

8.3 Ortogranulitos da Folha Matias Barbosa (1:50.000)

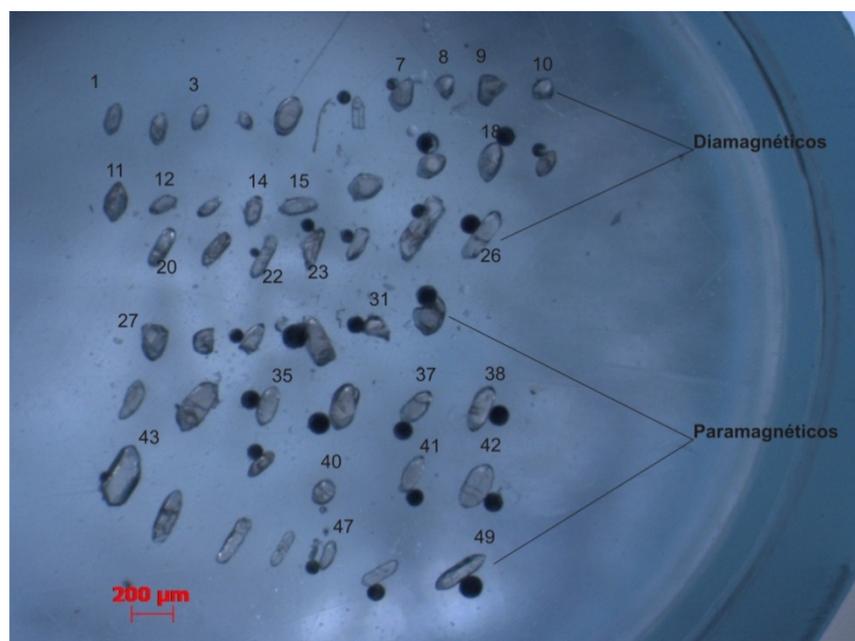
Serão apresentadas as análises LA-ICPMS em zircão obtidas para dois ortogranulitos da folha Matias Barbosa (1:50.000), próximos à região Juiz de Fora (MG). O primeiro apresenta composição granodiorítica (MB-JEF-01b), o segundo composição grabróica ou diorítica (MB-JEF-01a). Foram analisadas no laboratório de geocronologia da UnB (Universidade de Brasília). O metabasito é encontrado como um enclave nos litotipos félsicos.

As imagens de catodoluminescência também foram usadas para auxiliar na interpretação das idades desses litotipos, porém também realizadas posteriormente às análises por LA-ICPMS.

8.3.1 MB-JEF-01b (ortogranulito granodiorítico)

Foram analisados 26 grãos de zircão do *frantz* final de um total de 49 grãos (Figura 72), em bordas e/ou centros, sendo 11 da fração paramagnética (atraível) e 15 da fração diamagnética (não atraível) gerando 39 *spots*. No geral os grãos não estão muito fraturados, principalmente os paramagnéticos. As características desses grãos são apresentadas na Tabela 17 e nas Figuras 73 e 74.

Figura 72 - Montagem dos grãos de zircão da amostra MB-JEF-01b.



Legenda: Apenas os grãos de zircão enumerados foram analisados.

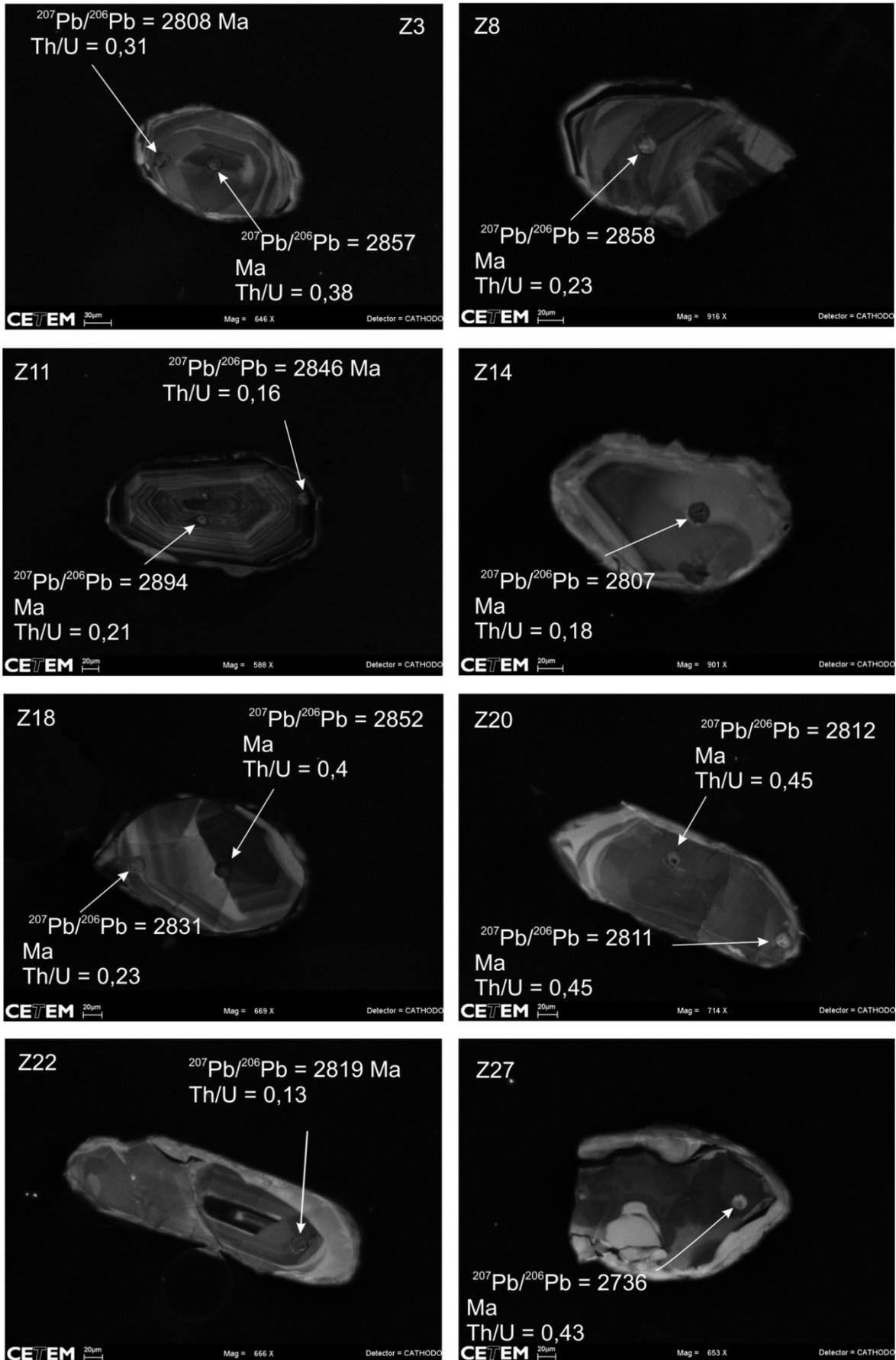
Tabela 17 - Características dos grãos de zircão da amostra MB-JEF-01b analisados por LA-ICPMS. (continua)

Grão	Forma	Cor	Tamanho (µm)	Inclusões	Núcleo herdado	Sobrecrescimento	Zoneamento	Luminescência	Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)
Z3	Subédrico	Incolor	180	Não	Não	2 sobrecrescimentos	Núcleo: não zonado; 1° sobrecrescimento: zonado; 2°: não zonado	Baixa no núcleo; moderada no 1° sobrecrescimento; zonado; alta no 2° sobrecrescimento	2857(núcleo) 2808 e (1° sobrecrescimento)
Z7	Ponta de zircão	Rosado	150	Não	Não	2 sobrecrescimentos	Núcleo e sobrecrescimentos não estão zonados	Moderada no núcleo e no 1° sobrecrescimento; baixa no 2° sobrecrescimento	2834 (2° sobrecrescimento)
Z8	Ponta de prisma	Incolor	120	Não	Sim	Sim (3° setor)	Núcleo herdado: não zonado; setor 2: zonado; setor 3 não zonado	Baixa no núcleo; moderada no setor 2; baixa no setor 3	2858 (2° setor)
Z9	Ponta de prisma	Rosado	140	Não	Não	Sim	Núcleo: fracamente zonado; borda: não zonada	Alta no núcleo e borda	2840 (núcleo)
Z10	Ponta de prisma	Incolor	90	Não	Não	Sim	Núcleo: zonado; borda: não zonada	Moderada no núcleo e alta na borda	2794 (núcleo)
Z11	Subédrico	Incolor	220	Sim	Não	Sim	Núcleo: zonado; borda: não zonada	Moderada	2894 e 2846 (2 elipses no núcleo)
Z12	Subédrico	Incolor	180	Não	Sim	2 sobrecrescimentos	Núcleo e os sobrecrescimentos não estão zonados	Moderada em todos os setores	2983 (núcleo)
Z14	Lenticular	Rosado	180	Não	Não	Sim	Núcleo e borda não estão zonados	Alta no núcleo e borda	2807 (núcleo)
Z15	Ponta de zircão	Incolor	140	Não	Não	Sim	Núcleo e borda não zonada	Moderada no núcleo e alta na borda	2973 (núcleo)
Z18	Subédrico	Incolor	200	Sim	Não	Sim	Núcleo: zonado; borda: não zonada	Alta no núcleo e baixa na borda	2831 e 2852 (2 elipses no núcleo)
Z20	Prismático	Incolor	200	Não	Não	Sim	Núcleo e borda não estão zonados	Moderada no núcleo e baixa na borda	2811 e 2812 (2 elipses no núcleo)
Z22	Bipiramidal	Incolor	220	Não	Não	2 sobrecrescimentos	Núcleo: zonado; 1° sobrecrescimento: fracamente zonado; 2° sobrecrescimento: não zonado	Moderada a baixa no núcleo; moderada no 1° sobrecrescimento; e alta no 2°	2819 (1° sobrecrescimento)
Z23	Lenticular	Incolor	180	Não	Não	Não	Não zonado	Moderada	2977
Z26	Prismático	Incolor	300	Não	Não	Sim (3° setor)	Núcleo zonado; borda não zonada	Alta no núcleo e baixa na borda	2791 (núcleo); 600 (2° setor)
Z27	Ponta de prisma	Incolor	150	Não	Não	Sim	Núcleo e borda não estão zonados	Núcleo: baixa; borda: alta	2736 (núcleo)
Z31	Ponta de prisma	Rosado	90	Não	Não	2 sobrecrescimentos	Núcleo: zonado; 1° e 2° sobrecrescimento: não zonados	Moderada no núcleo; baixa no 1° sobrecrescimento; alta no 2°	2853 (núcleo)
Z35	Subédrico	Incolor	180	Não	Não	Sim	Núcleo e borda não estão zonados	Moderada no núcleo e na borda	2817 (núcleo)
Z37	Subédrico	Incolor	180	Não	Não	Não	Zonado	Moderada	2847 e 2852 (2 elipses)
Z38	Lenticular	Incolor	250	Não	Não	Sim	Núcleo: zonado; borda: não zonada	Moderada no núcleo e baixa na borda	2827 e 2869 (núcleo)

Tabela 17 - Características dos grãos de zircão da amostra MB-JEF-01b analisados por LA-ICPMS.
(conclusão)

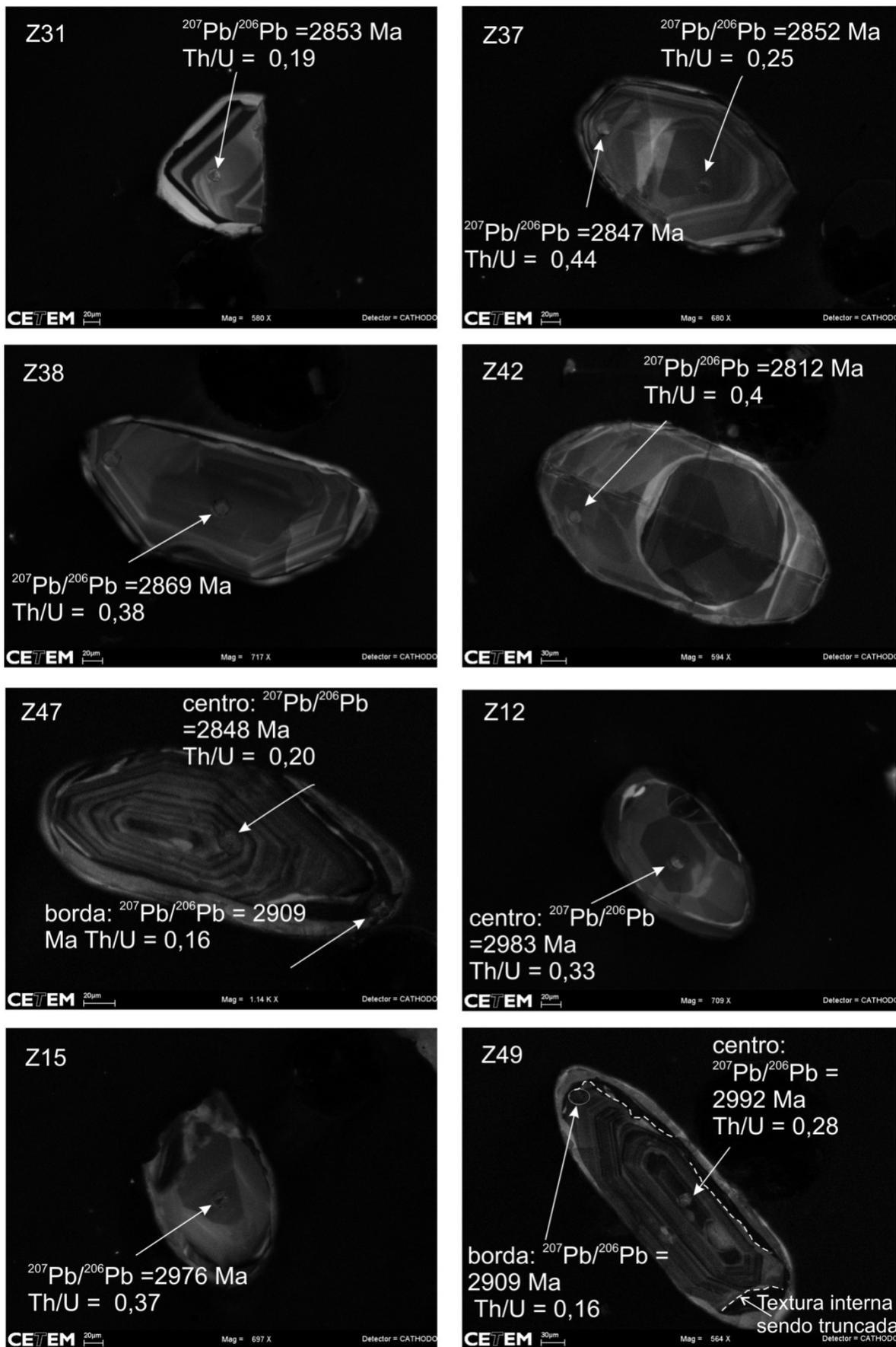
Grão	Forma	Cor	Tamanho (µm)	Inclusões	Núcleo herdado	Sobrecrescimento	Zoneamento	Luminescência	Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)
Z41	Lenticular	Incolor	200	Não	Não	Sim	Núcleo: zonado; borda: zonada	Moderada no núcleo e alta na borda	2816 (núcleo)
Z42	Subédrico	Incolor	330	Não	Sim	Não	Núcleo e borda não estão zonados	Moderada no núcleo herdado e na borda	2812 (borda)
Z43	Lenticular	Incolor	350	Não	Não	Sim	Núcleo e borda não estão zonados	Moderada no núcleo e na borda, porém menor na borda	573 (núcleo); 527 (borda)
Z47	Subédrico	Incolor	200	Não	Não	Sim	Núcleo zonado; borda não zonada	Moderada no núcleo e alta na borda	2848 (núcleo)
Z49	Bipiramidal	Incolor	250	Não	Não	2 sobrecrescimentos	Núcleo: zonado; 1° e 2° sobrecrescimento: não zonados	Moderada no núcleo; baixa no 1° sobrecrescimento; alta no 2° sobrecrescimento	2992 (núcleo)

Figura 73 – Algumas imagens de catodoluminescência de grãos de zircão da amostra MB-JEF-01b analisados por LA-ICPMS.



Legenda: As setas apontam aonde foi feito o *spot*, assim como também os círculos.

Figura 74 - Algumas imagens de catodoluminescência de grãos de zircão da amostra MB-JEF-01b analisados por LA-ICPMS.



Legenda: Os grãos z12, z15 e z49 são exemplos de zircões herdados. As setas apontam aonde foi feito o *spot*, assim como também os círculos.

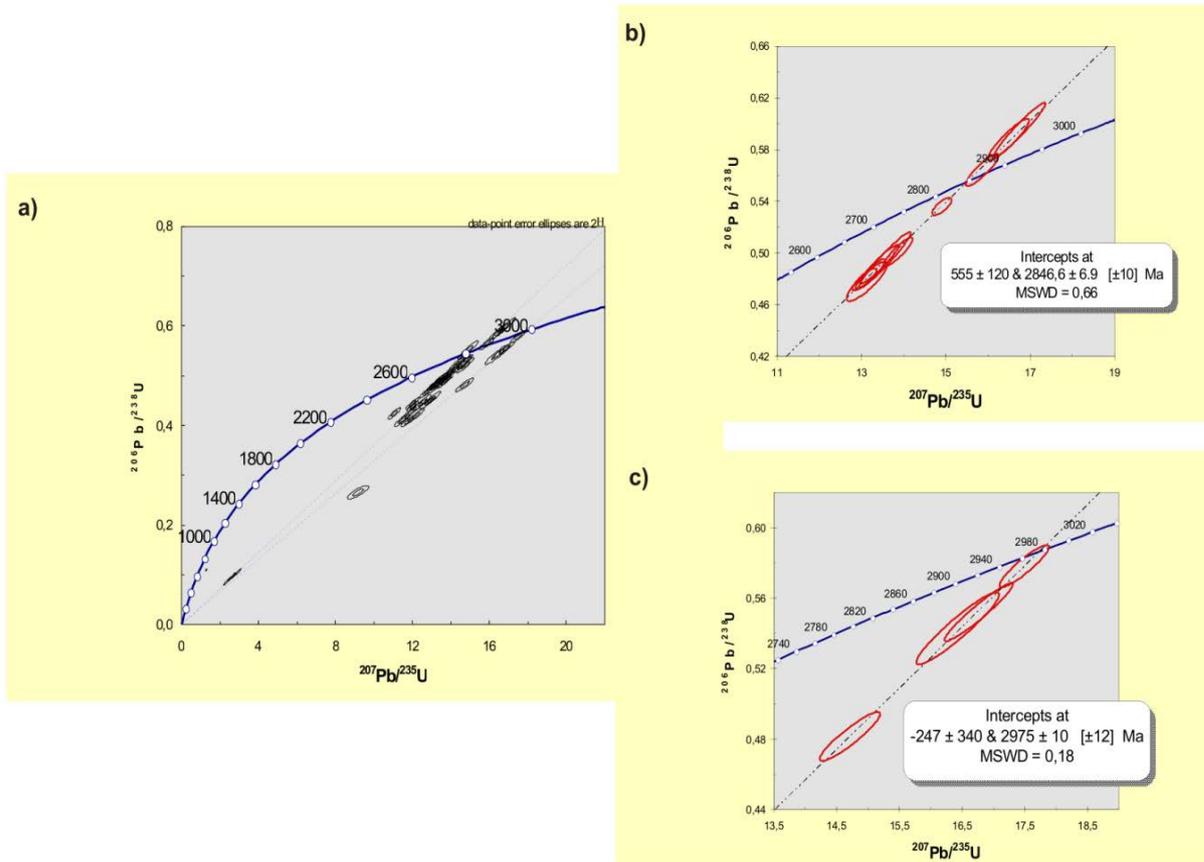
8.3.1.1 Interpretação dos Dados

Os dados obtidos geraram duas discórdias: uma com intercepto superior de 2849 ± 11 Ma e outra com intercepto superior de 2975 ± 10 Ma (Figura 75a e Tabela 18). Elipses neoproterozóicas também foram obtidas, uma na borda do zircão 26 que possui núcleo arqueano e duas no zircão 43, sendo uma no centro e outra borda, porém o núcleo é um pouco mais antigo do que a borda. Os resultados não parecem ter relação com a morfologia dos grãos, com exceção do zircão 43, que é o maior grão da montagem ($\approx 300\mu\text{m}$ – Figura 72). Analisando as imagens por catodoluminescência, observa-se que muitos grãos possuem sobrecrecimento e núcleos antigos, sendo alguns sobrecrecimentos sinuosos. Muitos grãos apresentam zoneamento oscilatório, porém texturas internas homogêneas também são observadas (Figura 73 e 74).

O maior número de grãos de zircão se alinha em aproximadamente 2,8 Ga. Com esses grãos foi estabelecida uma discórdia com intercepto superior de 2847 ± 7 Ma (MSWD=0,66 - 9 elipses) (Fig. 75b). Já a idade calculada para o intercepto inferior apresenta uma margem de erro muito grande a ser considerada. Essa discórdia foi calculada a partir de núcleos e bordas, que em sua maioria apresentam zoneamentos bem desenvolvidos e com razões Th/U variando de 0,45 a 0,18 (Figura 73 e 75). E por esses motivos é interpretado que essa discórdia representa a idade mais confiável para a da cristalização da rocha. Essa interpretação ganha reforço no fato de Silva et al. (2002) terem obtido idade SHRIMP Arqueana para um enderbite na mesma região.

Dessa forma, é interpretado que a discórdia mais antiga, com intercepto superior de 2975 ± 10 Ma (Figura 75c), estaria relacionada a grãos de zircão herdados (exemplos, zircão 12 e zircão 49 da Figura 74).

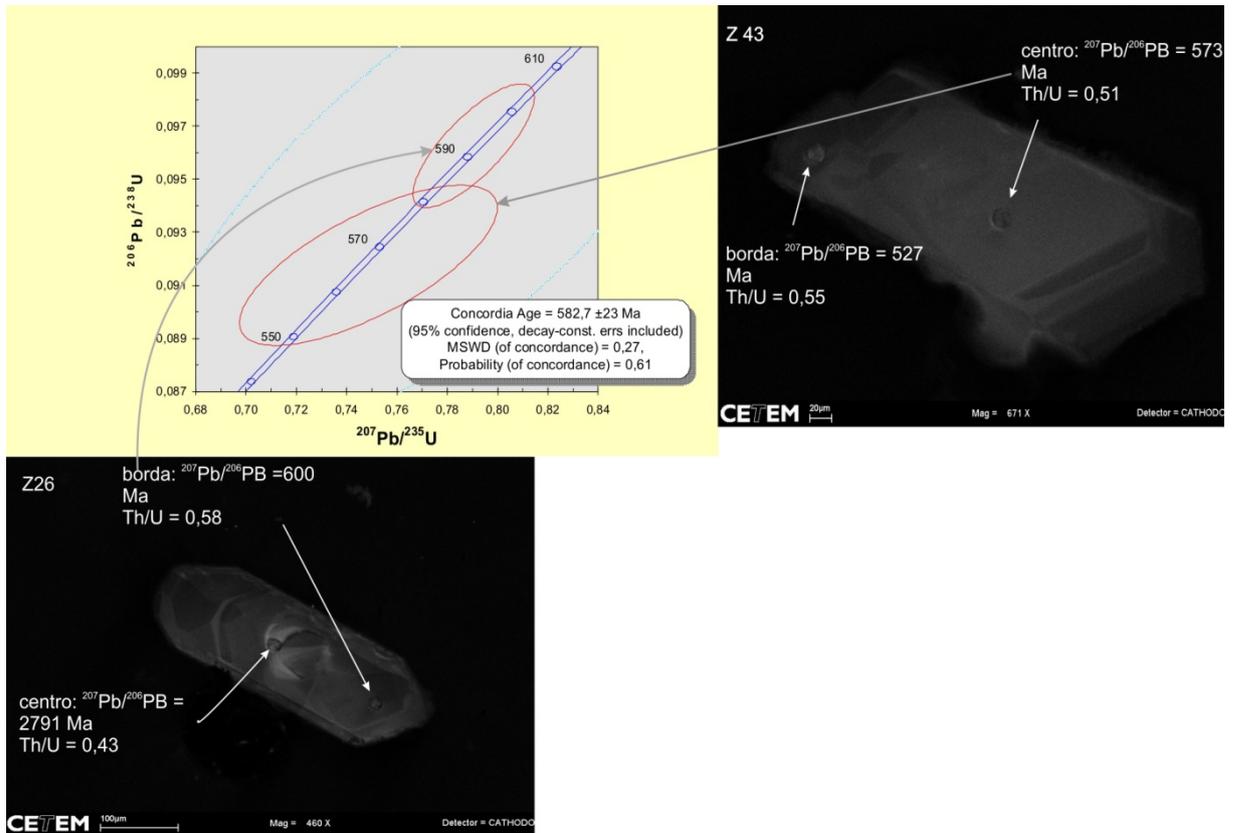
Figura 75- Discórdias calculadas para o ortogranulito félsico da folha Matias Barbosa (MB-JEF-01b).



Legenda: a) Alinhamento (discórdia) das elipses encontradas na análise U-Pb da amostra MB-JEF-01b; b) Representa a idade da rocha e; c) representa as heranças encontradas no ortogranulito.

Ainda foi obtida usando o núcleo do zircão 43 e a borda do z26, uma *concordia age* de $582,7 \pm 23$ Ma (Figura 76), que segundo Heilbron et al. (2004), é próxima ao intervalo de metamorfismo M1 do Orógeno Ribeira. Mas o que chama atenção é o tamanho e a morfologia do grão 43 (Figura 72), bem como sua razão Th/U (centro = 0,55 e borda = 0,51) e da borda do zircão 26 (0,58), pois as mesmas são maiores do que 0,5, valor que é apontado para grãos de zircão ígneos (HOSKIN e SCHALTEGGER, 2003; RUBATTO, 2002).

Figura 76 –Concordia age usada para o cálculo da possível idade de retrabalhamento no Neoproterozóico do ortogranulito MB-JEF-01b.



Legenda: As imagens de catodoluminescência são dos grãos de zircão 26 e 43. As setas apontam para onde foi feito o spot.

Mas mesmo tendo razões elevadas, hábito e tamanho de grãos de zircão ígneos, não pode passar despercebido que a idade concordante que esses grãos de zircão apresentaram é semelhante ao intervalo considerado como pico metamórfico (M1) da Faixa Ribeira, encontrado em diversas rochas do Terreno Ocidental, no qual ela se encontra, e em rochas do Terreno Paraíba do Sul (HEILBRON, 1993; HEILBRON et al., 2008; HEILBRON e MACHADO, 2003; VIANA, 2008). Além disso, o zircão não apresenta zoneamento oscilatório, que é encontrado em grãos de zircão ígneos. Outro fator importante é a geologia da região, pois no entorno dessa rocha encontram-se litologias de idade paleoproterozóicas (CJF), que deveriam ter sido envolvidas no processo de fusão crustal (que seria a interpretação mais coerente caso essa rocha fosse considerada neoproterozóica), mas sendo que não há nenhum zircão desse período, como revelam a Figura 75 e a Tabela 18. E existem ainda pesquisas que levam a duvidar da eficiência das razões Th/U para distinguir grãos de zircão metamórficos, como sugeriu Moller et al. (2003), que estudou granulitos na Noruega.

Considerando essas informações, com o fato desses grãos representarem uma exceção à maioria dos grãos de zircão dessa rocha, a idade obtida pela *concordia age* talvez represente a idade de retrometamorfismo no Neoproterozóico, que é semelhante à idade de metamorfismo M1 da Faixa Ribeira (HEILBRON et al., 2004).

O metamorfismo de fácies granulito, diagnosticado em lâmina, pode ter ocorrido em sequência à cristalização da rocha. Pois foi observada nas imagens de catodoluminescência, que houve a formação de bordas nesse período que truncam zoneamento mais antigo (borda do zircão 49) e, também zoneamento homogeneizado posteriormente, como é o caso do zircão 22 (Figura 73) (NOCE et al., 2007, fizeram interpretação semelhante para o CJF). Assim o retrometamorfismo que formou hornblenda e biotita nas bordas dos grãos de piroxênio ocorreu no Neoproterozóico, enquanto o metamorfismo de fácies granulito pode ter sido no Arqueano, diacrônico à cristalização. Os dados são apresentados na Tabela 18.

Tabela 18 - Resultados obtidos da análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircão do ortogranulito (MB-JEF-01b), separados por idades. (continua)

Grão	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erro (%)	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$ Idade (Ma)	1 σ erro (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ idade (Ma)	1 σ erro (Ma)	Th/U	Conc. (%)
Elipses Neoproterozóicas											
Z43	0,6455	2,3726	0,0808	1,7351	0,7257	527,90	35,46	500,79	8,36	0,55	95
Z43 N	0,7486	2,7954	0,0918	1,3439	0,7181	573,49	53,31	565,91	7,28	0,51	99
Z26	0,7904	1,2453	0,0963	0,9911	0,7807	600,20	16,31	592,71	5,61	0,58	101
Elipses da discórdia de 2,8 Ga											
Z27	11,0593	1,2311	0,4240	1,1147	0,8992	2736,27	8,59	2279,12	21,40	0,43	83
Z26 N	14,8879	1,4686	0,5515	1,3534	0,9460	2791,49	9,34	2831,29	31,01	0,43	101
Z10	12,0003	1,2072	0,4441	1,1050	0,9434	2794,50	7,95	2369,62	21,91	0,28	85
Z14	12,6691	0,9519	0,4650	0,8654	0,8985	2807,17	6,48	2461,92	17,71	0,18	88
Z3	13,0735	0,8978	0,4797	0,7225	0,8562	2808,12	8,71	2526,43	15,10	0,31	90
Z20	13,4236	1,3948	0,4915	1,2482	0,9431	2811,60	10,17	2577,51	26,52	0,45	92
Z42	14,4019	1,6223	0,5269	1,5527	0,9559	2812,52	7,67	2728,85	34,55	0,4	97
Z20	13,2141	1,1034	0,4836	1,0122	0,9106	2812,57	7,17	2543,37	21,27	0,45	90
Z41	13,5580	1,8377	0,4948	1,7710	0,9630	2816,90	8,00	2591,81	37,79	0,25	92
Z35	12,0159	1,0548	0,4385	0,9503	0,8916	2817,34	7,47	2344,27	18,68	0,3	83
Z22	13,1299	1,4902	0,4780	1,2941	0,8621	2819,90	12,07	2518,44	26,98	0,13	89
Z38	14,2384	1,3952	0,5161	1,3336	0,9540	2827,42	6,68	2682,91	29,27	0,26	95
Z18B	13,5279	1,4552	0,4889	1,3387	0,9496	2831,67	9,31	2566,03	28,34	0,23	91
Z7B	13,8735	1,0049	0,5009	0,9080	0,8936	2834,05	7,01	2618,02	19,54	0,32	92
Z9	14,9088	0,6331	0,5361	0,5202	0,7565	2840,81	5,88	2767,62	11,71	0,22	97
Z11	11,4519	1,3882	0,4103	1,2400	0,8876	2846,69	10,16	2216,67	23,26	0,16	78
Z37B	14,5580	1,4031	0,5214	1,3199	0,9380	2847,37	7,75	2705,49	29,16	0,25	95
Z47 N	11,9177	2,0259	0,4265	1,9488	0,9613	2848,02	9,01	2290,23	37,56	0,2	80
Z18 N	13,8494	0,7082	0,4942	0,6129	0,8309	2852,38	5,78	2588,93	13,07	0,4	91

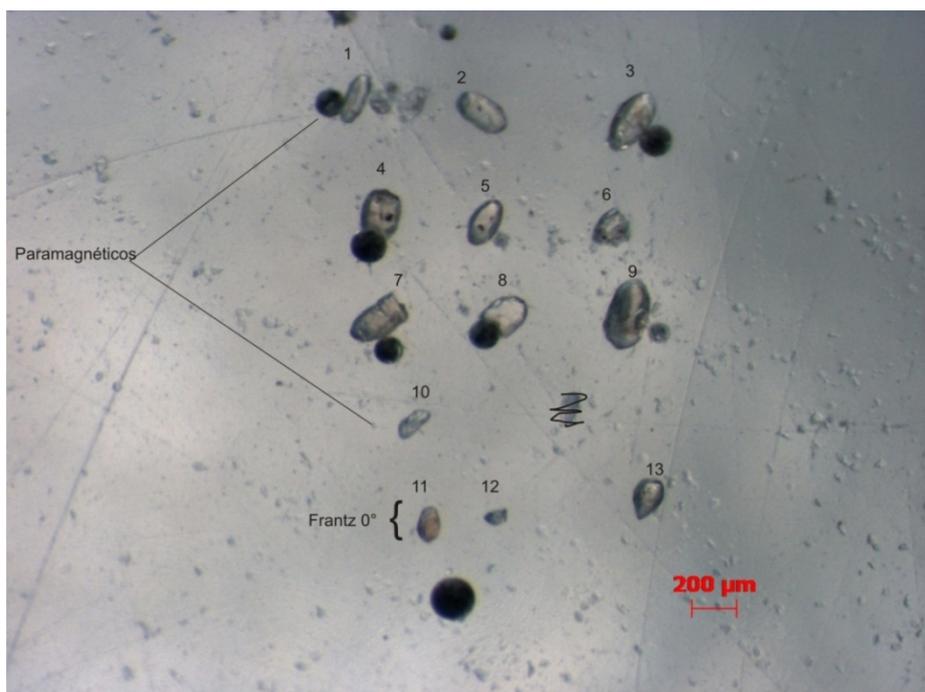
Tabela 18 - Resultados obtidos da análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircão do ortogranulito (MB-JEF-01b), separados por idades. (conclusão)

Grão	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erro (%)	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$ Idade (Ma)	1 σ erro (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Idade (Ma)	1 σ erro (Ma)	Th/U	
Z37N	13,6348	1,1094	0,4864	1,0205	0,9315	2852,92	7,09	2555,10	21,53	0,44	90
Z31	16,4825	1,2199	0,5878	1,1259	0,9178	2853,51	7,64	2980,41	26,87	0,19	104
Z19N	12,5134	1,5445	0,4459	1,4454	0,9334	2855,33	8,86	2377,22	28,74	0,13	83
Z3	15,8588	1,0065	0,5643	0,9102	0,8942	2857,14	6,99	2884,29	21,17	0,38	101
Z8	16,7521	1,4893	0,5955	1,4369	0,9636	2858,74	6,37	3011,59	34,57	0,23	105
Z38	14,7515	1,2882	0,5208	1,2318	0,9539	2869,98	6,13	2702,37	27,19	0,38	94
Z11	12,9314	0,8846	0,4500	0,8018	0,8933	2894,08	6,06	2395,49	16,04	0,21	83
Z1N	11,7354	1,1509	0,4074	1,0008	0,8590	2898,74	9,21	2203,80	18,68	0,19	76
Z47B	2,6344	7,1423	0,0959	6,9494	0,9871	2909,01	18,25	598,85	39,74	0,16	21
Z49B	12,1842	1,4389	0,4198	1,3631	0,9450	2909,57	7,47	2259,38	25,98	0,16	78
Elipses da discórdia de 2,9 Ga (Herança)											
Z15	17,4882	0,9223	0,5781	0,8488	0,9105	2976,90	5,81	2941,38	20,05	0,37	99
Z23	16,4299	1,6428	0,5428	1,5471	0,9398	2977,20	8,90	2795,22	35,09	0,23	94
Z12	16,7626	1,3258	0,5520	1,2196	0,9553	2983,49	8,36	2833,94	27,97	0,33	95
Z49N	14,7119	1,3418	0,4814	1,1825	0,9200	2992,96	10,20	2533,63	24,77	0,28	85
Z19B	9,1738	2,5065	0,2656	2,0930	0,8322	3188,14	21,83	1518,29	28,31	0,02	48

8.3.2 MB-JEF-01a (ortogranulito de composição gabróica)

Esta amostra representa um ortogranulito básico toleítico. Desta, apenas 13 grãos foram encontrados, sendo 10 do frantz final paramagnético e 3 do frantz da inclinação 0° da canaleta (Figura 77). Os grãos foram analisados em centros e/ou bordas gerando 16 spots. As características são apresentadas na Tabela 19 e na Figura 78. Não há ligação entre a morfologia dos grãos e o resultado, que são discutidos abaixo e podem ser encontrados na Tabela 20.

Figura 77- Montagem dos grãos de zircão da amostra MB-JEF-01a.

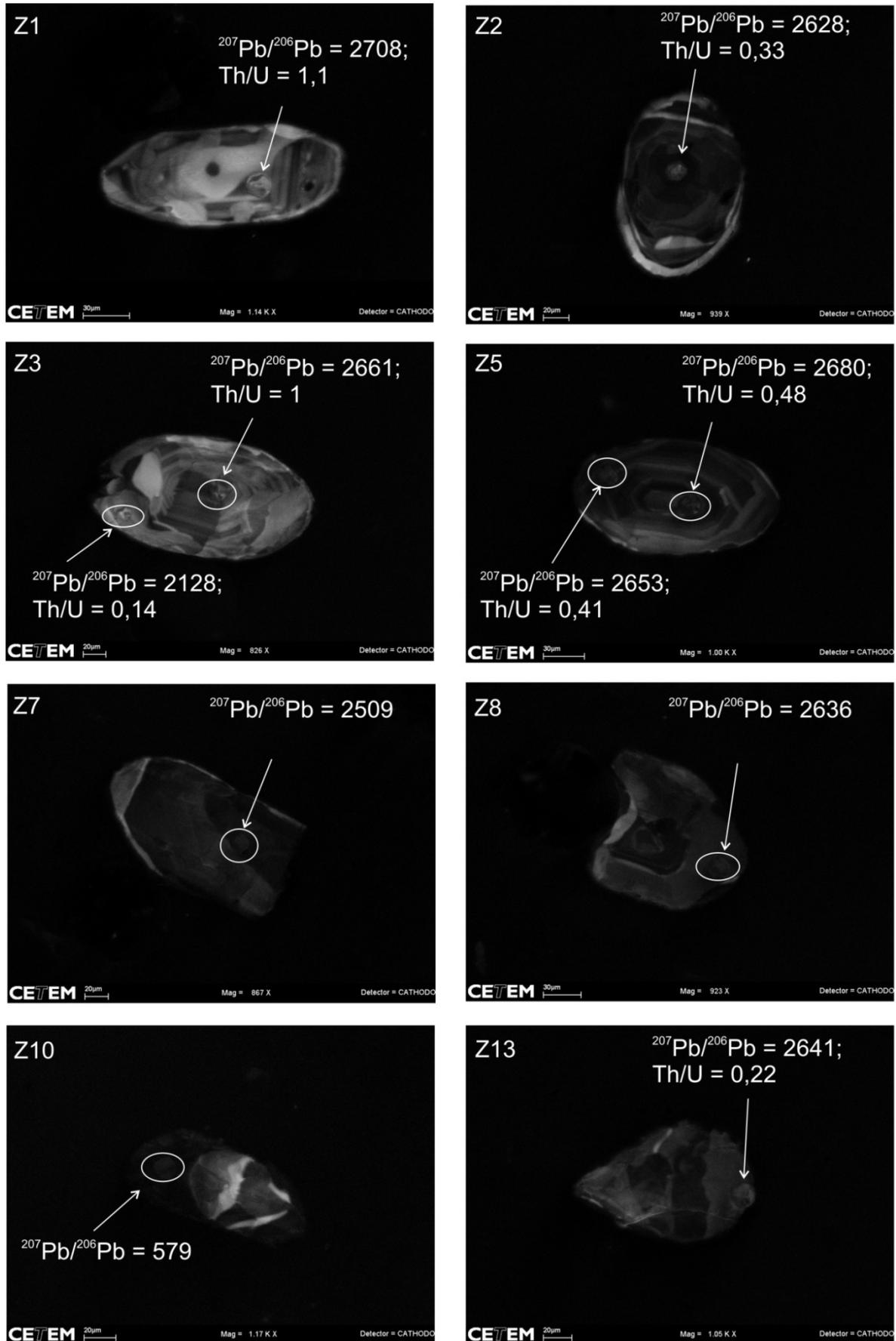


Legenda: Todos os grãos de zircão dessa montagem foram analisados.

Tabela 19 - Características dos grãos de zircão da amostra MB-JEF-01a analisados por LA-ICPMS.

Grão	Forma	Cor	Tamanho (μm)	Inclusões	Núcleo herdado	Sobrecrescimento	Zoneamento	Luminescência	Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)
Z1	Prismático	Incolor	150	Sim	Não	Sim	Núcleo: zonado; Borda: não zonada	Moderada no núcleo; alta na borda	2708 (núcleo)
Z2	Equidimensional	Incolor	130	Não	Não	Sim	Núcleo: zonado; Borda: não zonada	Moderada no núcleo; alta na borda	2628 (núcleo)
Z3	Subédrico	Incolor	200	Sim	Não	Sim	Núcleo: zonado; Borda: não zonada	Moderada no núcleo; alta na borda	2661 (núcleo)
Z4	Esférico	Castanho	120	Não	Não	Não	Não zonado	Baixa	2681
Z5	Lenticular	Incolor	150	Sim	Não	Não	Zonado	Moderada	2680
Z6	Ponta de prisma	Incolor	90	Não	Não	Não	Não zonado	Alta	2683
Z7	Ponta de zircão	Rosado	160	Sim	Não	Sim	Núcleo e borda não estão zonados	Moderada no núcleo e alta na borda	2509 (núcleo)
Z8	Subédrico	Incolor	110	Não	Sim (setor 1)	Não	Núcleo herdado: setor 2: não zonado	Baixa no núcleo e moderada no setor 2	2636 (setor 2)
Z9	Lenticular	Castanho	210	Não	Não	Sim	Núcleo e borda não estão zonados	Moderada no núcleo e baixa na borda	2634 (núcleo)
Z10	Subédrico	Incolor	120	Sim	Não	Sim	Núcleo e borda não zonada	Alta no núcleo e baixa na borda	579 (borda)
Z11	Lenticular	Rosa	110	Não	Não	Não	não zonado	Baixa	956
Z12	Ponta de zircão	Incolor	40	Não	Não	Sim	Núcleo e borda não estão zonados	baixa no núcleo e alta na borda	2494 (núcleo)
Z13	Lenticular	Incolor	180	Não	Não	Não	Não zonado	Moderada	2641

Figura 78 - Algumas imagens de catodoluminescência de grãos de zircão do ortogranulito básico (MB-JEF-01a).



Legenda: Pelas imagens, é possível observar que mais de um evento metamórfico afetou os grãos de zircão dessa rocha. As setas apontam aonde foi feito o *spot*, assim como também os círculos.

8.3.2.1 Interpretação dos Dados

Esses grãos de zircão resultaram em uma discórdia com intercepto superior de 2691 ± 14 Ma, interpretada como a idade da rocha e, com intercepto inferior de 604 ± 67 Ma (MSWD de 2,4 – Figura 79). Também foi obtida uma *concordia age* paleoproterozóica de 2146 ± 23 Ma com borda do zircão 3 (Figura 80). Essa idade paleoproterozóica talvez represente o registro de uma atividade termal que essa rocha foi submetida durante a orogênese Transamazônica, que é compatível com o metamorfismo granulítico registrado em lâmina e admitido pelo contexto regional. No entanto, essa idade foi calculada usando apenas uma elipse, o que estatisticamente não é uma idade confiável. A idade do intercepto inferior da discórdia arqueana deve representar o retrabalhamento Brasileiro (604 ± 67 Ma).

As imagens por catodoluminescência da Figura 78 confirmam que essa rocha registra mais de um evento tectônico-termal. A borda do zircão 3 (paleoproterozóica), por exemplo, mostra claramente que o zoneamento interno mais antigo foi afetado por evento termal de alta temperatura, que “corroí” o zoneamento interno. E a borda do z10 (neoproterozóica) é claramente mais nova que seu núcleo, como pode ser observado pela imagem de catodoluminescência.

Figura 79 – A idade da rocha (MB-JEF-01a) foi obtida pelo intercepto superior desse diagrama.

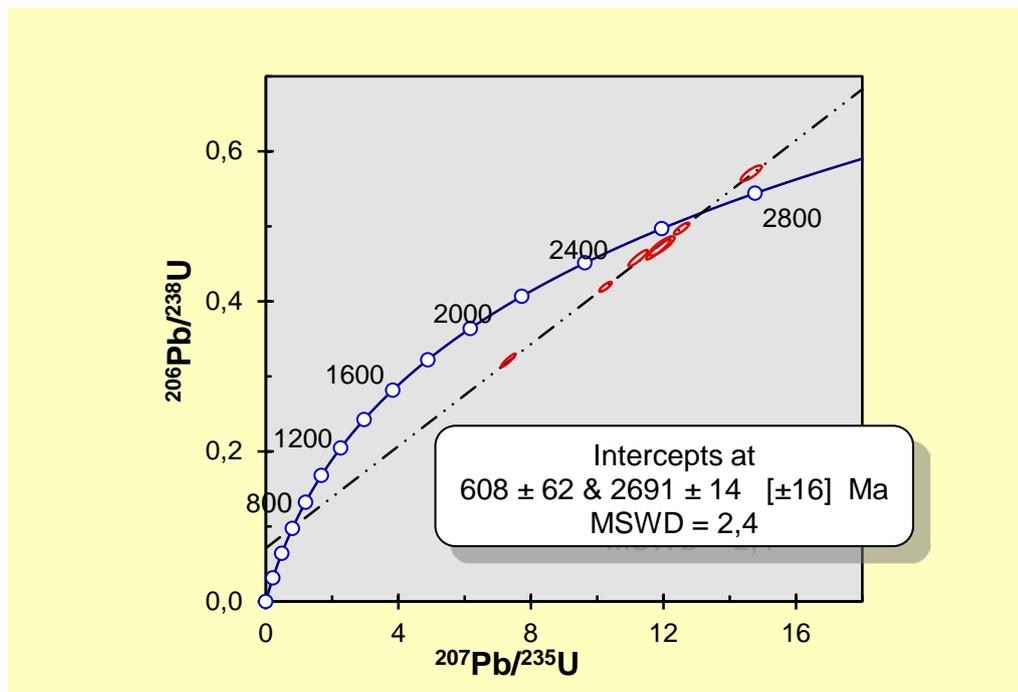
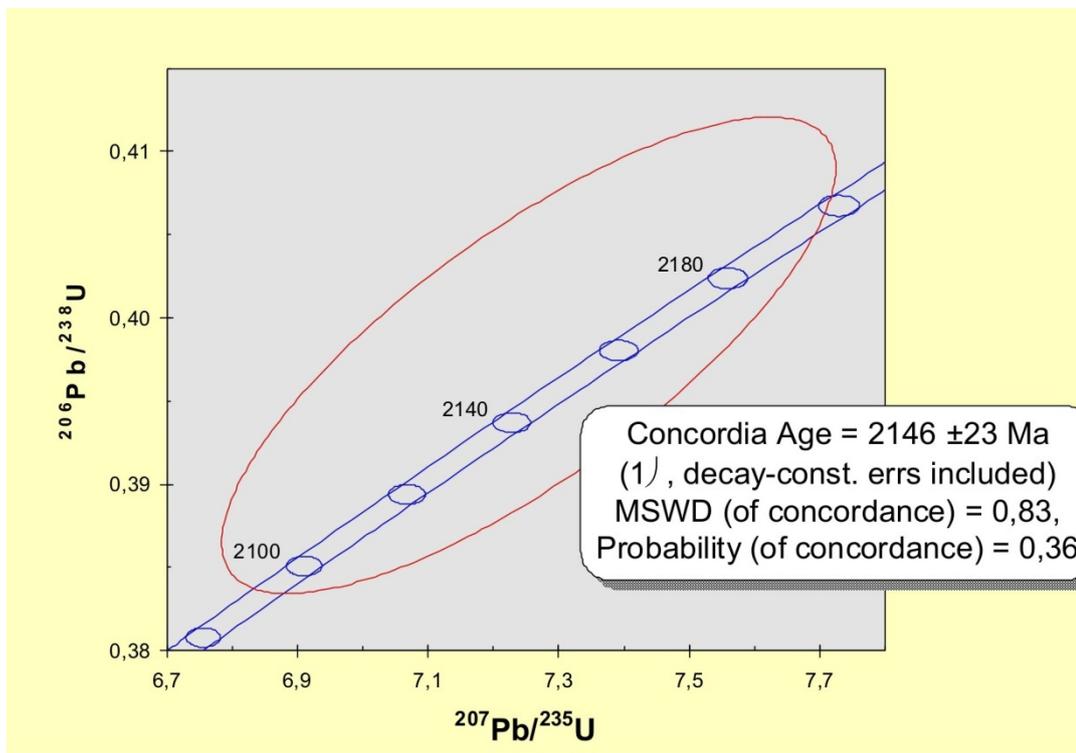


Figura 80 – Idade Paleoproterozóica obtida pela borda do zircão 3



Nota: Essa idade é semelhante à orogênese Transamazônica.

Tabela 20 - Resultados obtidos da análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircão do ortogranulito básico toleítico (MB-JEF-01a), separados por idades.

Grão	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erro (%)	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$ Idade (Ma)	1 σ erro (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ idade (Ma)	1 σ erro (Ma)	Th/U	Conc (%)
Elipses Neoproterozóica											
Z10*	0,8000	1,4160	0,0978	1,1897	0,8314	579,38	16,68	601,43	6,83	-	104
Z11	0,6952	3,2187	0,0711	3,1641	0,9830	956,34	12,05	442,90	13,54	-	46
Elipses de 2,1 Ga											
Z03B	11,0593	1,2311	0,4240	1,1147	0,8992	2736,27	8,59	2279,12	21,40	0,43	101
Elipses da discórdia de 2,7 Ga											
Z7	7,3210	1,2027	0,3216	1,1172	0,9243	2509,96	7,48	1797,53	17,53	-	72
Z12	10,2588	2,5461	0,4553	2,2106	0,9520	2494,05	21,26	2419,22	44,59	0,22	97
Z2*	10,2502	0,7407	0,4194	0,6371	0,8280	2628,38	6,28	2257,94	12,14	0,33	86
Z3N	10,4863	2,2230	0,4217	2,1500	0,9674	2661,47	9,26	2269,80	41,14	1,05	85
Z8	11,0847	1,0147	0,4513	0,9371	0,9161	2636,63	6,46	2401,53	18,79	-	91
Z9N*	11,2332	1,0585	0,4576	0,9639	0,9023	2634,74	7,27	2429,14	19,51	-	92
Z5B	11,6692	1,0016	0,4703	0,8934	0,9057	2653,19	7,51	2485,10	18,42	0,41	94
Z5N*	11,8425	1,2446	0,4694	1,1640	0,9314	2680,74	7,28	2480,96	23,97	0,48	93
Z6*	11,9493	1,2908	0,4738	1,0959	0,8394	2683,54	11,26	2501,53	22,72	-	93
Z13	11,9745	1,4240	0,4861	1,3353	0,9349	2641,49	8,21	2554,04	28,16	0,22	97
Z4*	12,5482	0,7401	0,4970	0,6398	0,8334	2681,95	6,15	2600,96	13,69	0,46	97
Z1*	14,6467	0,8774	0,5707	0,7447	0,8251	2708,43	7,66	2910,53	17,44	1,11	107

Nota: * elipse neoproterozóica usada no cálculo da discórdia de 2691 ± 14 Ma

8.4 Conclusões e Discussões sobre as Idades U-Pb dos Ortogranulitos da Folha Matias Barbosa (1:50.000)

As idades arqueanas obtidas para esses ortogranulitos entram em conflito com outras idades publicadas para o conjunto de rochas granulíticas que compõem o Complexo Juiz de Fora (HEILBRON et al., 2010; MACHADO et al., 1996; NOCE et al., 2007; SÖLNER et al., 1991). Por esse motivo, Silva et al. (2002) ao obterem idades arqueanas num enderbitto na mesma região, consideraram que se tratava de um terreno alóctone. A outra unidade basal da região onde são encontrados “restos” de crosta arqueana ($\approx 2,8$ Ga - CORDANI et al., 1973; HEILBRON et al., 2010) seria o Complexo Mantiqueira, porém segundo Duarte (1998) essa unidade aflora mais ao norte da cidade Juiz de Fora (MG) e, os ortogranulitos ocorreriam apenas de forma subordinada. Sendo assim, talvez realmente essas rochas possam representar um terreno alóctone de parte de uma crosta Arqueana. Essas rochas aparentemente se formaram no mesmo período do ciclo Rio das Velhas (2,9 – 2,62 Ga – DELGADO et al., 2003) e, conseqüentemente devem ter sido retrabalhadas na orogênese Transamazônica.

O fato é que essas rochas são mais antigas do que CJF, pois elas foram formadas por um ciclo anterior (há aproximadamente 700 Ma antes) aquele que originou as rochas do Complexo em questão. O CJF é representado por um conjunto de rochas calcioalcalinas formadas num ambiente de arco de ilha durante o Riáciano/Orosiriano (HEILBRON et al., 2010; NOCE et al., 2007), enquanto suas suítes toleíticas são do Sideriano (HEILBRON et al., 2004). Colocando essas suítes no contexto do ciclo de Wilson, o conjunto toleítico do CJF seria representante do magmatismo básico do início do Paleoproterozóico, ou seja, é parte remanescente dos primeiros estágios do ciclo de Wilson, enquanto o arco do Riáciano/Orosiriano seria o representante dos estágios finais, de um ciclo que se iniciou no Sideriano.

O enclave máfico (MB-JEF-01a), por ser mais jovem que o litotipo calcioalcalino (MB-JEF-01b), pode representar um paleodique gerado na fase inicial de outro ciclo.

9 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Foram realizadas 10 análises isotópicas de rocha total em litotipos ortoderivados nas áreas estudadas nessa tese, sendo escolhidos: (i) os 3 litotipos da Unidade Ponte Zinco (Folha Mangaratiba – 1:50.000) utilizados no estudo geocronológico; (ii) os 2 ortogranulitos da pedreira ativa próximo a Juiz de Fora (MG), também utilizados para o estudo geocronológico nessa tese (Folha Matias Barbosa – 1:50.000) e; (iii) 5 ortogranulitos do CJF, duas da pedreira desativada próximo a Matias Barbosa (MG) (folha homônima) e 3 do Complexo que aflora na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Folha Três Rios – 1:50.000), onde foi realizado o mestrado do autor, escolhidos inicialmente com o intuito de comparar o CJF em diferentes setores do Orógeno Ribeira. Ainda serão acrescentados mais 3 litotipos analisados durante o mestrado do autor (FERNANDES ANDRÉ, 2009), para comparação, totalizando 13 análises isotópicas.

Dessas amostras, apenas as rochas básicas foram analisadas para isótopos de Pb, a fim de caracterizar isotopicamente suas fontes. Todas as análises foram feitas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo).

Como já foi mencionado, um dos objetivos dessa tese é comparar o CJF em diferentes setores do orógeno, mas as análises geocronológicas, somados ao estudo de campo, mostram que os conjuntos analisados tratam-se de rochas diferentes (caso da Unidade Ponte de Zinco), que foram geradas por períodos magmáticos diferentes. Desta forma, optou-se por realizar o estudo dessas rochas separadamente (por unidade), pois as razões isotópicas podem revelar que existem possíveis correlações.

Esse estudo consiste na determinação das idades modelos T_{DM} de Nd, $\epsilon_{Nd}(t)$ e das possíveis fontes geradores. O entendimento sobre o comportamento e as relações dos pares isotópicos, permite a inferência de importantes considerações sobre as fontes magmáticas, pois assumindo o equilíbrio isotópico entre o magma e o resíduo sólido (equilíbrio cristal-líquido), no período em que o magma é extraído, as razões iniciais do magma serão semelhantes as da fonte (ROLLINSON, 1993, WILSON, 1991).

9.1 Unidade Ponte de Zinco

9.1.1 Idade Modelo de Nd (T_{DM}) e $\epsilon_{Nd(t)}$

Para o ortogranulito (MAN-JEF-01a) cálcioalcalino de composição monzogranítica, foi obtida a idade modelo (T_{DM}) de $\approx 2,7$ Ga. Seu $\epsilon_{Nd(t)} = +2,1$ foi baseado na idade de cristalização de 2653 Ma. Esses dados revelam que o ortogranulito representa uma rocha oriunda de material juvenil, gerado a partir do manto depletado no Neoarqueano. Por possuir xenocristais de zircão, sugere-se que rochas da crosta tenham contribuído na sua gênese, o que explica o $\epsilon_{Nd(t)}$ levemente positivo.

O ortognaisse com granada (MAN-JEF-03a) de composição granodiorítica da série cálcioalcalina possui $T_{DM} \approx$ de 2,1 Ga. Seu $\epsilon_{Nd(t)}$ foi calculado para a idade (t) de 2117 ± 15 Ma (idade de cristalização), e obtido o valor positivo de 3,3. Os dados isotópicos apontam para extração durante o Paleoproterozóico, do magma que cristalizou o protólito do ortognaisse, podendo esta fonte corresponder ao manto depletado.

Para o ortognaisse leucocrático (MAN-JEF-04) cálcioalcalino com composição monzogranítica foi obtida $T_{DM} \approx$ de 2,2 Ga. Seu $\epsilon_{Nd(t)} (+ 2,3)$ foi calculado para a idade de 2132 Ma, que é a idade de cristalização obtida na análise U-Pb em zircão. Esses dados revelam que a referida rocha foi formada a partir do manto depletado no Paleoproterozóico e representa um material magmático juvenil.

O fator de fracionamento ($f^{Sm/Nd}$) dos litotipos se encaixa no intervalo indicado por Sato (1998) para granitóides (-0,04 a -0,66. Sendo que para granulitos o $f^{Sm/Nd} = -0,52$). Além disso, suas razões $^{147}Sm/^{144}Nd$, estão abaixo de 0,165, pois segundo Stern (2002), valores iguais ou maiores que esse devem ser excluídos do cálculo de idade modelo, porque não apresentam significado geológico. Essas verificações dão maior confiabilidade aos dados, entretanto, as idades modelos só possuem significado, caso essas rochas tenham sido formadas a partir do manto depletado. Outros reservatórios como os de Zindler e Hart (1986), tornam as idades sem valor geológico. Os valores estão na Tabela 21.

Tabela 21 - Idades modelos e $\epsilon_{Nd(t)}$ para os litotipos estudados da Unidade Granulítica Ponte de Zinco, região de Mangaratiba (RJ).

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f^{\text{Sm/Nd}}$	T_{DM} (Ma)	T (Ma) *	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$
MAN-JEF-01a (ortogranulito)	3,860	23,983	0,0973	0,511006	-0,51	2,7	2653	-31,83	+2,1
MAN-JEF-03a (ortognaisse com granada)	3,133	18,458	0,1026	0,511496	-0,48	2,1	2117	-22,28	+3,3
MAN-JEF-04 (ortognaisse leucocrático)	10,041	82,827	0,0733	0,511024	-0,63	2,2	2132	-31,47	+2,3

Legenda: MAN-JEF-01a (ortogranulito), MAN-JEF-03a (ortognaisse com granada) e MAN-JEF-04 (ortognaisse leucocrático). *Idade U-Pb obtida nessa tese.

9.1.2 Caracterização das Possíveis Fontes dos Magmas a Partir dos Isotópicos de Nd e Sr

Para a determinação da fonte do magma precursor desses litotipos foi necessário regredir as razões isotópicas de Nd e Sr para a idade de cristalização, interpretadas no método U-Pb em zircão, para assim obter as razões iniciais. Os dados das razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras e do $\text{CHUR}_{(t)}$ são apresentados na Tabela 22.

Como os dois ortognaisses apresentam idades próximas, foi escolhida à idade de 2,1 Ga para que ambos pudessem ser comparados no mesmo diagrama (Figura 81). Sendo assim, as razões do CHUR e do BABI seriam as mesmas em ambas as amostras naquele período de tempo (t). Como nesse estudo não se trata de valores absolutos e as idades estão em bilhões de anos, não há problemas em utilizar uma idade em comum para os dois litotipos. Todavia, a tabela abaixo possui os valores reais para cada rocha, com suas respectivas idades de cristalização.

Tabela 22 - Valores das razões iniciais de Nd e Sr para os litotipos da Unidade Granulítica Ponte de Zinco.

Amostras	Classificação Modal	Idade	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$
MAN-JEF-01a	Monzogranito (ortogranulito)	2653 Ma	0,511006	0,50930	+2,1	0,714068	0,70529
MAN-JEF-03a	Granodiorito (ortognaisse c/ granada)	2122 Ma	0,511496	0,51008	+3,3	0,734328	0,71039
MAN-JEF-04	Monzogranito (ortognaisse leucocrático)	2132 Ma	0,511024	0,51001	+2,3	0,773721	0,70269

Nota: As razões do ortogranulito (MAN-JEF-01), do ortognaisse com granada (MAN-JEF-03a) e do ortognaisse leucocrático (MAN-JEF-04) foram calculadas para as respectivas idades de cristalização obtidas pelo método U-Pb em zircão (LA-ICPMS).

Esses dois litotipos plotam no campo do I do diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 81a), porém por terem grandes diferenças nas razões isotópica de Sr estão bem distantes um do outro. Aparentemente ambos foram gerados de uma fonte depletada, atestada pelas razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$, que são ligeiramente mais altas do que a do CHUR naquele momento da história da Terra e pelos seus $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$.

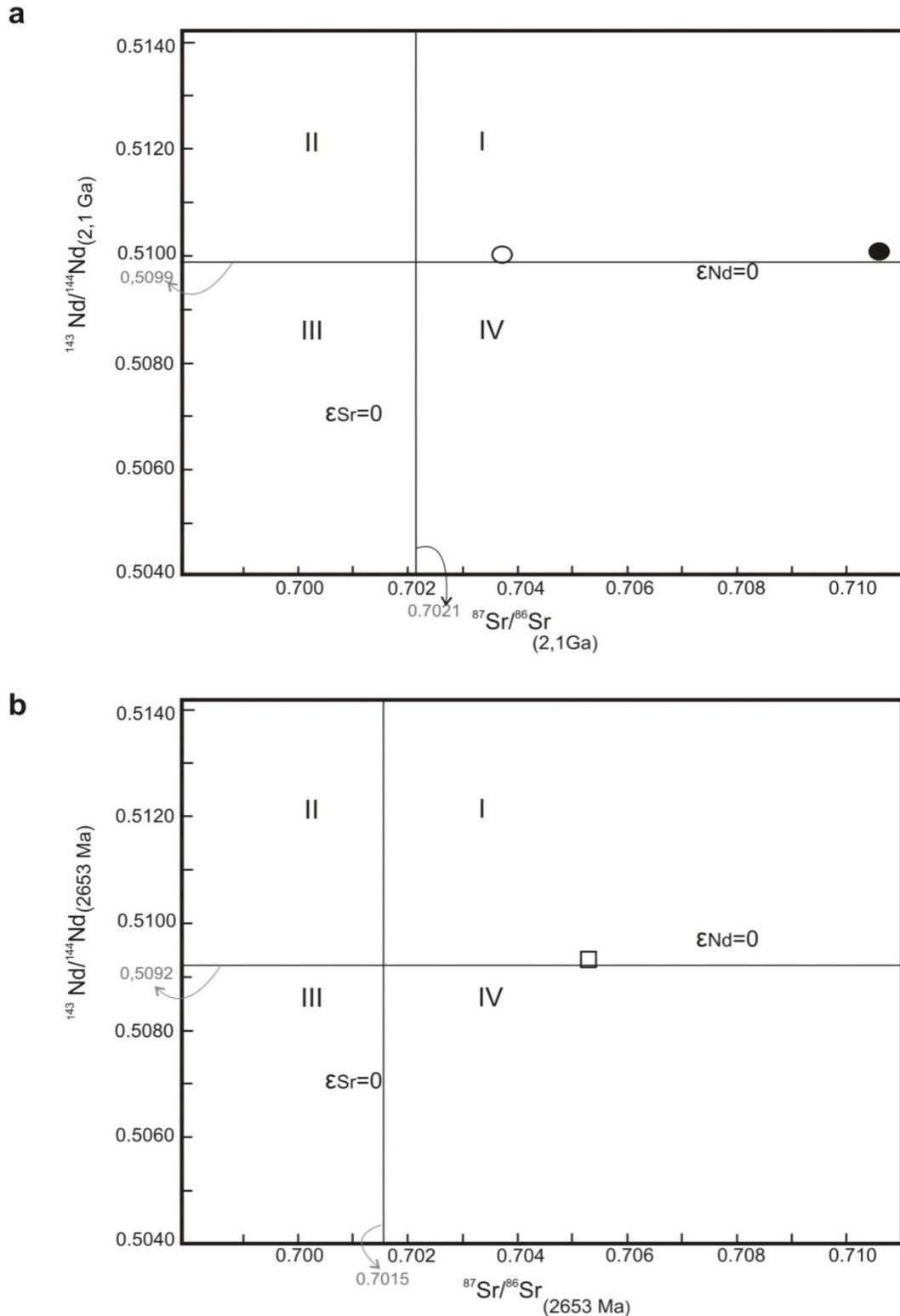
Na amostra MAN-JEF-03a, a alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0,710) pode ser explicada por um conjunto de fatores: primeiro a herança Arqueana (xenocristais de zircão), evidenciada no método U-Pb no diagrama concórdia (Fig. 8.8), e pela presença de enclaves (leia o capítulo 6), atestando assim uma contribuição da crosta em sua gênese, porém não grande o suficiente para alterar a concentração do par Sm-Nd, pois seu $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ é positivo (+3,3); outro fator que pode ter dado alguma contribuição para o aumento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$, é a entrada de fluido contendo Rb durante a deformação, já que a rocha também apresenta feições de deformação dúctil, pois segundo Dantas et al. (2002), o Rb é móvel em tais condições. Portanto, a hipótese de uma fonte mantélica com baixa assimilação de rochas da crosta superior, poderia explicar a formação dessa rocha.

Já o litotipo MAN-JEF-04 possui baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ ($\approx 0,703$), compatível com uma rocha manto derivada, porém mais elevada que o reservatório terrestre mantélico naquele momento ($\approx 0,7021$). Mas ainda existe a possibilidade da entrada de Rb na rocha por fluido retrometamórfico, pois a rocha apresenta feições miloníticas e de retrometamorfismo

(provavelmente causado pela deformação), o que poderia ter elevado a concentração de Rb, e ainda tem alguma herança Arqueana (um zircão de 2,6 Ga). Porém, devido a sua baixa razão é pouco provável que tenha ocorrido à entrada de Rb de fontes externas, e caso ela tenha ocorrido foi de forma sutil.

O ortogranulito também plota no campo I do diagrama (Figura 81b), pois possui razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ (0,50930) ligeiramente superior a do CHUR_(t) (0,50920) e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0,70529) é mais alta que o BABI (0,7014) naquele momento. Os valores encontrados na tabela 9.2 apontam para diferenciação a partir de uma fonte mantélica depletada. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ ($\approx 0,70529$) é semelhante de rochas manto-derivadas de arcos continentais (FAURE, 1986), o que também explicaria a presença de heranças (grãos de zircão herdados), observadas no diagrama concórdia da Figura 56. Então, assim como no ortognaisse com granada, a crosta Arqueana teve participação na geração dessa rocha, o que talvez possa ter contribuído para o valor de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ não ser tão elevado (+2,1). O outro fator que poderia ter influenciado na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ seria a entrada de fluido retrometamórfico, constatado na análise petrográfica, o que provavelmente não ocorreu de forma significativa, assim como para o litotipo anterior. O que chama atenção é que pelo diagrama concórdia, a rocha teve grande participação da crosta, o que poderia ter tornado sua razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ muito alta. Uma explicação seria que as rochas envolvidas não seriam ricas em Rb e Sr radiogênico, ou seja, não seriam geoquimicamente muito evoluídas.

Figura 81 - Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ mostrando características das fontes mantélicas dos litotipos da Unidade Granulítica Ponte de Zinco.



Legenda: a) Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ do ortognaisses com granada (MAN-JEF-03a - circulo preto) e do leucocrático (MAN-JEF-04 - circulo vazio). As amostras foram colocadas no mesmo diagrama por possuírem idades parecidas. b) Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ mostrando características da fontes mantélica do ortogranulito (MAN-JEF-01a - quadrado vazio).

9.2 Complexo Juiz De Fora

As rochas estudadas nesse subcapítulo, com o intuito da determinação das fontes magmáticas, são da região de Matias Barbosa (MG) e Três Rios (RJ), que segundo Duarte (1998); Fernandes André et al. (2009) e; Heilbron et al. (2004), pertencem ao CJF. Ainda foram utilizadas três amostras de Fernandes André (2009), da região de Três Rios (RJ), para comparação, sendo: dois ortognaisses paleoproterozóicos (idade aproximada de 2,1 Ga) da série cálcioalcalina de médio-K (TR-JEF-01C1 e TR-JEF-01a) e um ortogranulito básico da série toleítica do tipo E-MORB, assumido com a idade 2,4 Ga (TR-JEF-01), como na literatura (HEILBRON et al., 2004), pois na análise geocronológica dessa amostra foram obtidas apenas idades de metamorfismo (FERNANDES ANDRÉ et al., 2009).

Algumas rochas, por não possuírem idades absolutas, foram regredidas por valores encontrados na literatura. Essas idades foram escolhidas de acordo com suas similaridades geoquímicas e com idades modelo de Nd compatíveis.

9.2.1 Idade Modelo de Nd (T_{DM}) e $\epsilon_{Nd(t)}$

A amostra MB-JEF-O2a (ortogranulito cálcioalcalino de alto-K de composição monzogranítica), considerada paleoproterozóica (2100 Ma, como em MACHADO et al. 1996), possui $\epsilon_{Nd(t)}$ ligeiramente negativo (-1,6 – Tabela 83), que deve indicar a participação de material crustal na sua gênese, já que a idade T_{DM} de aproximadamente 2,4 Ga mostra um intervalo relativamente curto entre a separação do magma da fonte e a sua cristalização. Portanto, o ortogranulito pode representar uma rocha juvenil, tendo a crosta antiga participação na sua formação. Mas ainda existe possibilidade de uma fusão da crosta Paleoproterozóica. Vale lembrar que esse litotipo foi apontado como sin-colisional pela geoquímica. O outro litotipo (TR-JEF-03b) é um ortogranulito cálcioalcalino de alto-K, com composição monzogranítica. Este também foi considerado Paleoproterozóico (2100 Ma, como em MACHADO et al. 1996) e representa uma rocha formada a partir de material juvenil ($T_{DM} = 2,2$ Ga), mas sem contribuição crustal, como indica seu $\epsilon_{Nd(t)}$ positivo (+2,8 – Tab. 9.3), sendo o manto depletado considerado como a fonte dessa rocha. Seus $f^{Sm/Nd}$ estão dentro do intervalo mencionado por Sato (1998).

O ortoanfibolito alcalino (JA-17-JEFa - definido assim por FERNANDES ANDRÉ, 2009), encontrado na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Três Rios RJ), apresenta

idade modelo (1,3 Ga) menor que a idade U-Pb encontrada na literatura até agora ($\approx 1,7$ Ga) para esse conjunto do CJF (HEILBRON et al., 2004, 2010). Por esse motivo a idade T_{DM} (Tabela 83) pode não ter valor geológico, mesmo possuindo razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ abaixo do limite sugerido por Stern (2002 - 0,165 para $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) e $f^{\text{Sm/Nd}}$ (-0,48) próximo a média de basaltos alcalinos. Para realizar as regressões foi usada a idade encontrada em Heilbron et al. (2010), e assim, obtido um $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivo e bastante elevado (+11,5) se comparado com outros metabasitos estudados, o que aponta para uma fonte mantélicas fortemente depletada em relação ao CHUR. Resultado intrigante para uma rocha definida como alcalina, pois esse valor do $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ é próximo do valor médio dos basaltos do tipo MORB (+10).

Amostra TR-JEF-03a (toleítico do tipo E-MORB) possui idade modelo ($T_{DM} = 2,4$) próxima a idade de cristalização encontrado por Heilbron et al. (2004 e 2010). Seu $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivo (+ 2,9) indica geração a partir do manto depletado (Tabela 83). O outro metabasito toleítico (MB-JEF-O2c), com razão La/Yb_N (de 3,293) próxima aos basaltos toleíticos do tipo Decan (3,395), possui $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivo (+8,2 – Tabela 83), isso considerando a idade de 2,4 Ga do conjunto toleítico encontrada na literatura. Como essa suíte é heterogênea (DUARTE, 1998), essa idade pode ser utilizada no cálculo de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$. No entanto, sua idade modelo (1,6 Ga) possui valor muito inferior das idades de cristalização encontradas na literatura, o que não necessariamente descarta o dado, pois possui razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $f^{\text{Sm/Nd}}$ (-0,20) dentro dos padrões e, não foi feita análise U-Pb para comparar com essa idade modelo. Mas para regredir suas razões e o ϵ_{Nd} , foi usada a idade da literatura, assim como aconteceu com o ortoanfibolito alcalino (JA-017- JEFa). Dessa forma é interpretado que esse litotipo toleítico foi extraído do manto depletado.

Tabela 23 - Idades modelos e $\epsilon_{Nd(t)}$ para os litotipos estudados do Complexo Juiz de Fora, encontrados na folha Matias Barbosa.

Amostras	Classificação Modal e litogeoquímica	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f^{\text{Sm/Nd}}$	T_{DM} (Ma)	T (Ma)	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$
MB-JEF-O2a (ortogranulito)	Monzogranito (cálcioalcalino)	1,566	10,58 3	0,0895	0,51107	-0,55	2,4	2100 (2)	-30,52	-1,6
MB-JEF-O2c (ortogranulito)	Gabro/diorito (toleítico- tipo Decan)	5,376	20,67 4	0,1572	0,51243	-0,20	1,6 (2)	2400 (1)	-4,01	+8,2
JA-17-JEFa (ortoanfibolito)	Gabro/diorito (alcalino)	9,118	54,32 5	0,1015	0,51212	-0,48	1,3 (2)	1765 (1)	-10,14	+11,5
TR-JEF-03a (ortogranulito)	Gabro/diorito (toleítico, E-MORB)	1,650	6,074	0,1643	0,51227	-0,16	2,4	2400 (1)	-7,11	+2,9
TR-JEF-03b (ortogranulito)	Monzogranito (cálcioalcalino)	2,285	10,55 7	0,1309	0,51187	-0,33	2,2	2100 (1)	-14,99	+2,8

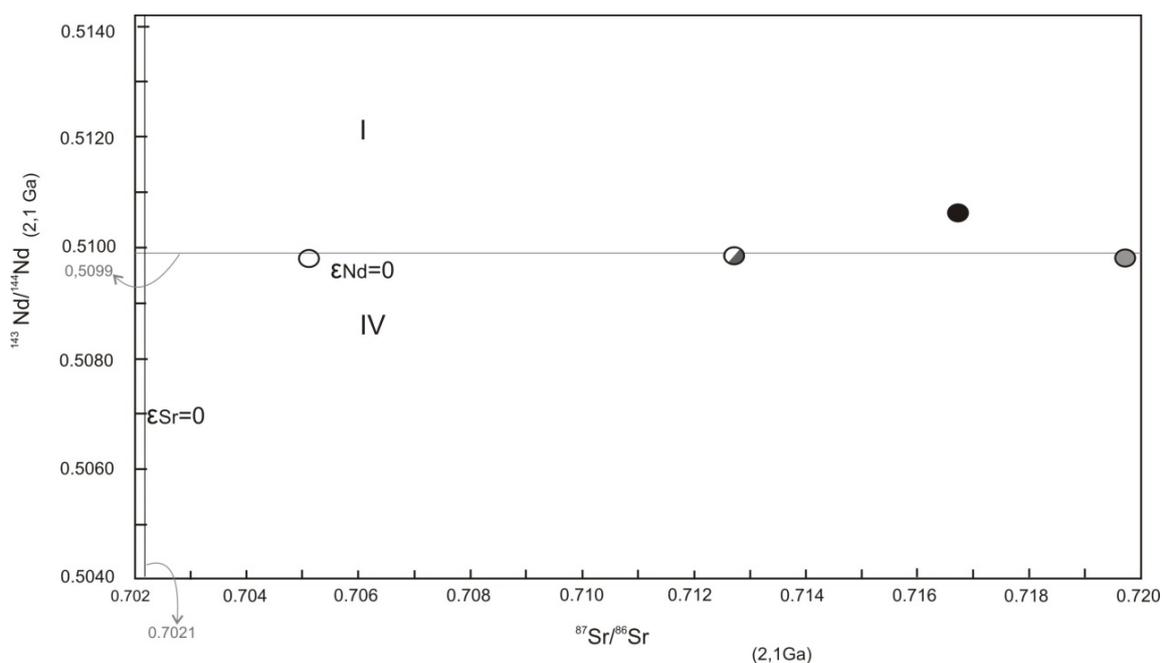
Nota: (1) Valores retirados de Heilbron et al. 2004 e Machado et al. 1996. (2) Idade modelo de Nd mais nova que as idades de cristalização encontradas na literatura para rochas semelhantes.

9.2.2 Caracterização das Possíveis Fontes dos Magmas a Partir dos Isotópicos de Nd e Sr

Os ortogranulitos/ortognaisses da série cálcioalcalina foram regredidos para idade publicada em Machado et al. (1996), para que possam ser comparados no mesmo diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 82). Mas essa comparação mostrou que aparentemente é pouco provável que exista uma relação entre essas rochas, pois todas estão distantes umas das outras, devido a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Porém, os ortognaisses de Três Rios (TR-JEF-01a e TR-JEF-1C1) que plotam no IV quadrante, possuem idades modelos semelhantes (2,37 e 2,36 Ga) e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ levemente negativos (-0,71 e -0,63), o que aponta para uma fonte em comum (FERNANDES ANDRÉ et al. 2009). Assim, a dispersão entre elas no diagrama deve ter sido causada pela entrada de fluido rico em Rb, devido a implantação da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (DAYAN e KELLER, 1989), no Neoproterozóico, já que é uma zona de escala regional, responsável pela formação de milonitos e ultramilonitos (ALMEIDA, 2000). Dantas et al. (2002) mostraram que o sistema Rb-Sr é afetado em tais condições. Os fluidos relacionados a essa zona de cisalhamento devem ter alterado o conteúdo de Sr e Rb original, e por isso as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Tabela 24) não devem ser confiáveis.

Considerando assim, essas rochas provavelmente representam um material magmático juvenil de derivação mantélica, com uma “pequena” participação da crosta em suas gêneses, pois possuem valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ levemente negativos (-0,63 e -0,71). Por outro lado, ainda não pode ser descartada a possibilidade de fusão de crosta, devidos aos seus $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos.

Figura 82 - Diagrama de $^{143}Nd/^{144}Nd_{(t)}$ X $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ para caracterização da fontes mantélica das rochas cálcioalcalinas de 2,1Ga do CJF.



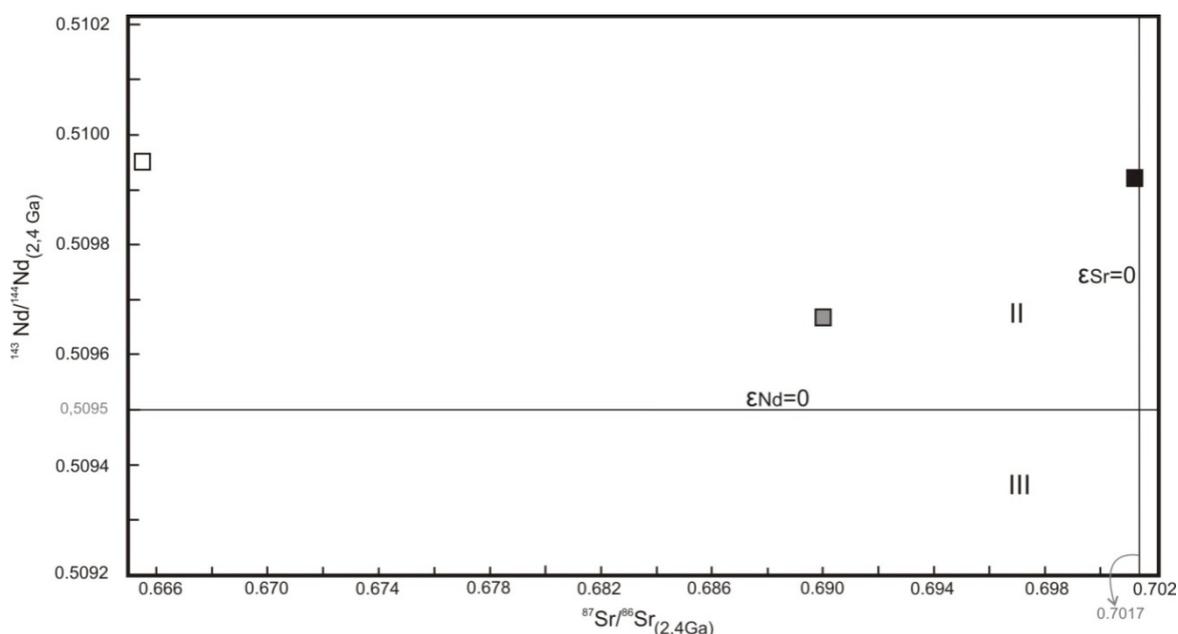
Legenda: MB-JEF-02a (círculo vazio), TR-JEF-01C1 (círculo parcialmente preenchido), TR-JEF-03b (círculo preto) e TR-JEF-01a (círculo cinza). Esse diagrama indica uma provável entrada de Rb para as rochas da região de Três Rios (RJ) se comparada com outra de Matias Barbosa (MG). As razões iniciais são encontradas na Tabela 24.

O mesmo pode-se dizer sobre a razão $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ (0,71676 – Tabela 24) do ortogranulito de alto-K (TR-JEF-03b), também encontrado na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. As inferências sobre a fonte dessa rocha só podem ser realizadas a partir dos dados de Sm-Nd, os quais apontam que a rocha é derivada a partir do manto depletado ($\epsilon_{Nd(t)} = +2,8$).

O litotipo MB-JEF-02a (ortogranulito de alto-K) plota no IV quadrante do diagrama (Figura 82). Ele possui $\epsilon_{Nd(t)}$ negativo (-1,6), o que aponta para uma rocha de derivação crustal, enquanto sua razão $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ (0,70514) levanta a possibilidade de fusão da crosta inferior. Importante lembrar, que essa rocha foi classificada como sin-colisional na litogeoquímica. Porém, outra explicação talvez fosse a mistura de fontes, entre o manto e a crosta inferior. Todavia, em ambos os casos a crosta inferior pode ter participado na gênese dessa rocha. Essas hipóteses ainda poderiam ser estendidas para os litotipos félsicos com $\epsilon_{Nd(t)}$

negativos (TR-JEF-01a e TR-JEF-1C1), pois já que suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podem ter sido alteradas, não há motivos para supor que surgiram de maneira diferente. Assim, as interpretações anteriores para essas amostras ainda são válidas, porém agora existe outra hipótese para explicar suas gênese. Os valores podem ser vistos na Tabela 24.

Figura 83 - Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ para caracterização da fontes mantélica das rochas básicas toleíticas do CJF.

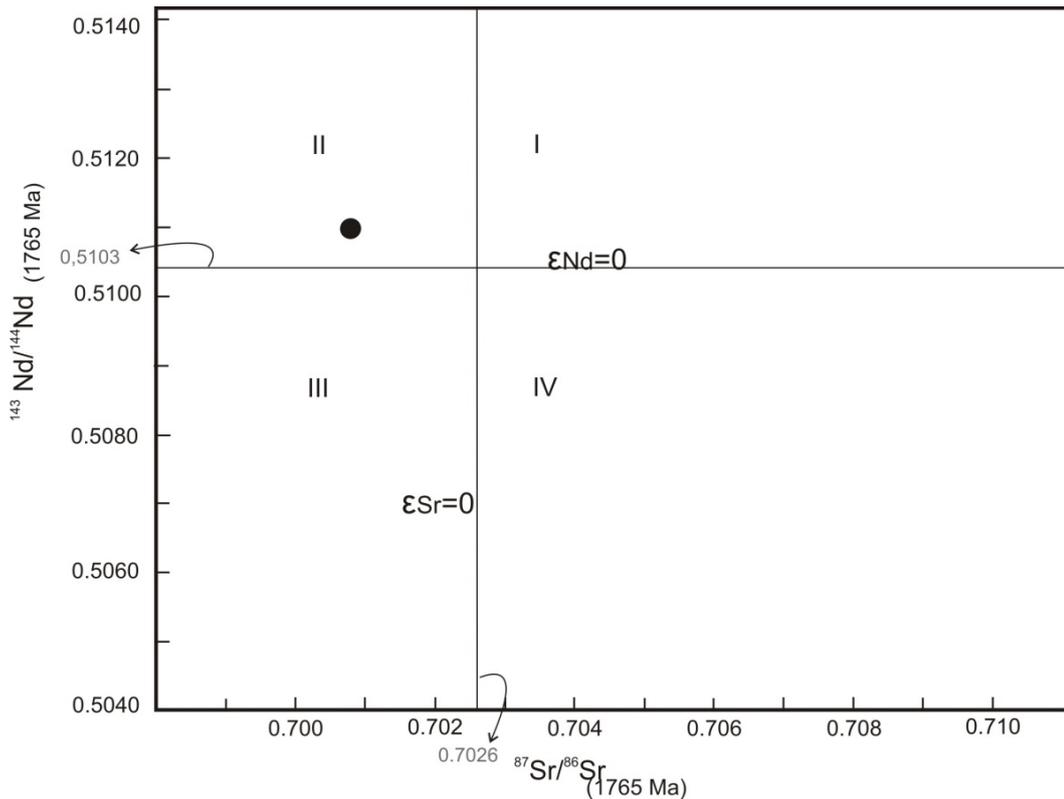


Legenda: MB-JEF-02c (quadrado vazio), TR-JEF-03a (quadrado cinza) e TR-JEF-01 (quadrado preto). As rochas básicas de Três Rios (RJ) também podem ter tido suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ alteradas devido a entrada de Rb, que pode ter sido causada pela Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul, como é sugerido para as rochas cálcioalcalinas da região. As razões iniciais são encontradas na Tabela 24.

Pelo diagrama da Figura 83 e na Tabela 24 é possível notar que as rochas toleíticas da região Três Rios (TR-JEF-01 e TR-JEF-03a) também apresentam maior razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0,70165 e 0,69023, respectivamente) em relação as rochas básicas de Matias Barbosa (MB-JEF-02c - 0,66548), o que corrobora com hipótese levantada de entrada de fluido rico em Rb, causada pela zona de cisalhamento. Essa hipótese impossibilita de correlacionar as amostras usando ambos os pares isotópicos (Sm-Nd e Rb-Sr), mesmo no caso das amostras TR-JEF-01 e MB-JEF-02c, que possuem $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ próximos. Isto seria interessante, já que segundo Duarte (1998), as rochas toleíticas representam suítes heterogêneas. Em todo caso, todas as amostras plotam no quadrante depletado, com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivo, indicando extração a partir do manto depletado.

A amostra da série alcalina (JA-17-JEFa) plota no quadrante depletado, porém sua razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ também pode ter sido alterada pela zona de cisalhamento. Importante destacar que essa amostra foi definida como alcalina por elementos traços imóveis (FERNANDES ANDRÉ, 2009), o que indicaria que sua fonte seria diferente do manto depletado, mas que provavelmente tinha uma alta concentração de ^{143}Nd (Figura 84).

Figura 84 - Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ X $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ para caracterização da fonte mantélica da rocha básicas da série alcalina (JA-17-JEFa) encontrada na região de Três Rios (RJ).



Nota: A razão inicial é encontrada na Tabela 24.

Tabela 24 - As razões iniciais de Nd e Sr das rochas do Complexo Juiz de Fora.

Amostras	Classificação Modal/ e litogeoquímica	Idade	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$
MB-JEF-O2a (ortogranulito) (3)	Monzogranito (cálcioalcalino)	2100 ⁽²⁾	0,51107	0,50984	-1,6	0,72352	0,70514
MB-JEF-O2c (ortogranulito) (3)	Gabro/diorito (toleítico- tipo Decan)	2400 ⁽²⁾	0,51243	0,50995	+8,2	0,74691	0,66548
JA-17-JEFa (ortoanfibolito) (3)	Gabro/diorito (alcalino)	1765 ⁽²⁾	0,51212	0,51098	+11,5	0,70935	0,70076
TR-JEF-03a (ortogranulito) (3)	Gabro/diorito (toleítico, E-MORB)	2400 ⁽²⁾	0,51227	0,50967	+2,9	0,73027	0,69023
TR-JEF-03b (ortogranulito) (3)	Monzogranito (cálcioalcalino)	2100 ⁽²⁾	0,51187	0,51006	+2,8	0,92834	0,71676
TR-JEF-01 (ortogranulito) (1)	Gabro/diorito (toleítico, E-MORB)	2400	0,51266	0,50992	+7,7	0,70618	0,70165
TR-JEF-01a (ortognaisse) (1)	Granodiorito (cálcioalcalino)	2100	0,51120	0,50986	-0,71	0,73657	0,71971
TR-JEF-01C1 (ortognaisse) (1)	Granodiorito (cálcioalcalino)	2100	0,51125	0,50989	-0,63	0,74306	0,71269

Nota: Essas razões foram regredidas para as idades de cristalização encontradas na literatura para cada suíte: (1) Dados retirados do mestrado do autor (FERNANDES ANDRÉ, 2009). (2) Idades retiradas da literatura: Machado et al. (1996) para as rochas cálcioalcalinas, Heilbron et al. (2004) para rochas toleíticas e Heilbron et al. (2010) para rocha alcalina. (3) amostras analisadas nessa tese.

9.3 Ortogranulitos Arqueanos da Folha Matias Barbosa

9.3.1 Idades Modelos de Nd e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$

Segundo Stern (2002) amostras com razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \geq 0,165$ devem ser excluídas do cálculo da idade modelo. Assim a idade T_{DM} da amostra MB-JEF-01a (ortogranulito básico toleítico) provavelmente não possui valor geológico. Essa proposta explicaria o porquê da idade T_{DM} (2,3 Ga) ter sido menor que a idade de cristalização (2691 Ma) obtida pelo método U-Pb em zircão (Tabela 25). De forma semelhante à amostra MB-JEF-01b (ortogranulito de baixo-K com composição granodiorítica) também possui T_{DM} arqueana (2,6 Ga) e idade de

cristalização mais antiga (2849 Ma). Por tal motivo essa idade não será considerada, mesmo possuindo razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ menor do que a definida por Stern (2002) e $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}$ próximo de rochas dessa composição. Assim, ambas as amostras não possuem idades modelos confiáveis.

A rocha básica arqueana (2693 Ma, MB-JEF-01a) possui $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivo (+3,4) indicando sua origem a partir do manto depletado, assim como o ortogranulito cálcioalcalino de baixo-K de $\approx 2,8$ Ga (MB-JEF-O1b), que possui $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (+5,9). Os valores podem ser visualizados na Tabela 25.

Tabela 25 - Idades modelos e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ para os ortogranulitos MB-JEF-01a e MB-JEF-01b da folha Matias Barbosa (1:50.000).

Amostras	Classificação Modal e litogeoquímica	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f^{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM} (Ma)	T (Ma) (2)	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$
MB-JEF-O1a (ortogranulito)	Gabro/diorito (toleítico do tipo E-MORB)	2,29	7,41	0,1866	0,51264	-0,05	2,3 (1)	2691	-0,04	+3,4
MB-JEF-O1b (ortogranulito)	Granodiorito (baixo-K)	2,07	13,91	0,0898	0,51093	-0,54	2,6 (1)	2849	-33,35	+5,9

Nota: (1) Sem valor geológico. (2) Idade de cristalização obtida nessa tese.

9.3.2 Caracterização das Possíveis Fontes dos Magmas a Partir dos Isotópicos de Nd e Sr

As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ podem ser encontradas na Tabela 26. Plotando esses valores no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$, a amostra básica plota no II quadrante, tendo sua fonte razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0,70133) próxima a do BABI (0,7014) e razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ maior que o CHUR naquele período na idade da Terra (Figura 85).

Já o litotipo cálcioalcalino plota no I quadrante (Figura 86) com uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0,70923) relativamente elevada, o que indica maior contribuição crustal, porém se comparada, a razão é mais baixa do que basaltos toleíticos continentais (0,710 – GERALDES, 2010), onde a contaminação crustal é usada para explicar uma razão mais alta do que basaltos toleíticos de outros ambientes geodinâmicos. No caso de um litotipo cálcioalcalino de origem mantélica (como indica seu $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = +5,9$), essa contaminação pode ser caracterizada pela herança arqueana (2975 ± 10 Ma) observada a partir dos dados U-Pb em zircão. Outro fator que pode ter influenciado no aumento da razão seria a entrada de Rb durante o

retrometamorfismo que essa rocha foi submetida. Sendo assim, essa rocha é considerada manto derivada, tendo o manto depletado maior contribuição na sua formação, porém também tendo a crosta participação em sua gênese e ainda um possível acréscimo de Rb durante retrometamorfismo no Neoproterozóico, que teria aumentado à razão Rb/Sr da rocha.

Tabela 26 - Valores das razões iniciais de Nd e Sr para os ortogranulitos (MB-JEF-01a e MB-JEF-01b) da folha Matias Barbosa (1:50.000).

Amostras	Classificação Modal/ e litogeoquímica	Idade	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$
MB-JEF-01a	Gabro/diorito (E-MORB)	2691	0,51264	0,50932	+3,4	0,709268	0,70133
MB-JEF-01b	Granodiorito (baixo-K)	2849	0,51093	0,50924	+5,9	0,710672	0,70923

Nota: As razões foram calculadas para as respectivas idades de cristalização obtidas pelo método U-Pb em zircão (LA-ICPMS) nesta tese.

Figura 85 - Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ X $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ para caracterização da fonte mantélica da rocha básica toleítica (MB-JEF-01a) de idade arqueana da Folha Matias Barbosa (1:50.000).

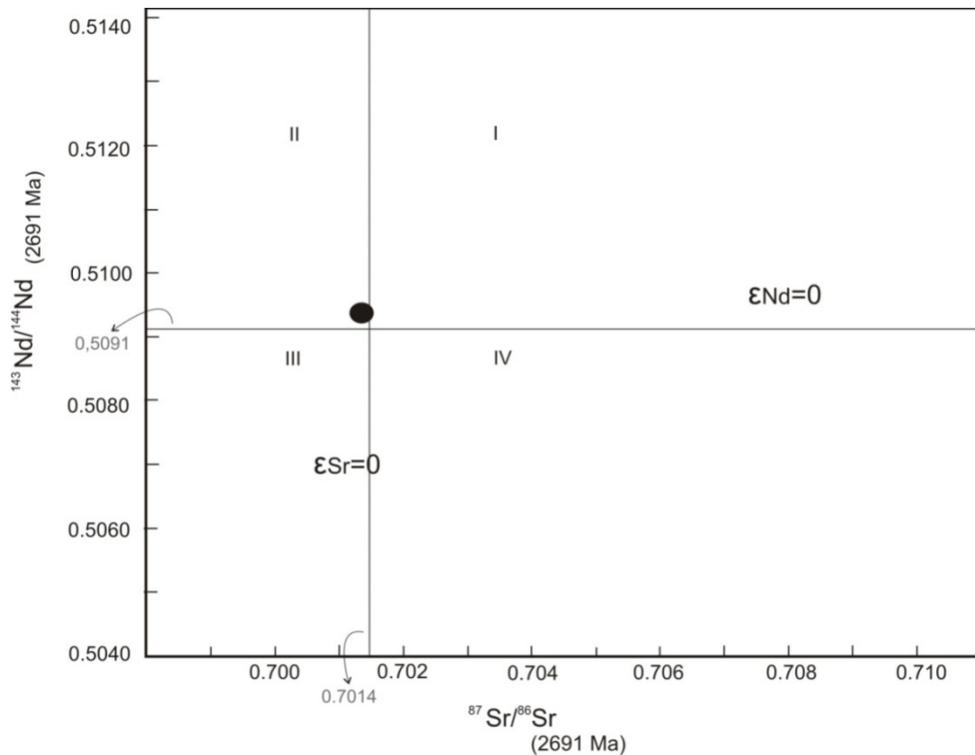
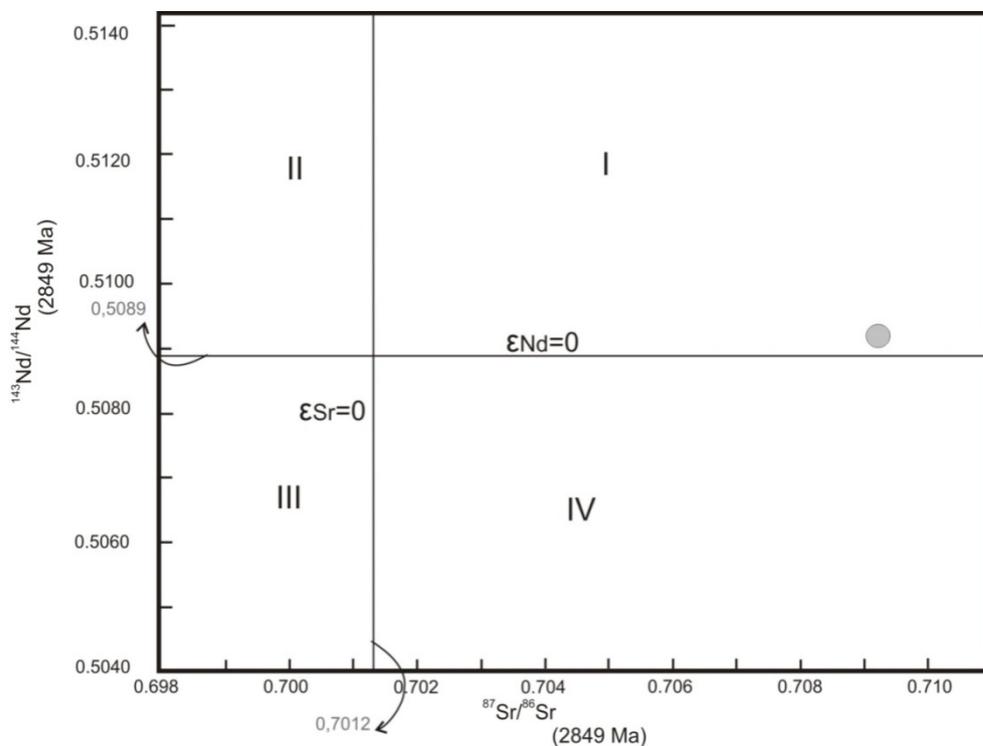


Figura 86 - Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ para caracterização da fonte mantélica da rocha félsica (MB-JEF-01b) arqueira encontrada na Folha Matias Barbosa (1:50.000).



9.4 Isótopos de Pb

A intenção de analisar as rochas básicas pelos isótopos de Pb é investigar diretamente as características isotópicas das fontes mantélicas envolvidas na geração dessas rochas do CJF, juntamente com os outros dois sistemas isotópicos anteriores (Rb-Sr e Sm-Nd) e, assim, comparar as fontes nos locais estudados. Por isso foram usadas algumas amostras básicas da região de Três Rios (RJ) e próximo a Juiz de Fora (MG). Mas como uma rocha básica (MB-JEF-01a) da pedreira próxima a Juiz de Fora (MG) possui idade mais antiga ($\approx 2,7$ Ga) que as rochas básicas do Complexo, o estudo foi prejudicado, visto o pequeno número de rochas analisadas, 4 amostras, sendo 3 (MB-JEF-01a, MB-JEF-O2c e TR-JEF-03a) dos litotipos toleíticos e 1 do litotipo alcalino (JA-17-JEFa), que é a única amostra encontrada dessa série.

As análises também foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo), assim como nos outros dois métodos isotópicos. Os resultados são apresentados na Tabela 27.

Tabela 27 - As razões isotópicas de Pb em rocha total no tempo presente e as razões isotópicas (t) regredidas para as idades das rochas.

Amostras	Idade (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (m)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (m)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (m)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (t)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (t)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (t)
MB-JEF-O1a	2693	18,85	15,94	42,51	16,840	15,571	41,652
MB-JEF-O2c	2400	20,73	16,21	38,66	20,229	16,135	38,280
TR-JEF-03a	2400	20,8	15,92	41,51	18,944	15,634	40,444
JA-17-JEFA	1765	18,16	15,60	38,12	17,074	15,487	37,040

Nota: Para o cálculo de regressão foram usadas as razões medidas e as concentrações de U, Th e Pb obtidas pela análise litogeoquímica. As idades foram retiradas da literatura (HEILBRON *et al.*, 2004; HEILBRON *et al.*, 2010), realizadas em litotipos semelhantes, com exceção para o litotipo arqueano, que foi obtida nessa tese.

Regredindo as razões medidas e comparando com valores encontrados na tabela de Stacey e Kramers (1975, p. 216), que contêm as razões da evolução de Pb para a Terra (Tabela 28), nota-se que as fontes geradoras das amostra estudadas possuem razões maiores que aquelas estipuladas para a Terra, nos seus respectivos períodos de tempo, ou seja, suas fontes continham mais ^{235}U , ^{238}U e ^{232}Th . As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras são maiores do que as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, o que revela que suas fontes eram mais enriquecidas em ^{238}U , diferente da tabela de Stacey e Kramers (1975, p. 216).

Um complicador é que a amostra toleítica (TR-JEF-03a) da região de Três Rios (RJ), encontrada na zona de cisalhamento, pode ter tido suas razões relacionadas ao isótopo de U alteradas (^{206}Pb e ^{207}Pb), já que o U se torna móvel em tais condições. E talvez por isso suas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$ são menores que da amostra MB-JEF-02c, considerada de mesma idade. O que já não é observado com a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$, pois o Th não é um elemento móvel. Essa alteração (se ocorreu) provavelmente também afetou o litotipo alcalino (JA-17-JEFA).

Tabela 28 - Valores das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ calculadas para a curva de evolução de Pb da Terra (STACEY e KRAMERS, 1975, p. 216).

Tempo (Ga)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
2,75	13,52	14,639	33,261
2,50	14,088	14,870	33,780
2,25	14,634	15,051	34,293
1,75	15,159	15,192	34,799

Duarte (1998) já demonstrou que o conjunto toleítico é heterogêneo e Noce et al. (2007), também obtiveram idades de aproximadamente 2,1 Ga para rochas básicas do CJF, o que demonstra que as mesmas possuem origens diversas. Portanto, para determinar a composição isotópica do manto é necessário “amarrar” geocronologicamente essas rochas (sugestão para futuras pesquisas). Todavia as idades das rochas aqui estudadas possuem suporte na literatura, como o litotipo alcalino (JA-17-JEFA), o qual todas as idades publicadas são próximas de 1,7 Ga (HEILBRON et al., 2004; HEILBRON et al., 2010), a amostra toleítica de Três Rios (TR-JEF-03a), que possui idade modelo de 2,4 Ga, idêntica a idade de cristalização encontrada em Heilbron et al. (2004), e a amostra arqueana (MB-JEF-01a), datada nessa tese. A única exceção é a amostra toleítica do tipo Decan (MB-JEF-02c), mas que foi assumida aqui com a idade de 2,4 Ga, como definido por Heilbron et al. (2004) para o conjunto toleítico. Porém ainda seria mais interessante um número maior de amostras, para abranger a variação da composição isotópica do manto envolvida na gênese desses litotipos, naquele período da história da Terra.

Dessa forma, o que é apresentando aqui é apenas um estudo preliminar, mas que apresenta valores das fontes geradoras dessas rochas (Tabela 29).

Tabela 29 – Valores das razões isotópicas de Nd, Sr e Pb para as fontes geradoras da rochas básicas.

Amostras	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$
Fonte mantélica da rocha básica toleítica do tipo E-MORB de idade arqueana					
MB-JEF-O1a	0,50932	0,70133	16,840	15,571	41,652
Fonte mantélica da rocha básica toleítica do tipo Decan de idade paleoproterozóica					
MB-JEF-O2c	0,50995	0,66548	20,229	16,135	38,280
Fonte mantélica da rocha básica toleítica do tipo E-MORB de idade paleoproterozóica					
TR-JEF-03a	0,50967	0,69023 ⁽¹⁾	18,944 ⁽¹⁾	15,634 ⁽¹⁾	40,444
Fonte mantélica rocha da básica alcalina de idade paleoproterozóica					
JA-17-JEFA	0,51098	0,70076 ⁽¹⁾	17,074 ⁽¹⁾	15,487 ⁽¹⁾	37,040

Nota: (1) Amostras encontradas na zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul que possivelmente tiveram suas razões alteradas.

Comparando as rochas de mesma idade (MB-JEF-02c e TR-JEF-03a), observa-se que as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ das fontes são semelhantes, mas a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$ é maior na segunda, indicando que a fonte era mais enriquecida em Th. A fonte da rocha alcalina (JA-17-JEFA) era bem enriquecida em ^{143}Nd (comparando com CHUR naquele momento – veja o $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$) e com baixa concentração de Th. A fonte Arqueana possuía razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ próxima ao CHUR (*ca.* 2691 Ma), com baixas concentrações de ^{238}U e ^{235}U , porém mais rico em Th.

As fontes ainda podem ser classificadas como fértil, enriquecida e empobrecida de acordo com suas razões $\text{La}/\text{Yb}_\text{N}$ e $\text{La}/\text{Nb}_\text{N}$. E suas razões normalizadas para o condrito de Thompson (1982) são todas maiores do que 1, caracterizando assim, que foram formadas a partir de fontes enriquecidas (Tabela 30).

Tabela 30 - Razões $\text{La}/\text{Yb}_\text{N}$ e $\text{La}/\text{Nb}_\text{N}$ para as rochas básicas do Complexo Juiz de Fora normalizadas para o Condrito de Thompson (1982).

AMOSTRAS	$\text{La}/\text{Yb}_\text{N}$	$\text{La}/\text{Nb}_\text{N}$
MB-JEF-01A	1,34	1,17
MB-JEF-02C	3,26	1,15
TR-JEF-03a	1,57	1,67
JA-17-JEFA	12,97	4,42

9.5 Conclusões sobre os dados isotópicos

As rochas ortoderivadas da Unidade Granulítica Ponte de Zinco (DIOS, 1995) que foram estudadas, podem ter suas fontes relacionadas a um material mantélico juvenil, como revelam seus $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivos e suas idades modelo. A crosta possivelmente teve contribuição nas gêneses do ortogranulito (MAN-JEF-01a) e no ortognaisse com granada (MAN-JEF-03a), como apontam os grãos de zircão herdados e suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$, o que aparentemente, não deve ter ocorrido com o ortognaisse leucocrático (MAN-JEF-04) de maneira significativa.

Já os ortogranulitos/ortognaisses cálcioalcalinos do CJF podem ter origens distintas. Suas gêneses podem estar relacionadas ao manto depletado, como aqueles com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivos, o que também pode ser o caso daqueles com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ levemente negativos, pois é possível uma contribuição da crosta. No entanto, o litotipo MB-JEF-02a (com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ negativo) pode ser

produto de fusão de crosta inferior, já que sua razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0,704) é próxima dos valores atuais (ROLLINSON, 1993). Essa hipótese pode ser estendida para aqueles litotipos encontrados na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (ZCRPS), com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ negativos e que provavelmente tiveram suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ alteradas. Portanto, no CJF existem litotipos cálcioalcalinos formados certamente num arco juvenil ($\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivo), e existem litotipos com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ negativos, que podem ser produtos de mistura de magma mantélico com crosta inferior ou fusão da última, admitindo assim duas possíveis origens.

O manto depletado parece ser a fonte dos ortogranulitos básicos do CJF, pois todos possuem $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivos e plotam no quadrante depletado do diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ X $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$. Porém as rochas do tipo E-MORB (TR-JEF-01, TR-JEF-03a) e Decan (MB-JEF-02c), devem ter tido contribuição de fontes mais profundas e conseqüentemente mais enriquecidas em incompatíveis, já que suas razões La/Yb_N são maiores que 1. Já as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ das rochas da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Três Rios, RJ) foram possivelmente alteradas, assim como as rochas cálcioalcalinas. Portanto, não é possível considerar que essas rochas tiveram alguma contaminação crustal durante a formação. Essas interpretações também podem ser estendidas para a rocha alcalina (metabásito), só deve ser adicionado que a fonte dessa rocha era mais depletada ($\epsilon_{\text{Nd}(t)} = +11,5$) ou pelo menos, depletada em Nd não radiogênico.

Os ortogranulitos arqueanos (MB-JEF-01a e 01b) próximos a Juiz de Fora (MG) (Folha Matias Barbosa, 1:50.000), também parecem ser rochas manto derivadas. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ do ortogranulito cálcioalcalino de baixo-K (MB-JEF-01b) é relativamente elevada (0,709). Esses dados apontam que o sistema Rb-Sr da rocha foi afetado por fontes externas, que possivelmente foram rochas crustais, como mostra sua herança de 2975 ± 10 Ma e/ou fluidos retrometamórficos no Neoproterozóico. Assim é sugerido que sua origem está relacionada a um arco magmático arqueano imaturo, onde foi extraído material mantélico depletado, o qual sofreu contaminação de Rb e Sr radiogênico da crosta, e que posteriormente pode ter sido afetada durante o Brasiliano por fluido contendo Rb.

Para a rocha básica arqueana do tipo E-MORB também é atribuído ao manto depletado a fonte principal dessa rocha, com uma provável contribuição do manto enriquecido, pois sua razão La/Yb_N é maior do que 1.

Alias, as amostras básicas analisadas pelo método Pb-Pb devem ter tido contribuição de fontes mantélicas enriquecidas como apontam suas razões La/Yb_N e La/Nb_N (normalizadas para o condrito de THOMPSON, 1992) que são maiores que 1. Pelas razões de Pb, essas rochas básicas tinham maior conteúdo de U e Th se comparadas com valores de Stacey e

Kramers (1975, p. 216) da curva de evolução de Pb da Terra. As razões isotópicas de suas respectivas fontes mantélicas são apresentadas na Tabela 29, entretanto, alguns valores relacionáveis ao U não são confiáveis, devido a causas já mencionadas.

CONCLUSÕES

Unidade Granulítica Ponte de Zinco

As rochas ortoderivadas na Unidade Granulítica Ponte de Zinco são representadas por: ortogranulitos de composições granítica e granodiorítica, de série cálcioalcalina de médio a alto-K; um ortognaisse com granada de composição granodiorítica e; um ortognaisse leucocrático de alto -K. O protólito do ortogranulito MAN-JEF-01a tem idade arqueana de 2653 Ma, com T_{DM} de aproximadamente 2,7 Ga e com $\epsilon_{Nd(t)}$ positivo de 2,1, revelando que se trata de uma rocha juvenil formada pelo manto depletado e com contribuição da crosta, como mostram as heranças observadas na concórdia dessa rocha (2996 ± 17 Ma e 3343 ± 3.8 Ma).

Para o ortognaisse com granada do ponto MAN-JEF03, foi interpretado que seu protólito possui idade de 2117 ± 15 Ma, com idade modelo T_{DM} de aproximadamente 2,1 Ga e com $\epsilon_{Nd(t)}$ igual a +3,3, o que aponta para uma rocha juvenil. A presença de heranças arqueanas ($\sim 2,6$ Ga), dos enclaves encontrados nos afloramentos, juntamente com a alta razão $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ (0,710), revelam que a crosta teve participação na formação dessa rocha. As heranças arqueanas que provavelmente são do ortogranulito, apontam para a assimilação desses litotipos, que deve ser o embasamento da Unidade Granulítica Ponte de Zinco. Uma explicação compatível com os dados isotópicos para a existência de granada, que é um mineral que sugere um granito do tipo S, seria uma granada metamórfica. Assim, ela seria formada pelo evento metamórfico que atuou no Neoproterozóico. Esse evento deve ter atingido uma temperatura que fundiu a rocha, gerando os neossomas. A migmatização pode ter sido favorecida por processo de reação de quebra de minerais hidratados (como biotita). Nesse caso, a granada encontrada no leucossoma pode ser uma fase anidra peritética. Entretanto, ainda são necessários mais dados, até mesmo para ter certeza se há relação entre a rocha do ponto MAN-JEF-03 (analisado nessa tese) com as dos outros pontos, dúvida que foi levantada no capítulo 6.

Para o ortognaisse leucocrático foi interpretado que a idade do protólito possui ca. 2132 Ma, idade modelo T_{DM} de aproximadamente 2,1 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ igual a +2,3, mostrando que é uma rocha juvenil de origem a partir do manto depletado, com talvez uma “leve” contribuição crustal (um zircão herdado), mas que não afetou significativamente sua razão

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$. Essa contribuição, assim como no ortognaisse com granada, deve ser assimilação do ortogranulito.

Essas rochas ainda foram afetadas pelo evento Brasileiro. No ortogranulito esse evento retrometamorfozou a paragênese de fácies granulito, que pode ter sido gerada no final do Neoarqueano, e a melhor estimativa de uma idade para esse retrometamorfismo é ca. 618 ± 12 Ma. O ortognaisse leucocrático possivelmente também teve seus ortopiroxênios hidratados, que pode ter ocorrido em dois eventos em 647 ± 11 Ma (*concordia age*) e 595 ± 38 Ma (intercepto inferior). Já o litotipo com granada (MAN-JEF-03a) foi metamorfozado no Neoproterozóico, e a melhor estimativa de uma idade nesse período é ca. 631 ± 40 Ma (intercepto inferior).

Ortogranulitos Arqueanos da Folha Matias Barbosa

Os dois ortogranulitos da Folha Matias Barbosa, analisados pelo método U-Pb em zircão (LA-ICPMS), possuem idades de cristalização do protólito arqueanas, sendo 2849 ± 11 Ma para ortogranulito de composição granodiorítica (MB-JEF-01b) e 2691 ± 14 Ma para o ortogranulito de composição gabrítica (MB-JEF-01a). O litotipo MB-JEF-01b é uma rocha de baixo-K, formada por material mantélico juvenil em arco magmático imaturo e que assimilou parte da crosta (grãos de zircão herdados 2975 ± 10 Ma). Durante o Neoproterozóico sofreu retrometamorfismo da paragênese de fácies granulito, que talvez possa ser representado pela *concordia age* de $582,7 \pm 23$ Ma, calculada usando um grão z43, que é semelhante a grãos ígneos. A rocha básica (MB-JEF-01a) pode ter sido afetada pelo evento Transamazônico como mostra uma *concordia age* de 2146 ± 23 Ma, porém como foi calculada por apenas uma elipse, não é possível fazer uma afirmação. Certo que sofreu retrometamorfismo no Neoproterozóico, possivelmente em 604 ± 67 Ma, intercepto inferior.

Complexo Juiz de Fora em Três Rios (RJ) e Juiz de Fora (MG)

Os ortogranulitos básicos toleíticos do CJF realmente aparentam ser um grupo muito heterogêneo, como revela Duarte (1998), pois suas razões La/Yb_N são variáveis. No entanto, seus $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivos indicam extração a partir do manto depletado, sendo provavelmente esta a principal fonte dessas rochas, com alguma contribuição de fontes mais enriquecidas. Essa interpretação também se estende para a rocha alcalina (JA-17-JEFA). Já os ortognaisses/ortogranulitos cálcioalcalinos de aproximadamente 2,1 Ga podem ser divididos

em dois grupos: os com $\varepsilon_{Nd(t)}$ positivos, que são de origem mantélica (manto depletado) e os com $\varepsilon_{Nd(t)}$ negativos, que podem ter sido formados pela fusão de crosta inferior ou serem produtos de mistura do manto com a crosta inferior.

DISCUSSÕES

Unidade Granulítica Ponte de Zinco

Um dos objetos desse estudo era a comparar o Complexo Juiz de Fora (CJF) em diferentes setores do Orógeno Ribeira, através de dados geoquímicos, geocronológicos, isotópicos, petrográficos e de campo. E segundos os dados obtidos nessa pesquisa, a Unidade Granulítica Ponte de Zinco não pode fazer parte do CJF, considerado como parte do embasamento paleoproterozóico do Domínio Tectônico Juiz de Fora (HEILBRON et al., 2004), pois existem poucas semelhanças entre essas unidades. A Unidade Granulítica Ponte de Zinco fora correlacionada ao Complexo Juiz de Fora por Dios (1995), correlação que é aceita atualmente, como pode ser observada em mapas regionais do Orógeno Ribeira (ex: HEILBRON et al., 2010).

Reconstituir a história geológica dessas rochas é uma tarefa que ainda precisará de mais dados, principalmente de mapeamento, para se delimitar esses corpos, definir se os mesmos são passíveis de representação cartográfica em escala regional, tendo em vista que também foram encontrados afloramentos de rochas paraderivadas e, associá-las com outros terrenos, além de ajudar a recuperar a paleogeografia. Associar essas rochas com outros terrenos, também é uma tarefa complexa, visto que a história do Arqueano dentro do orógeno é pouquíssima conhecida.

As diferenças entre a Unidade Granulítica Ponte de Zinco (DIOS, 1995) e o CJF, serão discutidas a seguir, assim como a proposta para origem dessas rochas.

Na literatura o CJF é caracterizado por possuir uma ampla variedade litológica, desde granitos a tonalitos cálcioalcalinos de aproximadamente 2,1 Ga, e gabros toleíticos de 2,4 Ga, metamorfizados em fácies granulito durante a orogênese Transamazônica, além de rochas básicas alcalinas de 1,7 Ga, que também são associadas ao CJF (HEILBRON et al., 2004; HEILBRON et al., 2010). Características semelhantes foram publicados por Fernandes André et al. (2009), para essa unidade na região de Três Rios (RJ).

Mas os ortogranulitos estudados representam composicionalmente granitos e granodioritos, a rocha básica se restringe a uma única lente encontrada no ponto MAN-JEF-05. Apesar dessa pesquisa não envolver mapeamento, o que daria mais detalhes sobre as litologias presentes nessa unidade, ela foi primeiramente embasada na dissertação de Dios (1995), e na própria dissertação é descrita que a litologia predominante é um granitoide e, que segundo sua tabela modal não apresenta paragêneses de fácies granulito.

A idade U-Pb em zircão (LA-ICPMS) interpretada para o ortogranulito cálcioalcalino ($\approx 2,65$ Ga) também é diferente daquelas publicadas para o mesmo conjunto do CJF (HEILBRON et al., 2004; HEILBRON et al., 2010; MACHADO et al., 1996; NOCE et al., 2007), que apresentam idades paleoproterozóicas. Apenas Silva et al. (2002) apresentaram idades arqueanas. Outra diferença é a presença de grãos de zircão herdados encontrados no ortogranulito, sendo que no CJF é uma feição rara, assim como revelam Heilbron et al. (2010), que também obtiveram algumas heranças, porém em uma rocha paleoproterozóica e com muito menos grãos herdados.

A idade modelo de Nd T_{DM} de aproximadamente 2,7 Ga do ortogranulito, como já comentada, também é diferente daquelas publicadas para o CJF, por Fischel et al. (1998) e Fernandes André et al. (2009), que obtiveram idades modelo de Nd paleoproterozóicas de 2,22-2,13 Ga e 2,37 Ga, respectivamente.

Associando os dados de litogeoquímica com a razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,705), o ortogranulito deve ter sido gerado em uma margem continental ativa, o que pode explicar a ocorrência de tantos grãos de zircão herdados, diferente do CJF, que segundo Heilbron et al. (2010) e Noce et al. (2007), foi gerado em ambiente de arco de ilha, o que explica a ausência ou os poucos grãos herdados.

Porém, a idade do ortogranulito se encaixa no intervalo do magmatismo potássico do final do Arqueano (2759 a 2600 Ma), encontrado no Cráton São Francisco. No entanto, esse magmatismo é interpretado como decorrente de um processo de fusão crustal (ROMANO et al. 2013). Fusão crustal poderia ser o processo para explicar tantos grãos de zircão herdados, que também encontra semelhança no fato do ortogranulito ser uma rocha de alto-K. Mas os dados isotópicos apontam para um material mantélico juvenil, que provavelmente foi gerado em um arco continental. Esses ortogranulitos representam o embasamento dos ortognaisses, que teria sido envolvido na formação desses litotipos, já que são encontrados grãos de zircão arqueanos herdados.

Nesta tese, esses ortogranulitos receberão o nome de RIBEIRÃO DAS LAJES ou ORTOGRANULITOS RIBEIRÃO DAS LAJES. A importância de denominar o embasamento da área se deve a necessidade de desvincular esses ortogranulitos do CJF, já que a denominação de Unidade Granulítica Ponte de Zinco, que incluía esses litotipos, foi associada ao Complexo.

O ortognaisse leucocrático (MAN-JEF-04) é o único litotipo que apresenta características semelhantes aos trabalhos publicados por Heilbron et al. (2004) e Heilbron et al. (2010), como idade Paleoproterozóica ($\approx 2,1$ Ga) e por aparentemente ter sido metamorfizado em fácies granulito. Porém o CJF representa um conjunto de rochas e não apenas um único litotipo. Mas como já foi mencionado, esse trabalho não envolveu mapeamento.

Outro fato relevante são as idades neoproterozóicas (647 Ma, 618 Ma e 631 Ma) mais antigas que o M1 da Faixa Ribeira, as quais foram encontradas em todas as litologias analisadas da Unidade Ponte de Zinco, que até podem ser o registro da fase inicial de colisão arco/continente, como sugerido em Heilbron e Machado (2003). Segundo esses autores, esse evento ocorreu entre 630 Ma a 605 Ma e, encontra-se registrada em algumas litologias do Terreno Ocidental. Ele representaria a acreção do Terreno Oriental a borda do Cráton São Francisco (Terreno Ocidental), o que conseqüentemente afetaria o CJF (embasamento da margem). Porém como essas rochas não se assemelham ao Complexo, e a idade de 647 Ma obtida no ortognaisse leucocrático é ainda mais antiga, talvez essa unidade represente o embasamento de outra Faixa, ou mesmo, algum segmento afetado por uma fase pré-colisional da Faixa Brasília Sul (*ca* 630 Ma – HEILBRON et al., 2004), que posteriormente foi afetado pelo M1 da Faixa Ribeira (595 Ma, encontrado também no ortognaisse leucocrático). Por exemplo, Teixeira (2013), encontrou intervalos de ≈ 670 -640 Ma, ≈ 620 -600 Ma e 570 Ma em rochas da “Sequência Embu” (rocha metassedimentares, Meso a Neoproterozóicas do Complexo Embu), os quais foram associados ao metamorfismo implantado na *Nappe* Socorro-Guaxupé, da fase colisional da Faixa Brasília Sul e da Faixa Ribeira, respectivamente.

Por tudo isso, também não é possível associar essas rochas com outro terreno. Assim, a Unidade Granulítica Ponte de Zinco talvez possa representar um micro terreno ou microplaca amalgamado(a) ao Terreno Ocidental durante a Orogenia Brasiliano-Pan Africana, já que suas rochas têm poucas semelhanças com rochas de outro terreno, pois o ortogranulito

estudado é arqueano e contém diversas heranças, sendo essa uma característica pouco comum em rochas da região. E ambos os ortognaisses possuem heranças arqueanas, que possivelmente são heranças do ortogranulito, revelando assim participação nas suas gêneses, o que por um lado também restringe as fontes envolvidas.

Ortogranulitos Arqueanos da Folha Matias Barbosa

Outra discussão importante nessa tese é a presença de rochas arqueanas na região onde foi definido o CJF. Como já comentado, Silva et al. (2002), também obtiveram idade semelhante no mesmo local para um enderbito, que foi sugerido como representante de um domínio alóctone.

Essas rochas podem realmente serem de um domínio alóctone, mas também existe a possibilidade delas representarem um terreno ou microplaca amalgamada a borda do protocontinente São Francisco, durante o Paleoproterozóico, assim como ocorreu ao arco que gerou o CJF e ao arco magmático do Complexo Mantiqueira, segundo os modelos sugeridos por Ávila et al. (2010) e Noce et al. (2007).

Mas associar essas rochas com algum outro terreno também é uma tarefa complexa. A unidade mais próxima com alguns restos de crosta arqueana é o Complexo Mantiqueira, mas este se encontra mais ao norte de Juiz de Fora (MG) e os seus ortogranulitos ocorrem apenas de forma subordinada (DUARTE, 1998). Outro terreno Arqueano e com história mais bem conhecida é no Cráton do São Francisco, nos *greestones belts* Rio das Velhas, formados pela orogênese Rio das Velhas (DELGADO et al., 2003). Porém esses *greestones* também estão bem distantes, pois afloram na parte central do estado de Minas Gerais.

A orogênese Rio das Velhas é o nome dado à orogênese ou ciclo Jequié, no estado de Minas Gerais, mas por ter sido primeiramente definido na Bahia, pode ser denominado de evento Jequié (DELGADO et al., 2003). E tal evento também é correlacionado no escudo das Guianas (SCHOBENHAUS et al., 1984), em que as idades situam-se em 2,9 a 2,7 Ga. O que mostra que se trata então, de um evento de grande alcance. Assim, seria possível supor que a orogênese ou ciclo Rio das Velhas seja o responsável pela formação desses litotipos, para um cenário no Arqueano.

Se comparada às idades de cristalização dos ortogranulitos com o intervalo da orogênese Rios das Velhas (2,9 – 2,62 Ga), poderia ser dito que foram formados no mesmo

período. Mas de acordo com o contexto (DELGADO et al., 2003), o granulito félsico (MB-JEF-01b) é mais antigo (2849 ± 11 Ma) que o arco gerado nessa orogênese (2,78 - 2,75 Ga), já o magmatismo básico no Rio das Velhas, ocorreu em 2,9 Ga e em 2,62 Ga, enquanto rocha básica (ortogranulito de composição gabróica) cristalizou ca. 2691 ± 14 Ma.

Noce et al. (2007b) apresentam idades para o Complexo Guanhães e Gouveia, que também não são perfeitamente correlacionáveis à orogênese Rios das Velhas (DELGADO et al., 2003), no entanto, algumas idades são semelhantes ao ortogranulito félsico. No Complexo Guanhães os gnaisses/migmatitos TTG foram datados entre 2867 Ma e 2711 Ma, e um corpo granítico em 2710 Ma. No Complexo Gouveia ocorre uma sequência *greenstone belt* de 2971 Ma, e uma intrusão granítica datada em 2839 Ma.

Os intervalos sugeridos por Lana et al. (2013), para o magmatismo que formou o núcleo TTG no Quadrilátero Ferrífero, também não são compatíveis com a idade do ortogranulito félsico. Lana et al. (2013) define 3 eventos: Santa Bárbara (3220–3200 Ma); Rio das Velhas I (RVI 2930–2900 Ma) e; Rio das Velhas II (RVII 2800–2770 Ma). No entanto, a distribuição de zircões detríticos dos supergrupos Rio das Velhas e Minas, em um histograma apresentado por Lana et al. (2013), revela que a idade do litotipo félsico, se encaixa nos intervalos em que esses grãos cristalizaram durante o evento Jequié (ou Rio das Velhas).

O fato é que é muito difícil correlacionar essas idades com alguns terrenos e seus eventos formadores, porque a história no Arqueano na Faixa Ribeira não é muito conhecida. Por isso que essas rochas, juntamente com o ORTOGRANULITOS RIBEIRÃO DAS LAJES (ortogranulito), podem representar descobertas que irão ajudar a montar a história da evolução da crosta no Arqueano.

Evolução Geológica

As propostas para evolução das rochas estudadas nessa tese são apresentadas resumidamente nas tabelas a seguir.

PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PARA O COMPLEXO JUIZ DE FORA A PARTIR DOS DADOS DESSA TESE, DO MESTRADO DO AUTOR E COMPILADOS DA LITERATURA.						
Coluna geológica		Idade	Magmatismo	Metamorfismo	Evento / Interpretação	
CAMBRIANO	505 Ma					
	570 Ma					
PROTEROZOICO	Neoproterozóico 650 Ma	Orogênese Brasileira (na Faixa Ribeira)	589 ± 5 Ma		Idade obtida no ortogranulito máfico (TR-JEF-01)	Pico metamórfico (M1) retrometamorfismo na paragênese de fácies granulito (M0)
			615 ± 6.4 Ma		Idade mais antiga datada no ortogranulito máfico (TR-JEF-01)	Idades mais antigas (pré-M1) que o pico metamórfico regional (Viana, 2008).
	Meso proterozóico 1,6 Ga					
	Paleoproterozóico		1,7 Ga	Cristalização do protólito da rocha básica alcalina (Heilbron et al., 2004)		Rifte do Espinhaço (Heilbron et al., 2010). Fonte: manto fortemente depletado. $\epsilon_{Nd(t)} = +11,5$
	2,5 Ga	Orogênese Transamazônica	2134 - 2084 Ma (Noce et al., 2007b)	Cristalização dos protólitos do ortogranulitos cálcioalcalinos, do Complexo Juiz de Fora.	Metamorfismo de fácies granulito (M0 - Duarte, 1998)	Arco juvenil Transamazônico, responsável pela geração das rochas com $\epsilon_{Nd(t)}$ positivos. Litotipos com $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos podem ser produto de mistura do manto depletado com crosta inferior ou fusão do último.
			2,4 Ga	Cristalização dos protólitos dos ortogranulitos da série toleítica (Heilbron et al., 2004)		Rochas geradas por extensão crustal. Fonte: manto depletado ($\epsilon_{Nd(t)}$ positivos) com contribuição de fontes enriquecidas ($La/Yb_N > 1$)

PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PARA A UNIDADE GRANULÍTICA PONTE DE ZINCO (DIOS, 1995)

Coluna geológica		Idade	Magmatismo	Metamorfismo	Evento/Interpretação	
CAMBRIANO	520 Ma					
	570 Ma					
PROTEROZOICO	Neoproterozóico	Orogêse Brasileira (na Faixa Brasflia sul e Ribeira)	595 ± 38 Ma (intercepto inferior)		Retrometamorfismo da paragênese de fácies granulito do ortognaisse leucocrático (MAN-JEF-04) durante o evento Brasileiro.	Pico metamórfico (M1) da Faixa Ribeira.
			631 ± 40 Ma(intercepto inferior)		Metamorfismo de alto grau durante o evento Brasileiro do ortognaisse com granada (MAN-JEF-03a).	Idades mais antigas (pré-M1) que o pico metamórfico regional (Viana, 2008).
			618 ± 12 Ma (?)		Retrometamorfismo do ortogranulito (MAN-JEF-01a).	
			647 ± 11 Ma (<i>concordia age</i>)		Retrometamorfismo da paragênese de fácies granulito do ortognaisse leucocrático (MAN-JEF-04) durante o evento Brasileiro.	
	1,0 Ga					
	Mesoproterozóico					
	1,6 Ga					
	Paleoproterozóico	Orogêse Transamazônica (2,2 – 1,8 Ga)	2117 ± 15 Ma	Cristalização do protólito calcioalcalino de baixo-K do ortognaisse c/ granada (MAN-JEF-03a) a partir de uma fonte mantélica depletada no Transamazônico		Material mantélico juvenil: ($\epsilon_{Nd(t)} = +3,3$; TDM = 2,1 Ga). Tendo assimilação de fontes crustais restritas, como revelam as herança Arqueana (2,6 Ga) e o enclave máfico.
			2133 ± 9Ma	Cristalização do protólito calcioalcalino de alto-K do ortognaisse leucocrático (MAN-JEF-04).	Metamorfismo de fácies granulito durante o evento Transamazônico, concomitante a cristalização.	Material magmático juvenil gerado a partir de uma fonte mantélica depletada no Transamazônico: ($\epsilon_{Nd(t)} = +2,3$; TDM = 2,2 Ga).
					Possibilidade de um evento termal ocorrido durante o Transamazônico ter afetado os ortogranulitos. (?)	
2,5 Ga						
ARQUEANO	Neoarqueano	Evento (?)	2533 ± 15 [± 17] Ma (?)		Sucessivo a cristalização.	
			≈ 2,65 Ga	Cristalização dos protólitos dos ortogranulitos cálcioalcalinos de alto-K.		Material magmático juvenil gerado a partir de uma fonte mantélica depletada: ($\epsilon_{Nd(t)} = +1,3$; TDM = 2,7 Ga). Assimilando rochas crustais (herança de 2,9 Ga e 3,3 Ga).

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PARA OS ORTOGRANULITOS ARQUEANOS DA FOLHA MATIAS BARBOSA (1:50.000) PROPOSTA NESTE TRABALHO.

Coluna geológica		Idade	Magmatismo	Metamorfismo	Evento/Interpretação	
CAMBRIANO	520 Ma					
	570 Ma					
PROTEROZOICO	Neoproterozóico	Orogêse Brasileira (na Faixa Ribeira)	582,7 ±23 Ma (? - <i>concordia age</i>)		Retrometamorfismo do ortogranulito cálcioalcalino de baixo-K (MB-JEF-01b).	Pico metamórfico (M1) da Faixa Ribeira
			604 ± 67 Ma		Intervalo do retrometamorfismo do ortogranulito básico toleítico do tipo E-MORB (MB-JEF-01a)	Idades mais antigas (pré-M1) que o pico metamórfico regional (Viana, 2008).
	1,0 Ga Mesoproterozóico					
	1,6 Ga Paleoproterozóico	Orogêse Transamazônica (2,2 – 1,8 Ga)				
			2146 ±23 Ma (?)		Metamorfismo granulítico registrado no litotipo básico (?).	O evento Transamazônico pode ser o responsável por amalgamar esses ortogranulitos, juntamente com o Complexo Juiz de Fora e Mantiqueira ao proto-Cráton do São Francisco.
2,5 Ga						
ARQUEANO	Neoarqueano	Orogêse Rio das Velhas (2,9 – 2,62 Ga)	≈ 2,7 Ga	Cristalização dos protólito do ortogranulito básico toleítico do tipo E-MORB (MB-JEF-01a) gerado a partir de uma fonte mantélica depletada: $\epsilon_{Nd(t)} = +3,4$.	Underplating magmático (?)	
			≈ 2,85 Ga	Cristalização dos protólito do ortogranulito cálcioalcalino de baixo-K (MB-JEF-01b) gerado a partir de uma fonte mantélica depletada: $\epsilon_{Nd(t)} = +5,9$.		Material mantélico juvenil gerado em ambiente arco magmático, um arco imaturo. O magma ainda assimilou rochas crustais, visto a herança de ≈3,0 Ga, observada em sua concórdia.

REFERÊNCIAS

AHRENS, L. H.; CHERRY, R. D.; ERLANK, A. J. Observations on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta* v. 31, p. 2379-7387, 1967.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton de São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 7, p. 349-364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M.. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do hemisfério norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. *Anais...* Recife: SOB, 1978. v. 6, p 2393-2407.

ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: NAIRN; E. M.; STEHLY, F. G. (Ed.). *The Ocean Basin and Margins*. New York: Plenum, 1973. v. 1, p. 411-446.

ALMEIDA, J. C. H.de; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; TROUW, R. A. J. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998. Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 32.

ALMEIDA J. C. H. de. *Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul*. 2000. 190 p. Tese (Doutorado) – IGCE, UNESP, Rio Claro, 2000.

ÁVILA, C. A.; WILSON, T.; CORDANI, U. G.; MOURA, C. A. V.; PEREIRA, R. M. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 464–482, 2010.

ASTON, F. W. The constitution of ordinary lead. *Nature*, v. 120, p. 224, 1927.

ASTON, F. W. Mass spectrum of uranium lead and the atomic weight of protactinium. *Nature*, v. 123, p. 313, 1929.

BARBOSA, A. L. M.; GROSSI SAD, J. H. Reinterpretação da "Séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, 1983, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG-MG, 1983. p.1-15.

BATISTA J.J. *Caracterização dos processos geológico-evolutivos pré-cambrianos na região de São Fidelis, norte do Estado do Rio de Janeiro*. 1984. 123 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

BATISTA J.J. Processos geológico-evolutivos da porção setentrional do Cinturão Ribeira e na área estável adjacente. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986. Goiânia. *Anais...*, Goiânia: SBG, 1986. v.2. p. 722-727.

BOYNTON, W.R. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed). *Rare Earth Element Geochemistry*, Amsterdam : Elsevier, 1984. p. 63-114.

BUHN, B.; PIMENTEL, M. M.; MATTEINI, M.; DANTAS, E. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. v. 81, p. 99-114, 2009.

CORDANI, U. G.; MELCHER, G. C.; ALMEIDA, F. F. M. de. Outline of Precambrian Geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 5, p. 629-632, 1967.

CORDANI, U. G.; DELHAL, J.; LEDENT, O. Orogeneses superposeés dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, v. 3, n. 1, p. 1-22, 1973.

CORFU, F.; HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. W. O.; KINNY, P.. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, n. 1, p. 469-500, 2003.

DANTAS, E. L.; Hackspacher, P. C.; Magini, C.; Legrand, Jean Michel. Sistema Sm-Nd em Rocha-Total Aberto Versus Fechado: Comportamento Isotópico em Zonas de Alta Deformação. *Boletim IG-USP*, São Paulo, v. 2, p. 109-130, 2002. (Série Científica).

DAYAN, H.; KELLER, J. V. A. A zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 19, n. 4, p. 494-506, 1989.

DELGADO, Inácio Medeiros; SOUZA, João Dalton De; SILVA, L.C da; SILVEIRA FILHO, N. C.; SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J.; ANGELIM, L. A.; VASCONCELOS, A. M. ; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, C. R.; PERROTTA, M.; HEINECK, C. A.. Escudo Atlântico. In: BIZZI, Luiz Augusto; SCHOBENHAUS, Carlos;

GONÇALVEZ, João Henrique; VIDOTTI Roberta. (Org.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2003. v. 1. p. 227-334.

DELHAL, J.; LEDENT D.; CORDANI, U. Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitique du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Ann. Soc. Geol. Belg.*, v. 92, p. 271-283, 1969.

DE PAOLO, D. J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* v. 53, p. 189 – 202, 1981.

DIOS, F. R. B. *Geologia, petrologia e metamorfismo dos terrenos de alto grau da porção norte da Folha Mangaratiba (1:50.000)*. 1995. 119p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1995.

DUARTE B. P.; NOGUEIRA, J. R.; HEILBRON, M.; FIGUEIREDO M. C. H. Geologia da Região Juiz de Fora de Matias Barbosa (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. v. 2, p. 88-90.

DUARTE, B. P.; FIGUEIREDO, M. C. H.; CAMPOS NETO, M. C.; HEILBRON, M. 1997. Geochemistry of granulite facies orthogneisses of the Juiz de Fora Complex, central segment of the Ribeira Belt, southern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 27, n. 1, p. 67-83.

DUARTE, B. P.. *Evolução tectônica dos ortogneisses do Complexo Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora. MG.: geologia, petrologia e geoquímica*. 1998. 280p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

DUARTE, B. P.; VALENTE, S. C. Modelamento petrogenético para as Rochas do Complexo Juiz de Fora, Setor Central da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 5., 1999, Porto Seguro, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos...* Porto Seguro: SBGQ, 1999. p. 488-491.

DUARTE, B. P.; HEILBRON, M.; CAMPOS NETO, M. C. Granulite/Charnockite from the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasiliano - Pan-African Ribeira Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 30, n. 3, p. 358-362, 2000.

DUARTE, B. P.; HEILBRON, M.; NOGUEIRA, J. R.; TUPINAMBÁ, M.; EIRADO, L. G.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J. C. H.; GUIA, C. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. In: PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; TROUW, R.; HEILBRON, M. (Coord.). *Projeto Sul de Minas - Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*. Belo Horizonte: COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, 2003. v. 1. p. 153-258.

EBERT, H. *Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais*. Rio de Janeiro: DNPM, DGM, 1955. p. 62-81. Relatório Anual do Diretor.

EBERT, H. *A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes*. Rio de Janeiro: DNPM, DGM, 1957. p. 97-107. Relatório Anual do Diretor.

EBERT, H. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Acad. Bras. Ciênc.*, v. 40, p. 215-229, 1968. Suplemento.

EBERT, H. Os Paraíbides entre São João Del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraíbides e Araxaídes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Boletim Especial...* São Paulo: SBG, 1971. v. 1, p. 177-178.

FAURE, G. *Principles of isotope geology*. New York: John Wiley & Sons, 1986. 590p.

FERNANDES ANDRÉ, J. L. *O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios (RJ): litogeoquímica, geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e geoquímica isotópica de Nd*. 155f. 2009. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

FERNANDES ANDRÉ, J. L.; Valladares, C. S.; Duarte, B. P. O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios (RJ): litogeoquímica, geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e geoquímica isotópica de Nd- e Sr. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 39, n. 4, p. 773-794, 2009.

FIGUEIREDO, M. C. H.; TEIXEIRA, W. The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 68, n. 2, p. 223-246, 1996.

FISCHEL, D. P. *Geologia e Dados Isotópicos Sm-Nd do Complexo Mantiqueira e do Cinturão Ribeira na Região de Abre Campo, Minas Gerais*. 1998. 98p. Dissertação (Mestrado) – UnB, Brasília, DF, 1998.

FISCHEL, D. P.; PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., COSTA, A. G., ROSIERE, C. A. Geology and Sm-Nd Isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) The Abre Campo-Manhaçu Region, Minas Gerais, Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998, Ouro Preto. *Abstracts...* Ouro Preto, 1998. p. 21-23.

GERALDES, M. C. *Introdução à Geocronologia*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. 146 p.

GERDES, A.; ZEH, A. Zircon formation versus zircon alteration: New insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, v. 261, p. 230–243, 2009.

GROSSI SAD, J. H.; BARBOSA, L. M. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. In: CONTRIBUIÇÕES à Petrologia e à Mineralogia. Belo Horizonte: SBG-Núcleo de Minas Gerais, 1985. p. 15-27, 1985

HANCHAR, J. M.; MILLER, C. F. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem Geol.*, v. 110, p. 1-13, 1993.

HEILBRON, M. *Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG - Barra do Piraí-RJ, setor central da Faixa Ribeira*. 1993. 268p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1993.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M. A Megassinforma do Rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG, 1991. p. 519-527.

HEILBRON M.; VALERIANO, C. M.; VALLADARES, C. S.; MACHADO, N. A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 25, n. 4, p. 245-266, 1995.

HEILBRON, M.; MACHADO, R.; FIGUEIREDO, M. C. Lithochemistry of paleoproterozoic ortho­granulites from Rio Preto (MG)-Vassouras (RJ) region, Central Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 1, p. 83-98, 1997.

HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R. The Juiz de Fora Complex of the Central Ribeira Belt, SE Brazil: a Segment of Paleoproterozoic Granulite Crust Thrusted during the Panafrican Orogeny. *Journal of Gondwana Research. South Africa. Gondwana Research*, v. 1, n. 3/4, p. 371-381, 1998.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, v.125, p. 87-112, 2003.

HEILBRON M.; MOHRIAK, W. U.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E. J.; ALMEIDA J.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W. U.; TALWANI, M. (Ed.). *Atlantic rifts and continental margins*. Washington, D.C.: AGU, 2000. p. 1-32. (Geophysical Monograph, 115).

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, Virgínio; BARTORELLI, Andrea; CARNEIRO, Celso Dal Ré; BRITO NEVES, Benjamin Bley de. (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 203-234.

HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; VALERIANO, C. M; SIMONETTI, A.; MACHADO, N.; NOGUEIRA, J. R. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, v. 178, p. 136-148, 2010.

HOSKIN, P. W. O.; BLACK, L. P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. metamorphic Geol.* v. 18, p. 423–439, 2000.

HOSKIN, P. W. O.; SCHALTEGGER, U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, v. 53, n. 1, p. 27–62, 2003.

HOLMES, A. An estimate of the age of the Earth. *Nature*, v. 157, p. 680-684, 1946.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 8, p. 523-548, 1971.

KOSCHEK, G. Origin and significance of the SEM cathodoluminescence from zircon. *J Micros*, v. 171, p. 223-232, 1993.

LANA, C.; ALKMIM, F. F.; ARMSTRONG, R.; SCHOLZ, R.; ROMANO, R.; NALINI, H. A. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, v. 230, p. 1-30, 2013.

LE MAITRE, R. W. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

MACHADO, N.; SIMONETTI, A. U-Pb dating and Hf isotopic composition of zircon by Laser ablation-MC-ICO-MS. In: SYLVESTER, Paul (Ed.). *Laser-Ablation ICPMS in the Earth Sciences/principles and applications*. Quebec: Mineralogical Association of Canada, 2001. v. 29, Chapter 9. p. 121-146. (Short Course Series).

MACHADO, R.; DEMANGE, M. Granitogênese brasileira no estado do Rio de Janeiro: caracterização geoquímica, modelo geotectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do Cinturão Ribeira na região. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo: SBG, 1972. v. 1, p. 379-380. Parei aqui.

MACHADO, N.; VALLADARES, C. S.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, v. 79, p. 347-361, 1996.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M. W.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R. G. B.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. de. Geologia. In: FOLHAS SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, Projeto RADAMBRASIL, 1983. p. 27-304. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 32).

MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoides. *Geological Society of American Bulletin*, v. 101, p. 635-643, 1989.

MATTINSON, J. M. Zircon U-Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chem. Geol.* v. 220, p. 47-66, 2005.

MATTINSON, J. M.; GRAUBARD, C. M.; PARKINSON, D. L.; MCLELLAND, W. C. U-Pb reverse discordance in zircons: the role of fine-scale oscillatory zoning and sub-microscopic transport of Pb. In: BASU, A. R.; HART, S. R. (Ed.). *Earth processes: reading the isotopic code*. [S. l.]: American Geophysical Union, 1996. p. 355-370. (Geophysical Monograph Series, v. 95).

MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, v. 56, p.207-218, 1986.

MIDDLEMOST, E. A. K. The basalt clan. *Earth Sci. Rev.* v. 11, p. 337-64, 1975.

MIDDLEMOST, E. A. K. *Magmas and magmatic rocks*. London: Longman Press, 1985. 266 p.

MOLLER, A.; O`BRIEN, P. J.; KENNEDY, A.; KRONER, A. Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *J. Metamorph. Geol.* v. 20, p. 727–740, 2002.

MOLLER, A.; O`BRIEN, P. J.; KENNEDY, A.; KRONER, A. 2003 Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). In: VANCE, D.; MOLLER, W.; VILLA, I. M. (Ed.) *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures*. London: Geological Society, 2003. p. 65-81 (Special Publications, 220).

MOUFTI, M. R.; MOGHAZI, A. M.; ALI, K. A. 2012. Geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopic composition of the Harrat Al-Madinah Volcanic Field, Saudi Arabia. *Gondwana Research*, v. 21, p. 670–689, 2012.

NIER, A. O. Variations in the relative abundances of the isotopes of common lead from various source. *American Chemical Society Journal*, v. 60, p. 1571-1579, 1939.

NIER, A. O.; THOMPSON, R. W.; MURPHEY, B. F. The isotopic constitution of lead and measurement of geologic time, III. *Physical Review*. v. 2, n. 60, p. 112-116, 1941.

NOCE, C. M.; COSTA, A. G.; PIUZANA, D.; VIEIRA, V. S.; MOTA, C. da. Geologia da Folha Manhuaçu 1:100.000: SF-23-X-B-III. Rio de Janeiro: CPRM, 2006

NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SILVA, L. C.; ARMSTRONG, R.; PIUZANA, D. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Res.* v. 159, p. 60–78, 2007.

NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SILVA, L. C.; ALKMIM, F. F. de. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, v. 15, p. 17-23, 2007.

NOGUEIRA J. R. *Relações tectonoestruturais e metamórficas entre rochas metassedimentares e ortognaisses em fácies granulito na região a sudoeste de Juiz de Fora, MG.* 1994. 151 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1994.

NOGUEIRA, J. R.; CHOUDHURI, A.; BELLO, R. M. Inclusões fluidas e caminhos P-T retrometamórficos em granulitos do Complexo Juiz de Fora. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 4, p.: 509-520, 2004.

NOGUEIRA, J. R.; TROUW, R. A. J. Mapeamento geológico, escala 1:50.000, estruturas e metamorfismo de uma região a sudoeste de Juiz de Fora, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 7, 1993, Belo Horizonte. *Anais..* Belo Horizonte: SBG, 1993. p: 180-186.

OLIVEIRA, M. A. F. Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul Granulitic Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 12, n. 1-3, p. 369-374, 1982.

OLIVEIRA, M. A. F. As rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 13, n. 2, p. 84-902, 1983.

O.NIONS R. K.; HAMILTON P. J.; HOOKER P. J. AND isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles. *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 63, p. 229-240, 1983.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TIDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, n. 4, p. 956-983, 1984.

PENHA, H. M.; FERRARI, A. L.; RIBEIRO, A.; PETAGNA, F.; AMADOR, E. S.; JUNHO, M. C. B. A geologia da Folha Petrópolis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário Camboriú. *Anais....Balneário Camboriú*: SBG, 1980. p. 2965-2974.

PENHA, H. M.; WIEDEMANN, C. M.. Granitóides da região central do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Roteiro de Excursões...* Rio de Janeiro: SBG, p. 5433-5455.

PINTO, C. P. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil: Folha Lima Duarte. [S. l.]: CPRM/MG, 1991. 212 p. Texto Explicativo.

PIRES F. R. M. ; VALENÇA, J.; RIBEIRO, A. Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 54, n. 3, p. 563-574, 1982.

PITCHER, W. S. Granite type and tectonic environment. In: HSU, K. J. (Ed.). *Mountain Building Processes*. London: Academic Press, 1983. p. 19-40.

PORTO JR, R.; VALENTE, S. C. As rochas granitóides do norte da Serra da Pedra Branca e suas relações com as encaixantes gnáissicas na região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. *Anais...Belém*: SBG, 1988. v. 3, p. 1066-1079.

RAGATKY, C. D.; TUPINAMBÁ, M.; MARINS, G. S.; DUARTE, B. P. Chemical characterization of metabasites from the Itálva Group at the central Ribeira belt and its tectonic implications. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios. *Boletim de Resumos...* Búzios: SBG, 2003. p. 40-42.

REIS, A. P.; MANSUR, K. L. *Sinopse Geológica do Estado do Rio de Janeiro*. Mapa Geológico 1:400.000. Niterói: DRM/RJ, 1995. 60 p.

ROLLINSON, H. *Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation*. [S. l.]: Longman, 1993. 352 p.

ROMANO, R.; LANA, C.; ALKMIM, F. F.; STEVENS, G. S.; ARMSTRONG, R. Stabilization of the southern portion of the São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research*, v. 224, p.143–159, 2013.

RUBATTO, D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* v. 184, p. 123–138, 2002.

RUBATTO, D.; WILLIAMS, I. S.; BUICK, I. S. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contrib Mineral Petrol* v. 140, p. 458-468, 2001.

SANTOS, M.; WILDE, S. A.; LI, J. H. 2007. Timing of Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism in the North China Craton: Evidence from SHRIMP U–Pb zircon geochronology. *Precambrian Research*, v. 159, p. 178–196, 2007.

SATO, K. *Evolução crustal da plataforma sulamericana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. 1998. 297 p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

SATO, K.; KAWASHITA, L. Espectrometria de massa em geologia isotópica. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v. 2, p. 57-77, 2002.

SCHMITT, R. S. *Um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira - sudeste do Brasil*. 2000. 273 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2000.

SCHMITT, R. S.; PIMENTEL, M. M.; VAN SCHMUS, W. R.; TROUW, R. A. J.; ARMSTRONG, R. A. Marine Sedimentation related to the latest stages of Gondwana Assembly in the Ribeira Belt: New U/Pb data. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. *Extended Abstracts...* Salvador: SBG, 2003. p.294-297. Special Volume of Short Papers.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil).

Precambrian Research, v. 133, p. 29-61, 2004.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PASSCHIER, CEES W. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. *Journal of the Geological Society of London*, v. 294, p. 279-296, 2008.

SCHALTEGGER, U; FANNING, C. M.; GÜNTHER, D.; MAURIN, J. C.; SCHULMANN, K.; GEBAUER, D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib Mineral Petrol*, v. 134, p. 186-201, 1999.

SILVA, W. G.; BATISTA, J. J.; THOMPSON, R. *Texto explicativo da Folha Geológica Cambuci*. Niterói: DRM/RJ, 1978.

SILVA, L. C. da; ARMSTRONG, R.; NOCE, C. M.; CARNEIRO, M. A.; PIMENTEL, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; LEITE, C. A.; VIEIRA, V. S.; SILVA, M. A.; PAES, J. C.; CARDOSO FILHO, J. M. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte 2: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton do São Francisco Meridional. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 32, n. 4, p. 513-528, 2002.

SILVA, L. C. da. *Geocronologia aplicada ao Mapeamento Regional com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros*. Brasília, DF: CPRM, 2006. 132 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil, 1).

STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. Approximation of terrestrial lead evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Lett*, v. 26, p. 207–221, 1975.

STERN, R. J. Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective. *Journal of African Earth Sciences*, v. 34, p. 109-117, 2002.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Lett.*, v. 12, p. 1-33, 1976.

TEIXEIRA, Patricia Anselmo Duffles. *Mapeamento e geocronologia do Complexo Embú no Leste do Estado de São Paulo*. 2013. 258 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

THOMPSON, R. N. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scot. Geol.*, v. 18, p. 49-107, 1982.

TROUW, R. A. J. Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos...*São Paulo: SBG, 1992. p. 327-328.

TROUW, Rudolph A.J.; PETERNEL, Rodrigo; Ribeiro, André; HEILBRON, Mônica; VINAGRE, Rodrigo; DUFFLES, Patrícia; TROUW, Camilo C.; FONTAINHA, Marcos; KUSSAMA, Hugo H. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 48, p. 43-57, 2013.

TUPINAMBÁ, M. *Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro*. 1999. 221 p. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

TUPINAMBÁ M., HEILBRON M., OLIVEIRA A., PEREIRA A.J., CUNHA E.R.S.P., FERNANDES G.A., FERREIRA J., CASTILHO G., TEIXEIRA W. Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v. 6, p. 104-106.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 7-11, 2000.

TUPINAMBÁ, Miguel; HEILBRON Mônica; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, José Renato; VALLADARES, Claudia; ALMEIDA, Júlio;, EIRADO Luiz Guilherme do; MEDEIROS, Silvia Regina de; ALMEIDA, Clayton Guia de; MIRANDA, Alan; RAGATKY, Celia Diana ; MENDES, Julio Cezar; LUDKA, Isabel Pereira . Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, v. 15, n. 1, 2007.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; PORTO JÚNIOR, R. de; DIOS, F.B.; MACHADO, N.; SILVA, L. G. E.; ALMEIDA, J. C. H. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, v. 21, n. 2-3, p. 422-438, 2012.

VALLADARES, C. S. *Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb*. 1996. 147 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

VALLADARES, C. S.; HEILBRON, M.; MACHADO, N.; VALERIANO, C. 1997. Provenance of central Ribeira belt metasediments using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon by laser-ablation. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997, Campos do Jordão. *Extended Abstracts...* Campos do Jordão: SSAGI, 1997. p. 323-325.

VALLADARES, C. S.; MACHADO, N.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON M.; GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the Brasilia belt, southern border of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3, 2001, Pucon, Chile. *Extended Abstracts...*, Pucon: Servicio Nacional de Geología y Minería, 2001. p. 261-264. CD-ROM.

VALERIANO, C. M.; TUPINAMBÁ, Miguel; SIMONETTI, Antonio; HEILBRON, Monica; ALMEIDA, HORTA Julio Cesar de; EIRADO, Luiz Guilherme do. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasileiro magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 416-428, 2011.

VAVRA G. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contrib Mineral Petrol.*, v. 106, p. 90-99, 1990.

VAVRA G. A guide to quantitative morphology of accessory zircon. *Chem. Geol.*, v. 110, p. 15-28, 1993.

VAVRA G. Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contrib Mineral Petrol.*, v. 117, p. 331-334, 1994.

VIANA, S. M. *Evolução geológica do Terreno Paraíba do Sul, Orógeno Ribeira, Sudeste do Brasil, com base em estudos litogeoquímicos e de geocronologia U-Pb (LA-ICPMS)*. 2008. 230p. Tese (Doutorado) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

WETHERILL, G.W. Discordant Uranium-Lead ages I: Transaction of the American *Geophysics Union*, v. 37, p. 320-326, 1956.

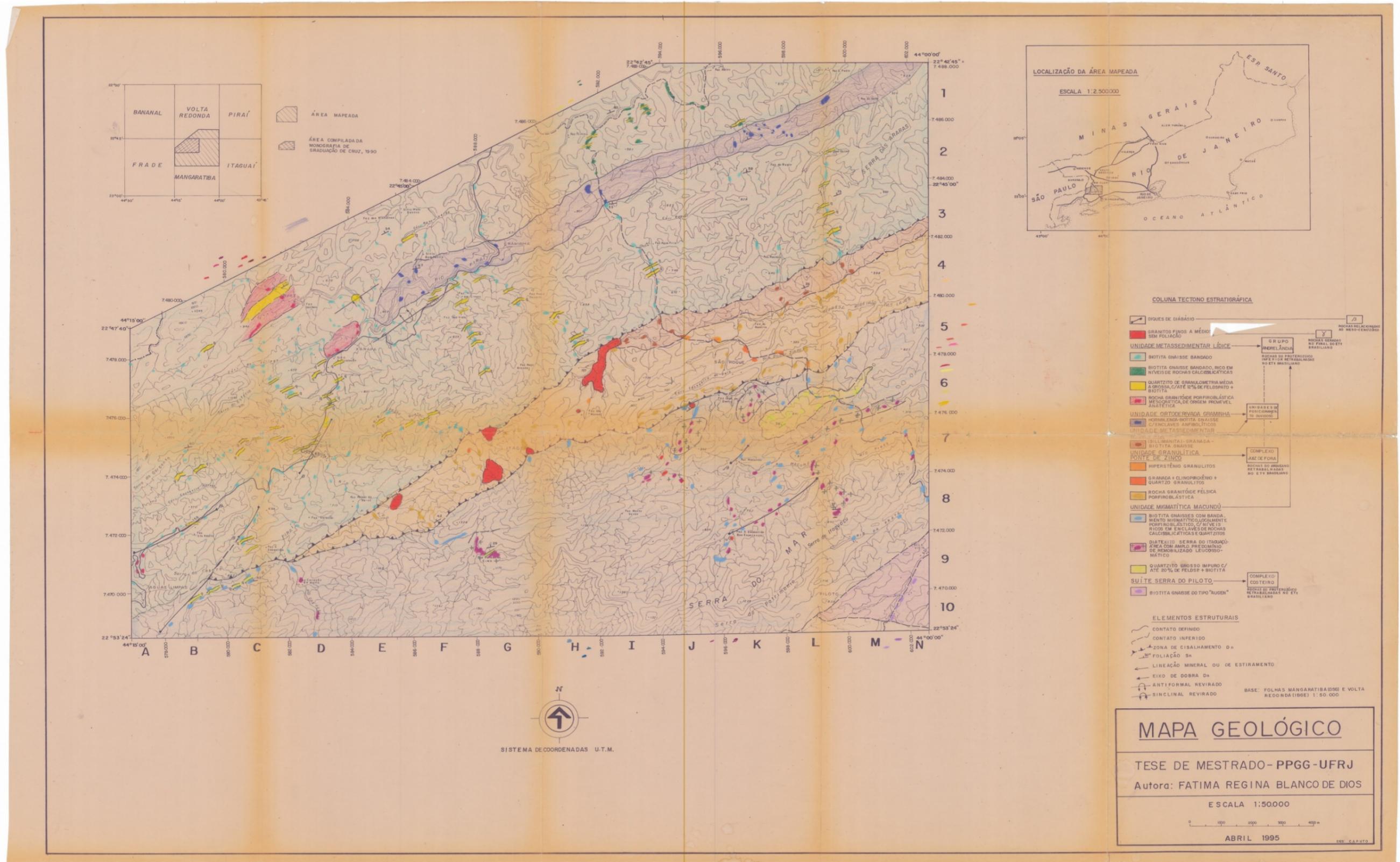
WILSON, M. *Igneous Petrogenesis*. A global tectonic approach. London: Unwin Hyman, 1991. 466 p.

WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, v. 20, p.325-343, 1977.

ZINDLER, A.; HART, S. Chemical geodynamics. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, v. 14, p. 493-571, 1986.

Anexo A

Mapa da Unidade Granulítica Ponte de Zinco (DIOS, 1995).



Anexo B

Mapa da Unidade Granulítica de Dios (1995) com os pontos dessa tese.

