

CAPÍTULO 9. GEOCRONOLOGIA

Este capítulo apresenta estudos geocronológicos pelo método U-Pb sobre amostras do Grupo Rio Doce, visando determinação das idades:

- de cristalização magmática da rocha piroclástica da Formação Palmital do Sul e, conseqüentemente, a idade de instalação de um dos edifícios vulcânicos do arco magmático do Orógeno Araçuaí, por meio de análise U-Pb TIMS (amostra TV-126B; localização na Fig. 15);

- dos grãos de zircão de origem vulcânica e de outras populações contidas na rocha vulcanoclástica da Formação Tumiritinga, com o objetivo de balizar a idade máxima da sedimentação da bacia (idade mínima dos zircões), com o emprego da técnica Laser Ablation-ICP-MS (amostra TV-21; Fig. 15);

- dos grãos de zircão detrítico, também pela técnica LA-ICP-MS, de metarenito turbidítico da Formação São Tomé, situada no Córrego do Divino, a norte de Linópolis (amostra TV-32; Fig. 15);

- dos grãos de zircão detrítico de metarenito da Formação São Tomé, com o emprego da metodologia U-Pb SHRIMP (amostra TV-5), para, juntamente com os dados da amostra TV-32, estabelecer as idades das fontes sedimentares e balizar a evolução da bacia.

9.1. Geocronologia U-Pb TIMS, Amostra TV-126B

Este estudo foi realizado sobre uma amostra de rocha piroclástica de composição dacítica, da Formação Palmital do Sul, cujos estudos petrográficos e litoquímicos se encontram nos Capítulos 6 e 8, respectivamente. Trata-se de um tufo dacítico, com fração lapilli significativa, portador de bombas vulcânicas esparsas, que se apresenta quase livre da deformação e metamorfismo regionais.

9.1.1. Procedimentos analíticos e condições operacionais

Foram coletados aproximadamente 15 kg de amostra livre de intemperismo no afloramento TV-126. A amostra foi processada pelos métodos convencionais com britagem, moagem, peneiramento e concentração da

fração de 80 a 120# por bateia, no laboratório LOPAG do DEGEO-UFOP. A fração menos magnética da população de zircões (alvo da datação) foi separada por meios magnéticos pelo emprego de equipamento Frantz, com posterior seleção manual dos cristais menos alterados em lupa binocular. Esses procedimentos de coleta e seleção dos zircões foram também aplicados para as amostras analisadas em SHRIMP e LA-ICP-MS.

As análises TIMS foram executadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília em um espectrômetro de massa multicoletor Finningan MAT-262 equipado com contagem de íons em multiplicador de elétrons secundário. Para análises U-Pb convencionais, as frações são dissolvidas em HF concentrado e HNO₃ (HF:HNO₃ ¼ 4:1), utilizando-se microcápsulas em bombas tipo Parr. É empregado um *spike* ²⁰⁵Pb–²³⁵U misto. A extração química segue uma técnica de troca padrão de ânions com microcolunas de teflon, de acordo com os procedimentos de Krogh (1973). Pb e U são colocados juntos em um único filamento com H₃PO₄ e sílica gel. Os brancos de Pb foram melhores que 20 plagioclásio durante a análise. Para a redução dos dados e cálculo das idades foram usados PBDAT (Ludwig, 1993) e ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001). Os erros das razões isotópicas são de 2 σ.

9.1.2. Resultados analíticos U-Pb TIMS

Foram datadas 4 frações, sendo os resultados mostrados na Tabela 10 e plotados na concórdia inversa Tera-Wasserburg da Figura 51.

Fração	Tamanho (mg)	U ppm	Pb ppm	Th ppm	Th/U	Razões radiogênicas						Idades (Ma)			Quant.			
						²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	%	(rho)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	%	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	error	
C	0.029	184.65	18.019	37.5	0.2032	624.5067	0.736619	1.66	0.0938569	1.5	0.907024	0.0569213	0.697	578.31	560.43	488.49	15	1
E	0.023	159.92	16.812	47.3	0.2959	467.2655	0.726407	1.15	0.0950447	1.07	0.940184	0.0554307	0.39	585.3	554.44	429.64	8.7	1
X	0.016	206.47	26.702	68	0.3294	154.7433	0.605171	2.63	0.094914	2.22	0.86399	0.0462431	1.32	584.53	480.51	10.313	32	1
Y	0.024	199.47	21.115	45.3	0.2273	471.8478	0.795397	1.72	0.0957514	1.62	0.9463	0.0602473	0.555	589.46	594.23	612.47	12	2

Tabela 10. Dados isotópicos U-Pb-Th TIMS da amostra TV-126B, obtidos no Laboratório de Geocronologia do IG-UnB.

A principal característica isotópica das frações datadas é a baixa concentração de Pb aliada ao alto conteúdo de chumbo comum (Pbc),

responsável pelo erro acentuado das análises individuais. Por esse motivo, para o cálculo da idade agrupada utilizou-se a concórdia inversa, em lugar da tradicional Wetherill, pelo fato de que esta é menos sensível ao conteúdo do Pb comum (melhor correção do erro).

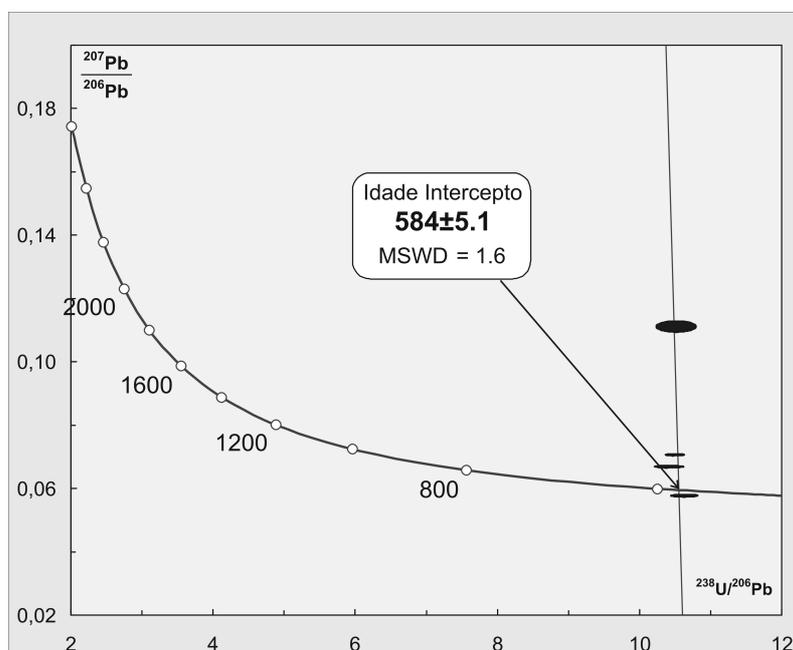


Figura 51. Diagrama concórdia invertida (Tera-Wasserburg) da amostra TV-126B.

As análises distribuem-se segundo uma linha mistura (discórdia) sem excesso de dispersão atribuível a causas geológicas (MSWD = 1,6), a qual intercepta a concórdia em 584 ± 5 Ma (2σ). Esse resultado é interpretado como a idade de cristalização do magma precursor do tufo piroclástico da Formação Palmital do Sul e, conseqüentemente, a idade de instalação de um edifício vulcânico nesse segmento do Orógeno Araçuaí.

9.2. Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS, Amostra TV-21

Este estudo foi realizado sobre uma amostra de rocha metavulcanoclástica de composição dacítica, da Formação Tumiritinga, cujos estudos petrográficos e litoquímicos se encontram nos Capítulos 6 e 8, respectivamente. Trata-se de um xisto rico em plagioclásio, cujos cristais mostram feições ígneas preservadas, a despeito do metamorfismo de fácies anfibolito baixo.

9.2.1. Procedimentos analíticos e condições operacionais LA-ICP-MS

Aproximadamente 100 cristais de zircão foram selecionados e encaminhados ao Laboratório de Geocronologia da *Australian National University-ANU*, Canberra, onde foram montados em recipiente de epox com dimensões padrão de 2,5 cm de diâmetro, sendo seccionados, polidos e recobertos com uma película de carbono para imageamento por catodoluminescência-CL, com posterior recobrimento com ouro para a análise por LA-ICP-MS. As imagens CL foram obtidas na *Electron Microscopy Unit Research School of Biological Sciences da Australian National University-ANU* em Canberra, em microscópio eletrônico Hitachi S-2250N sob condições de aceleração de voltagem de 15kV.

9.2.2. Resultados analíticos

Foram analisados 23 *spots* em 23 cristais, sendo os resultados mostrados na Tabela 11 e a distribuição das análises no diagrama concórdia da Figura 52.

A grande maioria das análises apresenta razões Th/U entre 0,2 e 0,8 que são típicas de zircões derivados de rochas magmáticas félsicas a intermediárias. Apenas duas análises apresentam razões Th/U baixas, características de zircão metamórfico (0,07 e 0,09). A maior parte dos resultados (13) são altamente discordantes (11% a 39% de discordância), impossibilitando a obtenção de idades precisas, mas permitindo a inferência de idades máximas paleoproterozóicas para o agrupamento principal. O arranjo discordante dos cristais paleoproterozóicos indica envolvimento dos mesmos em evento metamórfico de alto grau, previamente à sua deposição. Já os zircões neoproterozóicos tiveram o sistema U-Th-Pb bem preservado. Assim, das dez análises praticamente concordantes (< 10% de discordância), assinaladas em negrito na Tabela 11, nove apresentam idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre *ca.* 889 e *ca.* 585 Ma.

Grain. Spot	ppm ²³⁸ U	ppm ²³² Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		% Discordant	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±%		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±%		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±%		err corr
				Age ±	±	Age ±	±	Age ±	±		Age ±	±	Age ±	±			
1	198	53	0.27	1257	7	1383	8	1584	15	21	0.0979	0.85	2.904	1.04	0.2152	0.6	.548
2	523	512	0.98	605	3	615	4	650	18	7	0.0614	0.83	0.832	0.9	0.0984	0.4	.489
3	187	73	0.39	1464	14	1655	11	1906	13	23	0.1168	0.75	4.105	1.33	0.2549	1.1	.812
4	307	229	0.75	686	4	681	6	662	23	-4	0.0617	1.07	0.955	1.19	0.1123	0.5	.445
5	641	126	0.20	707	3	723	3.5	772	13	8	0.065	0.63	1.039	0.72	0.1159	0.4	.611
6	339	138	0.41	640	3	643	5.5	652	23	2	0.0614	1.08	0.884	1.15	0.1044	0.5	.435
7	607	243	0.40	1180	4	1203	4.5	1244	10	5	0.082	0.55	2.27	0.64	0.2008	0.4	.578
8	159	155	0.97	1251	8	1404	8.5	1644	17	24	0.1012	0.9	2.987	1.09	0.2141	0.7	.606
9	420	223	0.53	741	4	765	5	832	17	11	0.0669	0.82	1.123	0.9	0.1219	0.5	.533
10	332	286	0.86	634	3	636	5.5	646	25	2	0.0612	1.18	0.872	1.12	0.1033	0.5	.438
11	789	292	0.37	795	4	830	4.5	924	14	14	0.0699	0.71	1.265	0.78	0.1312	0.5	.641
12	260	272	1.05	685	4	595	7.5	632	32	7	0.0608	1.48	0.796	1.62	0.0949	0.7	.414
13	434	437	1.01	643	3	647	5	658	23	2	0.0616	1.08	0.89	1.08	0.1049	0.5	.426
14	238	164	0.69	1908	16	2101	11	2296	8	17	0.1457	0.46	6.918	1.17	0.3444	1	.838
15	95	61	0.64	1764	8	1858	7	1964	15	10	0.1206	0.84	5.234	0.83	0.3148	0.5	.639
16	517	34	0.07	623	3	673	4	844	17	26	0.0672	0.8	0.941	0.81	0.1015	0.5	.630
17	308	27	0.09	628	4	636	6	660	23	5	0.0616	1.07	0.87	1.22	0.1024	0.6	.525
18	177	140	0.79	1679	8	1739	6	1810	12	7	0.1107	0.68	4.542	0.75	0.2975	0.5	.667
19	505	199	0.39	1019	5	1116	5	1310	11	22	0.0848	0.58	2.003	0.72	0.1712	0.5	.681
20	367	161	0.44	901	7	1082	7.5	1466	15	39	0.0919	0.84	1.902	1.11	0.15	0.8	.721
21	263	106	0.40	752	4	787	7	888	25	15	0.0687	1.24	1.171	1.28	0.1237	0.5	.375
22	204	131	0.64	882	5	889	6.5	908	23	3	0.0693	1.1	1.401	1.13	0.1466	0.6	.549
23	342	113	0.33	747	4	749	6.5	752	25	1	0.0644	1.17	1.091	1.25	0.1229	0.5	.400

Tabela 11. Dados isotópicos U-Pb-Th LA-ICP-MS da amostra TV-21, obtidos no Laboratório de Geocronologia da *Research School of Earth Sciences, The Australian National University*.

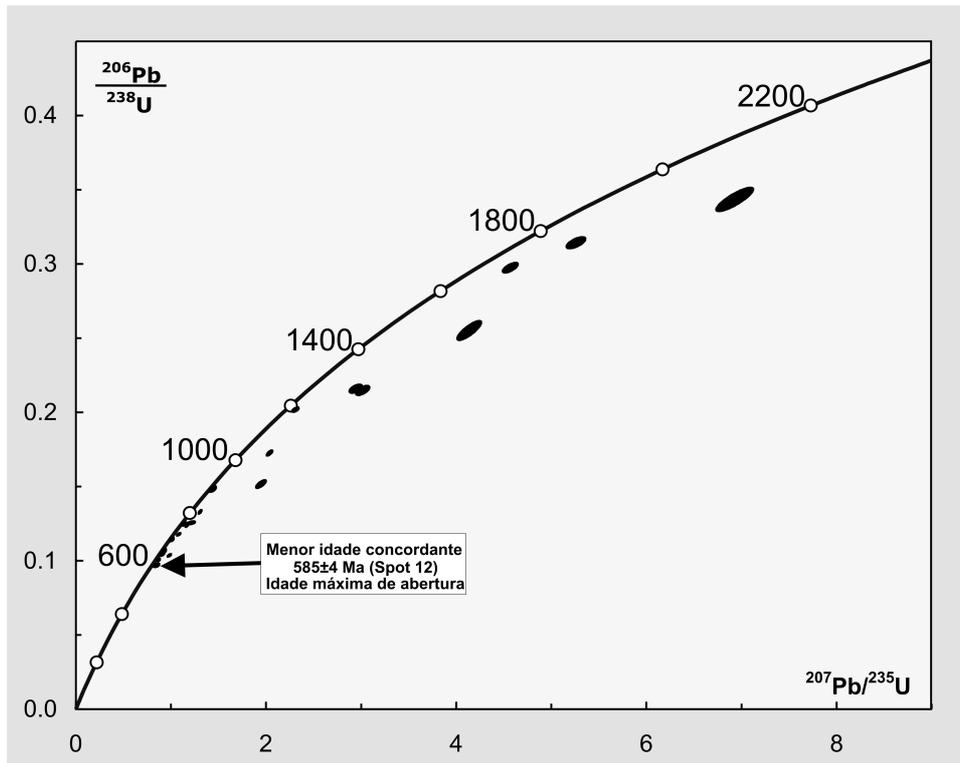


Figura 52. Diagrama concórdia Wetherill da amostra TV-21.

Estes resultados podem ser interpretados como idades de cristalização dos magmas-fontes dos zircões detríticos neoproterozóicos. A menor idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U concordante, obtida no *spot* 12, de 585 ± 4 Ma (1σ), é interpretada

como a idade de cristalização magmática da fração vulcânica desta rocha vulcanoclástica da Formação Tumiritinga, pois coincide com a idade de cristalização do tufo piroclástico da Formação Palmital do Sul, também de composição dacítica (584 ± 5 Ma, amostra TV-126B, acima).

9.3. Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS, amostra TV-32

Este estudo foi realizado sobre grãos de zircão detrítico extraídos de metarenito grauvaquiano da pilha turbítica da Formação São Tomé, que ocorre no Córrego do Divino, a norte de Linópolis, cujo metamorfismo atingiu a fácies anfibolito médio (ver Capítulo 7).

9.3.1 Resultados analíticos

Foram datados apenas 3 *spots* em 3 cristais, sendo os resultados mostrados na Tabela 12 e a distribuição das análises plotadas no diagrama concórdia da Figura 53.

Grain. Spot	ppm ^{238}U	ppm ^{232}Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		% Dis- cor- dant	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		err corr
				Age	\pm	Age	\pm	Age	\pm		$\pm\%$	$\pm\%$	Age	$\pm\%$			
1	925	430	0.46	594	3	606	3.5	652	14	9	0.0614	0.69	0.816	0.78	0.0964	0.49	.628
2	634	442	0.70	643	3	645	3.5	652	16	1	0.0614	0.77	0.887	0.78	0.1049	0.39	.500
3	78	43	0.55	996	5	1002	9	1016	33	2	0.0731	1.59	1.683	1.44	0.167	0.53	.368

Tabela 12. Dados isotópicos U-Pb-Th LA-ICP-MS da amostra TV-32, obtidos no Laboratório de Geocronologia da *Research School of Earth Sciences, The Australian National University*.

As 3 análises são concordantes (% discordância < 10) e foram obtidas em domínios ígneos com razões Th/U entre 0,47 e 0,70. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas foram 594 ± 3 Ma, 643 ± 3 Ma e 996 ± 5 Ma. Os resultados podem ser interpretados como idades de cristalização dos magmas-fontes dos zircões detríticos. A menor idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordante, obtida no *spot* 1, de 594 ± 3 Ma, indica a idade máxima da sedimentação da Formação São Tomé (Fig. 53).

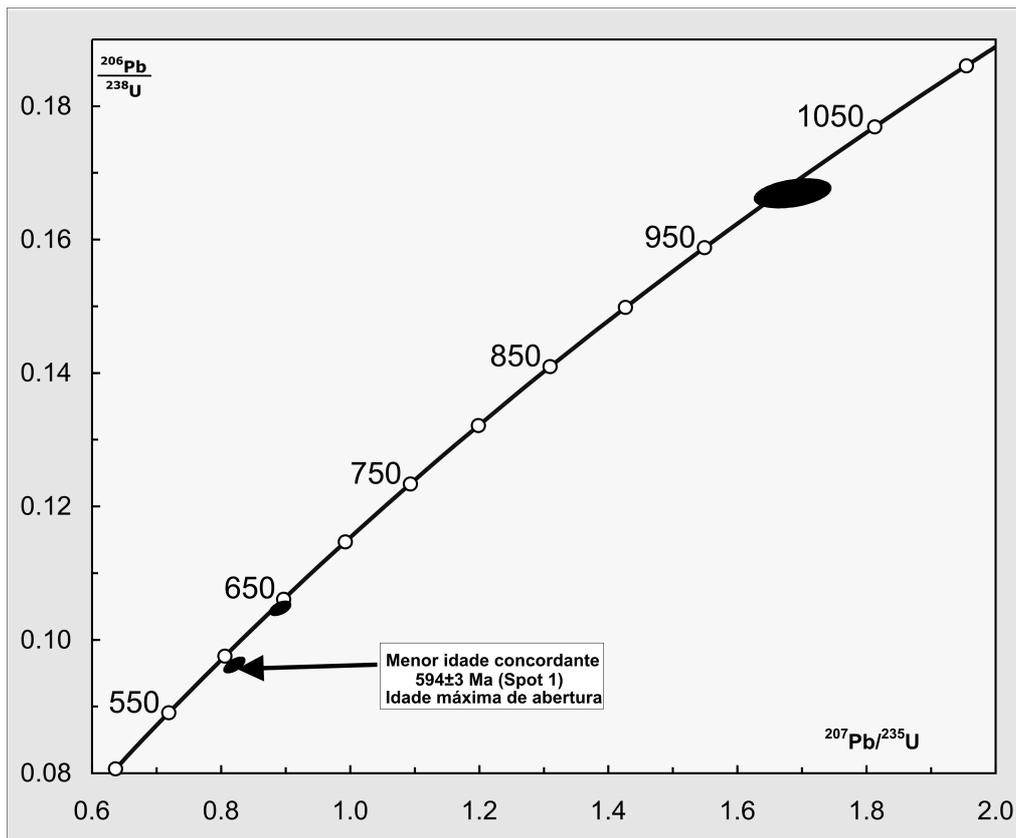


Figura 53. Diagrama concórdia Wetherill da amostra TV-32.

9.4. Geocronologia U-Pb SHRIMP, Amostra TV-05

Este estudo foi efetuado sobre grãos de zircão detrítico de uma amostra de metarenito da Formação São Tomé, cujo afloramento se localiza no perfil Conselheiro Pena-Aimorés (Capítulo 7). O metamorfismo é de fácies anfíbolito baixo a médio.

9.4.1. Procedimentos analíticos e condições operacionais do SHRIMP

Aproximadamente 100 cristais de zircão foram selecionados e encaminhados ao Laboratório de Geocronologia da *Australian National University-ANU*, Canberra, onde foram montados em recipiente de epox com dimensões padrão de 2,5 cm de diâmetro, sendo seccionados, polidos e recobertos com uma película de carbono para imageamento por catodoluminescência-CL, com posterior recobrimento com ouro para a análise SHRIMP. As imagens CL foram obtidas na *Electron Microscopy Unit Research*

School of Biological Sciences da Australian National University-ANU, em microscópio eletrônico Hitachi S-2250N, sob condições de aceleração de voltagem de 15kV. As concentrações de Pb, U e Th foram referenciadas ao zircão padrão (Cz3). O tamanho médio do *spot* analítico foi ~25 μm . A operação SHRIMP e procedimentos particulares seguiram a rotina descrita por Smith *et al.* (1998). As condições instrumentais e a aquisição dos dados seguem o trabalho de Compston *et al.* (1984, 1992). As incertezas analíticas nas determinações individuais são cotadas na Tabela 13 e mostradas nas imagens da Figura 54 e nas concórdias das Figuras 55 e 56, com um erro analítico de 1σ , correspondendo a confiabilidade de 63,8%.

Tabela 13. Sumário dos dados geocronológicas U-Pb SHRIMP em zircão para a amostra TV-5A.
(1) Correção do chumbo comum com ^{204}Pb medido. Erro 1σ ; Pb_c and Pb^* são frações comum e radiogênica.

Grão, Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	(1) idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% Disc.	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ $\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm\%$	err corr
1,1	0,09	108	79	0,76	34.4	2,028 \pm 23	2,104 \pm 11	4	0.13046 0.60	6.651 1.4	0.3698 1.3	,908
2,1	0,11	59	36	0,63	19.9	2,132 \pm 26	2,170 \pm 12	2	0.13548 0.70	7.32 1.6	0.3919 1.4	,896
3,1	0,04	179	47	0,27	52.0	1,872 \pm 19	2,043.3 \pm 6.9	8	0.12603 0.39	5.854 1.2	0.3369 1.1	,946
4,1	0,17	79	64	0,84	26.1	2,109 \pm 22	2,109 \pm 11	0	0.13083 0.62	6.981 1.4	0.3870 1.2	,890
5,1	0,07	63	51	0,84	21.6	2,153 \pm 23	2,133 \pm 11	-1	0.13262 0.65	7.25 1.4	0.3964 1.3	,888
6,1	0,11	65	38	0,61	21.6	2,111 \pm 22	2,134 \pm 12	1	0.13267 0.68	7.09 1.4	0.3874 1.2	,878
7,1	0,01	74	26	0,36	23.5	2,030 \pm 21	2,113.6 \pm 9.7	4	0.13116 0.55	6.694 1.3	0.3702 1.2	,912
8,1	0,13	57	36	0,64	19.0	2,104 \pm 23	2,132 \pm 12	1	0.13254 0.70	7.05 1.5	0.3859 1.3	,875
9,1	0,10	60	29	0,51	16.0	1,738 \pm 19	2,068 \pm 14	16	0.1278 0.81	5.454 1.5	0.3095 1.3	,844
9,2	0,06	101	46	0,47	33.3	2,101 \pm 28	2,204.8 \pm 8.0	5	0.13820 0.46	7.34 1.6	0.3853 1.6	,959
10,1	0,07	103	110	1,11	31.9	1,992 \pm 20	2,110.1 \pm 9.1	6	0.13090 0.52	6.534 1.3	0.3620 1.2	,917
11,1	0,07	90	50	0,58	30.1	2,116 \pm 22	2,190.0 \pm 8.6	3	0.13703 0.49	7.340 1.3	0.3885 1.2	,925
12,1	--	156	80	0,53	47.6	1,958 \pm 20	2,112 \pm 11	7	0.13106 0.63	6.412 1.4	0.3548 1.2	,885
13,1	0,05	59	50	0,88	18.5	2,011 \pm 29	2,140 \pm 11	6	0.13314 0.63	6.72 1.8	0.3661 1.7	,938
14,1	0,00	66	26	0,41	19.2	1,880 \pm 21	2,148 \pm 12	12	0.13375 0.67	6.246 1.4	0.3387 1.3	,885
15,1	0,16	44	40	0,96	13.9	2,038 \pm 23	2,140 \pm 15	5	0.1331 0.87	6.82 1.6	0.3718 1.3	,838
16,1	0,02	207	318	1,59	58.3	1,825 \pm 19	2,065.1 \pm 6.6	12	0.12759 0.37	5.756 1.2	0.3272 1.2	,953
17,1	0,02	174	117	0,70	50.1	1,868 \pm 19	2,102.8 \pm 7.0	11	0.13036 0.40	6.042 1.2	0.3361 1.2	,945

9.4.2. Catodoluminescência, morfologia dos zircões e resultados analíticos

Foram datados 18 *spots* em 17 cristais, cujas imagens de catodoluminescência (CL) estão na Figura 54. Os resultados estão resumidos na Tabela 3 e representados nas concórdias das Figuras 55 e 56.

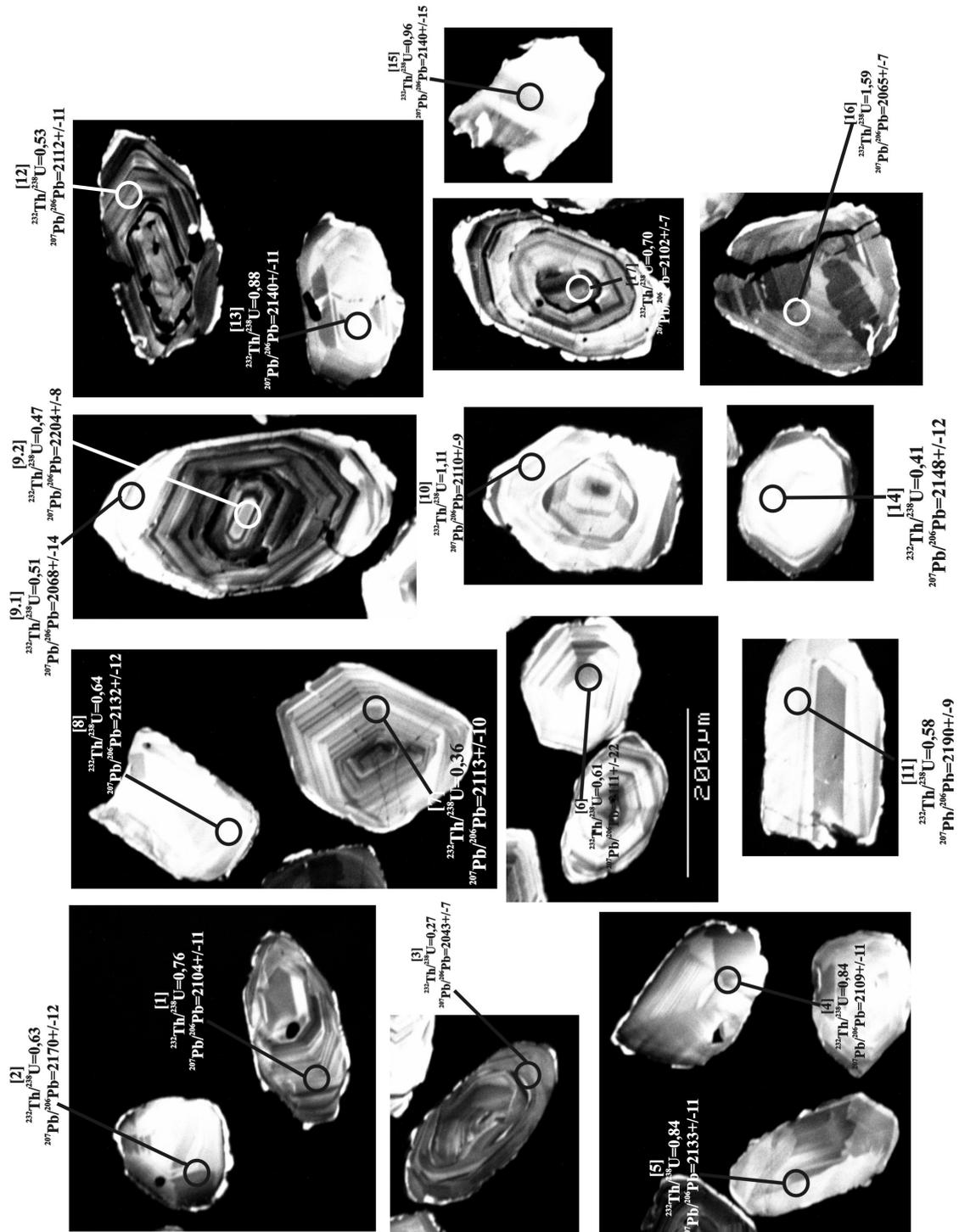


Figura 54. Imagem de catodoluminescência dos zircões analisados para a amostra TV-5.

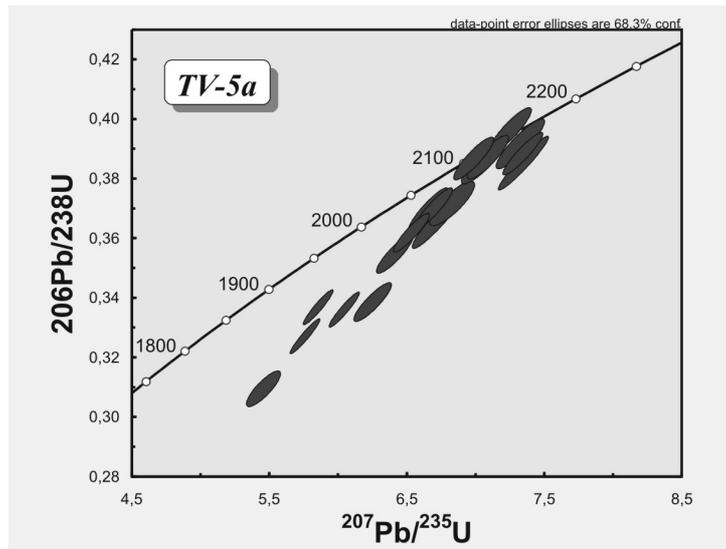


Figura 55. Diagrama concórdia Wetherill da amostra TV-05.

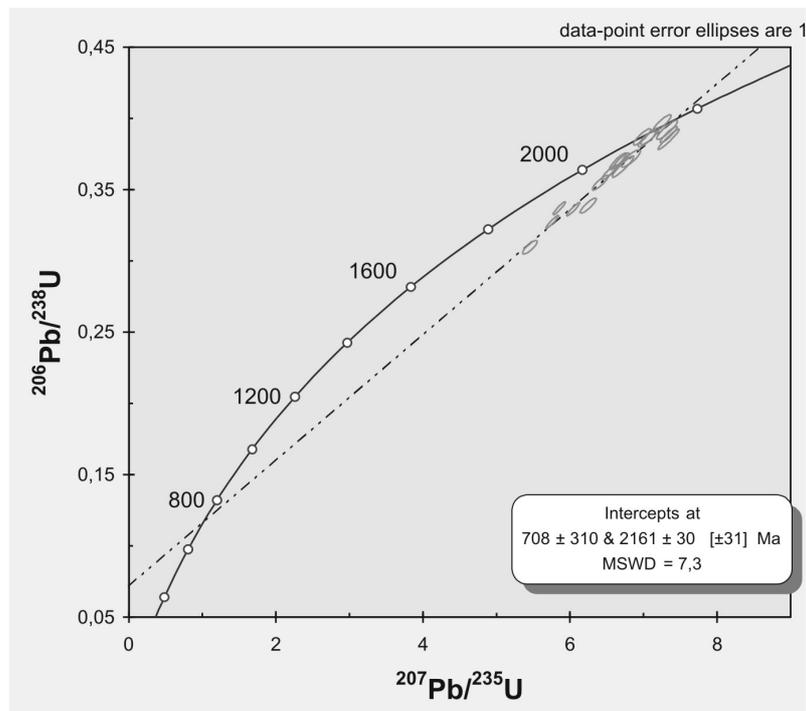


Figura 56. Linha média de perda de chumbo para a amostra TV-05.

A maior parte das análises são discordantes e distribuem-se segundo uma linha de perda de chumbo cuja regressão mostra uma mistura de população, conforme indica o alto valor do MSWD (7,3), caracterizando uma errócrona (Fig. 55). O intercepto superior dessa errócrona intersecta a concórdia em 2161 ± 30 Ma, sendo essa “idade aparente” destituída de significado geológico. O intercepto inferior, entretanto, intersecta a concórdia

em 708 +/- 310 Ma (Fig. 56), valor que é destituído de consistência estatística, mas sugere que a população de zircões foi envolvida em um episódio termo-tectônico, com perda de Pb, no Neoproterozóico. Esse evento está bem caracterizado pelos sobrecrescimentos metamórficos externos, responsáveis pelo arredondamento da maior parte da população, conforme identificado nas imagens CL (Fig. 54). Além disso, é possível relacionar-se esse evento de perda de chumbo à evolução do Orógeno Araçuaí.

A população de zircões é muito diversificada, sendo dominante aquela que está representada pelos cristais 1, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 11, 12 e 17 (Fig. 54). Esta população é constituída por cristais subédricos, prismáticos com razões comprimento/largura de 3/1, tipicamente de derivação magmática plutônica. A maior parte dessa população apresenta morfologia interna complexa, caracterizada por grande núcleo com textura de crescimento magmático (zoneamento oscilatório) bem preservada e até duas fases de sobrecrescimento sucessivas. O sobrecrescimento interno é restrito aos cristais 3 e 9, sendo caracterizado por finíssimo zoneamento oscilatório, e por conteúdo de U entre 60 e 179 ppm, bem como razões Th/U (0,27 a 0,59), ambas no intervalo típico de zircões de rochas magmáticas félsicas a intermediárias (Tabela 13, Fig. 54). Dois *spots* datados nesses sobrecrescimentos apresentaram idades aparentes idênticas, dentro do erro do método, de ~ 2043 Ma (*spot* 3-1) e - 2068 Ma (*spot* 9-1), relacionadas a um evento magmático cuja idade agrupada não foi calculada, mas que se situaria em torno de 2050 Ma. O núcleo magmático sobrecrescido forneceu idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparente de 2204 +/- 8Ma e razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}=0,47$ (*spot* 9-2). A melhor interpretação para esses dados sugere que entre as fontes da sedimentação existiriam granitóides anatéticos com idade de cristalização de ca. 2050 Ma, com núcleos herdados de um protólito ortoderivado de ca. 2200 Ma. Outros núcleos forneceram idades variadas entre ca. 2100 Ma e 2200 Ma (Tabela 13; Fig. 55 e 56).

A segunda fase de sobrecrescimento afetou não somente a população 1, mas também a população 2, e é caracterizada por fino sobrecrescimento externo de alta reflectância na imagem CL (implicando em baixo U), provavelmente de origem metamórfica. Esse sobrecrescimento periférico é responsável pelo discreto arredondamento das terminações prismáticas dessa

população devido à corrosão e recristalização metamórfica. Como os sobrecrecimentos não possuem espessura suficiente para serem analisados, não puderam ser datados diretamente.

A População 2, é formada por zircões originariamente com hábitos piramidais de baixa alongação a isométricos (2, 6, 7, 10, 14 e 16), caracterizados por razões comprimento/largura de 2/1 e 1/1, e faces de alta ordem (112), (121) (110) como, por exemplo, os cristais 6 e 7. São típicos zircões metaígneos, com zonamento oscilatório, indicativos de origem magmática, porém recristalizados em fácies granulito (*e.g.*, Tichomirowa *et al.*, 2005). As idades variam no mesmo intervalo entre ~2065 Ma (*spot* 6-1) e ~2170 Ma (*spot* 2-1). Esse último cristal é um dos únicos que apresenta evidências mais fortes de arredondamento por abrasão mecânica, sugerindo transporte por tração.

9.5. Contextualização dos resultados e seu significado regional

A idade (585 +/- 5 Ma) do vulcanismo dacítico, cálcio-alcálico de médio potássio, representado pelo tufo piroclástico da Formação Palmital do Sul (TV-126B), corresponde ao final do intervalo de tempo (*ca.* 630-585 Ma) que se tem considerado para a edificação do arco magmático pré-colisional do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2007; Silva *et al.*, 2005).

A idade de cristalização dos zircões mais novos (585 +/- 4 Ma) das rochas vulcanoclásticas da Formação Tumiritinga corrobora, juntamente com outras evidências (Capítulo 6), a existência de atividade vulcânica explosiva em *ca.* 585 Ma. Esta mesma idade foi obtida de zircões do Tonalito São Vitor dos arredores de Teófilo Otoni (U-Pb TIMS; Whittington *et al.*, 2001) e do enderbito ("granada charnockito") de Manhauçu (Silva *et al.*, 2002), que são também corpos da Suíte G1 (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007). Ou seja, ao vulcanismo Palmital do Sul corresponde atividade plutônica também datada de *ca.* 585 Ma.

Na área-tipo do Grupo Rio Doce (Fig. 15) também ocorre a Suíte Galiléia (da granitogênese G1), cálcio-alcálica de médio K, pré-colisional, representante da parte plutônica do arco magmático, cuja idade de cristalização magmática é 594 +/- 6 Ma (zircão U-Pb TIMS); e a Suíte Urucum (da granitogênese G2), peraluminosa, sincolisional, cuja idade U-Pb TIMS de zircão é 582 +/- 2 Ma

(Nalini-Júnior, 1997; Nalini-Júnior *et al.*, 2000; ver Capítulo 5). Estas suítes são referidas unanimemente (ver Capítulo 4 e 5), inclusive nesta tese, como intrusivas em uma ou mais formações inferiores (*i.e.*, Palmital do Sul, Tumiritinga e São Tomé) do Grupo Rio Doce.

Neste quadro parece que um problema se coloca, pois o vulcanismo Palmital do Sul e as rochas vulcanoclásticas Tumiritinga seriam mais novos que corpos plutônicos intrusivos no pacote inferior do Grupo Rio Doce. Uma solução simples seria considerar que os erros das idades e as incertezas inerentes às técnicas analíticas justificariam esta aparente contradição.

Outra abordagem para solucionar a questão acima é de cunho geológico. Exemplos de arcos magmáticos atuais demonstram que os episódios ígneos que constroem edifícios vulcânicos são complexos e envolvem, em intervalos de tempo geologicamente pequenos (*e.g.*, 10 Ma), pulsos intrusivos e extrusivos, sincrônicos e diacrônicos, à medida que a pilha vulcano-sedimentar se deposita, é retrabalhada pela erosão e alimenta bacias internas ou laterais ao arco, a exemplo do que ocorre nos Andes (*e.g.*, Aleman & Ramos, 2000; Jaillard *et al.*, 2000; Ramos, 2000). Este cenário é ainda mais complicado pela tectônica que eleva e abate blocos, promove ajustes laterais, e ajuda a expor intrusões relativamente muito jovens, mas já em processo de erosão, nas proximidades de vulcões ativos.

É importante ter em mente que batólitos são agrupamentos de plútons (*e.g.*, Atherton & Tarney, 1979). Por isto, as enormes áreas demarcadas em mapa sob designações do tipo "Tonalito Galiléia" podem induzir ao equívoco de que se trata de "um só corpo ígneo" (por isto, "de uma só idade"). Estas manchas cartográficas, na realidade, podem ser maiores que batólitos.

Desta forma, a aparente contradição acima levantada ("o intrusivo é mais velho que a encaixante") pode ser explicada pela diferença de cerca de 10 Ma nas idades de plútons da Suíte G1 (Galiléia *versus* Teófilo Otoni e Manhauçu) pois, enquanto uns intrudiam parte de determinada formação, outros já estavam sendo erodidos e outros, ainda, tinham se cristalizado em nível crustal abaixo da base de tal unidade estratigráfica. Sem dúvida, a solução definitiva para aquele aparente problema dependerá da discriminação cartográfica e geocronológica dos muitos plútons que, certamente, estão

contidos nas poucas "partes" (*e.g.*, Galiléia, São Vítor, Mascarenhas, Muniz Freire, Estrela, Brasilândia) da Suíte G1.

A idade (594 +/- 3 Ma) do zircão mais novo do metarenito turbidítico da Formação São Tomé (TV-32) evidencia suprimento sedimentar provindo do conjunto (vulcano-?)plutônico Galiléia (*s.s.*). Noce *et al.* (2004) também reportam a presença de grãos de zircão detrítico desta idade no Complexo Nova Venécia. A contribuição do embasamento paleoproterozóico para a sedimentação São Tomé está bem registrada na amostra TV-05, cujos grãos de zircão detrítico têm apenas idades entre 2050 e 2200 Ma.