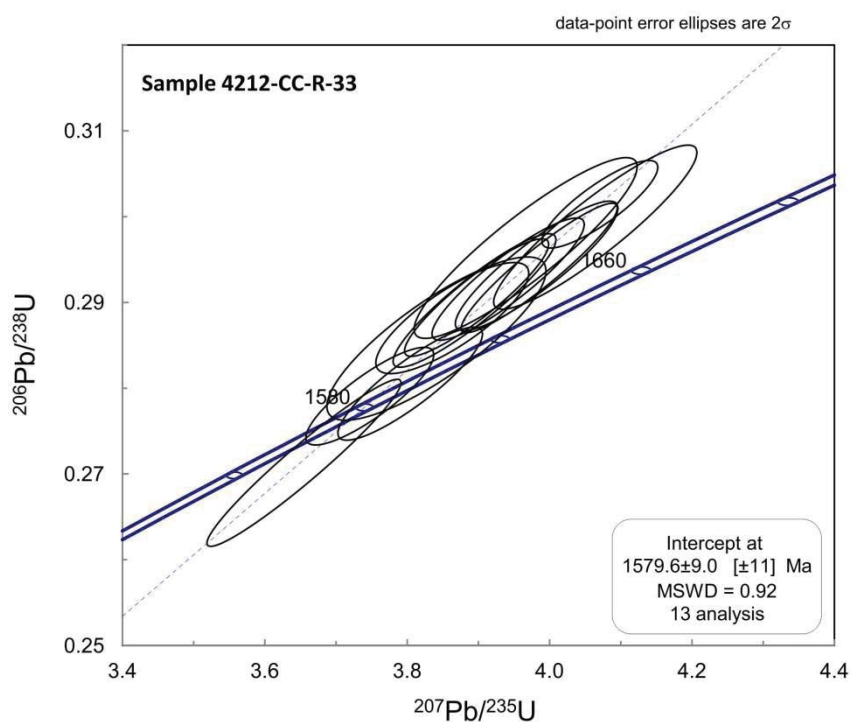


Tabela 12 – Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-33.

Análise	Concentração do elemento (ppm)			Th/U	Razões Isotópicas							Idades Aparentes						
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Erro 1 σ (%)			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Erro 1 σ (%)		Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Erro 1 σ (%)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Erro (Ma)		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Erro (Ma)		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Erro (Ma) Conf %	
A1	11	18	39	0,47	3,84097	3,27436	0,28577	2,71975	0,831	0,09748	1,82329	1620,4	44,1	1601,4	52,4	1576,5	26,7	102,78
A3	16	22	55	0,40	3,96647	3,22752	0,29633	2,90449	0,900	0,09708	1,40743	1673,1	48,6	1627,4	52,5	1568,8	22,1	106,65
A4	30	52	102	0,51	3,89746	2,12361	0,29056	1,92432	0,906	0,09728	0,89816	1644,3	31,6	1613,2	34,3	1572,7	14,1	104,55
A6	26	34	91	0,38	3,98554	2,25176	0,29401	2,09863	0,932	0,09831	0,81621	1661,6	34,9	1631,3	36,7	1592,4	13,0	104,34
A8	27	43	90	0,48	4,06416	2,87320	0,29877	2,61873	0,911	0,09866	1,18218	1685,2	44,1	1647,1	47,3	1598,9	18,9	105,40
B4	26	30	94	0,32	3,86336	2,27197	0,28817	1,83290	0,807	0,09723	1,34251	1632,4	29,9	1606,1	36,5	1571,7	21,1	103,86
B5	57	85	200	0,43	3,94178	2,21821	0,29270	1,98776	0,896	0,09767	0,98451	1655,0	32,9	1622,3	36,0	1580,1	15,6	104,74
B6	37	55	121	0,46	3,89448	2,40173	0,29022	2,19216	0,913	0,09732	0,98120	1642,6	36,0	1612,5	38,7	1573,4	15,4	104,40
B7	54	75	189	0,40	3,98197	2,34628	0,29425	2,09515	0,893	0,09815	1,05612	1662,7	34,8	1630,5	38,3	1589,2	16,8	104,63
C1	29	44	98	0,45	3,80422	2,18502	0,28052	1,91768	0,878	0,09835	1,04729	1594,0	30,6	1593,6	34,8	1593,2	16,7	100,05
C2	37	57	128	0,44	3,74752	1,96029	0,27907	1,66484	0,849	0,09739	1,03492	1586,7	26,4	1581,6	31,0	1574,8	16,3	100,75
C4	43	68	149	0,46	3,65517	3,05056	0,27130	2,93113	0,961	0,09772	0,84522	1547,4	45,4	1561,6	47,6	1581,0	13,4	97,87
C8	31	41	96	0,43	4,07057	1,63305	0,30143	1,38140	0,846	0,09794	0,87098	1698,4	23,5	1648,4	26,9	1585,3	13,8	107,14

Fonte: O autor, 2016.

Figura 42 – Diagrama concórdia calculado para o biotita sienogranito do ponto 4212-CC-R-33.



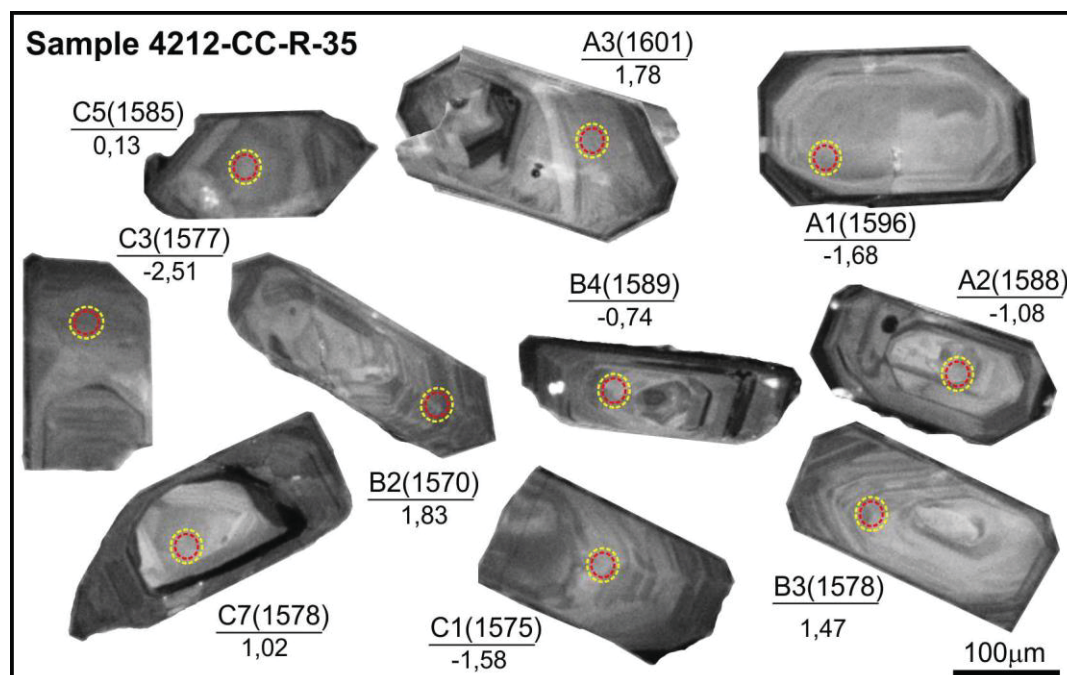
Fonte: O autor, 2016.

4.3.6 Dique granítico (MP1yspdg)

Desta unidade, apenas uma amostra de biotita sienogranito, do ponto 4212-CC-R-35, foi escolhida para datação. Foram selecionados 95 grãos de zircão preferencialmente incolores, transparentes e sem inclusões de outras fases minerais, os quais foram analisados

pelo método U-Pb e Lu-Hf via ICP-MS. Nas imagens de catodoluminescência, observa-se que os grãos são prismáticos variando de subédricos a euédricos. Observa-se também que os grãos possuem um zoneamento bimodal oscilatório, que é uma característica típica do zircão magmático (Figura 43).

Figura 43 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do Biotita sienogranito da Fácies Dique granítico.



Legenda: Os círculos amarelos representam os *spots* os *spots* de laser onde foram analisadas e calculadas as idades U-Pb LA-ICP-MS e os círculos vermelhos representam os *spots* das análises Lu-Hf. Também são mostradas as idades U-Pb (Ma, numerador) e os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (denominador). Fonte: O autor, 2016.

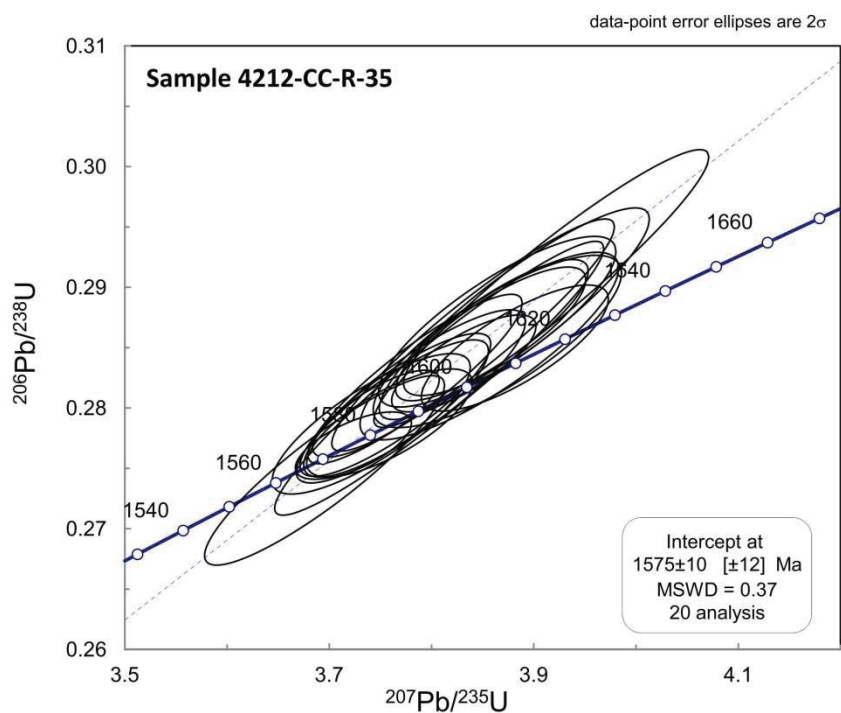
Foram efetuados 27 pontos analíticos no total, destes, 21 foram utilizados para o cálculo da idade. Os dados forneceram valores de razão Th/U em torno de 0,42 e 0,61 (Tabela 13), indicando um domínio magmático com o sistema U-Th-Pb fechado. Gerou-se uma idade concórdia de 1.575 ± 10 Ma (Figura 44).

Tabela 13 – Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-35.

Análise	Concentração do elemento (ppm)			Th/U	Razões Isotópicas							Idades Aparentes						
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Concf %
				Erro 1 σ (%)	Erro 1 σ (%)	Erro 1 σ (%)	Erro 1 σ (%)	Erro 1 σ (%)		Erro 1 σ (Ma)	Erro 1 σ (Ma)	Erro 1 σ (Ma)	Erro 1 σ (Ma)					
A1	14	20	39	0,50	3,76320	2,69233	0,27701	2,30220	0,855	0,09853	1,39588	1576,3	36,3	1584,9	42,7	1596,5	22,3	98,74
A2	17	31	46	0,68	3,85657	2,67878	0,28513	2,22764	0,832	0,09810	1,48777	1617,1	36,0	1604,6	43,0	1588,3	23,6	101,82
A3	12	16	36	0,44	3,88151	1,92500	0,28497	1,49693	0,778	0,09879	1,21029	1616,4	24,2	1609,8	31,0	1601,3	19,4	100,94
B1	40	57	123	0,47	3,74555	1,35336	0,27952	1,05328	0,778	0,09719	0,84982	1588,9	16,7	1581,2	21,4	1570,8	13,3	101,16
B2	16	22	48	0,47	3,78394	2,26259	0,28240	2,03129	0,898	0,09718	0,99659	1603,4	32,6	1589,3	36,0	1570,7	15,7	102,08
B3	13	19	37	0,51	3,78343	2,34366	0,28121	2,01387	0,859	0,09758	1,19879	1597,5	32,2	1589,2	37,2	1578,4	18,9	101,21
B4	21	37	60	0,62	3,86440	2,56907	0,28551	2,04115	0,795	0,09817	1,56006	1619,1	33,0	1606,3	41,3	1589,6	24,8	101,85
B5	12	17	34	0,49	3,88102	2,78104	0,28781	2,48989	0,895	0,09780	1,23881	1630,6	40,6	1609,7	44,8	1582,6	19,6	103,03
B6	27	38	79	0,48	3,90745	3,42578	0,28990	3,24251	0,947	0,09776	1,10549	1641,0	53,2	1615,2	55,3	1581,7	17,5	103,75
B7	15	19	43	0,44	3,80753	3,45551	0,28246	3,28223	0,950	0,09777	1,08052	1603,7	52,6	1594,3	55,1	1581,9	17,1	101,38
B8	16	20	47	0,42	3,84060	2,94169	0,28603	2,74634	0,934	0,09738	1,05410	1621,7	44,5	1601,3	47,1	1574,6	16,6	102,99
B9	22	39	65	0,61	3,76162	2,04293	0,27972	1,72951	0,847	0,09753	1,08737	1589,9	27,5	1584,6	32,4	1577,5	17,2	100,79
C1	23	35	69	0,50	3,76458	2,02531	0,28026	1,72769	0,853	0,09742	1,05688	1592,7	27,5	1585,2	32,1	1575,3	16,6	101,10
C2	14	22	43	0,51	3,85903	1,99532	0,28645	1,66949	0,837	0,09771	1,09275	1623,8	27,1	1605,2	32,0	1580,8	17,3	102,71
C3	20	26	62	0,43	3,69530	2,59415	0,27483	2,33279	0,899	0,09752	1,13476	1565,3	36,5	1570,4	40,7	1577,2	17,9	99,24
C4	14	19	42	0,47	3,86172	1,88661	0,28635	1,52030	0,806	0,09781	1,11713	1623,3	24,7	1605,7	30,3	1582,8	17,7	102,56
C5	26	43	78	0,56	3,83152	1,50510	0,28369	1,15626	0,768	0,09796	0,96352	1609,9	18,6	1599,4	24,1	1585,6	15,3	101,53
C6	14	20	44	0,45	3,75890	1,76147	0,27877	1,31208	0,745	0,09780	1,17526	1585,2	20,8	1584,0	27,9	1582,5	18,6	100,17
C7	9	14	28	0,50	3,86427	2,45605	0,28715	2,01169	0,819	0,09760	1,40900	1627,3	32,7	1606,3	39,5	1578,8	22,2	103,07
C8	27	38	84	0,45	3,72352	1,24617	0,27688	0,82463	0,662	0,09753	0,93430	1575,6	13,0	1576,4	19,6	1577,5	14,7	99,88
C9	15	19	46	0,41	3,74093	2,11639	0,27868	1,70538	0,806	0,09736	1,25331	1584,7	27,0	1580,2	33,4	1574,1	19,7	100,67

Fonte: O autor, 2016.

Figura 44 – Diagrama concórdia calculado para dique de biotita sienogranito do ponto 4212-CC-R-35.



Fonte: O autor, 2016.

4.4 Apresentação e interpretação dos dados Lu-Hf

Serão aqui apresentados os dados das análises isotópicas Lu-Hf via ICP-MS, feitas em 36 grãos de zircão de quatro amostras; são estas: uma amostra do biotita sienogranito porfirítico (4212-CC-R-17A - viborgito), uma amostra do biotita sienogranito (4212-CC-R-35 - Dique granítico) e duas amostras de biotita sienogranito granofírico mineralizado (4212-CC-R-16A e 4212-CC-R-23). Este estudo teve como principais objetivos a caracterização de fontes geradoras das rochas analisadas, através de dados de ϵ_{Hf} , e a obtenção de idades mínimas de extração mantélica (T_{DM}).

Enquanto que idades U-Pb em zircão representam a idade de cristalização do magma, os isótopos de Hf permitem distinguir fontes juvenis, essencialmente, crostas geradas a partir da fusão do manto em uma determinada idade, tendo $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivo, de crostas geradas a partir da re-fusão de crosta mais antiga, caracterizada por $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativo.

Segundo Zappettini et al. (2015), a composição inicial de Hf no zircão é representada pelo valor da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ calculada no momento em que o zircão é cristalizado, usando a idade U/Pb previamente obtida no mesmo local do mesmo cristal. Nesta tese, a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e, conseqüentemente o $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ e o $T_{\text{DM Crustal}}$, foram calculados utilizando-se a idade U-Pb da concórdia da amostra, assumindo que esta idade representa o tempo de cristalização do magma e que este é um processo que ocorreu de forma homogênea nas rochas estudadas.

Na amostra 4212-CC-R-17A, biotita sienogranito porfirítico, a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ varia entre 0,281737 e 0,281934, cinco grãos de zircão apresentam valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos e quatro apresentam valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos (Tabela 14; Figura 30). Os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos variam entre -1,62 e -0,28 e os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos variam entre 3,66 e 5,35. As idades T_{DM} crustais possuem boa correlação com os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$. Os $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos possuem T_{DM} crustais mais jovens, entre 1,93 e 2,04 Ga (Orosiriano) e os $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos possuem idades T_{DM} crustais mais antigas entre de 2,28 e 2,37 Ga (Rhyaciano-Sideriano).

Tabela 14 – Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-17A.

Sample	U/Pb Age (Ma)	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	T_{DM}	$T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}}$ *
4212-CC-R-17A 01	1574	16	0,000670	0,000020	0,281757	0,000106	0,281737	-36,34	-1,62	0,065773	2,06	2,37
4212-CC-R-17A 02	1574	16	0,000953	0,000006	0,281803	0,000091	0,281775	-34,71	-0,28	0,004686	2,01	2,28
4212-CC-R-17A 03	1574	16	0,001253	0,000045	0,281924	0,000077	0,281886	-30,46	3,66	0,168912	1,86	2,04
4212-CC-R-17A 04	1574	16	0,001838	0,000041	0,281809	0,000142	0,281754	-34,51	-1,02	0,033540	2,05	2,33
4212-CC-R-17A 05	1574	16	0,000993	0,000023	0,281963	0,000096	0,281934	-29,05	5,35	0,179002	1,79	1,93
4212-CC-R-17A 06	1574	16	0,001511	0,000038	0,281789	0,000143	0,281744	-35,21	-1,37	0,049057	2,06	2,35
4212-CC-R-17A 07	1574	16	0,001555	0,000029	0,281956	0,000104	0,281910	-29,30	4,51	0,132857	1,83	1,98
4212-CC-R-17A 08	1574	16	0,001049	0,000007	0,281771	0,000129	0,281740	-35,85	-1,52	0,025957	2,06	2,36
4212-CC-R-17A 09	1574	16	0,001413	0,000024	0,281965	0,000120	0,281923	-29,00	4,96	0,137671	1,81	1,96

*Valores de T_{DM} crustal calculados de acordo com Goodge & Vervoort (2006).

Fonte: O autor, 2016.

Na amostra 4212-CC-R-35, biotita sienogranito, que representa o dique granítico, a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ varia entre 0,281738 e 0,281860, quatro grãos de zircão exibem valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos e cinco apresentam valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos (Tabela 15; Figura 43). Os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos variam entre -2,51 e -0,74 e os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos variam entre 0,13 e 1,78. Em comparação com o viborgito, a amostra apresenta uma variação pequena dos valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$. As idades T_{DM} crustais variam de 2,15 a 2,42 (Rhyaciano-Sideriano), levando-se em consideração todos os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$.

Tabela 15 – Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-35.

Sample	U/Pb Age (Ma)	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	T_{DM}	$T_{\text{DM}}^{\text{Crustal}}$ *
4212-CC-R-35 01	1575	10	0,000985	0,000017	0,281764	0,000092	0,281735	-36,10	-1,68	0,040841	2,06	2,37
4212-CC-R-35 02	1575	10	0,001605	0,000162	0,281800	0,000110	0,281752	-34,84	-1,08	0,116896	2,05	2,34
4212-CC-R-35 03	1575	10	0,000938	0,000018	0,281860	0,000098	0,281832	-32,70	1,78	0,045783	1,93	2,16
4212-CC-R-35 04	1575	10	0,000896	0,000084	0,281738	0,000122	0,281712	-37,01	-2,51	0,252044	2,09	2,42
4212-CC-R-35 05	1575	10	0,000828	0,000003	0,281859	0,000101	0,281834	-32,76	1,83	0,019297	1,93	2,15
4212-CC-R-35 06	1575	10	0,000944	0,000008	0,281852	0,000124	0,281824	-33,00	1,47	0,022712	1,94	2,18
4212-CC-R-35 07	1575	10	0,001311	0,000101	0,281800	0,000103	0,281761	-34,82	-0,74	0,062133	2,03	2,31
4212-CC-R-35 08	1575	10	0,000860	0,000006	0,281811	0,000108	0,281786	-34,43	0,13	0,001747	1,99	2,26
4212-CC-R-35 09	1575	10	0,001003	0,000026	0,281841	0,000108	0,281811	-33,38	1,02	0,033229	1,96	2,20

*Valores de T_{DM} crustal calculados de acordo com Goodge & Vervoort (2006).

Fonte: O autor, 2016.

Nas duas amostras de biotita sienogranito granofírico mineralizado (4212-CC-R-15A e 4212-CC-R-23), todos os grãos de zircão apresentam valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos (Figuras 38 e 39), sugerindo assim a participação de magmas provenientes de uma fonte exclusivamente mantélica na geração desta rocha (Tabela 16 e Figura 45). A razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ destas amostras varia entre 0,281840 e 0,282013. Na amostra 4212-CC-R-15^a, os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ oscilam entre 1,12 e 5,35 e na amostra 4212-CC-R-23, oscilam entre 2,12 e 7,21. As idades T_{DM} crustais marcam o intervalo de tempo entre 1,93 e 2,20 Ga na amostra 4212-CC-R-15A e entre 1,82 e 2,14 Ga na amostra 4212-CC-R-23. Ambos os intervalos ocorrem entre os períodos Orosiriano e Rhyaciano.

Tabela 16 – Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-15A e 4212-CC-R-23.

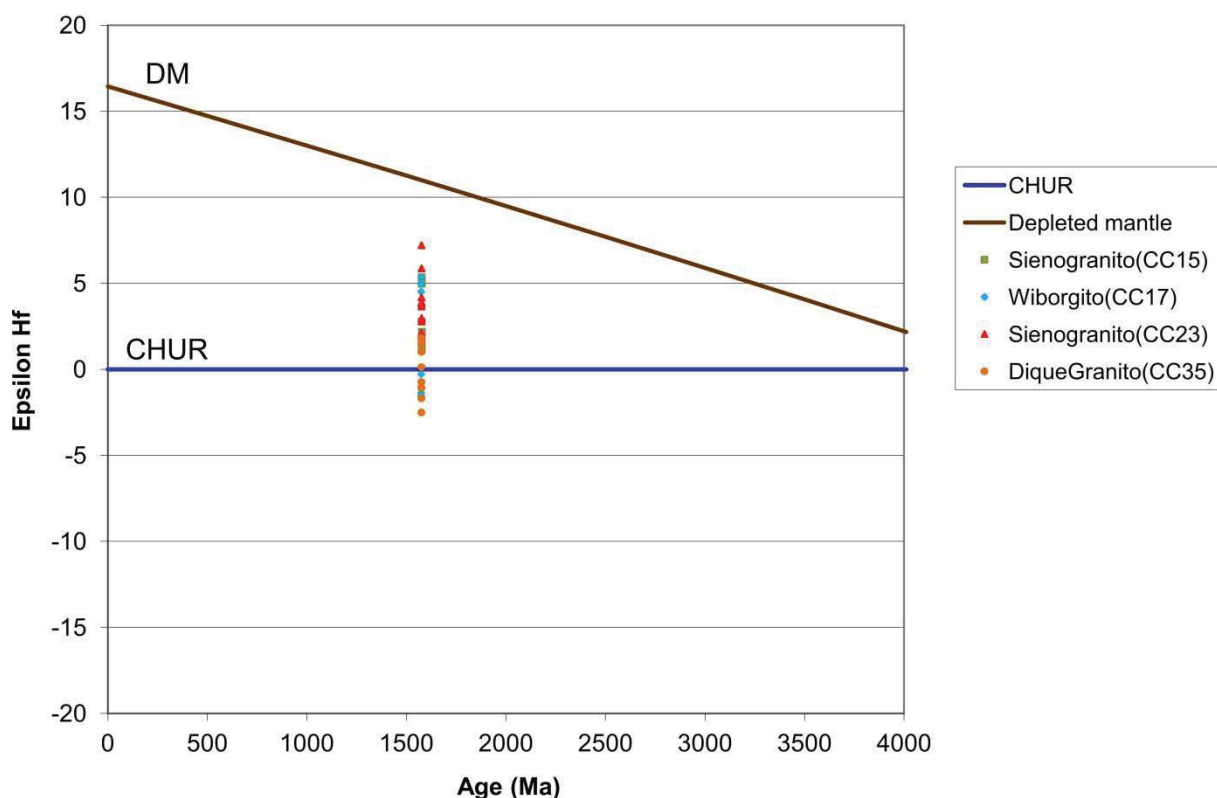
Sample	U/Pb Age (Ma)	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2 σ	T_{DM}	$T_{\text{DM Crustal}}$
4212-CC-R-15A 01	1577	12	0,000896	0,000022	0,281848	0,000099	0,281821	-33,13	1,43	0,047423	1,95	2,18
4212-CC-R-15A 02	1577	12	0,000945	0,000010	0,281841	0,000104	0,281813	-33,39	1,12	0,020875	1,96	2,20
4212-CC-R-15A 03	1577	12	0,000952	0,000004	0,281858	0,000215	0,281830	-32,77	1,74	0,022502	1,93	2,16
4212-CC-R-15A 04	1577	12	0,001181	0,000012	0,281956	0,000094	0,281921	-29,30	4,97	0,091325	1,81	1,96
4212-CC-R-15A 05	1577	12	0,000903	0,000010	0,281843	0,000119	0,281816	-33,32	1,23	0,023312	1,95	2,19
4212-CC-R-15A 06	1577	12	0,000771	0,000014	0,281865	0,000107	0,281842	-32,52	2,18	0,057499	1,92	2,13
4212-CC-R-15A 07	1577	12	0,001339	0,000021	0,281972	0,000157	0,281932	-28,76	5,35	0,127493	1,80	1,93
4212-CC-R-15A 08	1577	12	0,000998	0,000020	0,281954	0,000096	0,281924	-29,38	5,08	0,141290	1,81	1,95
4212-CC-R-15A 09	1577	12	0,001058	0,000029	0,281891	0,000153	0,281859	-31,62	2,77	0,098667	1,90	2,10
4212-CC-R-23 01	1576	7	0,001014	0,000021	0,281915	0,000129	0,281885	-30,77	3,65	0,095071	1,86	2,04
4212-CC-R-23 02	1576	7	0,000977	0,000006	0,281929	0,000122	0,281900	-30,28	4,18	0,044276	1,84	2,01
4212-CC-R-23 03	1576	7	0,000802	0,000008	0,281890	0,000107	0,281866	-31,66	2,98	0,045124	1,88	2,08
4212-CC-R-23 04	1576	7	0,001047	0,000016	0,281919	0,000117	0,281888	-30,61	3,78	0,077762	1,86	2,03
4212-CC-R-23 05	1576	7	0,000958	0,000037	0,282013	0,000118	0,281985	-27,28	7,21	0,311521	1,72	1,82
4212-CC-R-23 06	1576	7	0,000690	0,000003	0,281881	0,000082	0,281861	-31,95	2,81	0,026165	1,89	2,09
4212-CC-R-23 07	1576	7	0,000868	0,000008	0,281918	0,000119	0,281892	-30,68	3,90	0,057013	1,85	2,02
4212-CC-R-23 08	1576	7	0,000713	0,000011	0,281968	0,000140	0,281947	-28,88	5,87	0,117389	1,77	1,90
4212-CC-R-23 09	1576	7	0,000886	0,000039	0,281868	0,000122	0,281841	-32,44	2,12	0,104159	1,92	2,14

*Valores de T_{DM} crustal calculados de acordo com Goodge & Vervoort (2006).

Fonte: O autor, 2016.

Figura 45 – Gráfico ϵ_{Hf} vs. Idades de cristalização (Ma) para as quatro amostras da parte sul do batólito Serra da Providência analisadas nesta tese.

Serra da Providência Batholith



Fonte: O autor, 2016.

4.5 Apresentação e interpretação dos dados Sm-Nd

Nesta tese foram realizadas nove análises isotópicas Sm-Nd em rocha total (Tabela 17) que contemplaram cinco fácies da parte sul do Batólito Serra da Providência. As idades modelo T_{DM} distribuíem-se no intervalo de 1.800 a 1.920 Ma. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ variam de 0,15 a 1,49.

Tabela 17 – Dados isotópicos Sm-Nd das nove amostras da parte sul do Batólito Serra da Providência analisadas nesta tese.

Amostra	Fácies	Idade U-Pb (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	T_{DM} (Ga)
4212-R-CC17A	Biotita sienogranito porfirítico (viborgito)	1574±16	10.268	53.722	0.1155	0.511876	-14.87	1,49	1.80
4212-R-CC25A	Anfibólio-biotita sienogranito porfirítico (piterlito)	1571±15	7.873	42.867	0.1110	0.511807	-16.21	1,05	1.82
4212-R-CC25B		1576±4	11.380	57.978	0.1186	0.511846	-15.45	0,28	1.90
4212-R-CC16A	Biotita sienogranito granofirico rapakivítico	1578±5	11.911	59.884	0,120	0.511871	-14,96	0,48	1,90
4212-R-CC24		1587±7	16.204	86.568	0.1131	0.511806	-16.23	0,71	1.86
4212-R-CC15A	Biotita sienogranito granofirico mineralizado	1577±12	23,275	121,626	0,116	0.511810	-16,16	0,10	1,90
4212-R-CC23		1576±7	15.113	80.864	0.1130	0.511814	-16.07	0,78	1.84
4212-R-CC33	Dique granítico sin-plutônico	1579±9	13.548	72.282	0.1133	0.511826	-15.84	0,95	1.83
4212-R-CC35		1575±10	12.439	62.988	0.1194	0.511848	-15.42	0,15	1.92

Fonte: O autor, 2016.

4.6 Discussão dos resultados

As nove análises feitas em zircão pelo método U-Pb em cinco fácies da parte Sul do Batólito Serra da Providência apresentam uma variação de dezesseis milhões de ano, sendo 1.571 Ma a idade mais jovem e 1.587 Ma a idade mais antiga. Esta variação ficou dentro da margem do erro analítico máximo que também foi de dezesseis milhões de ano na amostra 4212-R-CC17A (Figura 31).

Com exceção do biotita sienogranito granofirico rapakivítico do ponto 4212-R-CC24 (Figura 36), todas as demais amostras possuem cristais de zircão com textura de cristalização ígnea bem preservada observada em catodoluminescência.

As quatro análises feitas em zircão pelo método Lu-Hf indicaram haver diferenças genéticas dos magmas parentais entre as fácies que compõem a parte Sul do Batólito Serra da Providência. O piterlito e o dique granítico possuem épsilon Hf positivos e negativos,

indicando um caráter bimodal, ou seja, a interação entre magmas máficos e félsicos na geração destas rochas. Já as duas análises realizadas em amostras do biotita sienogranito granofírico mineralizado apresentaram somente ϵ_{Hf} positivos, indicando que estas rochas são produto de magmas de origem estritamente mantélica.

As idades T_{DM} crustais das quatro amostras variam entre 1,82 e 2,26 Ga para ϵ_{Hf} positivos e entre 2,28 e 2,42 Ga para $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos. Estes dados reforçam a ideia de que magmas félsicos gerados através da re-fusão de uma crosta paleoproterozoica (Rhyaciano-Sideriano) assimilaram materiais de composição máfica de origem estritamente mantélica também no paleoproterozoico (Orosiriano- Rhyaciano).

As nove análises isotópicas Sm-Nd em rocha total que contemplaram cinco das nove fácies da parte Sul do Batólito Serra da Providência tem valores $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ fracamente positivos, variando entre 0,15 e 1,49, indicando assim apenas que estas rochas podem ter tido pouco ou nenhuma contaminação crustal. As idades modelo T_{DM} distribuíram-se entre o intervalo de 1.800 e 1.920 Ma, sendo, desta forma, muito mais novas do que as idades mais antigas obtidas pelas análises isotópicas utilizando-se o Hf. Por conseguinte, as idades T_{DM} do método Sm-Nd em rocha total foram eficazes apenas em delimitar o espaço de tempo do pulso magmático mais jovem de origem mantélica e ineficaz em determinar a re-fusão de crosta paleoproterozoica e a sua idade.

5 GEOQUÍMICA

5.1 Introdução

Neste capítulo serão apresentados os dados de litogeoquímica da porção sul do Batólito Serra da Providência.

Nesta tese de doutorado, um total de 52 amostras de rochas foram selecionadas para realização de análise química. Destas, 19 alíquotas geoquímicas são provenientes do projeto de mapeamento das Folhas Ji-Paraná e Serra da Providência e foram reanalisadas. Todas as amostras do foram preparadas nas dependências no laboratório de preparação da Residência de Porto Velho (REPO), pertencente à rede LAMIN de laboratórios da CPRM-Serviço Geológico do Brasil. E em seguida, foram enviadas para o laboratório de apoio SGSGEOSOL Ltda, onde foram utilizados os seguintes métodos: fluorescência de raios-x com abertura através de fusão com tetraborato de lítio (XRF79C), para a determinação de elementos maiores; ICP-MS com abertura através de fusão com metaborato de lítio (IMS95A), para a determinação de elementos menores, traços e terras raras; titulação com dicromato de potássio através do método volumétrico, para a determinação de óxido de ferro (II) - FeO (CLA80C); e dissolução e medição por eletrodo de íon específico F, para a determinação do Flúor (ISE03A). Duas amostras tiveram o limite de detecção superior estourado para o elemento estanho (Sn), que, no método IMS95A, é de 1000ppm e, portanto, foram re-analisadas pelo método ICP-OES, com abertura através de fusão com peróxido de sódio (ICP90A). O sumário de todos os métodos utilizados nesta tese com os elementos analisados e os respectivos limites de detecção encontram-se no anexo A.

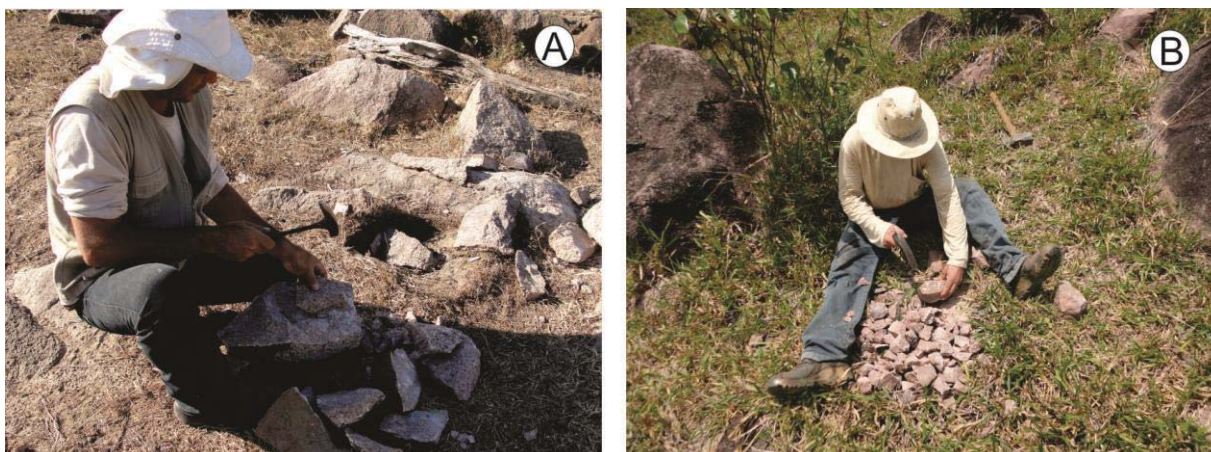
Do total de amostras analisadas, duas correspondem à fácies biotita sienogranito porfirítico (viborgito), sete à fácies hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito), dez à fácies biotita sienogranito granofírico com textura rapakivi, duas à fácies álcali feldspato granito granofírico, três à fácies biotita sienogranito granofírico mineralizado, três à fácies biotita leucossienogranito, quatro à fácies do gabronorito porfirítico, duas à fácies de diques graníticos, um enclave máfico do piterlito, um aplito granítico do piterlito, três hematítos, um veio de quartzo, sete sericita-quartzo greisen, cinco sericita-turmalina-quartzo greisen e um turmalina-quartzo greisen.

Destaca-se que somente amostras frescas dos gabronoritos porfiríticos e dos granitóides foram coletadas para processamento e análise litogeoquímica. A fragmentação das amostras de rocha foi realizada *in situ* (Figura 46), diminuindo, desta forma, significativamente, as chances de contaminação no laboratório de preparação. Algumas amostras de granitos hidrotermalizados, greisens e hematititos coletadas apresentavam-se intemperizadas. As amostras dos gabronoritos porfiríticos e dos granitóides apresentam baixos valores de perda ao fogo ou *Loss on Ignition* (LOI), variando entre 0,21% e 1,67%. A soma dos óxidos totais mais o LOI para as amostras dos gabronoritos porfiríticos e dos granitóides apresentam bom fechamento, que variou de 99% a 101,12%.

Em comparação aos gabronoritos porfiríticos e aos granitóides, as amostras de granitos hidrotermalizados, greisens e hematititos apresentam valores um pouco mais altos de LOI, variando entre 0,37% e 2,73%, com exceção de dois hematititos que apresentam valores de LOI de 0,12% e 0,17%.

Nas amostras de granitos hidrotermalizados, greisens e hematititos, os valores de LOI maiores do que 1,5% estão associados a amostras de granitos hidrotermalizados e aos sericita-quartzo greisens e os valores de LOI menores do que 1,5% estão associados a amostras de sericita-turmalina-quartzo greisens, hematititos e a uma amostra de turmalina-quartzo greisen e um veio de quartzo. Levando em consideração índices de LOI um pouco mais altos, a soma dos óxidos totais mais o LOI, para as amostras dos granitos hidrotermalizados, greisens e hematititos também apresentam bom fechamento, que variou de 98,36% a 101,87%. A exceção é a amostra do turmalina-quartzo greisen do ponto 44212-CC-R-41 que apresenta fechamento de 96,05%. Como a amostra possui baixo valor de LOI (0,65 %), provavelmente, o elemento boro (B), que constitui a turmalina e não foi analisado, deve ser o elemento que falta para que o fechamento ocorra próximo a próximo a 100%.

Figura 46 – (A) e (B) Fragmentação das amostras de rochas no campo para proceder às análises litoquímicas.



Fonte: O autor, 2016.

5.2 Elementos Maiores

Com base nos dados de petrografia e de geoquímica isotópica apresentados nesta tese, nos capítulos 4 e 5, respectivamente, o autor agrupou as amostras dos granitóides em duas populações. Foram individualizados, desta forma, os biotita sienogranitos porfiríticos (viborgitos) e os hornblenda-biotita sienogranitos porfiríticos (piterlitos) de todos os outros granitos da área: biotita sienogranito granofírico rapakivítico, álcali feldspato granito granofírico, biotita sienogranito granofírico equigranular mineralizado, biotita leucossienogranito e os granitos relacionados aos diques graníticos. Além destas duas populações de granitóides, existem ainda uma população de quatro amostras do gabronorito porfirítico e uma população de amostras que contém todos os greisens, hematítos e granitos hidrotermalizados descobertos durante os trabalhos.

Os viborgitos e piterlitos exibem conteúdos em sílica variando de 69,20% a 72,30%. Simonen e Vormo (1969) indicam que os conteúdos de Fe_2O_3 , MgO e CaO nos viborgitos são maiores do que aqueles encontrados nos piterlito. Contudo, nesta tese esta diferenciação não foi observada e os dados geoquímicos das nove amostras demonstram que as características geoquímicas dos óxidos maiores pouco variam entre os viborgitos e piterlitos.

O segundo grupo de amostras que agrupa todos os demais granitos da área de estudo exhibe conteúdos em sílica que variam de 71,30% a 77,80%. É notório o aumento da porcentagem de sílica deste grupo de granitos em relação aos piterlitos e viborgitos, indicando tratarem-se de rochas mais evoluídas em relação àquelas. Estes granitos também apresentam

diminuição dos conteúdos de Fe_2O_3 , MgO e CaO com relação aqueles encontrados nos viborgitos e piterlitos. Os teores de P_2O_5 dos viborgitos e piterlitos são dez vezes maiores do que os teores de P_2O_5 dos demais granitos da área de estudo.

Os gabronoritos porfiríticos exibem conteúdos em sílica que variam de 47,30% a 47,70%, com elevados teores de Al_2O_3 . Assim como a sílica, todos os demais elementos maiores apresentam baixa variância.

Os valores da razão $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ para os viborgitos e piterlitos variam entre 0,85 e 0,90 e os valores dessa mesma razão para o grupo dos demais granitos variam entre 0,89 e 0,95. Estes valores estão dentro dos valores esperados para as rochas que compõem a Suíte Intrusiva Serra da Providência, que, segundo (BETTENCOURT et al., 1999), variam entre 0,72 e 0,97.

Todos os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência possuem caráter subalcalino (Figura 47A), sendo também levemente peraluminosos (Figura 47B). Desta maneira estão em consonância com Larin (2009), que classifica geoquimicamente os granitos rapakivi como rochas metaluminosas a peraluminosas pertencentes à série subalcalina, e com Bettencourt (1999) e Scandolaro (2013), que classificam a Suíte Intrusiva Serra da Providência como um magmatismo subalcalino.

Segundo Ramo e Haapala (2005), em termos de saturação em alumina os granitos rapakivi variam de metaluminosos, nas fases intrusivas iniciais, a fracamente peraluminosos, nas fases intrusivas tardias.

Nos dados apresentados nesta tese uma amostra de cada grupo de granitos possui caráter metaluminoso, indicando, desta maneira, a presença de uma fácies precoce que evolui para termos finais com assinatura geoquímica peraluminosa em ambas as populações de amostras. Na figura 47B, verifica-se também que existe um *gap* entre as duas populações com relação à concentração de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ mol.

Este *gap* entre as duas populações também é observado no diagrama AFM (Figura 48) onde claramente a população de amostras pertencentes aos viborgitos e piterlitos são enriquecidas em magnésio (MgO) em relação aos demais granitos mapeados nesta tese na porção sul do Batólito Serra da Providência. Ambos os grupos possuem uma linhagem calcialcalina (Figura 48), contudo, os mais baixos teores de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, o enriquecimento em FeOt e em MgO da população de amostras pertencentes aos viborgitos e piterlitos proporciona que algumas amostras, provavelmente a menos evoluídas, plotem no campo de linhagem toleítica.

Os gabronoritos plotam próximo ao limite do caráter alcalino (Figura 47A) e, em diagrama ternário AFM Irvine e Baragar (1971), correspondem a rochas máficas da série toleítica (Figura 48). A afinidade toleítica é corroborada pela presença de hiperstênio (e ausência de nefelina) na norma CIPW em todas as quatro amostras estudadas (Tabela 18).

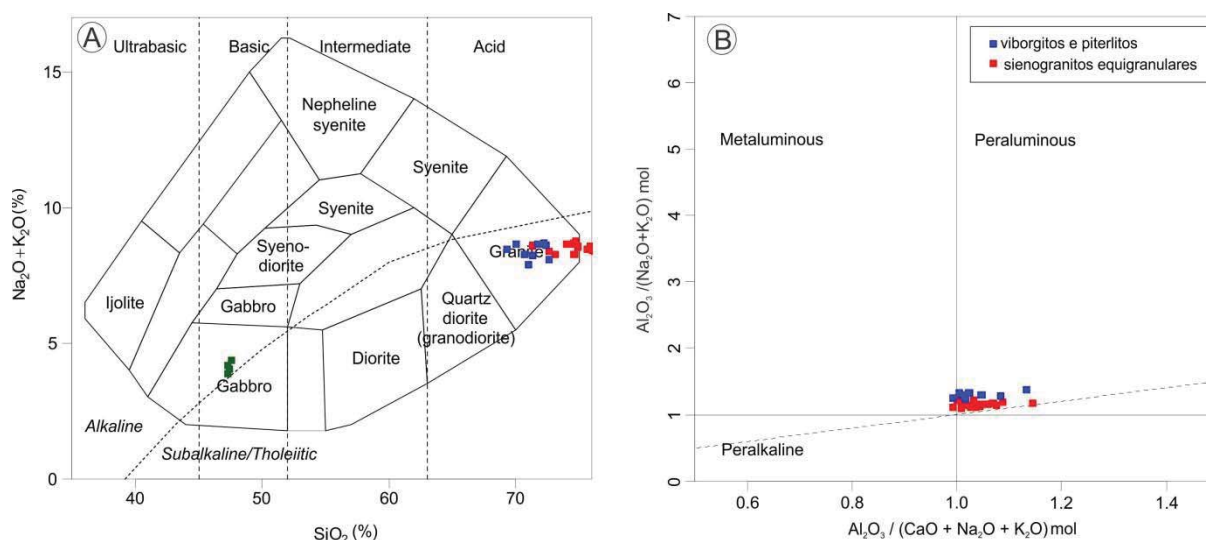
As quatro amostras de gabronoritos possuem um teor médio de flúor de 427,5 ppm, estando um pouco acima da média que, segundo Wedepohl (1969), é de 420 ppm para basaltos. Na tabela 18, é possível observar teores de fluorita normativa que variam entre 9,16 e 11,53 %. Contudo, provavelmente o flúor deve ocorrer associado à apatita e biotita que compõem a mineralogia do gabronorito.

Tabela 18 – Valores da norma CIPW para as amostras de gabronoritos.

Amostras	Quartzo	Coríndon	Ortoclásio	Albita	hiperstênio	Ilmenita	Rutilo	Apatita	Fluorita	Sum
4043-R-MC477A	20.361	7.855	8.805	20.224	12.255	0.492	2.852	1.684	9.167	83.695
4043-R-EI110	19.694	7.951	8.687	22.931	10.387	0.428	3.776	1.450	11.534	86.838
4043-R-MC417	18.541	8.853	8.392	22.170	13.674	0.428	2.396	1.466	9.837	85.757
4043-R-EI206	18.166	9.168	10.756	21.408	12.952	0.406	2.317	1.355	9.979	86.507

Fonte: O autor, 2016.

Figura 47 – Diagramas de classificação geoquímica para os para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.

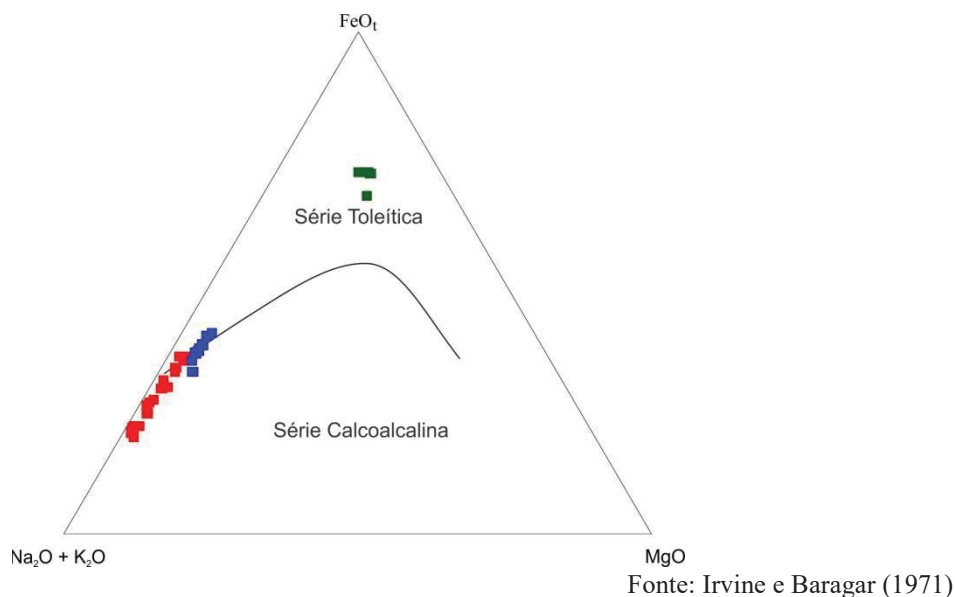


Fonte: Cox, Bell e Pankhurst (1979)

Fonte: Maniar e Piccoli (1989)

Legenda: A) SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; B) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ mol vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ mol.
 Símbolos: ■ viborgitos e piterlitos; ■ sienogranitos equigranulares; ■ gabronoritos.

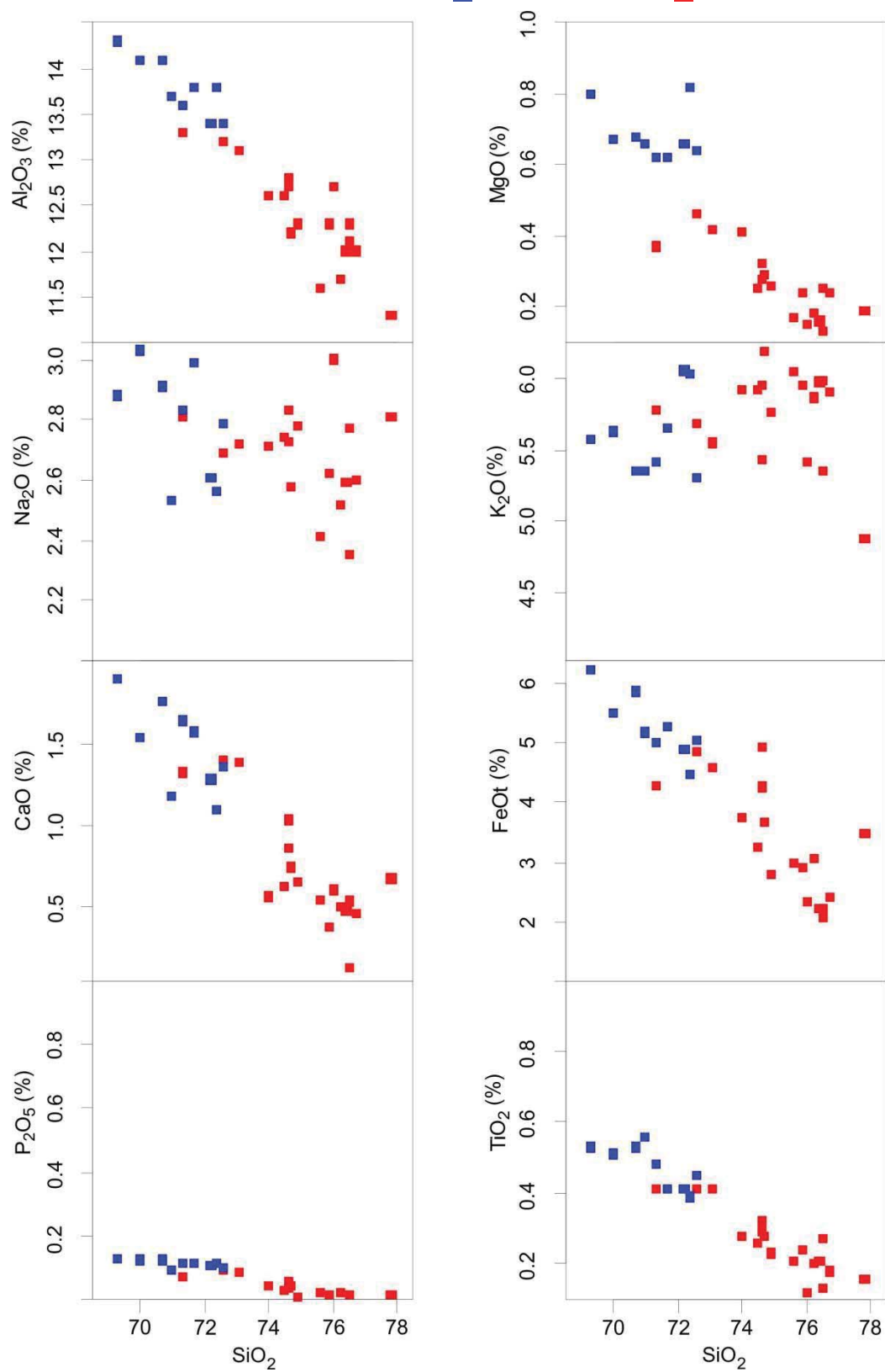
Figura 48 – Diagrama AFM para os para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.



Símbolos: ■ viborgitos e piterlitos; ■ sienogranitos equigranulares; ■ rabronoritos.

Nos diagramas de *Harker* para elementos maiores (Figura 49) e para elementos-traço (Figura 50) dos granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência, apresentados nesta tese, adotou-se o teor de SiO_2 como índice de diferenciação. Em seis dos oito diagramas para elementos maiores (Figura 49), é possível observar que as duas populações de granitos possuem *trends* lineares com um *gap* composicional moderado no intervalo de 73,1 a 74 % de SiO_2 . Este *gap* composicional pode ser visto também nos diagramas dos elementos Na_2O e K_2O . Contudo, ambos os elementos possuem uma dispersão dos dados, não formando *trends* lineares. Apesar da dispersão, um grupo de amostras de sienogranitos equigranulares apresenta uma correlação ligeiramente negativa no diagrama de K_2O . Os seis diagramas bivariantes para os óxidos que possuem *trends* lineares, caracterizam-se por uma correlação negativa para os dois tipos de granito.

Figura 49 – Diagramas de Harker para óxidos maiores com a SiO_2 como índice de diferenciação para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.



5.3 Elementos menores e traços

Quanto aos elementos-traço (Figura 50), correlações negativas são observadas para Ba, Mg, Sr, Ti e Zr e correlações positivas para elementos incompatíveis como Y, Rb, La, Ce e Th. Nos diagramas dos elementos Ba, La e Rb, existe um grupo de amostras dos sienogranitos equigranulares que é depletada em Ba e enriquecida em La e Rb.

Nos diagramas multielementares normalizados (Figura 51), nota-se que apesar de haver alguma sobreposição entre os padrões de diversos elementos, as amostras dos sienogranitos equigranulares exibem anomalias negativas de Ba, Sr e Ti um pouco mais pronunciadas, do que amostras de viborgitos e piterlitos. Algumas amostras dos sienogranitos equigranulares exibem elevados conteúdos de Th, U, La e Ce, o que provavelmente deve-se à presença do zircão e fosfatos de Terras raras na assembleia mineralógica destas rochas. As anomalias negativas de elementos como Sr, Ba e Ti verificadas nas amostras de biotita granitos sugerem fracionamento de plagioclásio, K-feldspato, biotita, titanita, magnetita e ilmenita.

Nos diagramas de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados (Figura 52A e B), nota-se que os viborgitos, piterlitos e sienogranitos equigranulares possuem um empobrecimento em elementos terras raras pesados (ETRP) em relação aos elementos terras raras leves (ETRL). No diagrama da figura 52C observa-se que os viborgitos e piterlitos são mais empobrecidos em ETRL (Lu-Sm) e ETRP (Gd-Lu) quando comparados ao grupo dos sienogranitos equigranulares. Neste mesmo diagrama é possível verificar que os granitos estudados nesta tese, possuem o mesmo padrão de ETR, dos sienogranitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência segundo (SCANDOLARA et al., 2013).

Os sienogranitos equigranulares possuem anomalias negativas de Eu (Figura 52C) mais significativas do que os viborgitos e piterlitos, indicando que estas rochas sofreram um nível de diferenciação maior. Os padrões de ETR normalizados dos greisens coletados nesta tese (Figura 52D) possuem depleção em elementos terras raras maior do que todos os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência. Duas amostras de greisens, 4212-CC-R-19 e 4212-CC-45, apresentaram elevados conteúdos de cério (Ce), o que provavelmente deve-se à presença de fosfatos ricos em terras raras na assembleia mineralógica destas rochas.

Todos os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência e os greisens foram plotados no diagrama ternário Rb-Ba-Sr proposto por (EL BOUSEILY; EL SOKKARY, 1975) (Figura 53). Todas as amostras dos viborgitos e piterlitos plotaram no campo dos

granitos normais. As amostras dos sienogranitos equigranulares possuem ampla distribuição e vão desde granitos normais até granitos altamente especializados. Estes granitos possuem um *trend* que coincide com o campo onde caem os granitos rapakivi da Finlândia (HAAPALA; LUKKARI, 2005). Os greisens caem exclusivamente no campo dos granitos altamente diferenciados, com exceção de 1 amostra – ponto 4212-R-CC-18B. Este campo caracteriza-se pelo enriquecimento em Sr. Quatro amostras de greisens coincidem com o campo dos topázios granitos do Stock de Eurajoki (HAAPALA; LUKKARI, 2005) sendo estes os mais evoluídos encontrados nesta tese.

Figura 50 – Diagramas de Harker para elementos traços com a SiO₂ como índice de diferenciação para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.

