

de grande valia para a classificação da tipologia dos pegmatitos, além de identificar possíveis minerais de interesse econômico.

Essa metodologia foi utilizada nesse trabalho, revelando uma suíte mineralógica diversificada, em geral, não reconhecível facilmente a olho nu ou lupa de mão. A metodologia de tratamento das amostras coletadas esta descrita no capítulo 2 (materiais e métodos) e seguiu as etapas sugeridas por Pereira (2003). O produto final, os concentrados de minerais pesados, foi identificado em lupa binocular, utilizando como parâmetros as propriedades físicas minerais como cor, hábito cristalino, morfologia, brilho, clivagem, fratura, suscetibilidade magnética e densidade. Após identificação dos concentrados de minerais pesados, foi elaborada a tabela 9 com a estimativa semi quantitativa do percentual do mineral no concentrado, adaptando os termos utilizados em Pereira (*op.cit.*).

Tabela 9- Estimativa semiquantitativa do percentual mineral no concentrado pesado

Percentual do mineral no concentrado pesado	Estimativa	Sigla utilizada nas tabelas
> 50%	abundante	5
50 – 30%	menos abundante	4
30 – 10%	médio	3
10 – 5%	pouco abundante	2
5 – 1%	raro	1
< 1%	traço	0

Fonte: Adaptado de Pereira (2003).

Microanálises dos minerais tipomórficos e de possível interesse econômico, selecionados na etapa de identificação em lupa binocular, foram efetuadas em MEV-EDS, com a finalidade de investigar possível zoneamento químico, inclusões, texturas dentre outros parâmetros típicos de cada suíte mineralógica dos pegmatitos analisados.

Vale ressaltar que a etapa de identificação mineral em lupa binocular foi bastante eficaz, revelando uma diversidade mineralógica não observável a olho nu ou em lupa de mão. Os grãos que geraram dúvida quanto à identificação, foram analisados no MEV e, em todos os casos, a identificação em lupa foi correta. Confirma-se aqui o exposto por Pereira (*op.cit.*) quanto à eficácia do método de observação em lupa binocular, além de tratar-se de um método qualitativo simples, rápido e de baixo custo.

6.2. Análise mineralógica

6.2.1. Pegmatitos precoces

Nessa categoria, estão incluídos os pegmatitos concordantes com a foliação principal, sejam tabulares ou dobrados (P1 e P2). Abrange dois pegmatitos na Unidade Cassorotiba (MN-03 e MN-05) e cinco pegmatitos na Unidade Palmital (MN-01, MN-02, MN-05, MN-06 e MN-11). Abaixo, segue uma representação em imagens dos minerais dos grupos P1 e P2 (Figuras 43 e 44). Os minerais dos concentrados são:

Anfibólio - Pouco abundante. Possivelmente hornblenda. Ocorre somente no pegmatito MN-05 em grãos anédricos a subédricos, cor verde-escuro/verde garrafa, textura fibrosa e brilho vítreo.

Apatita – Rara. Ocorre em cristais subédricos. São incolores a verde oliva e tem brilho vítreo. Observam-se comumente as terminações arredondadas do cristal.

Biotita – De pouco a menos abundante, cristais euédricos a subédricos, cor preta, clivagem basal e brilho vítreo.

Columbita – Traço a rara, cristais anédricos tabulares e fragmentados, de cor cinza-azul escura, faces grosseiramente estriadas e brilho metálico. Esse mineral ocorre nos pegmatitos precoces, mais precisamente nos corpos dobrados (MN-01, MN-02 e MN-04) presentes nas Unidades Palmital e Cassorotiba.

Espodumênio–Raro. Cristais prismáticos, euédricos, faces estriadas, cor branco leitoso, partes castanho-claro e brilho vítreo. Presente em corpos concordantes e dobrados (MN-01, MN-02 e MN-03).

Granada – De pouco abundante a abundante. Ocorrem em cinco de seis pegmatitos precoces. São cristais euédricos a subédricos, de 0,2 mm, formando cristais com várias faces bem formadas, de cor rosa a vermelho. Apresentam-se frescas ou alteradas com cobertura limonítica, indicando o tipo almandina ($\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)$). Ocorrem também em cristais anédricos, fragmentados, de cor vermelha, translúcidos, brilho vítreo e em geral frescas, raramente apresentando crosta ferruginosa ou manganésifera (do tipo espessartita - $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)$). Ambas ocorrem tanto na Unidade Cassorotiba quanto na Unidade Palmital. Na Unidade Cassorotiba, os cristais são em geral anédricos, fragmentados (lascas) de coloração rosa e brilho vítreo. Vale ressaltar que, em campo, é possível identificar que esse

mineral é mais abundante nos pegmatitos da Unidade Palmital (TCF).

Magnetita/ilmenita – De raro a pouco abundante. Em cristais anédricos, diminutos (< 0,1 mm), cor preta com partes ocre e brilho metálico. Comum em todos os pegmatitos.

Monazita – Presente em todos os pegmatitos (exceto MN-03), de pouco abundante a menos abundante, apresenta-se em cristais anédricos a subédricos, com cerca de 1mm, achatados, de cor amarelo a castanho-amarelado e brilho vítreo a semiresinoso.

Rutilo - Raro, prismático acicular, estriado de cor vermelha a preto fumê. Ocorre também em agulhas inclusas em quartzo (formação classificada como quartzo-rutilado). Ocorre somente no pegmatito MN-05.

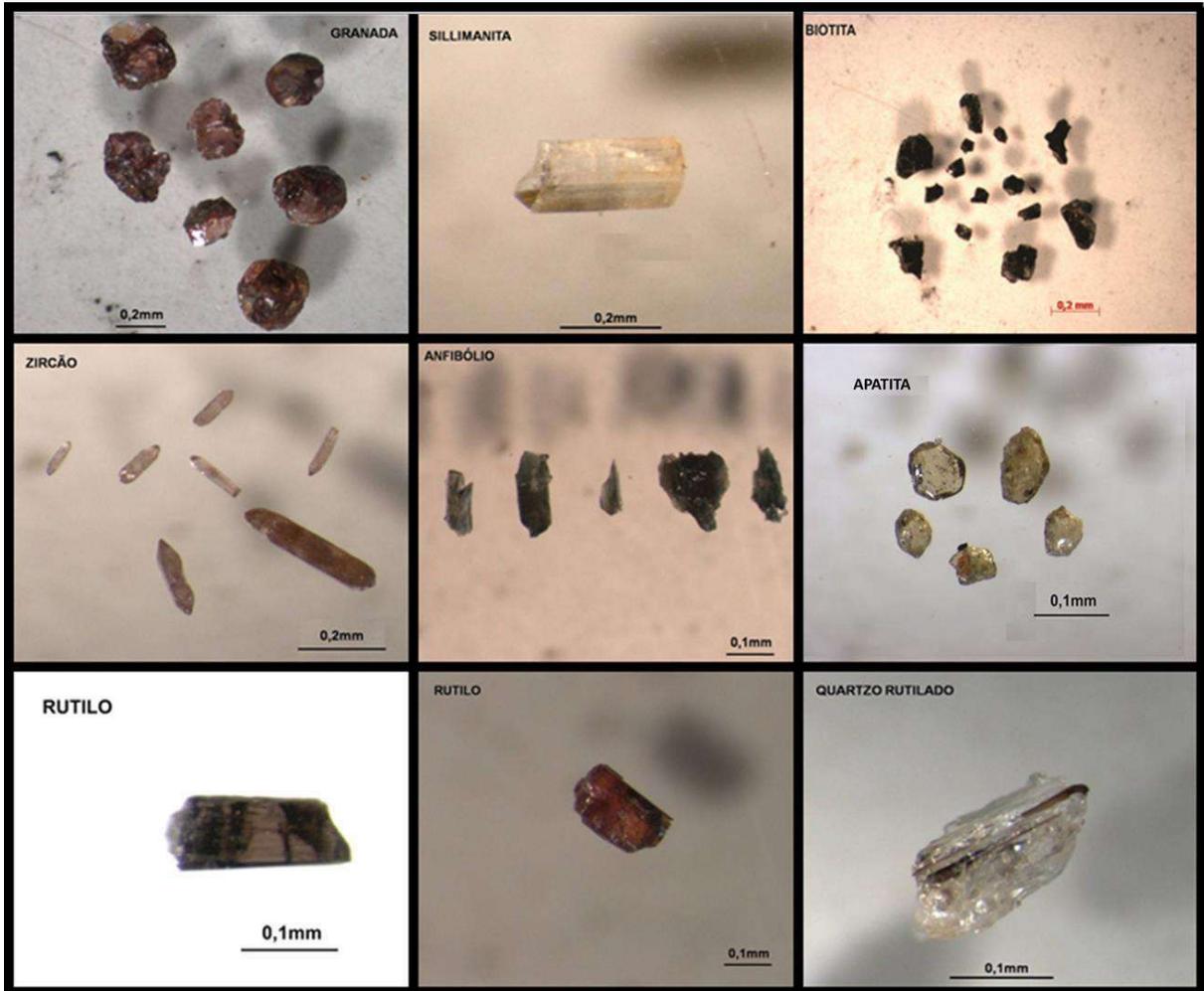
Sillimanita – Rara, cristais prismáticos com faces finamente estriadas, de até 2 mm, incolor a levemente amarelado e brilho vítreo. Quando ocorre em minúsculas fibras de cor branca leitosa, é denominada de fibrolita. Ocorre somente em MN-01 e MN-02.

Sulfeto (pirita) – Ocorrência rara. Ocorre somente em MN-01 e MN-02. Cristais euédricos a subédricos, formando losangos perfeitos, ocorrem frescos ou com crosta limonitizada (na maior parte das vezes).

Xenotímio–Raro. Cristais euédricos inteiros e fragmentados, formando bipirâmides achatadas e por vezes geminados, de cor marrom esverdeado e brilho resinoso. Ocorre somente nos corpos MN-01 e MN-02.

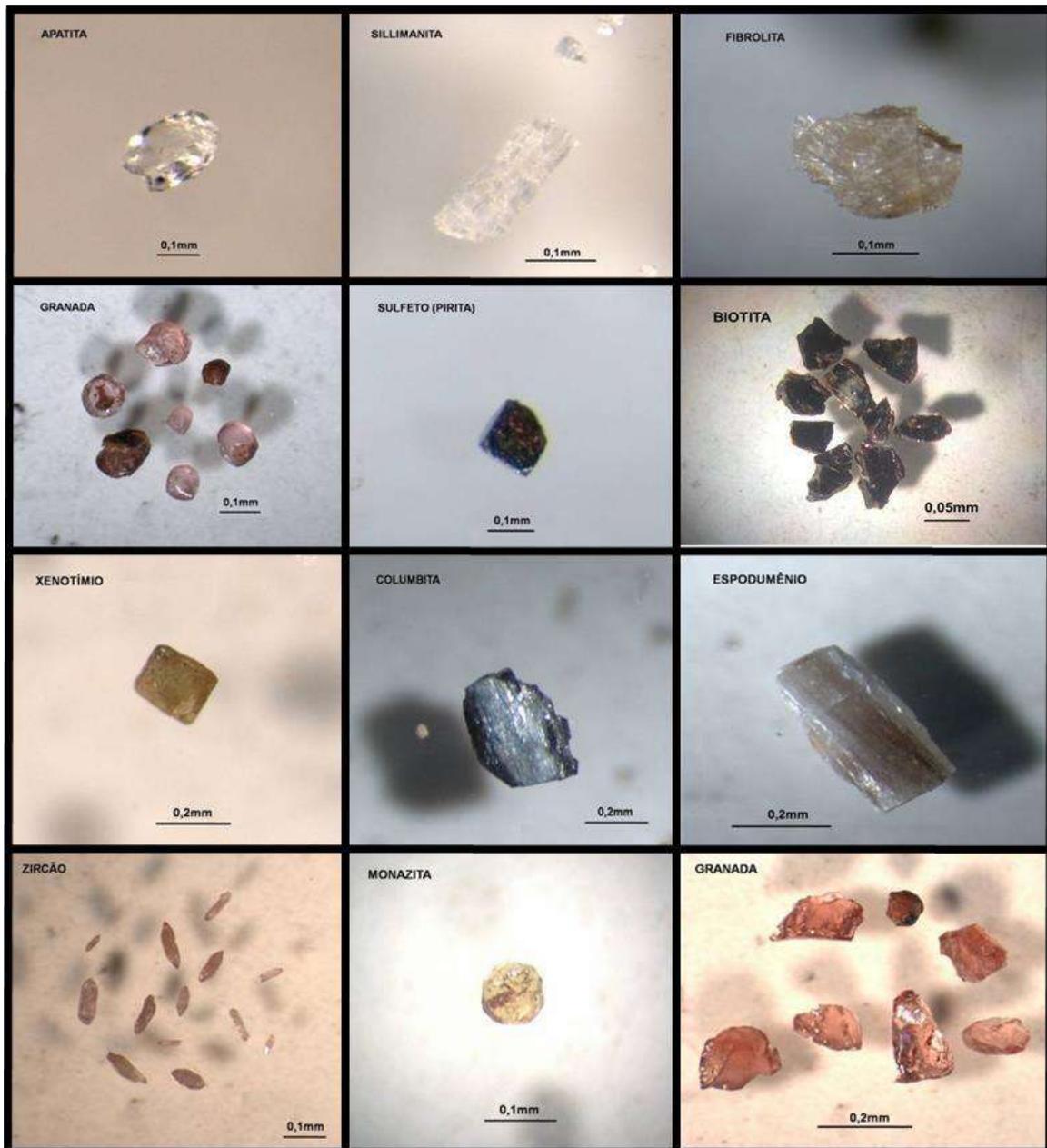
Zircão – De raro a pouco abundante. Cristais euédricos (prismas curtos e alongados, finos e grossos) a subédricos, inteiros e fragmentados, com cores variando entre incolor, rosa claro, rosa queimado, amarelo claro e brilho vítreo.

Figura 43- Prancha referente a alguns minerais representativos dos pegmatitos precoces concordantes



Legenda: (P1=MN- 03 e MN-05). São pertencentes ao MN-03: diopsídio, zircão, sillimanita e granada. Pertencem ao MN-05: anfibólio, biotita, quartzo rutilado e as duas variações de rutilo.

Figura 44- Prancha referente a alguns minerais representativos dos pegmatitos precoces dobrados



Legenda: (P2=MN-01, MN-02, MN-04, MN-06 e MN-11). Diopsídio, sillimanita, fibrolita, granada, xenotímio e pirita são pertencentes ao MN-01. Columbíta e espodumênio fazem parte do MN-02. Granada em lascas e zircão pertencem ao MN-04. A apatita é referente ao MN-11.

6.2.2. Pegmatitos tardios

Como citado no capítulo 5, é dividido em pegmatitos discordantes (T1) e aplitos (T2). Abrange três pegmatitos na Unidade Palmital: MN-09, MN-10 e MN-12 e seis na Unidade

Tinguí, MN-07, MN-08, MN-13, MN-14, MN-15 e MN-16. Abaixo, segue uma representação em imagens dos minerais dos grupos T1 e T2 (Figuras 45 e 46). Os minerais concentrados descritos são:

Anfibólio – De raro a menos abundante, cristais anédricos a subédricos, cor verde escuro e brilho vítreo. Possivelmente hornblenda devido à forma discretamente fibrosa. De nove pegmatitos, seis contém anfibólio.

Apatita – Ocorrência rara. Cristais subédricos a anédricos, incolores a verde oliva e com brilho vítreo. Observa-se somente as terminações arredondadas do cristal. De nove corpos, seis possuem apatita.

Biotita – Raro a abundante, cristais euédricos a subédricos, cor preta e clivagem basal. Comum em todos os pegmatitos.

Columbita – Raro, cristais anédricos tabulares e fragmentados, de cor cinza-aço escura, faces grosseiramente estriadas e brilho metálico.

Epidoto – Ocorre somente em MN-16. Ocorrência rara. Cristais anédricos, cor verde-pistache e brilho semiresinoso.

Granada – De raro a abundante. Comum em todos os pegmatitos. São cristais euédricos a subédricos, apresentam-se desde preservados a alterados (com cobertura limonítica), cor variando do rosa ao vermelho, translúcidos e com brilho vítreo. Possivelmente a granada é do tipo almandina, devido à capa de alteração constituída por limonita.

Magnetita/ilmenita – Ocorrência de raro a abundante. Cristais anédricos a subédricos, cor preta com partes ocre e brilho metálico. Comum em todos os pegmatitos.

Monazita – Raro a abundante, ocorre em todos exceto em MN-16. São cristais euédricos a subédricos, achatados de cor amarelo a castanho-amarelado, brilho vítreo a resinoso.

Muscovita – De raro a médio, cristais subédricos, incolores, com clivagem basal característica.

Rutilo – Raro, cristais subédricos e estriados de cor vermelha.

Sillimanita – Raro a pouco abundante. Cristais prismáticos com faces finamente estriadas, incolores a amarelos e brilho vítreo.

Sulfeto (pirita) – Raro a médio, cristais euédricos a subédricos cor amarelo-latão, brilho metálico e acompanhado algumas vezes por cobertura ferruginosa. As maiores concentrações do mineral ocorrem em MN-12, MN-14 e MN-16.

Xenotímio – Raro, cristais euédricos a subédricos, formando bipirâmides achatadas, de cor marrom esverdeado e brilho resinoso.

Zircão – Raro a médio, cristais euédricos (prismas hexagonais e tabulares), variando entre incolores, tons rosados e amarelados. Comum em todos os pegmatitos.

Figura 45- Prancha referente a alguns minerais representativos do grupo tardio tabular (T1)



Legenda: A granada está contida no MN-07, a monazita em MN-08, sillimanita branca e o xenotímio estão presentes em MN-10, o sulfeto pertence a MN-13, rutilo e a sillimanita amarela estão contidos no MN-15 e por fim, o epidoto está contido no MN-16.

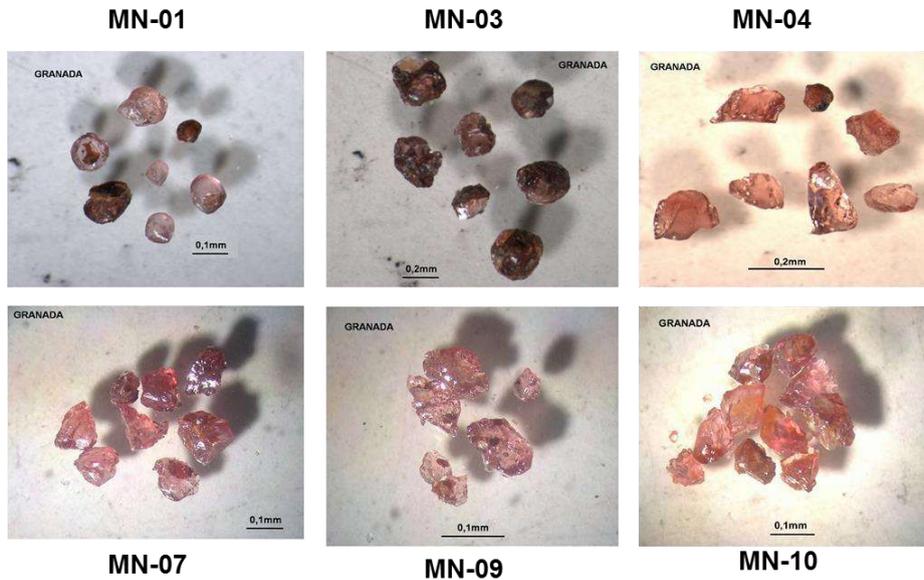
Figura 46- Prancha referente a alguns minerais representativos do grupo tardio aplito (T2).



Legenda: O MN-09 é representado pelos minerais apatita, sillimanita e granada. O MN-12 é representado pelos anfibólios (do tipo hornblenda), monazita e zircão. Biotita, magnetita e sulfetos (do tipo pirita) são presentes no MN-14.

As granadas são euédricas e com crosta limonítica nos pegmatitos precoces (MN-01, MN-03 e MN-04) e em lascas sem crosta ferruginosa com tom mais claro nos pegmatitos tardios (MN-07, MN-09 e MN-10) como mostrado abaixo (figura 47). São mais abundantes nos pegmatitos do Terreno Cabo Frio

Figura 47- Prancha indicando diferença na morfologia das granadas dos pegmatitos precoces em relação aos tardios



Nota: MN-01, MN-03 e MN-04 são precoces; MN-07, MN-09 e MN-10 são tardios.

As tabelas 10 e 11 a seguir sintetizam os minerais descritos nos concentrados pesados de cada amostra coletada de pegmatito e encaixante, discriminando a abundância do mineral.

Tabelas 10 e 11- Tabelas reunindo dados de disposição espacial, terrenos encaixantes e mineralogia dos pegmatitos

		Terreno Oriental							
		Unidade Cassorotiba		Unidade Tingüí					
		P1	P2	T1					T2
Grupos	Minerais	MN-03	MN-04	MN-07	MN-08	MN-13	MN-15	MN-16	MN-14
Fosfatos	apatita	1	2	1	1	1	1	1	
	monazita		5	3	4	5	3		3
	xenotímio								
Óxidos	columbita		1						
	magnetita/ilmenita	1	2	1	2	3	5	4	4
	rutilo			1			1		
Silicatos	biotita	2	2	2	5	2	1	4	4
	epidoto							1	
	espodumênio								
	granada	5	3	2	1	1	2	1	1
	hornblenda			2	1		2	1	4
	muscovita						3	1	
	sillimanita						1	1	
	zircão	1	2	2	2	2	1	2	1
Sulfetos	pirita			2		1	2	2	3

Legenda	
P1 - Precoce paralelo	
P2 - Precoce dobrado	
T1 - Tardio tabular	
T2 - Tardio aplito	

		Terreno Cabo Frio							
		Unidade Palmital							
		P1	P2				T1	T2	
Grupos	Minerais	MN-05	MN-01	MN-02	MN-06	MN-11	MN-10	MN-09	MN-12
Fosfatos	apatita	1	1	1		1	1	1	
	monazita	3	2	4	4	4	1	1	3
	xenotímio		1	1			1		
Óxidos	columbita		1	1			1		
	magnetita/ilmenita	1	2	2	1	2		2	1
	rutilo	1							
Silicatos	biotita	4	2	2	4	3	2	3	1
	epidoto								
	espodumênio		1	1					
	granada		3	2	2	2	5	4	4
	hornblenda	2							3
	muscovita								
	sillimanita		1	1			1	2	
	zircão	2	2	2	2	2	2	1	2
Sulfetos	pirita		1	1					2
									Legenda
									P1 - Precoce paralelo
									P2 - Precoce dobrado
									T1 - Tardio tabular
									T2 - Tardio aplito

Legenda: 0 – traço; 1- raro; 2 – pouco abundante, 3 – médio; 4 – menos abundante e 5 - abundante. As cores foram definidas na tabela acima de disposição espacial dos pegmatitos.

O xenotímio e o espodumênio ocorrem somente na Unidade Palmital (Terreno Cabo Frio), enquanto muscovita e epidoto são exclusivos da Unidade Tinguí (Terreno Oriental). A columbita ocorre somente nas Unidades Palmital e Cassorotiba, principalmente nos pegmatitos precoces (P2). Rutilo ocorre nos pegmatitos precoces na Unidade Palmital e nos tardios da Unidade Tinguí. No Terreno Oriental a pirita e a sillimanita ocorrem somente nos tardios, enquanto no Terreno Cabo Frio ocorre tanto no precoce como no tardio. Monazita, granada, apatita, hornblenda, zircão é comum tanto nos grupos precoces e tardios dos dois Terrenos.

6.3. Química Mineral

Os minerais selecionados em lupa foram catados e dispostos em duas seções polidas para posterior análise no MEV-EDS. Os minerais selecionados, seja pela importância econômica ou tipomórfica, foram columbita (3 grãos), diopsídio (3 grãos), epidoto (2 grãos), granada (2 grãos), monazita (2 grãos), muscovita (1 grão), rutilo (2 grãos), sillimanita (3 grãos) xenotímio (4 grãos).

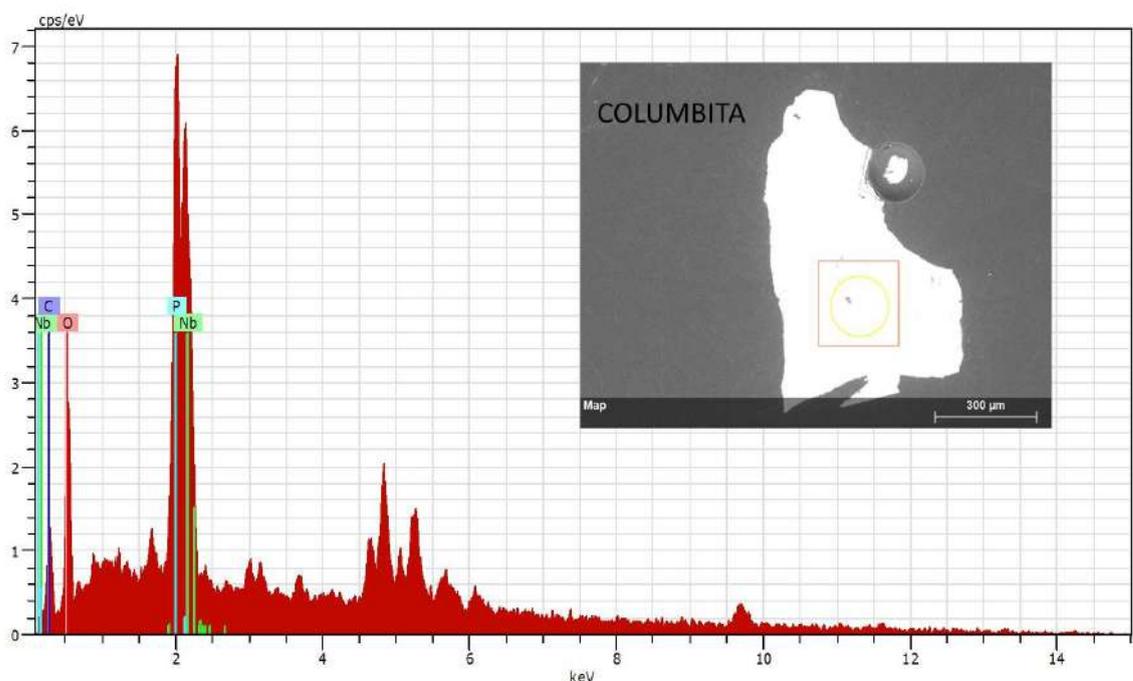
As seções foram metalizadas com ouro ou carbono e analisadas por microscopia eletrônica de varredura, no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) e no laboratório do Instituto de Química da UERJ, ambos com microanálise pontual por dispersão de energia (EDS).

6.3.1. Columbita - (Fe, Mn) (Nb,Ta)₂O₆

A análise das imagens retroespalhadas mostram duas texturas para os grãos de columbita: uma com aspecto homogêneo (Figura 48) e bordas definidas, e outra com aspecto irregular, com porções ora mais escuras ora mais claras e bordas rendilhadas (figura 49). Na textura homogênea, os picos do diagrama de elementos acusam a presença de Nb, P e O predominantemente; além disso, ocorrem picos discretos de Ba.

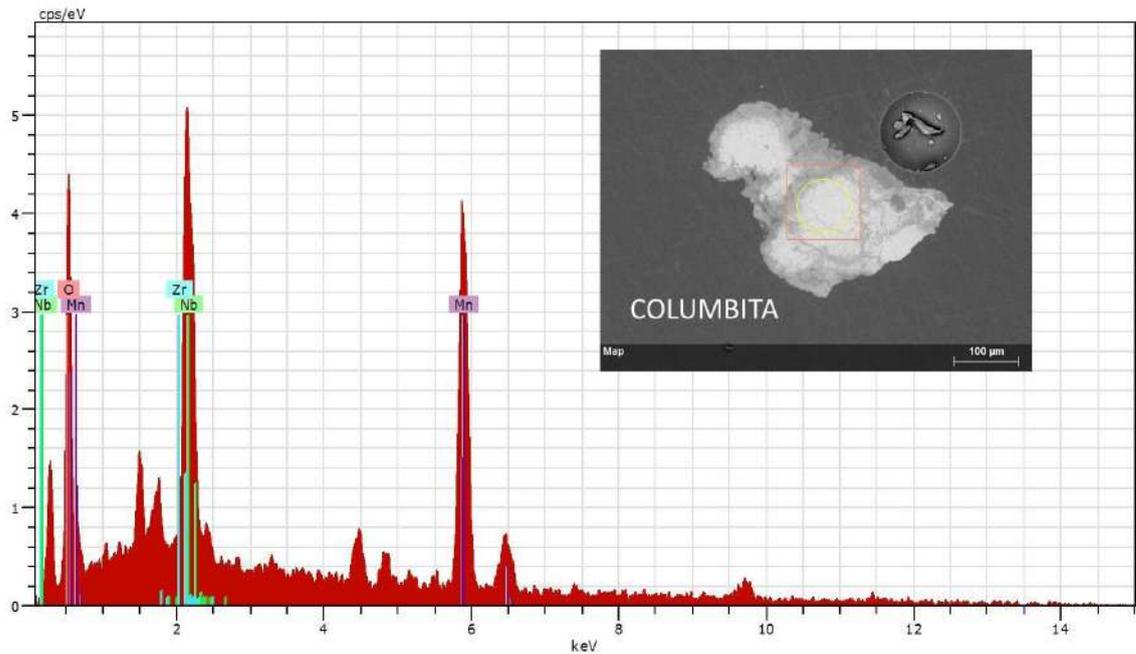
Nos grãos de textura irregular, é possível notar que também apresentam uma trama de pequenas formas tabulares claras e massas escuras, possivelmente indicando crescimento posterior. Também foram detectados picos de Mn, Si, Al, Ba, Co. O Fe parece estar presente nas partes mais escuras, nas bordas, enquanto que o Mn parece presente no centro mais claro. Essa situação leva a considerar que o enriquecimento em Fe é posterior ao do Mn (figura 50).

Figura 48- Imagem retroespalhada de columbita do pegmatito MN-01



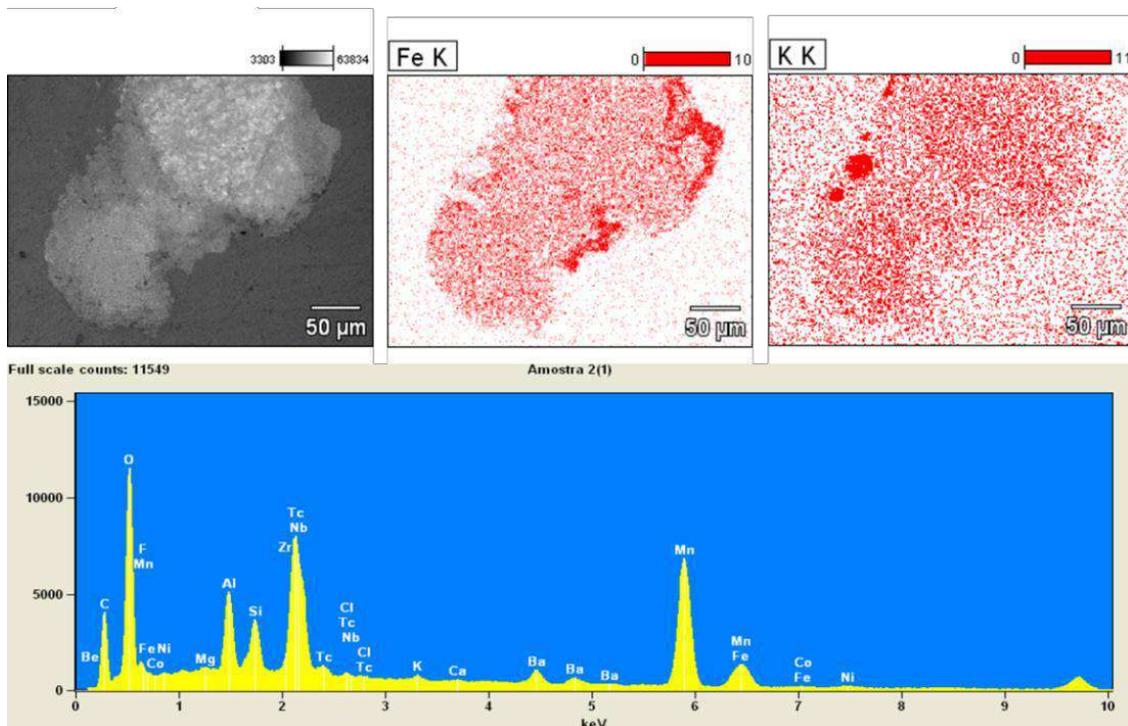
Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS.

Figura 49- Imagem retroespalhada de columbita do pegmatito MN-01 e espectro referente ao mineral



Nota : O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS.

Figura 50- Detalhamento da columbita com o enriquecimento em Fe e K



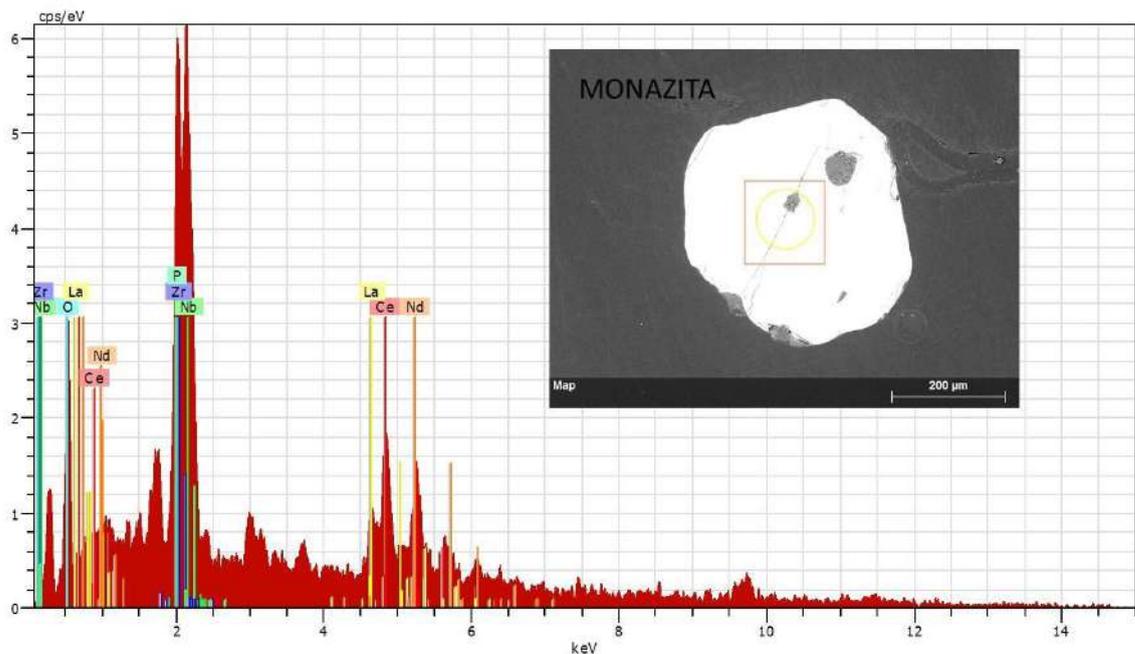
Nota: O enriquecimento em Fe e K na borda é indicado pelas porções com intensidade de pontos vermelhos.

6.3.2. Monazita - (Ce,La,Nd, Th)PO₄

Nas imagens BSD, a monazita ocorre em cristais euédricos, preservando faces retilíneas. É possível encontrar, por vezes, porções escuras inclusas no centro ou nas bordas dos cristais. As análises semiquantitativas por EDS apontam os valores de P, La e Th mais elevados nas monazitas de pegmatitos tardios em comparação com as monazitas de pegmatitos precoces dobrados (figuras 51, 52 e 53). Há ainda a determinação de picos de Ba nas do tardio e de Ce, Nd e Nb nas monazitas dos pegmatitos precoces.

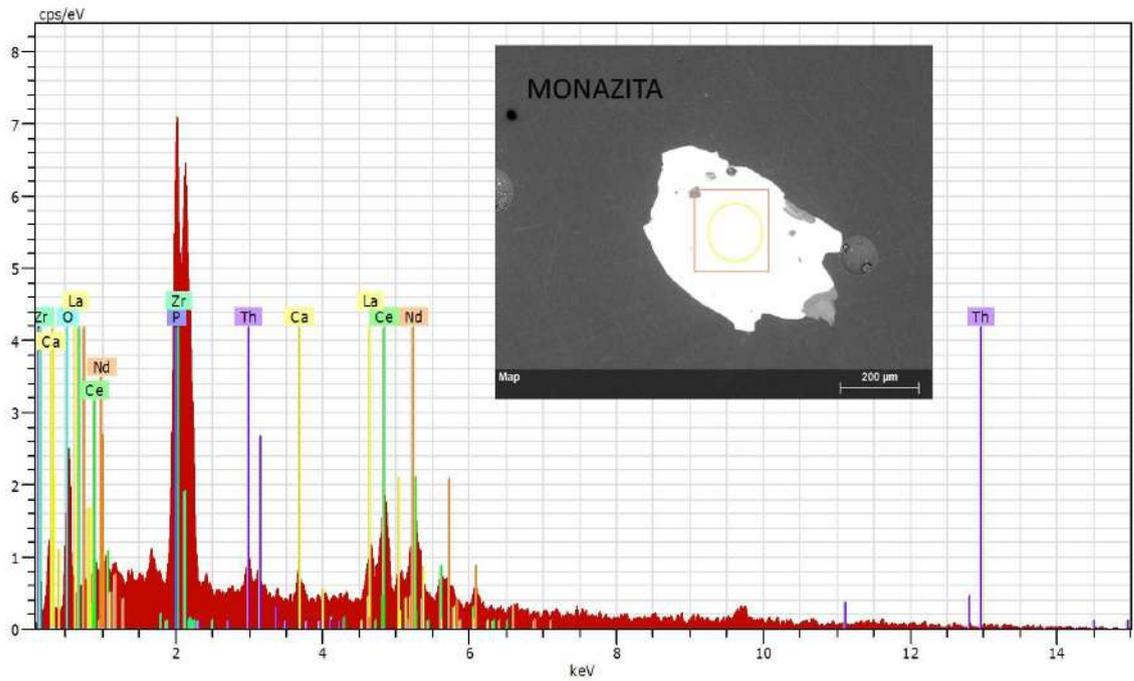
Esses minerais são enriquecidos em ETRp, sendo comuns em ganitos e aplitos (Dana, 19778; Branco, 2008), porém, não discriminam pegmatitos NYF de LCT.

Figura 51- Monazita pertencente ao MN-04



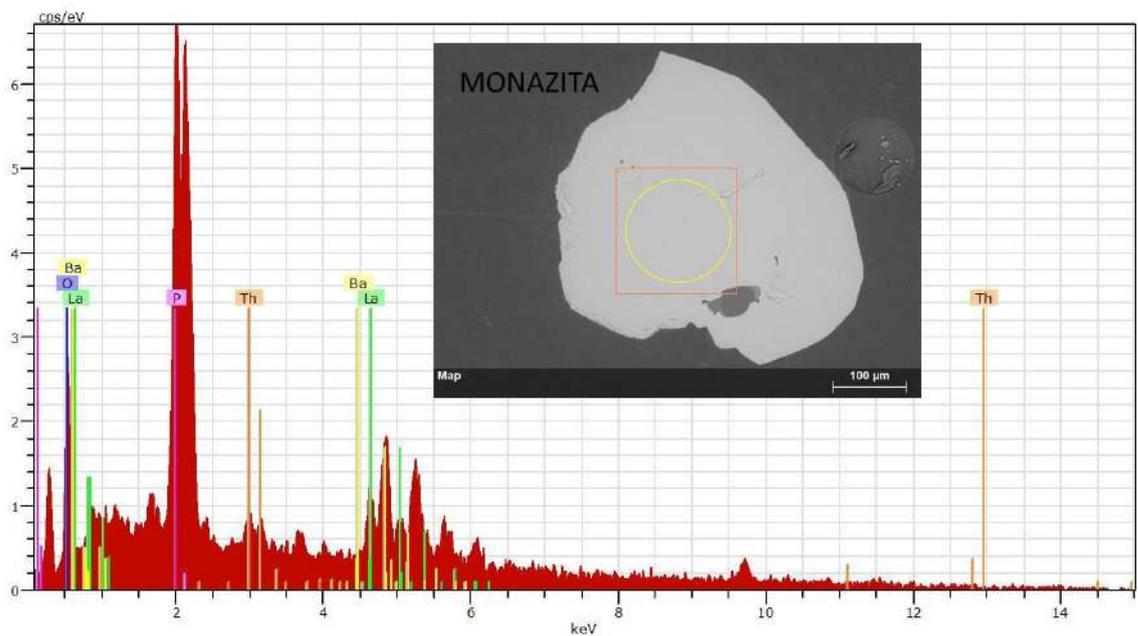
Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS.

Figura 52- Imageamento, espectro e teores da monazita do MN-06



Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS.

Figura 53- Imageamento, espectro e teores da monazita do corpo MN-01, pegmatito tardio tabular



Spectrum: Point

Element	AN	Series	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error [%]
Phosphorus	15	K-series	32.33	41.84	0.4
Lanthanum	57	L-series	24.32	7.02	0.2
Oxygen	8	K-series	17.85	44.73	0.9

Barium	56 L-series	16.82	4.91	0.2
Thorium	90 M-series	8.69	1.50	0.1

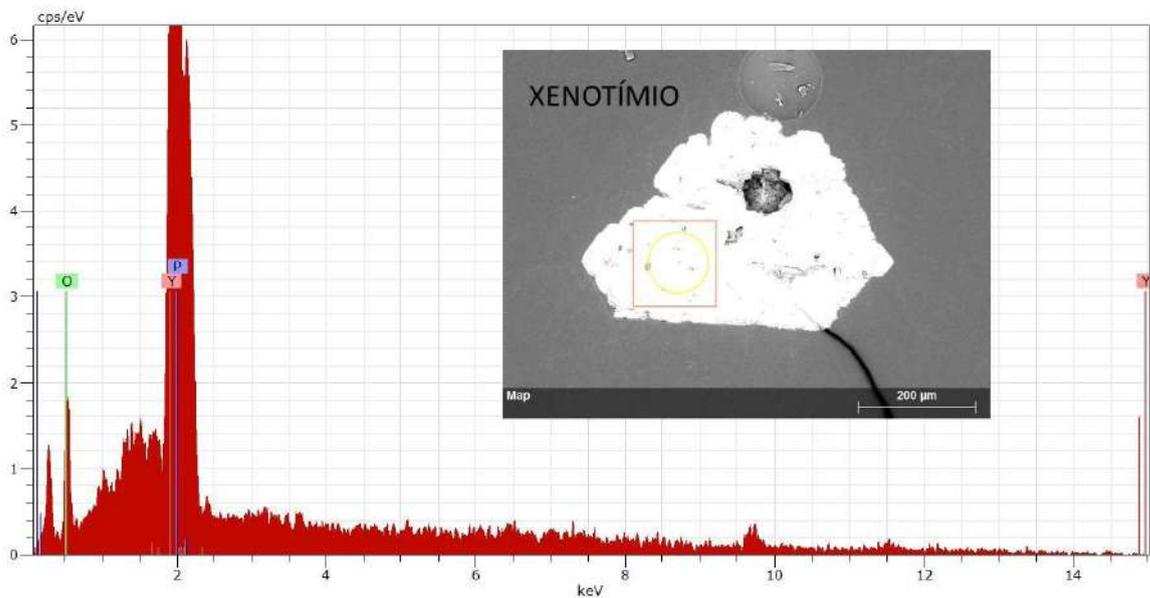
Total:		100.00	100.00	

Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS.

6.3.3. Xenotímio - YPO₄

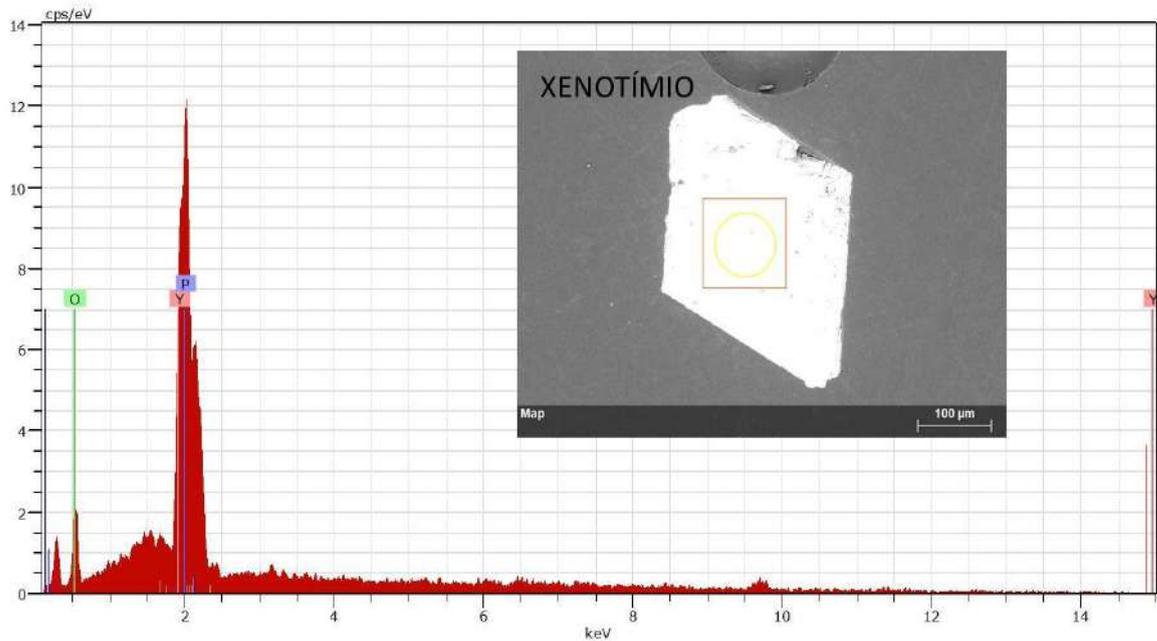
As imagens do BSD mostram grãos com faces bem definidas, porém serrilhadas (figura 54 e 55), demonstrando possivelmente processo tardio de alteração. Faces bem preservadas e homogeneidade marcam os grãos de xenotímio. Possuem formato subédrico e são parcialmente homogêneos (o espectro da figura 56 indica uma inclusão de mineral de U).

Figura 54- Cristal de xenotímio do MN-02 puro e seu espectro, indicando a química essencial



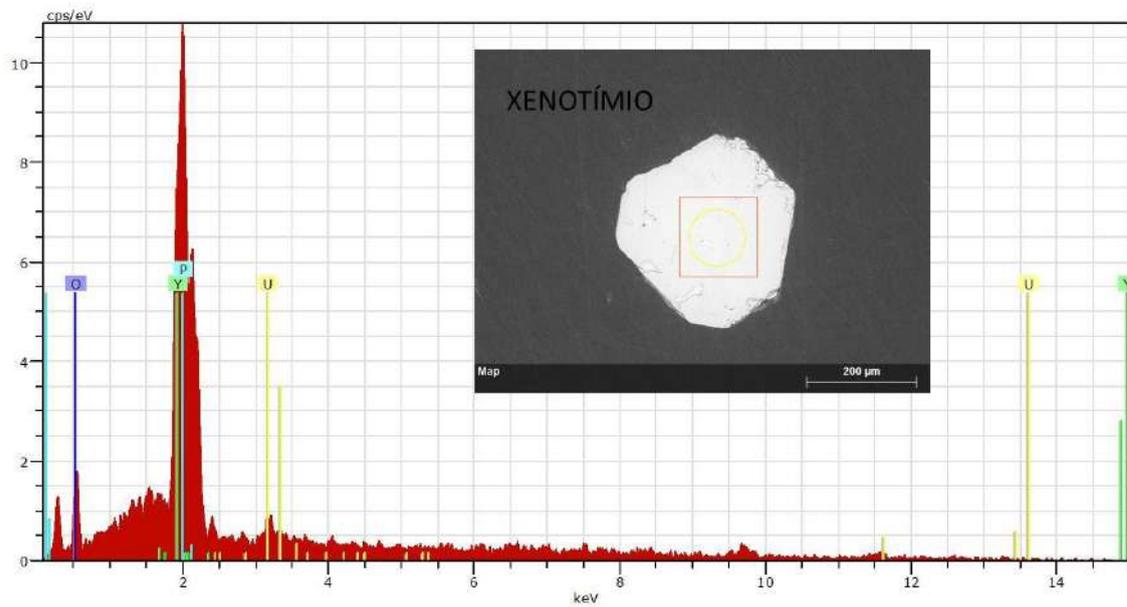
Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS.

Figura 55- Cristal de xenotímio do MN-02 e seu espectro com química essencial



Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

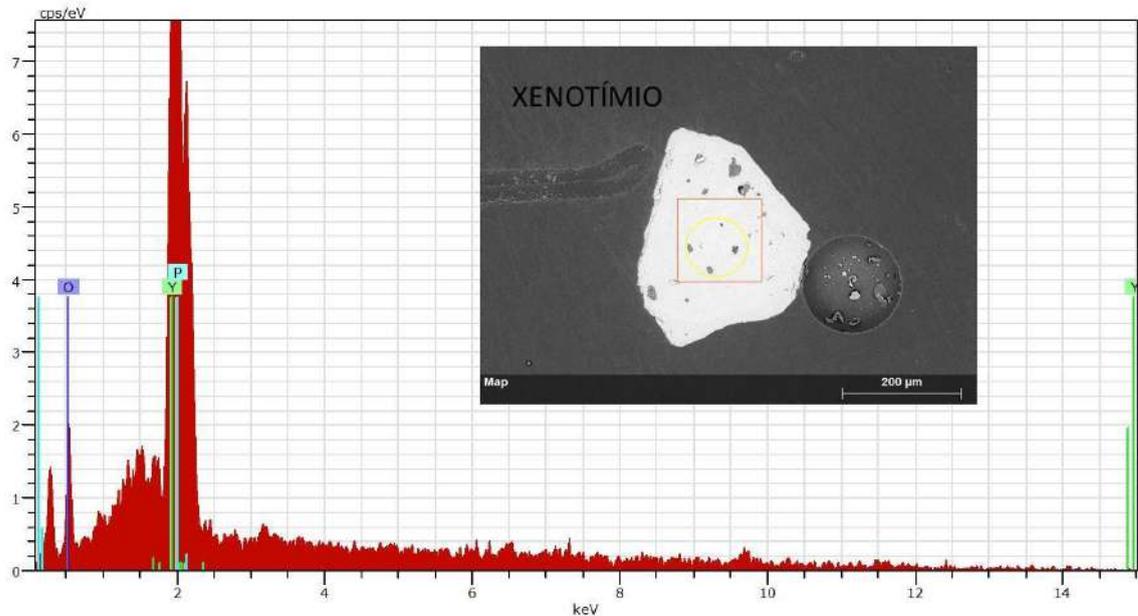
Figura 56- Cristal de xenotímio do MN-01 com faces preservadas e inclusão de mineral de U em seu espectro



Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

As imagens do BSD mostram grãos com faces preservadas. O espectro indica uma química somente essencial, o que leva a supor que as porções escuras seriam depressões no cristal (figura 57).

Figura 57- Xenotímio do MN-01 e seu espectro com picos de química essencial, pegmatito precoce dobrado

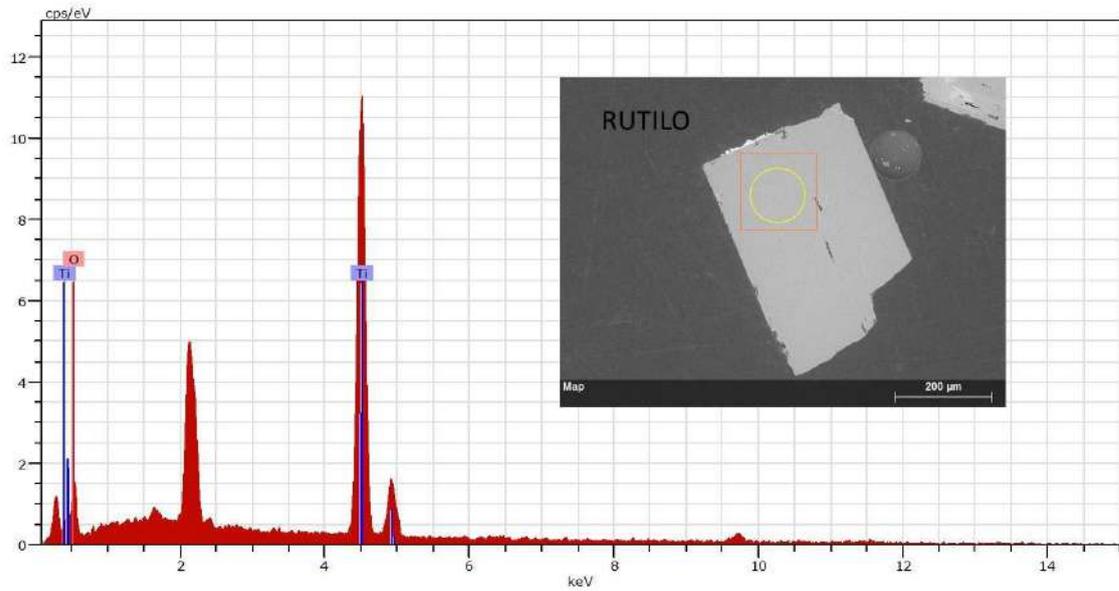


Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

6.3.4. Rutilo - TiO₂

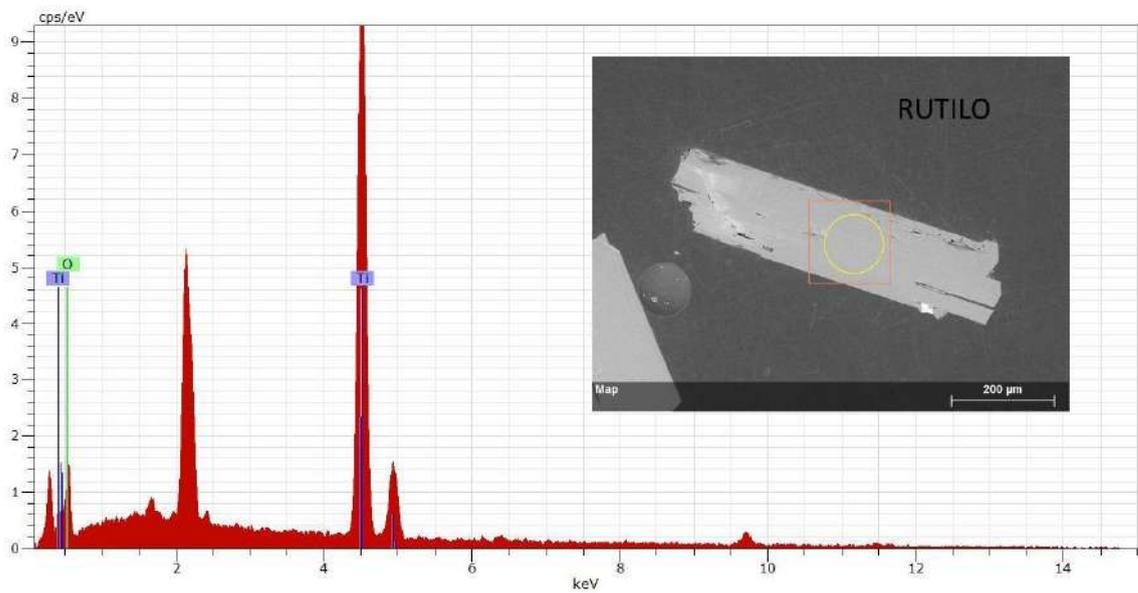
Ocorre em cristais tabulares, em geral, homogêneos. Apresenta microfraturas na borda e no centro do cristal. Tem formato euédrico a subédrico. Ocorre como cristais homogêneos, apresentando no seu espectro somente os picos de elementos essenciais (figuras 58 e 59).

Figura 58- Cristal de rutilo do MN-15



Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

Figura 59- Cristal de rutilo também do MN-15 também apresentando microfraturas retilíneas

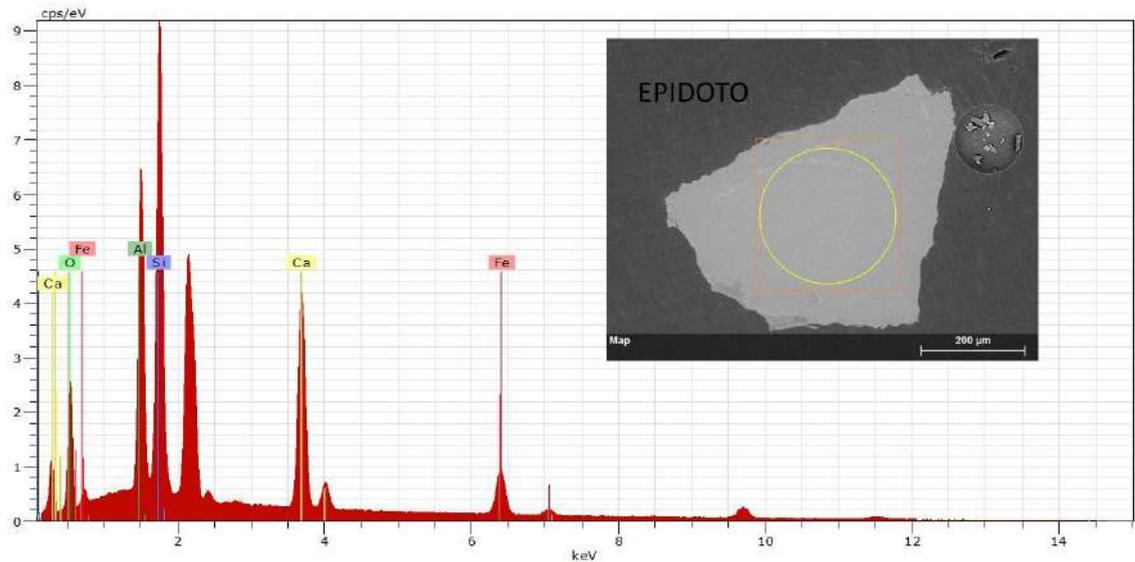


Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

6.3.5. Epidoto - $(Ca,Na,Fe)Al_2OSi_3O_{11}OH$

De acordo com as figuras 60 e 61, os cristais de epidoto encontram-se homogêneos, de cor maciça, bordas rendilhadas e formato anédrico. Os picos revelam os elementos Ca, Fe, Al e Si.

Figura 60- Cristal de epidoto do MN-16 e seu espectro de elemento essencial

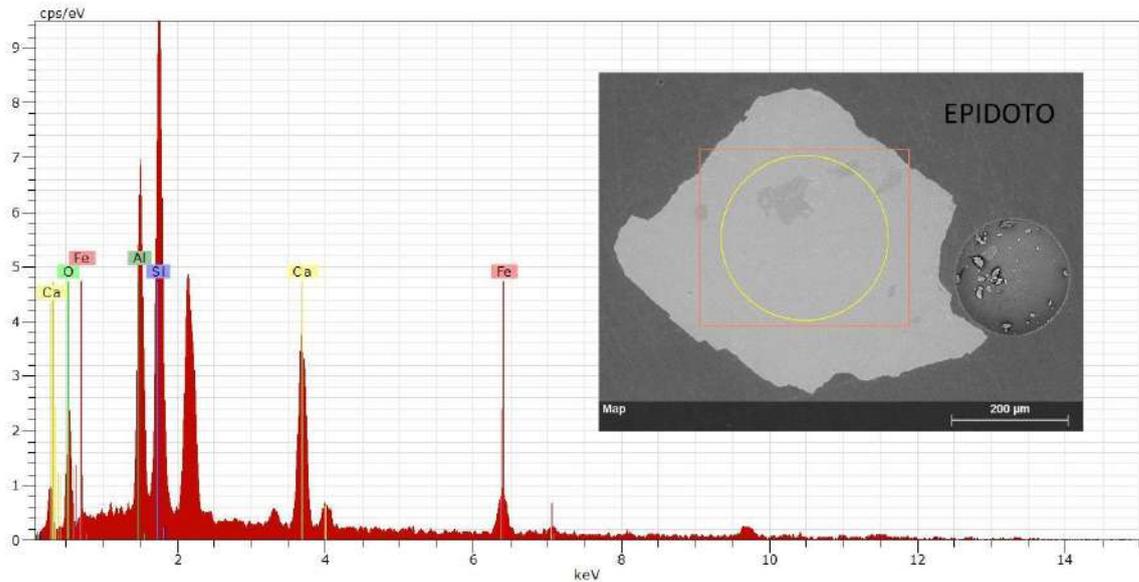


Spectrum: Point

Element	AN	Series	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error [%]
Oxygen	8	K-series	27.01	44.53	1.4
Calcium	20	K-series	23.57	15.51	0.3
Silicon	14	K-series	21.71	20.39	0.4
Iron	26	K-series	14.89	7.03	0.2
Aluminium	13	K-series	12.82	12.53	0.3
Total:			100.00	100.00	

Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

Figura 61- Cristal de epidoto do MN-16 e seu espectro de elemento essencial



Spectrum: Point

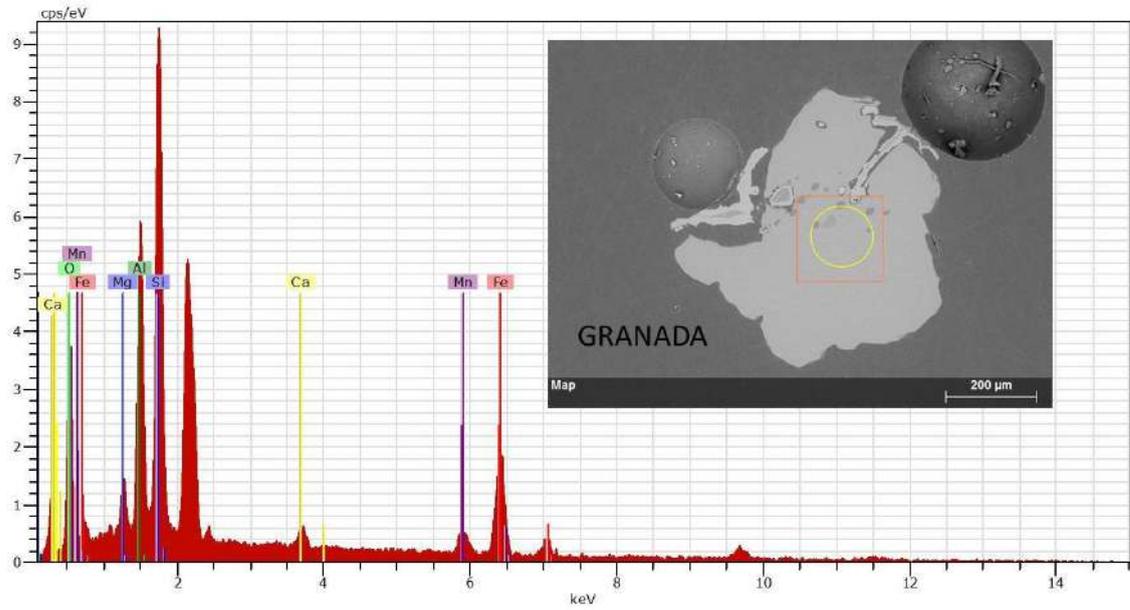
Element	AN	Series	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error [%]
Oxygen	8	K-series	25.79	42.40	1.9
Silicon	14	K-series	24.92	23.34	0.5
Calcium	20	K-series	19.88	13.05	0.3
Iron	26	K-series	14.82	6.98	0.2
Aluminium	13	K-series	14.59	14.22	0.3
Total:			100.00	100.00	

Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

6.3.6. Granada - $(Mg, Fe, Mn, Ca)_3(Al, Fe, Cr)_2(SiO_4)_3$

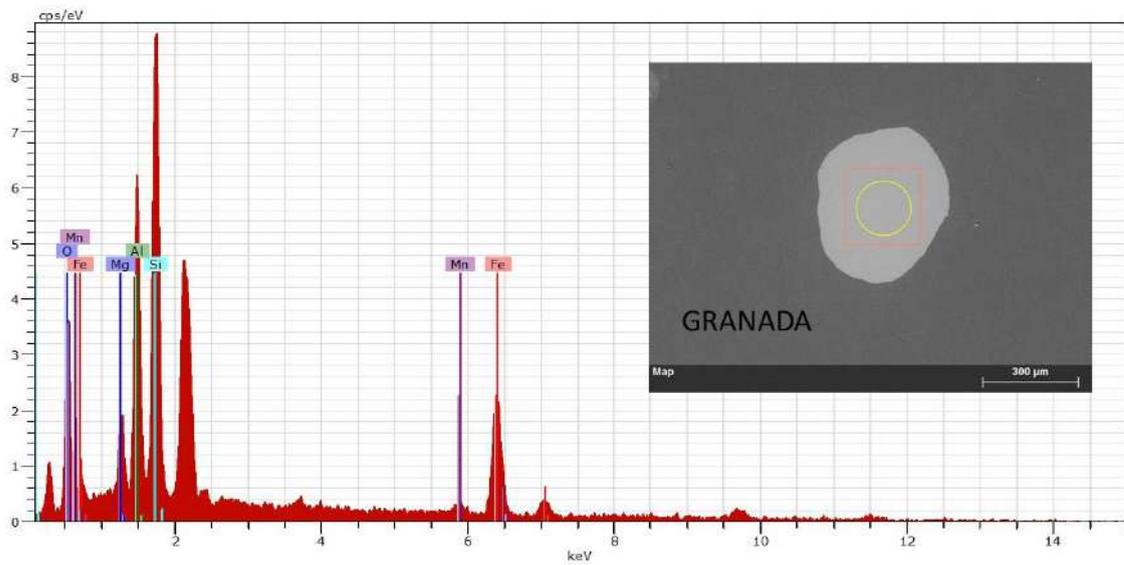
Os dois grãos de granada selecionados para o MEV são morfologicamente distintos. O primeiro, observado na figura 62, da amostra MN-04, tem formato anédrico, diferenciação da borda para o núcleo e possui pequenas porções escuras. O segundo grão, observado na figura 63, tem formato subédrico, é homogêneo, não diferencia borda de núcleo, e possui uma morfologia arredondada, sendo provavelmente parte do grupo das granadas com cobertura limonítica. O pico do Ca está presente na granada na amostra MN-04 e ausente na da amostra MN 03. Essa composição, bem como a morfologia e textura distintas, indicaria fontes diversas.

Figura 62- Granada anédrica, indicando cristalização tardia



Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

Figura 63- Granada subédrica e homogênea do MN-03

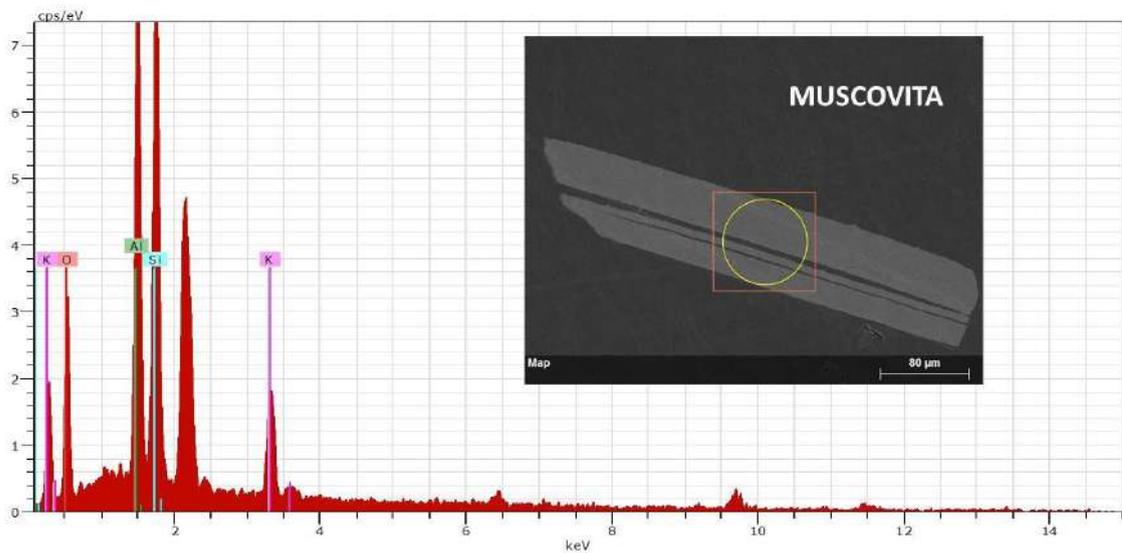


Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

6.3.7. Muscovita - $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$

A muscovita do MN-15 possui formato euédrico, é composicionalmente homogênea, sem diferença da borda para o núcleo, e tem faces muito bem preservadas (figura 64). Seu espectro aponta para uma química absolutamente essencial, sem sobrecrescimentos ou inclusões no cristal.

Figura 64- Muscovita referente ao MN-15, pegmatito tardio



Spectrum: Point

Element		AN	Series	norm. C	Atom. C
	Error [wt.%]		[at.%]	[%]	
Oxygen	8	K-series	37.84	52.65	1.7
Silicon	14	K-series	29.18	23.13	0.4
Aluminium	13	K-series	21.27	17.55	0.3
Potassium	19	K-series	11.72	6.67	0.1

Total: 100.00 100.00

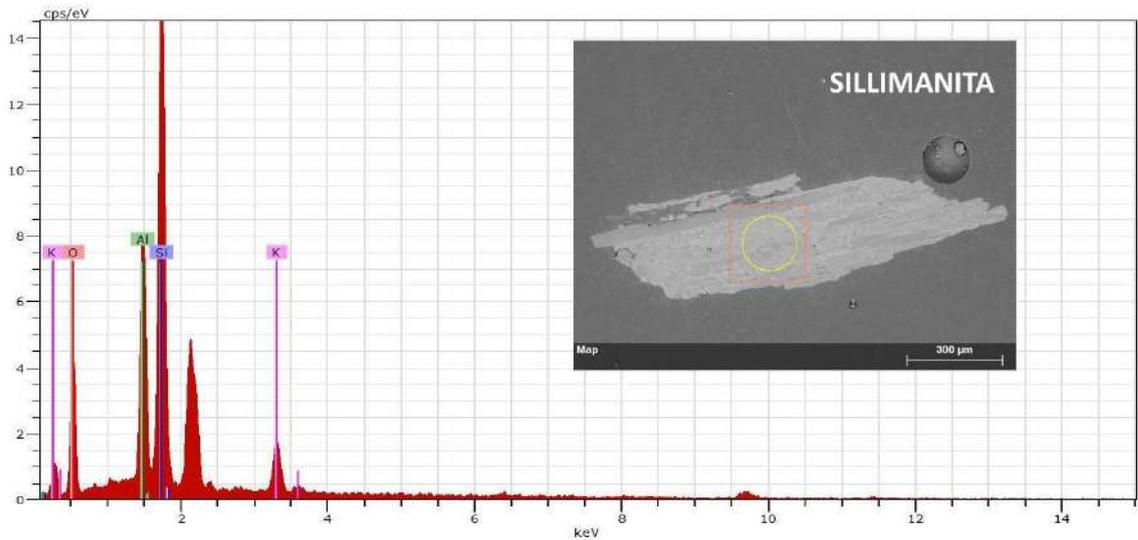
Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

6.3.8. Sillimanita - Al_2SiO_5

Os grãos de sillimanita são provenientes da Unidade Palmital, constituída basicamente por sillimanita biotita gnaiss holo a leucocrático. São em geral grãos anédricos

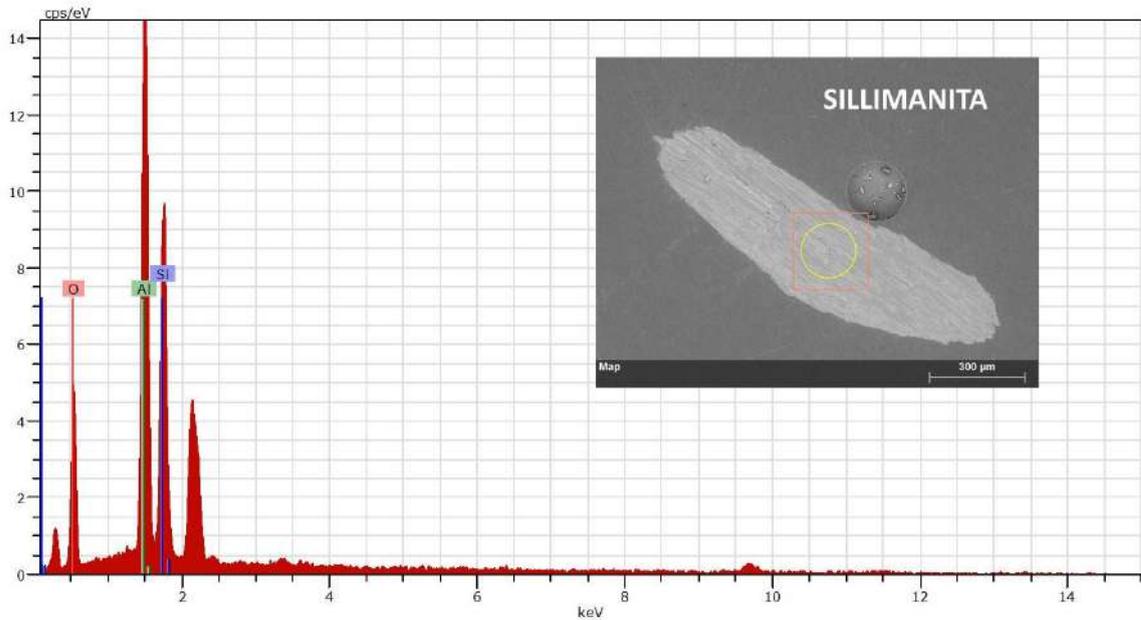
e composicionalmente homogêneos, sem distinção de borda e núcleo (65 e 66). São constituídos essencialmente por Si e Al. Na figura 67, o espectro também mostra Ti na composição desse aluminossilicato.

Figura 65- Cristal de sillimanita do MN-10 com formato euédrico e textura homogênea



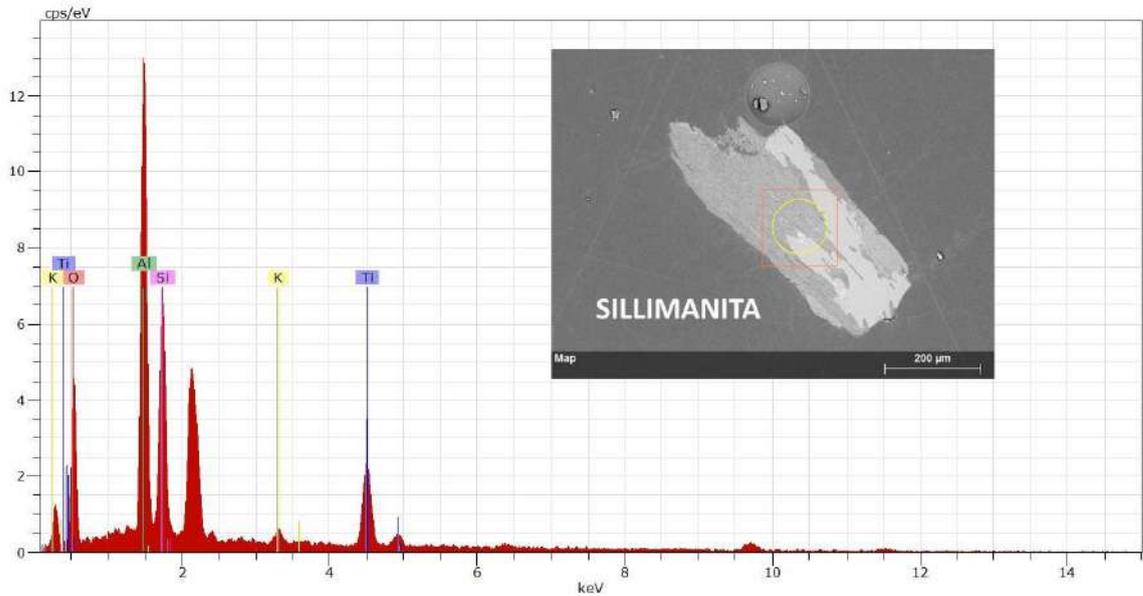
Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

Figura 66- Cristal de sillimanita do MN-02 com formato euédrico e textura homogênea



Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

Figura 67- Cristal de sillimanita do corpo MN-02

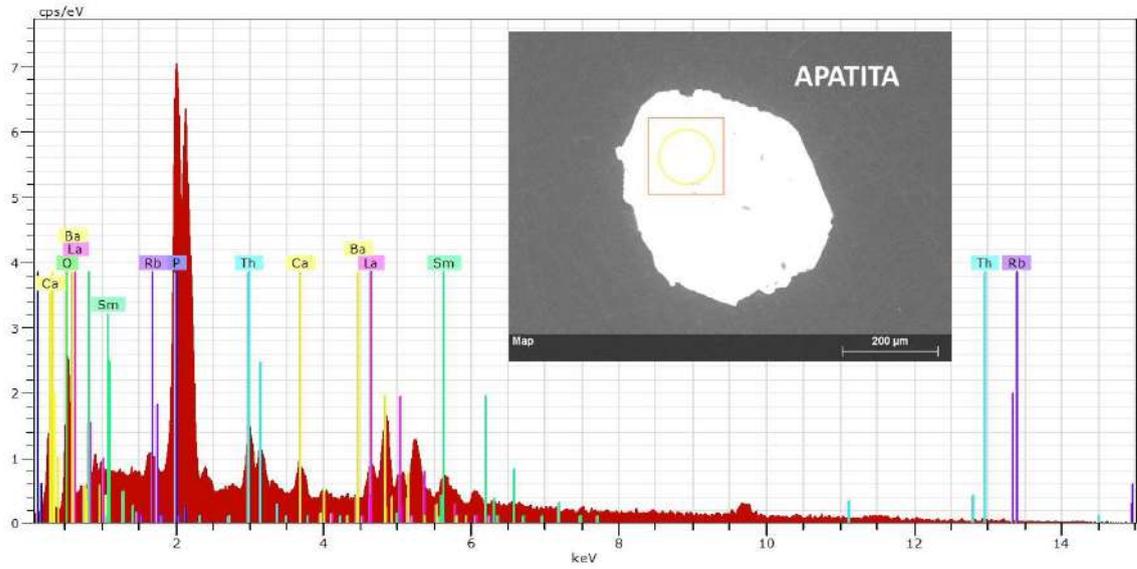


Nota: Cristal subédrico e heterogêneo com algumas porções mais escuras e outras mais claras; o seu espectro indica presença de Ti, além da essencial, pegmatito precoce. O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

6.3.9. Apatita - $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$

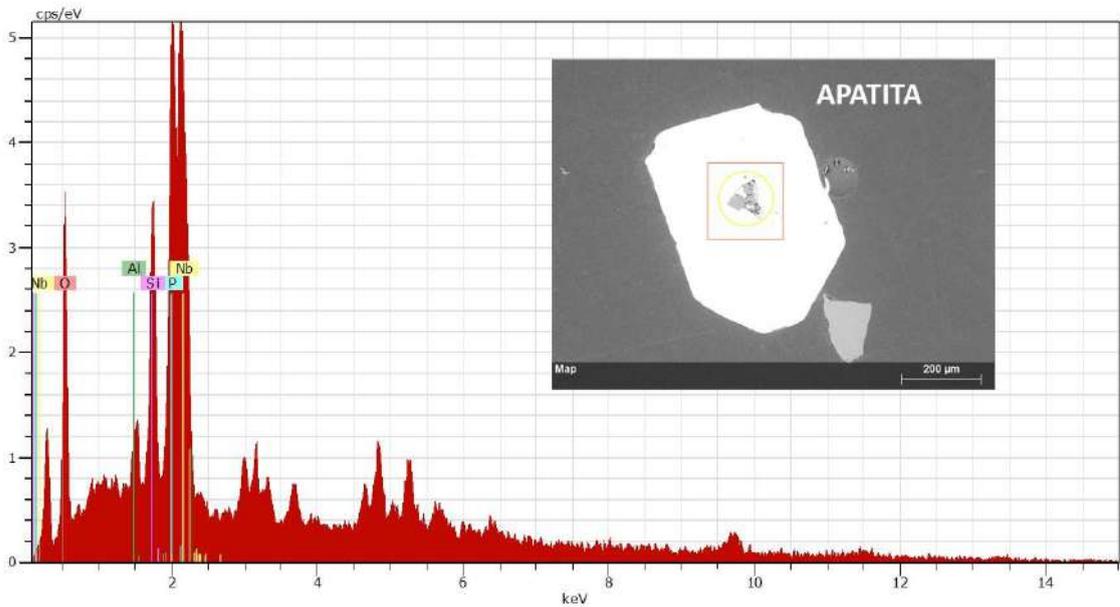
Os grãos de apatita do MN-01 e MN-03, referentes às figuras 68, 69 e 70, são cristais subédricos, homogêneos, possuem faces preservadas, não apresentam diferenças entre núcleo e borda e possuem uma composição similar, com um ou outro elemento distinguindo da essencial.

Figura 68- Imageamento de apatita pertencente do MN-01



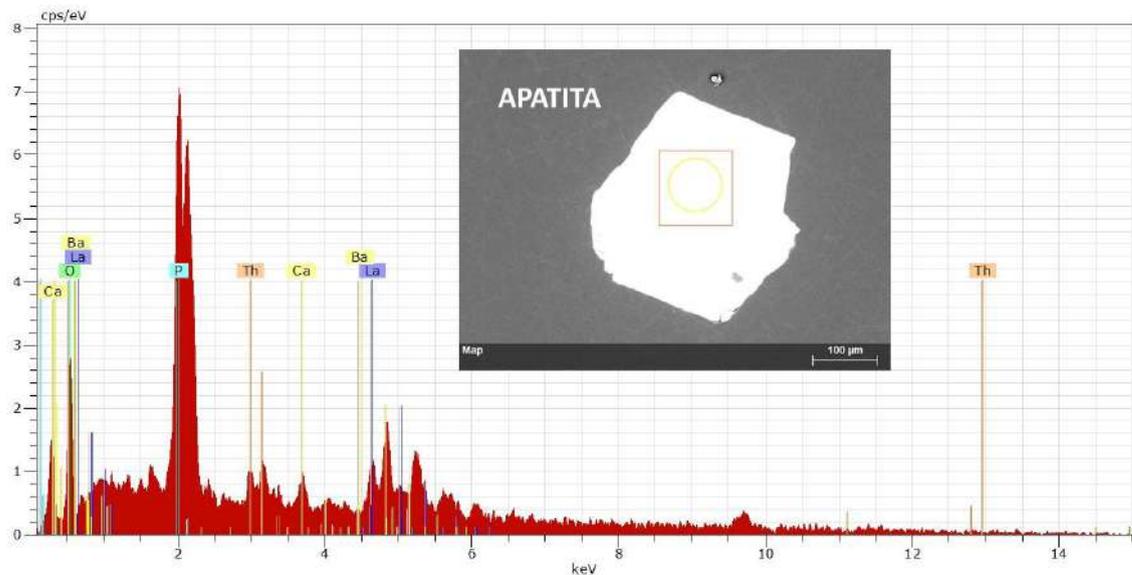
Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

Figura 69- Imageamento de apatita pertencente ao MN-01 com um a dois elementos distintos de sua química essencial



Nota: O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

Figura 70- Imageamento de apatita do corpo MN-03



Nota: apatita do pegmatito MN-03 com uma leve distinção da química em relação aos dois outros da Unidade Palmital. O quadrado vermelho e o círculo amarelo na imagem do mineral no canto superior a direita indicam o local do ponto de análise do MEV/EDS

7. ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA

7.1. Análise de MEV em grãos de zircão

Segundo Leinz (2010), para obter uma correta interpretação das idades U-Pb em zircão, é necessário que haja um estudo, envolvendo a identificação do processo gerador, a morfologia e textura dos cristais. O estudo da morfologia do zircão requer uma análise detalhada em microscópio eletrônico de varredura (MEV), que fornece de forma nítida as características de morfologia e textura, utilizando-se de imagens de catodo-luminescência e back-scattering (elétrons retroespalhados).

A evolução de novos grãos de zircão ocorre basicamente de duas formas: associado a um fluido ou no estado sólido. Após a cristalização do zircão (estado sólido) diversos processos podem modificá-lo, como recristalização, dissolução e re-precipitação e difusão ou perda de Pb (Gruber, 2010 *apud* Alves, 2016).

- Cristalização associada a um fluido (Gruber, 2010 *op cit.*)

Quando a cristalização do zircão é associada a um fluido magmático, a morfologia e textura são simples. Os grãos de zircão apresentam-se euédricos e, dependendo da velocidade de cristalização, adquirem alta razão largura x comprimento, como para rochas vulcânicas, ou baixa razão largura x comprimento, como é o caso de rochas plutônicas. O tamanho e a forma também estão relacionados ao período no qual ocorre a saturação do zircão durante a história de cristalização de rochas. Quando a saturação é tardia, os cristais tem tendência a serem mais anédricos, pois evoluem nos interstícios de outros minerais já cristalizados (Scoates e Chamberlain, 1995 apud Lenz, 2010). A textura mais comum de zircão é a zonação oscilatória, caracterizada por bandas claras e escuras e faixas alongadas.

- Cristalização no estado sólido

As morfologias mais comuns são a oval e arredondada, e estão relacionadas ao fato de muitas vezes os minerais cristalizarem nos interstícios de minerais maiores, ou quando ocorrem processos de reabsorção de fluido intergranular, também relacionada a essa morfologia está a cristalização em alta temperatura, com saturação do zircão em torno de 810- 830°C (Hoskin & Black, 2000; Schaltegger et al. 1999 apud Leinz, 2010). Sua textura pode ser variada, porém as mais comuns são as homogêneas e setoriais, devido ao lento processo de crescimento dos cristais associados a superfícies com enriquecimento em certos elementos.

- Modificação de grãos de zircão pré-existentes

Relacionadas a processos de recristalização, difusão ou perda de Pb e dissolução reprecipitação. A recristalização ocorre com lóbulos cortando a textura original do zircão pré-existente. A perda de Pb ocorre apenas em grãos de zircão com evidências de metamictização ou recristalização. A dissolução ocorre geralmente associada a um fluido metamórfico ou magmático, envolvendo a dissolução de parte do zircão e reprecipitação do material dissolvido (Moller et al, 2003; Hoskin e Black, 2003 apud Leinz, 2010).

Foram selecionadas quatro amostras para análise U-Pb em zircão, tanto da Unidade Palmital, com os pegmatitos MN-01 (pegmatito precoce dobrado) e MN-05 (pegmatito precoce paralelo), como da Unidade Tinguí, com os representantes MN-08 e MN-15 (pegmatitos tardios tabulares). A partir desta etapa, foram geradas imagens de catodo luminescência para a observação detalhada dos cristais. De acordo com Fedo et al. (2003),

apud Alves (2016), existem duas maneiras de analisar o zircão:

- Análise qualitativa - tem por finalidade a utilização de todos os grãos de diversas frações para datação independente de sua abundância na amostra. Este método fornece as idades de todos os tipos de área-fonte, sem priorizar grupos. É o mais indicado para casos onde a obtenção de zircão é difícil, e tem por mérito indicar todas as fontes deste mineral.
- Análise quantitativa: os grãos são separados em famílias e a estas são atribuídas densidades de acordo com a abundância dos grãos. Uma etapa prévia importante, conferida a estas populações, mais usual, é o imageamento *back-scattering* e catodo-luminescência, antes das análises. Este método precisa de um adequamento estatístico mais apurado, visto que a seleção manual pode acarretar em conjuntos de idades com densidade falsa. Para este tipo de análise, considera-se que o mínimo de datações a ser efetuado em uma amostra respeite uma distribuição específica.

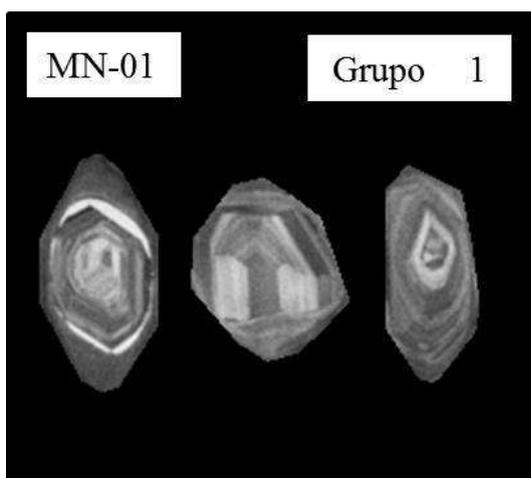
O método adotado para este trabalho foi a análise qualitativa, sem priorizar grupos devido à dificuldade na obtenção de grãos de zircão nas amostras selecionadas. Após o método escolhido, iniciou-se uma divisão de famílias de zircão. Assim como as fraturas, imperfeições e inclusões foram evitadas no momento da análise.

- **MN-01 (pegmatito precoce dobrado encaixado em rochas da Unidade Palmital)**

Segundo suas características texturais e morfológicas, e com o auxílio das imagens de catodo-luminescência, foi possível separar os grãos de zircão em quatro principais grupos:

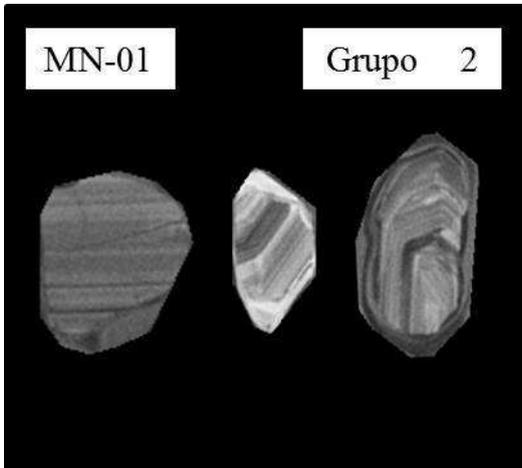
Grupo 1 – Grãos de Zircão com **zoneamento oscilatório** (figura 71), subédricos, pequenos a médios, de hábito prismático, achatados em maioria, pirâmides suaves, raras fraturas e rara fragmentação dos cristais.

Figura 71- Zoneamento oscilatório em grãos de zircão do MN-0



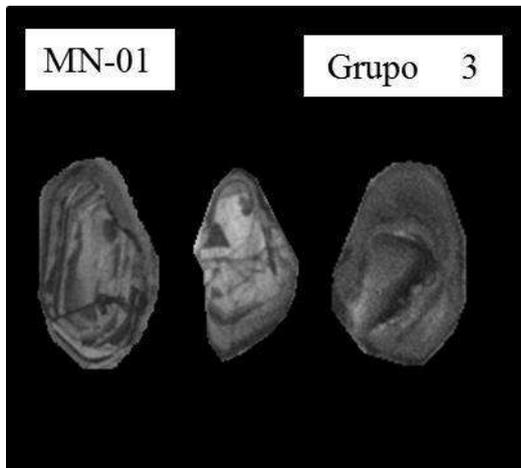
Grupo 2 – Grãos de zircão com **zoneamento parcial ou total difundido** (figura 72). Grãos subédricos a euédricos, médios, de hábito prismático, poucas fraturas e pouco fragmentados.

Figura 72- Zoneamento parcial ou difundido em grãos de zircão do MN-01.



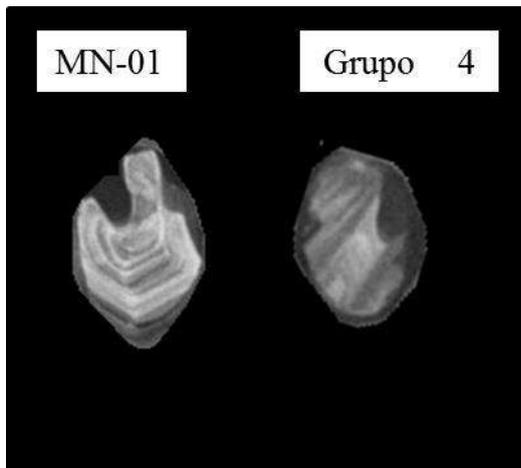
Grupo 3 – Grãos de zircão que possuem **estrutura interna indefinida** (figura 73). Cristais subédricos de tamanhos variados, de hábito prismático (porém, alguns são levemente arredondados) e com discriminação entre núcleo e borda na maioria das vezes.

Figura 73- cristais de zircão com estrutura interna indistinta



Grupo 4 – Grãos de zircão com início de **recristalização** (figura 74), gerando lóbulos de bordas arredondadas que cortam a textura principal do zircão pré-existente. Em geral são subédricos, contém bordas arredondadas com crescimento periférico, variando entre volumosos a delgados.

Figura 74- grãos de zircão com recristalização. Amostra MN-01.

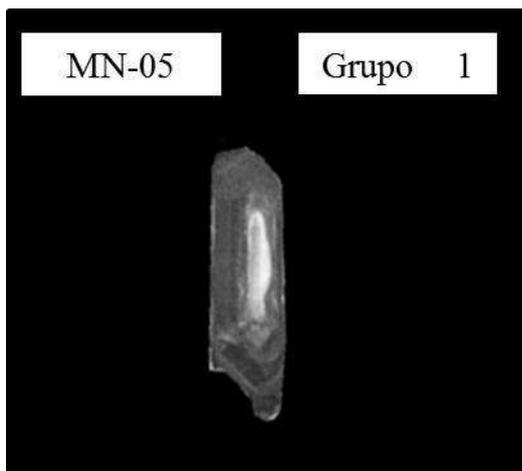


- **MN-05 (pegmatito precoce tabular encaixado em rochas da Unidade Palmital)**

No MN-05 foram discriminados cinco grupos de zircão, de acordo com a morfologia e textura.

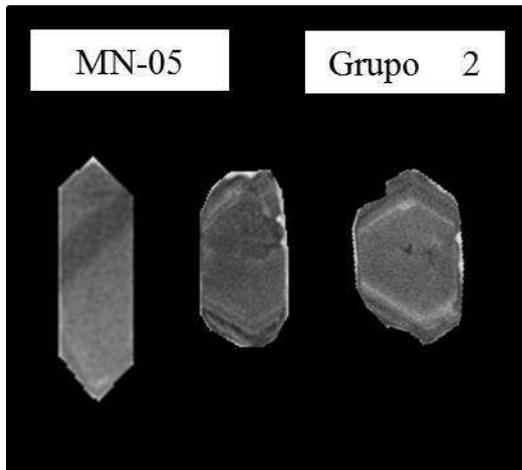
Grupo 1 – Grão de zircão com **zoneamento oscilatório** (figura 75). Subédrico, alongado e de hábito prismático.

Figura 75- zoneamento oscilatório em grão de zircão MN-05.



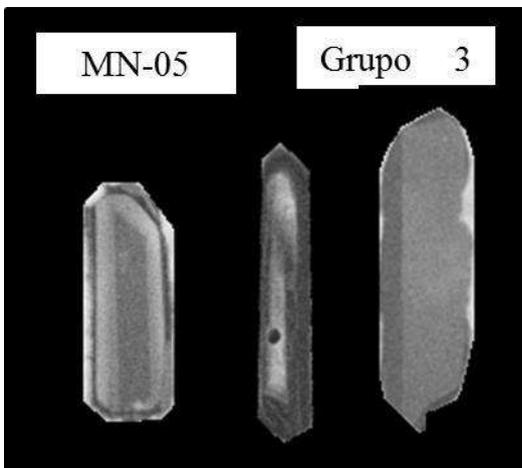
Grupo 2 – Grãos de zircão com **zoneamento parcial ou total difundido** (figura 76) que se apresentam em prismas médios a longos, subédricos e pouco fragmentados.

Figura 76- zoneamento parcial em grãos de zircão no MN-05.



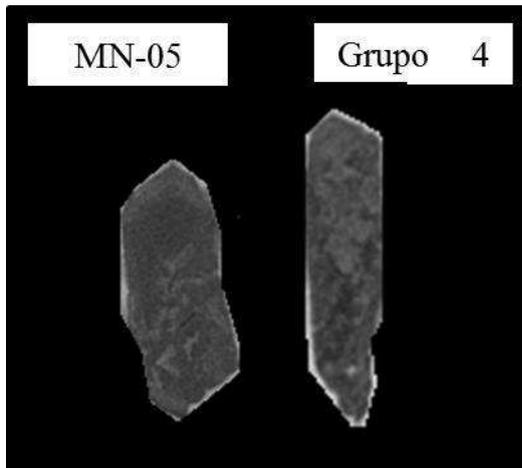
Grupo 3 – Grãos de zircão compostos de **faixas alongadas** (figura 77) . São subédricos a euédricos, possuem prismas médios a longos, apresentam raramente finíssimo crescimento periférico.

Figura 77- faixas alongadas em grãos de zircão no MN-05.



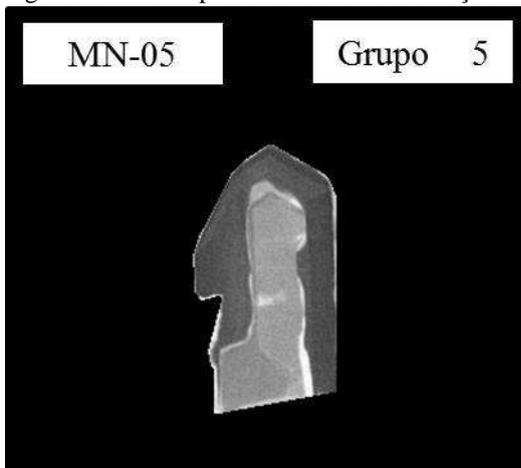
Grupo 4 – Grãos de zircão subédricos com **estrutura interna indistinta** (figura 78). Ocorrem suave crescimento periférico e bordas levemente arredondadas. Cristais são subédricos, prismáticos de tamanho médio em relação à população de grãos de zircão.

Figura 78- Estrutura interna indistinta em grãos de zircão do MN-05.



Grupo 5 – Grãos de zircão que apresentam indícios de **recristalização** (figura 79) com ocorrência de lóbulos cortando a textura principal do mineral.

Figura 79- zircão apresentando recristalização nas bordas do cristal

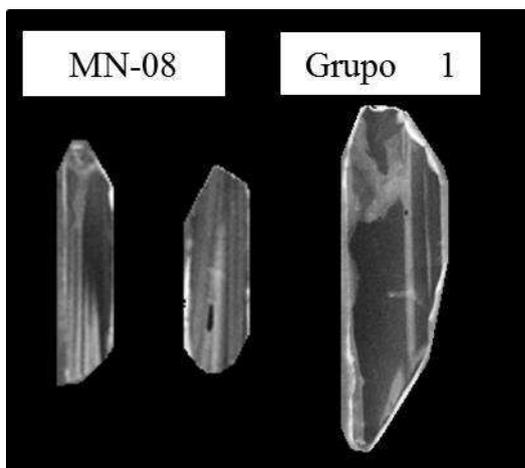


- **MN-08 (pegmatito tardio tabular encaixado em rochas da Unidade Tingui)**

Em MN-08, foram discriminados quatro grupos morfológico/texturais de zircão. A maioria dos grãos de zircão possui textura bandada longilínea, e também com zoneamento parcial difundido.

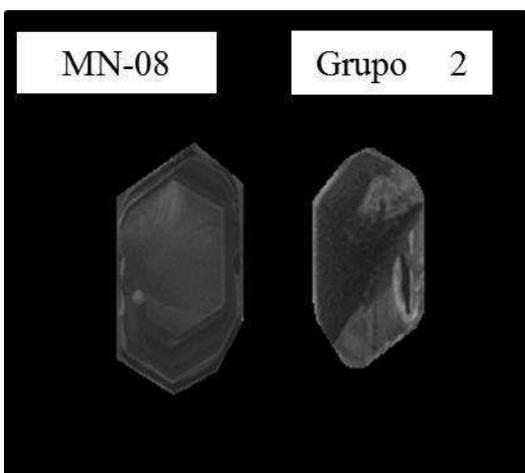
Grupo 1 – Grãos de zircão que apresentam **faixas alongadas** (figura 80), subédricos, ocorrendo em prismas médios a longos. Algumas vezes apresentam crescimento delgado periférico e muitas vezes os cristais encontram-se fragmentados.

Figura 80- grãos de zircão com faixas alongadas



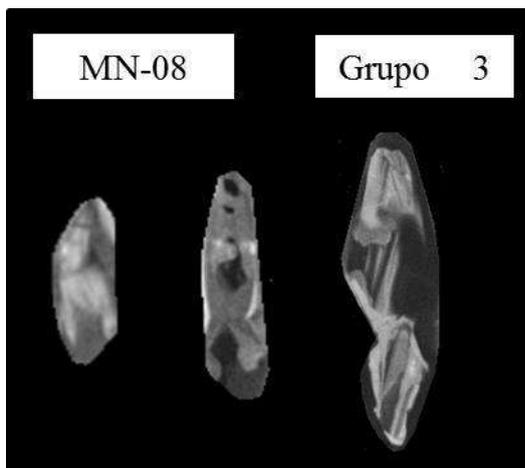
Grupo 2 – Grãos de zircão com **zoneamento parcial ou total difundido** (figura 81), grãos subédricos a euédricos e prismáticos.

Figura 81- Grãos de zircão apresentando zoneamento parcial ou total difundido.



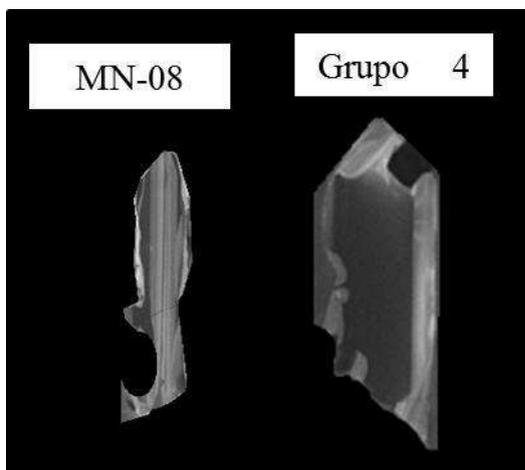
Grupo 3 – Grãos de zircão subédricos, prismáticos com **estrutura interna indistinta** (figura 82). Ocorrem suave crescimento periférico e bordas levemente arredondadas.

Figura 82- estrutura interna indefinida em grãos de zircão



Grupo 4 – Grãos de zircão que apresentam indícios de **recristalização** (figura 83) com ocorrência de lóbulos cortando a textura principal do mineral.

Figura 83- lóbulos de recristalização em pegmatitos do MN-08

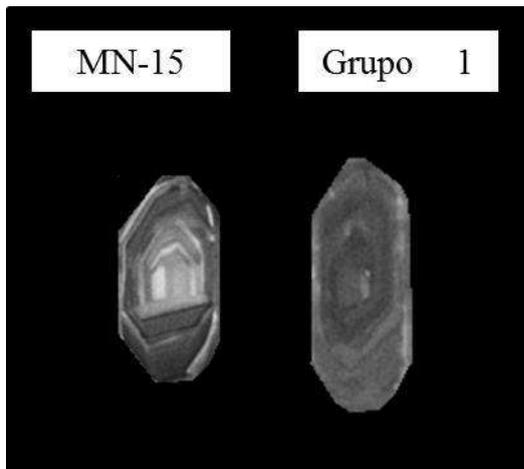


- **MN-15 (pegmatito tabular precoce encaixado em rochas da Unidade Tingui)**

Os cristais foram separados em quatro grupos, de acordo primordialmente com a textura.

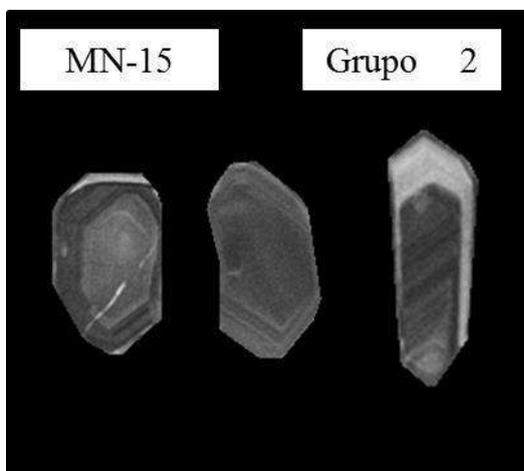
Grupo 1 – Grãos de zircão com **zoneamento oscilatório** (figura 84). Grãos subédricos a euédricos, prismáticos, pouco fragmentados e fraturados.

Figura 84- zoneamento oscilatório em grãos de zircão do MN-15



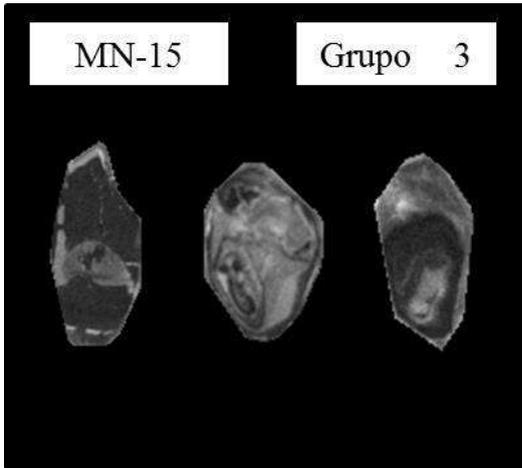
Grupo 2 – Grãos de zircão com **zoneamento parcial ou total difundido** (figura 85), grãos subédricos a euédricos, de hábito prismático, alguns apresentam borda levemente arredondada e pouco fragmentados ou fraturados.

Figura 85- cristais de zircão com zoneamento parcial ou total difundido



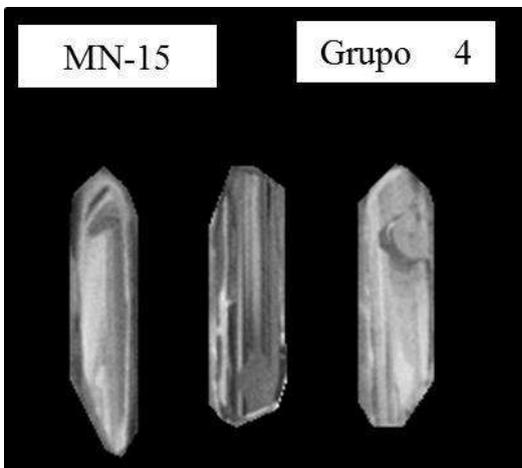
Grupo 3 – Grãos de zircão subédricos com **estrutura interna indistinta** (figura 86). Ocorrem suave sobrecrecimento periférico e bordas levemente arredondadas.

Figura 86- Grãos de zircão com núcleo indefinido



Grupo 4 – Grãos de zircão subédricos a euédricos, prismas médios a longos, textura bandada em **faixas alongadas** (figura 87). Alguns possuem bordas arredondadas, com delgado crescimento periférico e são fragmentados.

Figura 87- Grãos de zircão com faixas alongadas em MN-15



7.2. Dados geocronológicos e resultados das análises

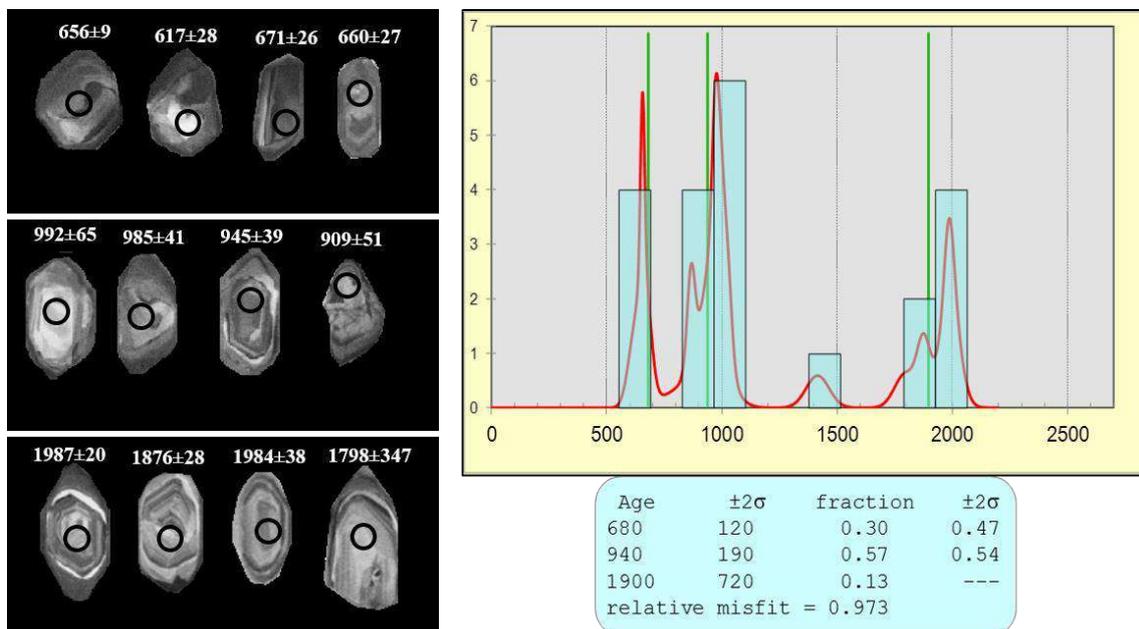
Subsequente à coleta de dados pelo método U-Pb em zircão, foi realizado o tratamento de dados, que foram inseridos em um *template* preparado para a redução dos dados, reparando os erros e deixando mais adequados para a elaboração dos diagramas e histogramas no *software* ISOPLOT. Para certificar de maneira estatística os principais picos

de idade, foi utilizada a ferramenta “Unimx Age”.

- **MN-01 (pegmatito precoce dobrado encaixado em rochas da Unidade Palmital/Terreno Cabo Frio)**

Dos 123 grãos coletados e analisados na amostra, somente 21 corresponderam aos requisitos estabelecidos para a utilização dos dados. No geral, os grãos que atenderam aos requisitos são subédricos a euédricos, prismáticos e subarredondados. Possuem feições ígneas e também uma característica de perturbação e possuem três texturas: zoneamento parcial ou total difundido; zoneamento oscilatório e estrutura interna não definida. Os principais picos de idades ocorridos nesta amostra estão representados no histograma de frequência realizado com as idades adquiridas na análise dos grãos (Figura 88), definindo três gerações de grãos de zircão.

Figura 88- Histograma de frequência realizado com as idades adquiridas na análise dos grãos



Nota: O círculo preto em cada zircão mostra o local da análise U-Pb.

O histograma acima aponta para três picos representativos: **680±120 Ma** (30%), **940 ±190 Ma** (57%) e **1900 ±720 Ma** (13%), podendo-se considerar que os grãos de zircão recuperados são de origem metamórfica, indicando três gerações de grãos de zircão.

A idade **680±120 Ma** foi fornecida através de grãos de zircão com zoneamento

parcial ou total difundido (grupo 2) e zoneamento oscilatório (grupo 1) típicos de processos ígneos a metamórficos. São grãos subédricos, arredondados com pirâmides suaves. Essa idade poderia estar relacionada ao início do ciclo termo-tectônico brasileiro, que segundo Fonseca (1993) e Schmitt (2001), na região provocou retrabalhamento parcial das rochas, fundindo parcialmente as rochas e gerando pegmatitos anatóticos e leucossomas. No entanto, o Terreno Cabo Frio colidiu com o Oriental no estágio colisional III (Heilbron et al., 2004) ou Orogenia Búzios, entre 535 e 510Ma, ou seja após o intervalo de idade obtida. Essa hipótese leva então a inferir a origem de zircão herdado para esse pegmatito precoce da Unidade Cabo Frio.

A idade de **940±190 Ma** foi obtida através de grãos de zircão com zoneamento parcial ou total difundido (grupo 2), indicando metamorfismo. Schmitt (2001) citou idades modelo T_{DM} de 1,1 Ga, referente a cristalização das rochas vulcânicas básicas, intercaladas com metassedimentos na bacia Búzios-Palmital. Nessa hipótese, afirma-se que o grão de zircão é herdado.

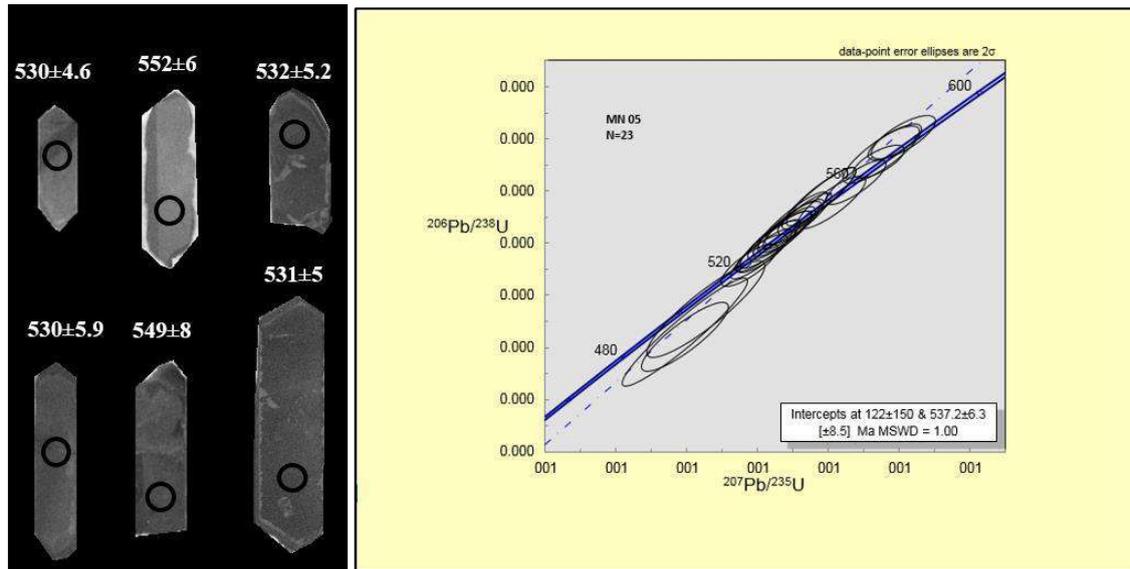
A idade de **1900±720Ma** refere-se a grãos de zircão herdados, com zoneamento parcial ou total difundido (grupo 2). Está relacionada à idade de metamorfismo em fácies anfibolito alto gerando ortognaisses por deformação de corpos ígneos pré-existentes na Unidade Região dos Lagos, definida por A.C.Fonseca (1993) apud Schmitt (2001) entre 2078-1874Ma.

- **MN-05 (pegmatito precoce tabular encaixado em rochas da Unidade Palmital/Terreno Cabo Frio)**

De 27 grãos de zircão analisados nessa amostra, somente 23 correspondiam aos requisitos para análise final. A grande maioria dos grãos de zircão dessa amostra MN-05 possuem zoneamento oscilatório (grupo 1), estrutura interna indistinta (grupo 4), zoneamento parcial ou total difundido (grupo 2), faixas alongadas e recristalizados (grupo 3), típicos de processos ígneos e metamórficos. São subédricos a euédricos, alongados, estreitos, com pirâmides suaves a íngremes, e poucos cristais largos com pirâmides planares, por isso a predominância da morfologia nos exemplos ao lado do diagrama concórdia.

O diagrama concórdia indica idade concordante de ca. **537 Ma** (figura 89).

Figura 89- Diagrama concórdia com idade concordante de 537 Ma



Nota: O círculo preto em cada zircão mostra o local da análise U-Pb.

A idade de 537.2 ± 6.3 Ma deve estar relacionada a Orogenia Búzios que segundo Schmitt (2001), foi um evento tectono-termal cambro ordoviciano que atingiu o Terreno Cabo Frio.

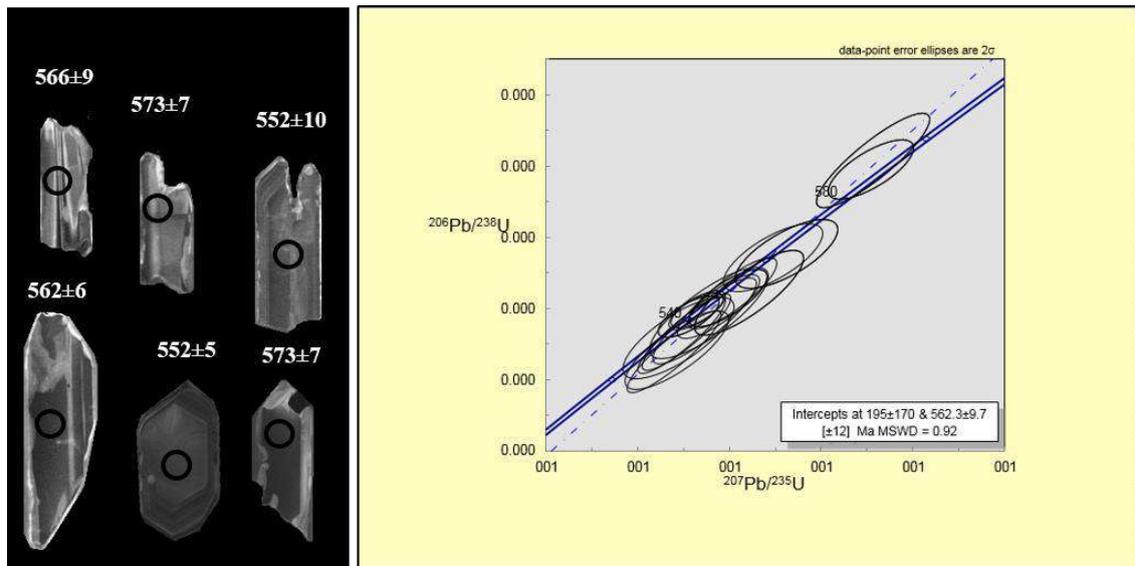
As rochas da região sofreram anatexia gerando veios, bolsões leucossomáticos de até 4m de diâmetro e pegmatitos sin-colisionais. Nessa hipótese, a idade obtida é a de geração de pegmatito anatótico.

- **MN-08 (pegmatito tardio tabular encaixado em rochas da Unidade Tingui/Terreno Oriental)**

De 27 grãos de zircão coletados na amostra, 24 corresponderam aos requisitos para o tratamento dos dados. Foram escolhidos por representarem provavelmente a idade de cristalização dessas rochas. No geral, são grãos subédricos a euédricos, fragmentados, prismáticos, médios a longos, com pirâmides íngremes na maior parte. Apresentam zoneamento em faixas longas, zoneamento parcial ou total difundido (grupos 2) e recristalização (grupo 4), típico de processos ígneos a metamórficos (bordas recristalizadas).

O diagrama concórdia fornece idade concordante em *ca.* 562.3 ± 9.7 Ma (figura 90).

Figura 90- Diagrama concórdia com idade concordante de 562 Ma



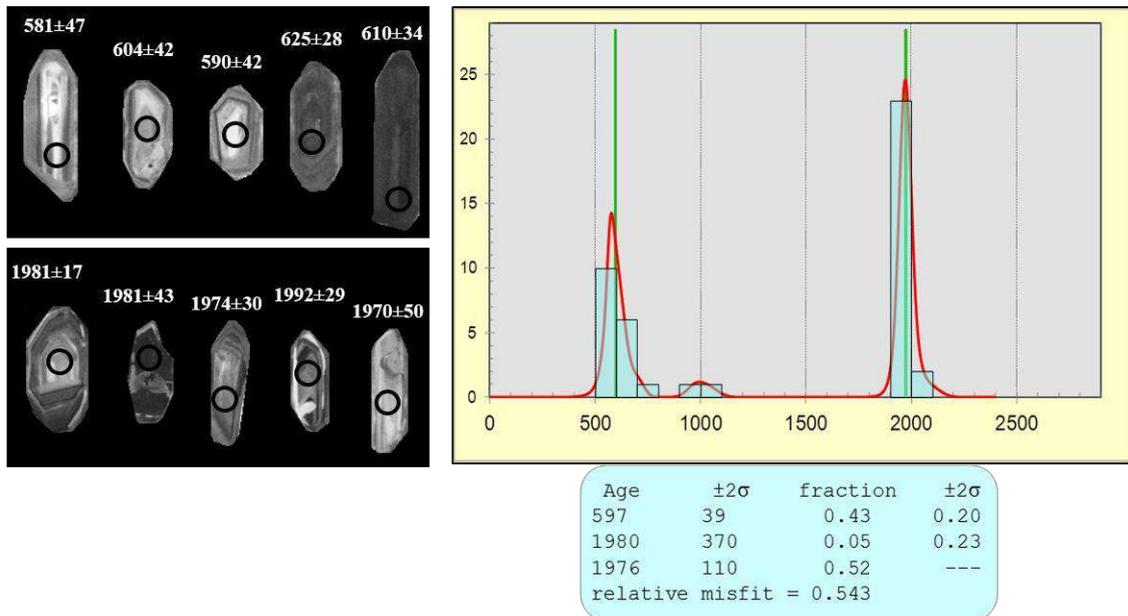
Nota: O círculo preto em cada zircão mostra o local da análise U-Pb.

A idade 562.3 ± 9.7 Ma é referente ao Estágio colisional II (590-560Ma) que segundo Heilbron et al. (2004) colocou os terrenos Paraíba do Sul e Oriental sobre o Terreno Ocidental e sobre os terrenos recém-amalgamados da porção sul do Orógeno Brasília (vergência para leste). O espessamento da crosta resultante dessa colisão originou diversas suítes granitóides, leucogranitos, granada charnockitos, suíte cálcio-alcalina e biotita granitos (*ca.* 560 Ma, como Serra dos Órgãos – Tupinambá, 1999). Pode-se supor que o pegmatito MN-08 é intrusivo.

- **MN-15 (pegmatito tardio tabular encaixado em rochas da Unidade Tingui/Terreno Oriental)**

De 82 grãos, somente 44 foram considerados aptos para serem utilizados na elaboração do histograma. Essa análise foi fornecida por grãos de zircão com duas gerações, a primeira possui grãos subédricos a euédricos, médios a alongados, raramente fragmentados. Em relação a textura apresentam grãos com zoneamento oscilatório (grãos ígneos, grupo 1), parcial ou total difundido (grupo 2), com estrutura interna indistinta (grupo 3), típico de metamorfismo, e raramente apresentam faixas alongadas (grupo 4). A segunda geração de grãos de zircão engloba grãos subédricos a euédricos, com zoneamento parcial ou difundido como maioria das texturas (grupo 2), seguido de zoneamento oscilatório (grupo 1) (figura 91).

Figura 91- Histograma de frequência realizado com as idades adquiridas na análise dos grãos da amostra MN-15



Nota: O círculo preto em cada zircão mostra o local da análise U-Pb.

O histograma aponta três picos representativos: **597±39 Ma** (43%), **1980±370 Ma** (5%) e **1976±110 Ma** (52%), revelando duas gerações de grãos de zircão.

Assim como a amostra MN-08, essa primeira geração de grãos de zircão do MN-15 fornece idades concordantes com o Estágio Colisional II (590-560Ma) de Heilbron et al. (2004). Pode-se sugerir uma gênese intrusiva oriunda da evolução de magma contaminado pelas rochas encaixantes (processo de assimilação).

A segunda geração de grãos de zircão sugerem idades de grãos herdados e pode estar relacionada ao embasamento pré 1,7Ga da Faixa Ribeira e a geração de rochas granitóides que representam tanto retrabalhamento da crosta arqueana como acreção juvenil em ambientes de arco de ilhas (Heilbron et al., 2004).

8. INTERPRETAÇÃO DOS DADOS OBTIDOS E CONCLUSÕES

8.1. Relação temporal entre os corpos pegmatíticos

Os pegmatitos estudados foram classificados, segundo sua relação com as estruturas principais das rochas encaixantes, em *pegmatitos precoces* (paralelos à foliação ou dobrados) e *pegmatitos tardios* (tabulares e veios aplíticos). Encontram-se cortando rochas de dois terrenos geotectônicos distintos, Terreno Cabo Frio e Terreno Oriental, e estão em geral intemperizados.

Os pegmatitos precoces são *homogêneos* (mesma granulometria e sem zoneamento mineral), ocorrem paralelos à foliação ou formando dobras que acompanham a foliação, e atingem até 2 m de espessura. A assembléia mineral comum observada em campo é composta por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, granada, magnetita e pirita. A direção geral varia de 220° a 200° e mergulhos de 30° a 60°.

Os pegmatitos tardios apresentam-se sob a forma de diques tabulares de até 2 m de largura, direção N-S ou E-W com mergulhos verticais, e cortam a foliação principal das rochas, ou de veios aplíticos que não ultrapassam 60 cm de largura. Nota-se que os pegmatitos tabulares podem ser cortados pelos veios aplíticos e por vezes inclusive deslocados. São em geral homogêneos, por vezes *heterogêneos* (com zoneamento interno). São compostos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, muscovita, granada e pirita.

Analisando as relações de campo entre os pegmatitos e as principais feições estruturais das rochas encaixantes, podemos sugerir a seguinte tabela 12:

Tabela 12- Relação das estruturas/ pegmatitos

Fraturas	pegmatito tardio 2: desloca o pegmatito tardio 1
Fraturas/Falhas	pegmatito tardio 1: corta foliação
Dn+1 (gera dobra)	pegmatito precoce dobrado
Dn (gera foliação)	pegmatito precoce tabular // a foliação

Nessa perspectiva, teríamos pelo menos dois pulsos geradores de pegmatitos, um precoce *sin* a *tardi* deformação que gerou a foliação principal das encaixantes e dobras abertas; e outro tardio, que corta os pegmatitos precoces, preenchendo por vezes fraturas.

Quanto à classificação genética de pegmatitos anatéticos ou residuais, apesar de faltarem dados físico-químicos, mas baseado nas relações de campo, idades U/Pb obtidas em zircões e mineralogia, tentaremos sugerir alguma relação com os granitos próximos (Caju e Silva Jardim) ou não.

8.2. Relação entre a mineralogia e química mineral dos corpos pegmatíticos

Em relação aos minerais tipomórficos, encontrados nos concentrados de bateia, pode-se afirmar que a columbita é o mineral de maior relevância econômica. Ocorre nos dois Terrenos em ambas as classes de pegmatitos (precoce e tardio). Apresenta-se em grãos homogêneos ou zonados, com porções centrais mais enriquecidas em Mn e borda com mais Fe, sugerindo enriquecimento posterior do último. Picos de Ba foram detectados na columbita, além de Si e Al.

Os pegmatitos de ambos os grupos são enriquecidos em ETRL devido à presença abundante de grãos de monazita, que nos pegmatitos precoces apresenta Ce, La, Nd, Th e Nb e nos pegmatitos tardios apresenta La, Ba e Th. Os pegmatitos da Unidade Palmital apresentam ainda enriquecimento em ETRp pela presença de xenotímio.

Ainda quanto à diferença entre os pegmatitos precoces e tardios, vale destacar a presença de muscovita somente nos tardios e espodumênio nos precoces.

A granada é abundante nos pegmatitos do Terreno Cabo Frio, enquanto que o epidoto ocorre somente no TO, bem como a muscovita nos pegmatitos tardios do TO. A apatita apresenta leve distinção química entre os de pegmatitos dos dois Terrenos. A sillimanita apresentou espectro de Ti, sugerindo possivelmente intercrescimento com algum mineral de Ti, possivelmente rutilo.

Fonseca (2003) cita que a presença em maiores quantidades de biotita, magnetita e anfibólio nos pegmatitos indica que os corpos podem ter sofrido influência de litologias anfibolíticas proximais, como lentes presentes na encaixante ou até mesmo a própria encaixante como, por exemplo, hornblenda-biotita gnaiss.

A muscovita, em geral em grandes placas centimétricas presente nos pegmatitos tardios da Unidade Palmital, sugere um evento tardio metassomático que se sucedeu durante ou após a descompressão orogênica Búzios.

Os sulfetos, no caso a pirita, que ocorre tanto nos pegmatitos precoces como nos tardios, embora possa se formar em diversas condições, indica também a ocorrência de processos hidrotermais ou metassomáticos, favorecendo a origem anatética.

A sillimanita é considerada um xenocristal, proveniente, muito provavelmente, das rochas metassedimentares encaixantes; logo, não pode interferir na classificação petrogenética dos pegmatitos que a possuem.

A granada, principalmente a subédrica limonitizada, possivelmente foi gerada durante o metamorfismo das encaixantes e carregada para o corpo. Essa suposição foi sugerida devido à capa de alteração ser ferruginosa/limonítica, indicando que a granada é do tipo almandina, ou seja, gerada durante processos metamórficos. Em relação à granada em lascas presente nos pegmatitos tardios, nada pode ser sugerido já que não há química desse mineral. No entanto, essa diferença textural pode implicar na existência de gerações distintas desse mineral.

Dentre os minerais analisados, alguns não são traçadores de fonte para que seja definida sua tipologia como apatita, biotita, muscovita, apatita, pirita, ilmenita, magnetita, zircão, sillimanita, granada, anfibólio e epidoto. Sendo assim, os pegmatitos contendo essa mineralogia acessória simples poderão ser considerados *pegmatitos simples* (MN-03 e MN-16, ambos do TO). Os classificados como *pegmatitos complexos* possuem uma mineralogia acessória mais fracionada (MN-04, MN-05, MN-06, MN-07, MN-08, MN-09, MN-10, MN-11, MN-12, MN-13, MN-14 e MN-15) que, além de conter os minerais acessórios básicos citados acima, são compostos também por monazita, xenotímio, columbita, espodumênio e rutilo. São a grande maioria dos pegmatitos estudados, tanto precoces como tardios do Terreno Oriental ou do Domínio Tectônico de Cabo Frio.

Em relação ao arranjo mineral interno dos pegmatitos, são considerados *homogêneos* (zoneamento mineral ausente) todos os corpos precoces, além de alguns tardios (MN-01, MN-02, MN-03, MN-04, MN-05, MN-06, MN-09, MN-11, MN-12 e MN-14). São considerados pegmatitos *heterogêneos* alguns corpos tardios (MN-07, MN-08, MN-10, MN-13, MN-15 e MN-16) em que os minerais estão dispostos de maneira irregular, em geral com estrutura interna zonada.

No que se refere à profundidade de colocação ou emplacement, os pegmatitos são definidos por classes, no qual sua mineralogia também é modificada devido ao fracionamento magmático que varia de acordo com a profundidade. De acordo com os trabalhos propostos por Cerný & Ercit (2005), Cerný et al. (2013) e London (2008), os corpos estudados estão dispostos em três classes: *abissal (AB)*, *muscovita (MS)* e *muscovita-elemento raro (MS- ETR)*. Há dúvidas ainda em relação a uma possível *classe elemento raro (ETR)*, pela quantidade de minerais de ETR.

A classe abissal é representada por dois corpos pegmatíticos precoces das Unidades Cassorotiba, Terreno Oriental (MN-03) e Palmital, Terreno Cabo Frio (MN-05). Os corpos se incluem na subclasse U, em que há uma concentração insignificante dos minerais de Nb,

Y e ETR, porém, há a presença do Zr. Correspondem possivelmente a um produto de anatexia das rochas encaixantes.

A classe muscovita é representada pelo pegmatito tardio MN-16, que corta rochas da Unidade Tinguí, Terreno Oriental. É estéril para mineralizações de gemas ou metais, porém tem suma importância para a indústria de cerâmica devido à alta qualidade do feldspato e da muscovita. Esses pegmatitos são, em geral, classificados como pegmatitos anatóticos, em que o surgimento se deu por anatexia ou pela baixa taxa de diferenciação de granitos autóctones.

O pegmatito tardio MN-15 faz parte da classe muscovita-elemento raro; é um pegmatito discordante, possui muscovita e está inserido na subclasse elemento terras raras (ETR) devido à presença da monazita em abundância.

No entanto, ainda há dúvidas para a classificação da grande maioria dos corpos pegmatíticos estudados (MN-01, MN-02, MN-04, MN-06, MN-07, MN-08, MN-09, MN-10, MN-11, MN-12, MN-13 e MN-14). Esses corpos poderiam estar inseridos na classe elemento raro (ETR) que, de acordo com Cerný & Ercit (2005), engloba pegmatitos gerados pela diferenciação de plútons graníticos, com profundidade intermediária a rasa e com tendência de concentrar em proporções econômicas elementos litófilos. Esses pegmatitos contêm os minerais definidores dessa categoria como monazita (em abundância), xenotímio(abundante) e espodumênio (raro) porém não são até o momento em abundância econômica, o que necessitaria uma verificação.

Em referência às famílias petrogenéticas, segundo Cerný & Ercit (2005) e Cerný et al. (2013), os pegmatitos são classificados de acordo com elementos produzidos por fracionamento e são divididos em: NYF (elementos de nióbio, ítrio e flúor), LCT (elementos de lítio, céσιο e tântalo), além de uma família híbrida, composta pela junção das famílias NYF+LCT. Os pegmatitos NYF tem uma paragénese mais simples. Os corpos são encontrados bem próximos ao contato ou no interior dos corpos graníticos geradores. Englobam minerais com assinaturas químicas de Nb>Ta, Y, REE, Sc, Ti, Zr, Be, Th, U, e F. Os pegmatitos LCT correspondem aos corpos mais diversificados, localizam-se em torno dos granitos fonte. Sua composição é enriquecida em Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Nb<Ta, B, P e F.

A monazita mesmo sendo enriquecida em ETR não é considerada um mineral discriminante de famílias petrogenéticas, o mesmo ocorre com o xenotímio, porém indica que o corpo é resultado de um processo residual, uma vez que esses elementos tendem a se concentrar apenas nos termos mais fracionados do magma. (Cerný op. cit, Branco, 2008).

A columbita é um mineral composto de niobato e tantalato de ferro e manganês no qual a porcentagem de nióbio é maior que a de tântalo. Quando o tântalo se sobrepõe ao nióbio, o mineral passa a ser chamado de tantalita, porém esta geralmente ocorre mais em granitos, e a porcentagem de nióbio cresce de acordo com o fracionamento magmático, sendo a columbita comum em pegmatitos. Com base nos minerais de elementos raros, esse grupo tem afinidade com a família petrogenética NYF.

O espodumênio é considerado um mineral de Li pertencente ao núcleo do pegmatito, sendo o primeiro a cristalizar e é considerado o representante da subclasse Li (Classe ETR), sendo classificado como da família LCT.

De acordo com o descrito acima, os pegmatitos estudados podem pertencer às seguintes classes petrogenéticas:

Tabela 13- Aspectos físicos e mineralógicos dos pegmatitos estudados

DISP. ESPACIAL	AMOSTRA	ENCAIXANTE/TERRENO	MINERALOGIA	CLASSE	SUBCLASSE	FAMÍLIA	ID. DE CRISTALIZAÇÃO	ID. DO METAMORFISMO	HERANÇA	ORIGEM
P1	MN-03	CASSOROTIBA/TERRENO ORIENTAL	SIMPLES	ABISSAL	U	NYF				ANATÉTICO
P2	MN-04	CASSOROTIBA/TERRENO ORIENTAL	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	ETR	NYF				INTRUSIVO
T1	MN-07	TINGUI/TERRENO ORIENTAL	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	ETR	NYF	562.3±9.7			INTRUSIVO
	MN-08	TINGUI/TERRENO ORIENTAL	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	ETR	NYF				INTRUSIVO
	MN-13	TINGUI/TERRENO ORIENTAL	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	ETR	NYF			INTRUSIVO	
	MN-15	TINGUI/TERRENO ORIENTAL	COMPLEXO	MUSCOVITA-ELEMENTO RARO	ETR	NYF	597±39		1980±370/1976±110	INTRUSIVO
	MN-16	TINGUI/TERRENO ORIENTAL	SIMPLES	MUSCOVITA	-	-				ANATÉTICO
T2	MN-14	TINGUI/TERRENO ORIENTAL	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	ETR	NYF				INTRUSIVO
P1	MN-05	PALMITAL/TERRENO CABO FRIO	COMPLEXO	ABISSAL	ETR _h	-	537.2±6.3			ANATÉTICO
P2	MN-01	PALMITAL/TERRENO CABO FRIO	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	-	NYF+LCT		680±120/940±190	1900±720	INTRUSIVO
	MN-02	PALMITAL/TERRENO CABO FRIO	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	-	NYF+LCT				INTRUSIVO
	MN-06	PALMITAL/TERRENO CABO FRIO	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	ETR	NYF				INTRUSIVO
	MN-11	PALMITAL/TERRENO CABO FRIO	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	ETR	NYF				INTRUSIVO
T1	MN-10	PALMITAL/TERRENO CABO FRIO	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	ETR	NYF				INTRUSIVO
T2	MN-09	PALMITAL/TERRENO CABO FRIO	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	ETR	NYF				INTRUSIVO
	MN-12	PALMITAL/TERRENO CABO FRIO	COMPLEXO	ELEMENTO RARO	ETR	NYF				INTRUSIVO
LEGENDA										
P1 - Precoce paralelo										
P2 - Precoce dobrado										
T1 - Tardio tabular										
T2 - Tardio aplito										

8.3. Relação dos dados geocronológicos com o contexto tectônico da Faixa Ribeira

As idades obtidas pelo método U-Pb em grãos de zircão de pegmatito precoce intrudido na Unidade Palmital, TCF (MN-05) e de pegmatitos tardio e precoce da Unidade Tinguí, TO (MN-08 e MN-15) forneceram os seguintes valores, respectivamente: 537 Ma; 562 Ma e 597 ± 39 Ma. Essas idades foram interpretadas como idade de geração dos corpos pegmatíticos e remetem respectivamente aos estágios evolutivos colisionais II e III da Faixa Ribeira (Heilbron & Machado, 2003 e Heilbron, 2004).

No *estágio colisional II* (590-560Ma), ocorreu a amalgamação do Terreno Oriental ao Terreno Ocidental, gerando o espessamento da crosta e surgimento de pulsos granitóides, além de metamorfismo de fácies anfíbolito alto a granulito (Tupinambá et al., 2000). A colagem do Terreno Cabo Frio ou Domínio Tectônico de Cabo Frio, ocorreu no *estágio colisional III*, também chamado de "Orogenia Búzios", designado por Schmitt (2000), a cerca de 535-510Ma. Quanto aos pegmatitos tardios do Terreno Oriental com idades de 597Ma e 562Ma respectivamente, podem ser interpretados como corpos sin a tardi tectônica relativa ao estágio colisional II. A idade de cristalização obtida para o pegmatito precoce (537Ma) estaria relacionado a orogenia Búzios.

Mais recentemente, Bongiolo et al. (2016) obtiveram a idade de 454 ± 5 Ma para o granito Cajú em datações U-Pb em zircão e inseriram esse corpo intrusivo na fase de pós-colisional para pós-tectônica. Moraes (2009) obteve idade U-Pb em zircão de 505 ± 2 Ma para o Granito Silva Jardim. Esses dados sugerem então que, esses corpos graníticos não devem ser a fonte dos pegmatitos intrusivos descritos acima.

As idades de 940 ± 190 Ma e 1976 ± 110 Ma obtidas em grãos de zircão dos pegmatitos MN-01 e MN-15, referem-se a idades dos grãos herdados muito provavelmente das rochas supracrustais Palmital e Búzios e do embasamento da Unidade Região dos Lagos-Terreno Cabo Frio. Há de se avaliar com cautela o erro estimado para essas últimas idades, que é sobremaneira elevado. A idade de 680 ± 120 Ma no pegmatito dobrado da Unidade Palmital gera dúvida quanto a origem herdada ou não.

Fonseca et al. (2016) afirmam que os pegmatitos associados a fenômenos anatéticos correspondem a mais que 60% dos pegmatitos da região de Niterói-Rio Bonito, e estariam associados à anatexia de rochas metassedimentares brasileiras. No entanto, trata-se de pegmatitos homogêneos, de pequena dimensão e com mineralogia e paragénese simples. Os

pegmatitos associados a corpos magmáticos brasileiros foram gerados desde a fase pré-colisional a pós-colisional em um intervalo de tempo entre 640 a 447Ma. Essa afirmação corrobora com os dados obtidos nesse trabalho para os pegmatitos com idades entre 597 e 537 Ma. No entanto, idades do Granito Caju e Silva Jardim são diferentes dessas, excluindo, no momento, relação entre os pegmatitos estudados e esses corpos granitoides.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os corpos pegmatíticos estudados entre Rio Bonito e Saquarema foram classificados em precoces e tardios em relação à foliação principal das rochas encaixantes, distinguindo-se os paralelos à foliação, os dobrados, os tabulares discordantes e os veios aplíticos. Em geral, foram classificados como *complexos* e dos tipos *abissal (AB)*, *muscovita (MS)* e *muscovita-elemento raro (MS-ETR)*. Preliminarmente, poderíamos considerar também a categoria *elemento raro (ETR)*.

Os pegmatitos precoces são homogêneos, com direção geral 220-200°/30-60° e paragênese mineral tipológica composta por minerais ETRL, columbita e espodumenio. Alguns pegmatitos precoces dos Terrenos Oriental e Cabo Frio apresentam mineralogia compatível com as famílias petrogenéticas NYF e LCT.

Os pegmatitos tardios são homogêneos e heterogêneos, de direções N-S e E-W com mergulhos verticais. Apresentam mineralogia acessória com monazita, xenotímio, columbita e rutilo.

Quanto ao interesse econômico, a área já foi palco de exploração de feldspato e de pesquisa para berilo. Nos pegmatitos estudados, no entanto, não foi encontrado berilo. O principal mineral econômico é a columbita, encontrada em pegmatitos precoces das Unidades Palmital e Cassorotiba e em pegmatitos tardios da Unidade Palmital. A columbita apesar de rara apresentou grãos zonados com bordas enriquecidas em Fe, Al, Si e centro, em Mn e Ba. Esta textura sugere enriquecimento tardio em Fe. Além disso, foram identificados indícios de ETR, Y e Li nesses pegmatitos.

Algumas idades U-Pb em zircão obtidas nos pegmatitos são compatíveis com magmatismo brasileiro da fase colisional III e II (ca 537Ma, ca 562Ma e ca597Ma). No entanto, idades de ca 680 Ma ainda gera dúvida se poderia ser derivado de zircão anatético.

A datação no xenotímio e monazita pelo método U-Pb ou em biotita e muscovita pelo método Ar-Ar poderiam fornecer idades mais precisas de cristalização dos pegmatitos.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, H.G.; Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. *In: A.E.M. Nairs & F.G. Stehli (eds.) The ocean basins and margins. vol. I, p. 411-446.*
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y. & Brito Neves B. B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boi. IG-USP, São Paulo 7:45-80.*
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito-Neves, B.B; Fuck, H. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste.499p.*
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais brasileiras. *In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. 12p.*
- Alves, M.I. 2016. Metassedimentos do grupo andrelândia e complexo paraíba do sul na região da zona de cisalhamento guaçuí (es): idades de U-Pb/Lu-Hf (LA-ICP-MS) em zircões detríticos para a análise de proveniência. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós Graduação em análise de Bacias e Faixas Móveis. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 66p.
- Branco, P.M. Dicionário de mineralogia e gemologia. 2008. Oficina de textos. São Paulo. 608p.
- Buddington, A.F. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Geological Society of America Bulletin, v. 70, p.671-748.*
- Cerný, P. & Ercit, T. S., 2005. Classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist, 43: 2005-2026.*
- Cerný, P; London, D.; Novák, M. 2013. Granitic pegmatites as reflections of their sources. *Symposium on granite pegmatites, 6th International.p. 289-294.*
- Correia Neves, J.M.; Pedrosa Soares, A.C.; Marciano, V.R.P.R.O. 1986. A Província Pegmatítica Oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. *In: Revista Brasileira Geociências. Belo Horizonte: IGC/UFMG. v.16, n.1, p.106-118.*
- Dalcom, M.T. ; Ferrari, A.L. ; Mello, E.F.; Vaz, M.A., Brenner, T.L.; Silva, V.P.; Nassar, W.M. 1981. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro: Bloco Baía Guanabara. Departamento de Recursos Minerais-DRM. Niterói. 404p.
- DNPM – SIGMINE –Departamento Nacional de Produção Mineral. Títulos Minerários do Estado do Rio de Janeiro. Consulta realizada em 08/12/2014, 06/06/2015 e 14/01/2015.
- Drummond, N. F. Ambientes geológicos e mudanças de cor no quartzo hialino. 2009. 195p. Dissertação de Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais. Universidade Federal de Ouro Preto.

Ferrari, A.L.; Brenner, T.L.; Dalcomo, M.T.; Nunes, H.R.C. 1982. O Pré-Cambriano das Folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía da Guanabara. *In: Congresso brasileiro de Geologia*. Salvador. v.1, 103-113p.

Fonseca, M.J.G. 2003. Pegmatitos da parte centro-leste do Estado do Rio de Janeiro e seu contexto tectônico. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, UFRJ. Tese de Doutorado. 231p.

Fonseca, M.J.G. Pegmatitos da parte centro-leste do Estado do Rio de Janeiro e seu contexto geotectônico. 2003. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Teses Defendidas-Doutorado. Anuário do Instituto de Geociências. UFRJ. v.26. 229p.

Geraldes, M.C. 2010. Introdução a Geocronologia. Mauro César Geraldes. São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia.

GOOGLE EARTH-MAPAS. Consulta realizada em 06/07/2015 e 14/01/2015.

Grossi Sad, J.H. & Donadello Moreira, M. 1980. Geologia e Recursos Minerais da Folha Santo Antônio de Pádua, Estado do Rio de Janeiro, Brasil.

Heilbron, M.; Chrispim, S.J.; Alves, R.P.; Simões, L.S.A. 1982. Geologia do Cabo dos Búzios, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 54(3):553-562p.

Heilbron, M.; Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt SE Brazil. *Precambrian Research*, 125, 87-112.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Neto, M.C.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. *In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Dal Ré Carneiro, C.; Brito Neves, B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. Editora Beca. 203-236p.

Heilbron, M.; Valeriano, C. M.; Valladares, C. & Machado, N.1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 25 (4): 249 - 266.

Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Valladares, C.S.; Machado & N. 1995. A orogênese brasileira no segmento central da faixa ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):249-266.

Junho, M.C. 1982. Geologia, Petrologia e Geoquímica Preliminar do Granito Teresópolis, RJ. Rio de Janeiro. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 90p.

Kawhage, M.A & Mendes, J.C. 2003. O berilo gemológico da Província Pegmatítica Oriental do Brasil. *Revista Geochimica Brasiliensis* 17(1)013-025.

Lenz, C. 2010. Tese doutorado. Evolução do Magmatismo Neoproterozóico Registrado nos Ortognaisses Cerro Bori, Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. UFRGS. Porto Alegre.

London, D. 2008. Pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, vol. 10, 347 p.

Lopes, C. G.2014. Análises de U-Pb por LA-ICP-MS e Shrimp em zircões detríticos do

complexo Passo Feio, Terreno São Gabriel implicações geotectônicas para evolução do Cinturão Dom Feliciano. Programa de pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS. 58p.

Martin, R. F. & De Vito, C. 2005. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *The Canadian Mineralogist*, v. 43, p. 2027-2048

Medeiros, T. F. 2008. Pegmatitos da região centro-norte do Estado do Rio de Janeiro. Trabalho de Monografia. Faculdade de Geologia. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 45p.

Menezes, S.O. 1982. Catálogo dos principais pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. Boletim de informações técnicas. DRM-RJ. 134p.

Menezes, S.O. 1983. Arquivos da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Vol. 6. 142- 143p.

Menezes, S.O. 1986. Uraninita em Pegmatitos da Serra do Calaboca, Estado do Rio de Janeiro. Arquivos da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Vol.9. 37-44p.

Menezes, S.O. 1988. Área pegmatítica Niterói-Rio Bonito, Estado do Rio de Janeiro. Arquivos da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. 11-25p.

Menezes, S.O. 1997. Principais pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. in: Principais Depósitos Minerais do Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. Volume V: Rochas e Minerais Industriais. Parte B. 405-414p.

Moraes, J.M. Geologia do granito Silva Jardim (RJ). Implicações na evolução tectônica dos terrenos oriental e Cabo Frio. Rio de Janeiro, 2009. Dissertação de Mestrado em Geologia. Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 65 p.

Paiva, G. 1946. *Províncias Pegmatíticas do Brasil*. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM. b.78, p.72.

Palermo, N.; Mansur, K.L.; Vicente, P.; Dourado, F. 2006. Cadastro dos Recursos Minerais da área continental do Estado do Rio de Janeiro. DRM-RJ. CD-ROM.

Penha, H.M.; Ferrari, A.L.; Ribeiro, A.; Amador, E.S.; Paciullo, F.V.P.; Junho, M.C.B. & Brenner, T.L. 1980. A geologia da folha Petrópolis. In: congresso brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, v.5 p.2965-2974.

Pereira, R.M. Fundamentos de Prospecção Mineral. 2003. Editora Interciência. Rio de Janeiro. 167p.

Peternel, R.M.N. 2012. Carta geológica da Folha Itaboraí 1:100.000. PRONAGEO. Rio de Janeiro.

Pires, F.R.M.; Valença, J.G. & Ribeiro, A. 1982. Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. Rio de Janeiro, Anais da Academia Brasileira de Ciências, 54 (3): 563-574.

Piza, P.A.T. Geologia Isotópica, Geoquímica e Mineralogia dos Pegmatitos de Ponta Negra-Borda Oeste do Domínio Tectônico do Cabo Frio. Dissertação de Mestrado em Geologia. 2012. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Porto Júnior, R. 1993. Petrologia das rochas graníticas das Serras da Pedra Branca e Misericórdia, município do Rio De Janeiro. Dissertação de Mestrado, DGEL/UFRJ, 222p (inédito).

Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. DRM-RJ. 1978. Mapa da Folha Rio Bonito 1:50.000.

Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. DRM-RJ. 1981. Mapa da Folha Saquarema 1:50.000.

Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. DRM-RJ. 1981. Mapa da Folha Araruama 1:50.000.

Reis, A.P.; Nunes, H.H.R.; Chiavegatto, J.R.S.; Lima, P.R.A.; Rocha, R.L.S. 1980. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Geologia e recursos minerais das folhas Cabo Frio e Farol do Cabo. DRM-RJ. Niterói.

Sato, K.; Basei, M.A.S.; Siga Junior. O.; Sprosser, W.M., Passarelli, C.R., 2008. Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CP Geo IGC-USP avanços nas técnicas de digestão química, espectrometria de massa (Tims): exemplos e aplicações. *Geologia USP, Série Científica*, 8(2), 77-99.

Schmitt, R. S.; Trouw, R. A.J.; Van Schmus, W.R.; Pimentel, M. M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt – SE Brazil. *Precambrian Research*, v.133, 29-61p.

Schmitt, R.S. 2001. A orogenia Búzios – caracterização de um evento tectono metamórfico no Domínio Tectônico Cabo Frio – sudeste da Faixa Ribeira. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, UFRJ. Tese de Doutorado. 271 p.

Schmitt, R.S. 2009. Carta geológica da Folha Cabo Frio 1:100.000. PRONAGEO. Rio de Janeiro.

Sousa, M.A.J. 1998. Sensoriamento remoto aplicado no estudo de estruturas geológicas com ocorrências de depósitos minerais, na porção centro-norte do Estado da Paraíba. Dissertação de Mestrado em sensoriamento remoto. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais- INPE. São José dos Campos, SP. 117p.

Susszczynski, E.F. 1975. Os recursos minerais reais e potenciais do Brasil e sua metalogenia. Interciência. 536p. Rio de Janeiro.

Tupinambá, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região da Serra dos Órgãos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo, São Paulo, 186 p.

Tupinambá, M.; Teixeira, W.; Heilbron, M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 7-11.

Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Duarte, B.P.; Nogueira, J.R.; Valladares, C.; Almeida, J.C.H.; Eirado-Silva, L.G.E.; Medeiros, S.R.; Almeida, C.G.; Miranda, A.; Ragatky, C.D.; Mendes,

J.C. & Ludka, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, v.15:67 – 79.

Valeriano, C.M. 2012. Geologia e Recursos minerais da Folha Baía de Guanabara 1:100.000. Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais-Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Estado do Rio de Janeiro.

Viana, S.M.; Valladares, C.S.; Duarte, B.P. 2008. Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama-Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.38, 488-500.

Whalen J.W.; Currie K.L.; Chappel B.W. 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*.407-419p.

ANEXO 1 – MAPA REGIONAL

ANEXO 2 – MAPA LOCAL

42°50'0"W

42°40'0"W

42°30'0"W

22°40'0"S

22°40'0"S

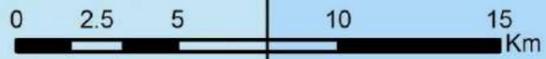
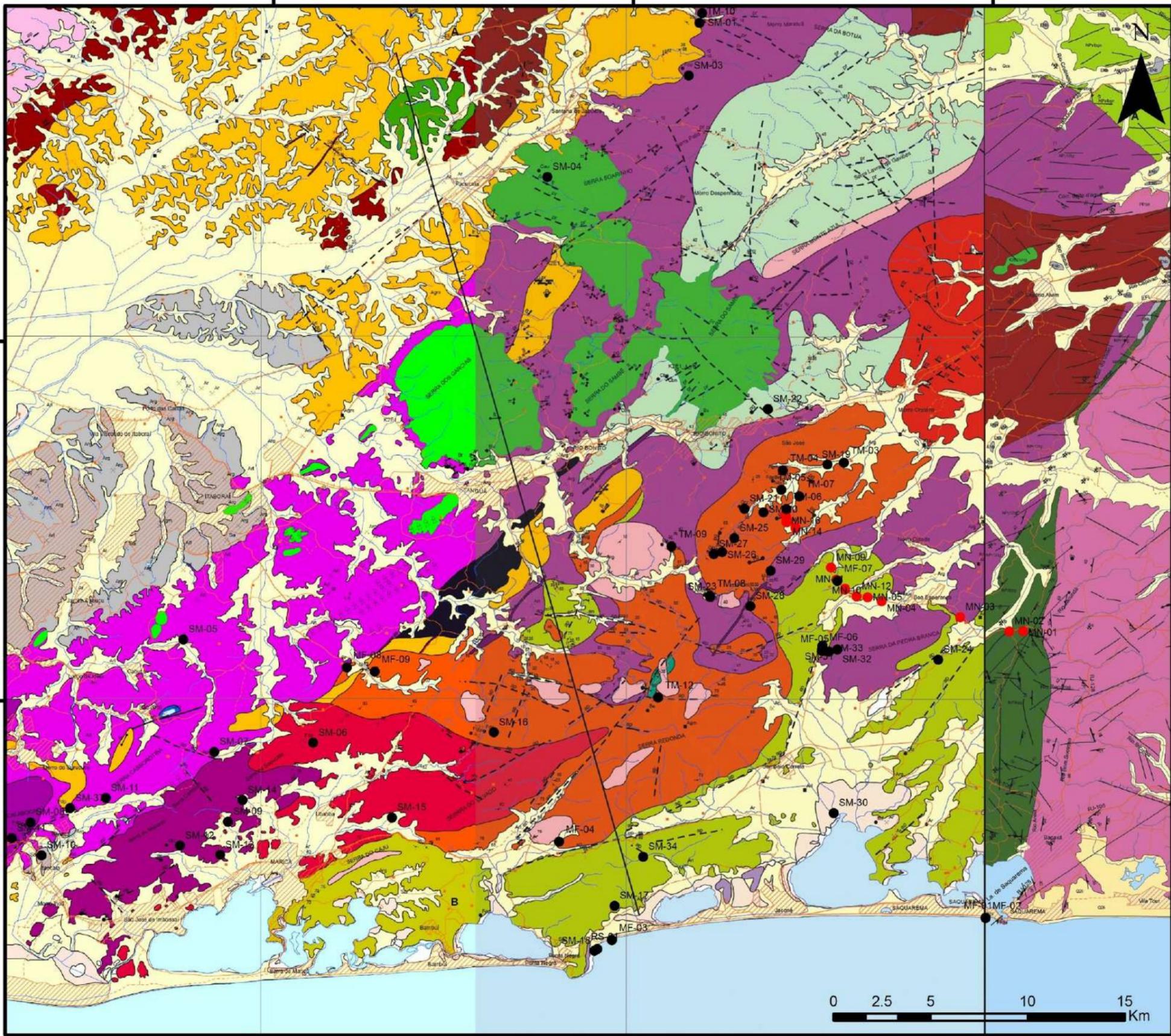
22°50'0"S

22°50'0"S

42°50'0"W

42°40'0"W

42°30'0"W



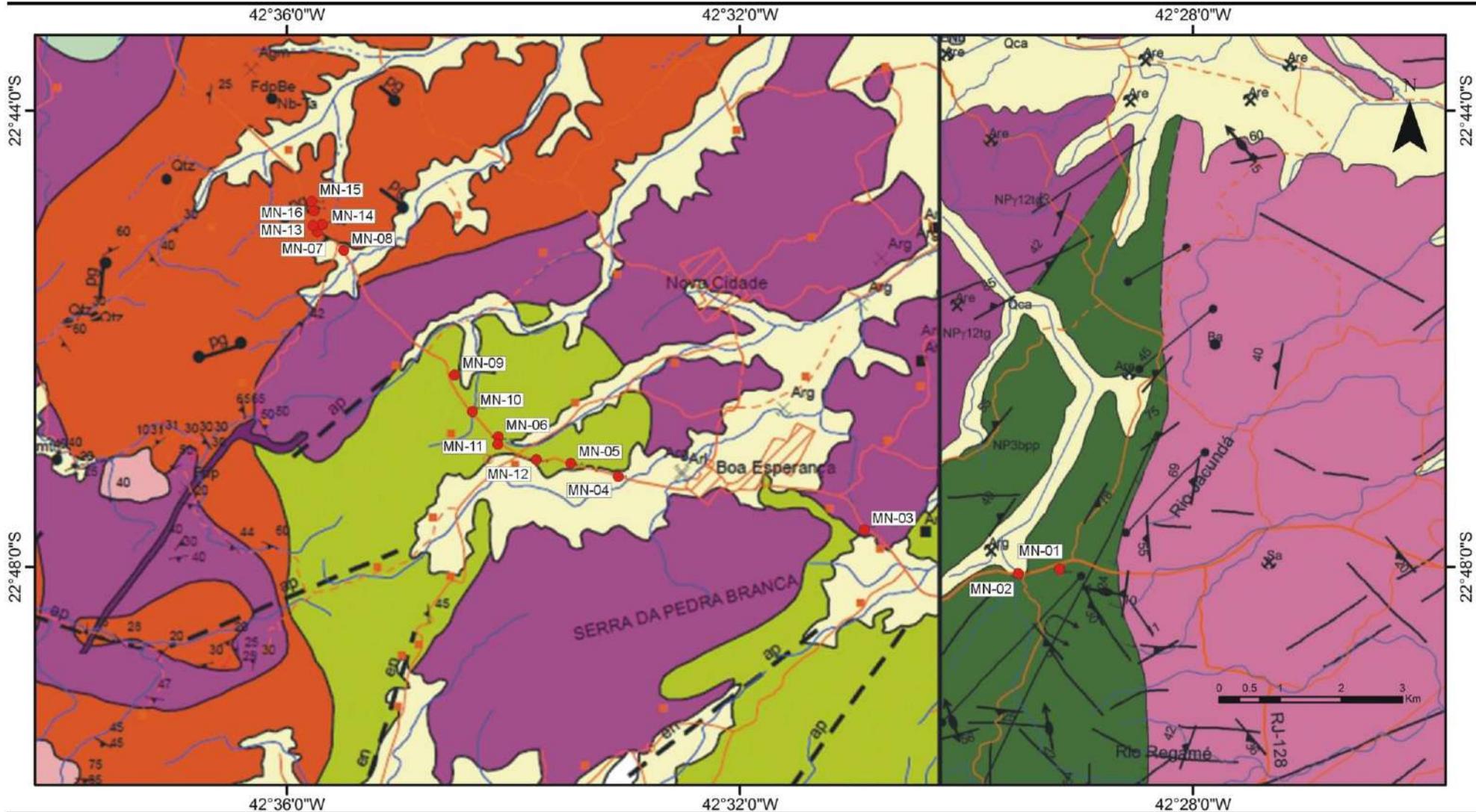
LEGENDA

- Oca DEPÓSITO COLÚVIO-ALUVIONAR: depósitos aluvionares recentes, areias com intercalação de argila, cascalho e restos de matéria orgânica.
- Qzpm DEPÓSITOS PRAIAS MARINHOS E/OU LAGUNARES: areia de praia.
- ENb GRUPO BARREIRAS: depósitos em tons alaranjados e creme de camadas de arenitos, com níveis de conglomerados na forma de canais, intercalados com camadas subordinadas de diamictitos, siltitos e argilitos. Os conglomerados e arenitos conglomeráticos apresentam clastos subangulosos a arredondados de quartzo. Apresenta estratificação cruzada acanalada em alguns locais indicando paleocorrente para sudoeste. A base do pacote é uma discordância erosiva com o embasamento.
- ENm FORMAÇÃO MACACU: conglomerado basal grada para arenitos progressivamente mais finos, siltitos com camadas de arenitos conglomeráticos que gradam para siltitos e argilitos.
- MACIÇO ALCALINO RIO BONITO: nefelina-sienito, fonolito, traquitos, brechas magmáticas alcalinas, e localmente pseudoleucita tinguitos.
- MACIÇO ALCALINO TANGUA: Nefelina-sienito, fonolito, traquitos, brechas magmáticas alcalinas, e localmente pseudoleucita tinguitos. Existência de importante mina de fluorita.
- MACIÇO ALCALINO SOARINHO: nefelina-sienito, fonolito, traquitos, brechas magmáticas alcalinas, e localmente pseudoleucita tinguitos.
- MACIÇO MORRO DOS GATOS: sienitos, nefelina sienitos e traquitos com brechas magmáticas de composição traquítica associadas.
- GRANITO CAJU: biotita granito leucocrático a hololeucocrático, cor rosada, homogêneo, granulação média a fina, localmente rico em xenólitos. Apresenta contatos bruscos com as demais unidades pré-cambrianas.
- SUÍTE SURUI - Silva Jardim: biotita granito porfirítico (K-feldspato) leucocrático, com matriz de granulação média a grossa, com fácies equigranulares locais e composição monzogranítica. Apresenta minerais orientados NE-SW por fluxo magmático. Subordinadamente ocorre um corpo diorítico (máximo 4 metros de espessura) de granulação fina com feições de "comingling". Veios aplíticos leucocráticos cortam o granito.
- SUÍTE CORDEIRO: (granada) muscovita-biotita gnaíse leucocrático a hololeucocrático, de composição granítica, com foliação variando de fraca a forte, definida pela orientação preferencial de micas. Localmente ocorrem corpos diatexiticos associados.
- GNAÍSE MARICÁ: gnaíse leucocrático de textura inequigranular grossa, onde se destacam fenocristais subedrais a eudrais de K-feldspato. Possui composição variando de granito a granodiorito. Ocorre intercalado com uma fácies com poucos ou sem fenocristais. Apresenta enclaves de microdiorito e do biotita-ortognaíse da Unidade Tingui. Também ocorrem elongados e apresentam comprimento desde 2 metros até 20 metros. Localmente contém granada.

- GRANITO ITACOATIARA: granito leucocrático com textura porfirítica dada por megacristais eudrais e subedrais de microclina (maior que 5 centímetros). Apresenta estrutura de fluxo irregular, com alinhamento NE-SW dos megacristais de microclina. Localmente observa-se registro de fluxo turbulento, com orientação irregular dos pórfiros. Próximo às bordas do corpo há registro de deformação mais intensa, com presença de foliação metamórfica.
- GNAÍSE CASSOROTIBA: biotita-Gnaíse porfirítico mesocrático, com pórfiros de feldspato, tabulares a lenticulares (com até 6 centímetros), geralmente foliado. Ocorre intercalado uma fácies inequigranular de granulação média a grossa, sem pórfiros de feldspato. Geralmente próximo ao contato com paragneisses ocorre a presença de granada, além de enclaves lenticulares de rocha calcissilicática.
- COMPLEXO TINGUI: (hornblenda) biotita gnaíse fino homogêneo, localmente com bandamento suave ou apresentando níveis de poucos centímetros com pórfiros tabulares de feldspato (até 2 cm). Apresenta textura migmatítica, com leucossomas irregulares. Composta por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, tendo como minerais acessórios comuns titanita e apatita acicular.
- GRUPO BÚZIOS-PALMITAL: Unidade Palmital - (granada) sillimanita-paragneíse leuco a mesocrático, com bandamento composicional e textura estromatótica. Contém intercalações de rocha calcissilicática esverdeada (granada-Cpx gnaíse), de até 20 metros de espessura.
- GRUPO BÚZIOS-PALMITAL: gnaíses máficos e ultramáficos, textura média a grossa, formados por granada-anfibólitos homogêneos, cpx-granada-hornblenda gnaíses bandados e opx-cpx-espínélio gnaíses subordinados. Possuem níveis com fusão parcial "in situ", com concentração de veios de composição thronjdémica. Ocorrem juntos em camadas de até 50 metros de espessura muitas vezes formando megaboudins. Possuem contatos tectônicos no topo e na base com o embasamento do Complexo Região dos Lagos, e contatos gradacionais composicionalmente com as rochas supracrustais do Grupo Búzios-Palmital.
- GRUPO SÃO FIDÉLIS - KINZIGITO: (cordierita)-(grafita)-sillimanita-granada-biotita gnaíse kinzigítico, bandado com textura migmatítica, apresentando leucossoma com granada.
- COMPLEXO REGIÃO DOS LAGOS: hornblenda-biotita ortognaíses, granulação média a grossa, composição granodiorítica a tonalítica, migmatíticos, com enclaves dioríticos e tonalíticos elípticos e xenólitos de anfibólitos. Apresentam veios leucossomáticos com textura pegmatítica a apítica, dobrados e boudinados, subparalelos à foliação tectônica e bandamento composicional com atitude subhorizontal predominante, e subvertical em zonas de cisalhamento tardias.
- COMPLEXO RIO NEGRO: (hornblenda)-quartzo-plagioclásio-biotita gnaíse mesocrático, de composição quartzo-diorítica a diorítica. Intensamente deformado e migmatizado, geralmente bandado. Localmente ocorrem intercalações de rochas anfibolíticas.

- SM-00 ● Ponto de Bibliografia
- RS-00 ● Ponto de Coleta
- MN-00 ● Ponto de Coleta

- CONVENÇÕES GEOLÓGICAS**
- | | |
|---|---|
| <p>Estruturas</p> <ul style="list-style-type: none"> ▲ Foliação c/ indicação do mergulho ↑ Lineação ● Dique de Biotita Granito ● Dique de Diabasio ● Dique de Fonolito ● Dique de Lamprofiros ● Dique de Pegmatito ● Dique de Therallito ● Dique de Traquito — Falha Aproximada - - Falha Definida - - Falha Encoberta - - Falha Provavel △ Zona de Brechiação / Fraturamento Silicificado | <p>Recursos Minerais</p> <ul style="list-style-type: none"> ⊗ Mina ativa ⊗ Mina paralisada ■ Depósito não explorado ● Ocorrência |
|---|---|
- CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS**
- | | | |
|--|---|--|
| <p>Infraestrutura</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ Localidade ■ Propriedade rural | <p>Sistema de Transporte</p> <ul style="list-style-type: none"> - - Caminho — Estr. s/ pav. tráf. periódico — Estr. s/ pav. tráf. permanente — Estrada de ferro — Estrada pavimentada — Pista de pouso | <p>Área Urbana</p> <ul style="list-style-type: none"> ▨ Cidade ▨ Localidade ▨ Vila |
|--|---|--|
- Hidrografia**
- Adutora
 - Aqueduto, Açude, Curso de água perene, Ilha e Lagoa perene.
 - Canal
 - Curso de água intermitente
 - Massa de água



LEGENDA

- Qca** DEPÓSITO COLÚVIO ELUVIONAR – depósitos aluvionares recentes, a reias com intercalação de argilas, cascalhos e restos de matéria orgânica.
- C.M.p. & K** GRANITO CAJUÍ: biotita granito leucocrático e hololeucocrático, cor rosada, homogêneo, granulação média a fina, localmente rico em xenólitos. Apresenta contatos bruscos com as demais unidades pré-cambrianas.
- GN** GNAISSE CASSOROTIBA: biotita-gnaíse porfirico mesocrático, com pórfiros de feldspato tabulares e lenticulares (até 8 cm), geralmente foliado. Ocorre intercalado um fácies de granulação média a grossa, sem pórfiros de feldspato. Presença de granada em zonas de contato e envelopes lenticulares de rocha calcissilicática.
- GNf** COMPLEXO TINGUI: (hornblenda) biotita gnaíse fino, homogêneo, localmente com bandamento suave ou apresentando níveis de poucos centímetros com pórfiros tabulares de feldspato (até 2 cm). Apresenta textura migmatítica com leucossomas irregulares, composta por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, tendo como principais minerais acessórios a titanita e apatita acicular.
- GNp** GRUPO BÚZIOS-PALMITAL: Unidade Palmital - (granada) sillimanita-paragneisses leuco a mesocrático, com bandamento composicional e textura estromatolítica. Contém intercalações de rocha calcissilicática esverdeada (granada-Cpx gnaíse) de até 20 metros de espessura.

- GNp** GRUPO BÚZIOS-PALMITAL: (granada) sillimanita-paragneisses leuco a mesocrático, com bandamento composicional e textura estromatolítica. Contém intercalações de camadas de rochas calcissilicáticas de até 20 metros de espessura e camadas de quartzitos feldspáticos com espessuras máximas de 4 metros. Desenvolvem foliação micrônica de alta temperatura e lineação de esfriamento de quartzo e feldspato nos contatos com o embasamento (Complexo Região dos Lagos).
- GNf** GRUPO SÃO FIDÉLIS - KINZIGITO: (cordierita)-(grafita)-sillimanita-granada-biotita gnaíse kinzigítico, bandado e com textura migmatítica, apresentando leucossomas com granada.
- GNp** COMPLEXO REGIÃO DOS LAGOS: hornblenda-biotita-ortogneisses, granulação média a grossa, composição granodiorítica a tonalítica, migmatíticos, com enclaves dioríticos e tonalíticos e xenólitos de anfibólitos. Apresentam veios leucossomáticos com textura pegmatítica e aplítica, dobrados e boudinados, subparalelos à foliação tectônica e bandamento composicional com atitude subhorizontal predominante e subvertical em zonas de cisalhamento tardias.

MN-00 ● Ponto de Coleta

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

Estruturas

- Foliação e/ indicação do mergulho
- Lineação
- Dique de Biotita Granito
- Dique de Diabásio
- Dique de Fonólito
- Dique de Lamprofitos
- Dique de Pegmatito
- Dique de Traquito
- Falha Aproximada
- Falha Definida
- Falha Encoberta
- Falha Provável
- Zona de Brechiação / Fraturamento Silicificado

Recursos Minerais

- × Mina ativa
- × Mina paralisada
- × Depósito não explorado
- Ocorrência
- Agm - Água Mineral
- Amr - Ametista
- Be - Berilo
- Cau - Cavim
- Ar - Areia
- Arg - Argila
- Bx - Bauxita
- Fdp - Feldspato
- Flu - Fluorita
- Cbn - Rochas Carbonáticas
- Qtz - Quartzo
- Br - Rochas para brita
- Sai - Saibro
- Tf - Turfa
- Grf - Grafita

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

Infraestrutura

- Localidade
- Propriedade rural

Sistema de Transporte

- Caminho
- Estr. s/ pav. tráf. periódico
- Estr. s/ pav. tráf. permanente
- Estrada de ferro
- Estrada pavimentada
- Pista de pouso

Área Urbana

- ▨ Cidade
- ▨ Localidade
- ▨ Vila

Hidrografia

- Adutora
- Aqueduto, Apude, Curso de água perene, Ilha e Lagoa perene.
- Canal
- Curso de água intermitente
- Massa de água