ANÁLISE POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS DO DISTRITO FLUORÍTICO DE SANTA CATARINA: RELAÇÕES ENTRE HIDROTHERMALISMO E EVOLUÇÃO DA MARGEM CONTINENTAL

ANDREA RITTER JELINEK^{1,2}, ARTUR CEZAR BASTOS NETO¹ & GÉRARD POUPEAU^{2,3}

Abstract *APATITE FISSION TRACK ANALYSIS IN THE SANTA CATARINA FLUORITIC DISTRICT: RELATION BETWEEN HYDROTHERMALISM AND THE CONTINENTAL MARGIN EVOLUTION* The thermal-tectonic evolution of the Santa Catarina Fluoritic District is discussed based on twenty two new apatite fission track data. In order to investigate hydrothermalism and continental margin evolution relation, the sampling was performed in underground fluorite mine and at surface attempting to a regional distribution. The central ages (66.9 to 40.2 My) are clearly younger than those from northern parts of the continental margin affected by the Serra do Mar uplift. The evolution is linked to a thermic anomaly related to the Florianópolis lineament and responsible for the latter generation of hydrothermal fluorite ore veins recognized at the district. The role of major lineaments on the control of hydrothermalism, blocks uplift and coastal area sinking is also discussed.

Keywords: apatite fission tracks, continental margin, hydrothermalism, fluorite vein.

Resumo Com o objetivo de precisar a evolução termo-tectônica na região do Distrito Fluorítico de Santa Catarina, foram datadas 22 amostras de granitos pelo método de traços de fissão em apatita. A amostragem foi efetuada em diferentes blocos tectônicos, no traço de grandes estruturas delimitando estes blocos e em mina de fluorita. As idades centrais, entre 66,9 e 40,2 Ma, são bem mais jovens do que as demais partes da margem continental. A evolução encontrada foi ligada a uma anomalia térmica há cerca de 70 Ma, associada ao lineamento de Florianópolis, e responsável por um hidrotermalismo em escala regional do qual resultou a mineralização de fluorita mais tardia do distrito. A deposição de fluorita ocorreu até cerca de 45 Ma. O último evento constatado foi um basculamento de blocos controlados pelos grandes lineamentos regionais, definindo os limites do paleo-embaçamento da planície costeira.

Palavras-chave: traços de fissão em apatita, margem continental, hidrotermalismo, filão de fluorita.

INTRODUÇÃO A gênese das mineralizações filoneanas de fluorita do Distrito Fluorítico de Santa Catarina (DFSC, Fig. 1), o maior produtor de fluorita da América do Sul, tem sido ligada à evolução margem continental. Uma primeira linha de interpretação vincula a mineralização ao magmatismo alcalino controlado pelo lineamento de Florianópolis, seja ao magmatismo de Anitápolis (129 Ma, Amaral *et al.* 1967), conforme o modelo genético de Morgenthal (1984), ou ao magmatismo de Lages (70 Ma, cf. Scheibe 1986), conforme o modelo de Horbach e Marimon (1980, 1982). Outra linha de interpretação (Savi 1980, Savi e Dardenne 1980) considera que o flúor foi lixiviado (1) dos granitos por soluções meteóricas envolvidas em circuitos hidrotermais convectivos gerados por anomalia térmica associada ao rifteamento do Atlântico Sul e/ou (2) de conglomerados da Bacia do Paraná, por soluções conatas que migraram para o domo formado pelo rifteamento na borda leste da bacia. Nos diferentes modelos genéticos, as reativações das estruturas N-S a NE-SW que controlam os filões de fluorita e as reativações dos lineamentos ENE-WSW e WNW-ESE - responsáveis por uma compartimentação tectônica que influencia a distribuição dos filões ao longo das estruturas mineralizadas (Horbach & Marimon 1980, Bastos Neto *et al.* 1991, Flores *et al.* 1993) - foram vinculadas, também, à evolução tectônica

da margem continental. Os primeiros dados de inclusões fluidas na fluorita (Dardenne e Savi 1984), corroborados por uma sucessão de estudos geoquímicos detalhados do minério (Bastos Neto 1990, Bastos Neto *et al.* 1996, Rocha 1997, entre outros) e de investigação da rocha fonte (Sallet 1988, Sallet *et al.* 1996), conduziram a privilegiar o modelo genético de lixiviação do F dos granitos.

Datações da mineralização (Tassinari & Flores 1992, Jelinek 1997) confirmaram a formação de depósitos de fluorita nos estágios iniciais da abertura do Oceano Atlântico (idade da fase rift: 130-115 Ma, cf. Asmus 1984), quando a reativação de estruturas paralelas ao rifteamento e a presença de anomalia térmica, amplamente descritas na literatura (Asmus 1984, Zalan *et al.* 1987, entre outros), representavam o contexto geológico ideal para o modelo de lixiviação. Por outro lado, obteve-se, também, idades da ordem de 70 Ma, tanto por K-Ar (Santos 1994), como por análise de traços de fissão em apatitas da encaixante alterada (Jelinek 1997). Entretanto, para aquela idade, o contexto geológico regional é ainda muito pouco conhecido e uma série de indagações a respeito da ligação do DFSC com a margem continental permanece sem resposta.

As condições de formação do minério sugerem que a mineralização mais tardia foi precedida (ou sincrônica) de um importante soerguimento regional que foi tentativamente relaciona-

1 - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500. Caixa Postal 15001, CEP 91501-970. Porto Alegre, Brasil. andrea.jelinek@ufrgs.br, artur.bastos@ufrgs.br

2 - Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR 5025-CNRS, Université Joseph Fourier, Maison des Géosciences, 38041 Grenoble, France.

3 - Centre de Recherche en Physique Appliquée à l'Archéologie et Institut de Recherche sur les Archéomatériaux, UMR 5060-CNRS, Université Bordeaux 3, CRPAA-Maison de l'Archéologie, Esplanade des Antilles, 33607 Pessac, France. gerard.poupeau@montaigne.u-bordeaux.fr

Figura 1 - Principais elementos fisiográficos da margem continental sudeste do Brasil e localização da área de estudo. Modificado a partir de Asmus (1984), Melo et al. (1985) e Almeida e Carneiro (1998). (A) Província alcalina de Ponta Grossa; (B) Província alcalina da Serra do Mar; (C) Complexo alcalino de Lages; (D) Maciço alcalino de Anitápolis; (Pg) Arco de Ponta Grossa; (T) Sinclinal de Torres; (Lg) Lineamento de Garopaba; (Lu) Lineamento de Urussanga; (Lcg) Linemaneto Canela Grande.

do à Serra do Mar (Bastos Neto et al. 1991, 1992). Não se conhece, no entanto, a idade da Serra do Mar em Santa Catarina. Na realidade, embora ocorram no DFSC altitudes de até 900 m, do ponto de vista geomorfológico, a Serra do Mar, como descrita em regiões mais ao norte (Almeida & Carneiro 1998), não se estenderia até o sudeste catarinense. Outra questão em aberto refere-se à suposta anomalia térmica existente nesta época e que tem como única evidência o magmatismo alcalino de Lages que dista cerca de 200 km dos filões da parte sul do DFSC. Finalmente, não se sabe se o controle dos lineamentos WNW-ESE e ENE-WSW sobre a distribuição dos filões foi imposto na época da mineralização ou se deve ao efeito da erosão diferencial de blocos (e filões) ligada a uma movimentação vertical controlada por estes lineamentos.

O presente trabalho tem como objetivo geral determinar a história térmica da região do DFSC pela datação de amostras de granitos pelo método de traços de fissão em apatitas. A idéia central do trabalho é integrar dados de amostras de superfície com dados de amostras provenientes de mina de fluorita, de modo a se obter informações sobre as relações entre o hidrotermalismo e a tectônica no DFSC e poder enquadrá-las no contexto da evolução da margem continental. São os seguintes os objetivos específicos: (1) compreender a natureza e cronologia do soerguimento regional ocorrido no DFSC; (2) suas relações com a mineralização de fluorita; (3) com uma possível continuidade da Serra do Mar na região e (4) investigar o controle exercido pelos lineamentos WNW-ESE e ENE-WSW na distribuição dos filões de fluorita.

CONTEXTO GEOLÓGICO O DFSC (Fig. 1) ocorre numa faixa constituída predominantemente por rochas graníticas do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso César 1980). A faixa é delimitada a oeste pela Bacia do Paraná e a leste pelo Oceano Atlântico Sul. As rochas da Bacia do Paraná presentes no distrito pertencem às Formações Rio do Sul e Rio Bonito (ambas do Permiano Inferior) e Serra Geral (Juro-Cretáceo). O DFSC encontra-se no limite entre o arco de Ponta Grossa e o sinclinal de Torres e em frente ao domo tectono-magmático de Florianópolis que delimita as bacias de Santos e de Pelotas de evoluções distintas. Este domo alinha-se com o lineamento oceânico de Florianópolis (direção E-W), e também com o dorsal de Rio Grande (direção WNW-ESE) na direção do movimento absoluto da placa sul-americana (Fig. 1).

Os principais lineamentos no DFSC ocorrem nas direções WNW-ESE, ENE-WSW e NNE-SSW. Na direção WNW-ESE ocorrem 6 lineamentos principais (Horbach & Marimon 1980) formando um sistema limitado pelos lineamentos de Garopaba, ao norte, e Urussanga, ao sul (Fig. 1). Estes lineamentos são marcados por rochas cataclásticas e veios de quartzo, de rochas subvulcânicas ácidas e diques de diabásio dispostos segundo WNW-ESE numa banda de mais de 1 km de largura. As regiões situadas ao sul dos lineamentos foram rebaixadas com relação àquelas situadas ao norte (Bastos Neto 1990). Os lineamentos ENE-WSW são marcados no campo por intercalações de milonitos, blastomilonitos e abundantes filões de quartzo (Horbach & Marimon 1982). Eles controlaram a formação de falhas reativadas diversas vezes. A

última fase, de falhamento normal, foi contemporânea ao soerguimento regional que antecedeu a mineralização de fluorita mais tardia (Bastos Neto 1990). Os lineamentos NNE-SSW são constituídos por sistemas de falhas ramificadas de direção N-S e NNE-SSW a NE-SW, representando zonas de cisalhamento brasileiras (Hackspaker e Flores 1987, Ferreira e Almeida 1989). Ao longo dos lineamentos ocorrem afloramentos de rochas cataclásticas, veios de quartzo, diques de diabásio e filões de calcedônia e de fluorita.

Mais de 300 ocorrências de fluorita distribuem-se por toda a área do DFSC. Os filões encaixam-se preferencialmente nos granitos, desaparecendo, por estreitamento, ao penetrarem as rochas sedimentares e soleiras e diques de diabásio. Os principais depósitos explorados (Fig. 2) formam 4 subdistritos associados ao lineamento Canela Grande e um subdistrito associado à zona de cisalhamento Rio dos Bugres (Ferreira e Almeida 1989). Também foram explorados 3 depósitos associados ao lineamento Armazém e 2 outros depósitos que não são associados às 3 estruturas acima citadas. As jazidas mais comuns têm reserva da ordem de 150.000 t (teor médio de 50% CaF_2) e são exploradas até uma profundidade

em torno de 150 m. O maior depósito conhecido (filão Segunda Linha Torrens Principal) tem comprimento de 1 km, largura de até 15 m e foi explorado até uma profundidade de 230 m. A fluorita depositou-se em quatro fases de abertura das estruturas. Nas fases 1 e 3 predominam fluorita maciça e brechas tectônicas. Nas fases 2 e 4 predominam texturas bandadas, brechas de colapso e *cocardes*. No detalhe, os preenchimentos foram subdivididos (Bastos Neto *et al.* 1992) em nove gerações segundo as cores da fluorita e as proporções dos minerais associados (quartzo + pirita + barita $\pm$ siderita). Conforme as gerações, a deposição da fluorita ocorreu a temperaturas entre 100° e 170°C (Dardenne e Savi 1984, Bastos Neto 1990). Os depósitos apresentam uma zonação vertical marcada pelo enriquecimento em sílica nas raízes e em barita nas partes superiores.

MÉTODOS Amostragem Os dados disponíveis de análises de traços de fissão em apatitas de amostras de mina (Jelinek 1997) provêm do subdistrito Segunda Linha Torrens (Fig. 2), localizado no extremo sul do distrito, no qual o minério é constituído principalmente pelas fases de mineralização mais precoces e de onde não é

Figura 2 - Mapa geológico do Distrito Fluorítico de Santa Catarina com localização e idades centrais das amostras. (A) Subdistrito Segunda Linha Torrens, (B) Subdistrito Ribeirão da Areia, (C) Subdistrito Pedras Grandes, (D) Subdistrito Rio Bravo Alto, (E) Subdistrito Grão Pará e Zona de Cisalhamento Rio dos Bugres (ZCRB).

possível efetuar, na superfície, um perfil de amostragem até a costa. Além disto, sendo a parte norte do DFSC a de maior interesse para investigações relativas à Serra do Mar, efetuou-se uma amostragem na jazida Nova Fátima (Fig. 2), onde foram coletadas amostras da encaixante a um metro do filão.

Na amostragem na superfície (Fig. 2) foram efetuados 3 perfis: (1) N-S, através dos diferentes blocos controlados pelas estruturas WNW-ESE; (2) WNW-ESE (desde a planície costeira até a Bacia do Paraná) no interior do bloco onde se situa a jazida Nova Fátima; e (3) WNW-ESE no bloco ao sul do anterior. Foram coletadas, também, amostras adicionais no entorno da jazida Nova Fátima e algumas amostras no traço de estruturas NNE-SSW e WNW-ESE. Das 36 amostras preparadas, 22 foram passíveis de datação. Na figura 2 constam as localizações de 4 amostras de Gallagher *et al.* (1994), integradas ao presente trabalho.

Procedimentos Analíticos A apatita foi analisada no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Trata-se unicamente de fluorapatitas (F entre 2,5 e 3,5 %; Cl < 0,01 %).

As análises traços de fissão (TF) foram realizadas no Laboratório de Traços de Fissão da Université Joseph Fourier, Grenoble, França. As amostras foram cominuídas a uma granulometria de 80-125 μ m e as apatitas foram separadas por líquidos densos e por separação magnética. As apatitas foram montadas em resina epóxi, polidas para expor sua superfície interna, atacadas e recobertas com detector externo do tipo kaptonâ - plástico de polietilenglicol (método do detector externo, cf. Gleadow 1981). As condições de ataque foram 30 seg. a HNO_3 1N a 20°C para as apatitas e 8 min. em ebulição em NaOCl (14%) + NaCl (12%) para os kaptonsâ. As observações foram feitas a luz transmitida, usando uma objetiva de 100x imersa em óleo, com aumento total de 1000x. A contagem do número de traços e a medição dos comprimentos dos traços confinados foram realizadas num microscópio biológico Leitz, com câmara clara e mesa digitalizadora ligadas a um microcomputador. As amostras foram irradiadas na posição 24B do Reator do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (São Paulo, Brasil) e na posição P1 do Reator Orphée do Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay (Paris, França). Os gradientes de fluxo durante as irradiações foram monitorados utilizando-se os dosímetros de vidro NBS-962 e NBS-963, entre as amostras. Todas as idades TF foram calculadas utilizando a calibração zeta (Hurford & Green 1983). As idades padrão das apatitas de Durango e Fish Canyon Tuff foram usadas para determinar os fatores de calibração zeta dos dois dosímetros. Foi aplicado o teste de c^2 para avaliar a dispersão das idades dos grãos individuais (Galbraith 1981). As idades TF e os erros das amostras foram calculados usando a técnica convencional de Green (1981). Foram calculadas, ainda, as idades centrais (Galbraith e Laslett 1993). Os comprimentos foram medidos seguindo as recomendações de Laslett *et al.* (1982), em traços confinados fosseis, horizontais, em grãos cuja superfície polida é paralela a superfície prismática. Oito amostras foram irradiadas no Brasil e na França, e tiveram, portanto, suas idades comparadas. Os resultados são plenamente satisfatórios, não tendo sido detectada nenhuma variação substancial no fluxo de nêutrons de ambos reatores. Algumas determinações de idades foram feitas, ainda, por dois observadores, atestando a confiabilidade dos resultados obtidos. Todos os valores dos parâmetros experimentais constam da Tabela 1.

RESULTADOS O conjunto de resultados é apresentado na

tabela 1. As idades centrais distribuem-se no intervalo de 66,9 a 40,2 Ma. Todas as amostras passaram no teste de c^2 , confirmando a existência, em cada uma delas, de uma população única de grãos, originando isócronas de excelente precisão. Nos diagramas radiais efetuados individualmente para as idades centrais, todos os pontos ficam dentro do intervalo de erro padronizado de $\pm 2\sigma$, corroborando o resultado do teste de c^2 (Fig. 3).

No histograma de distribuição das idades centrais (Fig. 4) observa-se que as amostras da mina compõem um conjunto correspondendo às idades centrais mais jovens obtidas. Considerando-se as contagens duplas em duas das três amostras de mina, as idades centrais situam-se num intervalo muito pequeno, entre

Figura 3 - Diagramas radiais. (a) amostra do interior do continente, (b) amostra da planície costeira, (c) amostra da jazida Nova Fátima, (d) amostra com comportamento anômalo.

Figura 4 - Histograma de distribuição das idades centrais.

Tabela 1 - Idades centrais, comprimentos médios dos traços confinados e parâmetros experimentais da totalidade de amostras deste estudo.

Amostra	Latitude S	Longitude W	Altitude (m)	n	$\rho\sigma$ (N σ) (x105 cm-2)	ρi (Ni) (x105 cm-2)	rd (Nd) (x105 cm-2)	ζ 962/963*	t $\pm$ 1s (Ma)	Reator/ Obs	Pc2 (%)	Nt	MTL $\pm$ 1s (mm)	SD (mm)
SUP-6	28°26'02"	49°11'26"	40	9	3,05 (209)	3,66 (251)	3,93 (15592)	326,9	53,3 $\pm$ 3,4	Orphee/1	96	40	11,8 $\pm$ 0,3	2,2
				8	2,43 (117)	2,54 (122)	3,88 (11285)	339	62,8 $\pm$ 4,8	Orphee/2	[45]			
				2	1,48 (25)	2,95 (50)	0,122 (6017)	17176,7*	52,2 $\pm$ 9,2	Ipen/1	87			
				4	1,21 (41)	1,95 (66)	0,122 (6017)	16599*	62,6 $\pm$ 8,6	Ipen/2	99			
SUP-11	28°17'37"	49°03'45"	420	6	3,14 (146)	5,01 (233)	0,122 (6017)	17176,7*	65,3 $\pm$ 5,1	Ipen/1	99	40	12,2 $\pm$ 0,2	1,31
SUP-12	28°17'01"	49°04'18"	320	11	3,43 (296)	3,88 (335)	3,88 (11285)	326,9	55,8 $\pm$ 3,1	Orphee/1	96	74	13,0 $\pm$ 0,1	1,21
				7	2,52 (143)	4,36 (247)	0,122 (6017)	17176,7*	60,4 $\pm$ 4,7	Ipen/1	88			
SUP-13	28°07'35"	49°03'16"	320	5	2,67 (113)	3,64 (154)	4,05 (16073)	326,9	48,4 $\pm$ 4,0	Orphee/1	88	104	11,7 $\pm$ 0,1	1,48
				6	1,49 (73)	2,36 (116)	0,106 (2710)	17176,7*	57,0 $\pm$ 6,2	Ipen/1	83			
SUP-14	28°04'38"	49°02'13"	300	6	1,77 (088)	3,05 (155)	0,106 (2710)	16599*	49,7 $\pm$ 4,9	Ipen/2	85	104	13,3 $\pm$ 0,1	1,55
				6	1,42 (72)	2,54 (129)	0,106 (2710)	17176,7*	50,7 $\pm$ 5,9	Ipen/1	[16]			
				7	1,43 (85)	2,01 (119)	4,03 (10648)	326,9	46,9 $\pm$ 4,5	Orphee/1	65			
SUP-15	28°02'56"	49°01'14"	300	8	5,09 (310)	4,74 (289)	3,88 (11285)	326,9	67,7 $\pm$ 3,7	Orphee/1	81	177	12,6 $\pm$ 0,1	1,55
				9	2,28 (156)	3,15 (216)	0,106 (2710)	17176,7*	65,4 $\pm$ 5,3	Ipen/1	79			
SUP-16	28°02'24"	49°01'50"	340	5	0,12 (454)	0,13 (516)	3,88 (11285)	326,9	55,5 $\pm$ 2,7	Orphee/1	97	300	13,3 $\pm$ 0,1	1,51
				5	6,79 (270)	11,4 (452)	0,106 (2710)	17176,7*	54,1 $\pm$ 3,7	Ipen/1	88			
SUP-18	28°01'12"	49°05'05"	500	14	5,83 (691)	7,87 (932)	3,93 (15592)	326,9	47,4 $\pm$ 2,0	Orphee/1	96	200	12,0 $\pm$ 0,1	1,53
				12	4,31 (401)	5,47 (509)	4,03 (10648)	326,9	51,7 $\pm$ 2,6	Orphee/1	72			
SUP-20	28°01'06"	49°10'44"	410	6	8,62 (416)	9,16 (442)	3,88 (11285)	326,9	59,4 $\pm$ 2,9	Orphee/1	89	260	12,9 $\pm$ 0,1	1,56
				4	5,71 (145)	8,23 (209)	4,42 (5850)	421,5	62,1 $\pm$ 6,2	Ipen/1	[9]			
SUP-22	28°03'34"	49°10'43"	400	3	2,81 (069)	4,11 (101)	4,42 (5850)	421,5	63,3 $\pm$ 6,7	Ipen/1	84	40	11,1 $\pm$ 0,3	1,7
SUP-23	28°04'49"	49°11'04"	300	8	4,26 (285)	7,09 (474)	4,42 (5850)	421,5	55,8 $\pm$ 3,3	Ipen/1	66	65	11,7 $\pm$ 0,2	1,63
SUP-24	28°06'50"	49°09'59"	200	8	3,19 (216)	4,56 (309)	4,42 (5850)	421,5	64,8 $\pm$ 4,2	Ipen/1	85	59	11,7 $\pm$ 0,2	1,61
SUP-26	28°14'08"	48°38'56"	20	7	1,80 (102)	1,89 (107)	3,88 (11285)	326,9	60,2 $\pm$ 5,2	Orphee/1	98	135	11,6 $\pm$ 0,1	1,75
SUP-27	28°23'17"	48°52'06"	20	10	3,48 (286)	3,90 (320)	3,93 (15592)	326,9	57,1 $\pm$ 3,2	Orphee/1	98	203	12,5 $\pm$ 0,1	1,68
				6	3,52 (158)	3,46 (155)	3,88 (11285)	326,9	64,3 $\pm$ 4,6	Orphee/1	92			
SUP-30	28°15'09"	48°58'00"	280	7	2,10 (105)	2,46 (123)	4,03 (10648)	326,9	55,1 $\pm$ 5,0	Orphee/1	[32]	111	11,2 $\pm$ 0,2	1,9
SUP-32	28°27'38"	48°55'00"	200	23	4,30 (838)	6,03 (1173)	3,93 (15592)	326,9	45,7 $\pm$ 1,9	Orphee/1	94	229	12,6 $\pm$ 0,1	1,66
SUP-33	28°12'26"	48°50'28"	60	2	1,83 (031)	1,77 (030)	3,88 (11285)	326,9	65,2 $\pm$ 9,7	Orphee/1	[52]	56	10,8 $\pm$ 0,3	2,14
SUP-34	28°10'58"	48°46'44"	0	4	2,39 (077)	2,83 (091)	3,93 (15592)	326,9	54,1 $\pm$ 5,3	Orphee/1	[36]	128	11,9 $\pm$ 0,1	1,7
SUP-39	28°02'35"	48°42'47"	20	21	2,19 (350)	2,68 (428)	3,93 (15592)	326,9	52,3 $\pm$ 2,8	Orphee/1	99	136	12,0 $\pm$ 0,2	1,88
				11	1,56 (104)	2,00 (134)	3,99 (10550)	326,9	50,4 $\pm$ 4,4	Orphee/1	99			
NF-40	28°04'02"	49°11'00"	109	20	3,35 (567)	5,11 (865)	3,93 (15592)	326,9	42,0 $\pm$ 1,9	Orphee/1	92	200	11,5 $\pm$ 0,1	1,77
				4	4,00 (115)	6,19 (178)	4,05 (16073)	326,9	42,6 $\pm$ 3,6	Orphee/1	83			
NF-41	28°04'02"	49°11'00"	109	17	3,65 (506)	5,58 (775)	3,93 (15592)	326,9	41,8 $\pm$ 2,0	Orphee/1	99	200	11,9 $\pm$ 0,1	1,87
NF-42	28°04'02"	49°11'00"	109	17	3,91 (404)	6,27 (648)	3,88 (11285)	339,0	40,9 $\pm$ 1,8	Orphee/2	96	211	11,1 $\pm$ 0,1	1,88
				8	3,25 (220)	5,33 (361)	3,93 (15592)	326,9	39,0 $\pm$ 2,5	Orphee/1	97			
Cocal - 5			-108,5	30	0,486 (146)	0,580 (174)	0,9365 (1765)	11358 $\pm$ 264	85,8 $\pm$ 3,5		Fail	13	9,95 $\pm$ 1,02	3,68
Cocal - 6			-75	39	0,638 (249)	0,456 (178)	0,9365 (1765)	11358 $\pm$ 264	76,5 $\pm$ 7,9		Pass	23	7,14 $\pm$ 0,53	2,55

n = número de grãos contados; rs = densidade de traços espontâneos da amostra; Ns = número de traços contados para determinar rs; ri = densidade de traços induzidos da amostra medidos no detector externo; Ni = número de traços contados para determinar ri; rd = densidade de traços do dosímetro SRM 962 ou 963 medido no detector externo; Nd = número de traços contados para determinar rd; t = idade central; Obs = observadores: 1 - A. Jelinek, 2 - E. Labrin; Pc2 = probabilidade de obter um valor de c2 para n graus de liberdade, onde n = número de grãos - 1; $z962/963^*$ = fator de calibração usado nas idades traços de fissão para dosímetros NBS 962/963 determinado por análises dos padrões Durango e Fish Canyon Tuff; Nt = número de traços confinados medidos; MTL = comprimento médio dos traços com 1 erro padrão; SD = desvio padrão da distribuição; superfície contada: 10.000 mm².

42,6 e 39,0 Ma (Tab. 1). Nas amostras de superfície, as idades centrais distribuem-se num intervalo bem mais amplo, entre 67,7 e 45,7 Ma (Tab. 1), observando-se no histograma (Fig. 4) que ocorrem concentrações de idades em torno de 65 Ma e de 53 Ma, respectivamente.

Os traços confinados apresentam valores médios que variam consideravelmente, de 10,8 a 13,8 mm ($\pm 1s$) (Fig. 5), o que indica histórias de resfriamentos variáveis, acima da temperatura máxima de registro dos traços. O histograma de distribuição dos traços confinados (Fig. 5) evidencia, mais uma vez, o caráter unimodal destas amostras. Entretanto, apesar dos dois conjuntos de amostras apresentarem picos semelhantes, observa-se, para o conjunto de amostras da mina, uma distribuição assimétrica caracterizada por um maior encurtamento nos traços confinados.

Com exceção das idades mais jovens das amostras da jazida Nova Fátima, não se observa nenhum controle na distribuição dos resultados em relação aos diferentes blocos tectônicos ou nos perfis num mesmo bloco (Fig. 2). Por outro lado, no diagrama idade central *versus* altitude (Fig. 6), as amostras distribuem-se

segundo três grupos. O primeiro grupo apresenta uma correlação positiva entre altitude e idade TF da ordem de 0,01 mm/ano. O segundo grupo é constituído por amostras coletadas na planície costeira, com exceção da SUP-6. Estas amostras não apresentam correlação com a altitude, mas suas idades situam-se no mesmo intervalo de idades do grupo anterior. O terceiro grupo é constituído pelas amostras da mina. Apenas 3 amostras não se enquadram em nenhum dos grupos: as amostras SUP-15, SUP-18 e SUP-24, todas coletadas no traço de estruturas importantes.

Para visualizar as histórias térmicas das amostras ao longo do tempo geológico, realizou-se modelamentos com o programa Monte Trax de Gallagher (1993), com o modelo de *annealing* de Laslett *et al.* (1987) e simulação pelo método do algoritmo genético (Gallagher *et al.* 1991). Os resultados com as amostras de superfície mostram que o início de registro dos traços pode variar de 25 a 4 Ma antes da idade central, com uma média em torno de 12,6 Ma. Nestas amostras obteve-se duas evoluções distintas (Fig. 7a). Na primeira, o início de registro dos traços se situa em torno de 90 Ma; as amostras foram inicialmente submetidas a resfriamento

Figura 5 - Histograma de distribuição dos comprimentos dos traços confinados.

lento. Em seguida, permaneceram por cerca de 23 Ma (de 45 a 18 Ma) a uma temperatura em torno de 70°C e, subsequentemente, ocorreu resfriamento. Na segunda evolução (Fig. 7a), o início de registro dos traços ocorreu há cerca de 62 Ma, sob resfriamento inicial relativamente rápido até 50 Ma, a partir de quando observa-se um patamar de duração de 30 Ma (de 50 a 20 Ma) com temperatura ligeiramente superior ao anterior; e, subsequentemente, ocorreu um resfriamento a partir aproximadamente da mesma idade e com a mesma taxa observada na evolução anterior.

Para as amostras da jazida Nova Fátima (Fig. 7b), o início de registro dos traços de fissão ocorreu há cerca de 50 Ma, ou seja, em torno de 10 Ma antes da idade central. A partir de 50 Ma, ocorreu um resfriamento muito rápido; em seguida as amostras permaneceram por cerca de 35 Ma (de 48 a 11 Ma) a uma temperatura em torno de 85°C; há 15 Ma iniciou-se um resfriamento com uma taxa ligeiramente superior à das amostras de superfície, atingindo o topo da zona de *annealing* parcial dos traços há aproximadamente 12 Ma.

Quanto às idades de saída da zona PAZ, as amostras dividem-se em 3 grupos: (1) as amostras de mina, com idades entre 12 e 8 Ma; (2) a maior parte das amostras de superfície, com idades entre 34 e 14 Ma; e (3) 3 amostras de superfície com idade de 10 Ma.

DISCUSSÕES Os resultados obtidos (idades entre 67 a 40 Ma) são compatíveis com Gallagher *et al.* (1994) que, nas 4 datações efetuadas no setor, obteve idades entre 77 e 52 Ma. Os comprimentos médios dos traços confinados (12,1 a 13,3 μ m) daqueles autores são também concordantes com os aqui determinados. No conjunto, as idades no sudeste catarinense distribuem-se, portanto, entre 77 e 46 Ma, para as amostras de superfície, ou entre 77 e 40 Ma, para o conjunto de amostras.

Nos embasamentos metamórficos ao longo de margem continentais, as idades TF em apatita são também mais jovens àquelas do metamorfismo e são seguidamente próximas àquelas do *rifting*

Figura 6 - Diagrama idade central versus altitude.

Figura 7 - (a) Sobreposição dos modelamentos médios das amostras de superfície com início de registro dos traços a ~90 Ma (cinza claro) com aquelas de início de registro dos traços a ~56 Ma (preto); (b) Sobreposição das modelizações médias das amostras de superfície com início de registro dos traços a ~90 Ma (cinza claro) com aquelas da mina Nova Fátima (cinza escuro), cujo início de registro dos traços ocorreu há ~50 Ma.

ou da oceanização, como acontece na margem sudeste da Austrália (Morley *et al.* 1980), da Groenlândia (Gleadow 1978) ou da Libéria (Hedge *et al.* 1975). Em parte da margem sudeste do Brasil não é assim. Na planície costeira, dominada pela escarpa da Serra do Mar, as idades TF das rochas cristalinas são claramente mais

jovens do que aquelas da abertura do Oceano Atlântico Sul. No Rio de Janeiro, onde a abertura do Atlântico Sul se deu há aproximadamente 113 Ma (Chang *et al.* 1992), as idades TF das amostras com altitudes inferiores a 200 m estão compreendidas essencialmente entre 92 e 52 Ma (Gallagher *et al.* 1994, Netto *et al.* 2000). As idades variam de 91 a 64 Ma ao longo da costa, entre a baía de Ilha Grande e a Ilha de São Sebastião (Gallagher *et al.* 1994). Mais ao sul, no Arco de Ponta Grossa (Fig. 1), elas situam-se no mesmo intervalo de idades, entre 91 e 65 Ma (Gallagher *et al.* 1994, Lelarge 1993).

Comparativamente as regiões mais ao norte, o sudeste catarinense distingue-se por: (1) as idades TF mais antigas serem cerca de 15 Ma mais jovens do que as idades mais antigas ao norte; (2) apresentar uma defasagem bem maior (da ordem de 50 Ma) em relação à oceanização neste setor (127 Ma, Chang *et al.* 1992); e (3) apresentar as idades mais jovens mesmo considerando-se apenas as amostras de superfície. Neste contexto, as idades centrais das amostras da mina, são ainda mais jovens, mas enquadram-se sem descontinuidade no conjunto de resultados (Fig. 4). Delineia-se, portanto, para o sudeste catarinense, uma evolução regional distinta, evidenciada por idades mais jovens, e uma relação causal entre os processos geológicos regionais e o processo hidrotermal.

Evolução Regional A correlação positiva entre idade central e altitude (Fig. 6), observada em parte das amostras de superfície é típica de uma história de denudação. Os dados TF das amostras de superfície indicam que a denudação da região se deu a partir de 90 Ma, com idades centrais variando de 67 a 46 Ma. Segundo Almeida e Carneiro (1998), durante o Senoniano, um soerguimento da margem continental sudeste do Brasil provocou uma erosão intensa, dando origem, ao fim do Cretáceo, a uma grande superfície de erosão, da região de Curitiba à Serra da Mantiqueira, que se estendeu na direção leste até a Falha de Santos (Fig. 1). A Serra do Mar resultou, então, no Paleoceno, de um rejeito normal desta falha, em resposta, por um lado, à sobrecarga dos sedimentos detríticos acumulados na Bacia de Santos durante o Senoniano e, por outro lado, à erosão na área a oeste da margem continental. Subseqüentemente, a escarpa regrediu até a sua posição atual.

A extensão do soerguimento senoniano da margem continental até o sudeste catarinense é pouco provável em função das idades centrais aqui obtidas e da sedimentação sobre a plataforma de Florianópolis nesta época ter sido bastante restrita (Fontana 1996). Também é pouco provável que esta região tenha sido afetada por uma proto Serra do Mar como resposta ao estiramento crustal ocorrido na área do Platô de São Paulo (Fig. 1), pois o limite sul deste estiramento é marcado pelo lineamento de Florianópolis (Asmus 1984). Por outro lado, existe a possibilidade da região ter sido afetada por um evento térmico mais antigo ao qual poderiam estar associados o magmatismo alcalino de Anitápolis (129 Ma, cf. Amaral *et al.* 1967) e o magmatismo mais antigo da plataforma de Florianópolis (114 Ma, Mizusaki *et al.* 2002 no prelo). Segundo Bastos Neto (1990) a mineralização de fluorita mais precoce seria ligada a este evento térmico.

A falha de Santos aparentemente não se prolonga até em frente ao sudeste catarinense. Por outro lado, esta região foi afetada por uma anomalia térmica na plataforma, a partir de aproximadamente 60 Ma. De fato, Fontana (1996) atribuiu a erosão dos sedimentos paleocenos da Plataforma de Florianópolis, situada imediatamente a leste do DFSC, ao soerguimento associado ao vulcanismo de mesma idade observado sobre os perfis sísmicos e furos de son-

dagem. A oeste do DFSC situa-se o domo ligado à intrusão alcalina de Lages (70 Ma, cf. Scheibe 1986). Assim, o soerguimento constatado no sudeste catarinense é atribuível a uma anomalia térmica que pode ter afetado, desde em torno de 70 Ma, uma área bem mais extensa do que o distrito, abrangendo desde a plataforma de Florianópolis, a leste, até áreas a oeste do DFSC, numa faixa E-W alinhada com o lineamento de Florianópolis.

Não foi possível determinar, no interior do distrito, uma movimentação diferencial dos blocos controlados pelas grandes estruturas WNW-ESE. Mas o padrão diferenciado de TF nas amostras da planície costeira (mesmas idades centrais das demais amostras de superfície, mas sem correlação entre idade central e altitude, Fig. 6) indica que ocorreram movimentações. Estas amostras devem ter sido afetadas pelo mesmo soerguimento regional e, posteriormente, sofreram uma movimentação a uma temperatura inferior à de registro de TF. Considerando-se que o paleo-embaçamento da planície costeira apresenta um nítido controle tectônico, no qual destaca-se o papel dos lineamentos WNW-ESE (Hoff 2002), parece muito provável que a parte leste do DFSC tenha sido afetada por uma fase de subsidência subatual a atual.

Hidrotermalismo Os dados de inclusões fluidas da fluorita da jazida Nova Fátima determinam uma evolução de temperatura decrescente e, possivelmente, contínua entre 170 e 100°C (Rocha 1997). Abaixo de 100°C, ocorreu a deposição de uma paragênese tardia (quartzo, barita, gorceixita, argilo-minerais e óxidos de Fe e Mn) sem fluorita. Para as amostras da encaixante coletadas a menos de 1 m do filão, é de se esperar uma evolução térmica semelhante a do fluido. Neste sentido, a incerteza inerente ao modelamento termocronológico de dados de TF é atenuada em função do controle sobre a temperatura, um dos dois parâmetros utilizados no modelamento. O registro dos TF nestas amostras iniciou-se apenas quando a temperatura da encaixante, por efeito do resfriamento do fluido hidrotermal atingiu 110°C. Ou seja, estas amostras foram reaquecidas pelo hidrotermalismo até uma temperatura máxima ligeiramente inferior àquela do fluido e se resfriaram paralelamente ao decréscimo da temperatura na caixa filoneana. A defasagem de tempo com que o fluido e a encaixante atingiram a temperatura de início de registro dos TF deve ser mínima. Portanto, quando se iniciou o registro dos TF na encaixante, a fluorita estava sendo depositada na caixa filoneana.

Tomando-se como referências as idades de início do registro dos TF de cada uma das amostras da mina e a temperatura de 110°C, e utilizando-se as respectivas taxas de resfriamento inicial, obtém-se que a fluorita teria sido depositada nos intervalos 54-45 Ma, 51-47 Ma e 58-45 Ma para as amostras NF-40, NF-41 e NF-42, respectivamente. Apesar da semelhança dos resultados apresentados pelas 3 amostras, estas idades não podem ser tomadas sem restrições. Em primeiro lugar, partiu-se do pressuposto que a taxa de resfriamento foi constante desde 170° até 100°C, o que pode não corresponder à realidade. Ou seja, a temperatura pode ter sido mantida acima de 110°C durante um intervalo de tempo bem maior. Neste caso, a deposição da fluorita teria sido iniciada bem antes. Já a idade de início de registro dos traços corresponde, com uma certeza considerável, a uma idade mínima de deposição da fluorita. Do mesmo modo, a idade de fim de deposição da fluorita também parece bastante confiável, considerando-se uma temperatura mínima de deposição de 100°C. Ressalta-se, entretanto, que esta última idade não representaria o fim do hidrotermalismo, apenas o fim da deposição da fluorita.

Quando as amostras de superfície, por efeito do soerguimento,

atingiram a temperatura de 110°C, penetrando na zona de PAZ, as amostras da mina, devido ao hidrotermalismo, eram ainda mantidas numa temperatura acima daquela. Em comparação com as amostras de superfície com início de registro de TF a 90 Ma, o modelamento das amostras de mina apresenta uma inclinação inicial muito maior e um patamar mais extenso. Este último indica a permanência a uma temperatura constante mais alta e por um período de tempo consideravelmente maior (Fig. 7). Observa-se que a evolução das amostras com início de registro de traços há 62 Ma representa uma evolução intermediária entre as outras duas, sugerindo que estas amostras podem ter sido parcialmente afetadas pelo hidrotermalismo. Um exemplo de amostra de superfície que pode ter sido mais afetada pelo hidrotermalismo é o da SUP-18, coletada sobre o lineamento Canela Grande e que não apresenta correlação entre idade central e altitude, além de apresentar uma idade bastante jovem. A evolução das amostras de superfície com início de registro dos traços há 62 Ma, pode resultar, portanto, de uma superposição parcial de dois processos, a denudação e o hidrotermalismo.

As idades mais jovens (8 Ma) de saída da PAZ foram obtidas nas amostras de mina. Nas de superfície, as idades mais jovens (10 Ma) foram obtidas em 3 amostras situadas, respectivamente, nos traçados dos lineamentos Armazém (SUP-30) e Itapirubá (SUP-13) e adjacente à jazida Nova Fátima (SUP-22). Ou seja, há 8-10 Ma, estas amostras encontravam-se a uma temperatura 60°C sob influência do hidrotermalismo, enquanto que as amostras distantes de falhas e fraturas encontravam-se numa temperatura bem mais inferior, sob influência do gradiente térmico regional.

Na região do DFSC existe hidrotermalismo ativo, ocorrendo surgência de água, com até 40°C, controlada por falhas e fraturas, inclusive em jazidas de fluorita, levando a utilizar fontes termais como guia prospectivo (Ferreira e Almeida 1989). A possibilidade do hidrotermalismo ativo ser uma continuidade do hidrotermalismo responsável pela deposição de fluorita foi levantada por Horbach e Marimon (1982). Entretanto, as idades supostas para a fluorita (entre 145 Ma e 70 Ma, conforme os autores) implicavam uma defasagem de tempo muito grande para acomodar esta idéia. Os dados de TF mostram uma idade mínima mais jovem (45 Ma para jazida Nova Fátima) e uma continuidade do hidrotermalismo até, pelo menos, 10 Ma. É plausível, portanto, que o hidrotermalismo atual represente a continuidade do processo responsável pela fase de mineralização mais tardia.

Considerações finais Os dados de TF não permitem interpretações sobre a evolução regional ou a origem e evolução do hidrotermalismo na época das fases de mineralização mais precoces. Não é o caso da fase tardia, sobre a qual gerou-se novos dados e novas interpretações. A partir da integração de dados de inclusões fluidas com os de TF, concluiu-se que: a deposição de fluorita ocorreu durante um período em que o resfriamento do sistema hidrotermal foi mais acentuado; a idade obtida representa

uma idade mínima e a fluorita já vinha se depositando havia, pelo menos, cerca de 10 Ma antes da idade obtida. Este hidrotermalismo deve ter sido causado por uma importante anomalia térmica regional existente a partir de uma idade em torno de 70 Ma e que foi, muito provavelmente, relacionada ao magmatismo associado ao lineamento de Florianópolis. A idade mínima obtida enquadra-se, portanto, já numa fase de resfriamento acentuado desta anomalia térmica regional.

Segundo Jelinek *et al.* 2002 (submetido), o fluxo dos fluidos hidrotermais na jazida Nova Fátima foi condicionado, também, por um gradiente hidráulico regional imposto pela Serra Geral. Existiria uma zona de recarga principal sobre a serra permitindo que, através de fraturas, os fluidos atingissem o embasamento e fossem aquecidos; as zonas de descarga situar-se-iam na periferia da bacia. Assim, posteriormente à deposição da fluorita, enquanto a escarpa da Serra Geral se encontrava ainda a leste da área da jazida Nova Fátima, a temperatura dos fluidos na jazida pode ter sido relativamente constante. A maior extensão do patamar a 85°C observado na modelização das amostras de mina, poderia ser relacionada a este mecanismo. Este mecanismo poderia explicar, igualmente, o hidrotermalismo presentemente ativo no DFSC.

O estudo de TF traz duas implicações principais na prospecção de fluorita. A primeira refere-se à hipótese de Horbach e Marimon (1980, 1982) de que o limite norte do DFSC seria erosivo, relacionado ao soerguimento da Serra do Mar ao norte do DFSC. Os dados aqui apresentados posicionam a idade da fluorita da jazida Nova Fátima, situada na parte norte do DFSC, como contemporânea de um soerguimento, embora este tenha sido aqui desvinculado da Serra do Mar. Como consequência tem-se uma ampliação para norte da área prospectável do distrito. O segundo aspecto refere-se ao consenso existente entre os geólogos do DFSC de que a faixa costeira seria menos prospectável por ter sido mais erodida do que a parte oeste do distrito, como indicado pela ausência das formações sedimentares da Bacia do Paraná. Esta idéia deve ser revista, pois apesar de ter ocorrido erosão associada ao soerguimento, subseqüentemente, o processo erosivo nesta área foi interrompido pela subsidência aqui constatada.

Agradecimentos Os autores agradecem ao Geól. Clóvis Savi da Companhia Nitroquímica S.A. pelo auxílio nos trabalhos de campo; à Prof. Dra. Lúcia Lelarge pela orientação na coleta de amostras e na metodologia de traços de fissão; aos bolsistas de iniciação científica, Maurício Prado, Ricardo Brasil e Maicol da Rosa pelo auxílio na separação mineral; à Erika Labrin, técnica do Laboratório de Traços de Fissão (Grenoble, França) por sua contribuição na medição dos traços de fissão; e à Luiz Paulo Geraldos do IPEN (SP) pela irradiação das amostras. Este trabalho é parte integrante do Projeto PRONEX "Controles geoquímicos e metalogenéticos na evolução crustal do segmento meridional da América do Sul". Andréa R. Jelinek foi bolsista do CNPq - Brasil. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito..

Referências

- Almeida F.F.M., Carneiro C.D.R. 1998. Origem e Evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. Geociências*, 28(2):135-150.
- Amaral G, Bushee J, Cordani U.G., Kawashita K., Reynolds J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31:117-142.
- Asmus H.E. 1984. Geologia da Margem Continental Brasileira. In: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, G.R. Derze, H.E. Asmus (eds.). *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, 443-472.

- Bastos Neto A.C. 1990. *Le district à fluorine de Santa Catarina: minéralisations et altérations hydrothermales dans leur cadre géodynamique*. Université d'Orléans, Orléans, Tese de doutoramento, 420p.
- Bastos Neto A.C., Charvet J., Touray J.C., Dardenne M.A. 1991. Evolution tectonique du district à fluorine de Santa Catarina (Brésil) en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud. *Bulletim de la Société Géologique de France*, 3:503-513.
- Bastos Neto A.C., Touray J.C., Charvet J., Dardenne M. 1992. Controle tectonique des minéralisations à fluorine de Santa Catarina, Brésil: filons en décrochement et en extension. *Chron. Rech. Min.*, 507: 43-52.
- Bastos Neto A.C., Touray J.C., Dardenne M. 1996. Géochimie isotopique (δD) appliquée à l'étude des inclusions fluides de la fluorine du district de Santa Catarina (Brésil): une discussion sur l'origine des solutions minéralisées. *An. Acad. bras. Ci.*, 68(2):213-221.
- Chang H.K., Kowsmann R.O., Figueiredo A.M.F., Bender A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213:97-138.
- Dardenne M.A., Savi C.N. 1984. Geologia e geoquímica dos filões de fluorita Segunda Linha Torrens e Cocal (SC). *Rev. Bras. Geociências*, 14(2):120-127.
- Fontana R.L. 1996. *Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis*. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de doutoramento, 214p.
- Ferreira A.C., Almeida T.I. 1989. Tectônica transcorrente aplicada à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. *Rev. Bras. de Geociências*, 19(2):207-223.
- Flores J.A.A., Lisboa N.A., Baptista P.R.D. 1993. Caracterização morfotectônica e morfoestrutural do Sudeste de Santa Catarina. *Geociências*, 12(1):61-70.
- Fragoso César A.R. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-rio-Grandense. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, *Anais*, 5:2879-2892.
- Galbraith R.F. 1981. On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, 13: 471-488.
- Galbraith R.F., Laslett G.M. 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21(4):459-470.
- Gallagher K. 1993. *Monte Trax: A fission track thermal history modelling program for the Macintosh*. Dept. of Earth Sciences, Open University, London, 30p.
- Gallagher K., Hawkesworth C.J., Mantovani M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin os SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, 99(B9):18,117-18,145.
- Gallagher K., Sambridge M., Drijkoningen G. 1991. Genetic Algorithms: an evolution from Monte Carlo methods for highly non-linear geophysical optimisation. *Geophysical Research Letters*, 18:2177-2180.
- Gleadow A. G. W. 1978. Fission track evidence for the evolution of rifted continental margins. In: R.E. Zartman (ed.) *Short Papers of the 4th Intern. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology*, U. S. Geol. Survey Open File Report, 78-101:146-148.
- Gleadow A.J.W. 1981. Fission-track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks*, 5(1/2):3-14.
- Green P.F. 1981. "Track in Track" length measurements in annealed apatites. *Nuclear Tracks*, 5(1/2):121-128.
- Hackspacher P.C., Flores J.A.A. 1987. Contribuição sobre o controle estrutural das jazidas de fluorita na estrutura de Canela Grande, sudeste de Santa Catarina. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3º, Curitiba, *Anais*, 543-550.
- Hedge C.E., Marvin R.F., Naeser C. W. 1975. Age provinces in the basement rock of Liberia. *J. Research U. S. Geological Survey*, 3:425-429.
- Hoff R. 2002. Integração de dados geológicos, de sensoriamento remoto, espectrorradiométricos e geofísicos aplicada à prospecção de depósitos filonanos de fluorita hidrotermal no Sudeste de Santa Catarina. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutoramento, 167p.
- Horbach R., Marimon, R.G. 1980. Esboço da evolução tectônica e seu significado na gênese dos depósitos de fluorita no sudeste catarinense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 3:1540-1551.
- Horbach R., Marimon R.G. 1982. Contribuição à geologia do distrito de fluorita de Santa Catarina. *Boletim Técnico - Série Geologia/Projeto Radam-Brasil*, Salvador.
- Hurfurd A.J., Green P.F. 1983. The zeta age calibration of fission track dating. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Letters)*, 1:285-317.
- Jelinek A.R.J. 1997. *Análise por traços de fissão em apatitas (AFTA) da encaixante dos depósitos de fluorita filoniana do Sudeste Catarinense: uma evolução hidrotermal polifásica*. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 200 p.
- Jelinek A.R., Prado M., Bastos Neto A.C., Pereira V.P., Savi C.N. 2002. Uma ocorrência de gorceixita e as inclusões sólidas de halita em fluorita da jazida Nova Fátima: mineralogia e implicações na gênese da mineralização do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. *Rev. Bras. Geociências*. (submetido).
- Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W. 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Letters)*, 65:1-13.
- Laslett G.M., Kendall W.S., Gleadow A.J.W., Duddy I.R. 1982. BIAS in measurement of fission-track length distributions. *Nuclear Tracks*, 6(2/3):79-85.
- Lelarge M.L.M.V. 1993. *Thermochronologie par la methode des traces de fissão d'une marge passive (Dome de Ponta Grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'arc alpin, France)*. Université Joseph Fourier, Grenoble, Tese de doutoramento, 251p.
- Mizusaki A.M.P., Thomaz-Filho A., Milani E.J., Césero P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. (no prelo).
- Melo M.S., Riccomini C., Hasui Y., Almeida F.F.M., Coimbra A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, 15(3):193-201.
- Morgental A. 1984. *Caracterização dos depósitos de fluorita*. Projeto fluorita no sudeste de Santa Catarina. Relatório Preliminar, Etapa 2. Porto Alegre, CPRM, 130p.
- Morley M.E., Gleadow A.G.W., Lovering J.F. 1980. Evolution of the Tasman rift: apatite fission track dating evidence from the Southeastern Australian continental margin. In: M.M. Cresswell, P. Vella (eds.), *Gondwana Five*, Balkema, Rotterdam, 289-293.
- Netto A.M., Valeriano C.M., Poupeau G., Labrin E. 2000. Apatite fission-

- track thermochronology of the Sugar Loaf, Rio de Janeiro, Brazil. In: Intern. Geol. Congress, 31, *Anais*.
- Rocha F.F.N. 1997. *Geologia e geoquímica dos filões de fluorita da parte norte do Distrito Fluorítico de Santa Catarina*. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 188p.
- Santos R.P. 1994. *Datation K/Ar et Rb/Sr d'argiles de minéralisations et de diagenèse le long de la cote Est de l'Amerique du Sud. Implications géodynamiques*. Université Joseph Fourier, Grenoble, Tese de doutoramento, 266p.
- Sallet R.G. 1988. *Étude pétrologique et métallogénique d'un secteur du district à fluorine de Santa Catarina, Brésil. Les granitoïdes précambriens monzonitiques source probable de la fluorine filonienne post-jurassique*. Université de Paris VI, Paris, Tese de doutoramento, 233p.
- Sallet R.G., Moritz R., Fontignie D. 1996. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics at the post-jurassic Santa Catarina Fluorite District, Brazil. Genetic model and age implications. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 7:328-331.
- Savi C.N. 1980. Gênese e controle das mineralizações de fluorita da região de Criciúma (SC). Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 112p.
- Savi C.N., Dardenne M.A. 1980. Zonação, paragênese e controles da mineralização de fluorita do filão Segunda Linha Torrens, Município de Morro da Fumaça, SC. In: SBG, Cong. Bras. Geol, 31, Camboriú, *Anais*, 3:1743-1757.
- Scheibe L.F. 1986. *Geologia e petrologia do distrito alcalino de Lages, SC*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 224p.
- Tassinari C.G., Flores J.A. 1992. Aplicação dos isótopos de Sr e Nd na mineralização de fluorita do poço 5, Segunda Linha Torrens, sudeste de Santa Catarina. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 37, São Paulo, *Anais*, 1:259-260.
- Zalan P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 31, Curitiba, *Anais*, 1:441-477.

Manuscrito A-1369

Recebido em 03 de agosto de 2002

Revisão dos autores em 20 de agosto de 2003

Revisão aceita em 28 de agosto de 2003