SiO₂ (27.02-32.64 wt.%), ThO₂ (1.95-3.67 wt.%), UO₂ (0.21-0.29 wt.%) HfO₂ (0.07-0.12 wt.%), Ce₂O₃ (0.06-1.07 wt.%), La₂O₃ (0.33 wt.%). A imagem de BSE mostra também uma fracturação intensa, provável consequência da expansão volumétrica causada pela metamictização, e a presença de orifícios no grão que pode ter provocado a sua alteração por fluidos pervasivos, sendo esta uma causa provável para os baixos teores de Zr e Si (Kubeš *et al.*, 2021), apesar de nas análises não se verificar o aumento referido por estes autores nos teores de elementos não-pertinentes à fórmula, como Ca, Fe, Al e P.

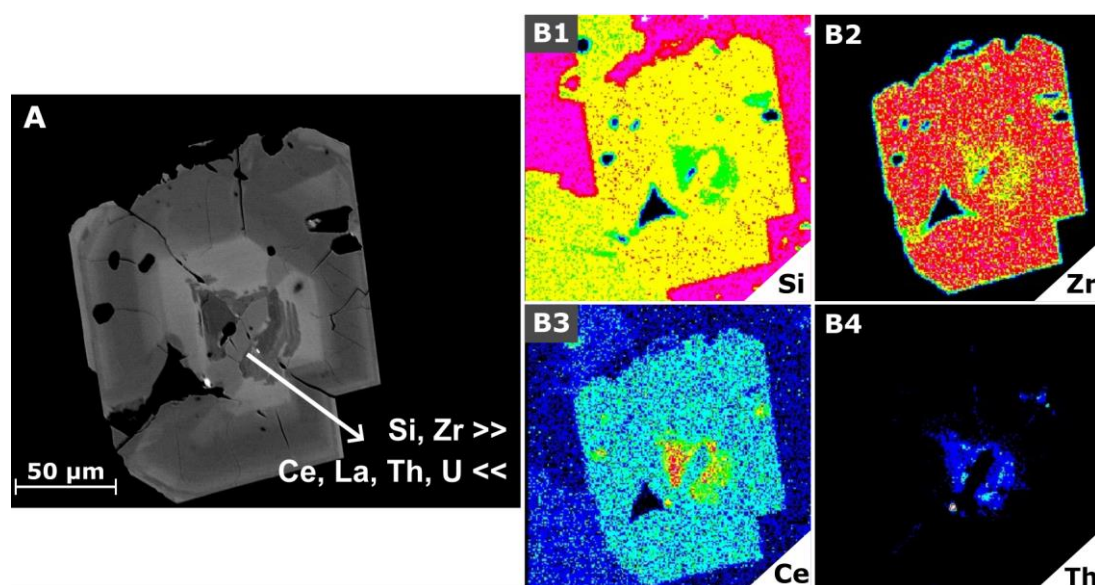


Figura VII.27. A: imagem de electrões retrodifundidos (BSE); as figuras **B** correspondem a mapas composicionais de um grão de zircão que apresenta zonação oscilatória, na amostra D-49. **B1** e **B2** correspondem a Si e a Zr, respectivamente, ambos mais empobrecidos no núcleo do que nos bordos; **B3** e **B4** correspondem a Ce e Th, respectivamente, ambos mais concentrados no núcleo do que nos bordos. As cores mais quentes correspondem aos valores mais elevados de contagens.

VII.11 Óxidos

Os minerais opacos presentes na Serra da Neve correspondem, quase na totalidade, a óxidos, segundo as análises por micro-sonda electrónica. As amostras estudadas são pobres em minerais opacos, não tendo sido realizada petrografia de luz reflectida. Dos minerais opacos analisados, apenas uma das análises corresponde a ilmenite, cuja fórmula geral é Fe²⁺TiO₃ (Deer *et al.*, 2013). O cálculo da fórmula estrutural da ilmenite foi feito na base de 3 oxigénios; esta ilmenite é quase exclusivamente composta por Ti (0.99 *apfu*) e Fe²⁺ (0.9 *apfu*), com uma pequena quantidade de Mn (0.11 *apfu*); segundo Deer *et al.* (2013), a incorporação de Mn deve-se à extensa solução sólida entre ilmenite e pirofanite (MnTiO₃).

As restantes 25 análises pontuais são de espinelas. As espinelas têm a fórmula geral A²⁺B₂³⁺O₄; a posição **A** incorpora Fe²⁺, Mg, Zn, Mn, Ni, Co, Cu ou Ge, em coordenação octaédrica; a posição **B** incorpora Fe³⁺, Al, Cr, V ou Ti, em coordenação tetraédrica. As espinelas podem ser divididas em dois grupos estruturais que diferem na distribuição dos catiões entre as duas posições com a fórmula geral R₈²⁺R₁₆³⁺O₃₂ e são denominadas por normais, se a distribuição for 8R²⁺ em **A** e 16R³⁺ em **B** ou inversas, se a distribuição for 8R³⁺ em **A** e 8R²⁺ + 8R³⁺ em **B**; a maioria das espinelas apresenta solução-sólida

entre ambos os termos, mas as titanomagnetites inserem-se normalmente nas espinelas inversas (Deer *et al.*, 2013). O cálculo da fórmula estrutural foi realizado por um processo iterativo, utilizando a estequiometria básica das espinelas na base de 32 oxigénios; as proporções catiónicas (*apfu*) variam entre os seguintes intervalos: $(\text{Fe}^{2+}_{8.4-11.5}\text{Mg}_{<2.1}\text{Mn}_{<1.6})(\text{Fe}^{3+}_{6.6-15.4}\text{Al}_{<1.7}\text{Ti}_{0.2-4.6}\text{V}_{<0.1})$. O teor em Fe^{3+} é, portanto, bastante elevado, remetendo para as condições oxidantes em que se formam as rochas ígneas alcalinas de associação mineral miáscítica ($\text{Ttn} + \text{Zrn} + \text{Mag} \pm \text{Ilm}$; Marks *et al.*, 2011). Não foi medido Cr, embora a sua presença seja provável nas espinelas, mas as baixas proporções de Mg sugerem que a quantidade de Cr não será muito significativa (Hasenaka & Carmichael, 1987; Frost & Lindsley, 1991). O teor de ulvöspinel dos grãos analisados varia entre $\text{Uspl}_{0.03}$ e $\text{Uspl}_{0.58}$ (*apfu* de Ti/8 quando calculado na base de 32 oxigénios).

A classificação dos óxidos (**Figura VII.28**) foi feita com base no diagrama $\text{Ti}^{4+} - \text{Fe}^{2+} - \text{Fe}^{3+}$, (adaptado de Charlier *et al.*, 2015), no qual estão representadas as séries ferropseudobrookite – pseudobrookite, ilmenite – hematite e ulvöspinel – magnetite. Os óxidos analisados (à excepção da ilmenite da amostra GR214) projectam-se próximo da linha da série ulvöspinel – magnetite, que decorre da substituição $\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+} = 2\text{Fe}^{3+}$ (Deer *et al.*, 2013) e os minerais pertencentes a esta série são denominados por titanomagnetites (Haggerty, 1976). O desvio relativamente à linha deve-se à incorporação de outros iões trivalentes (*e.g.*, Al e V) e divalentes (*e.g.*, Mg e Mn), que são incluídos, por exemplo, no diagrama de Charlier *et al.* (2015).

Alguns autores atribuem a escassez de minerais da série ilmenite – hematite em rochas ígneas alcalinas subsaturadas à baixa actividade da sílica; este factor, por sua vez, promove a incorporação de Ti nas piroxenas, e conseqüentemente, impede a formação de ilmenite (Verhoogen, 1962; Carmichael *et al.*, 1974; Mourão, 2012). Outros autores (Marks *et al.*, 2011) referem uma maior abundância de ilmenite do que de magnetite titanífera em rochas de associação mineral miáscítica; porém, a ilmenite é instável em ambientes muitos ricos em Na, que levam à formação de aegirina + arfvedsonite. Grande parte das amostras estudadas contém clinopiroxenas e anfíbulas com proporções significativas de Na; a excepção é a amostra GR214, cujas piroxenas foram classificadas como diópsidos, e a única análise de ilmenite foi obtida nesta amostra, que, como referido (VII.8), parece ter cristalizado em condições redutoras. No complexo alcalino de Khibina, por exemplo, a composição modal de rochas estudadas por Ryabchikov & Kogarko (2006) é mais rica em magnetite do que em ilmenite.

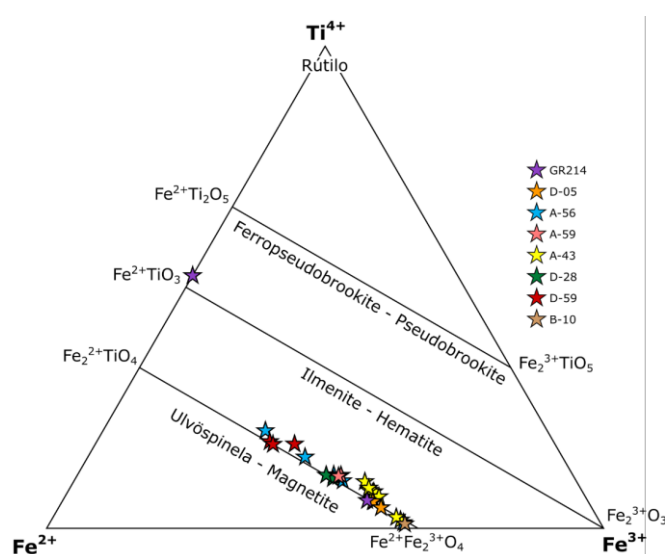


Figura VII.28. Diagrama $\text{Ti}^{4+} - \text{Fe}^{2+} - \text{Fe}^{3+}$ (proporções catiónicas), incluindo as soluções sólidas das séries ulvöspinel – magnetite, ilmenite – hematite, ferropseudobrookite – pseudobrookite. Adaptado de Charlier *et al.* (2015). A maioria dos óxidos estudados inserem-se na série ulvöspinel – magnetite, com excepção da ilmenite analisada na amostra GR214.

Com recurso às imagens de BSE e aos mapas composicionais de Ti e Fe (**Figura VII.29**) foram identificadas estrias em grãos de magnetite da amostra A-56; nesta amostra foram analisadas titanomagnetites cuja composição varia entre $Uspl_{0.04-0.58}$, portanto, desde magnetite quase pura a um termo mais rico em ulvöspinel do que magnetite. As estrias que se destacam nos mapas composicionais contêm teores mais elevados de Ti e mais reduzidos de Fe relativamente ao grão que as contém, podendo ser interpretadas como exsoluções de fases mais ricas em ulvöspinel em grãos de magnetite, ou lamelas de ilmenite incluídas em exsoluções de titanomagnetite (Buddington & Lindsley, 1964; Broska *et al.*, 2007).

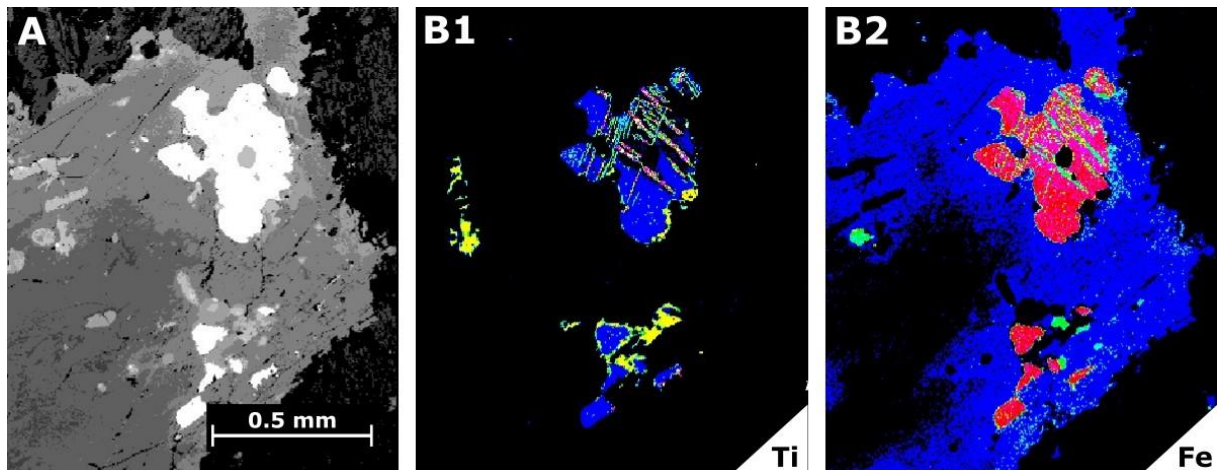


Figura VII.29. Imagem de electrões retrodifundidos (BSE; A) e mapas composicionais de Ti (B1) e Fe (B2) da amostra A-56; as cores mais quentes correspondem a teores mais elevados. Os mapas composicionais permitem observar estrias nos óxidos (manchas claras em BSE) com teores mais elevados de Ti e mais reduzidos de Fe do que o grão que as contém. Nesta amostra foram analisadas espinelas da série magnetite – ulvöspinel; as estrias mencionadas poderão ser, portanto, exsoluções de ulvöspinel em grãos de magnetite.

Frost & Lindsley (1991) referem composições dos óxidos de rochas alcalinas plutónicas com nefelina (subsaturadas em sílica) muito variáveis em termos de $Uspl$ (20-70%); isto também foi descrito por Mourão (2012), demonstrando uma correlação positiva entre a componente $Uspl$ e a razão $\#Mg$, ou seja, quanto mais evoluída é a rocha, maior a tendência para a componente Mag , em vez de $Uspl$. Contudo, esta tendência não se verifica nas titanomagnetites da Serra da Neve, onde $\#Mg \approx 0$.

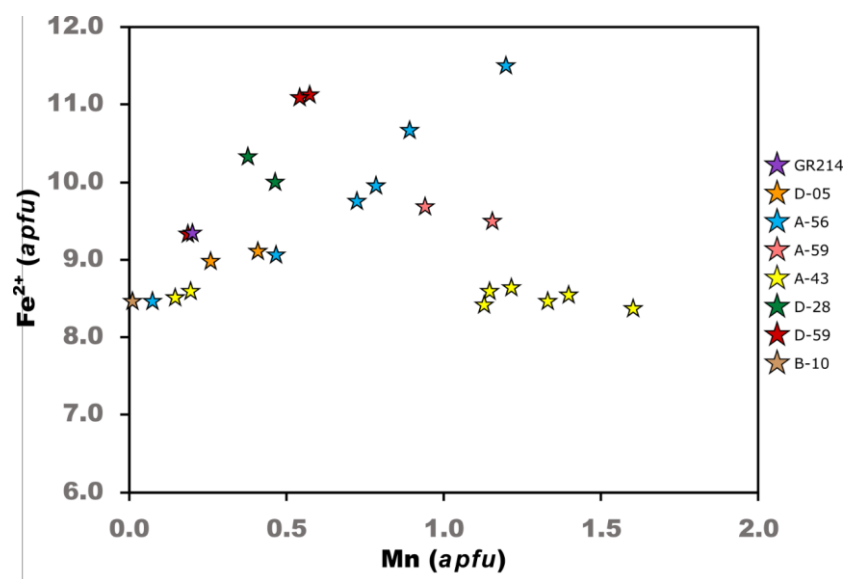


Figura VII.30. Diagrama Mn vs Fe^{2+} nas titanomagnetites analisadas. O teor em Mn é superior na amostra A-43.

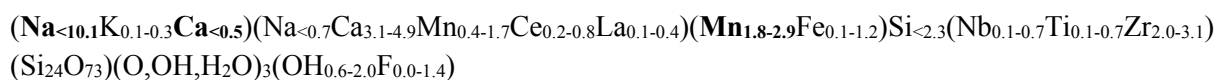
Segundo Frost & Lindsley (1991), o elemento menor mais abundante nas titanomagnetites é o Mn, com valores de 3.8% e 2.7% de MnO em Tenerife (Ferguson, 1978) e Tugtutôq (Upton *et al.*, 1985), respectivamente. Nas titanomagnetites analisadas, o teor de MnO varia entre 0.04 e 5.32 wt.% (0.01-1.60 *apfu*), sendo os valores máximos pertencentes à amostra A-43 (**Figura VII.30**).

VII.12 Minerais Raros

VII.12.1 Eudialite

Este capítulo refere-se ao mineral vermelho, cujas propriedades ópticas correspondem às de eudialite (fortemente pleocróico entre vermelho-framboesa e amarelo-torrado ou entre rosa e incolor; tintas de interferência cinzentas de primeira ordem). A composição deste mineral é semelhante às da literatura, mas com um extremo empobrecimento em Na. Os minerais do grupo da eudialite (*eudialyte group minerals* – EGM) integram os minerais de Zr mais comuns em rochas agpáiticas; a sua ocorrência deve-se ao enriquecimento em álcalis, halogénios, HFSE e REE durante a diferenciação de magmas hiperalcalinos; estes minerais podem decorrer de uma fase magmática ou tardia a pós-magmática/hidrotermal (Marks & Markl, 2017). A fórmula geral de EGM é $N_{15}[M(1)]_6[M(2)]_3M(3)M(4)Z_3[Si_{24}O_{72}]\theta_4X_2$ em que N = Na, H₃O⁺, K, Sr, REE, Ba, Mn e Ca; **M(1)** = Ca, Mn, REE, Na, Sr e Fe; **M(2)** = Fe, Mn, Na, Zr, Ta, Ti, K, Ba e H₃O⁺; **M(3)** e **M(4)** = Si, S, Nb, Ti, W e Na; **Z** = Zr, Ti e Nb; **θ** = O, OH, H₂O; **X(1)** e **X(2)** = Cl, F, H₂O, OH, CO₃, SO₄, AlO₄ e MnO₄ (Johnsen *et al.*, 2003, Rastsvetaeva, 2007). Foram feitas 18 análises pontuais por micro-sonda electrónica na amostra A-48, interpretadas como correspondendo a eudialite. O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 29 *apfu* (Si+Al+Zr+Ti+Nb, ou seja, **M(3)+M(4)+Z+Si**), como foi proposto por Johnsen & Grice (1999).

As composições obtidas variam entre os seguintes valores:



Foram também medidos Mg e Al, que ocorrem em quantidades subordinadas. Comparando os valores obtidos com a fórmula ideal da eudialite: Na₁₅Ca₆Fe₃Zr₃Si(Si₂₅O₇₃)(O,OH,H₂O)₃(Cl,OH)₂, verifica-se que, em geral, a posição **M(1)** e anteriores estão completamente preenchidas, mas a ocupação da posição N varia entre 0.17 e 10.57 *apfu*. Esta deveria ser maioritariamente preenchida por Na, revelando assim que a maioria dos grãos analisados está sistematicamente empobrecida em Na. Estando a posição **M(2)** maioritariamente preenchida por Mn, estas “eudialites” são denominadas mangano-eudialites, cuja composição ideal é: Na₁₄Ca₆(Mn,Fe)₃Zr₃Si[Si₂₅O₇₂(OH)₂](H₂O,Cl,O,OH)₆ (Atencio *et al.*, 2010; Rastsvetaeva & Chukanov, 2010). Esta fórmula denota uma maior proporção de voláteis, o que irá reduzir os totais ponderais nas análises. As proporções de Ca nas eudialites estudadas são também mais reduzidas do que é habitual, mas são aparentemente compensadas pela entrada de Mn na posição **M(1)** (**Figura VII.31 A**). O Cl não foi analisado, mas está normalmente presente, portanto, os valores de OH poderão ser mais reduzidos do que os calculados.

Rastsvetaeva (2007) distingue as eudialites formadas em rochas ricas em álcalis na fase inicial de magmatismo, cujo teor em Na é muito elevado, das eudialites tardias, formadas a temperaturas mais reduzidas, em que as condições altamente alcalinas dão lugar a condições moderadamente alcalinas e em seguida a uma fase de lixiviação hidrotermal, na qual as eudialites sofrem transformações supergénicas. Nesta fase final, perdem uma porção muito significativa do Na (por vezes, na totalidade), tornando-se também hidratadas; as análises efectuadas possuem totais reduzidos, e esta poderá ser a sua

causa; o Sr também não foi analisado nestas eudialites mas pode chegar a 7 wt.% (Mitchell & Liferovich, 2006), sendo possivelmente uma das razões para totais ponderais tão reduzidos; a granularidade da amostra A-48 é fina, facilitando a interação com fluidos aquosos. Rastsvetaeva (2007) refere que as espécies ikranite e aqualite evidenciam estas características composicionais, mas as suas propriedades ópticas e composições não correspondem ao que foi observado neste trabalho (ver capítulo VI.3); é também referido por outros autores (Marks *et al.*, 2020) que, no seu caso, em EGM de Ilímaussaq, as aqualites possuem níveis elevados de K (0.8 *apfu*), enquanto os restantes EGM pobres em Na são também pobres em K (0.1-0.4 *apfu*; 0.12-0.28 *apfu* na Serra da Neve) e têm, aparentemente, uma origem hidrotermal e/ou estão associados a fracturas. As composições das análises são semelhantes às de outros autores (*e.g.*, Mitchell & Liferovich, 2006, no complexo de Pilansberg), mas com totais reduzidos e empobrecidas em Na e Ca (**Figura VII.32 E3 e E5**) e enriquecidas em Mn (**Figura VII.32 E4**); note-se que as análises com maior teor de Na e Ca correspondem, em geral, às de totais ponderais também mais elevados. As composições pobres em Ca e ricas em Mn são também características de EGM hidrotermais (Aksenov *et al.*, 2014).

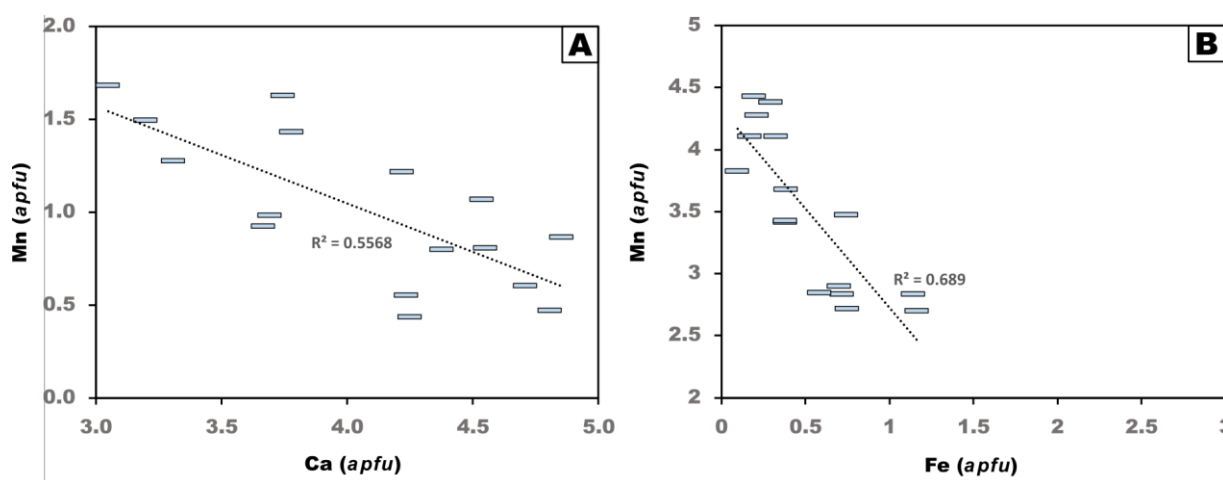


Figura VII.31. Diagramas de correlação para manganio-eudialites da amostra A-48; **A** corresponde à correlação entre Ca e Mn na posição **M(1)**; **B** corresponde à correlação entre Fe e Mn, independentemente da posição do Mn na estrutura; embora a dispersão seja elevada, nota-se uma correlação negativa em ambos os diagramas.

Schilling *et al.* (2011) relacionam a variabilidade composicional dos EGM com a sua textura, referindo que a mesma permite inferir processos magmáticos ou hidrotermais a nível local; a textura observada petrograficamente (**Figura VI.3**) e nas imagens de BSE (**Figura VII.32 A, B, C e D**) é muito semelhante à que estes autores descrevem nas eudialites tardias a pós-magmáticas de Monte Saint-Hilaire, anédricas a subédricas, com zonação sectorial e concêntrica (**Figura VII.32 B**), também observada petrograficamente (**Figura VI.3 5a**), fracturação intensa e abundância de orifícios. Além da textura, a razão Mn/Fe, por exemplo, é referida como o melhor indicador de fraccionamento, apesar de a incorporação destes elementos ser também influenciada por outros factores (Schilling *et al.*, 2011). Nos grãos analisados, o Fe é bastante reduzido e o Mn é claramente dominante (**Figura VII.31 B**), o que, segundo estes autores, é típico de formações hidrotermais, enquanto as fases iniciais de magmatismo são mais ricas em Fe; Mn/Fe tem valores entre 2.3-39.2 (molar). Johnsen & Gault (1997) determinaram que existe uma solução sólida entre eudialite *s.s.* (rica em Si, Ca, Fe e Cl) e composições ricas em Nb, REE, Mn e F, como na kentbrooksitite (Johnsen *et al.*, 2003); algumas das composições analisadas revelam uma migração, ainda que reduzida, neste sentido. Por vezes ocorrem fosfatos de Ce+La hidratados, inclusos nos cristais de eudialite (**Figura VII.32 C**), o que é comum quando há alteração hidrotermal da eudialite (Möller, 2016).

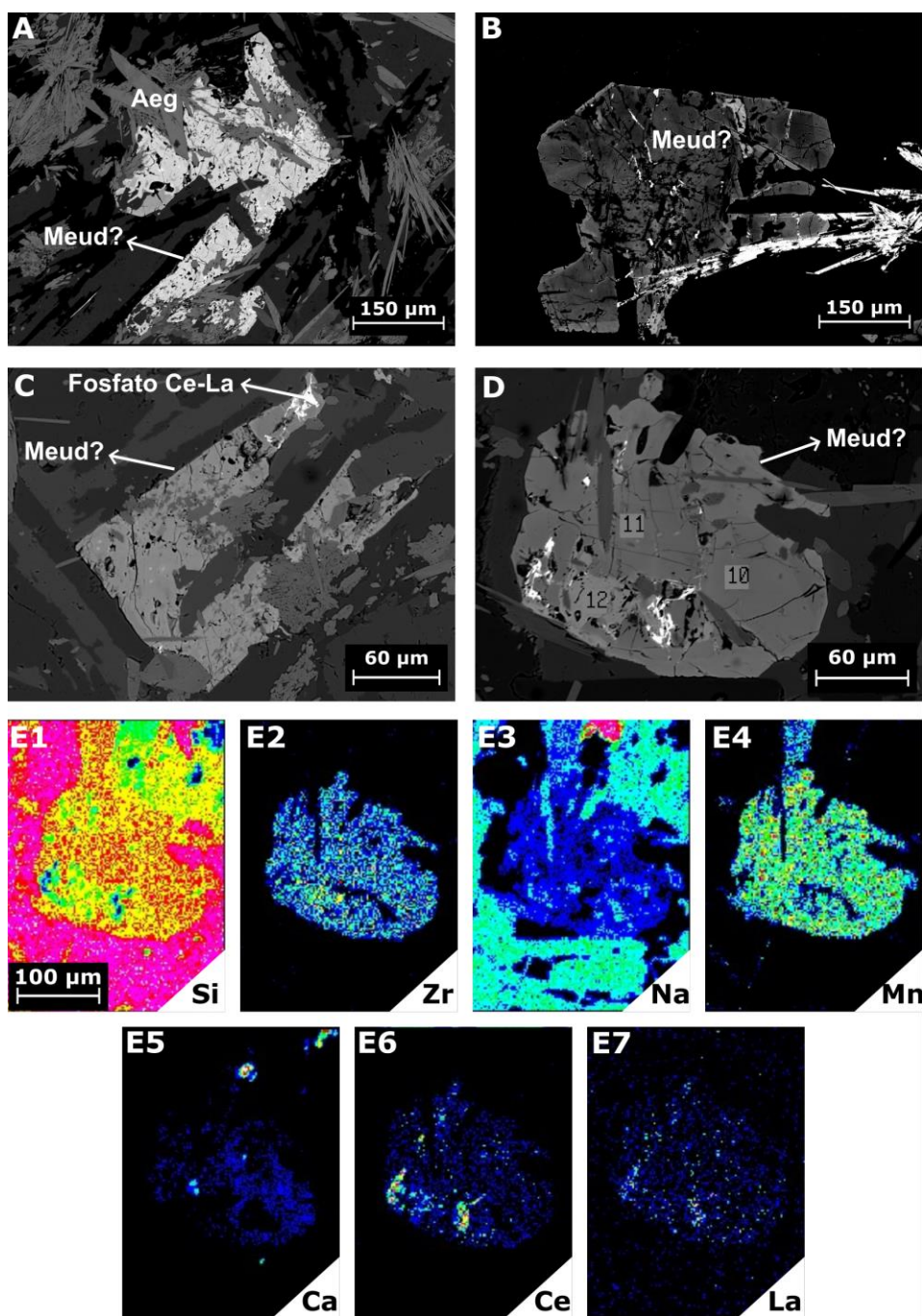


Figura VII.32. Imagens de BSE (A, B, C e D) e mapas composicionais das eudialites da amostra A-48 (E). Meud? – mangano-eudialite alterada; Fosfato Ce-La – fosfato hidratado de Ce e La. Nas imagens dos mapas composicionais, as cores quentes correspondem às maiores concentrações do determinado elemento.

Segundo Rastsvetaeva (2007), a cor amarela e castanha das espécies de EGM é normalmente associada à presença de Fe^{3+} , enquanto a cor das eudialites rosadas é normalmente atribuída a Mn^{2+} , Mn^{3+} ou Ti^{3+} , sendo todos estes iões cromóforos. No entanto, a cor das eudialites deve-se também à posição destes elementos na estrutura. Como foi referido, as eudialites deste trabalho são pleocróicas entre vermelho-framboesa e amarelo-torrado ou entre rosa e incolor, dependendo da orientação das secções.

Como o grupo da eudialite é muito abrangente, não é possível afirmar que o mineral aqui analisado é uma mangano-eudialite *s.s.*, tendo em conta que apenas foram realizadas análises químicas e que os grãos estão claramente alterados, possivelmente hidratados e empobrecidos em Na e Ca. De qualquer modo, essa é a identificação mais provável e, sendo um silicato de Zr-Na-Ca sugere que esta rocha tem carácter agpaítico-transicional, estando associada a titanite (mineral miascítico; Marks *et al.*, 2011). No entanto, a classificação de Marks & Markl (2017) refere-se apenas à mineralogia primária de HFSE; assim, estas rochas com ocorrências pós-magmáticas não podem ser consideradas “agpaíticas”. Monte Saint-Hilaire, Tamazeght e Pilansberg são, dos complexos alcalinos mencionados no trabalho de Schilling *et al.* (2011), os mais ricos em Mn e comparativamente pobres em Fe, denotando condições de cristalização comparáveis às aqui descritas.

VII.12.2 Kupletskite

A kupletskite pertence ao grupo da astrofilita, cujos membros são heterofilossilicatos⁵ com a fórmula geral $A_2BC_7D_2T_8O_{26}(OH)_4X_{0-1}$, sendo **A** = K, Rb, Cs, Na, H_3O^+ , H_2O , \square ; **B** = Na ou Ca; **C** = Mn, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Na, Mg ou Zn; **D** = Ti, Nb, ou Zr; **T** = Si e Al, e **X** = F, OH, O, \square (Piilonen *et al.*, 2003b). Os minerais do grupo da astrofilita são, portanto, silicatos alcalinos de Ti, Nb e Zr e cristalizam em rochas ígneas hiperalcalinas sub- ou sobressaturadas em sílica e nos seus equivalentes metamórficos. Alguns exemplos de complexos alcalinos que contêm astrofilita *s.s.* ($K_2NaFe^{2+}_7Ti_2Si_8O_{26}(OH)_4F$) e/ou kupletskite ($(K,Na)_3(Mn,Fe)_7Ti_2Si_8O_{26}(OH)_4F$) são Khibina, Lovozero e Monte Saint-Hilaire (Piilonen *et al.*, 2003b), entre outros, detalhados no capítulo VII.16. Foram efectuadas 2 análises pontuais de kupletskite por micro-sonda electrónica e o cálculo da fórmula estrutural foi feito na base de 28.5 oxigénios. De forma a confirmar a identificação deste mineral, que, pelas suas dimensões reduzidas ao microscópio e escassez na amostra, se revelou de difícil descrição petrográfica, foi feita uma comparação com análises de Piilonen *et al.* (2003b), do complexo de Monte Saint-Hilaire, na Tabela II.12.2 (anexos). De modo geral, as análises são bastante semelhantes, à excepção da posição **D**, que não se encontra totalmente preenchida na amostra D-28, possivelmente por conter algum Zr, que não foi medido.

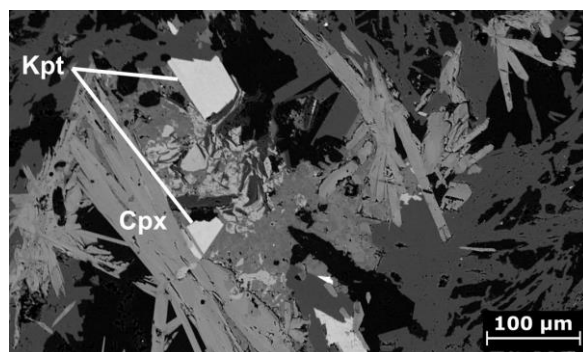


Figura VII.33. Imagens de electrões retrodifundidos (BSE) da amostra D-28, em que está presente kupletskite (Kpt), associada a aegirina (Cpx).

A ocorrência da kupletskite na amostra D-28 está representada na **Figura VII.33**; a presença de kupletskite nesta amostra implica uma concentração apreciável de Mn, que também se repercute nas piroxenas da mesma (às quais a kupletskite está associada; **Figura VII.33**), sendo as mais ricas em Mn de todas as amostras. Segundo Piilonen *et al.* (2003a), a substituição de Mn por Fe^{2+} na posição **C** é o mecanismo de substituição predominante nos minerais do grupo da astrofilita. Vários autores notaram

⁵ Titanossilicatos baseados em camadas tetraedro-octaedro-tetraedro (TOT) com uma substituição (denominada por “hetero” – HOH) periódica de tetraedros de Si por filas de poliedros de Ti. Há três tipos de camadas HOH: bafertisite, astrofilita e nafertisite (Ferraris, 2006).

que, em intrusões subsaturadas em sílica, os minerais deste grupo são, ou mais enriquecidos em Mn (até 6.34 *apfu*), ou em Fe²⁺ (6.71 *apfu*), de forma mutuamente exclusiva, sendo o intervalo composicional muito extenso ($0.09 \leq \#Mn \leq 1.00$) nestes ambientes (Macdonald & Saunders, 1973; Layne *et al.*, 1982; Piilonen *et al.*, 2003a); as kupletskites da amostra D-28 têm $\#Mn_{0.93-0.94}$ e as análises de Piilonen *et al.* (2003b) do complexo de Monte Saint-Hilaire utilizadas para a comparação têm $\#Mn_{0.59-1.00}$. Czamanske & Mihálik (1972) referem que o processo dominante que controla a distribuição de Mn em silicatos é o grau de oxidação do magma. Piilonen *et al.* (2003a) explicam que poderá ser esta a razão pela qual observam teores superiores em Fe³⁺ nos minerais do grupo da astrofilite mais ricos em Mn, sugerindo cristalização em ambiente oxidante. As kupletskites estudadas da amostra D-28 poderão, portanto, ter incorporado Fe³⁺.

VII.12.3 Minerais de Ce-La

Foram analisadas, por micro-sonda electrónica, duas fases minerais extremamente ricas em Ce-La, uma da amostra D-28 (cortejo filoniano) e outra da amostra A-48 (Babaque).

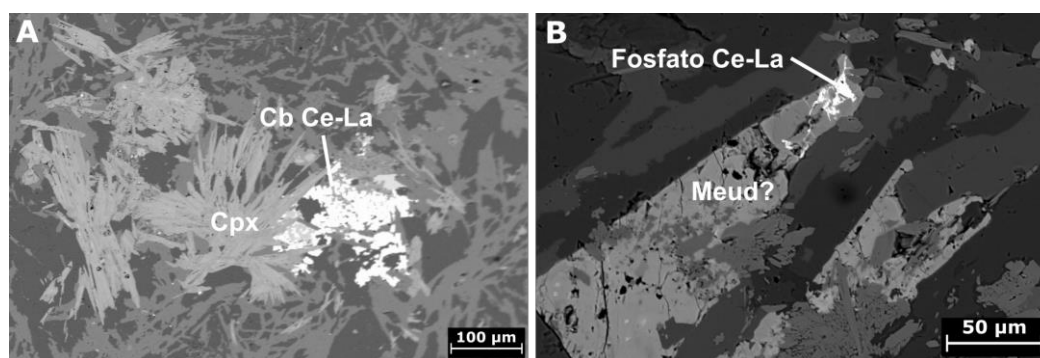


Figura VII.34. Imagens de electrões retrodifundidos (BSE) de carbonato de Ce-La (Cb Ce-La), na amostra D-28 (A) e de fosfato de Ce-La (Fosfato Ce-La), na amostra A-48 (B). O carbonato de Ce-La está envolvido por aegirina (Cpx) acicular; o fosfato de Ce-La encontra-se incluso num grão do mineral interpretado como mangano-eudialite (Meud?).

A análise de D-28 apresenta um total muito reduzido (56 wt.%) e é quase exclusivamente composta por Ce e La (Tabela II.12.3 - anexos); este mineral foi identificado petrograficamente como um carbonato, e o total é muito semelhante aos dos carbonatos de cálcio analisados. A análise de A-48 é rica em P, Ce e La e tem também Th, Pr e Ca, sendo o seu total de 85 wt.%, sugerindo corresponder a um mineral hidratado; será, portanto, um fosfato de LREE hidratado, semelhante a monazite (anidra).

A existência do fosfato de Ce-La apenas foi notada em micro-sonda electrónica, dada a sua massa atómica superior à das fases envolventes, como evidenciam as imagens de BSE (**Figura VII.34**), que também se verifica no carbonato de Ce-La.

VII.12.4 Lâvenite (?)

O grupo da wöhlerite, ou da cuspidina (alguns autores preferem nomear o grupo com base nesta variedade; *e.g.*, Merlino & Perchiazzi, 1988) alberga os minerais cuja fórmula geral é $X_8(Si_2O_7)_2W_4$; a lâvenite pertence a este grupo, sendo a sua fórmula ideal $Na_2Ca_2Mn_2Zr_2(Si_2O_7)_2O_2F_2$ (Dal Bo *et al.*, 2022). O grupo da wöhlerite, juntamente com os grupos da eudialite e rinkite (e outros; capítulo II.3; Marks & Markl, 2017), são dos mais abundantes minerais de Na-K-Ca-HFSE, principalmente de Zr e Ti, em rochas de associação agpática (Marks & Markl, 2017). A amostra GR200, proveniente da

estrutura de Nejoio, contém um mineral cujas propriedades ópticas (capítulo 0) se assemelham às descritas por Celestino Silva *et al.* (1989) para a lâvenite da Ilha da Boa Vista, em Cabo Verde; no entanto, só existe lâmina-delgada desta amostra, não sendo possível a análise deste mineral para confirmação da sua identificação. Contudo, já foram identificados e descritos minerais do grupo da wöhlerite por Rodrigues (1973) na estrutura de Nejoio.

VII.13 Vesuvianite (?)

A vesuvianite tem uma estrutura e composição semelhantes às da grossulária-andradite (Deer *et al.*, 2013); tem a fórmula geral: $X_{19}Y_{13}Z_{18}T_{0.5}O_{68}W_{10}$, em que $X = Ca, Na, Ln^{3+}, Pb^{2+}, Sb^{3+}$; $Y = Al, Mg, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Ti^{4+}, Mn, Cu, Zn$; $Z = Si$; $T = B$; $W = (OH, F, O)$. A amostra D-49 contém um mineral verde-claro cujas propriedades ópticas (anexo I) se assemelham às da vesuvianite; as suas variedades biaxiais (como a aqui estudada) estão associadas a simetria mais baixa e são formadas a temperaturas reduzidas (Groat *et al.*, 1993), o que está em concordância com a sua ocorrência em estruturas vesiculares compostas por feldspatóides e carbonato de cálcio, cuja temperatura de formação também terá sido reduzida. Foram feitas 3 análises pontuais por micro-sonda electrónica: SiO_2 (36.0-36.3 wt.%); TiO_2 (2.5-2.7 wt.%); Al_2O_3 (3.2-6.4 wt.%); V_2O_3 (0.1-0.2 wt.%); FeO_T (16.5-20.7 wt.%); MgO (<0.1 wt.%); MnO (0.5-0.8 wt.%); CaO (32.6-33.5 wt.%). Estas composições são semelhantes às de vesuvianite (*e.g.*, Groat *et al.*, 1992), mas com um teor de Fe bastante superior ao normal, aparentemente substituindo Al e Mg. O cálculo da fórmula estrutural foi feito na base de 73 oxigénios e o ferro férrico não foi calculado, mas deverá ser significativo, substituindo Al e o ferro restante será ferroso, substituindo Mg (quase nulo).

VII.14 Aspectos Litológicos

As classificações que se seguem baseiam-se apenas em petrografia de luz transmitida, sem recurso a química de rocha total (não disponível durante este estudo). Como foram estudadas poucas amostras (número limitado de lâminas delgadas e polidas) de cada estrutura do Complexo da Serra da Neve, as considerações abaixo não devem ser tratadas como generalizações, não sendo possível, por agora, completar a cartografia já estabelecida em trabalhos pioneiros (Rodrigues, 1973; Pereira & Moreira, 1977). Este estudo permitiu encontrar nalgumas unidades deste complexo certas heterogeneidades litológicas.

Nejoio

As amostras GR200, GR201 e D-49 pertencem à estrutura de Nejoio. As amostras GR200 e GR201 estão cartografadas como sienitos feldspatóidicos da zona externa e a amostra D-49, como sienito feldspatóidico da zona interna (Rodrigues, 1973). Foram classificadas no terreno como sienito nefelínico, sienito nefelínico com sodalite e sienito máfico de grão fino, respectivamente. Após análise petrográfica, a amostra GR200 foi classificada como fonólito nefelínico, GR201 foi mantida como sienito nefelínico com sodalite e a designação da amostra D-49 foi alterada para micro-sienito nefelínico. Apesar de a amostra D-49 se inserir nos sienitos feldspatóidicos da zona interna, a sua textura micro-fanerítica sugere que poderá fazer parte dos veios da zona externa que cortam a zona interna, sendo as formações da zona externa posteriores às da zona interna (Rodrigues, 1973). Dos minerais ricos em voláteis mencionados por Borst (2019) na estrutura de Nejoio, que incluem sodalite, cancrinite, fluorite e pirite, todos foram identificados, à excepção de pirite; a amostra D-49 contém estruturas xenolíticas ou vesiculares que incluem cancrinite e fluorite e é a única amostra em que foi identificada fluorite. A

mineralogia descrita para esta estrutura por Rodrigues (1973) é mencionada no capítulo IV.2.3.1 e é, de modo geral, semelhante à identificada no presente trabalho, apesar de várias espécies minerais não estarem presentes nestas amostras; os minerais identificados nestas amostras foram: feldspato alcalino, nefelina, sodalite, cancrinite, zeólitos, aegirina, anfíbola, biotite, titanite, zircão, um mineral atribuído ao grupo da wöhlerite (lâvenite?), apatite, calcite, fluorite, minerais opacos (óxidos de ferro). Rodrigues (1973) menciona a presença de diópsido, que foi identificado nos núcleos de alguns grãos de piroxena da amostra D-49 (**Figura VII.5**), estando os bordos destes grãos no campo da aegirina-augite (**Figura VII.6**); também esta é a única das três amostras da estrutura de Nejoio que contém anfíbola (catoforite). Os minerais mais ricos em HFSE e LREE identificados nestas amostras são titanite, zircão, apatite e um mineral do grupo da wöhlerite (lâvenite?).

Chitucubero e Lutala

As amostras GR214 e D-05 são provenientes de Chitucubero, de uma zona cartografada como fenitos (Pereira & Moreira, 1977); no entanto, no terreno foram classificados como ijolitos e a petrografia deste trabalho indica que são sienitos nefelínicos, pela abundância de feldspato alcalino. Pertencem, portanto, aos sienitos nefelínicos da zona exterior da estrutura de Chitucubero, ou seja, a área SW da estrutura, cartografada como fenitos, será, em parte, constituída por sienitos nefelínicos, constituindo um problema de escala na carta 1:250000. Segundo Pereira & Moreira (1977), estes sienitos nefelínicos são os mais ricos em nefelina-analcite-cancrinite do Complexo Alcalino da Serra da Neve; a amostra GR214 é, das amostras estudadas, a mais rica em feldspatóides. A restante mineralogia é semelhante à descrita por aqueles autores (feldspato alcalino pertitzado, augite, aegirina-augite, hornblenda ou biotite), mas as piroxenas estudadas foram classificadas como diópsido (GR214) e, no caso de D-05, foram substituídas por anfíbola; porém, a composição destas “pirobolas” sugere que originalmente seriam também pertencentes às piroxenas quadrilaterais, ou seja, nenhuma das duas tem uma componente sódica significativa nas piroxenas e anfíbolos; a anfíbola de GR214 foi classificada como edenite e a de D-05 como Mg-catoforite. A quantidade de sodalite é semelhante nas amostras de Chitucubero (GR214 e D-05) e nas de Nejoio (GR200 e GR201, apesar da última ser mais rica), sendo estas quatro amostras as mais ricas neste mineral. A amostra GR214 é a mais rica em apatite das amostras estudadas, sendo também mais abundantes nas amostras D-05 (Chitucubero) e A-56 (Lutala) do que nas restantes, ou seja, as amostras de Chitucubero são as mais ricas em apatite, seguidas de Lutala; em Nejoio, a apatite é rara (D-49) ou aparentemente ausente (GR200 e GR201). As fases ricas em HFSE e LREE são titanite, apatite, titanomagnetite e ilmenite.

As amostras pertencentes à estrutura de Lutala são A-56 e A-59. A amostra A-56 foi cartografada como sienito nefelínico da zona interna e a amostra A-59 como depósito eluvio-aluvionar, na caldeira da estrutura vulcânica principal (Pereira & Moreira, 1977), mas foi descrita em campo como sienito nefelínico, mais uma vez devido a uma questão de escala. Após a descrição petrográfica do presente trabalho, ambas as amostras foram classificadas como sienitos feldspatóídicos, sendo a soma de feldspatóides por quantificação a olho >10%, mas a proporção de feldspatóides é reduzida, com feldspato alcalino como a fase mineral félsica principal; na amostra A-56 predomina a sodalite em relação à nefelina e na amostra A-59 a sodalite é acessória; ambas pertencem aos sienitos da zona interna. A sua mineralogia principal é semelhante à descrita por Pereira & Moreira (1977): feldspato alcalino, aegirina e aegirina-augite, arfvedsonite, nefelina, cancrinite, zeólitos e analcite; as anfíbolos da amostra A-56 foram, no entanto, classificadas como catoforite e Mg-catoforite. A mineralogia acessória inclui titanite, óxidos de Fe e Ti, apatite e zircão. As fases mais ricas em HFSE e LREE são titanite, titanomagnetite e apatite.

Babaque

As amostras oriundas da estrutura de Babaque são A-43 e A-48. Localizam-se na área cartografada como sienitos alcalinos (Pereira & Moreira., 1977) e no terreno foram classificadas como traquito e fonólito, respectivamente. A observação petrográfica levou à classificação da amostra A-43 como traquito com feldspato alcalino e de A-48 como micro-sienito nefelínico, ou seja, apesar de não estar cartografado a esta escala, não só há rochas com granularidade mais fina do que “sienito” implica, como também há, aparentemente, rochas filonianas subsaturadas, como A-48, cuja textura micro-fanerítica sugere uma origem hipabissal. O núcleo da estrutura de Babaque é composto por traquitos, portanto, a amostra A-43 poderá fazer parte dessa formação. Nestas rochas não é mencionada a presença de silicatos de Na-Ca-HFSE, como a provável mangano-eudialite identificada na amostra A-48; a mineralogia descrita por Pereira & Moreira (1977) nos sienitos é, de outro modo, semelhante à identificada na amostra A-43: são biotíticos ou anfibólicos (raramente ambos), possuem feldspato alcalino, aegirina, óxidos de ferro, augite, apatite (\pm quartzo); de facto, não foi identificado quartzo ou nefelina no traquito com feldspato alcalino (A-43), mas foi identificada flúor-flogopite, além de anfíbola calco-sódica a sódica, sobretudo richterite e Mg-arfvedsonite (cujas propriedades ópticas são peculiares – capítulo VI.3) e a clinopiroxena corresponde a aegirina-augite, todos estes com teores significativos de Mn. Apesar de na zona cartografada como correspondendo a sienitos alcalinos não ser mencionada a ocorrência de minerais agpaíticos, como a eudialite, a SE do local de amostragem de A-48 situam-se pórfiros sieníticos, intrusivos na estrutura de Lutala (Pereira & Moreira., 1977); na zona de Lutala, os pórfiros sieníticos são, por sua vez, intruídos por pórfiros sieníticos nefelínico-analcíticos, cuja mineralogia inclui fases de difícil identificação, que foram atribuídas por estes autores ao grupo da eudialite e/ou lâvenite; apesar deste último tipo de pórfiros não ser mencionado em Babaque, esta fase na evolução magmática poderá ter formado intrusões filonianas com composições semelhantes (apesar das texturas diferentes) na estrutura de Babaque, o que explicaria a mineralogia da amostra A-48. As fases minerais mais ricas em HFSE e LREE analisadas nestas amostras são mangano-eudialite, titanite, titanomagnetite, apatite e fosfato de Ce-La.

Cortejo filoniano

As amostras pertencentes às formações filonianas são D-28, A-37 e D-59. Apesar de terem sido cartografadas numa zona de “fonólito” e “lamprófiro”, no caso de D-59 (Pereira & Moreira, 1977), existe, aparentemente, alguma variedade textural; foram classificadas no campo como lamprófiro, fonólito e lamprófiro (?) e após a petrografia reclassificadas para fonólito nefelínico, micro-sienito nefelínico e “lamprófiro”, respectivamente. A mineralogia fenocristalina mencionada na descrição dos fonólitos é: feldspato alcalino, aegirina-augite, kaersutite, nefelina, biotite e olivina; na matriz, ocorrem zeólitos, aegirina, analcite, hackmanite, vidro, arfvedsonite, óxidos de ferro, zircão, titanite e apatite (Pereira & Moreira, 1977). A amostra D-28 não contém olivina, anfíbola, biotite, zircão ou vidro, mas é de outro modo semelhante; foram também analisados, por micro-sonda electrónica, kupletskite (grupo da astrofilita) e um carbonato de Ce-La, portanto, esta amostra é relativamente rica em Mn, Ce e La. A mineralogia de A-37 é semelhante à de D-28, sendo as únicas diferenças a presença, muito rara, de anfíbola, e a aparente falta de kupletskite; como existe apenas lâmina-delgada, não é possível determinar se será portadora de carbonatos de Ce-La. A amostra D-59 possui “augite” substituída por anfíbola, kaersutite, titanite, óxidos de ferro, vidro abundante, feldspato alcalino e zeólitos. As fases minerais mais ricas em HFSE e LREE nestas amostras são kupletskite, titanite, titanomagnetite, apatite e carbonato de Ce-La.

As amostras B-10 e B-15 pertencem à estrutura de Chiuerinde. A amostra B-10 pertence à área cartografada como brecha vulcânica e a amostra B-15 situa-se na área dos granitóides alcali-cálcicos e as suas descrições de campo mantiveram estas designações. Após a análise petrográfica, a designação de B-10 foi mantida e B-15 foi classificada como sienito com feldspato alcalino. As brechas vulcânicas são descritas por Pereira *et al.* (2001) como tendo uma composição normalmente traquítica; a amostra B-10 é maioritariamente composta por feldspato alcalino e quartzo, e como minerais acessórios, óxidos de ferro e zircão.

A mineralogia dos granitóides alcali-cálcicos foi descrita pelos mesmos autores, sendo maioritariamente constituídos por feldspato alcalino e quartzo, tendo como minerais acessórios, hornblenda, titanite, óxidos de ferro hidratados, apatite e zircão; a amostra B-15 possui maioritariamente feldspato alcalino, com quartzo e plagioclase significativamente mais raros, Mg-hornblenda, biotite, e os minerais acessórios são epidoto, apatite e zircão. Os minerais mais ricos em HFSE e LREE das amostras desta estrutura são zircão e titanomagnetite.

VII.15 Química mineral no contexto do Complexo da Serra da Neve

O teor em Mn varia muito nos minerais das rochas estudadas, principalmente nas piroxenas, anfíbolos, biotites, titanite e titanomagnetite. Vários autores (Czamanske & Mihálik 1972, Czamanske & Wones 1973) referem que, em minerais como piroxenas, anfíbolos e biotites, um aumento da fugacidade de oxigénio em sistemas magmáticos alcalinos leva à diminuição da actividade de Fe^{2+} e aumento da actividade de Fe^{3+} , concomitantes com o enriquecimento em Mn e Mg e empobrecimento em Ti, Al e F. Como foi referido no capítulo sobre a kupletskite (VII.12.2), a distribuição de Mn em silicatos é condicionada maioritariamente pelo grau de oxidação do magma a partir do qual estes cristalizam (Czamanske & Mihálik, 1972). Os dados destes autores também sugerem um aumento de Mn com o grau de oxidação nos óxidos (titanomagnetite e ilmenite-pirofanite). Sendo assim, as amostras cujos minerais são mais ricos em Mn serão, em princípio, as mais oxidadas e ricas em Fe^{3+} .

A relação entre Mn e Fe^{3+} nos minerais estudados do Complexo da Serra da Neve é errática; nas piroxenas, o teor em Fe^{3+} mantém-se constante com o aumento de Mn; nas anfíbolos, há duas populações (amostras D-05 e A-56 numa e A-43 na outra) com tendências semelhantes, ambas com correlação positiva entre Mn e Fe^{3+} ; nas biotites, a correlação é também positiva; nas titanites, mais uma vez, parece haver uma correlação positiva entre Fe^{3+} e Mn, com as titanites da amostra A-43 isoladas numa população distinta; e nas titanomagnetites, a relação entre Fe^{3+} e Mn é muito dispersa, mas a correlação é aparentemente negativa, contrariamente ao esperado.

Com excepção das piroxenas, todos os minerais da amostra A-43 (Babaque) que incorporam Mn são os mais ricos neste elemento, em especial, as biotites e titanites; as piroxenas desta amostra são também ricas em Mn, mas as da amostra D-28 possuem teores superiores; não foi identificada nenhuma fase mineral específica de Mn na amostra A-43. A amostra D-28 (cortejo filoniano) contém as piroxenas mais ricas em Mn, mas as titanites e titanomagnetites não mostram o mesmo enriquecimento; esta amostra contém, no entanto, kupletskite, um mineral extremamente rico em Mn (≈ 32 wt.%), apesar de muito rara na amostra. A amostra A-48 (Babaque) contém mangano-eudialite, mas as suas piroxenas são pobres em Mn; a ocorrência de eudialite rica em Mn foi atribuída a hidrotermalismo (Schilling *et al.*, 2011), sendo possível que o magma a partir do qual as piroxenas cristalizaram fosse significativamente menos enriquecido em Mn relativamente aos fluidos envolvidos na cristalização da mangano-eudialite. As piroxenas das amostras D-28 e A-43 são as mais ricas em Mn, mas as piroxenas (e anfíbolos) da amostra A-43 possuem uma cor laranja distinta, atribuída à possível presença de Mn^{3+}

(Ghose *et al.*, 1986). A ocorrência de aegirina-augite e aegirina com manganês é descrita, na literatura, em rochas que sofreram de metamorfismo de alto grau (Ghose *et al.*, 1986; Nayak *et al.*, 1997), e em pegmatitos (Ghose *et al.*, 1986), ambos os tipos de rocha associados a minérios de Mn compostos por óxidos e silicatos de Mn. Em Sitapatore, Índia, os minerais de Mn são braunite (silicato), bixbyite e hausmannite (ambos óxidos; Ghose *et al.*, 1986) e no sul de Labrador Trough, Canadá, são rodonite (silicato), rodocrosite (carbonato) e calderite (granada de Mn-Fe; McSwiggen *et al.*, 1994); muitas vezes as piroxenas ricas em Mn estão associadas a estes minerais, nestas ocorrências. Na Serra da Neve não existe referência a estes minerais de Mn.

Na Serra da Neve é apenas mencionada a allanite como principal portadora de Mn nos fenitos da estrutura de Nejoio (Rodrigues, 1973). No entanto, a presença de minerais como a kupletskite e a mangano-eudialite remete para a possibilidade de um teor em Mn por vezes elevado, levando à cristalização de minerais ricos neste elemento.

As biotites (flúor-flogopite) e anfíbolos da amostra A-43 são também as mais ricas em F, estando as posições aniónicas da estrutura destes minerais (aparentemente) preenchidas na totalidade por F e sendo, nesse caso, o seu teor de OH insignificante. Nas rochas estudadas por Gianfagna *et al.* (2007), no Monte Etna, Itália, a flúor-flogopite ocorre associada a flúor-edenite, flúor-apatite, feldspato alcalino, orto- e clinopiroxenas, hematite e pseudobrookite, ou seja, a uma paragénese mineral extremamente anidra; o Fe medido por estes autores nas flúor-flogopites é apenas Fe^{3+} , tal como na maioria dos restantes minerais, revelando uma elevada fugacidade de oxigénio durante a cristalização; interpretam ainda a presença de flúor-flogopite, juntamente com a sua associação a flúor-edenite, como indícios de processos de metassomatismo que terão afectado rochas pré-existentes por interacção com fluidos, a alta temperatura, enriquecidos em F, Cl e outros elementos incompatíveis. A amostra A-43 do Complexo da Serra da Neve contém feldspato alcalino, aegirina-augite com Mn, várias espécies (devido à sua composição variável) de anfíbola sódica rica em F e Mn, como flúor-magnésio-arfvedsonite com Mn, flúor-flogopite, flúor-apatite, titanite rica em F e titanomagnetite; tal como a paragénese descrita por Gianfagna *et al.* (2007), esta sugere também um extremo empobrecimento em OH; o enriquecimento nos minerais da amostra A-43 em Mn foi atribuído, em parte, a um possível grau de oxidação elevado, mas este enriquecimento não se verifica nas flúor-flogopites descritas por estes autores.

A amostra D-49 (Nejoio) contém rara fluorite e calcite em zonas vesiculares ou xenolíticas da rocha; Borst *et al.* (2021) mencionam que estes minerais ocorrem em veios (juntamente com pirite) nos sienitos da zona externa da estrutura de Nejoio, indicando uma interacção tardia das rochas com fluidos ricos em voláteis, como F, S e CO_2 . Apesar de não ter sido identificada fluorite nas restantes amostras, a presença de outros minerais ricos em F, como as flúor-flogopites da amostra A-43, sugere que esta interacção com fluidos ricos em voláteis poderá ter sido sentida em vários locais do Complexo, e não só na estrutura de Nejoio. Como é referido por vários autores (Zhu & Sverjensky, 1991; Zhang *et al.*, 2012; Marks & Markl, 2017), o facto de as apatites, titanites, micas e anfíbolos serem ricas em F e pobres em Cl em rochas derivadas de magmas hiperalcalinos não significa que o magma fosse mais rico em F do que em Cl; isto é dependente de efeitos da química cristalina em cada um destes tipos de minerais e de coeficientes de partição mineral-fundido superiores a 1 no caso do F e muito inferiores a 1 no caso do Cl; a existência de sodalite em várias das amostras estudadas é uma das evidências da presença de Cl nos magmas que originaram estas rochas, pois este mineral é normalmente o principal portador de Cl em rochas alcalinas (Marks & Markl, 2017).

É geralmente considerado que os magmas basálticos alcalinos ricos em HFSE são formados por fusão parcial de baixo grau de rochas do manto litosférico, previamente enriquecidas, por metassomatismo, em REE, Th, U, HFSE e halogénios (Pilet *et al.*, 2008). Pensa-se que os magmas

basálticos alcalinos serão, por extensa cristalização fraccionada, a fonte de sienitos nefelínicos, sienitos e granitos hiperalcalinos ricos em HFSE (Dostal, 2017). A concentração elevada de REE e HFSE em rochas alcalinas félsicas deve-se, em parte, a cristalização fraccionada durante um período considerável; como estes elementos são altamente incompatíveis com o manto, ocorre a sua concentração nos fundidos residuais, que, por sua vez, é acentuada pela presença de voláteis, particularmente o F, que reduz o ponto de fusão do magma e impede a cristalização de fases minerais ricas em HFSE até às etapas terminais de cristalização, quando o magma se torna saturado em fluidos e enriquecido em metais raros (Markl *et al.*, 2001; Halter & Webster, 2004; Dostal, 2017). O aparente enriquecimento em F em algumas rochas do Complexo da Serra da Neve, estará, portanto, associado aos mecanismos de formação das rochas alcalinas que o compõem, mas também à sua fonte magmática, e a presença de F terá auxiliado a concentração de elementos como Ce, La, Ti, Nb e P, que por sua vez foram incorporados durante a cristalização de minerais como titanite, mangano-eudialite, titanomagnetite, apatite, zircão, kupletskite, lâvenite (?), carbonatos e fosfatos de Ce-La e de outros minerais encontrados na estrutura de Nejoio (Rodrigues, 1973; Borst *et al.*, 2021). A distribuição do F nas rochas estudadas nem sempre é igual à distribuição de minerais ricos em HFSE, como o caso da amostra A-43, que é rica em F mas não possui nenhum mineral rico em HFSE, enquanto a estrutura de Nejoio tem diversas ocorrências de fluorite (Rodrigues, 1973) e alberga algumas das rochas mais evoluídas do Complexo portadoras de minerais apáíticos, como: eudialite, elpidite, mosandrite, minerais do grupo lâvenite-wöhlerite e astrofilitite (Rodrigues, 1973); rosenbuschite, hiortdahlite, catapleite, e flúor-carbonato de REE (Borst *et al.*, 2021).

As rochas ígneas alcalinas são, por vezes, portadoras de quantidades apreciáveis de REE, cuja exploração pode ser economicamente viável. Dostal (2017) refere que a origem de mineralizações de REE nestas rochas ainda é debatida, particularmente se a sua origem é magmática, hidrotermal, ou uma combinação de ambas. Estudos recentes (*e.g.*, Salvi *et al.*, 2005; Dostal *et al.*, 2014; Dostal, 2016) sugerem que tanto os processos magmáticos como os hidrotermais contribuem para a origem de depósitos de REE, sendo a mineralização primária alterada por fluidos tardi-magmáticos ou hidrotermais ricos nestes elementos, e em HFSE, Th, U e F, remobilizando e enriquecendo a mineralização original em sucessivos eventos metassomáticos; portanto, as fases secundárias hidrotermais tendem a ser mais ricas do que as fases primárias, particularmente em LILE. A prospecção deste tipo de depósitos inclui vários métodos, em particular, a busca por concentrações elevadas de elementos como REE, U, Th, HFSE (Nb, Ti, Zr, Ta, Hf, P) e F (Richardson & Birkett, 1996; Verplanck *et al.*, 2014; Dostal, 2017); por estas razões, é importante dar continuidade a estes estudos no sentido de esclarecer como se distribuem estes elementos, e por conseguinte, as rochas neles mais enriquecidas, de forma a perceber se será viável a sua exploração no Complexo da Serra da Neve, em particular, na estrutura de Nejoio (Borst, 2019).

VII.16 Correlação com outros Complexos Alcalinos

Rodrigues (1973) comparou as direcções de alinhamento da Serra da Neve com as de alguns complexos alcalinos do Brasil, baseando-se no trabalho de Martin (1961), e chegou à conclusão de que as direcções são sensivelmente paralelas. Amaral *et al.* (1967) dividiram as idades das rochas alcalinas do Brasil entre dois grupos, um datado de 133-122 Ma e outro de 82-51 Ma. O primeiro grupo revela idades semelhantes, por exemplo, às determinadas por Matos Alves (1968) para rochas da estrutura anelar de Tchivira (Angola), de 112 ± 8 Ma. Esta época corresponderia também sensivelmente a uma fase tardia do *rift*, ~ 114 Ma (Escosa *et al.*, 2024). As idades determinadas por Jerram *et al.* (2019) para três ocorrências vulcânicas alcalinas na costa Angolana são cerca de 100, 91 e 82-81 Ma, sendo 91 Ma (Ar-Ar) referente ao Complexo da Serra da Neve, portanto, numa fase pós-*rifting* (Escosa *et al.*, 2024). Já foram feitas tentativas de correlação entre complexos alcalinos do Brasil, da Namíbia, da Gronelândia e de Angola (Borst, 2019) e serão, certamente, continuadas no futuro.

Reconstituindo a posição das placas tectónicas Africana e Sul Americana há 140 Ma, Escosa *et al.* (2024) inferem que as zonas de cisalhamento de Sumbe e Baía Farta em Angola (a Norte da Serra da Neve) têm um alinhamento semelhante ao alinhamento de Cruzeiro do Sul, no Brasil, que coincide com o alinhamento de Sumbe e de Cabo Frio-Poços de Caldas (Stanton *et al.*, 2010). A direcção do alinhamento de Sumbe é, além do mais, muito semelhante à da Serra da Neve (WNW-ESE). A Província de Serra do Mar é das províncias magmáticas mais importantes do Sul do Brasil e compreende a Ilha de Monte de Trigo e os complexos do alinhamento Cabo Frio-Poços de Caldas, que, por sua vez, incluem os complexos de Poços de Caldas, Itatiaia, Passa Quatro, entre muitos outros de menores dimensões (Thompson *et al.*, 1998). Os complexos alcalinos do Brasil cujas idades são mais próximas das determinadas por Jerram *et al.* (2019) são a Ilha de Monte de Trigo (86.6 Ma; Ar-Ar) e Poços de Caldas (79-87 Ma; Ar-Ar, K-Ar; Gomes *et al.*, 2021 e referências inclusas).

Poços de Caldas é um dos maiores complexos alcalinos do mundo (Ulbrich *et al.*, 2005) e é peculiar por incluir tanto fases minerais miascíticas como agpaíticas, ou seja, as suas rochas são agpaíticas-transicionais e as rochas mais evoluídas são agpaíticas. Além disso, é o complexo alcalino brasileiro com maior diversidade de minerais de carácter agpaítico (Gomes *et al.*, 2021). Atencio (1999) enumerou os minerais acessórios presentes no maciço de Poços de Caldas, e estes incluem hainite, eudialite, catapleite, lamprofilite, rinkite, neptunite, kupletskite, lâvenite, normandite, rosenbuschite, narsarsukite, wadeite, enigmatite, astrofilite, fersmanite, elpidite, gaidonnayite, hilairite, lorenzenite, georgechaoite, kentbrooksitite e götzenite (todos eles silicatos de Ti e/ou Zr com ou sem REE) pectolite manganésifera (grupo da wollastonite) burbankite (flúor-carbonato com REE), fluorite, tainiolite (mica com Li), natrolite, analcite, pirite, galena, ilmenite manganésifera, chamosite e os carbonatos calcite, estroncianite, anquerite, kutnohorite e ancilite (Gomes *et al.*, 2021), muitos dos quais possuem carácter marcadamente agpaítico.

A mineralogia do complexo de Itatiaia está descrita, por exemplo, no trabalho de Rosa & Ruberti (2018), revelando bastantes minerais em comum com o complexo de Poços de Caldas, apesar da variedade ser superior no último. Há outros minerais, aparentemente não comuns entre estes complexos, como os silicatos de Zr e/ou Ti hiortdahlite, chevkinite e wöhlerite, silicatos com REE, como allanite e britolite, corindo e zirconolite (óxido de Zr). O complexo de Passa Quatro tem uma mineralogia bastante semelhante à de Itatiaia (Gomes *et al.*, 2021).

As ocorrências de rochas alcalinas agpaíticas na Namíbia estão aparentemente menos estudadas do que as do Brasil. Ainda assim, a maioria das ocorrências situa-se na província de Damaraland (Müller, 1996; Harris *et al.*, 1999; Woolley, 2001; Miller, 2008; Marks & Markl, 2017) e são estas as ocorrências de idade mais semelhante às mencionadas no Brasil e em Angola (Cretácico), apesar de a sua maioria ser mais antiga do que as da Serra da Neve (173 a 127 ± 7 Ma).

Vários outros complexos em diversos locais e com ambiente geodinâmico distinto são portadores de rochas agpaíticas ou agpaíticas-transicionais. Assim sendo, foi feita uma tabela com os minerais agpaíticos descritos na Serra da Neve até ao presente, juntamente com outros complexos alcalinos portadores desses minerais (**Tabela VII.2**).

A mangano-eudialite foi descrita pela primeira vez por Atencio *et al.* (2010) em Poços de Caldas; uma das fases minerais raras do presente trabalho foi interpretada como mangano-eudialite, enquanto previamente apenas tinha sido descrita eudialite *s.l.* na Serra da Neve. Desde a sua descoberta, a mangano-eudialite foi descrita noutros locais, como Ilímaussaq (Rastsvetaeva *et al.*, 2020) e Lovozero (Aksenov *et al.*, 2022).

O Sr não foi medido na maioria das análises de mangano-eudialite; sendo este o único EGM analisado, não é possível comparar os valores de Sr destes com os de outros complexos; no entanto, as análises em que este elemento foi medido sugerem ser escasso. Nesse caso, comparando as análises deste estudo com o diagrama ternário SrO-FeO-REE₂O₃ de Gomes *et al.* (2021), alguns dos complexos com menores teores de Sr e teores variáveis de FeO e REE₂O₃ nos EGM são: Cerro Boggiani (Paraguai), Passa Quatro (Brasil), Monte Saint-Hilaire (Canadá) e Ilímaussaq (Gronelândia). Tendo sido atribuída uma origem hidrotermal à mangano-eudialite da Serra da Neve, isso permite também estabelecer uma relação com complexos que possuam evidências de EGM (*eudialyte group minerals*) hidrotermais, enumerados em Marks & Markl (2017), entre os quais: Tamazeght (Marrocos), Pilansberg (África do Sul), Lovozero e Khibina (Rússia), Poços de Caldas (possivelmente; Brasil), Ilímaussaq (?) e Monte Saint-Hilaire.

Tabela VII.2. Comparação entre minerais apatíticos descritos na Serra da Neve e noutros complexos alcalinos. CB - Cerro Boggiani (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2016); CV - Cabo Verde (Celestino Silva *et al.*, 1989); Il - Ilímaussaq (Christiansen *et al.*, 1998; Peterson, 2001; Rastsvetaeva *et al.*, 2020); IMT - Ilha de Monte de Trigo (Gomes *et al.*, 2021); It - Itatiaia (Gomes *et al.*, 2021); Kh - Khibina (Zaitsev *et al.*, 1998; Anthony *et al.*, 2001; Borisova, 2003; Pekov & Podlesnyi, 2004; Arzamastsev *et al.*, 2008; Konopleva *et al.*, 2008); MSH - Monte Saint-Hilaire (Normand, C. & Tarassoff, P., 2006; Horváth & Horváth, 2010); Lo - Lovozero (Pekov *et al.*, 1999; Mandarino, 2001; Borisova, 2003; Arzamastsev *et al.*, 2008; Pakhomovsky *et al.*, 2018; Krivovichev *et al.*, 2023); PC - Poços de Caldas (Atencio, 1999; Guarino *et al.*, 2021); Pi - Pilansberg (Cairncross & Dixon, 1995; Mitchell & Liferovich, 2006); PQ - Passa Quatro (Guarino *et al.*, 2019); Ta - Tamazeght (Salvi *et al.*, 2000); Te - Tenerife (Dill & Rösenberg, 2023). G.a. – grupo da astrofilitite; G.e. – grupo da eudialite; G.r. – grupo da rinkite; G.w. – grupo da wöhlerite.

Serra da Neve	Outros complexos	Referências da Serra da Neve
Astrofilitite <i>s.s.</i>	CB, Il, Kh, Lo, MSH, PC, Pi, PQ, Te	Rodrigues (1973)
Burbankite?	CB, Kh, Lo, MSH, PC, Pi, Te	Borst <i>et al.</i> (2021)
Catapleite	CB, Il, IMT, It, Kh, Lo, MSH, PC, Pi?, PQ, Ta, Te	Borst <i>et al.</i> (2021)
Elpidite	Il, Kh, Lo, MSH, PC, Ta, Te	Rodrigues (1973)
Eudialite <i>s.s.</i>	CB, CV, Il, IMT, Kh, Lo, MSH, PC, Pi, PQ, Ta, Te	Rodrigues (1973)
Hiortdahlite (G.w.)	Il, IMT, It, MSH, PC, PQ	Borst <i>et al.</i> (2021)
Kupletskite (G.a.)	It, Kh, Lo, MSH, PC, Pi, PQ	Este trabalho
Låvenite-wöhlerite (G.w.)	CB, CV, IMT, It, Kh, Lo, MSH, Pi, PC, PQ, Ta, Te	Rodrigues (1973)
Mangano-eudialite? (G.e.)	Il, Lo, MSH, PC, Te	Este trabalho
Mosandrite (G.r.)	CB, Il, Kh, MSH, Pi, PC, Te	Rodrigues (1973)
Rosenbuschite (G.r.)	CB, Il, It, Kh, MSH, PC, Pi, PQ, Ta	Borst <i>et al.</i> (2021)

De modo a comparar as mangano-eudialites do Complexo da Serra da Neve com outros complexos alcalinos, foram projectadas no diagrama Fe – Mn – Ce+La análises representativas da maioria dos complexos referidos (**Figura VII.35**). As eudialites de Ilímaussaq são as menos ricas em Mn, pelos menos, segundo as análises utilizadas, já que a existência de uma fase pós-magmática (normalmente rica em Mn) é posta como hipótese por Marks & Markl (2017). Algumas das composições mais semelhantes às de eudialites e mangano-eudialites da Serra da Neve pertencem a Poços de Caldas, Pilansberg, Tamazeght, Lovozero e possivelmente, Monte Saint-Hilaire; no entanto, este diagrama apenas ilustra que algumas eudialites destes complexos foram formadas ou recristalizadas em processos tardi-magmáticos ou pós-magmáticos (hidrotermais), tal como foi considerado para as mangano-eudialites deste trabalho. A proporção de Ce+La não se afigura muito elevada nas mangano-eudialites da Serra da Neve, sendo semelhante à da maioria dos outros complexos ou apenas ligeiramente superior, mais uma vez pondo em causa uma migração significativa no sentido do termo kentsbrookite referida no capítulo VII.12.1.

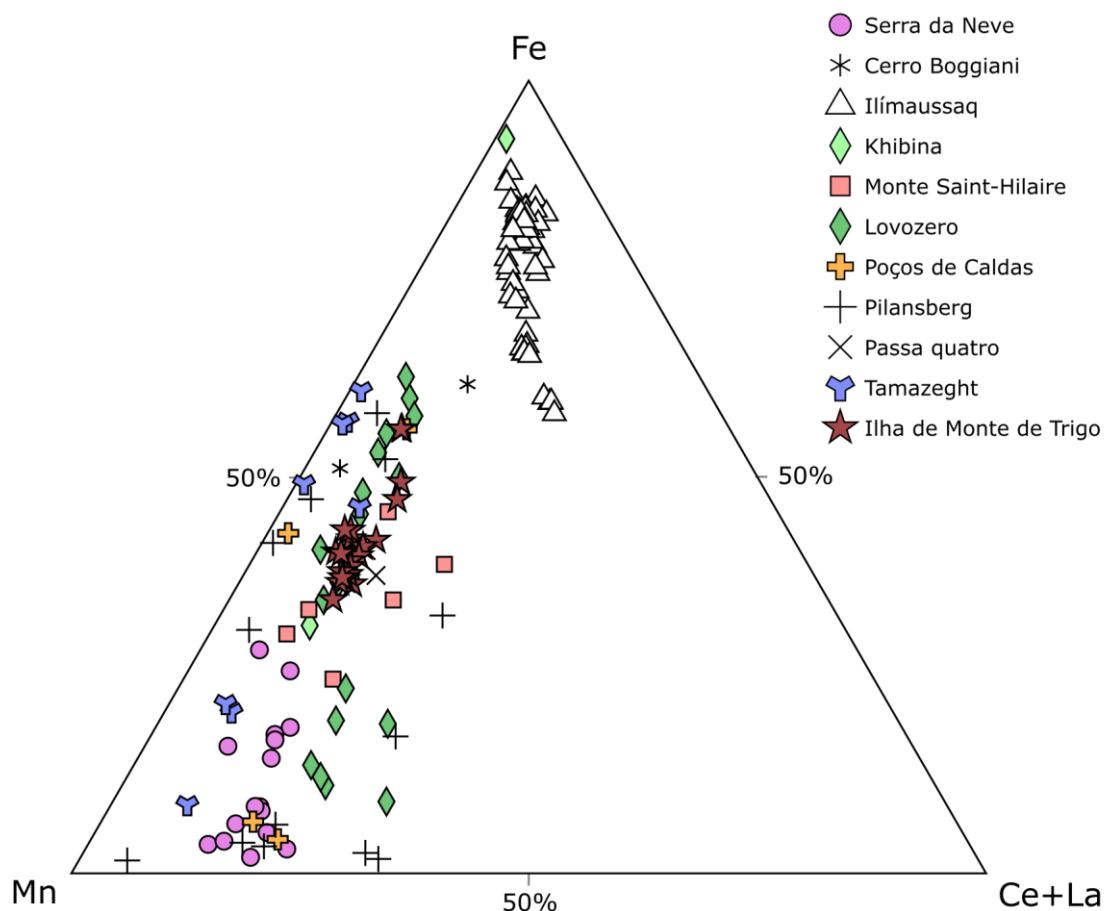


Figura VII.35. Diagrama Fe – Mn – Ce+La de análises representativas de eudialite e mangano-eudialite dos complexos ígneos alcalinos mais importantes, entre outros, e da Serra da Neve. Serra da Neve: este trabalho; Cerro Boggiani: Comin-Chiaramonti *et al.* (2016); Ilímaussaq: Borst *et al.* (2018); Khibina: Schilling *et al.* (2011); Monte Saint-Hilaire: Tice (2009); Lovozero: Mikhailova *et al.* (2020); Poços de Caldas: Gomes *et al.* (2021), Schilling *et al.* (2011); Pilansberg: Mitchell & Liferovich (2006); Passa Quatro: Guarino *et al.* (2019); Tamazeght: Schilling *et al.* (2009).

Relacionando a **Figura VII.35** com a **Tabela VII.2**, as ocorrências mais semelhantes com o Complexo da Serra da Neve, baseado na composição dos EGM e dos minerais comuns entre este Complexo e os restantes, parecem ser Pilansberg, Tamazeght, Lovozero, Monte Saint-Hilaire e algumas no Brasil, como Poços de Caldas, Passa Quatro e Itatiaia (semelhante a Passa Quatro), situando-se os

três ao longo do alinhamento magmático de Cabo-Frio (Gomes *et al.*, 2021), mas será necessário um estudo mais detalhado (e a medição de Sr) para perceber se estas semelhanças serão apenas aparentes, ou se estes complexos terão também semelhanças a nível petrogenético e geoquímico (Borst *et al.*, 2021). A composição de kupletskite é muito variável, mas a sua ocorrência também revela uma maior afinidade entre a Serra da Neve e os complexos de Khibina, Lovozero, Monte Saint-Hilaire (Piilonen *et al.*, 2003b), Pilansberg (Mitchell & Liferovich, 2006), Poços de Caldas (Atencio, 1999), Passa Quatro (Gomes *et al.*, 2021) e Itatiaia (Gomes *et al.*, 2021), apesar de no último não ser descrita eudialite.

VIII. Considerações Finais

Apesar do número reduzido de amostras cedidas para a realização deste estudo, foram descritas várias litologias (sienito nefelínico, micro-sienito nefelínico, fonólito, traquito, sienito), cujas texturas e composições mineralógicas foram comparadas com o que está cartografado à escala 1:250000 revelando, por vezes, diferenças nestes aspectos e a necessidade de elaboração de uma cartografia mais detalhada no futuro, além da revisão que foi feita no âmbito do projecto PLANAGEO.

A petrografia, complementada por análises de micro-sonda electrónica, permitiu identificar diversos minerais, entre os quais, minerais agpaíticos e/ou minerais raros, não só na estrutura de Nejoio (lâvenite? e mineral incolor), já descritos por Rodrigues (1973) e Borst *et al.* (2021), como também no cortejo filoniano (kupletskite e carbonato de Ce-La, ambos escassos) e na estrutura de Babaque (mangano-eudialite e fosfato hidratado de Ce-La). Os minerais identificados foram: feldspato alcalino, nefelina, sodalite, piroxenas cálcicas a sódicas (diópsido a aegirina), anfíbolas cálcicas a sódicas (Mg-horneblenda a Mg-arfvedsonite), biotites e flogopites (por vezes, ricas em flúor), titanite, zeólitos (aparentemente do grupo da natrolite (?), analcite (?) e heulandite (?)), quartzo, plagioclase, cancrinite – cancrissilite, epidoto, clorite, flúor-apatite, titanomagnetite, ilmenite, zircão, mangano-eudialite, lâvenite (?), vesuvianite (?), fluorite, moscovite, sericite, calcite, kupletskite, carbonato de Ce-La, fosfato hidratado de Ce-La e, numa amostra de Nejoio, foi observado um mineral prismático incolor, não identificado, mas a sua ocorrência em conjunto com lâvenite (?) sugere que poderá ser também um mineral de natureza agpaítica. Esta associação mineral reforça a afirmação de Borst *et al.* (2021) de que a estrutura de Nejoio (Rodrigues, 1973), entre outras no Complexo (Pereira & Moreira, 1977; Woolley, 2001; este trabalho), terão uma assinatura maioritariamente miascítica (titanite, titanomagnetite, ilmenite e zircão), com algumas ocorrências agpaíticas-transicionais a agpaíticas (kupletskite, mangano-eudialite), nas rochas mais evoluídas.

As análises de micro-sonda electrónica, além de auxiliarem na identificação dos minerais, permitiram constatar certos enriquecimentos elementares em alguns deles. O teor em Mn é particularmente elevado nalguns dos minerais estudados, nomeadamente: nas piroxenas, anfíbolas, biotites e titanites do traquito de Babaque (amostra A-43); nas piroxenas e kupletskite de uma das rochas do cortejo filoniano (amostra D-28) e nas mangano-eudialites do micro-sienito nefelínico de Babaque (amostra A-48). O teor em F é também aparentemente mais elevado nas anfíbolas, biotites e titanites do traquito de Babaque (amostra A-43) e até nas eudialites do micro-sienito nefelínico de Babaque (amostra A-48); no entanto, as suas proporções excedem, por vezes, o máximo das posições aniónicas destes minerais, provavelmente por erro analítico, sendo apenas possível inferir um enriquecimento qualitativo e não quantitativo nos minerais do traquito (amostra A-43) relativamente aos minerais das amostras restantes. Para além de Mn e F, vários dos minerais estudados (titanite, mangano-eudialite, apatite, carbonato de Ce-La, fosfato hidratado de Ce-La) são relativamente ricos em Ce, La (LREE) e HFSE,

como Ti, Nb, Zr e P, com ênfase nas apatites da amostra A-48, que atingem 13.4 wt.% de (Ce₂O₃ + La₂O₃).

As rochas subvulcânicas e vulcânicas, particularmente as do cortejo filoniano e da estrutura de Babaque, poderão ser um foco de concentração de minerais agpaíticos, evidenciando, se for o caso, uma maior distribuição destes minerais do que anteriormente prevista, apenas mencionada em Nejoio e Chilelariva (inserida em Lutala) em trabalhos prévios; estas rochas podem, portanto, vir a ser importantes do ponto de vista da viabilidade da exploração de REE e HFSE. As rochas do cortejo filoniano, em particular, podem ser relevantes neste sentido devido à sua ocorrência na zona aplanada que envolve o Complexo, dada a sua melhor acessibilidade (~750m de altitude) do que a das estruturas anelares, que ultrapassam 2400 metros de altitude, em que as de mais difícil acesso foram, em parte, alcançadas apenas por helicóptero (Pereira & Moreira, 1977). A pesquisa de evidências de hidrotermalismo e de metassomatismo em rochas com minerais agpaíticos será também fundamental, já que estes são mecanismos típicos de concentração de elementos das terras raras leves em (ou a partir de) minerais como a eudialite e outros portadores de LREE (Dostal, 2017).

O estado de oxidação parece ser muito variável nas rochas deste Complexo e bastante elevado em alguns locais, particularmente nas rochas mais superficiais (cortejo filoniano e Babaque), e também nos sienitos feldspatóidicos e nefelínicos da estrutura de Lutala e Nejoio, respectivamente, o que é relevado pela presença de minerais como aegirina, anfíbolos sódicas, titanite, epídoto, magnetite, kupletskite e mangano-eudialite, não só pela incorporação de Fe³⁺ na maioria destes minerais, mas também pela incorporação de Mn, cujos teores relativamente elevados foram associados, em parte, a um provável grau de oxidação elevado durante a sua cristalização (Czamanske & Mihálik, 1972; Piilonen *et al.*, 2003a); no caso da mangano-eudialite, pode atribuir-se este enriquecimento de Mn a uma origem tardia a hidrotermal (Rastsvetaeva, 2007; Schilling *et al.*, 2011; Aksenov *et al.*, 2014; Marks & Markl, 2017; Marks *et al.*, 2020).

A maioria das amostras estudadas não contém quantidade muito significativa de minerais ricos em HFSE ou LREE, e o estudo de química mineral feito neste trabalho não permite uma comparação muito conclusiva com a mineralogia específica de outros complexos alcalinos, sendo poucos os minerais raros nas amostras estudadas e reduzido o número de análises que foi possível realizar; no entanto, foi feita uma comparação com base na mineralogia e química das eudialites estudadas, como as proporções de Fe, Mn e Ce + La (que denotam, principalmente, o grau de evolução magmática, proporcional à razão Mn/Fe). Com os dados disponíveis, os complexos ígneos alcalinos mais semelhantes ao da Serra da Neve parecem ser Pilansberg, Tamazeght, Lovozero, Monte Saint-Hilaire, e os complexos do Brasil (sobretudo Poços de Caldas, Passa Quatro e Itatiaia) situados no alinhamento magmático WNW-ESE de Cabo Frio-Poços de Caldas, semelhante ao da Serra da Neve (Escosa *et al.*, 2024). O mesmo poderá ser esperado de complexos alcalinos na Namíbia, dada a origem destas ocorrências na Província Magmática de Paraná-Angola-Etendeka (Borst *et al.*, 2021). As kupletskites, apesar da sua composição variável, revelam alguma afinidade com os mesmos complexos enumerados.

No futuro seria relevante incluir, neste tipo de estudos, rochas de estruturas como Chilelariva, algumas das quais (pórfiros sieníticos nefelino-analcíticos) possuem minerais agpaíticos (Pereira & Moreira, 1977). Deste modo, seria possível aumentar o conhecimento sobre ocorrências agpaíticas no Complexo da Serra da Neve e perceber, por exemplo, se existem EGM formados em etapas mais precoces da evolução magmática, ou apenas mangano-eudialites, cuja gênese é tardia a hidrotermal.

Tendo em conta o que foi dito acima, a Serra da Neve parece ter potencial como local geologicamente interessante para prosseguir e detalhar estudos de terreno e de prospecção mineral.

IX. Bibliografia

- Aksenov, S. M., Rastsvetaeva, R. K., Mitchell, R. H., Chakrabarty, A. (2014). Crystal structure of manganese-rich variety of eudialyte from Suchina Hill, India, and manganese ordering in eudialyte-group minerals. *Crystallography Reports*, **59**, 146-154.
- Aksenov, S. M., Chukanov, N. V., Pekov, I. V., Nelyubina, Y. V., Varlamov, D. A., Kogarko, L. N. (2022). On the Isomorphism of Sodium at the M (2) Site in Eudialyte-Group Minerals: The Crystal Structure of Mn-Deficient Mangano-eudialyte and the Problem of the Existence of the M (2) Na-Dominant Analogue of Eudialyte. *Minerals*, **12**(8), 949.
- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U.G., Kawashita, K., Reynolds, J.H. (1967). Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **32**(2), 117-142.
- Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W., Nichols, M. C. (2001). *Handbook of mineralogy*, **1**. Mineral Data Publishing.
- Araújo, A. G. & Guimarães, F. (1992). Geologia de Angola, Notícia explicativa da Carta Geológica à escala 1: 1 000 000. *Serviço Geológico de Angola, Luanda*.
- Arzamastsev, A., Yakovenchuk, V., Pakhomovsky, Y., Ivanyuk, G. (2008). The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. In *33rd International Geological Congress Excursion* (No. 47).
- Atencio, D., Coutinho, J. M. V., Ulbrich, M. N. C., Vlach, S. R. F. (1999). Hainite from Pocos de Caldas, Minas Gerais, Brazil. *Canadian Mineralogist* **37**, 91-98.
- Atencio, D., Nomura, S. F., Chukanov, N. V., Rastsvetaeva, R. K., Coutinho, J. M. V., Karipidis, T. K. (2010). Mangano-eudialyte, a new mineral from Poços de Caldas, Minas Gerais, Brazil. In *20th General Meeting International Mineralogical Association, August, 21-27*.
- Balashov, Y.A. & Glaznev, V.N. (2006). Cycles of alkaline magmatism. *Geochemistry International* **44**, 274-285.
- Bannister, F. A. & Hey, M. H. (1931). A chemical, optical, and X-ray study of nepheline and Kaliophilite. *Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society*, **22**(134), 569-608.
- Barth, T. F. (1963). The composition of nepheline. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **43**(153), J64.
- Basu, A. R., Goodwin, A.M., Tatsumoto, M. (1984). Sm-Nd Study of Archaean Alkaline Rocks From the Superior Province of the Canadian Shield, *Earth and planetary science letters*, **70**, 40-46.
- Bauer, J. E. (2015). *Complex zoning patterns and rare earth element variations across titanite crystals from the Half Dome Granodiorite, central Sierra Nevada, California* (Doctoral dissertation, The University of North Carolina at Chapel Hill).
- Beard, C.D., Goodenough, K.M., Borst, A.M., Wall, F., Siegfried, P.R., Deady, E.A., Pohl, C., Hutchison, W., Finch, A.A., Walter, B.F. and Elliott, H.A. (2023). Alkaline-silicate REE-HFSE systems. *Economic Geology*, **118**(1), 177-208.

- Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C., Siena, F. (2020). Plume-related Paranà-Etendeka igneous province: An evolution from plateau to continental rifting and breakup. *Lithos*, **362–363**. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105484>
- Beran, A. & Zemann, J. (1986). The pleochroism of a gem-quality enstatite in the region of the OH stretching frequency, with a stereochemical interpretation. *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **35**(1), 19-25.
- Borisova, E. A. (2003). *New Data on Minerals*, **38**, 172.
- Borst, A. M., Friis, H., Nielsen, T. F., Waight, T. E. (2018). Bulk and mush melt evolution in agpaitic intrusions: insights from compositional zoning in eudialyte, Ilímaussaq Complex, South Greenland. *Journal of Petrology*, **59**(4), 589-612.
- Borst, A. (2019). New frontiers of critical metal exploration: Alkaline igneous rocks of Angola. *The Applied Mineralogist: Bulletin of the Applied Mineralogy Group*, **4**(4), 3-4.
- Borst, A., Finch, A., Nielson, G., Siegfried, P., Lopes, E., Eugenio, A., Bambi, A., Luanda, A. (2021). Alkaline magmatism and critical metals in Angola: Field observations and petrography of the Nejoio nepheline syenite complex. *Geosciences Made in Belgium*, 31.
- Borst, A., Finch, A., Siegfried, P., Bambi, A. (2023). Mixing, mingling and metasomatism: Late-stage HFSE mobility and carbothermal alteration in the Nejoio alkaline silicate complex, Angola. *Goldschmidt Conference 2023*.
- Bowden, P. (1985). The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review), *Journal of African Earth Sciences*, **3**(1–2), 17-39, ISSN 0731-7247. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(85\)90020-X](https://doi.org/10.1016/0899-5362(85)90020-X).
- Brod, J. A., Gaspar, J. C., De Araújo, D. P., Gibson, S. A., Thompson, R. N., Junqueira-Brod, T. C. (2001). Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, **19**(3), 265-296.
- Broska, I., Harlov, D., Tropper, P., Siman, P. (2007). Formation of magmatic titanite and titanite–ilmenite phase relations during granite alteration in the Tribeč Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *Lithos*, **95**(1-2), 58-71.
- Buddington, A. F., Lindsley, D. H. (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of petrology*, **5**(2), 310-357.
- Burns, R. G. (1993). *Mineralogical applications of crystal field theory* (No. 5). Cambridge university press.
- Cairncross, B. & Dixon, R. (1995). Minerals of South Africa. Johannesburg: Geological Society of South Africa. *Geological Magazine*, **134**(2), 269-281.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., Verhoogen, J. (1974). *Igneous Petrology*.
- Carvalho, H.B., Crasto, J., Silva, Z.C., Vialette, Y. (1987). The Kibaran cycle in Angola — a discussion. *Geological Journal*, **22**, 85-102.

- Celestino Silva, L. (1980). Note on the occurrence of niobium-rich zirconolite in carbonatitic rocks of São Tiago Island (Cape Verde Republic). *Garcia de Orta, Série de Geologia, Revista da Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa*, **4**, 106.
- Celestino Silva, L., Figueiredo, M. O., Williams, C. T. (1989). Notes on Cape Verde mineralogy. Zirconium silicates in syenitic rocks from Boa Vista island. *Garcia de Orta, Série de Geologia, Revista da Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa*, **12**.
- Celli, N. L., Lebedev, S., Schaeffer, A. J., Gaina, C. (2020). African cratonic lithosphere carved by mantle plumes. *Nature Communications*, **11**(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13871-2>
- Charlier, B., Namur, O., Bolle, O., Latypov, R., Duchesne, J. C. (2015). Fe–Ti–V–P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. *Earth-Science Reviews*, **141**, 56-81.
- Chorowicz, J. (2005). The East African Rift System. *Journal of African Earth Sciences*, **43**, 379-410.
- Christiansen, C. C., Johnsen, O., Ståhl, K. (1998). Crystal structure of kupletskite from the Kangerdlugssuaq intrusion, East Greenland. *Nues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 253-264.
- Clarke, C., & Upson, S. (2017). A global portrait of the manganese industry—A socioeconomic perspective. *Neurotoxicology*, **58**, 173-179.
- Comin-Chiaramonti, P., Renzulli, A., Ridolfi, F., Enrich, G.E., Gomes, C.B., De Min, A., Azzone, R.G. and Ruberti, E. (2016). Late-stage magmatic to deuteric/metasomatic accessory minerals from the Cerro Boggiani agpaitic complex (Alto Paraguay Alkaline Province). *Journal of South American Earth Sciences*, **71**, 248-261.
- Czamanske, G.K. & Mihálik, P. (1972): Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway. 1. The opaque oxides. *Journal of Petrology*, **13**, 493-509.
- Czamanske, G.K. & Wones, D.R. (1973): Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway. 2. The mafic silicates. *Journal of Petrology*, **14**, 349-380.
- Dal Bo, F., Friis, H., Mills, S. J. (2022). Nomenclature of wöhlerite-group minerals. *Mineralogical Magazine*, **86**(4), 661-676.
- Daly, R.A. (1910). The Origin of Alkaline Rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, 87-118.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1966). *An introduction to the rock forming minerals*, 528. England: Longman Scientific & Technical Limited.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (2013). *An introduction to the rock-forming minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.
- Della Ventura, G., Bellatreccia, F., Williams, C. T. (1999). Zr-and LREE-rich titanite from Tre Croci, Vico volcanic complex (Latium, Italy). *Mineralogical Magazine*, **63**(1), 123-130.

- Dill, H. G., & Rösenberg, K. A. (2023). Marker minerals in volcanics and xenoliths—An approach to categorize the inferred magmatic rocks underneath the present-day volcanic landscape of Tenerife, Spain (NW African Rare Mineral Province). *Minerals*, **13**(11), 1410.
- Djeutchou, C., de Kock, M., Altermann, W., Ernst, R. (2020). Developing the Full Potential of the Large Igneous Province (LIP) Record for Multi-Commodity, Multi-Scale Exploration Targeting ARCGIS Lip Record for the Greater Congo Craton.
- Dollase, W. A. & Thomas, W. M. (1978). The crystal chemistry of silica-rich, alkali-deficient nepheline. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**, 311-318.
- Dostal, J., Kontak, D. J., Karl, S. M. (2014). The Early Jurassic Bokan Mountain peralkaline granitic complex (southeastern Alaska): Geochemistry, petrogenesis and rare-metal mineralization. *Lithos*, **202**, 395-412.
- Dostal, J. (2016). Rare metal deposits associated with alkaline/peralkaline igneous rocks. *Reviews in Economic Geology*, **18**, 33–54.
- Dostal, J. (2017). Rare earth element deposits of alkaline igneous rocks. *Resources*, **6**(3), 34.
- Dunworth, E.A. & Bell, K. (2001). The Turiy Massif, Kola Peninsula, Russia: isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution. *Journal of Petrology*, **42**, 377-405.
- Dymek, R. F. (1983). Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American mineralogist*, **68**(9-10), 880-899.
- Edgar, A. D. (1984). Chemistry, occurrence and paragenesis of feldspathoids: a review. *Feldspars and Feldspathoids: Structures, Properties and Occurrences*, 501-532.
- Edgar, A.D., 1963. Studies on cancrinites: II. Stability fields and cell dimensions of calcium and potassium-rich cancrinites. *The Canadian Mineralogist*, **8**, 53-67.
- Escosa F.O., Denis M., Nielsen C., Ringenbach J-C., Guiraud M. (2024). Mode of extension and final architecture of the south Angolan margins controlled by Precambrian lithospheric heterogeneity, *Marine and Petroleum Geology*, **161**, 106637, ISSN 0264-8172, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106637>.
- Fall, A., Bodnar, R., Szabo, C. (2004). Fluid Evolution in the Nepheline Syenites of the Ditrau Alkaline Massif, Romania. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Ferguson, A. K. (1978) The occurrence of Ramsayite, Titan-lavenite and a fluorine-rich eucolite in a nepheline-syenite inclusion from Tenerife, Canary Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**,15-20.
- Ferraris, G. (2006). Heterophyllosilicates: prospects of technological applications. *Problems of geology and mineralogy. Komy Institute of Geology, Syktyvkar, Russia*, 65-75.
- Fitton, J. G., & Upton, B. G. (1987). *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society Special Publication, **30**, 568.
- Franz, G., & Spear, F. S. (1985). Aluminous titanite (sphene) from the Eclogite Zone, south-central Tauern Window, Austria. *Chemical Geology*, **50**(1-3), 33-46.

- Frost, B. R., Chamberlain, K. R., Schumacher, J. C. (2001). Spinel (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chemical geology*, **172**(1-2), 131-148.
- Frost, B.R. & Frost, C.D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology* **49**, 1955-1969.
- Frost, B. & Lindsley, D. (1991). Chapter 12. Occurrence of Iron-Titanium Oxides in Igneous Rocks. In D. Lindsley (ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, 433-468.
- Frye, K. (1981). *The encyclopedia of mineralogy*. Springer Science & Business Media.
- Ghose, S., Kersten, M., Langer, K., Rossi, G., Ungaretti, L. (1986). Crystal field spectra and Jahn Teller effect of Mn³⁺ in clinopyroxene and clin amphiboles from India. *Physics and Chemistry of Minerals*, **13**, 291-305.
- Gianfagna, A., Scordari, F., Mazziotti-Tagliani, S., Ventruti, G., Ottolini, L. (2007). Fluorophlogopite from Biancavilla (Mt. Etna, Sicily, Italy): Crystal structure and crystal chemistry of a new F-dominant analog of phlogopite. *American Mineralogist*, **92**(10), 1601-1609.
- Gill, R. (2010). *An introduction to magmas and magmatic rocks. Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell.
- Gomes, C., Azzone, R., Enrich Rojas, G., Guarino, V., Ruberti, E. (2021). Agpaitic Alkaline Rocks in Southern Brazilian Platform: A Review. *Minerals*, **11**(9), 934.
- Groat, L. A., Hawthorne, F. C., Ercit, T. S. (1992). The chemistry of vesuvianite. *Canadian Mineralogist*, **30**(1), 19-48.
- Groat, L. A., Hawthorne, F. C., Ercit, T. S., Putnis, A. (1993). The symmetry of vesuvianite. *Canadian Mineralogist*, **31**, 617-617.
- Guarino, V., Gennaro, R. D., Melluso, L., Ruberti, E., Azzone, R. G. (2019). The transition from miaskitic to agpaitic rocks, as highlighted by the accessory phase assemblages in the Passa Quatro alkaline complex (Southeastern Brazil). *The Canadian Mineralogist*, **57**(3), 339-361.
- Guarino, V., Lustrino, M., Zanetti, A., Tassinari, C. C., Ruberti, E., de'Gennaro, R., Melluso, L. (2021). Mineralogy and geochemistry of a giant agpaitic magma reservoir: The Late Cretaceous Poços de Caldas potassic alkaline complex (SE Brazil). *Lithos*, **398**.
- Guiraud, M., Buta-Neto, A., Quesne, D. (2010). Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology* **27**(5), 1040–1068. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.01.017>.
- Gündüz, M. & Asan, K. (2023). MagMin_PT: An Excel-based mineral classification and geothermobarometry program for magmatic rocks. *Mineralogical Magazine*, **87**(1), 1–9. doi:10.1180/mgm.2022.113.
- Haggerty, S. E. (1976). Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. *Oxide minerals*, **3**, Hg1-Hg100.

- Halama, R., Vennemann, T., Siebel, W., Markl, G. (2005). The Grønnedal-Ika carbonatite–syenite complex, South Greenland: carbonatite formation by liquid immiscibility. *Journal of Petrology*, **46**(1), 191-217.
- Halter, W. E., & Webster, J. D. (2004). The magmatic to hydrothermal transition and its bearing on ore-forming systems. *Chemical Geology*, **210**(1-4), 1-6.
- Horváth, L. & Horváth, E. (2010) Recent (2009-2010) additions to the minerals of Mont Saint-Hilaire. *Canadian Micro-Mineral Association*, **44**(3), 16-23.
- Harris, C., Marsh, J. S., Milner, S. C. (1999). Petrology of the alkaline core of the Messum igneous complex, Namibia: evidence for the progressively decreasing effect of crustal contamination. *Journal of Petrology*, **40**(9), 1377-1397.
- Hasenaka, T. & Carmichael, I.S.E. (1987). The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, **28**, 241-269.
- Hassan, I. (1982). *The crystal structure and crystal chemistry of sodalite and cancrinite groups of minerals* (Doctoral dissertation).
- Hayden L.A., Watson E.B., Wark D.A. (2008). A thermobarometer for sphene (titanite). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **155**, 529–540.
- Heine, C., Zoethout, J., Müller, R.D. (2013). Kinematics of the South atlantic rift. *Solid Earth*, **4**(2), 215–253. <https://doi.org/10.5194/se-4-215-2013>.
- Henderson, P. (1980). Rare earth element partition between sphene, apatite and other coexisting minerals of the Kangerdlugssuaq intrusion, E. Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **72**(1), 81-85.
- Higgins, J. B. & Ribbe, P. H. (1976). The crystal chemistry and space groups of natural and synthetic titanites. *American Mineralogist*, **61**(9-10), 878-888.
- Hoskin, P. W., & Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, **53**(1), 27-62.
- Icenhower, J. P. & London, D. (1997). Partitioning of fluorine and chlorine between biotite and granitic melt: experimental calibration at 200 MPa H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **127**(1), 17-29.
- Ivanova, T. I., Frank-Kamenetskaya, O. V., Koltsov, A. B., Ugolkov, V. L. (2001). Crystal structure of calcium-deficient carbonated hydroxyapatite. Thermal decomposition. *Journal of Solid State Chemistry*, **160**(2), 340-349.
- Jahn, H. A., & Teller, E. (1937). Stability of polyatomic molecules in degenerate electronic states—I—Orbital degeneracy. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A-Mathematical and Physical Sciences*, **161**(905), 220-235.
- Jerram, D.A., Sharp, I.R., Torsvik, T.H., Poulsen, R., Watton, T., Freitag, U., Halton, A., Sherlock, S.C., Malley, J.A.S., Finley, A. and Roberge, J. (2019). Volcanic constraints on the unzipping of Africa from South America: Insights from new geochronological controls along the Angola margin. *Tectonophysics*, **760**, 252-266.

- Jessen, O. (1936). *Reisen und Forschungen in Angola*. Berlin.
- Johnsen, O., & Grice, J. D. (1999). The crystal chemistry of the eudialyte group. *The Canadian Mineralogist*, **37**(4), 865-891.
- Johnsen, O., Ferraris, G., Gault, R.A., Grice, J., Kampf, A., Pekov, I. (2003). The nomenclature of eudialyte-group minerals. *The Canadian Mineralogist*, **41**, 785-794. 10.2113/gscanmin.41.3.785.
- Khomyakov, A. P. (1995). *Mineralogy of Hyperagpaitic Alkaline Rocks*. 223. Oxford: Clarendon Press.
- Klein, C. (2002). *The Manual of Mineral Science*. 22^a edição, 641.
- Kogarko, L.N. (1990). Ore-forming potential of alkaline magmas. *Lithos*, **26**, 167-175.
- Kohn M.J. (2017). Titanite Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **83**, 419–441.
- Konopleva, N. G., Ivanyuk, G. Y., Pakhomovsky, Y. A., Yakovenchuk, V. N., Men'shikov, Y. P., Korchak, Y. A. (2008). Amphiboles of the Khibiny Alkaline Pluton, Kola Peninsula, Russia. *Geology of Ore Deposits*, **50**, 720-731.
- Krivovichev, S. V., Panikorovskii, T. L., Bazai, A. V., Sidorov, M. Y. (2023). The Crystal Structure of Manganotychite, Na₆Mn₂ (CO₃)₄ (SO₄), and Structural Relations in the Northupite Group. *Crystals*, **13**(5), 800.
- Kubeš, M., Leichmann, J., Wertich, V., Mozola, J., Holá, M., Kanický, V., Škoda, R. (2021). Metamictization and fluid-driven alteration triggering massive HFSE and REE mobilization from zircon and titanite: Direct evidence from EMPA imaging and LA-ICP-MS analyses. *Chemical Geology*, **586**, 120593.
- Lapido-Loureiro, F. (1967). Nota prévia sobre as estruturas carbonatíticas de Angola. *Boletim do Instituto de Investigação Científica de Angola*, **4**(2), 45-66. Luanda.
- Laves, F. & Soldatos, K. (1963). Die Albit/Mikroclin-Orientierungs-Beziehungen in Mikroclinperthiten und deren genetische Deutung. *Zeitschrift für Kristallographie - Crystalline Materials*, **118**(1-6), 69-102. <https://doi.org/10.1524/zkri.1963.118.16.69>
- Layne, G.D., Rucklidge, J.C. Brooks, C.K. (1982): Astrophyllite from Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Mineralogical Magazine*, **45**, 149-156.
- Le Maitre, R.W. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press, 236.
- Leake, B. E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, **63**(11-12), 1023-1052.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G. and Linthout, K. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, **61**(405), 295-310.
- Lessing, P., & Grout, C. M. (1971). Häünite From Edwards, New York. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, **56**(5-6), 1096-1100.

- Li, J.X., Fan, W.M., Zhang, L.Y., Ding, L., Yue, Y.H., Xie, J., Cai, F.L., Quan, Q.Y. and Sein, K. (2020). Biotite geochemistry deciphers magma evolution of Sn-bearing granite, southern Myanmar. *Ore Geology Reviews*, **121**.
- Li, X., Zhang, C., Behrens, H., Holtz, F. (2020). Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression. *Lithos*, **356**.
- Macdonald, R. & Saunders, M. J. (1973). Chemical variation in minerals of the astrophyllite group. *Mineralogical Magazine*, **39**(301), 97-111.
- Machado, F.S. (1959). *The volcanic belt of Angola and its carbonatites*. Leopoldville Meetings, C.C.T.A./A.S.G.A.
- Mandarino, J.A. (2001) Abstracts of New Mineral Descriptions. *The Mineralogical Record*, **32** (5) 413-421
- Mariano, A.N. & Roeder, P.L. (1989). Wöhlerite: chemical composition, cathodoluminescence and environment of crystallization. *Canadian Mineralogist*, **27**, 709-720.
- Mariano Feio (1946). O relevo de Angola segundo as interpretações de Jessen e de Veatch. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **V**(3).
- Mariano Feio (1964). A evolução da escadaria de apalanação do Sudoeste de Angola. *Garcia de Orta*, **12**(2), 323-354, Lisboa.
- Mariano Feio (1981). O relevo do SW de Angola. Estudo de Geomorfologia. *Memórias da Junta de Investigação Científica do Ultramar*, **67**, 325.
- Markl, G., Marks, M., Schwinn, G., Sommer, H (2001). Phase equilibrium constraints on intensive crystallization parameters of the Ilmaussaq Complex, South Greenland. *Journal of Petrology* **42**, 2231–2258.
- Marks M.A.W., Hettmann K., Schilling J., Frost B.R., Markl G. (2011). The Mineralogical Diversity of Alkaline Igneous Rocks: Critical Factors for the Transition from Miaskitic to Agpaitic Phase Assemblages, *Journal of Petrology*, **52**(3), 439-455.
- Marks, M. & Markl, G. (2017). A global review on agpaitic rocks. *Earth-Science Reviews*, **173**.
- Marks, M.A., Eggenkamp, H.G., Atanasova, P., Mundel, F., Kümmel, S., Hagen, M., Wenzel, T., Markl, G. (2020). Review on the compositional variation of Eudialyte-group minerals in the Ilmaussaq Complex (South Greenland). *Minerals*, **10**(11), p.1011.
- Martin, H. (1961). The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South West Africa. *Alex L. du Toit Memorial Lectures*, **7**, Geological Society of South Africa.
- Matos Alves, C.A, (1968). Estudo geológico e petrológico do maciço alcalino-carbonatítico do Quicuco (Angola). *Junta de Investigações do Ultramar*, Lisboa.
- McSwiggen, P. L., Morey, G. B., Cleland, J. M. (1994). The origin of aegirine in iron formation of the Cuyuna Range, east-central Minnesota. *The Canadian Mineralogist*, **32**(3), 589-598.

- Merlino, S. (1984). Feldspathoids: their average and real structures. *Feldspars and Feldspathoids: Structures, Properties and Occurrences*, 435-470.
- Merlino, S. & Perchiazzi, N., 1988. Modular mineralogy in the cuspidine group of minerals. *The Canadian Mineralogist*, **26**, 933–943.
- Michot, P. (1961). Struktur der Mesoperthite. *N Jb Miner Abh*, **96**, 213-216.
- Mikhailova, J. A., Pakhomovsky, Y. A., Panikorovskii, T. L., Bazai, A. V., Yakovenchuk, V. N. (2020). Eudialyte Group Minerals from the Lovozero Alkaline Massif, Russia: Occurrence, Chemical Composition, and Petrogenetic Significance. *Minerals*, **10**(12), 1070.
- Miller, R. M. (2008). Early Cretaceous anorogenic ring complexes and plutons of the Damaraland Suite. *The Geology of Namibia*, **3**, 18-1.
- Mitchell, R. H. & Liferovich, R. P. (2006). Subsolidus deuteric/hydrothermal alteration of eudialyte in lujavrite from the Pilansberg alkaline complex, South Africa. *Lithos*, **91**(1-4), 352-372.
- Möller, V. (2016). *The nature and origin of the Nechalacho rare metal deposit (REE, Nb, Zr), Northwest Territories, Canada*. Doctoral dissertation, McGill University (Canada).
- Monteiro Marques, M. (1968). Síntese geológica e geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Rio Queve. *Centro de Estudos de Pedologia Tropical*, Lisboa.
- Monteiro Marques, M. (1970). Extracto da carta dos solos do distrito de Benguela. *Centro de Estudos de Pedologia Tropical*. Lisboa.
- Moreira, A. & Pereira, E. (1971). Carta Geológica de Angola. Na escala 1/100000. Notícia Explicativa da folha 186 (Ebo). *Direcção Provincial dos Serviços de Geologia e Minas*, **29**, Luanda.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**, 1123-1133.
- Mourão, C. C. P. (2012). *Geoquímica das rochas magmáticas da ilha Brava: implicações para a origem e variabilidade espaço-temporal do ponto quente de Cabo Verde*. Dissertação de doutoramento, Universidade de Lisboa (Portugal).
- Müller, B. (1996). *Ring complexes of the Damaraland Alkaline Province, Namibia in the light of geochemistry and Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb isotopes* (Doctoral dissertation, ETH Zurich).
- Natali, C., Beccaluva, L., Bianchini, G., Siena, F. (2018). Coexistence of alkaline-carbonatite complexes and high-MgO CFB in the Paraná-Etendeka province: Insights on plume-lithosphere interactions in the Gondwana realm. *Lithos*, **296–299**, 54–66. Elsevier B.V.
- Nayak, B. R., Mohapatra, B. K., Sahoo, R. K. (1997). Mn-Pyroxenes from Gangpur Group of rocks, Goriajhar, Orissa, India. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, **92**(10), 425-430.
- Normand, C. & Tarasoff, P. (2006). *Mineralogy and Geology of the Poudrette Quarry, Mont Saint-Hilaire, Québec*. 2006 Joint Annual Meeting Montréal, Québec. Field trip 4A: Guidebook. Geological Association of Canada. Mineralogical Association of Canada.

- Pakhomovsky, Y.A., Panikorovskii, T.L., Yakovenchuk, V.N., Ivanyuk, G.Y., Mikhailova, J.A., Krivovichev, S.V., Bocharov, V.N. and Kalashnikov, A.O. (2018). Selivanovaite, NaTi₃ (Ti, Na, Fe, Mn)₄ [(Si₂O₇)₂O₄ (OH, H₂O)₄] · nH₂O, a new rock-forming mineral from the eudialyte-rich malignite of the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia). *European Journal of Mineralogy*, **30**(3), 515-523.
- Pasero, M., Kampf, A. R., Ferraris, C., Pekov, I. V., Rakovan, J., White, T. J. (2010). Nomenclature of the apatite supergroup minerals. *European Journal of Mineralogy*, **22**(2), 163-179.
- Peate, D. W. (1997). The Paraná-Etendeka Province. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, **100**, 217-246.
- Pekov, I. V., Chukanov, N. V., Khomyakov, A. P., Rastsvetaeva, R. K., Kucherinenko, Y. V., Nedel'ko, V. V. (1999). Korobitsynite, Na_{3-x} (Ti, Nb)₂ [Si₄O₁₂](OH, O)₂ · 3-4H₂O, a new mineral from Lovozero massif, Kola Peninsula. *Zapiski VMO*, **3**, 72-79.
- Pekov, I. V., & Podlesnyi, A. S. (2004). *Kukisvumchorr deposit: mineralogy of alkaline pegmatites and hydrothermalites*. Ocean Pictures.
- Pekov, I.V., Olysysh, L.V., Chukanov, N.V., Zubkova, N.V., Pushcharovsky, D.Y., Van, K.V., Giester, G. Tillmanns, E. (2011). Crystal chemistry of cancrinite-group minerals with an AB-type framework: A review and new data. I. Chemical and structural variations. *The Canadian Mineralogist*, **49**(5), 1129-1150.
- Pereira, E. & Moreira, A. (1977). Sobre o complexo de estruturas anelares da Serra da Neve (Angola). Publicações do II Centenário da Academia das Ciências de Lisboa, Reconhecimento Científico de Angola: Estudos de Geologia, de Paleontologia e de Micologia. Lisboa. 97-120.
- Pereira, E., Moreira, A., Van-Dúnem, M.V., Gonçalves, F.G. (2001). Carta Geológica de Angola à escala 1:250000. Notícia explicativa da folha $\frac{SUL D-33}{H}$ (Chongoroi). Direcção Provincial dos Serviços de Geologia e Minas, Angola.
- Petersen, O. V. (2001). List of all minerals identified in the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, **190**, 25-33.
- Piilonen, P. C., Lalonde, A. E., McDonald, A. M., Gault, R. A., Larsen, A. O. (2003a). Insights into astrophyllite-group minerals. I. Nomenclature, composition and development of a standardized general formula. *The Canadian Mineralogist*, **41**, 1-26.
- Piilonen, P. C., Lalonde, A. E., McDonald, A. M. (2003b). Insights into astrophyllite-group minerals. II. Crystal chemistry. *The Canadian Mineralogist*, **41**, 27-54.
- Pilet, S., Baker, M. B., Stolper, E. M. (2008). Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science*, **320**(5878), 916-919.
- Polinard, E. (1939). Les Roches alcalines de Chianga, Angola, et les tufs associés. *Mémoires de l'Institut Royal Colonial Belge, Section des Sciences Naturelles et Médicales*, **32**.
- Rastsvetaeva, R. K. (2007). Structural mineralogy of the eudialyte group: A review. *Crystallography Reports*, **52**, 47-64.

- Rastsvetaeva, R. K., & Chukanov, N. V. (2012). Classification of eudialyte-group minerals. *Geology of Ore Deposits*, **54**, 487-497.
- Rastsvetaeva, R. K., Chukanov, N. V., Pekov, I. V., Schäfer, C., Van, K. V. (2020). New data on the isomorphism in eudialyte-group minerals. 1. Crystal chemistry of eudialyte-group members with Na incorporated into the framework as a marker of hyperagpaitic conditions. *Minerals*, **10**(7), 587.
- Real, F. (1965). *Curso de Geologia do Ultramar*. Faculdade de Ciências de Lisboa. Junta de investigações do ultramar.
- Reed, S. J. B. (2005). *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Ribbe, P. H. (1980). Titanite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **5**(1), 137-154.
- Richardson, D. G., & Birkett, T. C. (1996). Peralkaline Rock-Associated Rare Metals. *Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, **8**, 523-540.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D. R. (1999). Nomenclature of the micas. *Mineralogical Magazine*, **63**(2), 267-279.
- Rodrigues, B. (1973). *Processos de fenitização relacionados com a estrutura anelar do Nejoio*. Tese de Doutoramento, Universidade de Luanda, 308.
- Roeder, P. L., MacArthur, D., Ma, X. P., Palmer, G. R., Mariano, A. N. (1987). Cathodoluminescence and microprobe study of rare-earth elements in apatite. *American mineralogist*, **72**(7-8), 801-811.
- Rogers, J.J.W. & Santosh, M. (2003). Supercontinents in Earth history. *Gondwana Research*, **6**, 357-368.
- Rønso, J. G. (1989). Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological implications. *American Mineralogist*, **74**(7-8), 896-901.
- Rosa, P. & Ruberti, E. (2018). Nepheline syenites to syenites and granitic rocks of the Itatiaia Alkaline Massif, Southeastern Brazil: New geological insights into a migratory ring Complex. *Brazilian Journal of Geology*, **48**.
- Rose G. (1833). Cancrinit, in *Elemente der Krystallographie, nebst einer tabellarischen Uebersicht der Mineralien*, Ernst Siegfried Mittler (Berlin) 155-156.
- Ryabchikov, I. D., & Kogarko, L. N. (2006). Magnetite compositions and oxygen fugacities of the Khibina magmatic system. *Lithos*, **91**(1-4), 35-45.
- Salvi, S., Fontan, F., Monchoux, P., Williams-Jones, A. E., Moine, B. (2000). Hydrothermal mobilization of high field strength elements in alkaline igneous systems: evidence from the Tamazeght Complex (Morocco). *Economic Geology*, **95**(3), 559-576.

- Salvi, S., Williams-Jones, A. E., Linnen, R. L., Samson, I. M. (2005). Alkaline granite-syenite deposits. *Rare-element geochemistry and mineral deposits*, **17**, 315-341.
- Schilling, J., Marks, M. A., Wenzel, T., Markl, G. (2009). Reconstruction of magmatic to subsolidus processes in an agpaite system using eudialyte textures and composition: a case study from Tamazeght, Morocco. *The Canadian Mineralogist*, **47**(2), 351-365.
- Schilling, J., Wu, F.Y., McCammon, C., Wenzel, T., Marks, M.A.W., Pfaff, K., Jacob, D.E., Markl, G. (2011). The compositional variability of eudialyte-group minerals. *Mineralogical Magazine*, **75**(1), 87-115.
- Seifert, W., Kampf, H., Wasternack, J. (2000). Compositional variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: implication for cooling history of carbonatites. *Lithos*, **53**.
- Seifert, W. & Kramer, W., 2003. Accessory titanite: an important carrier of Zr in lamprophyres. *Lithos* **7**, 81–98.
- Smith, J.V. & Brown W.L. (1988). *Feldspar minerals: crystal structure and physical properties 1*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg GmbH, **1**.
- Sokolova, E. & Cámara, F. (2017). The seidozerite supergroup of TS block minerals: nomenclature and classification, with change of the following names: rinkite to rinkite-(Ce), mosandrite to mosandrite-(Ce), hainite to hainite-(Y) and innelite-1T to innelite-1A. *Mineralogical Magazine*, **81**(6), 1457-1484.
- Sørensen, H. (1992). Agpaite nepheline syenites: a potential source of rare elements. *Applied Geochemistry*, **7**, 417-427.
- Sørensen, H. (1997). The agpaite rocks – an overview. *Mineralogical Magazine*, **61**, 485-498.
- Sørensen, H. (ed.) (1974). *The Alkaline Rocks*. John Wiley & Sons Ltd, London, New York, Sydney & Toronto. *Geological Magazine*, **112**(2), 210-211.
- Speer, J. A. (1981). Petrology of cordierite-and almandine-bearing granitoid plutons of the southern Appalachian Piedmont, USA. *Canadian Mineralogist*, **19**, 35-46.
- Stanton, N., Schmitt, R., Maia, M., Galdeano, A. (2010). Mesozoic rifting structures between Campos and Santos basins, Cabo Frio, Brazil: magnetic and structural analysis. *Trabajos de Geología*, **30**.
- Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L., Mantovani, M. (1996). 3-D, ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, **143**(1-4), 95-109.
- Teiber, H., Marks, M. A., Wenzel, T., Siebel, W., Altherr, R., Markl, G. (2014). The distribution of halogens (F, Cl, Br) in granitoid rocks. *Chemical Geology*, **374**, 92-109.
- Thompson, R.N., Gibso, S.A., Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., Brod, J.A., Greenwood, J.C. (1998). Migrating Cretaceous–Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume?, *Journal of Petrology*, **39**(8), 1493–1526, <https://doi.org/10.1093/petroj/39.8.1493>

- Tice, P. (2009). *Mineralogy of Eudialyte Group Minerals From the East Hill Suite Of the Mont Saint-Hilaire Alkaline Plutonic Complex, Including an Alternative Site-Assignment Algorithm & A Proposed Classification System*. Master Thesis, University of New Orleans.
- Tracy, R. J., & Robinson, P. (1977). Zoned titanite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *American Mineralogist*, **62**(7-8), 634-645.
- Ulbrich, H. H. G. J., Vlach, S. R. F., Demaiffe, D., Ulbrich, M. N. (2005). Structure and origin of the Poços de Caldas alkaline massif, SE Brazil. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*, **1**, 367-418.
- Upton, B. J. G., Stephenson, D., Martin, A. R. (1985) The Tututôq older Dyke Complex: Mineralogy and geochemistry of an alkali gabbro-augite syenite-foyaite association in the Gardar Province of South Greenland. *Mineralogical Magazine*, **49**, 623-642.
- Upton, B.G.J., Emeleus, C.H., Heaman, L.M., Goodenough, K.M., Finch, A. (2003). Magmatism of the mid-Proterozoic Gardar Province, South Greenland: chronology, petrogenesis and geological setting. *Lithos*, **68**, 43-65.
- Ussing, N.V. (1912). *Geology of the country around Julianehaab, Greenland*. Meddelelser om Grønland, 426.
- Vasyukova, O., Williams-Jones, A.E., Blamey, N.J.F. (2016). Fluid evolution in the Strange Lake granitic pluton, Canada: implications for HFSE mobilisation. *Chemical Geology*, **444**, 83–100.
- Verplanck, P. L., Van Gosen, B. S., Seal II, R. R., McCafferty, A. E. (2014). *A deposit model for carbonatite and peralkaline intrusion-related rare earth element deposits*. US Geological Survey.
- Verhoogen, J., 1962. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *American Journal of Science*, **260**, 211-220.
- Vuorinen, J.H. & Hålenius, U., 2005. Nb-, Zr- and LREE-rich titanite from the Alnö alkaline complex: Crystal chemistry and its importance as a petrogenetic indicator. *Lithos*, **83**, 128-142.
- Walters, J. B. & Kohn, M. J. (2017). Protracted thrusting followed by late rapid cooling of the Greater Himalayan Sequence, Annapurna Himalaya, Central Nepal: Insights from titanite petrochronology. *Journal of Metamorphic Geology*, **35**(8), 897-917.
- Warr, L. N. (2021). IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, **85**(3), 291-320.
- White, R., & McKenzie, D. (1989). Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**(B6), 7685-7729.
- Winter, J. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice-Hall.
- Woolley, A.R., 2001. *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World Part 3: Africa*. Geological Society of London, 372.

- Zaitsev, A. N., Wall, F., Le Bas, M. J. (1998). REE-Sr-Ba minerals from the Khibina carbonatites, Kola Peninsula, Russia: their mineralogy, paragenesis and evolution. *Mineralogical Magazine*, **62**(2), 225-250.
- Zhang, C., Holtz, F., Ma, C., Wolff, P.E., Li, X. (2012). Tracing the evolution and distribution of F and Cl in plutonic systems from volatile-bearing minerals: a case study from the Liujiawa pluton (Dabie orogen, China). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **164**, 859–879.
- Zhu, C. & Sverjensky, D.A. (1991). Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**(7), 1837–1858.

Anexos

I. Descrição Petrográfica

Não tendo sido realizada análise modal das rochas descritas abaixo, as proporções referidas para cada mineral são aproximadas, estimadas a olho. Os minerais principais estão descritos por ordem decrescente de abundância. As amostras apenas com lâminas delgadas estão marcadas com “**D**” em frente à sua denominação.

GR200 – Fonólito nefelínico D

A textura desta amostra é porfirítica, hipidiomórfica sendo a granularidade dos fenocristais média e a matriz fina.

A rocha contém feldspato alcalino, nefelina, sodalite, aegirina, cancrinite (possivelmente, na matriz), titanite, um mineral amarelo não identificado e um mineral incolor não identificado. Os fenocristais incolores correspondem, em proporções semelhantes, a feldspato e nefelina, sendo a sodalite mais rara.

O feldspato está pertitzado, possui uma alteração ligeira, maclas simples de Carlsbad e pertites alongadas.

A nefelina é anédrica a euédrica, ocorre muitas vezes em secções basais hexagonais, está menos alterada do que o feldspato, possui bastantes inclusões de dimensão reduzida e encontra-se significativamente fracturada.

A sodalite é subédrica a euédrica e, tal como a nefelina, ocorre em secções hexagonais, está bastante menos alterada do que o feldspato e também menos alterada do que a nefelina e apenas possui micro-inclusões fluidas.

A aegirina é moderadamente pleocróica entre verde e amarelo, é subédrica e tem hábito prismático, nos fenocristais, e acicular na matriz, sugerindo que há pelo menos duas gerações de piroxena.

O mineral amarelo não identificado é de dimensão média, subédrico a anédrico, com secções hexagonais ou alongadas. É muito pleocróico, encontra-se muitas vezes zonado (zonação concêntrica) e atinge tintas de interferência da terceira ordem. Tem maclas polissintéticas e simples e encontra-se muitas vezes associado à aegirina, formando agregados com esta. Possui muitas vezes uma textura poiquilítica (envolve feldspato/nefelina). As propriedades ópticas indicam que se poderá tratar de um

silicato de zircónio, como lâvenite. Parece ocorrer apenas numa geração, não existindo grãos finos, na matriz. Raramente, está a ser alterado para um material rosado (eudialite?).

O mineral incolor não identificado é anédrico a subédrico, tem relevo elevado, extinção recta, tintas de interferência até segunda ordem e é prismático, ocorrendo por vezes em secções rectangulares. Está associado à aegirina.

A titanite é rara e ocorre associada aos minerais opacos.

Os minerais opacos são raros e ocorrem como agregados que atingem dimensões apreciáveis, por vezes, alongados. Parecem alterar a titanite. Há um semi-opaco castanho avermelhado muito escuro que, nestas circunstâncias, poderá ser zirconolite ou outro óxido com Zr.

Os fenocristais são compostos pelos feldspatos, feldspatóides, aegirina e os minerais amarelo e incolor não identificados, e a matriz é composta pelos mesmos minerais, à excepção do amarelo. Isto significa que o mineral amarelo apenas se formou na primeira fase de cristalização da rocha, durante o arrefecimento lento que levou ao crescimento dos fenocristais.

GR201 – Sienito nefelínico com sodalite D

A textura desta rocha é fanerítica de grão médio a grosseiro, hipidiomórfica. Dos seus minerais, 95% são incolores e os restantes 5% são corados e opacos. Uma porção da lâmina é vítrea.

A mineralogia é composta por feldspato alcalino (70-80%), nefelina (10-15%) sodalite (5%), aegirina (1-5%), titanite (1%), biotite (<1%), minerais opacos e semi-transparentes (<1%), e minerais de alteração que podem incluir carbonatos, zeólitos e/ou cancrinite.

O feldspato alcalino está pertitzado e apresenta maclas simples de Carlsbad, está bastante alterado e ocupa grande parte da lâmina.

A nefelina é subédrica a euédrica e está menos alterada do que o feldspato. Ocorre muitas vezes em secções basais hexagonais. Muitos fenocristais de dimensão média com hábito hexagonal exibem substituição por cristais de pequena dimensão de sodalite, cancrinite? e nefelina, tendo sido formados provavelmente como grãos de nefelina e posteriormente substituídos.

A sodalite ocorre também em secções hexagonais. A sua isotropia e relevo ligeiramente negativo permitem observar que parece ocorrer também em agregados finos com nefelina, e poderá ser um produto de alteração por enriquecimento do líquido residual em Cl.

A aegirina é normalmente anédrica e por vezes subédrica, encontra-se zonada concentricamente, com um bordo mais escuro do que o núcleo e está bastante alterada.

A biotite é rara, moderadamente pleocróica e ocorre associada a aegirina e a minerais opacos.

A titanite é anédrica a subédrica, está bastante fracturada, possui maclas simples (de deformação?), ocorre associada aos opacos e a aegirina.

Os minerais opacos são raramente euédricos, com secções losângicas. Os minerais semi-transparentes têm tonalidades vermelhas/laranja a cinzento e estão commumente associados à titanite.

A cancrinite ocorre como alteração dos feldspatos e feldspatóides e as suas tintas de interferência atingem a segunda ordem.

Alguns fenocristais de feldspatóides exibem pseudomorfose com agregados finos de nefelina e sodalite no seu interior.

Os carbonatos ocorrem incluídos em fenocristais de sodalite, acercados de veios.

A porção vítrea da lâmina tem apenas fenocristais de piroxena e titanite com um aspecto parcialmente corroído.

D-49 – Micro-sienito nefelínico

A sua textura é fanerítica de grão fino, idiomórfica a hipidiomórfica, com cristais de grão fino a médio. 80% dos minerais são feldspatos, feldspatóides e zeólitos e os restantes 20% anfíbola, piroxena, biotite, titanite apatite e opacos. Esta amostra possui uma granularidade muito fina, o que dificulta a quantificação relativa de cada espécie mineral. Contudo, foi inferida a seguinte relação: feldspato alcalino>feldspatóides>anfíbola>biotite>piroxena>titanite>opacos. A rocha possui estruturas xenolíticas ou vesiculares em que os minerais ferromagnesianos são mais escassos.

A rocha é essencialmente composta por feldspatos alcalinos e feldspatóides (nefelina, sodalite e cancrinite), piroxenas, anfíbolos, titanite e biotite, de pequenas dimensões. Como minerais acessórios ocorrem apatite, zircão, carbonatos e um mineral verde-claro.

Os feldspatos alcalinos, estão pertitzados e significativamente alterados; em alguns casos, ocorrem em disposição radial.

A nefelina é anédrica, possui um aspecto mais límpido que os feldspatos; a sodalite é rara e de pequenas dimensões. A cancrinite é bastante abundante na lâmina apesar de haver apenas uma análise química, possui clivagem bem definida, extinção recta, é uniaxial com sinal óptico negativo e tintas de interferência até à segunda ordem e está associada aos outros feldspatóides e a carbonatos. Pode ser primária ou produto da reacção entre calcite e nefelina, o que é evidenciado pela ocorrência de calcite, nefelina e cancrinite em conjunto na estrutura vesicular ou xenolítica de maiores dimensões.

A piroxena é moderadamente pleocróica de verde ou verde-azulado a castanho. Os seus cristais são frequentemente euédricos ou subédricos, com hábito prismático e secções basais hexagonais; a maioria dos cristais está a ser alterada nos bordos para anfíbola (reacções tardi-magmáticas). Há um grão de piroxena de grandes dimensões com alteração nos bordos, também com zonação concêntrica, mas o seu núcleo é mais castanho-rosado (composição mais augítica) e os bordos verdes (composição mais aegirínica). Isto indica que a componente cálcica foi diminuindo do núcleo para o bordo.

A anfíbola (kaersutite/horneblenda) é castanha e fortemente pleocróica entre castanho-escuro e claro. Apresenta hábito prismático, mas ocorre também em massas anédricas.

A biotite é extremamente pleocróica entre verde e castanho, anédrica a subédrica e hábito lamelar.

A titanite é bege e ligeiramente pleocróica; é maioritariamente euédrica, com secções losângicas ou hexagonais. É maioritariamente euédrica.

O mineral verde-claro não identificado (vesuvianite?) é biaxial (com sinal óptico positivo), apresenta secções hexagonais/octogonais, sem clivagem aparente e possui um relevo elevado, semelhante ao da titanite. Está frequentemente muito zonado de forma concêntrica em polaróides cruzados, tem tintas de interferência cinzentas de 1ª ordem; exhibe maclas/lamelas de deformação que separam as secções hexagonais/octogonais em sub-secções triangulares.

A piroxena, anfíbola e biotite são, em geral, subédricos, enquanto os feldspatos e feldspatóides são anédricos, tendo estes sido formados posteriormente aos primeiros e num período mais curto, ocupando o espaço restante e envolvendo os minerais ferromagnesianos.

As estruturas xenolíticas ou vesiculares variam em termos de dimensão e são preenchidas quase exclusivamente por minerais incolores; na estrutura de maiores dimensões, ocorre o mineral verde-claro não identificado, e noutra ocorre um agregado de anfíbola, biotite, titanite e fluorite com uma forte tonalidade roxa.

A textura micro-fanerítica e presença de cristais de dimensão média sugerem que a rocha será de origem hipabissal.

GR214 – Sienito nefelínico

A textura da rocha é fanerítica de grão médio a grosseiro, xenomórfica a hipidiomórfica. Os minerais corados/opacos representam 20-25% e os incolores 75-80% da área da lâmina. Os minerais corados/opacos possuem a seguinte relação entre si: piroxena >biotite>opacos>titanite>horneblenda.

É constituída sobretudo por feldspato alcalino (50%), nefelina (30%), sodalite (1-5%), aegirina-augite (5%), titanite (1-5%), biotite (1-5%), minerais opacos (1-5%), anfíbola (<1%), apatite (<1%), e como acessórios carbonatos, e mica branca.

Os feldspatos alcalinos são anédricos, estão raramente pertitzados, possuem maclas simples de Carlsbad, estão moderadamente alterados e possuem diversas inclusões de nefelina (substituição nas zonas de fractura).

A nefelina é anédrica e de grão médio a grosseiro (grãos ultrapassam o campo de visão com a objectiva de 4x) e encontra-se muitas vezes significativamente mais alterada do que os feldspatos, o que é pouco comum, e as tonalidades das porções alteradas são mais claras do que as dos feldspatos e albergam estruturas fibro-radiais; está muito fracturada.

A sodalite forma grãos anédricos de dimensão média a grosseira. Tem um aspecto mais límpido do que a nefelina, mas com mais micro-inclusões fluidas.

A piroxena é subédrica (prismática) a anédrica e pleocróica entre verde e creme. Encontra-se significativamente fracturada e, em alguns grãos, estas fracturas são foco de alteração (ou reacções tardi-magmáticas) para anfíbola e/ou biotite. Possui maclas simples (ou lamelas de deformação) ocasionais.

A anfíbola é castanha e moderadamente pleocróica. É relativamente rara, apesar de haver um grão de grandes dimensões com hábito prismático, e aparenta ser euédrica, sendo nesta lâmina predominantes as secções hexagonais regulares.

A biotite é anédrica, castanha e fortemente pleocróica; ocorre frequentemente nas fracturas das piroxenas mas também há grãos de grandes dimensões.

A titanite é predominantemente anédrica e raramente subédrica; atinge grandes dimensões, semelhantes às da biotite, possui uma cor creme e é ligeiramente pleocróica.

A apatite é euédrica, com hábito prismático e ocorre em quantidade apreciável, superior à que ocorre nas restantes amostras e com dimensões também superiores.

Os minerais opacos são por vezes euédricos e estão, em geral, associados aos minerais corados referidos (piroxena, anfíbola, biotite e titanite). São mais abundantes nesta amostra do que nas restantes.

Os carbonatos foram apenas identificados num único local da lâmina, que pode corresponder a um veio ou vesícula. A mica branca ocorre em veios que cortam os feldspatos e feldspatóides e existe apenas um grão isolado.

D-05 – Sienito nefelínico

A textura desta rocha é fanerítica de grão médio a grosseiro e hipidiomórfica. Cerca de 85% dos minerais são incolores e 15% são corados e opacos.

É maioritariamente constituída por feldspato alcalino, (75%), nefelina (10%) e sodalite (1-5%). Em quantidades inferiores possui titanite (1-5%), anfíbola (1-5%), piroxena (<1%) e como acessórios, flogopite (<1%) e apatite (<1%) e minerais opacos (<1%).

Os feldspatos alcalinos estão pertitzados (pertites alongadas). Ocorrem em grãos de dimensão média a grosseira, anédricos a subédricos, o seu nível de alteração é baixo a médio, o hábito é tabular e possuem porções alteradas possivelmente para sericite ou zeólitos, nomeadamente nos bordos. Há um megacrystal de feldspato com zonação concêntrica e exsoluções de fases sódicas e potássicas. Possuem inclusões de sodalite e nefelina (substituição nas zonas de fractura?).

As nefelinas têm dimensão média e apresentam uma alteração mais significativa do que os feldspatos, mas podem ser distinguidas destes pelos cinzentos mais escuros como tintas de interferência. É comum observar os seus bordos a alterar para um material com aspecto micáceo, mas, por vezes, com tintas de interferência mais reduzidas que as de mica branca, podendo tratar-se de zeólitos.

A sodalite ocorre como cristais de dimensão média anédricos ou subédricos, tem uma grande quantidade de micro-inclusões fluidas e encontra-se fracturada.

A piroxena tem granularidade média, é anédrica a subédrica com hábito semelhante ao das anfíbolas, verde e ligeiramente pleocróica, e está muitas vezes associada a minerais opacos e a anfíbola. As análises revelam que a composição já não corresponde a uma piroxena, apesar das propriedades ópticas o indicarem, como a birrefringência elevada e os tons verdes semelhantes a aegirina-augite. Esta piroxena terá sido, portanto, parcialmente substituída por anfíbola em reacções tardi-magmáticas.

A anfíbola tem dimensão milimétrica, de granularidade média (não atinge os bordos do campo de visão), é anédrica a subédrica, possui hábito prismático, é castanha (por vezes, verde), fortemente pleocróica e está claramente associada à piroxena, sugerindo que a sua formação se deve a reacções tardi-magmáticas.

A flogopite é castanha com forte pleocroísmo; é rara e ocorre associada à anfíbola, normalmente nos bordos desta (reacções tardi-magmáticas).

A titanite é anédrica a subédrica com secções losângicas e grãos prismáticos e atinge dimensões milimétricas. Está frequentemente a ser substituída pelos minerais opacos, ocorrendo algumas vezes pseudomorfose de grãos euédricos.

A apatite tem um hábito prismático, é euédrica; ocorre como inclusão em todos os minerais principais e atinge dimensões apreciáveis, comparando com as suas dimensões habituais nas outras amostras.

Os minerais opacos são anédricos e ocorrem associados à titanite, à piroxena e à anfíbola.

Ocorrem zeólitos como produto de alteração nos bordos dos feldspatos e feldspatóides ou em veios, nos quais, possivelmente, também estarão presentes mica branca e/ou carbonatos.

A-56 – Sienito feldspatóidico

A textura desta amostra é fanerítica, de grão médio a grosseiro, com maior abundância de grãos de dimensão média. Quanto à euedria a textura é, em geral, xenomórfica. Cerca de 90% dos minerais são incolores e 10% corados/opacos.

É essencialmente constituída por feldspato alcalino: (80%), sodalite (5%) nefelina (5%), aegirina (<5%), anfíbola (<5%), titanite (<5%), biotite (<1%), apatite (<1%) e minerais opacos (<1%).

O feldspato alcalino é anédrico está pertitizado e possui maclas simples de Carlsbad. Raramente, os grãos estão fracturados e apresentam duas direcções de clivagem (sensivelmente ortogonais) bem definidas; o grau de alteração é elevado.

A sodalite é mais abundante que a nefelina, encontra-se mais fresca e está também fracturada; contém micro-inclusões fluidas.

A nefelina está bastante menos alterada do que os feldspatos. Encontra-se fracturada e possui tintas de interferência mais reduzidas que aqueles. É pouco abundante nesta lâmina e foi analisado apenas um grão por micro-sonda electrónica.

A cancrissilite só foi identificada em micro-sonda electrónica e corresponderá ao material incolor com tintas de interferência até rosas de primeira ordem e extinção recta. Pode ser primária ou ocorrer como alteração de nefelina.

A aegirina, rara, é anédrica e raramente subédrica; é pleocróica entre verde e castanho com tintas de interferência até segunda ordem, apesar de serem mascaradas pela cor forte; os seus bordos estão frequentemente alterados para anfíbola (reacções tardi-magmáticas)

A anfíbola é pleocróica de castanho a verde, por vezes azul (componente sódica), mas as tonalidades são muito carregadas; encontra-se frequentemente associada a aegirina e também a biotite.

A biotite atinge dimensões semelhantes às anfíbolas e piroxenas, apesar de ser mais rara na amostra. Ocorre frequentemente nos bordos e fracturas das anfíbolas, sendo provavelmente um produto de reacções tardi-magmáticas.

A titanite ocorre como grãos anédricos de grandes dimensões e extremamente fracturados, normalmente com tonalidades creme, mas, por vezes, castanho-escuro.

A apatite é euédrica e ocorre inclusa em todos os outros minerais. São comuns tanto secções basais hexagonais como secções prismáticas alongadas.

Os minerais opacos são relativamente raros e ocorrem sobretudo associados às piroxenas, anfíbolas e titanite, possuindo, muitas vezes, dimensões apreciáveis.

A-59 – Sienito feldspatóidico

A textura desta rocha é fanerítica, de grão médio a grosseiro, xenomórfica (minerais incolores) a idiomórfica (minerais corados).

É composta por feldspato alcalino, nefelina. Os minerais acessórios são sodalite aegirina, anfíbola, biotite, titanite, minerais opacos e semi-opacos.

O feldspato alcalino tem granularidade fina a grosseira, ocupa a maior parte da lâmina, apresenta maclas simples de Carlsbad, está pertitzado, por vezes, apresenta subgranulação e está muito alterado.

A nefelina, está menos alteradas do que o feldspato e a sua granularidade é fina a média. A sodalite é acessória.

A piroxena é anédrica, por vezes, poiquilítica (envolve grãos de feldspato), moderadamente pleocróica entre verde e amarelo.

A anfíbola é também anédrica, é fortemente pleocróica entre castanho e azul e ocorre como aglomerados finos, estando sempre associada à piroxena e/ou biotite.

A biotite é anédrica a subédrica com hábito lamelar, moderadamente pleocróica entre castanho-claro e castanho-escuro; está frequentemente rodeada por anfíbola.

A titanite é relativamente abundante, anédrica a euédrica, ocorrendo como secções prismáticas e losânicas e apresentando maclas simples nalguns grãos.

Os minerais opacos ocorrem associados à titanite.

A-43 – Traquito com feldspato alcalino

A textura desta rocha é porfírica, com a matriz fanerítica de grão fino e os poucos fenocristais são de dimensão média a muito grosseira (>5mm). No que diz respeito à euedria pode classificar-se como hipidiomórfica.

A matriz da amostra parece ser constituída quase exclusivamente por feldspato alcalino (95%), mas possui também um mineral amarelo identificado (por micro-sonda electrónica) como anfíbola sódica, biotite, titanite, apatite e um mineral cor-de-laranja identificado (por micro-sonda electrónica) como aegirina-augite.

O feldspato alcalino (microclina) ocorre como fenocristais de dimensão média, anédricos a subédricos, com hábito tabular; está pertitzado e bastante alterado

A biotite (flogopite) é cor-de-laranja muito clara, ligeiramente pleocróica, ocorre com granularidade fina, como agregados ou isoladamente.

O mineral amarelo (anfíbola) é pleocróico, pode apresentar tintas de interferência anómalas azuis ou tintas até segunda ordem, tem relevo moderado, duas direcções de clivagem (sensivelmente 60° e 120°), os grãos mostram zonação concêntrica, é poiquilítico (envolve feldspato) e ocorre isolado ou como agregados de grão fino. Com frequência ocorre associado à biotite e aos opacos.

O mineral cor-de-laranja (piroxena) possui um relevo superior ao do mineral amarelo com tintas de interferência até à 2ª ordem, é muito raro e poiquilítico (envolve feldspato). De acordo com as análises por micro-sonda electrónica corresponde a aegirina-augite.

A apatite é euédrica, prismática, e ocorre como inclusões nos fenocristais dos outros minerais.

A titanite é de grão muito fino e ocorre frequentemente associada aos minerais opacos.

Os minerais opacos são raros, apesar de ocorrerem muitas vezes associados ao mineral amarelo não identificado, a sua ocorrência é bastante homogénea ao longo da lâmina.

Foi também analisado, por micro-sonda electrónica, um mineral desconhecido; trata-se, ou de um carbonato, ou de um fosfato, essencialmente composto por Ca, Ce, Nb e Ti.

A-48 – Micro-sienito nefelínico

Esta amostra tem textura micro-fanerítica, hipidiomórfica; apesar de ser de forma irregular, os grãos apresentam-se orientados (textura traquítica).

A rocha é composta por feldspato alcalino, nefelina, sodalite, aegirina, titanite e um mineral vermelho não identificado. Grande parte da amostra é composta por feldspato alcalino e, em menor abundância, por nefelina, piroxena, eudialite e titanite.

O feldspato é anédrico a subédrico, tem hábito tabular, encontra-se pertitzado e é a fase mineral mais abundante da amostra.

A nefelina é mais rara, anédrica a subédrica com secções semi-hexagonais; a sodalite é subordinada.

A aegirina é anédrica a euédrica, tem hábito acicular e é ligeiramente pleocróica entre verde e verde-escuro.

A titanite é rara, ocorre como aglomerados anédricos ou subédricos e alongados.

O mineral vermelho foi identificado por micro-sonda electrónica como um silicato com zircónio e manganês. É anédrico a subédrico, com secções semi-hexagonais ou prismáticas, é fortemente pleocróico entre vermelho-framboesa e amarelo-torrado ou rosa e incolor, dependendo da orientação das secções, as suas tintas de interferência são cinzentas de primeira ordem, muitas vezes mascaradas pela cor, ocorre claramente associado à aegirina e os seus grãos estão opticamente zonados (zonação concêntrica), nomeadamente nas secções incolores, que possuem bordos cor-de-framboesa. Tem extinção recta, sinal de alongamento aparente negativo. O seu aspecto é difuso; poderá corresponder a uma mistura complexa que contém eudialite alterada.

D- 28 – Fonólito nefelínico

A textura desta rocha é porfírica, sendo a matriz composta por feldspatos, feldspatóides e clinopiroxena e os fenocristais euédricos de clinopiroxena, e alguns de nefelina e titanite. Há vários locais da lâmina em que as piroxenas demonstram uma direcção preferencial (veios). A clinopiroxena e minerais opacos correspondem a cerca de 10-15% e os feldspatos e feldspatóides a 85-90%.

A rocha é maioritariamente composta por feldspato alcalino e nefelina, aegirina. Além disso, existe titanite e raramente minerais opacos e carbonatos (nomeadamente de Ce e La). Ocorre também, muito raramente, kupletskite, associada à aegirina.

O feldspato tem textura microlítica.

A nefelina ocorre como fenocristais euédricos, com secções hexagonais e quadradas e encontra-se também na matriz, mas a sua identificação aí é dificultada pela dimensão reduzida dos grãos.

A piroxena ocorre com hábito acicular (como agulhas) mas também há uma secção semi-hexagonal. É pleocróica entre verde e castanho. Os seus grãos encontram-se frequentemente orientados, ocorrendo como injeções de novo material em veios, posteriormente à formação inicial da matriz.

A titanite é rara e existe apenas um cristal de grandes dimensões, euédrico e com secções alongadas e losânicas.

A kupletskite é amarela-clara, não é pleocróica, apresenta tintas de interferência até verdes de segunda ordem, extinção recta; está associada à aegirina.

O mineral incolor de tintas cremes será provavelmente feldspato ou um zeólito.

Os carbonatos analisados nesta amostra são carbonatos de Ce e La; ocorrem como aglomerados muito finos com tintas de interferência de ordem superior.

A-37 – micro-sienito nefelínico D

A amostra tem uma textura micro-fanerítica porfiróide, com grãos finos e megacristais que ultrapassam 5mm de comprimento; os megacristais e os grãos finos são ambos xenomórficos a hipidiomórficos. Pode ser considerada uma textura traquitóide, estando os grãos de feldspatos e feldspatóides da “matriz” orientados.

A amostra contém feldspato alcalino, nefelina, sodalite, aegirina, anfíbola castanha, um mineral amarelo não identificado, apatite, titanite, carbonatos e sericite como produto de alteração de feldspatos. Estão presentes zeólitos na matriz.

O feldspato alcalino está pertitzado; os megacristais, têm hábito prismático e atingem mais de 5mm de comprimento; muitos deles são pseudomórficos, extremamente alterados para um material acicular. O feldspato ocorre também como grãos finos e os cristais apresentam, por vezes, sub-granulação; por vezes, o hábito é, por vezes, esquelético, sendo o núcleo de alguns grãos isotrópico (vítreo).

A nefelina ocorre como cristais médios e finos e está menos alterada do que os feldspatos; também é, por vezes, pseudomórfica; a alteração progride a partir dos bordos para o núcleo para um material fibro-radial com orientação radial em relação aos fenocristais, interpretado como zeólitos.

A aegirina ocorre apenas na fase de granularidade mais reduzida e apresenta hábito acicular. É fortemente pleocróica entre amarelo, verde-escuro e verde-azulado. Com alguma frequência, ocorre associada ao mineral amarelo não identificado.

A anfíbola (kaersutite?) é castanha, moderadamente pleocróica, é rara e ocorre numa única secção basal envolvida por um material esverdeado (aegirina) envolvente.

As apatites são euédricas e finas.

O facto de a rocha ter cristais com granularidade fina e megacristais (alterados) sugere uma formação inicialmente a maior profundidade e uma fase posterior de cristalização a menor profundidade, sendo considerada hipabissal.

D-59 – “Lamprófiro”

A textura desta amostra é vitrofírica (porfírica com matriz vítrea), idiomórfica. A matriz é maioritariamente vítrea, sendo o seu grau de cristalinidade hipohialino; os fenocristais são médios a grosseiros. Os locais onde é distinguível a matriz correspondem a estruturas esferoidais de material muito fino. Na lâmina, 30% dos minerais são corados e opacos e 70% dos minerais são incolores. A matriz está moderadamente alterada com porções acastanhadas.

Possui feldspato alcalino, zeólitos (~70%), anfíbola (25%), além de titanite (<1%), minerais opacos (<1%) e carbonatos como acessórios.

O feldspato alcalino está pertitzado, é visível muito pontualmente, em “esferólitos” nos quais a matriz não é vítrea.

Os zeólitos têm um hábito fibroso, em alguns casos fibro-radial, e parecem constituir a maior parte dos esferólitos. Provavelmente serão um produto de alteração dos feldspatos.

A presença de nefelina ou outro feldspatóide não é clara e não foram feitas análises químicas que a comprovem.

Recorrendo à micro-sonda electrónica, foi possível identificar anfíbolas, embora várias análises pareçam corresponder a uma composição intermédia entre piroxena e anfíbola, sendo provável que a anfíbola tenha substituído a piroxena. Deste modo, será considerado como piroxena o material castanho mais claro (semelhante a augite) e a anfíbola como o mineral castanho mais escuro. A piroxena é castanha muito clara, euédrica a subédrica com hábito prismático e alongado. Há vários cristais de grandes dimensões com os bordos de tonalidades semelhantes às dos grãos da matriz, mas o núcleo é esverdeado, sugerindo uma formação com composição inicialmente mais ferro-magnésiana que se tornou progressivamente mais cálcica. Um fenocristal de grande dimensão está significativamente zonado (o zonamento é muito gradual e concêntrico, possivelmente oscilatório) e existe também um agregado verde com uma composição semelhante à das piroxenas. A anfíbola (kaersutite) é moderadamente pleocróica entre castanho-claro e castanho-escuro, euédrica a subédrica e tem hábito prismático, com grãos alongados e de dimensão superior à das piroxenas.

A titanite é rara, ocorre como aglomerados aciculares com orientação preferencial.

Os minerais opacos são, na sua maioria, anédricos, por vezes subédricos, com secções semi-quadradas.

Ocorrem carbonatos em vesículas e na matriz dos esferólitos.

O facto de a rocha possuir grãos euédricos de granularidade média a grosseira indica uma fase inicial de cristalização a maior profundidade. No entanto, a matriz é vítrea e as anfíbolas e “piroxenas” possuem uma distribuição homogénea que parece ser independente das formações esferoidais, o que indica que houve pelo menos duas fases de arrefecimento: uma em que se formaram os minerais corados e opacos; e outra em que se formou a matriz vítrea e provavelmente as estruturas esferoidais, dada a presença de cristais de hábito acicular. A segunda fase de arrefecimento terá sido muito rápida, levando à formação do vidro e destas formações, cuja forma esférica é indicadora de crescimento rápido. A rocha poderá ter começado a sua evolução magmática num ambiente profundo, mas terminou a sua cristalização como uma rocha extrusiva.

B-10 – Brecha vulcânica

A textura desta amostra é piroclástica, composta por uma matriz de grão fino e poucos grãos/fragmentos de granularidade média, na sua maioria, com textura idiomórfica a hipidiomórfica. O facto de a amostra ser bimodal implica que a rocha será vulcânica. Um aspecto particular da textura são formas fibro-radiais que poderão ter origem na alteração de feldspatos por zeólitos. Apresenta texturas de fluxo em torno dos fenocristais, e a matriz (quartzo) dispõem-se ao longo de uma direcção preferencial, ou seja, possui um bandado.

Devido ao elevado grau de alteração da rocha a sua mineralogia é de difícil identificação petrográfica, mas análises por micro-sonda electrónica confirmaram que é maioritariamente constituída por feldspato alcalino e quartzo, com minerais opacos (magnetite) e zircão como acessórios.

O quartzo ocorre apenas na matriz, em grãos finos e límpidos.

Os fenocristais são de feldspato alcalino pertitizado com hábito tabular, por vezes, em secções semi-quadradas.

O zircão é raro, subédrico a anédrico, com dimensões da ordem de 150 μ m. Ocorre associado aos opacos.

Há também um mineral amarelado na matriz que poderá corresponder a algum mineral de alteração.

B-15 – Sienito com feldspato alcalino

Esta amostra apresenta uma textura fanerítica bimodal, com megacristais de dimensão média a grosseira e matriz fanerítica de granularidade fina. Cerca de 90% da amostra é constituída por minerais incolores e os minerais corados e opacos são 10%. A rocha é essencialmente cristalina, sendo uma parte significativa constituída por grãos extremamente fracturados envolvidos por uma matriz vítrea.

A rocha é maioritariamente composta por feldspato alcalino (85-90%) e em menores proporções, por plagioclase e quartzo (1-5%), anfíbola (1-5%), biotite (1-5%) e epidoto (<1%). Ocorrem apatite, zircão e minerais opacos como minerais acessórios. A alterar a biotite ocorre, por vezes, clorite e, a alterar os feldspatos, sericite.

O feldspato alcalino apresenta maclas simples de Carlsbad, está bastante alterado por um material argilos. Muito pontualmente ocorre sericitização, mais desenvolvida no núcleo de cristais de dimensão média. A maior parte dos megacristais de grande dimensão são de feldspato alcalino. Estes são os grãos com menor grau de alteração, particularmente no núcleo.

A plagioclase, tal como o feldspato, está significativamente alterada, mas é possível observar maclas polissintéticas em alguns locais. Ocorre apenas na parte fracturada da amostra cuja matriz é vítrea, em conjunto com biotite e clorite.

O quartzo apresenta uma granularidade fina e ocorre apenas na matriz; tem um aspecto muito mais límpido do que o resto da matriz e do que a maioria dos megacristais.

A anfíbola é pleocróica entre verde e castanho, subédrica a euédrica e apresenta secções basais hexagonais com a clivagem oblíqua característica (~120° e ~60°).

A biotite é anédrica a euédrica com secções quadradas e hábito lamelar; ocorre, quer como grãos de dimensão média e isolados, quer como agregados finos; sofreu deformação, apresentando extinção ondulante em alguns grãos.

O epidoto ocorre em aglomerados finos, normalmente associado a outros minerais, como minerais opacos, biotite e zircão.

A apatite ocorre em grãos finos euédricos (dos primeiros minerais a ser formados).

O zircão, subédrico a euédrico, apresenta relevo elevado, tintas de interferência que atingem a segunda ordem e extinção recta.

Os minerais opacos estão associados a epidoto, anfíbolas, biotite e clorite.

II. Datos de Química Mineral

Tabela II.1 Feldspatos

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 8 oxigénios.

Amostra	A-56											
	Feldspato A*		Feldspato B*		Feldspato C*			Feldspato D*		Feldspato E*		
Análise	1	2	9	10	18	19	29	30	31	34	35	50
SiO ₂	70.02	65.93	69.72	70.26	69.29	65.92	67.79	66.06	69.62	67.87	69.49	69.28
Al ₂ O ₃	20.76	18.67	20.64	20.78	19.71	18.15	19.37	18.29	19.82	19.42	20.91	19.78
La ₂ O ₃	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.01	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.04	< l.d.	< l.d.	0.04	0.04
Ce ₂ O ₃	0.01	0.09	0.02	< l.d.	0.05	0.09	0.02	0.20	0.03	0.06	0.12	0.03
Fe ₂ O ₃	0.34	0.10	0.37	0.33	0.25	0.36	0.32	0.13	0.35	0.24	0.32	0.38
CaO	0.01	< l.d.	0.05	0.01	0.03	< l.d.	0.04	< l.d.	0.04	< l.d.	0.03	0.05
Na ₂ O	9.43	0.34	11.16	9.87	9.86	0.60	8.00	0.58	11.95	7.53	11.59	11.47
K ₂ O	0.42	16.26	0.17	0.10	1.75	15.05	5.70	15.99	0.15	4.49	0.08	0.11
Total	100.98	101.39	102.13	101.35	100.94	100.17	101.24	101.29	101.95	99.61	102.58	101.14
<u>Número de catiões na base de 8 oxigénios</u>												
Si	3.005	3.002	2.979	3.003	3.007	3.023	2.988	3.012	2.990	3.009	2.963	2.994
Al	1.050	1.002	1.040	1.047	1.008	0.981	1.006	0.983	1.003	1.015	1.051	1.008
La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Ce	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.003	0.000	0.001	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.011	0.004	0.012	0.010	0.008	0.012	0.011	0.004	0.011	0.008	0.010	0.012
Ca	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002
Na	0.785	0.030	0.925	0.818	0.830	0.053	0.684	0.051	0.995	0.647	0.958	0.961
K	0.023	0.945	0.009	0.005	0.097	0.881	0.320	0.930	0.008	0.254	0.004	0.006
Total	4.874	4.984	4.968	4.885	4.952	4.952	5.011	4.985	5.010	4.934	4.991	4.985
<u>Termos Finais (moles por cento)</u>												
Or	2.83	96.90	0.97	0.63	10.44	94.28	31.86	94.76	0.82	28.18	0.46	0.64
Ab	97.14	3.10	98.76	99.32	89.41	5.72	67.96	5.24	99.02	71.82	99.40	99.13
An	0.03	0.00	0.26	0.05	0.14	0.00	0.18	0.00	0.16	0.00	0.13	0.24

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Feldspato A corresponde a um grão pertitzado. As composições predominantemente sódicas correspondem a exsoluções em feldspato potássico.

Tabela II.1 Feldspatos (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 8 oxigénios.

Amostra	A-43								D-05							
	Feldspato F*		7	13	15	32	40	3	Feldspato G*		12	14	17	Feldspato H*		32
Análise	1	2							6	7				21	23	
SiO ₂	68.29	68.74	67.27	67.47	68.99	65.13	66.37	66.51	65.10	64.77	66.37	66.47	66.07	66.08	67.76	65.93
Al ₂ O ₃	19.37	19.38	18.91	17.91	19.42	16.98	19.08	19.94	20.94	19.70	19.64	19.29	19.52	19.71	20.01	19.72
La ₂ O ₃	< l.d.	< l.d.	0.01	0.08	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Ce ₂ O ₃	0.04	< l.d.	0.10	< l.d.	0.24	0.03	0.26	0.08	0.34	0.41	0.20	0.23	0.06	0.14	0.03	0.00
Fe ₂ O ₃	0.10	0.50	1.06	2.11	0.73	1.86	0.29	0.36	0.07	0.02	0.17	0.21	0.27	0.15	0.02	0.21
CaO	< l.d.	< l.d.	0.16	< l.d.	0.13	< l.d.	< l.d.	0.25	1.12	0.29	0.20	0.17	0.22	0.34	0.05	0.34
Na ₂ O	8.22	12.07	8.54	8.14	7.70	7.28	5.93	6.36	8.58	5.61	7.37	7.19	7.14	7.81	11.50	7.41
K ₂ O	5.42	0.22	4.95	5.59	4.96	6.54	6.68	5.65	3.24	8.20	5.71	6.07	5.96	5.57	0.13	5.39
Total	101.44	100.90	101.00	101.30	102.17	97.81	98.60	99.15	99.40	98.99	99.65	99.63	99.24	99.80	99.50	99.00
Número de catiões na base de 8 oxigénios																
Si	2.996	2.989	2.982	3.004	3.003	3.013	3.002	2.979	2.908	2.951	2.971	2.981	2.972	2.958	2.975	2.965
Al	1.002	0.994	0.988	0.940	0.997	0.926	1.018	1.053	1.103	1.058	1.037	1.020	1.035	1.040	1.036	1.046
La	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ce	0.001	0.000	0.002	0.000	0.004	0.000	0.004	0.001	0.006	0.007	0.003	0.004	0.001	0.002	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.003	0.016	0.035	0.071	0.024	0.065	0.010	0.012	0.002	0.001	0.006	0.007	0.009	0.005	0.001	0.007
Ca	0.000	0.000	0.008	0.000	0.006	0.000	0.000	0.012	0.054	0.014	0.009	0.008	0.011	0.016	0.003	0.017
Na	0.699	1.018	0.734	0.703	0.650	0.653	0.520	0.552	0.743	0.496	0.640	0.625	0.623	0.678	0.979	0.646
K	0.303	0.012	0.280	0.317	0.275	0.386	0.386	0.323	0.185	0.477	0.326	0.347	0.342	0.318	0.007	0.309
Total	5.004	5.029	5.030	5.036	4.959	5.043	4.940	4.932	5.001	5.003	4.992	4.993	4.992	5.018	5.000	4.990
Termos Finais (moles por cento)																
Or	30.26	1.16	27.40	31.12	29.57	37.15	42.57	36.39	18.81	48.33	33.44	35.42	35.07	31.43	0.73	31.82
Ab	69.74	98.84	71.86	68.88	69.77	62.85	57.43	62.25	75.71	50.25	65.60	63.77	63.85	66.97	99.01	66.48
An	0.00	0.00	0.74	0.00	0.66	0.00	0.00	1.36	5.47	1.43	0.96	0.81	1.09	1.61	0.26	1.70

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Feldspato A corresponde a um grão pertitzado. As composições predominantemente sódicas correspondem a exsoluções em feldspato potássico.

Tabela II.1 Feldspatos (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 8 oxigénios.

Amostra	GR214							B-10						
	Análise	Feldspato I*		Feldspato J*			Feldspato K*							
	2	2	4	7	8	9	10	12	13	14	15	19	20	21
SiO ₂	66.99	66.52	66.59	65.65	65.42	70.26	65.69	66.12	71.92	65.70	66.18	66.18	66.25	69.72
Al ₂ O ₃	18.95	17.60	18.81	18.44	18.82	19.69	18.58	18.96	21.39	18.50	18.64	18.65	18.75	20.13
La ₂ O ₃	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	0.01	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.
Ce ₂ O ₃	0.09	<1.d.	0.22	0.12	0.06	0.17	<1.d.	0.02	<1.d.	0.03	0.02	<1.d.	<1.d.	<1.d.
Fe ₂ O ₃	0.28	<1.d.	<1.d.	0.04	0.06	0.02	0.04	0.02	0.06	<1.d.	<1.d.	0.02	<1.d.	0.04
CaO	0.21	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	0.02	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	0.01
Na ₂ O	6.70	0.24	0.27	0.30	0.37	11.63	0.31	0.25	7.16	0.34	0.31	0.30	0.32	11.43
K ₂ O	6.58	16.48	15.57	16.22	15.70	0.11	16.49	15.13	0.13	16.41	16.18	15.07	15.32	0.10
Total	99.79	100.84	101.47	100.77	100.44	101.90	101.10	100.50	100.66	100.98	101.32	100.22	100.64	101.44
Número de catiões na base de 8 oxigénios														
Si	3.000	3.043	3.014	3.007	2.998	3.009	3.002	3.011	3.049	3.005	3.009	3.021	3.016	2.995
Al	1.000	0.949	1.004	0.996	1.017	0.994	1.001	1.018	1.069	0.997	0.999	1.004	1.006	1.019
La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ce	0.001	0.000	0.004	0.002	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.009	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Ca	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	0.582	0.021	0.024	0.027	0.033	0.966	0.027	0.022	0.588	0.030	0.027	0.027	0.028	0.952
K	0.376	0.962	0.899	0.948	0.918	0.006	0.961	0.879	0.007	0.957	0.939	0.878	0.890	0.006
Total	4.978	4.974	4.944	4.981	4.969	4.979	4.992	4.931	4.715	4.990	4.974	4.929	4.940	4.974
Termos Finais (moles por cento)														
Or	38.85	97.87	97.40	97.27	96.50	0.60	97.26	97.54	1.15	96.96	97.21	97.06	96.92	0.59
Ab	60.12	2.13	2.60	2.73	3.50	99.30	2.74	2.46	98.85	3.04	2.79	2.94	3.08	99.36
An	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05

<1.d. = abaixo do limite de detecção

Feldspato A corresponde a um grão pertitzado. As composições predominantemente sódicas correspondem a exsoluções em feldspato potássico.

Tabela II.1 Feldspatos (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 8 oxigénios.

Amostra	B-15						D-49		D-28				D-59	
	Feldspato L*		6	8	11	Plagioclase	20	Feldspato M*		Feldspato N*		13	29	22
Análise	1	2				16		14	15	8	9			
SiO ₂	67.90	65.41	66.15	65.44	67.32	59.24	67.38	64.95	68.66	64.50	65.70	64.03	65.42	63.24
Al ₂ O ₃	19.48	18.33	18.36	21.07	19.22	25.58	18.99	18.84	19.35	18.50	19.85	19.41	18.65	19.95
La ₂ O ₃	0.03	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	a.l.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	0.10	<1.d.
Ce ₂ O ₃	0.07	0.05	0.04	0.26	0.25	0.10	<1.d.	0.31	0.03	<1.d.	0.04	0.03	<1.d.	<1.d.
Fe ₂ O ₃	0.24	0.16	<1.d.	0.24	0.26	0.40	0.12	0.06	0.00	0.01	0.21	0.22	0.04	0.11
CaO	0.34	<1.d.	<1.d.	2.12	0.21	7.94	0.42	<1.d.	0.09	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.
Na ₂ O	7.11	0.40	1.15	7.99	5.66	6.64	7.36	0.70	11.65	0.22	0.22	0.25	0.40	2.02
K ₂ O	6.31	15.94	14.88	3.28	8.46	0.53	6.12	15.59	0.18	16.55	16.08	15.72	15.95	13.83
Total	101.48	100.28	100.58	100.40	101.38	100.43	100.38	100.45	99.96	99.78	102.09	99.67	100.56	99.15
Número de catiões na base de 8 oxigénios														
Si	2.988	3.008	3.017	2.899	2.991	2.642	2.996	2.985	3.002	2.991	2.967	2.964	3.000	2.931
Al	1.011	0.994	0.987	1.100	1.007	1.345	0.995	1.021	0.997	1.012	1.057	1.059	1.008	1.090
La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Ce	0.001	0.001	0.001	0.004	0.004	0.002	0.000	0.005	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.008	0.006	0.000	0.008	0.009	0.014	0.004	0.002	0.000	0.000	0.007	0.008	0.001	0.004
Ca	0.016	0.000	0.000	0.101	0.010	0.379	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.607	0.036	0.101	0.686	0.488	0.574	0.635	0.063	0.988	0.020	0.019	0.022	0.036	0.182
K	0.354	0.935	0.866	0.185	0.480	0.030	0.347	0.914	0.010	0.979	0.926	0.928	0.933	0.818
Total	4.986	4.980	4.972	4.984	4.987	4.987	4.997	4.990	4.998	5.002	4.977	4.982	4.980	5.024
Termos Finais (moles por cento)														
Or	36.25	96.34	89.52	19.07	49.08	3.07	34.66	93.58	0.98	98.01	98.00	97.64	96.32	81.83
Ab	62.09	3.66	10.48	70.59	49.91	58.36	63.36	6.42	98.60	1.99	2.00	2.36	3.68	18.17
An	1.66	0.00	0.00	10.35	1.00	38.57	1.98	0.00	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

<1.d. = abaixo do limite de detecção

Feldspato A corresponde a um grão pertitzado. As composições predominantemente sódicas correspondem a exsoluções em feldspato potássico.

Tabela II.1 Feldspatos (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 8 oxigénios.

Amostra	A-59					A-48			
	5	16	21	24	25	1	3	14	
	<u>Feldspato O*</u>								
Análise	5	16	21	24	25	1	3	14	
SiO ₂	66.98	67.43	67.52	69.69	68.98	65.12	68.63	64.71	
Al ₂ O ₃	18.87	18.89	18.89	20.10	19.00	18.60	19.39	18.78	
La ₂ O ₃	< l.d.	0.07	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	
Ce ₂ O ₃	< l.d.	0.02	< l.d.	0.02	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.03	
Fe ₂ O ₃	0.37	0.29	0.37	0.32	0.28	0.13	0.24	0.10	
CaO	< l.d.	0.00	0.01	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.02	< l.d.	
Na ₂ O	5.00	6.70	7.83	5.53	11.79	0.44	11.85	0.75	
K ₂ O	9.44	7.51	5.89	7.15	0.24	16.87	0.07	16.29	
Total	100.66	100.92	100.51	102.81	100.29	101.16	100.20	100.66	
<u>Número de catiões na base de 8 oxigénios</u>									
Si	3.000	2.999	2.997	3.010	3.008	2.986	2.994	2.978	
Al	0.996	0.990	0.989	1.024	0.977	1.005	0.997	1.019	
La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ce	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe ³⁺	0.013	0.010	0.012	0.011	0.009	0.005	0.008	0.003	
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	
Na	0.434	0.578	0.674	0.463	0.997	0.039	1.002	0.067	
K	0.539	0.426	0.334	0.394	0.014	0.987	0.004	0.956	
Total	4.982	5.003	5.006	4.901	5.004	5.022	5.007	5.023	
<u>Termos Finais (moles por cento)</u>									
Or	55.40	42.44	33.09	45.97	1.34	96.20	0.41	93.43	
Ab	44.60	57.54	66.87	54.03	98.66	3.80	99.49	6.57	
An	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Feldspato A corresponde a um grão pertitzado. As composições predominantemente sódicas correspondem a exsoluções em feldspato potássico.

II.2 Feldspatóides

Tabela II.2.1 Nefelina

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 16 oxigénios.

Amostra	A-56		D-05		GR214					
Análise	24	18	25	37	3	4	6	13	17	19
SiO ₂	44.64	44.54	44.67	44.79	46.38	45.80	47.00	46.17	46.81	46.47
TiO ₂	0.03	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04	0.00	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	31.42	33.38	33.46	33.27	34.22	32.74	33.21	32.26	32.22	32.58
Fe ₂ O ₃	1.25	0.48	0.58	0.36	0.67	0.67	0.53	0.96	0.64	0.72
MnO	< l.d.	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09	0.08	0.00	0.05	0.00
MgO	< l.d.	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
CaO	< l.d.	0.04	0.06	0.01	0.13	0.17	0.15	0.00	0.00	0.28
Na ₂ O	14.95	15.89	16.52	16.10	15.31	16.14	15.68	15.89	14.90	15.75
K ₂ O	5.07	5.15	5.05	5.03	5.26	5.28	4.89	5.56	5.27	5.05
Total	97.36	99.53	100.38	99.63	102.05	100.95	101.59	100.84	99.91	100.91
<u>Número de catiões na base de 16 oxigénios</u>										
Si	4.354	4.255	4.241	4.272	4.303	4.320	4.373	4.360	4.426	4.367
Ti	0.002	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.000	0.001	0.003
Al	3.613	3.760	3.745	3.741	3.743	3.641	3.643	3.592	3.592	3.610
Fe ³⁺	0.092	0.034	0.041	0.026	0.046	0.048	0.037	0.068	0.046	0.051
Total ^{IV}	8.062	8.053	8.030	8.044	8.095	8.012	8.057	8.020	8.065	8.032
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.007	0.006	0.000	0.004	0.000
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001
Ca	0.000	0.004	0.006	0.001	0.013	0.017	0.015	0.000	0.000	0.029
Na	2.828	2.944	3.041	2.978	2.754	2.952	2.829	2.910	2.732	2.870
K	0.631	0.628	0.612	0.612	0.623	0.635	0.581	0.670	0.636	0.606
Total	19.582	19.683	19.720	19.678	19.583	19.638	19.545	19.620	19.503	19.568

< l.d. = abaixo do limite de detecção.

Tabela II.2.1 Nefelina (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 16 oxigénios.

Amostra	D-28					A-59			A-48
Análise	12	21	22	23	28	19	28	33	7
SiO ₂	44.34	44.14	43.99	44.08	44.66	42.99	45.17	45.73	42.72
TiO ₂	0.03	0.02	< l.d.	0.03	0.25	0.00	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	33.50	34.86	34.34	33.44	34.04	31.86	33.22	33.32	31.98
Fe ₂ O ₃	0.66	0.67	0.57	0.52	0.54	2.29	2.21	1.43	0.32
MnO	< l.d.	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	< l.d.	< l.d.	< l.d.
MgO	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.03	0.01	0.00	0.04
CaO	0.22	0.21	0.19	0.19	0.08	0.04	0.03	0.03	0.00
Na ₂ O	14.98	15.78	15.93	16.06	15.68	16.31	16.61	16.10	16.13
K ₂ O	5.90	5.79	5.85	5.91	5.68	5.55	5.37	5.32	5.19
Total	99.64	101.49	100.91	100.24	100.95	99.09	102.62	101.96	96.38
<u>Número de cátions na base de 16 oxigénios</u>									
Si	4.242	4.156	4.170	4.211	4.217	4.185	4.223	4.277	4.236
Ti	0.002	0.002	0.000	0.002	0.018	0.000	0.000	0.002	0.000
Al	3.778	3.869	3.838	3.766	3.790	3.656	3.661	3.674	3.738
Fe ³⁺	0.048	0.047	0.041	0.038	0.039	0.168	0.156	0.101	0.024
Total ^{IV}	8.070	8.074	8.049	8.017	8.064	8.009	8.039	8.053	7.998
Mn	0.000	0.001	0.003	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.002	0.001	0.006
Ca	0.023	0.021	0.019	0.019	0.008	0.004	0.003	0.003	0.000
Na	2.779	2.881	2.928	2.975	2.871	3.079	3.011	2.920	3.101
K	0.720	0.695	0.708	0.720	0.684	0.689	0.640	0.635	0.657
Total	19.663	19.746	19.757	19.750	19.692	19.796	19.734	19.665	19.760

< l.d. = abaixo do limite de detecção.

Tabela II.2.2a Sodalite

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 12 catiões tetraédricos (Si + Al + Fe³⁺).

Amostra	D-05				GR214		D-49	A-48
Análise	4	22	35	39	23	27	5	8
SiO ₂	38.13	39.40	39.07	37.69	39.72	39.99	40.10	40.93
Al ₂ O ₃	33.32	33.57	33.22	34.92	34.80	34.55	33.55	35.97
Fe ₂ O ₃	0.07	0.09	0.14	0.28	0.10	0.00	0.03	0.30
MnO	0.03	0.02	< l.d.	0.06	0.06	0.09	0.03	0.00
CaO	0.08	0.04	0.06	0.04	0.06	0.04	0.02	0.05
Na ₂ O	20.27	19.01	19.95	19.44	18.08	17.38	21.77	21.18
K ₂ O	0.04	0.07	0.04	0.05	0.02	0.02	0.03	0.08
Cl	6.13	6.00	6.11	6.39	6.47	6.52	6.29	4.63
-O≡Cl	1.38	1.35	1.38	1.44	1.46	1.47	1.42	1.04
Total corr.	96.70	96.84	97.21	97.43	97.85	97.13	100.40	102.09
Número de catiões na base de 12 catiões (Si + Al + Fe³⁺)								
Si	5.907	5.981	5.985	5.720	5.897	5.945	6.040	5.878
Al	6.085	6.008	5.999	6.248	6.091	6.055	5.957	6.090
Fe ³⁺	0.008	0.010	0.016	0.032	0.011	0.000	0.003	0.032
Mn	0.004	0.003	0.000	0.008	0.007	0.012	0.004	0.000
Ca	0.014	0.006	0.009	0.006	0.009	0.006	0.003	0.008
Na	6.088	5.596	5.925	5.721	5.205	5.010	6.358	5.898
K	0.008	0.013	0.008	0.011	0.003	0.005	0.006	0.014
Cl	1.610	1.544	1.586	1.644	1.628	1.643	1.606	1.127
Total cat.	18.115	17.618	17.943	17.745	17.225	17.032	18.371	17.920
Termos Finais (moles por cento)								
K ₂ O	0.13	0.23	0.13	0.18	0.06	0.09	0.10	0.23
Na ₂ O	99.64	99.66	99.71	99.71	99.77	99.78	99.86	99.63
CaO	0.23	0.11	0.16	0.11	0.18	0.13	0.04	0.14

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.2.2b Cancrinite

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 12 catiões tetraédricos. Comparação das análises com os dados de Pekov *et al.* (2011) para cancrissilite e cancrinite.

Amostra	A-56	D-49	Cancrissilite	Cancrinite
Análise	11	17	Pekov <i>et al.</i> (2011) 21 an.	243 an.
SiO ₂	45.05	38.12	40.7 - 45.9	33.6 - 40.3
TiO ₂	0.04	0.01	n.m.	n.m.
Al ₂ O ₃	27.22	31.15	22.8 - 26.0	26.2 - 31.9
Fe ₂ O ₃	< l.d.	0.27	0.0 - 0.4	0.0 - 1.1
MnO	< l.d.	0.05	n.m.	n.m.
MgO	< l.d.	0.00	< l.d.	0.0 - 0.4
CaO	0.33	7.32	0.0 - 1.2	0.9 - 10.1
Na ₂ O	22.73	14.99	14.7 - 23.3	13.7 - 23.7
K ₂ O	1.49	0.08	0.0 - 0.5	0.0 - 1.3
Cl	0.01	0.01	< l.d.	0.0 - 1.4
Total	96.95	91.97	/	/
<u>Número de catiões na base de 12 catiões tetraédricos</u>				
Si	7.01	6.09	6.84 - 7.59	6.00 - 6.85
Ti	0.00	0.00	n.m.	n.m.
Al	4.99	5.87	4.34 - 5.16	5.15 - 6.00
Fe ³⁺	0.00	0.03	0.00 - 0.05	0.00 - 0.14
Mn	0.00	0.00	n.m.	n.m.
Mg	0.00	0.00	< l.d.	0.00 - 0.11
Ca	0.06	1.25	0.00 - 0.23	0.16 - 1.83
Na	6.85	4.65	6.21 - 7.48	4.18 - 7.32
K	0.30	0.02	0.00 - 0.11	0.00 - 0.23
Cl	0.00	0.00	< l.d.	0.00 - 0.37
∑ catiões EET	7.20	5.92	7.15	7.38
Total	19.10	18.18	/	/

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

EET = externos ao esqueleto tridimensional

Tabela II.3 Zeólitos

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base dos oxigénios mencionados.

Amostra	D-05		D-49					D-59			
	38	4	6	7	8	16	23	1	4	16	21
SiO ₂	41.14	41.40	41.54	40.48	42.90	53.26	52.63	60.70	61.43	57.27	56.78
TiO ₂	0.03	0.07	< l.d.	0.00	0.01	0.07	0.03	0.09	0.11	0.09	0.05
Al ₂ O ₃	33.44	31.31	32.78	32.52	31.35	23.49	18.86	23.69	22.74	23.38	24.62
Fe ₂ O ₃	0.12	0.20	0.08	0.06	0.43	0.00	0.01	0.32	0.32	0.28	0.18
CaO	7.57	7.57	6.86	6.02	7.38	0.02	0.08	0.20	0.20	0.45	0.10
Na ₂ O	4.33	5.47	5.36	5.14	4.47	15.95	18.07	4.52	3.66	5.66	7.40
K ₂ O	0.04	0.01	0.05	0.10	0.06	0.16	0.13	1.01	0.96	4.30	0.10
Cl	0.01	< l.d.	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.41	0.20	0.11
-O≡Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09	0.04	0.02
Total	86.68	86.03	86.68	84.33	86.60	92.94	89.81	90.67	89.75	91.59	89.32
Número de catiões na base de oxigénios											
	30			6				72			
Si	8.017	8.173	8.106	8.094	8.356	1.951	2.020	25.836	26.311	24.981	24.816
Ti	0.004	0.010	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.030	0.036	0.030	0.018
Al	7.682	7.287	7.541	7.665	7.199	1.015	0.853	11.887	11.482	12.023	12.686
Fe ³⁺	0.018	0.030	0.012	0.010	0.063	0.000	0.000	0.103	0.104	0.093	0.059
Total ^{IV}	15.723	15.504	15.661	15.769	15.620	2.968	2.874	37.876	37.954	37.129	37.580
Ca	1.581	1.601	1.434	1.290	1.540	0.001	0.003	0.092	0.092	0.209	0.047
Na	1.636	2.094	2.028	1.993	1.688	1.133	1.345	3.730	3.040	4.787	6.271
K	0.010	0.002	0.013	0.026	0.014	0.007	0.007	0.551	0.526	2.393	0.058
Total	18.950	19.200	19.136	19.078	18.862	4.109	4.228	42.249	41.611	44.519	43.957

< l.d. = abaixo do limite de detecção.

Tabela II.4a Piroxenas

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 4 catiões e 6 oxigénios.

Amostra	A-56				A-43			
	33	36	43	45	10	24	26	27
Sector	Bordo			Núcleo				
SiO ₂	54.25	53.01	53.56	52.99	52.45	52.91	53.04	52.68
TiO ₂	1.58	1.90	0.61	0.76	0.54	0.46	0.47	0.49
Al ₂ O ₃	1.47	1.53	1.09	1.36	0.82	0.83	0.78	0.82
FeO ^T	23.63	26.33	26.94	9.95	20.09	20.41	20.93	20.12
MnO	0.39	0.33	0.42	0.87	2.07	1.65	1.75	1.76
MgO	1.18	0.17	0.59	11.96	4.08	3.51	3.22	3.06
CaO	1.25	1.93	2.51	20.35	7.00	6.20	5.70	5.50
Na ₂ O	13.06	12.99	12.67	2.22	9.79	9.67	10.05	10.01
K ₂ O	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	<1.d.	<1.d.	0.01
Total	96.84	98.22	98.41	100.49	96.85	95.65	95.95	94.45
Fe ₂ O ₃ calc.	24.54	27.42	28.68	5.04	22.33	19.38	20.56	19.35
FeO calc.	1.55	1.66	1.13	5.42	0.00	2.97	2.43	2.71
Total recal.	99.30	100.98	101.35	101.10	99.09	97.59	98.01	96.39
Proporções catiónicas na base de 4 catiões e 6 oxigénios								
Si	2.053	1.999	2.015	1.959	1.999	2.048	2.046	2.062
Al ^{IV}	0.000	0.001	0.000	0.041	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.066	0.067	0.048	0.019	0.036	0.038	0.036	0.038
Ti	0.045	0.054	0.017	0.021	0.015	0.013	0.014	0.015
Fe ³⁺	0.699	0.778	0.812	0.140	0.640	0.564	0.597	0.570
Fe ²⁺	0.049	0.052	0.036	0.168	0.000	0.096	0.078	0.089
Mn	0.013	0.011	0.013	0.027	0.067	0.054	0.057	0.058
Mg	0.067	0.010	0.033	0.659	0.232	0.203	0.185	0.179
Ca	0.051	0.078	0.101	0.806	0.286	0.257	0.236	0.231
Na	0.958	0.950	0.924	0.159	0.723	0.726	0.752	0.760
K	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
%Wo				44.78				
%En				36.61				
%Fs				18.61				
%Aeg	88.20	92.90	91.82	15.71	70.78	67.28	70.09	69.99
%Di	6.14	0.96	3.30	65.06	22.68	18.78	17.27	16.45
%Hd	5.66	6.15	4.87	19.23	6.54	13.94	12.65	13.56
%Q	7.99	6.86	8.42		26.35	27.69	24.93	24.69
%Jd	7.89	7.34	5.15		3.89	4.57	4.23	4.71
%Aeg	84.12	85.80	86.43		69.76	67.74	70.84	70.60
#Mg	57.65	15.78	48.29	79.73	100.00	67.78	70.24	66.77
Classificação segundo Morimoto <i>et al.</i> (1988)								
J (2*Na)	1.916	1.899	1.848	0.318	1.447	1.452	1.503	1.519
Q (Ca + Mg + Fe ²⁺)	0.166	0.140	0.170	1.633	0.518	0.556	0.499	0.498
J/(Q+J)	0.920	0.931	0.916	0.163	0.736	0.723	0.751	0.753
Grupo	Na	Na	Na	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

<1.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.4a Piroxenas (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 4 cátions e 6 oxigénios.

Amostra	GR214				D-49				
	7	10	14	22	1	2	9	20	21
Sector					Núcleo	Bordo			
SiO ₂	52.92	52.92	52.97	52.95	49.58	51.61	50.78	52.71	53.09
TiO ₂	1.12	1.04	0.98	0.93	2.52	0.40	1.01	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	1.68	1.48	1.50	1.54	4.44	1.50	2.05	1.22	1.21
FeO [†]	9.39	10.25	10.24	11.03	6.49	17.91	12.84	19.98	19.19
MnO	0.69	0.77	0.82	1.04	0.19	0.92	0.92	0.87	0.59
MgO	11.30	10.41	9.63	10.23	12.42	5.26	8.73	4.58	3.76
CaO	21.05	20.82	20.38	20.28	22.02	16.36	20.91	11.42	9.00
Na ₂ O	1.71	1.95	2.09	2.07	1.08	4.23	1.87	7.22	8.95
K ₂ O	0.02	0.01	< l.d.	< l.d.	0.00	< l.d.	0.02	0.01	< l.d.
Total	99.88	99.65	98.61	100.07	98.74	98.19	99.12	98.08	95.86
Fe ₂ O ₃ calc.	1.00	1.25	0.00	1.93	0.54	7.47	3.60	15.65	17.75
FeO calc.	8.49	9.13	10.24	9.29	6.00	11.19	9.60	5.90	3.22
Total recal.	99.98	99.77	98.61	100.26	98.79	98.94	99.49	99.65	97.64
Proporções catiónicas na base de 4 cátions e 6 oxigénios									
Si	1.980	1.992	2.018	1.988	1.862	2.004	1.943	2.013	2.048
Al ^{IV}	0.020	0.008	0.000	0.012	0.138	0.000	0.057	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.054	0.057	0.067	0.056	0.059	0.069	0.035	0.055	0.055
Ti	0.031	0.029	0.028	0.026	0.071	0.012	0.029	0.002	0.002
Fe ³⁺	0.028	0.035	0.000	0.055	0.015	0.218	0.104	0.450	0.515
Fe ²⁺	0.266	0.287	0.326	0.292	0.189	0.363	0.307	0.188	0.104
Mn	0.022	0.025	0.027	0.033	0.006	0.030	0.030	0.028	0.019
Mg	0.630	0.584	0.547	0.572	0.695	0.304	0.498	0.261	0.216
Ca	0.844	0.839	0.832	0.816	0.886	0.681	0.857	0.467	0.372
Na	0.124	0.142	0.154	0.151	0.079	0.318	0.139	0.535	0.669
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
%Wo	47.15	47.41	48.04	46.15	49.47		47.74		
%En	35.21	32.98	31.58	32.39	38.82		27.73		
%Fs	17.64	19.60	20.37	21.46	11.71		24.53		
%Aeg	11.91	13.71	14.65	14.38	8.12	31.33	14.25	52.83	66.36
%Di	60.49	56.26	51.89	54.64	71.79	29.95	51.14	25.77	21.43
%Hd	27.61	30.04	33.47	30.98	20.09	38.72	34.61	21.40	12.21
%Q						67.92		46.16	34.08
%Jd						7.67		5.86	6.34
%Aeg						24.41		47.98	59.58
#Mg	70.34	67.02	62.64	66.25	78.66	45.60	61.84	58.04	67.55
Classificação segundo Morimoto <i>et al.</i> (1988)									
J (2*Na)	0.248	0.285	0.309	0.301	0.157	0.637	0.277	1.069	1.338
Q (Ca + Mg + Fe ²⁺)	1.740	1.711	1.705	1.680	1.770	1.348	1.662	0.917	0.692
J/(Q+J)	0.125	0.143	0.153	0.152	0.082	0.321	0.143	0.538	0.659
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Ca-Na	Quad	Ca-Na	Ca-Na

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.4a Piroxenas (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 4 cátions e 6 oxigénios.

Amostra	D-28							A-48	
	6	7	11	15	25	30	31	2	5
SiO ₂	50.61	52.79	49.97	52.33	52.54	51.70	50.74	51.71	52.47
TiO ₂	2.01	2.88	3.69	2.95	2.93	5.19	4.80	4.59	5.21
Al ₂ O ₃	2.23	1.21	1.04	0.87	1.50	0.69	1.06	1.08	1.02
FeO ^T	20.14	22.86	22.66	22.21	21.78	21.09	21.38	23.76	24.17
MnO	1.80	2.91	2.20	2.77	1.93	2.53	2.31	0.79	0.66
MgO	2.92	0.81	0.44	0.73	0.49	0.88	0.69	0.41	0.43
CaO	11.79	3.71	4.66	4.16	2.57	3.03	3.09	1.57	1.33
Na ₂ O	6.87	12.06	11.30	11.28	12.16	10.83	11.10	13.01	13.39
K ₂ O	0.00	0.02	0.03	0.08	0.02	0.01	< l.d.	0.01	< l.d.
Total	98.37	99.25	95.99	97.38	95.92	95.95	95.17	96.93	98.68
Fe ₂ O ₃ calc.	13.12	24.75	23.40	21.07	20.98	14.29	17.11	24.11	24.41
FeO calc.	8.34	0.59	1.61	3.25	2.90	8.23	5.99	2.07	2.20
Total recal.	99.69	101.73	98.33	100.28	98.02	97.46	96.89	99.35	101.13

Proporções catiónicas na base de 4 cátions e 6 oxigénios

Si	1.957	1.982	1.952	2.013	2.032	2.032	2.004	1.979	1.973
Al ^{IV}	0.043	0.018	0.048	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.027
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.059	0.035	0.000	0.039	0.068	0.032	0.049	0.028	0.018
Ti	0.058	0.081	0.108	0.085	0.085	0.153	0.143	0.132	0.147
Fe ³⁺	0.382	0.699	0.688	0.610	0.611	0.423	0.508	0.694	0.691
Fe ²⁺	0.270	0.019	0.053	0.105	0.094	0.271	0.198	0.066	0.069
Mn	0.059	0.093	0.073	0.090	0.063	0.084	0.077	0.026	0.021
Mg	0.168	0.045	0.026	0.042	0.028	0.052	0.041	0.024	0.024
Ca	0.489	0.149	0.195	0.171	0.106	0.128	0.131	0.064	0.053
Na	0.515	0.878	0.856	0.841	0.912	0.825	0.850	0.965	0.976
K	0.000	0.001	0.001	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000

%Wo

%En

%Fs

%Aeg	50.90	84.86	85.00	78.05	83.13	66.99	72.91	89.34	89.50
%Di	16.63	4.40	2.56	3.88	2.56	4.20	3.50	2.18	2.21
%Hd	32.47	10.75	12.45	18.07	14.32	28.81	23.59	8.49	8.29
%Q	47.35	10.84	13.77	15.89	11.13	21.42	17.85	7.39	7.00
%Jd	7.05	4.27	0.02	5.10	8.96	5.49	7.24	3.59	2.35
%Aeg	45.60	84.89	86.21	79.01	79.91	73.08	74.91	89.02	90.65
#Mg	38.44	70.90	32.89	28.57	23.00	16.05	17.12	26.22	25.79

Classificação segundo Morimoto *et al.* (1988)

J (2*Na)	1.030	1.756	1.712	1.682	1.823	1.651	1.700	1.931	1.952
Q (Ca + Mg + Fe ²⁺)	0.927	0.213	0.273	0.318	0.228	0.450	0.369	0.154	0.147
J/(Q+J)	0.527	0.892	0.862	0.841	0.889	0.786	0.822	0.926	0.930
Grupo	Ca-Na	Na	Na	Na	Na	Ca-Na	Ca-Na	Na	Na

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.4a Piroxenas (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 4 cátions e 6 oxigénios.

Amostra	A-48			A-59					
	11	15	18	1	2	6	8	10_1	10_2
Sector									
SiO ₂	51.36	50.34	53.64	50.67	49.87	50.48	50.70	52.81	50.57
TiO ₂	5.61	6.12	3.31	0.63	0.69	0.55	0.52	0.73	0.79
Al ₂ O ₃	0.86	0.97	0.78	1.19	1.19	1.29	1.18	0.95	1.31
FeO ^T	23.17	25.28	22.77	19.53	18.40	19.21	18.77	19.28	18.96
MnO	0.75	0.66	1.36	1.30	1.46	1.33	1.38	1.16	1.26
MgO	0.16	0.19	1.67	5.62	6.64	6.15	6.32	5.59	5.83
CaO	1.75	1.95	2.11	13.40	13.92	13.97	14.40	11.92	13.55
Na ₂ O	12.77	13.06	13.31	6.68	5.97	5.85	6.01	6.24	6.23
K ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	< l.d.
Total	96.42	98.58	98.96	99.04	98.14	98.83	99.28	98.70	98.50
Fe ₂ O ₃ calc.	21.35	24.64	25.31	18.87	17.39	16.72	17.40	12.08	16.98
FeO calc.	3.96	1.60	0.00	1.63	1.40	3.52	2.11	8.41	3.26
Total recal.	98.56	99.54	101.50	100.07	98.56	99.87	100.02	99.91	99.79
Proporções catiónicas na base de 4 cátions e 6 oxigénios									
Si	1.986	1.909	1.990	1.918	1.903	1.921	1.916	2.015	1.928
Al ^{IV}	0.014	0.043	0.010	0.053	0.053	0.058	0.052	0.000	0.059
Fe ³⁺	0.000	0.048	0.000	0.029	0.043	0.021	0.032	0.000	0.013
Al ^{VI}	0.025	0.000	0.024	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043	0.000
Ti	0.163	0.175	0.092	0.018	0.020	0.016	0.015	0.021	0.023
Fe ³⁺	0.621	0.703	0.706	0.537	0.499	0.479	0.495	0.347	0.487
Fe ²⁺	0.128	0.051	0.000	0.052	0.045	0.112	0.067	0.269	0.104
Mn	0.024	0.021	0.043	0.042	0.047	0.043	0.044	0.037	0.041
Mg	0.009	0.011	0.092	0.317	0.378	0.349	0.356	0.318	0.331
Ca	0.072	0.079	0.084	0.543	0.569	0.570	0.583	0.487	0.553
Na	0.957	0.960	0.957	0.490	0.442	0.432	0.440	0.462	0.461
K	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
%Wo									
%En									
%Fs									
%Aeg	85.56	92.09	87.63	54.43	48.47	46.15	48.53	42.53	49.17
%Di	0.80	1.02	8.45	35.21	41.45	37.30	39.24	29.29	35.38
%Hd	13.64	6.89	3.91	10.36	10.08	16.55	12.23	28.18	15.46
%Q	9.87	6.82	8.43	48.20	52.88	54.41	53.32	53.77	51.78
%Jd	3.43	0.00	3.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.09	0.00
%Aeg	86.71	93.18	88.57	51.80	47.12	45.59	46.68	41.14	48.22
#Mg	6.52	17.41	100.00	85.99	89.43	75.70	84.20	54.22	76.11
Classificação segundo Morimoto <i>et al.</i> (1988)									
J (2*Na)	1.914	1.920	1.915	0.980	0.884	0.863	0.881	0.923	0.921
Q (Ca + Mg + Fe ²⁺)	0.210	0.141	0.176	0.912	0.992	1.031	1.006	1.074	0.989
J/(Q+J)	0.901	0.932	0.916	0.518	0.471	0.456	0.467	0.462	0.482
Grupo	Na	Na	Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.4a Piroxenas (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 6 oxigénios e 4 catiões.

Amostra	A-59							
	11	13	14	26	27	29	31	32
Análise								
Sector								
SiO ₂	51.64	47.91	48.92	49.72	49.47	47.26	46.64	50.13
TiO ₂	0.69	0.78	0.51	2.39	2.49	1.77	1.62	1.07
Al ₂ O ₃	1.22	4.07	3.65	3.04	3.09	4.50	4.43	1.06
FeO ^T	18.42	22.70	21.92	21.92	21.99	21.73	22.15	23.45
MnO	1.46	1.76	1.77	1.54	1.64	1.58	1.56	0.79
MgO	5.84	7.45	7.77	7.59	7.68	7.31	7.44	2.72
CaO	13.58	2.80	2.42	1.62	1.39	3.22	3.14	7.29
Na ₂ O	6.32	8.10	8.49	8.83	9.25	8.01	7.69	9.72
K ₂ O	0.01	1.32	1.39	1.26	1.30	1.39	1.48	0.01
Total	99.18	96.89	96.84	97.91	98.30	96.77	96.15	96.23
Fe ₂ O ₃ calc.	16.29	25.23	24.36	24.36	23.73	24.15	24.32	24.88
FeO calc.	3.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81
Total recal.	100.81	99.42	99.29	100.35	100.04	101.84	100.80	98.47
Proporções catiónicas na base de 4 catiões e 6 oxigénios								
Si	1.953	1.821	1.849	1.867	1.844	1.799	1.791	1.943
Al ^{IV}	0.047	0.179	0.151	0.133	0.136	0.201	0.200	0.048
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.009	0.008
Al ^{VI}	0.007	0.003	0.011	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000
Ti	0.020	0.022	0.015	0.068	0.070	0.051	0.047	0.031
Fe ³⁺	0.464	0.721	0.693	0.688	0.666	0.692	0.703	0.726
Fe ²⁺	0.119	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026
Mn	0.047	0.057	0.057	0.049	0.052	0.051	0.051	0.026
Mg	0.329	0.422	0.438	0.425	0.427	0.415	0.426	0.157
Ca	0.550	0.114	0.098	0.065	0.056	0.131	0.129	0.303
Na	0.463	0.597	0.622	0.643	0.669	0.591	0.572	0.731
K	0.000	0.064	0.067	0.060	0.062	0.068	0.072	0.001
%Wo								
%En								
%Fs								
%Aeg	48.36	55.49	55.72	57.57	58.28	55.93	54.57	77.73
%Di	34.36	39.24	39.21	38.05	37.21	39.25	40.59	16.72
%Hd	17.29	5.27	5.07	4.39	4.51	4.82	4.84	5.55
%Q	51.86	30.99	30.10	27.60	26.51	31.60	32.65	24.97
%Jd	0.77	0.28	1.11	0.18	0.00	0.13	0.00	0.00
%Aeg	47.38	68.73	68.79	72.23	73.49	68.27	67.35	75.03
#Mg	73.47	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	85.68
Classificação segundo Morimoto <i>et al.</i> (1988)								
J (2*Na)	0.927	1.194	1.244	1.286	1.337	1.183	1.145	1.461
Q (Ca + Mg + Fe ²⁺)	0.999	0.536	0.536	0.490	0.482	0.546	0.555	0.486
J/(Q+J)	0.481	0.690	0.699	0.724	0.735	0.684	0.674	0.750
Grupo	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.4b Piroxenas - Mn³⁺

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 4 catiões e 6 oxigénios.

Amostra Análise	A-43				Blanfordite (Ghose <i>et al.</i> , 1986)
	10	24	26	27	Média de 17 An.
SiO ₂	52.45	52.91	53.04	52.68	52.83
TiO ₂	0.54	0.46	0.47	0.49	0.46
Al ₂ O ₃	0.82	0.83	0.78	0.82	0.71
Fe ₂ O ₃ *	20.64	17.52	18.59	17.36	18.35
FeO	1.52	4.64	4.20	4.50	0.00
Mn ₂ O ₃	2.30	1.84	1.95	1.96	3.26
MgO	4.08	3.51	3.22	3.06	6.47
CaO	7.00	6.20	5.70	5.50	8.52
Na ₂ O	9.79	9.67	10.05	10.01	9.00
K ₂ O	0.01	< l.d.	< l.d.	0.01	0.00
Total	99.15	97.59	98.01	96.39	99.60
<u>Proporções catiónicas na base de 4 catiões e 6 oxigénios</u>					
Si	1.959	2.015	2.011	2.025	1.990
Al ^{IV}	0.036	0.000	0.000	0.000	0.010
Al ^{VI}	0.000	0.037	0.035	0.037	0.020
Ti	0.015	0.013	0.013	0.014	0.010
Fe ³⁺	0.580	0.502	0.530	0.502	0.520
Fe ²⁺	0.047	0.148	0.133	0.145	0.000
Mn ³⁺	0.146	0.118	0.125	0.128	0.090
Mg	0.227	0.199	0.182	0.175	0.360
Ca	0.280	0.253	0.232	0.227	0.340
Na	0.709	0.714	0.739	0.746	0.660
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000

*calculado a partir de FeO^T

Tabela II.5a Anfíbulas - Fe³⁺

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 23 oxigénios e critérios de Leake *et al.* (1997).

Amostra	A-56								A-43	
	Análise	6	8	28	38	39	47	54	55	4
SiO ₂	46.85	47.58	46.63	46.86	46.85	48.13	46.57	47.12	47.12	52.13
Al ₂ O ₃	4.87	4.80	5.82	5.10	4.90	4.30	5.32	4.77	4.77	3.03
TiO ₂	2.14	2.02	1.95	2.10	2.06	1.82	2.03	2.04	2.04	0.58
FeO	19.18	20.79	17.21	22.03	21.01	18.73	20.76	21.06	21.06	10.37
MnO	1.57	1.73	1.45	1.66	1.73	1.55	1.81	1.62	1.62	3.52
MgO	8.44	8.25	9.39	6.49	7.18	9.28	8.33	7.50	7.50	13.54
CaO	6.05	5.44	6.39	4.10	5.60	5.47	6.45	5.16	5.16	2.46
Na ₂ O	6.12	6.69	5.90	7.07	6.46	6.53	6.05	6.57	6.57	8.74
K ₂ O	1.50	1.49	1.47	1.38	1.48	1.36	1.41	1.49	1.49	1.17
Cl	0.02	0.01	0.00	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.01	0.00	0.00	0.00
F	2.31	2.33	1.87	1.47	1.73	1.70	1.65	1.80	1.80	4.84
-O≡Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-O≡F	0.97	0.98	0.79	0.62	0.73	0.72	0.70	0.76	0.76	2.04
Total corr.	98.07	100.15	97.29	97.64	98.27	98.15	99.69	98.38	98.38	98.35
Proporções catiónicas na base de 23 oxigénios e critérios de Leake <i>et al.</i> (1997)										
Si	7.208	7.171	7.146	7.239	7.222	7.309	7.044	7.231	7.231	7.676
Al ^{IV}	0.792	0.829	0.854	0.761	0.778	0.691	0.949	0.769	0.769	0.324
Total ^{IV}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.992	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.092	0.023	0.197	0.168	0.112	0.079	0.000	0.094	0.094	0.202
Ti	0.248	0.229	0.225	0.244	0.239	0.208	0.231	0.235	0.235	0.065
Fe ³⁺	0.194	0.457	0.149	0.419	0.248	0.297	0.447	0.346	0.346	0.594
Mg	1.935	1.853	2.144	1.494	1.649	2.100	1.878	1.715	1.715	2.971
Fe ²⁺	2.274	2.164	2.056	2.427	2.461	2.082	2.179	2.356	2.356	0.683
Mn	0.205	0.221	0.188	0.217	0.226	0.199	0.232	0.211	0.211	0.439
Total ^{VI}	4.947	4.946	4.960	4.969	4.935	4.966	4.967	4.958	4.958	4.954
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.997	0.878	1.049	0.679	0.925	0.890	1.045	0.848	0.848	0.388
Na	1.003	1.122	0.951	1.321	1.075	1.110	0.955	1.152	1.152	1.612
Total ^B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.823	0.833	0.802	0.796	0.856	0.813	0.820	0.803	0.803	0.883
K	0.294	0.286	0.287	0.272	0.291	0.264	0.272	0.292	0.292	0.220
Total ^A	1.118	1.120	1.090	1.068	1.147	1.077	1.092	1.095	1.095	1.104
Cl	0.004	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000
F	1.125	1.111	0.907	0.719	0.844	0.817	0.790	0.874	0.874	2.255
Total	16.065	16.066	16.050	16.038	16.081	16.042	16.051	16.053	16.053	16.057

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.5a Anfíbulas - Fe³⁺ (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 23 oxigénios e critérios de Leake *et al.* (1997).

Amostra	A-43								
	8	14	28	29	30	31	34	35	36
SiO ₂	50.40	49.36	51.21	51.23	52.17	52.10	52.38	52.11	50.55
Al ₂ O ₃	3.85	4.31	3.57	3.26	2.71	3.05	2.67	2.66	3.21
TiO ₂	0.78	0.79	0.79	0.72	0.64	0.69	0.58	0.55	0.84
FeO	10.96	10.94	8.89	9.97	9.95	9.99	10.55	10.05	10.81
MnO	3.61	3.80	3.59	3.33	3.35	3.11	3.11	3.19	3.55
MgO	13.28	12.88	14.00	13.26	13.12	12.65	13.03	12.98	12.50
CaO	2.93	3.65	3.30	2.47	2.40	2.12	1.94	1.88	3.07
Na ₂ O	8.64	7.98	8.04	8.55	8.49	8.51	8.85	8.96	8.29
K ₂ O	1.22	1.26	1.24	1.14	1.18	1.22	0.92	0.97	1.01
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	< l.d.	0.01	0.01	0.01
F	5.02	4.77	5.05	5.02	4.87	4.96	5.09	5.23	4.66
-O≡Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-O≡F	2.11	2.01	2.13	2.11	2.05	2.09	2.14	2.20	1.96
Total corr.	98.57	97.73	97.55	96.84	96.83	96.31	96.98	96.38	96.53
Proporções catiónicas na base de 23 oxigénios e critérios de Leake <i>et al.</i> (1997)									
Si	7.442	7.375	7.602	7.671	7.815	7.853	7.828	7.839	7.641
Al ^{IV}	0.558	0.625	0.398	0.329	0.185	0.147	0.172	0.161	0.359
Total ^{IV}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.112	0.134	0.227	0.246	0.293	0.395	0.298	0.311	0.213
Ti	0.086	0.089	0.088	0.081	0.072	0.078	0.065	0.062	0.096
Fe ³⁺	0.792	0.714	0.463	0.515	0.354	0.246	0.428	0.411	0.444
Mg	2.922	2.868	3.097	2.959	2.929	2.842	2.902	2.910	2.816
Fe ²⁺	0.562	0.653	0.641	0.733	0.892	1.013	0.890	0.853	0.923
Mn	0.452	0.481	0.451	0.422	0.425	0.397	0.394	0.407	0.455
Total ^{VI}	4.926	4.939	4.967	4.957	4.966	4.971	4.977	4.954	4.946
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.464	0.584	0.525	0.396	0.385	0.342	0.311	0.303	0.497
Na	1.536	1.416	1.475	1.604	1.615	1.658	1.689	1.697	1.503
Total ^B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.937	0.896	0.839	0.879	0.851	0.830	0.875	0.917	0.927
K	0.230	0.240	0.235	0.218	0.225	0.235	0.175	0.185	0.194
Total ^A	1.167	1.137	1.074	1.097	1.076	1.064	1.050	1.102	1.121
Cl	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002
F	2.345	2.255	2.372	2.378	2.308	2.366	2.407	2.490	2.229
Total	16.093	16.076	16.041	16.054	16.042	16.035	16.028	16.057	16.067

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.5a Anfíbulas - Fe³⁺ (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 23 oxigénios e critérios de Leake *et al.* (1997).

Amostra	A-43	D-05						D-49	B-15	
Análise	39	2	13	15	16	19	36	10	4	18
SiO ₂	52.06	43.54	44.40	45.21	44.66	44.47	44.13	43.17	47.23	49.01
Al ₂ O ₃	2.72	7.61	6.94	6.87	7.05	7.66	7.05	8.21	6.33	5.02
TiO ₂	0.57	2.01	2.58	2.45	2.62	2.73	2.99	1.52	1.50	1.43
FeO	9.80	14.71	15.29	15.23	14.39	13.58	14.58	20.96	17.57	15.92
MnO	3.18	1.47	1.50	1.33	1.49	1.53	1.36	1.07	0.88	1.30
MgO	13.36	11.48	10.81	11.25	11.40	12.12	11.37	7.32	11.07	12.02
CaO	2.18	9.12	8.83	9.06	9.00	9.12	8.83	8.66	10.42	9.66
Na ₂ O	8.83	4.26	4.31	4.16	4.26	4.34	4.38	4.47	2.16	2.49
K ₂ O	0.98	1.43	1.41	1.47	1.46	1.53	1.47	1.55	0.77	0.73
Cl	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.14	0.07
F	5.01	2.64	2.50	2.37	2.70	2.63	2.46	1.07	1.03	1.69
-O≡Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
-O≡F	2.11	1.11	1.05	1.00	1.14	1.11	1.04	0.45	0.43	0.71
Total corr.	96.59	97.17	97.52	98.41	97.90	98.61	97.59	97.56	98.64	98.61
Proporções catiónicas na base de 23 oxigénios e critérios de Leake <i>et al.</i> (1997)										
Si	7.797	6.674	6.813	6.856	6.809	6.694	6.744	6.711	7.034	7.252
Al ^{IV}	0.203	1.326	1.187	1.144	1.191	1.306	1.256	1.289	0.966	0.748
Total ^{IV}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.277	0.049	0.068	0.084	0.076	0.053	0.014	0.216	0.146	0.128
Ti	0.064	0.232	0.298	0.279	0.300	0.309	0.344	0.178	0.168	0.159
Fe ³⁺	0.436	0.310	0.070	0.031	0.043	0.160	0.106	0.263	0.247	0.246
Mg	2.982	2.623	2.472	2.543	2.590	2.719	2.589	1.696	2.457	2.651
Fe ²⁺	0.792	1.575	1.892	1.901	1.792	1.549	1.757	2.462	1.941	1.724
Mn	0.403	0.191	0.195	0.162	0.192	0.195	0.176	0.141	0.041	0.093
Total ^{VI}	4.955	4.980	4.995	5.000	4.994	4.986	4.986	4.956	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.071	0.070
Ca	0.350	1.498	1.452	1.472	1.470	1.471	1.446	1.443	1.663	1.532
Na	1.650	0.502	0.548	0.519	0.530	0.529	0.554	0.557	0.266	0.398
Total ^B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.914	0.764	0.734	0.704	0.730	0.738	0.744	0.790	0.357	0.316
K	0.187	0.280	0.276	0.284	0.284	0.294	0.287	0.307	0.146	0.139
Total ^A	1.101	1.044	1.010	0.989	1.014	1.032	1.030	1.097	0.503	0.455
Cl	0.004	0.004	0.000	0.003	0.001	0.003	0.004	0.001	0.036	0.017
F	2.374	1.281	1.214	1.137	1.303	1.253	1.190	0.526	0.485	0.791
Total	16.056	16.024	16.006	15.989	16.007	16.017	16.017	16.054	15.503	15.455

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.5b Anfíbulas - Fe²⁺

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 23 oxigénios.

Amostra	GR214	D-59							
		5	2	3	6	7	8	13	14
SiO ₂	45.35	37.44	39.70	38.57	39.93	38.51	38.23	39.08	37.54
Al ₂ O ₃	7.38	14.09	12.89	13.83	12.09	13.86	13.91	13.84	14.18
TiO ₂	4.42	6.53	5.92	6.38	5.88	5.94	6.41	6.16	6.52
FeO	10.27	11.46	11.26	10.91	11.34	11.28	11.40	11.21	11.33
MnO	0.49	0.22	0.26	0.21	0.20	0.16	0.26	0.18	0.24
MgO	13.17	11.21	11.75	11.61	11.58	11.52	11.19	11.73	11.08
CaO	9.90	11.42	11.44	11.75	11.64	11.65	11.73	11.71	11.54
Na ₂ O	3.88	2.31	2.57	2.27	2.51	2.41	2.33	2.46	2.42
K ₂ O	1.40	1.59	1.48	1.56	1.57	1.62	1.66	1.59	1.67
Cl	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
F	2.36	0.26	0.17	0.20	0.19	0.30	0.30	0.17	0.14
-O≡Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-O≡F	0.99	0.11	0.07	0.08	0.08	0.13	0.13	0.07	0.06
Total corr.	97.63	96.43	97.38	97.21	96.86	97.13	97.30	98.06	96.61
Proporções catiónicas na base de 23 oxigénios									
Si	6.760	5.611	5.859	5.700	5.951	5.702	5.672	5.724	5.609
Al ^{IV}	1.240	2.389	2.141	2.300	2.049	2.298	2.328	2.276	2.391
Total ^{IV}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.057	0.101	0.101	0.109	0.075	0.121	0.106	0.114	0.107
Ti	0.496	0.736	0.657	0.709	0.659	0.661	0.715	0.679	0.733
Mg	2.926	2.504	2.584	2.557	2.572	2.542	2.474	2.561	2.467
Fe ²⁺	1.280	1.436	1.390	1.348	1.413	1.397	1.415	1.373	1.416
Mn	0.062	0.028	0.032	0.026	0.026	0.020	0.033	0.022	0.031
Total ^{VI}	4.821	4.804	4.764	4.749	4.745	4.741	4.743	4.748	4.753
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.581	1.834	1.809	1.860	1.859	1.848	1.865	1.838	1.848
Na	0.419	0.166	0.191	0.140	0.141	0.152	0.135	0.162	0.152
Total ^B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.703	0.505	0.544	0.511	0.584	0.540	0.535	0.536	0.549
K	0.266	0.304	0.279	0.294	0.299	0.306	0.314	0.297	0.318
Total ^A	0.969	0.809	0.823	0.805	0.883	0.846	0.849	0.834	0.867
Cl	0.003	0.005	0.005	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002
F	1.113	0.121	0.077	0.093	0.089	0.143	0.143	0.080	0.068
Total	15.790	15.614	15.587	15.554	15.628	15.588	15.592	15.582	15.620

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.5c Anfíbulas - Mn³⁺

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Comparação com média de análises de Ghose *et al.* (1986).

Amostra Análise	A-43											Juddite Ghose <i>et al.</i> (1986) Média de 11 amostras
	4	8	14	28	29	30	31	34	35	36	39	
SiO ₂	52.13	50.40	49.36	51.21	51.23	52.17	52.10	52.38	52.11	50.55	52.06	56.04
Al ₂ O ₃	3.03	3.85	4.31	3.57	3.26	2.71	3.05	2.67	2.66	3.21	2.72	0.53
TiO ₂	0.58	0.78	0.79	0.79	0.72	0.64	0.69	0.58	0.55	0.84	0.57	93
Fe ₂ O ₃	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	8.24*
FeO	10.37	10.96	10.94	8.89	9.97	9.95	9.99	10.55	10.05	10.81	9.80	n.m.
Mn ₂ O ₃ **	3.92	4.02	4.23	3.99	3.71	3.73	3.46	3.46	3.55	3.95	3.54	4.42
MgO	13.54	13.28	12.88	14.00	13.26	13.12	12.65	13.03	12.98	12.50	13.36	16.67
CaO	2.46	2.93	3.65	3.30	2.47	2.40	2.12	1.94	1.88	3.07	2.18	1.88
Na ₂ O	8.74	8.64	7.98	8.04	8.55	8.49	8.51	8.85	8.96	8.29	8.83	6.62
K ₂ O	1.17	1.22	1.26	1.24	1.14	1.18	1.22	0.92	0.97	1.01	0.98	1.71
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	n.m.
F	4.84	5.02	4.77	5.05	5.02	4.87	4.96	5.09	5.23	4.66	5.01	n.m.
-O≡Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.m.
-O≡F	2.04	2.11	2.01	2.13	2.11	2.05	2.09	2.14	2.20	1.96	2.11	n.m.
Total corr.	98.74	98.98	98.16	97.96	97.21	97.20	96.66	97.33	96.73	96.93	96.95	97.04

*considerado como ferro total

**convertido a partir de MnO

n.m. = não medido

Tabela II.6a Biotites

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 22 oxigénios.

Amostra	A-56					A-43		
	14	15	26	32	33	3	18	21
SiO ₂	38.29	37.99	38.42	37.60	37.77	46.66	45.50	45.24
TiO ₂	3.65	3.06	3.66	4.15	3.56	0.97	1.18	1.30
Al ₂ O ₃	11.11	10.39	10.94	11.44	11.36	8.00	8.72	9.09
V ₂ O ₃	< l.d.	0.03	0.05	< l.d.	< l.d.	0.00	0.00	0.00
FeO	21.26	24.34	20.53	20.95	21.09	2.92	3.60	3.36
MnO	1.13	1.25	0.98	1.23	1.26	2.86	2.77	2.82
MgO	10.69	9.22	10.67	9.90	10.41	20.24	20.29	19.84
Na ₂ O	0.42	0.33	0.39	0.44	0.34	0.73	0.67	0.63
K ₂ O	8.89	9.19	9.28	9.07	9.40	9.75	9.71	9.55
Cl	< l.d.	0.00	< l.d.	0.00	0.00	< l.d.	< l.d.	0.01
F	1.99	1.59	2.07	2.03	2.18	9.49	9.22	9.24
-O≡F	0.84	0.67	0.87	0.86	0.92	4.00	3.88	3.89
Total corr.	96.59	96.72	96.12	95.96	96.45	97.63	97.78	97.18
Número de cátions na base de 22 oxigénios								
Si	5.913	5.956	5.954	5.858	5.871	6.803	6.645	6.636
Al ^{IV}	2.023	1.920	1.999	2.101	2.082	1.197	1.355	1.364
Total ^{IV}	7.936	7.876	7.953	7.960	7.953	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.178	0.147	0.208
Ti	0.424	0.361	0.427	0.486	0.416	0.106	0.130	0.143
V	0.000	0.003	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	2.746	3.191	2.661	2.730	2.742	0.356	0.440	0.412
Mn	0.147	0.167	0.129	0.163	0.166	0.353	0.343	0.350
Mg	2.460	2.154	2.464	2.299	2.412	4.398	4.416	4.337
Total ^{VI}	5.777	5.876	5.687	5.678	5.735	5.392	5.475	5.451
Na	0.126	0.099	0.118	0.132	0.103	0.207	0.189	0.179
K	1.751	1.838	1.835	1.803	1.864	1.814	1.809	1.787
Total ^I	1.878	1.937	1.953	1.935	1.967	2.021	1.999	1.966
Cl	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
F	0.972	0.789	1.015	1.001	1.072	4.378	4.261	4.289
Total	15.591	15.690	15.593	15.572	15.655	15.413	15.474	15.418

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

Tabela II.6a Biotites (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 22 oxigénios.

Amostra	D-05		GR214			B-15	
Análise	24	29	1	15	26	10	15
SiO ₂	39.14	37.81	38.51	38.93	39.34	38.56	38.90
TiO ₂	1.35	2.18	5.64	5.41	0.65	4.88	3.21
Al ₂ O ₃	11.55	12.30	11.90	11.87	13.28	11.94	13.66
V ₂ O ₃	< l.d.	0.08	0.09	< l.d.	0.10	0.04	0.10
FeO	13.01	15.47	15.25	14.69	14.57	18.33	10.85
MnO	0.82	0.78	0.62	0.63	0.24	0.46	0.16
MgO	17.04	15.39	13.56	13.32	16.08	11.67	17.54
Na ₂ O	0.32	0.44	0.53	0.51	0.11	0.67	0.49
K ₂ O	9.62	9.61	9.11	9.35	9.51	8.86	8.90
Cl	< l.d.	0.01	0.01	0.01	0.00	0.10	0.06
F	3.74	3.22	2.78	2.96	4.47	2.90	2.75
-O≡F	1.58	1.36	1.17	1.25	1.88	1.22	1.16
Total corr.	95.01	95.92	96.82	96.43	96.47	97.18	95.47
Número de cátions na base de 22 oxigénios							
Si	5.974	5.784	5.785	5.861	5.937	5.849	5.766
Al ^{IV}	2.026	2.216	2.215	2.107	2.063	2.135	2.234
Total ^{IV}	8.000	8.000	8.000	7.968	8.000	7.984	8.000
Al ^{VI}	0.052	0.002	0.000	0.000	0.299	0.000	0.154
Ti	0.154	0.251	0.637	0.613	0.074	0.557	0.358
V	0.000	0.009	0.010	0.000	0.012	0.005	0.012
Fe	1.661	1.979	1.916	1.850	1.839	2.325	1.345
Mn	0.106	0.100	0.079	0.080	0.031	0.059	0.021
Mg	3.876	3.508	3.036	2.989	3.616	2.638	3.875
Total ^{VI}	5.848	5.850	5.678	5.531	5.871	5.584	5.764
Na	0.096	0.129	0.153	0.150	0.032	0.196	0.142
K	1.873	1.875	1.746	1.796	1.831	1.715	1.683
Total ^I	1.969	2.005	1.899	1.946	1.863	1.910	1.825
Cl	0.000	0.003	0.001	0.002	0.000	0.025	0.015
F	1.806	1.559	1.321	1.410	2.134	1.392	1.290
Total	15.818	15.854	15.577	15.445	15.734	15.479	15.589

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

Tabela II.6a Biotites (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 22 oxigénios.

Amostra	D-49		A-59						
	13	18	7	9	12	13	14	23	30
SiO ₂	36.61	37.10	36.19	36.07	37.97	37.52	36.74	38.79	38.18
TiO ₂	1.58	2.16	3.41	3.63	4.14	3.15	3.62	3.49	3.04
Al ₂ O ₃	12.77	11.70	10.27	10.61	10.68	10.17	10.66	10.79	10.27
V ₂ O ₃	0.00	0.00	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.01
FeO	25.62	24.46	24.54	25.16	25.33	23.31	23.33	22.44	22.12
MnO	1.22	1.08	1.57	1.53	1.50	1.59	1.51	1.43	1.46
MgO	8.58	8.75	9.15	9.61	8.39	10.56	10.39	10.58	10.24
Na ₂ O	0.28	0.39	0.43	0.45	0.46	0.50	0.51	0.54	0.53
K ₂ O	9.45	9.11	8.56	8.84	9.03	8.81	8.84	9.22	8.91
Cl	0.00	0.00	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
F	0.42	0.73	2.41	2.40	0.00	2.83	2.65	0.00	3.72
-O=F	0.18	0.31	1.02	1.01	0.00	1.19	1.12	0.00	1.57
Total corr.	96.35	95.17	95.51	97.29	97.50	97.24	97.14	97.28	96.91
Número de cátions na base de 22 oxigénios									
Si	5.764	5.883	5.810	5.705	5.874	5.877	5.766	5.924	5.987
Al ^{IV}	2.236	2.117	1.944	1.978	1.948	1.878	1.972	1.943	1.899
Total ^{IV}	8.000	8.000	7.754	7.683	7.821	7.756	7.738	7.866	7.886
Al ^{VI}	0.135	0.070	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.188	0.258	0.412	0.432	0.482	0.371	0.427	0.401	0.359
V	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe	3.374	3.244	3.295	3.328	3.277	3.054	3.062	2.866	2.901
Mn	0.162	0.146	0.214	0.205	0.197	0.211	0.201	0.185	0.194
Mg	2.013	2.068	2.189	2.265	1.934	2.465	2.430	2.408	2.393
Total ^{VI}	5.872	5.785	6.109	6.230	5.890	6.101	6.120	5.860	5.848
Na	0.084	0.119	0.132	0.139	0.137	0.151	0.156	0.161	0.160
K	1.898	1.843	1.753	1.784	1.782	1.761	1.770	1.796	1.783
Total ^I	1.983	1.962	1.886	1.922	1.919	1.912	1.926	1.957	1.942
Cl	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.211	0.364	1.224	1.201	0.000	1.403	1.316	0.000	1.846
Total	15.854	15.747	15.749	15.835	15.630	15.768	15.784	15.683	15.676

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

Tabela II.6b Biotites - Li *et al.* (2020)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural com o método de Li *et al.* (2020) no programa *MagMin_PT* (Gündüz & Asan, 2023).

Amostra	A-56					A-43		
	14	15	26	32	33	3	18	21
SiO ₂	38.29	37.99	38.42	37.60	37.77	46.66	45.50	45.24
TiO ₂	3.65	3.06	3.66	4.15	3.56	0.97	1.18	1.30
Al ₂ O ₃	11.11	10.39	10.94	11.44	11.36	8.00	8.72	9.09
FeO ^T	21.26	24.34	20.53	20.95	21.09	2.92	3.60	3.36
MnO	1.13	1.25	0.98	1.23	1.26	2.86	2.77	2.82
MgO	10.69	9.22	10.67	9.90	10.41	20.24	20.29	19.84
Na ₂ O	0.42	0.33	0.39	0.44	0.34	0.73	0.67	0.63
K ₂ O	8.89	9.19	9.28	9.07	9.40	9.75	9.71	9.55
Cl	< l.d.	0.00	< l.d.	0.00	0.00	< l.d.	< l.d.	0.01
F	1.99	1.59	2.07	2.03	2.18	9.49	9.22	9.24
-O≡F	0.84	0.67	0.87	0.86	0.92	4.00	3.88	3.89
Total corr.	96.59	96.69	96.07	95.96	96.45	97.63	97.78	97.18
Fe ₂ O ₃ calc.	6.23	7.83	5.20	5.22	5.20	0.00	0.00	0.00
FeO calc.	15.66	17.30	15.85	16.26	16.41	2.92	3.60	3.36
Total recal.	97.21	97.48	96.59	96.48	96.97	97.63	97.78	97.18
<u>Número de cátions na base de 22 oxigénios com o método de Li <i>et al.</i> (2020)</u>								
Si	5.935	5.940	5.982	5.904	5.901	6.879	6.721	6.709
Al ^{IV}	1.642	1.457	1.591	1.745	1.715	1.294	1.485	1.535
Fe ³⁺	0.423	0.602	0.428	0.351	0.384	0.000	0.000	0.000
Total ^{IV}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.173	8.206	8.243
Al ^{VI}	0.388	0.457	0.417	0.372	0.377	0.096	0.033	0.054
Ti	0.432	0.368	0.439	0.492	0.424	0.170	0.186	0.202
Fe ²⁺	2.030	2.262	2.064	2.135	2.144	0.595	0.680	0.704
Fe ³⁺	0.303	0.319	0.181	0.266	0.228	0.000	0.000	0.000
Mn	0.148	0.166	0.129	0.164	0.167	0.357	0.347	0.354
Mg	2.504	2.215	2.522	2.385	2.481	4.488	4.506	4.430
Total ^{VI}	5.804	5.787	5.752	5.814	5.820	5.706	5.751	5.745
Na	0.127	0.099	0.119	0.133	0.103	0.210	0.192	0.181
K	1.796	1.860	1.865	1.848	1.896	1.916	1.912	1.895
Total ^I	1.922	1.959	1.984	1.980	2.000	2.125	2.104	2.076
Cl	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
F	0.972	0.789	1.015	1.001	1.072	4.378	4.261	4.289
Total	15.591	15.690	15.593	15.572	15.655	15.413	15.474	15.418

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

Tabela II.6b Biotites - Li et al. (2020) (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural com o método de Li et al. (2020) no programa MagMin_PT (Gündüz & Asan, 2023).

Amostra	D-05		GR214			B-15	
Análise	24	29	1	15	26	10	15
SiO ₂	39.14	37.81	38.51	38.93	39.34	38.56	38.90
TiO ₂	1.35	2.18	5.64	5.41	0.65	4.88	3.21
Al ₂ O ₃	11.55	12.30	11.90	11.87	13.28	11.94	13.66
FeO ^T	13.01	15.47	15.25	14.69	14.57	18.33	10.85
MnO	0.82	0.78	0.62	0.63	0.24	0.46	0.16
MgO	17.04	15.39	13.56	13.32	16.08	11.67	17.54
Na ₂ O	0.32	0.44	0.53	0.51	0.11	0.67	0.49
K ₂ O	9.62	9.61	9.11	9.35	9.51	8.86	8.90
Cl	< l.d.	0.01	0.01	0.01	0.00	0.10	0.06
F	3.74	3.22	2.78	2.96	4.47	2.90	2.75
-O≡F	1.58	1.36	1.17	1.25	1.88	1.22	1.16
Total corr.	95.01	95.85	96.73	96.43	96.37	97.14	95.37
Fe ₂ O ₃ calc.	2.60	3.11	2.01	1.26	1.87	3.94	2.20
FeO calc.	10.67	12.67	13.44	13.56	12.89	14.78	8.87
Total recal.	95.27	96.16	96.93	96.56	96.56	97.53	95.59
Número de cátions na base de 22 oxigénios com o método de Li et al. (2020)							
Si	5.951	5.804	5.925	5.995	5.906	5.965	5.838
Al ^{IV}	1.790	1.947	1.975	1.907	1.867	1.700	2.044
Fe ³⁺	0.259	0.249	0.100	0.099	0.227	0.336	0.117
Total ^{IV}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.279	0.278	0.183	0.247	0.483	0.477	0.372
Ti	0.180	0.266	0.648	0.628	0.097	0.568	0.374
Fe ²⁺	1.357	1.627	1.729	1.746	1.739	1.913	1.114
Fe ³⁺	0.038	0.110	0.133	0.047	0.000	0.123	0.131
Mn	0.105	0.101	0.081	0.082	0.031	0.060	0.021
Mg	3.857	3.523	3.117	3.074	3.574	2.770	3.936
Total ^{VI}	5.817	5.905	5.891	5.825	5.923	5.911	5.947
Na	0.096	0.130	0.157	0.153	0.032	0.200	0.144
K	1.892	1.887	1.802	1.843	1.842	1.703	1.690
Total ^I	1.988	2.016	1.959	1.996	1.874	1.902	1.834
Cl	0.000	0.003	0.001	0.002	0.000	0.025	0.015
F	1.806	1.559	1.321	1.410	2.134	1.392	1.290
Total	15.818	15.854	15.577	15.445	15.734	15.479	15.589

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

Tabela II.6b Biotites - Li et al. (2020) (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural com o método de Li et al. (2020) no programa MagMin_PT (Gündüz & Asan, 2023).

Amostra	D-49		A-59						
	13	18	7	9	12	13	14	23	30
SiO ₂	36.61	37.10	36.19	36.07	37.97	37.52	36.74	38.79	38.18
TiO ₂	1.58	2.16	3.41	3.63	4.14	3.15	3.62	3.49	3.04
Al ₂ O ₃	12.77	11.70	10.27	10.61	10.68	10.17	10.66	10.79	10.27
FeO ^T	25.62	24.46	24.54	25.16	25.33	23.31	23.33	22.44	22.12
MnO	1.22	1.08	1.57	1.53	1.50	1.59	1.51	1.43	1.46
MgO	8.58	8.75	9.15	9.61	8.39	10.56	10.39	10.58	10.24
Na ₂ O	0.28	0.39	0.43	0.45	0.46	0.50	0.51	0.54	0.53
K ₂ O	9.45	9.11	8.56	8.84	9.03	8.81	8.84	9.22	8.91
Cl	0.00	0.00	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
F	0.42	0.73	2.41	2.40	0.00	2.83	2.65	0.00	3.72
-O≡F	0.18	0.31	1.02	1.01	0.00	1.19	1.12	0.00	1.57
Total corr.	96.35	95.17	95.51	97.29	97.50	97.24	97.14	97.28	96.90
Fe ₂ O ₃ calc.	8.47	8.24	7.94	8.03	9.82	7.57	7.19	9.48	5.58
FeO calc.	18.00	17.04	17.40	17.94	16.50	16.50	16.86	13.91	17.10
Total recalc.	97.20	96.00	96.31	98.10	98.48	98.00	97.86	98.23	97.46
<u>Número de cátions na base de 22 oxigénios com o método de Li et al. (2020)</u>									
Si	5.712	5.831	5.796	5.724	5.900	5.877	5.790	5.942	5.988
Al ^{IV}	1.681	1.543	1.695	1.794	1.501	1.646	1.785	1.490	1.597
Fe ³⁺	0.607	0.626	0.509	0.482	0.600	0.477	0.425	0.568	0.415
Total ^{IV}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.668	0.624	0.243	0.190	0.455	0.231	0.195	0.458	0.302
Ti	0.198	0.273	0.413	0.425	0.478	0.376	0.426	0.405	0.374
Fe ²⁺	2.349	2.240	2.330	2.381	2.144	2.161	2.222	1.782	2.243
Fe ³⁺	0.387	0.349	0.448	0.477	0.548	0.416	0.428	0.525	0.244
Mn	0.161	0.144	0.213	0.206	0.197	0.211	0.202	0.186	0.194
Mg	2.050	2.123	2.288	2.345	1.998	2.517	2.498	2.434	2.457
Total ^{VI}	5.813	5.754	5.935	6.022	5.820	5.913	5.971	5.789	5.814
Na	0.084	0.118	0.132	0.139	0.138	0.151	0.157	0.161	0.160
K	1.894	1.848	1.809	1.830	1.819	1.810	1.820	1.824	1.828
Total ^I	1.977	1.966	1.941	1.969	1.957	1.961	1.977	1.985	1.988
Cl	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.211	0.364	1.224	1.201	0.000	1.403	1.316	0.000	1.846
Total	15.854	15.747	15.749	15.835	15.630	15.768	15.784	15.683	15.676

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

Tabela II.7 Epídoto

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 12.5 oxigénios.

Amostra	B-15		
	Análise	3	7
SiO ₂	38.04	39.09	37.21
TiO ₂	0.11	0.06	0.11
Al ₂ O ₃	21.52	21.74	19.18
V ₂ O ₃	< l.d.	0.03	0.05
Ce ₂ O ₃	0.25	0.14	0.83
La ₂ O ₃	0.05	0.01	0.24
Fe ₂ O ₃	14.18	12.50	16.53
MnO	1.22	0.53	0.65
MgO	0.02	0.02	0.04
CaO	21.55	22.72	20.83
Na ₂ O	0.04	0.01	< l.d.
K ₂ O	< l.d.	0.00	0.01
Total	95.64	95.64	94.03
Proporções catiónicas na base de 12.5 oxigénios			
Si	3.075	3.137	3.085
Total ^T	3.075	3.137	3.085
Fe ³⁺	0.863	0.755	1.031
Mn	0.083	0.036	0.046
Al	2.051	2.057	1.875
V	0.000	0.002	0.004
Mg	0.002	0.002	0.005
Ti	0.007	0.004	0.007
Total ^M	3.005	2.855	2.967
Ce	0.007	0.004	0.025
La	0.002	0.000	0.007
Ca	1.866	1.953	1.851
Na	0.006	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.001
Total ^A	1.881	1.960	1.885
Total	7.961	7.951	7.937

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.8 Titanite

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 3 catiões.

Amostra Análise Sector	A-56									
	3	4	22	37	41	42	52	53	56	58
SiO ₂	30.41	30.13	29.96	30.03	30.15	30.06	30.96	30.60	30.19	30.90
TiO ₂	35.48	35.09	34.11	36.05	34.63	34.80	35.19	35.17	35.21	35.16
ZrO ₂	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Al ₂ O ₃	0.86	0.67	0.66	0.74	0.59	0.48	0.48	0.68	0.49	0.60
V ₂ O ₃	0.07	0.16	0.09	0.22	0.02	0.12	0.10	< l.d.	0.03	0.03
Ce ₂ O ₃	0.73	1.05	1.14	1.17	0.83	0.97	0.82	0.83	1.05	0.97
La ₂ O ₃	< l.d.	0.08	< l.d.	0.05	0.15	0.11	0.17	0.09	0.21	< l.d.
Fe ₂ O ₃ **	2.07	2.43	2.18	2.24	2.80	2.09	2.41	2.96	2.17	2.40
MnO	0.10	0.25	0.11	0.21	0.07	0.07	0.13	0.15	0.14	0.06
MgO	0.06	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.07	0.05	0.01
CaO	26.28	25.89	25.25	26.05	25.72	24.96	25.55	26.03	25.26	25.76
Na ₂ O	0.21	0.41	0.63	0.35	0.53	0.76	0.76	0.49	0.75	0.50
K ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb ₂ O ₅	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
P ₂ O ₅	0.08	0.05	0.07	0.03	0.06	0.03	0.03	0.05	0.04	0.02
Cl	0.01	0.01	0.00	0.00	< l.d.	0.01	< l.d.	< l.d.	0.00	0.01
F	0.69	0.81	0.49	0.72	0.64	0.43	0.65	0.52	0.51	0.55
-O≡Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-O≡F	0.29	0.34	0.21	0.31	0.27	0.18	0.27	0.22	0.21	0.23
Total corr.	96.77	96.75	94.49	97.57	95.94	94.70	96.98	97.42	95.88	96.73

Número de catiões na base de 3 catiões

Si	1.028	1.021	1.034	1.011	1.027	1.035	1.041	1.026	1.028	1.043
Nb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
P	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Total ^{IV}	1.029	1.022	1.035	1.011	1.028	1.035	1.041	1.026	1.029	1.043
Ti	0.902	0.894	0.885	0.913	0.887	0.901	0.890	0.887	0.902	0.893
Al	0.034	0.027	0.027	0.029	0.024	0.019	0.019	0.027	0.020	0.024
V	0.002	0.004	0.002	0.006	0.000	0.003	0.003	0.000	0.001	0.001
Fe ³⁺	0.053	0.062	0.057	0.057	0.072	0.054	0.061	0.075	0.056	0.061
Mg	0.003	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.004	0.002	0.000
Total ^{VI}	0.994	0.989	0.972	1.005	0.984	0.978	0.973	0.992	0.980	0.979
Ce	0.009	0.013	0.014	0.014	0.010	0.012	0.010	0.010	0.013	0.012
La	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.003	0.000
Mn	0.003	0.007	0.003	0.006	0.002	0.002	0.004	0.004	0.004	0.002
Ca	0.952	0.940	0.934	0.940	0.939	0.921	0.920	0.935	0.922	0.932
Na	0.014	0.027	0.042	0.023	0.035	0.051	0.049	0.032	0.050	0.033
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total ^{VII}	0.977	0.990	0.993	0.984	0.988	0.987	0.986	0.982	0.991	0.978
Cl	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.074	0.088	0.055	0.078	0.070	0.048	0.070	0.056	0.056	0.060
OH*	0.925	0.911	0.945	0.922	0.930	0.952	0.930	0.944	0.944	0.940
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

*calculado por diferença para 1 partindo do princípio que as posições aniônicas se encontram completamente preenchidas

**calculado a partir de FeO

Tabela II.8 Titanite (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 3 catiões.

Amostra Análise Sector	A-43				D-05				
	5	9	11	23	5	8	20	26	34
SiO ₂	29.63	29.66	29.82	29.40	30.20	29.71	29.56	29.91	29.93
TiO ₂	31.15	30.35	30.37	30.60	35.06	34.32	34.83	34.64	34.68
ZrO ₂	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Al ₂ O ₃	0.40	0.38	0.56	0.66	1.03	1.07	1.19	1.32	1.13
V ₂ O ₃	0.10	0.09	0.12	0.11	0.14	0.21	0.13	0.01	0.16
Ce ₂ O ₃	1.06	1.36	1.25	1.24	0.47	0.39	0.81	0.77	0.56
La ₂ O ₃	0.22	0.27	0.02	0.14	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.05	< l.d.
Fe ₂ O ₃ **	5.47	5.72	5.49	4.61	1.70	2.00	1.83	2.13	1.94
MnO	0.71	0.70	0.66	0.55	0.19	0.18	0.20	0.22	0.20
MgO	0.17	0.14	0.16	0.18	0.08	0.08	0.11	0.11	0.11
CaO	24.67	23.86	24.43	24.48	25.69	25.81	25.23	25.46	25.22
Na ₂ O	0.50	0.43	0.39	0.36	0.40	0.42	0.37	0.36	0.38
K ₂ O	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01
Nb ₂ O ₅	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.09	0.11	0.07	0.04	0.06	0.06	0.07
Cl	< l.d.	0.00	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.01	0.00	0.00	0.00
F	1.77	1.91	1.78	1.70	0.90	0.95	0.66	0.93	0.98
-O≡Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-O≡F	0.75	0.80	0.75	0.72	0.38	0.40	0.28	0.39	0.41
Total corr.	95.12	94.13	94.41	93.42	95.59	94.82	94.73	95.59	94.96
Número de catiões na base de 3 catiões									
Si	1.028	1.045	1.043	1.038	1.029	1.020	1.018	1.022	1.029
Nb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
P	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Total ^{IV}	1.028	1.046	1.044	1.040	1.030	1.020	1.019	1.023	1.030
Ti	0.813	0.804	0.798	0.813	0.899	0.886	0.903	0.890	0.897
Al	0.016	0.016	0.023	0.028	0.041	0.043	0.049	0.053	0.046
V	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004	0.006	0.004	0.000	0.004
Fe ³⁺	0.143	0.152	0.144	0.123	0.044	0.052	0.048	0.055	0.050
Mg	0.009	0.007	0.009	0.010	0.004	0.004	0.005	0.006	0.006
Total ^{VI}	0.983	0.981	0.978	0.975	0.991	0.991	1.008	1.004	1.003
Ce	0.014	0.018	0.016	0.016	0.006	0.005	0.010	0.010	0.007
La	0.003	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mn	0.021	0.021	0.019	0.017	0.006	0.005	0.006	0.006	0.006
Ca	0.917	0.901	0.915	0.926	0.938	0.949	0.931	0.932	0.929
Na	0.034	0.029	0.027	0.024	0.026	0.028	0.025	0.024	0.025
K	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000
Total ^{VII}	0.988	0.973	0.978	0.985	0.978	0.989	0.973	0.973	0.967
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
F	0.201	0.219	0.203	0.195	0.098	0.105	0.073	0.102	0.108
OH*	0.799	0.781	0.797	0.805	0.902	0.894	0.927	0.898	0.892
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

*calculado por diferença para 1 partindo do princípio que as posições aniónicas se encontram completamente preenchidas

**calculado a partir de FeO

Tabela II.8 Titanite (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 3 catiões.

Amostra Análise Sector	GR214		D-49	D-28					
	12	21	19	1 Núcleo	2 Bordo	18 Bordo	19 Núcleo	20 Bordo	27
SiO ₂	30.56	30.47	30.29	29.69	29.98	29.21	29.61	29.46	29.28
TiO ₂	35.30	35.53	32.62	35.39	34.79	34.55	35.08	34.85	33.89
ZrO ₂	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Al ₂ O ₃	0.96	1.04	1.85	0.85	0.94	0.87	0.95	0.90	0.99
V ₂ O ₃	< l.d.	0.07	0.09	0.07	0.04	0.04	0.06	< l.d.	0.12
Ce ₂ O ₃	0.30	0.51	0.42	1.67	1.27	2.05	1.58	1.92	1.43
La ₂ O ₃	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.02	0.06	0.20	0.22	0.12	0.23
Fe ₂ O ₃ **	1.54	1.58	1.93	1.66	2.08	1.90	1.96	1.62	1.96
MnO	0.13	0.11	0.17	0.10	0.13	0.29	0.21	0.15	0.10
MgO	0.07	0.07	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04
CaO	26.46	26.30	26.88	25.20	25.35	25.10	25.83	25.11	25.29
Na ₂ O	0.34	0.29	0.13	0.34	0.27	0.36	0.24	0.34	0.31
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb ₂ O ₅	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	1.46	0.78	1.36	1.11
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.03	0.03	0.07	0.04	0.05	0.10	0.04
Cl	0.01	< l.d.	< l.d.	0.00	0.01	< l.d.	0.02	0.00	0.00
F	0.66	0.67	1.09	< l.d.	0.19	< l.d.	0.10	< l.d.	0.04
-O≡Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-O≡F	0.28	0.28	0.46	0.00	0.08	0.00	0.04	0.00	0.02
Total corr.	96.12	96.41	95.09	95.04	95.10	96.07	96.63	95.94	94.82

Número de catiões na base de 3 catiões

Si	1.033	1.029	1.033	1.024	1.032	1.007	1.010	1.015	1.016
Nb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.012	0.021	0.017
P	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Total ^{IV}	1.034	1.030	1.033	1.024	1.033	1.030	1.022	1.038	1.034
Ti	0.897	0.903	0.837	0.918	0.900	0.896	0.900	0.903	0.884
Al	0.038	0.041	0.074	0.035	0.038	0.035	0.038	0.037	0.041
V	0.000	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000	0.003
Fe ³⁺	0.039	0.040	0.050	0.043	0.054	0.049	0.050	0.042	0.051
Mg	0.004	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002
Total ^{VI}	0.978	0.990	0.965	0.997	0.994	0.981	0.990	0.982	0.982
Ce	0.004	0.006	0.005	0.021	0.016	0.026	0.020	0.024	0.018
La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.003	0.001	0.003
Mn	0.004	0.003	0.005	0.003	0.004	0.008	0.006	0.005	0.003
Ca	0.958	0.952	0.982	0.931	0.935	0.927	0.944	0.927	0.940
Na	0.022	0.019	0.008	0.023	0.018	0.024	0.016	0.023	0.021
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total ^{VII}	0.988	0.980	1.001	0.978	0.974	0.988	0.988	0.980	0.985
Cl	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
F	0.071	0.072	0.120	0.000	0.020	0.000	0.010	0.000	0.004
OH*	0.928	0.928	0.880	1.000	0.979	1.000	0.989	1.000	0.995
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

*calculado por diferença para 1 partindo do princípio que as posições aniônicas se encontram completamente preenchidas

**calculado a partir de FeO

Tabela II.8 Titanite (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 3 catiões.

Amostra Análise Sector	D-59		A-59						
	9	23	2	8	9	3	4	5	12
SiO ₂	30.95	29.03	29.86	29.64	29.88	28.39	28.48	28.44	28.46
TiO ₂	32.17	34.66	33.55	35.23	34.13	35.71	35.06	35.88	35.64
ZrO ₂	n.m.	n.m.	1.81	0.37	1.01	0.54	0.11	0.22	0.49
Al ₂ O ₃	3.00	2.15	0.63	0.58	0.66	0.60	0.45	0.38	0.68
V ₂ O ₃	0.04	0.20	0.19	0.07	0.20	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Ce ₂ O ₃	0.46	0.19	1.09	1.20	1.26	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
La ₂ O ₃	< l.d.	< l.d.	0.00	0.39	0.00	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Fe ₂ O ₃ **	2.72	1.64	2.37	2.12	2.49	2.39	3.17	2.03	2.28
MnO	0.00	0.17	0.19	0.12	0.20	0.03	0.27	0.15	0.20
MgO	0.03	0.09	0.01	0.02	0.07	0.01	0.05	0.05	0.05
CaO	27.03	27.12	25.25	25.19	25.27	26.31	25.38	26.06	26.35
Na ₂ O	0.06	0.08	0.34	0.40	0.35	0.45	0.80	0.59	0.34
K ₂ O	0.11	0.05	0.12	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02
Nb ₂ O ₅	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	0.95	0.99	0.95	0.60
P ₂ O ₅	0.05	0.14	0.04	0.05	0.05	0.03	0.06	0.01	0.05
Cl	0.01	< l.d.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
F	0.40	0.30	0.66	0.33	< l.d.	0.38	0.43	0.31	0.50
-O≡Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-O≡F	0.17	0.13	0.28	0.14	0.00	0.16	0.18	0.13	0.21
Total corr.	96.86	95.69	95.82	95.58	95.58	95.65	95.08	94.95	95.45
Número de catiões na base de 3 catiões									
Si	1.029	0.982	1.028	1.020	1.026	0.972	0.978	0.978	0.976
Nb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.015	0.015	0.009
P	0.001	0.002	0.030	0.006	0.017	0.009	0.002	0.004	0.008
Total ^{IV}	1.030	0.984	1.059	1.026	1.043	0.996	0.995	0.997	0.994
Ti	0.804	0.882	0.869	0.912	0.881	0.920	0.906	0.928	0.919
Al	0.118	0.086	0.025	0.023	0.027	0.024	0.018	0.015	0.028
V	0.001	0.005	0.005	0.002	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.068	0.042	0.061	0.055	0.064	0.062	0.082	0.053	0.059
Mg	0.002	0.004	0.000	0.001	0.004	0.000	0.003	0.003	0.003
Total ^{VI}	0.993	1.019	0.961	0.994	0.982	1.006	1.008	0.999	1.008
Ce	0.006	0.002	0.014	0.015	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000
La	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.005	0.006	0.003	0.006	0.001	0.008	0.004	0.006
Ca	0.963	0.983	0.932	0.929	0.930	0.966	0.934	0.960	0.968
Na	0.004	0.005	0.023	0.027	0.023	0.030	0.053	0.039	0.022
K	0.005	0.002	0.005	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Total ^{VII}	0.977	0.997	0.979	0.979	0.975	0.997	0.996	1.004	0.997
Cl	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
F	0.043	0.033	0.039	0.020	0.000	0.022	0.025	0.018	0.029
OH*	0.957	0.967	0.959	0.980	1.000	0.978	0.974	0.982	0.970
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

*calculado por diferença para 1 partindo do princípio que as posições aniônicas se encontram completamente preenchidas

**calculado a partir de FeO

Tabela II.9 Apatite

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 25 oxigénios e 10 catiões.

Amostra	A-56						A-43	D-05
	20	21	40	44*	46	57*	17	11
P ₂ O ₅	42.34	39.33	38.78	27.32	42.23	28.57	40.43	39.00
SiO ₂	0.22	1.69	1.74	2.24	0.31	2.97	0.93	1.25
Ce ₂ O ₃	1.34	3.22	3.45	3.13	0.99	3.73	1.84	1.82
La ₂ O ₃	0.40	1.54	1.28	1.03	0.41	1.19	1.50	0.65
FeO	0.18	0.02	0.19	0.04	0.17	< l.d.	0.03	< l.d.
MnO	0.13	0.07	0.06	< l.d.	0.11	0.11	0.49	< l.d.
MgO	0.03	< l.d.	0.01	0.00	0.04	< l.d.	< l.d.	0.00
CaO	52.70	49.77	50.04	47.44	53.12	49.22	49.34	50.94
Na ₂ O	0.35	0.31	0.35	0.07	0.20	0.09	0.59	0.13
Cl	< l.d.	0.00	< l.d.	0.01	< l.d.	0.00	0.00	< l.d.
F	4.13	4.44	3.97	4.35	4.11	3.88	4.96	5.02
-O≡Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-O≡F	1.74	1.87	1.67	1.83	1.73	1.63	2.09	2.11
Total corr.	100.07	98.53	98.20	83.79	99.97	88.12	98.02	96.69
<u>Número de catiões na base de 12.5 oxigénios e 10 catiões^M</u>								
P	6.172	5.973	5.836	4.403	6.152	4.413	6.147	5.924
Si	0.037	0.304	0.309	0.426	0.054	0.542	0.166	0.224
Total ^T	6.210	6.277	6.145	4.830	6.205	4.955	6.313	6.148
Ce	0.084	0.211	0.225	0.218	0.063	0.249	0.121	0.120
La	0.025	0.102	0.084	0.072	0.026	0.080	0.099	0.043
Fe	0.026	0.003	0.028	0.006	0.025	0.000	0.004	0.000
Mn	0.019	0.011	0.009	0.000	0.016	0.016	0.075	0.000
Mg	0.006	0.000	0.002	0.001	0.011	0.000	0.000	0.000
Ca	9.722	9.565	9.531	9.677	9.793	9.622	9.494	9.792
Na	0.116	0.107	0.122	0.026	0.067	0.032	0.207	0.046
Total ^M	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	2.127	2.359	2.127	2.836	2.116	2.413	2.620	2.687
Total	16.210	16.277	16.145	14.830	16.205	14.955	16.313	16.148

< l.d. = abaixo do limite de detecção

*apatites ricas em CO₃²⁻?

Tabela II.9 Apatite (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 25 oxigénios e 10 catiões.

Amostra	GR214		B-15	D-49	D-59	A-48	
Análise	11	20	19	3	11	6	10
P ₂ O ₅	42.03	42.04	42.46	41.58	41.18	38.19	40.30
SiO ₂	0.72	0.47	0.37	0.47	1.05	1.30	1.33
Ce ₂ O ₃	0.87	1.06	0.63	0.62	0.30	9.06	4.68
La ₂ O ₃	0.25	0.28	0.11	0.13	< l.d.	4.33	2.08
FeO	0.11	0.05	0.27	< l.d.	0.28	0.34	0.54
MnO	0.13	0.04	0.23	0.03	0.07	0.01	< l.d.
MgO	0.01	0.01	< l.d.	0.01	0.22	< l.d.	< l.d.
CaO	52.60	52.75	52.33	52.68	52.71	38.61	45.70
Na ₂ O	0.06	0.13	0.15	< l.d.	0.02	2.84	1.81
Cl	0.03	0.01	0.09	0.01	0.16	< l.d.	< l.d.
F	6.08	6.05	4.98	4.63	2.51	3.63	3.35
-O≡Cl	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00
-O≡F	2.56	2.55	2.10	1.95	1.06	1.53	1.41
Total corr.	100.32	100.34	99.50	98.22	97.41	96.78	98.38
Número de catiões na base de 12.5 oxigénios e 10 catiões^M							
P	6.231	6.206	6.301	6.201	6.091	6.208	6.158
Si	0.127	0.081	0.065	0.083	0.183	0.249	0.240
Total ^F	6.358	6.287	6.365	6.284	6.274	6.457	6.398
Ce	0.056	0.068	0.040	0.040	0.019	0.637	0.309
La	0.016	0.018	0.007	0.009	0.000	0.307	0.138
Fe	0.016	0.008	0.039	0.000	0.041	0.055	0.082
Mn	0.019	0.006	0.035	0.005	0.011	0.001	0.000
Mg	0.003	0.002	0.000	0.004	0.057	0.000	0.000
Ca	9.869	9.854	9.827	9.943	9.866	7.943	8.837
Na	0.021	0.044	0.052	0.000	0.007	1.057	0.633
Total ^M	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	3.088	3.079	2.553	2.409	1.325	2.050	1.799
Total	16.358	16.287	16.365	16.284	16.274	16.457	16.398

< l.d. = abaixo do limite de detecção

*apatites ricas em CO₃²⁻?

Tabela II.10 Zircão

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 4 oxigénios.

Amostra	B-10			B-15	D-49			
Análise	16	17	18	9	12	27	28	29
Sector						Bordo	Núcleo*	Núcleo*
SiO ₂	33.20	33.48	32.48	33.13	33.13	33.11	27.02	32.64
ZrO ₂	61.79	62.09	63.31	63.54	65.94	64.14	54.83	60.95
UO ₂	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	< l.d.	0.07	0.29	0.21
ThO ₂	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	< l.d.	0.27	3.67	1.95
HfO ₂	0.21	0.41	0.42	0.59	0.34	0.15	0.13	0.07
TiO ₂	0.07	0.04	0.08	0.07	0.08	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Al ₂ O ₃	0.00	0.03	0.01	0.00	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Ce ₂ O ₃	0.02	< l.d.	0.02	< l.d.	0.05	0.04	1.07	0.06
La ₂ O ₃	0.06	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.33	< l.d.
FeO	0.16	0.09	0.22	0.10	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
MnO	< l.d.	0.02	0.04	0.04	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
MgO	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.00	0.00	< l.d.	< l.d.	< l.d.
CaO	0.00	0.00	0.01	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	95.50	96.16	96.59	97.48	99.53	97.78	87.33	95.87
<u>Número de iões na base de 4 oxigénios</u>								
Si	1.045	1.047	1.020	1.029	1.012	1.026	0.981	1.038
Total ^{IV}	1.045	1.047	1.020	1.029	1.012	1.026	0.981	1.038
Zr	0.949	0.946	0.970	0.962	0.983	0.970	0.971	0.945
U	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
Th	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.030	0.014
Hf	0.002	0.004	0.004	0.005	0.003	0.001	0.001	0.001
Ti	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ce	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.014	0.001
La	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Fe	0.004	0.002	0.006	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total ^A	0.957	0.955	0.983	0.973	0.988	0.974	1.024	0.962
Total	2.002	2.002	2.004	2.002	2.000	2.000	2.005	2.000

< l.d. = abaixo do limite de detecção

n.m. = não medido

*porção metamíctica

Tabela II.11a Óxidos -Titanomagnetite

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 32 oxigénios e estequiometria básica das espinelas.

Amostra	A-56						A-43		
Análise	7	12	13	25	48	51	6	12	16
Sector									
Al ₂ O ₃	0.04	0.11	0.14	0.09	0.13	0.02	0.01	0.00	0.02
V ₂ O ₃	0.05	0.05	0.06	0.01	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	5.20	14.38	17.81	10.41	1.17	10.05	6.72	1.61	6.39
FeO ^T	79.62	74.63	63.05	75	88.16	82.61	75.99	84.07	70.19
MgO	0.02	0.00	0.03	0.04	0.02	0.02	0.31	0.00	0.25
MnO	1.65	3.34	4.11	2.82	0.28	2.82	4.07	0.52	4.41
Total	86.58	92.51	85.20	88.36	89.77	95.58	87.10	86.20	81.26
Fe ₂ O ₃ calc.	52.46	37.96	25.61	43.13	62.92	49.14	50.01	59.58	46.38
FeO calc.	32.42	40.47	40.00	36.19	31.54	38.39	30.99	30.46	28.46
Total recalculado	91.84	96.31	87.77	92.68	96.08	100.50	92.11	92.17	85.91
Número de iões na base de 32 oxigénios									
Al	0.02	0.04	0.06	0.03	0.05	0.01	0.01	0.00	0.01
V	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Ti	1.31	3.41	4.61	2.58	0.28	2.30	1.68	0.41	1.71
Fe ³⁺	13.20	9.01	6.63	10.68	15.20	11.25	12.49	15.01	12.42
Total ^{IV}	14.54	12.48	11.31	13.30	15.54	13.57	14.17	15.42	14.14
Mg	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.15	0.00	0.13
Mn	0.47	0.89	1.20	0.79	0.08	0.73	1.14	0.15	1.33
Fe ²⁺	9.07	10.68	11.51	9.96	8.47	9.77	8.60	8.53	8.47
Total ^{VI}	9.54	11.57	12.73	10.77	8.55	10.50	9.90	8.67	9.93
Total catiões	24.08	24.05	24.04	24.06	24.09	24.07	24.07	24.09	24.07
Usp	0.16	0.43	0.58	0.32	0.04	0.29	0.21	0.05	0.21

Tabela II.11a Óxidos – Titanomagnetite (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 32 oxigénios e estequiometria básica das espinelas.

Amostra	A-43					D-05		GR214
Análise	20	22	25	37	38	10	31	8
Sector								
Al ₂ O ₃	0.12	0.05	0.10	0.04	0.04	0.00	0.05	0.36
V ₂ O ₃	0.03	0.05	0.00	0.04	0.00	0.18	0.09	0.17
TiO ₂	7.99	2.03	6.11	6.70	7.33	5.56	4.00	5.58
FeO ^T	67.1	78.47	78.46	70.35	72.54	84.99	80.74	81.8
MgO	0.66	0.00	0.33	0.26	0.28	0.03	0.02	0.08
MnO	5.32	0.65	4.11	4.04	4.85	1.54	0.91	0.73
Total	81.22	81.24	89.10	81.43	85.04	92.31	85.80	88.72
Fe ₂ O ₃ calc.	43.18	55.01	52.62	45.80	47.21	55.80	54.27	52.73
FeO calc.	28.24	28.98	31.11	29.14	30.06	34.78	31.91	34.35
Total recalculado	85.54	86.75	94.37	86.01	89.77	97.90	91.24	94.00
<u>Número de iões na base de 32 oxigénios</u>								
Al	0.05	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.02	0.14
V	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05	0.02	0.05
Ti	2.13	0.54	1.49	1.79	1.88	1.31	1.01	1.37
Fe ³⁺	11.54	14.71	12.83	12.25	12.09	13.17	13.76	12.93
Total ^{IV}	13.73	15.28	14.36	14.06	13.98	14.53	14.82	14.48
Mg	0.35	0.00	0.16	0.14	0.14	0.01	0.01	0.04
Mn	1.60	0.19	1.13	1.22	1.40	0.41	0.26	0.20
Fe ²⁺	8.39	8.61	8.43	8.66	8.55	9.12	8.99	9.36
Total ^{VI}	10.34	8.81	9.72	10.01	10.09	9.55	9.26	9.60
Total catiões	24.07	24.09	24.08	24.07	24.07	24.08	24.08	24.08
Usp	0.27	0.07	0.19	0.22	0.23	0.16	0.13	0.17

Tabela II.11a Óxidos – Titanomagnetite (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 32 oxigénios e estequiometria básica das espinelas.

Amostra	B-10	D-28		D-59			A-59	
Análise	1	24	26	5	12	15	11	22
Sector								
Al ₂ O ₃	0.06	1.25	0.70	3.23	4.94	3.43	0.11	0.16
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.11	0.38	0.39	0.19	0.07	0.20
TiO ₂	0.89	10.01	10.70	16.86	16.00	16.60	10.89	10.79
FeO ^T	88.19	78.26	77.53	69.19	67.95	70.76	79.36	80.21
MgO	0.01	0.20	0.10	0.73	4.83	0.65	0.09	0.08
MnO	0.04	1.74	1.39	2.19	0.76	2.09	4.45	3.63
Total	89.19	91.46	90.53	92.58	94.87	93.72	94.97	95.07
Fe ₂ O ₃ calc.	63.16	44.85	43.27	29.12	32.74	30.40	46.92	46.98
FeO calc.	31.36	37.90	38.59	42.99	38.49	43.41	37.14	37.94
Total recalculado	95.52	95.95	94.87	95.50	98.15	96.77	99.67	99.78
Número de iões na base de 32 oxigénios								
Al	0.02	0.46	0.26	1.18	1.69	1.24	0.04	0.06
V	0.00	0.00	0.03	0.09	0.09	0.05	0.02	0.05
Ti	0.22	2.38	2.58	3.93	3.49	3.82	2.51	2.48
Fe ³⁺	15.36	10.66	10.43	6.79	7.15	7.00	10.80	10.80
Total ^{IV}	15.60	13.50	13.30	11.99	12.42	12.10	13.37	13.39
Mg	0.00	0.09	0.05	0.34	2.09	0.30	0.04	0.04
Mn	0.01	0.47	0.38	0.57	0.19	0.54	1.15	0.94
Fe ²⁺	8.47	10.01	10.34	11.14	9.34	11.10	9.50	9.70
Total ^{VI}	8.49	10.57	10.76	12.05	11.62	11.94	10.70	10.67
Total catiões	24.09	24.06	24.06	24.04	24.04	24.04	24.06	24.06
Usp	0.03	0.30	0.32	0.49	0.44	0.48	0.31	0.31

Tabela II.11b Óxidos - Ilmenite

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 3 oxigénios.

Amostra	GR214
Análise	9
<hr/>	
Sector	
TiO ₂	50.61
Al ₂ O ₃	0.01
V ₂ O ₃	0.24
FeO	41.32
MnO	5.10
MgO	0.09
Total	97.43
<hr/>	
<u>Catiões na base de 3 oxigénios</u>	
Ti	0.988
Al	0.000
V	0.005
Fe	0.897
Mn	0.112
Mg	0.004
Total	2.009

II.12 Minerais Raros

Tabela II.12.1 Eudialite

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de $[\text{Si}+\text{Z}+\text{M}(3)+\text{M}(4)] = 29$.

Amostra	A-48								
Análise	3	7	12	13a	13b	14	15	16	17
SiO ₂	47.55	47.40	52.70	53.02	49.67	53.52	53.38	51.87	53.76
TiO ₂	0.25	1.07	1.05	0.48	0.33	1.49	0.37	1.78	1.59
ZrO ₂	10.81	10.88	10.32	11.22	11.35	10.56	10.26	8.04	8.48
Nb ₂ O ₅	2.42	1.85	1.00	2.77	2.00	0.55	2.66	0.99	0.40
Al ₂ O ₃	0.21	0.06	0.01	0.03	< 1.d.	0.10	0.03	0.02	< 1.d.
Ce ₂ O ₃	2.50	2.94	1.40	2.50	2.57	1.80	2.74	2.03	1.96
La ₂ O ₃	1.07	1.64	0.94	1.86	1.38	1.03	1.61	1.21	1.13
FeO	0.44	0.22	1.81	0.53	0.89	2.84	0.80	1.78	1.76
MnO	9.81	8.48	8.34	10.48	7.84	6.95	10.02	6.38	6.84
MgO	< 1.d.	0.06	0.05	0.03	0.05	0.12	0.00	0.03	0.05
CaO	6.55	6.42	8.01	6.19	7.94	7.15	7.29	8.91	8.08
Na ₂ O	6.12	7.51	3.87	0.39	6.70	1.56	0.44	5.12	1.23
K ₂ O	0.37	0.40	0.24	0.27	0.36	0.36	0.32	0.18	0.23
F	0.26	0.54	0.04	0.53	0.19	< 1.d.	0.67	0.06	0.24
-O≡F	0.11	0.23	0.02	0.22	0.08	0.00	0.28	0.03	0.10
Total corr.	88.25	89.23	89.76	90.07	91.19	88.02	90.32	88.38	85.64
Número de iões na base de $[\text{Si}+\text{Z}+\text{M}(3)+\text{M}(4)] = 29$									
Si	25.372	25.262	25.911	25.571	25.558	25.802	25.842	26.116	26.304
Ti	0.101	0.427	0.387	0.172	0.128	0.540	0.134	0.674	0.584
Zr	2.813	2.828	2.474	2.639	2.848	2.483	2.422	1.974	2.023
Nb	0.584	0.446	0.223	0.604	0.465	0.119	0.582	0.225	0.089
Al	0.130	0.037	0.005	0.014	0.000	0.057	0.019	0.011	0.000
Si+Z+M(3)+M(4)	29.000	29.000	29.000	29.000	29.000	29.000	29.000	29.000	29.000
Fe	0.195	0.098	0.744	0.214	0.382	1.145	0.325	0.750	0.720
Mn	2.805	2.902	2.256	2.786	2.618	1.855	2.675	2.250	2.280
M(2)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Mn	1.629	0.926	1.218	1.495	0.799	0.983	1.434	0.470	0.555
Ce	0.488	0.574	0.252	0.441	0.484	0.318	0.486	0.374	0.351
La	0.211	0.322	0.170	0.331	0.262	0.182	0.287	0.225	0.203
Mg	0.000	0.045	0.039	0.020	0.039	0.085	0.003	0.026	0.038
Ca	3.745	3.666	4.220	3.199	4.378	3.694	3.782	4.807	4.236
Na	0.000	0.467	0.102	0.364	0.038	0.738	0.008	0.098	0.616
M(1)	6.000	6.000	6.000	5.850	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ca	0.073	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	6.332	7.294	3.588	0.000	6.647	0.720	0.409	4.901	0.554
K	0.255	0.275	0.149	0.169	0.238	0.223	0.198	0.117	0.142
N	6.660	7.569	3.736	0.169	6.885	0.943	0.608	5.018	0.696
F	0.435	0.902	0.056	0.806	0.312	0.000	1.025	0.103	0.366
OH	1.565	1.098	1.944	1.194	1.688	2.000	0.975	1.897	1.634
Total	44.660	45.569	41.736	38.019	44.885	38.943	38.608	43.018	38.696
#Mn	2.432	3.740	1.770	2.505	2.893	1.334	2.335	2.230	2.223

< 1.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.12.1 Eudialite (Cont.)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de $[\text{Si}+\text{Z}+\text{M}(3)+\text{M}(4)] = 29$.

Amostra	A-48						
	Análise	18	19	20	21	23	24
SiO ₂	48.34	48.43	46.29	46.52	53.16	52.50	51.38
TiO ₂	0.39	0.49	0.48	1.30	1.65	1.40	0.81
ZrO ₂	10.46	10.36	11.22	11.78	10.67	9.93	11.04
Nb ₂ O ₅	2.80	2.10	2.53	1.24	0.63	1.15	1.63
Al ₂ O ₃	0.01	0.03	0.07	0.10	0.03	0.01	0.07
Ce ₂ O ₃	2.44	2.33	3.89	3.71	1.04	2.10	2.06
La ₂ O ₃	1.81	1.37	2.16	1.79	0.47	1.15	1.11
FeO	0.87	0.86	0.37	0.66	2.88	1.42	1.69
MnO	8.25	7.65	8.92	9.63	6.59	6.84	6.87
MgO	0.06	0.07	0.04	0.07	0.05	0.06	0.09
CaO	8.03	8.03	5.68	5.29	9.36	8.06	8.82
Na ₂ O	7.61	9.81	6.58	6.85	6.56	2.11	4.38
K ₂ O	0.39	0.36	0.34	0.36	0.24	0.22	0.27
F	0.27	0.36	0.31	0.81	0.06	< l.d.	0.12
-O≡F	0.11	0.15	0.13	0.34	0.02	0.00	0.05
Total corr.	91.62	92.10	88.75	89.77	93.35	86.96	90.28
Número de iões na base de $[\text{Si}+\text{Z}+\text{M}(3)+\text{M}(4)] = 29$							
Si	25.482	25.611	25.161	25.018	25.730	25.835	25.605
Ti	0.156	0.195	0.197	0.527	0.599	0.519	0.304
Zr	2.689	2.672	2.974	3.089	2.519	2.383	2.683
Nb	0.667	0.502	0.622	0.303	0.137	0.256	0.367
Al	0.006	0.019	0.046	0.063	0.015	0.007	0.041
Si+Z+M(3)+M(4)	29.000	29.000	29.000	29.000	29.000	29.000	29.000
Fe	0.385	0.382	0.168	0.297	1.166	0.584	0.704
Mn	2.615	2.618	2.832	2.703	1.834	2.416	2.296
M(2)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Mn	1.069	0.809	1.275	1.684	0.868	0.435	0.604
Ce	0.471	0.451	0.774	0.731	0.184	0.378	0.376
La	0.352	0.267	0.433	0.355	0.084	0.209	0.203
Mg	0.044	0.055	0.031	0.055	0.036	0.045	0.065
Ca	4.536	4.550	3.308	3.048	4.854	4.250	4.710
Na	0.000	0.000	0.179	0.127	0.000	0.683	0.041
M(1)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ca	0.472	0.133	0.000	0.000	0.025	0.000	0.000
Na	7.778	10.059	6.757	7.016	6.157	1.330	4.191
K	0.266	0.243	0.235	0.249	0.151	0.141	0.169
N	8.516	10.435	6.992	7.265	6.333	1.471	4.360
F	0.444	0.598	0.525	1.370	0.084	0.000	0.192
OH	1.556	1.402	1.475	0.630	1.916	2.000	1.808
Total	46.516	48.435	44.992	45.265	44.333	39.471	42.360
#Mn	2.533	2.876	2.845	2.214	1.329	2.796	2.216

< l.d. = abaixo do limite de detecção

Tabela II.12.2 Kupletskite

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 28.5 oxigénios. Comparação com análises de Piilonen *et al.* (2003b) de kupletskite de Monte Saint-Hilaire.

Amostra	D-28		MSH						
	Análise	14	17	3	8	9	15	15A	19
Nb ₂ O ₅	1.65	1.28	7.81	8.59	1.93	6.06	7.51	5.05	
SiO ₂	35.95	35.84	34.60	34.62	35.35	35.31	34.24	34.79	
ZrO ₂	n.m.	n.m.	0.00	0.38	0.00	0.10	0.50	1.92	
TiO ₂	10.38	10.24	7.05	6.20	10.28	8.29	6.84	6.89	
Al ₂ O ₃	1.09	1.00	0.26	0.96	0.86	0.40	0.63	0.43	
Ce ₂ O ₃	0.13	0.10	0.00	0.00	0.58	0.08	0.00	0.00	
FeO	2.49	2.17	0.13	9.66	1.91	6.19	10.00	13.39	
ZnO	n.m.	n.m.	6.78	0.64	0.67	0.00	0.26	0.28	
MnO	32.39	32.21	26.26	23.54	29.99	26.71	21.64	19.34	
MgO	1.26	1.66	0.44	0.51	0.43	1.05	0.98	0.53	
CaO	1.03	0.85	0.03	0.44	0.78	0.20	0.13	0.22	
SrO	n.m.	n.m.	0.10	0.00	0.09	0.28	0.05	0.03	
BaO	n.m.	n.m.	0.00	0.00	0.18	0.09	0.00	0.00	
Na ₂ O	2.22	2.53	3.66	3.04	2.62	3.12	3.38	2.65	
K ₂ O	5.57	5.72	5.46	6.30	5.49	5.52	5.59	5.86	
Rb ₂ O	n.m.	n.m.	0.58	0.51	0.46	0.58	0.58	0.38	
F	1.72	2.03	0.70	0.87	1.09	0.91	1.00	1.01	
-O=F	0.72	0.86	0.29	0.37	0.46	0.38	0.42	0.43	
Total corr.*	95.14	94.77	93.57	95.89	92.25	94.51	92.91	92.34	
Proporções catiões na base de 28.5 oxigénios									
Si	7.908	7.922	7.926	7.757	8.030	7.905	7.844	8.025	
Al	0.282	0.260	0.070	0.254	0.230	0.106	0.170	0.117	
Total ^T	8.190	8.182	7.996	8.011	8.260	8.011	8.014	8.142	
Ti	1.717	1.702	1.215	1.045	1.756	1.396	1.178	1.195	
Nb	0.164	0.128	0.809	0.870	0.198	0.613	0.778	0.527	
Zr	0.000	0.000	0.000	0.042	0.000	0.011	0.056	0.216	
Total ^D	1.881	1.830	2.023	1.956	1.954	2.020	2.012	1.938	
Na	0.085	0.013	0.583	0.446	0.561	0.419	0.506	0.407	
Mg	0.412	0.547	0.150	0.170	0.146	0.351	0.335	0.182	
Mn	6.035	6.031	5.095	4.468	5.770	5.065	4.199	3.779	
Fe	0.458	0.401	0.025	1.810	0.363	1.159	1.916	2.584	
Zn	0.000	0.000	1.147	0.106	0.112	0.000	0.044	0.048	
Ce	0.010	0.008	0.000	0.000	0.048	0.007	0.000	0.000	
Total ^C	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000	7.000	
Na	0.758	0.798	0.993	0.875	0.593	0.936	0.968	0.778	
Ca	0.242	0.202	0.007	0.106	0.190	0.048	0.032	0.054	
Total ^B	1.000	1.000	1.000	0.981	0.783	0.984	1.000	0.832	
K	1.563	1.613	1.596	1.801	1.591	1.577	1.634	1.725	
Rb	0.000	0.000	0.085	0.073	0.067	0.083	0.085	0.056	
Sr	0.000	0.000	0.013	0.000	0.012	0.036	0.007	0.004	
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.008	0.000	0.000	
Na	0.104	0.273	0.050	0.000	0.000	0.000	0.028	0.000	
Total ^A	1.667	1.886	1.745	1.874	1.686	1.704	1.754	1.785	
F	1.197	1.420	0.507	0.617	0.783	0.645	0.725	0.737	
Total	19.738	19.898	19.764	19.822	19.684	19.719	19.780	19.698	
#Mn	0.929	0.938	0.995	0.712	0.941	0.814	0.687	0.594	

*Os totais não incluem H₂O, que foi determinado no trabalho de Piilonen *et al.* (2003b).

#Mn = Mn/(Mn+Fe)

Tabela II.12.3 Minerais de Ce-La
 Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica.

Carbonato Ce-La (D-28)		Fosfato Ce-La (A-48)	
	10		16
Ce ₂ O ₃	34.12	P ₂ O ₅	28.76
La ₂ O ₃	18.58	SiO ₂	0.68
CaO	1.09	UO ₂	0.13
Na ₂ O	1.06	ThO ₂	4.99
K ₂ O	0.29	As ₂ O ₅	0.11
SiO ₂	0.63	La ₂ O ₃	14.86
Al ₂ O ₃	0.14	Ce ₂ O ₃	29.70
TiO ₂	0.11	Pr ₂ O ₃	2.72
F	0.77	Sm ₂ O ₃	0.23
		Gd ₂ O ₃	0.64
-O≡F	0.32	CaO	2.33
Total corr.	56.48	K ₂ O	0.11
		Total	85.25

Tabela II.13 Vesuvianite (?)

Dados analíticos obtidos por micro-sonda electrónica. Cálculo da fórmula estrutural na base de 73 oxigénios.

Amostra	D-49		
Análise	11	24	25
SiO ₂	36.33	36.03	36.07
TiO ₂	2.69	2.54	2.74
Al ₂ O ₃	5.52	6.43	3.16
V ₂ O ₃	0.0768	0.0992	0.1636
Ce ₂ O ₃	0.0546	0.0786	0.0121
FeO	17.78	16.48	20.66
MnO	0.523	0.5508	0.7567
MgO	0.0424	0.1067	0.0411
CaO	33.53	33.47	32.57
Na ₂ O	0.0669	0.1622	0.0869
K ₂ O	0.0041	0.0062	0.0144
F	0.3329	0.2365	0.2405
-O≡F	0.14	0.10	0.10
Total corr.	95.27	94.99	95.30
<u>Número de iões na base de 28.5 oxigénios</u>			
Si	19.150	19.029	19.446
Ti	1.066	1.009	1.111
Al	3.430	4.004	2.008
V	0.032	0.042	0.071
Ce	0.011	0.015	0.002
Fe	7.838	7.279	9.315
Mn	0.234	0.246	0.346
Mg	0.033	0.084	0.033
Ca	18.938	18.941	18.815
Na	0.068	0.166	0.091
K	0.003	0.004	0.010
F	0.555	0.395	0.410
Total	51.360	51.215	51.658