



CONTRIBUIÇÃO DO ESTUDO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DA ENCAIXANTE AO CONHECIMENTO DA GÊNESE DAS MINERALIZAÇÕES DO DISTRITO FLUORÍTICO DE SANTA CATARINA

A.C. Bastos Neto¹, M.A. Dardenne², J-C. Touray³

¹Instituto de Geociências - UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9.500, Caixa Postal 15.001, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS

²Instituto de Geociências - UnB, CEP 70.910-000, Brasília, DF

³ESEM - Université d'Orléans, BP 6.759, 45.067 Orléans CEDEX, France

Recebido em 07/96; aprovado para publicação em 06/97

ABSTRACT

The mine 2 wall-rock (Pedras Grandes granite, EoPaleozoic) was previously affected by brittle-ductile deformation, propylitic alterations and two microfracturing stages with associated alterations. These stages were followed by four microfractures generations with associated alterations correlated to the ore vein structure opening/filling processes at Mesozoic/Tertiary. Microchemistry and X-diffractometry of secondary paragenesis (associated to microfracturing or to pervasive alterations) indicate that fluorite deposition was related to three hydrothermal episodes, characterized in wall-rock by: (1) silification and formation of mixed-layered chlorite/saponite and illite/smectite R3 at $T = \pm 200^{\circ}\text{C}$; compositions of the successive I/S formed during temperature decreasing (until 100°C) are ranged from illite to low-charge montmorillonite. (2) Initial temperature = $\pm 150^{\circ}\text{C}$, decreasing evolution; successive I/S compositions are ranged from illite to high-charge montmorillonite. (3) I/S R0 formation at temperature around 100°C or lower. Fluorite deposition is related to temperature decreasing associated with pH increasing by fluid wall-rock exchange.

RESUMO

O granitóide Pedras Grandes foi afetado, na mina 2, por uma deformação frágil-dúctil e alteração propilítica precoces. Seguiram-se 6 estágios de deformação com alterações associadas: (1) microfissuras (mf) preenchidas por quartzo microcristalino (qmc) e microbrechas (mb) silicosas; (2) mf com quartzo, fluorita e anatásio; (3) mb com matriz de qmc + fluorita + clorita/saponita; (4) mf e mb com illita-esmectita + opacos + fluorita; (5) mf com fluorita + quartzo + pirita; (6) mf com quartzo + fluorita + pirita + barita + esmectita. O início da deposição do minério é correlacionado ao estágio 3; as alterações da encaixante evidenciam três eventos hidrotermais sucessivos. Evento 1 (estágios 3 e 4): silicificação e formação de interestratificado C/S e I/S R3 a temperaturas da ordem de 200°C ; com a diminuição da T até cerca de 100°C , formaram-se I/S de composições entre a illita e a montmorillonita de carga baixa. Evento 2 (estágio 5): T inicial = $\pm 150^{\circ}\text{C}$, evolução decrescente; formou-se uma sucessão de interestratificados I/S, segundo uma série entre a illita e a montmorillonita de carga alta. Evento 3 (estágio 6): formação de interestratificado I/S R0 a temperaturas próximas de 100°C ou inferiores. A deposição da fluorita filoniana ocorreu por diminuição de temperatura, associada ao aumento do pH por interação fluido-rocha encaixante.

INTRODUÇÃO

As mineralizações do Distrito Fluorítico de Santa Catarina (DFSC) enquadram-se na classificação de depósitos de fluorita de Lhégu (1976) no grupo dos *filons dans les socles*. Depósitos do grupo apresentam, via de regra, paragênese simples, preenchendo uma caixa filoniana de abertura relacionada a um evento tectônico (Jebrak, 1984). Conseqüentemente, suas gêneses são vinculadas a um único evento metalogenético. Em Santa Catarina, entretanto, têm sido propostas, para a mineralização, idades variando de 150 a 70 Ma, conforme os autores (Savi, 1980; Horbach & Marimon, 1982; Morgental, 1984; Ferreira & Almeida, 1989; Tassinari & Flores, 1992; Santos & Bonhomme, 1991). O mapeamento geológico-estrutural de diversas minas (Bastos Neto, 1990; Bastos Neto *et al.*, 1992) indica que a origem da polêmica deve residir na própria formação das mineralizações: foram identificadas quatro fases de abertura e preenchimento das estruturas filonianas, originando quatro minérios com composições e texturas distintas. Além disto, a deposição da última fase de mineralização foi precedida por um soerguimento regional podendo ter, portanto, uma defasagem de tempo considerável em relação às precoces. Conseqüentemente, uma evolução hidrotermal complexa com, pelo menos, duas idades de hidrotermalismo foi prognosticada.

O presente trabalho objetivou investigar, a partir do estudo das alterações hidrotermais da encaixante, a hipótese de uma evolução hidrotermal tão singular para este tipo de jazida de fluorita. Os dados obti-

dos abrangem desde a criação da estrutura que controla a mineralização, até as condições físico-químicas das soluções mineralizantes, tendo permitido esclarecer alguns pontos problemáticos da gênese dos depósitos, como o mecanismo de deposição das fluoritas. O estudo das alterações hidrotermais da encaixante, muito mais do que um teste de modelos, mostrou-se uma técnica de investigação capaz de ser, por si própria, uma base para elaboração de um modelo genético para as mineralizações do DFSC.

GEOLOGIA DO DISTRITO FLUORÍTICO DE SANTA CATARINA

O DFSC localiza-se no Sudeste Catarinense (Fig. 1). O embasamento da região é constituído, predominantemente pelos granitóides brasileiros Pedras Grandes e Tabuleiro (Sallet, 1988), que são cortados por diques de rochas subvulcânicas ácidas eocambrianas (Teixeira, 1969). As rochas sedimentares presentes no distrito são do Permiano Inferior, formações Rio do Sul e Rio Bonito, sendo cortadas por diques e soleiras de diabásio da Formação Serra Geral. Os filões de fluorita cortam todas as litologias acima, encaixam-se, preferencialmente, nos granitóides, e estreitam-se ao penetrarem as rochas sedimentares e soleiras de diabásio.

A maior parte das mineralizações ocorre associada a estruturas de direção geral NNE-SSW (Fig. 1). Os filões são explorados até profundidades em torno de 200 m. Os teores dos filões, nos níveis superiores, são da ordem de 75% de CaF₂. No detalhe, o minério foi subdividido, por Bastos Neto

(1990), em 9 gerações (Fig. 2).

Em direção às áreas central e norte do distrito - afetadas por um soerguimento regional acentuando-se para norte - os minérios das fases 1 a 3 ocorrem enriquecidos em sílica, como nas raízes dos filões meridionais, e apenas o minério da fase 4 é explorado, sugerindo um soerguimento regional contemporâneo ou precedendo a deposição deste minério. Este foi, portanto, correlacionado, por Bastos Neto *et al.* (1991), à reativação da margem continental na qual enquadra-se o soerguimento da Serra do Mar (90 Ma, cf. Lelarge, 1993), enquanto as fases 1 a 3 foram correlacionadas aos estágios iniciais do rifteamento do Atlântico Sul (\pm 130 Ma).

Dados de geoquímica de terras raras na fluorita (Fig. 2) evidenciam duas evoluções paralelas (gerações I a IV e V a VI, respectivamente), separadas por uma descontinuidade pronunciada entre as gerações IV e V. Por sua vez, as gerações tardias (VII a IX) são assinaladas por uma maior dispersão nas temperaturas de homogeneização (Th) e por anomalias positivas em európio, relacionadas à deposição em profundidade mais rasa, onde o aporte de soluções superficiais frias e mais oxidantes é mais significativo (Bastos Neto *et al.*, 1991). Por outro lado, assinaturas geoquímicas - como as razões estáveis das terras raras pesadas, a baixa salinidade e a composição isotópica do hidrogênio da água das inclusões primárias = -60‰ SMOW - indicam a identidade de origem de todas as gerações de fluorita e a origem meteórica das soluções mineralizantes (Bastos Neto, 1990).

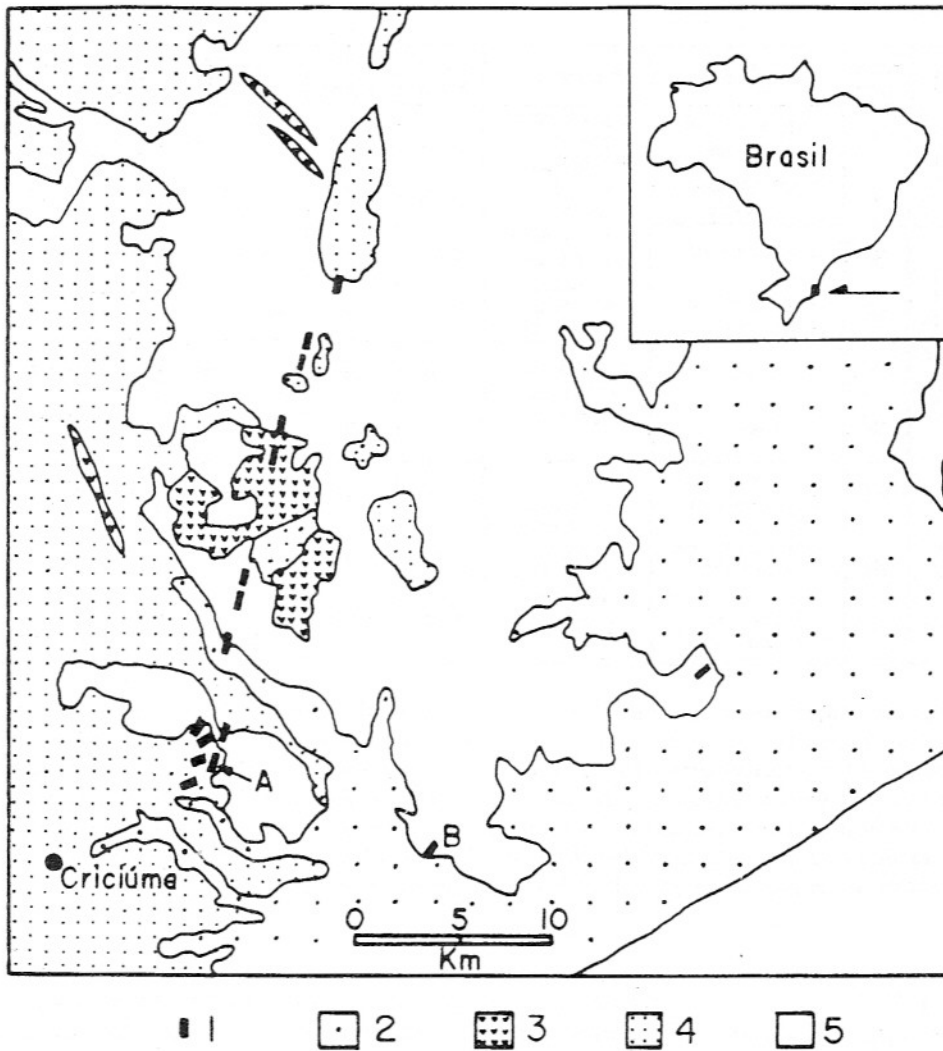


Figura 1 - Mapa geológico simplificado da parte sul do distrito fluorítico de Santa Catarina. 1: jazida de fluorita; 2: depósitos aluvionares e costeiros; 3: formação Serra Geral; 4: rochas sedimentares paleozóicas; 5: granitóides; A: mina 2; B: filão Garganta.

AMOSTRAGEM E METODOLOGIA

A primeira parte do trabalho consistiu no estudo de amostras dos granitóides regionais coletadas em locais distantes dos filões de fluorita. Subseqüentemente, efetuou-se o estudo de amostras da encaixante alterada na mina 2 (Fig. 1), cuja escolha deveu-se a: (1) ser uma jazida das mais importantes (reserva medida superior a 1.0 Mt); (2) ter a geologia (Savi, 1980; Savi & Dardenne, 1980; Bastos

Neto, 1990) e a geoquímica (Dardenne & Savi, 1984; Bastos Neto *et al.*, 1991a) bem conhecidas; (3) ocorrer minérios das 4 fases (apenas a geração IV não foi observada) e; (4) ter excelentes condições de amostragem.

Embora as alterações hidrotermais de baixa temperatura sejam conhecidas há muito tempo, seu estudo petrológico é recente. Ele tornou-se viável a partir dos anos 80, graças ao emprego simultâneo da microsonda eletrônica e da difração de raios X sobre quan-

tidades de matéria muito pequenas. Além das condições analíticas, três aspectos importantes devem ser considerados: (1) a permeabilidade das rochas, (2) a identificação das paragêneses secundárias ligadas a processos de alteração hidrotermal de temperaturas mais altas e (3) a identificação das alterações supergênicas superpostas às alterações hidrotermais de baixa temperatura; discussões detalhadas sobre estes aspectos constam em Beaufort (1981), Parneix & Meunier (1982), Dudoignon *et al.* (1984) e



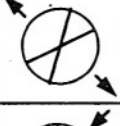


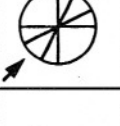





fase	tensões	geração	paragênese	observações	La/ Yb média	La/ Sm média	La/Sm (variação)	I.F. Th (°C)		argilomin. encaix.
								100	150	
1		I	qz+ f. vrd, vlt, azul (+sid)	t. p. maciça; brechas. tectônicas;	4.61	2.83	0 1 2 3	I.F. primárias. não preservadas	C/S	
		II	f. vrd, vlt, azul + qz (+sid)	zon. vert. discreta	0.92	1.19	—		I/S R3 série I - MCB	
2		III	f. vrd, vlt + qz	t. p. bandada; brechas de colapso;	0.58	0.80	—		I/S R3 série I - MCB	
		IV	f. vlt, amr. esc + qz + ba + pi	zon. vert. acentuada	0.36	0.47	—			
3		V	f. vrd	t. p. maciça zon. vert. discreta	1.33	1.87	—		I/S R1 série I - MCA	
		VI	f. amr		0.36	0.84	—			
4		VII	f. bra + qz + ba + pi	t. p. bandada; brechas de colapso;	0.72	1.19	—		I/S R0 série I - MCB	
		VIII	f. amr + qz + ba + pi + I/S	f. em cocardes, zon. vert. acentuada	0.47	0.92	—			
		IX	f. bra + qz + pi + ba + mont.		0.42	0.59	—	I.F. monofásicas		

Figura 2 - Síntese de dados sobre as mineralizações do distrito fluorítico de Santa Catarina, segundo Bastos Neto (1990). qz= quartzo; f.= fluorita; vrd= verde; vlt= violeta; amr= amarelo; esc= escuro; bra= branca; pi= pirita; ba= barita; I/S= interestratificado ilita/esmectita; mont= montmorilonita; t.p.= textura primária; zon. vert.= zonação vertical (enriquecimento em sílica em profundidade); I.F.= inclusões fluidas da fluorita; Th= temperatura de homogeneização das I.F. primárias; argilomin. encaix.= argilominerais característicos das alterações hidrotermais da encaixante; C/S= interestratificado clorita/saponita; R= Reichweite (ordenação); I= ilita; MCB= montmorilonita de carga baixa; MCA= montmorilonita de carga alta.

Meunier *et al.* (1987).

No caso aqui estudado, um quarto aspecto deve ser considerado: a distribuição das paragêneses secundárias em função das escalas de fraturamento. A lente sul (Fig.3), com uma espessura variável de 5 a 15 m, comprimento de 150 m e altura de 250 m, representa uma fratura preenchida por fluorita; a distribuição dos minerais na encaixante, ao longo de perfis transversais corresponde, portanto, a uma zonação na escala da estrutura filoniana. As fraturas de espessuras centimétricas, freqüentes em toda a encaixante, correspondem a uma segunda escala de zonação mineral, cuja observação é mais difícil, pois as reativações tectônicas e as superposições de paragêneses em fraturas desta escala foram

sempre muito importantes. As microfissuras representam uma terceira escala, na qual a cronologia e a zonação mineral são observadas com precisão em lâmina petrográfica. Efetuaram-se os perfis de amostragem, onde as fraturas centimétricas eram menos abundantes, favorecendo a observação nas escalas da estrutura filoniana e das microfissuras. As amostras de granitóide alterado podem ser separadas em três grupos (Fig. 3):

1) Amostras de dois perfis na lapa da lente sul, nível 110 - perfil A: A05, A2, A4, A6 e A8; perfil B: B03, B1, B3, B4 e B5. Os números correspondem à distância (em metros) da amostra à mineralização. Os perfis foram efetuados na lapa da mineralização, pois as alterações ligadas a processos superficiais são nitidamente mais

intensas na capa;

2) Amostras (IL1, IL2, IL3 e IL4) coletadas no traçado da falha que controla a mineralização, mas onde não ocorreu abertura significativa de caixa filoniana;

3) Amostras (78F, 79A e 74A) de granitóide brechado e silicificado com fluorita associada, na passagem "gradual" do granitóide para a brecha silicosa da geração I.

Adicionalmente, foram coletadas argilas depositadas interiormente à lente sul, associadas, respectivamente, à fluorita das gerações VIII (amostra 222) e IX (amostra 86B). Com exceção da amostra 222, confeccionaram-se de 2 a 4 lâminas polidas de cada amostra. Lâminas orientadas de todas as amostras foram preparadas para estudos por difração

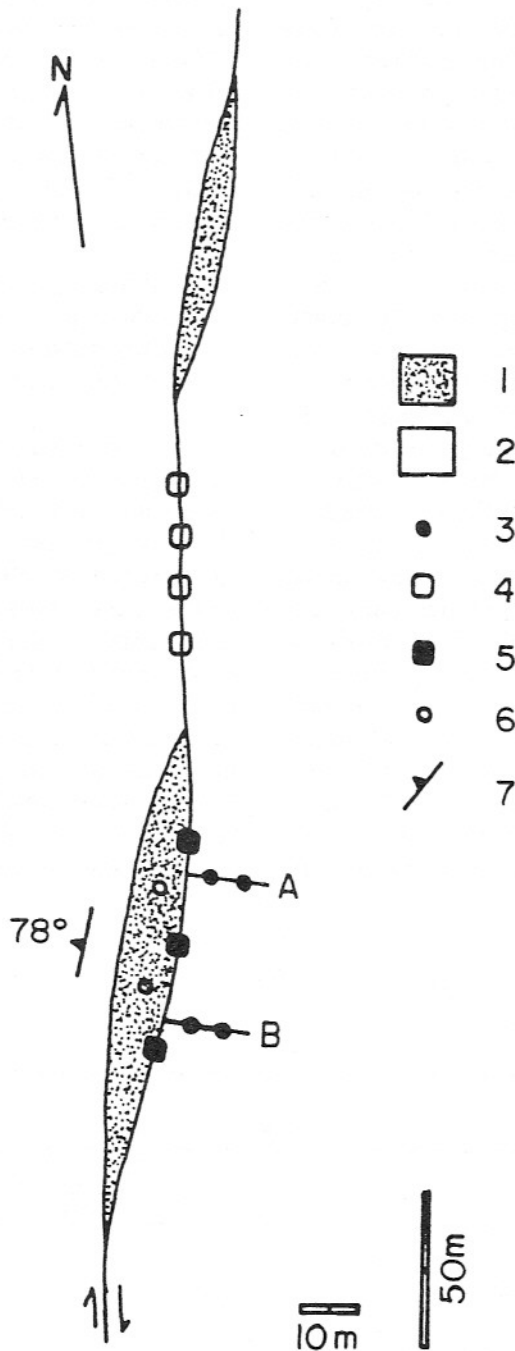


Figura 3 - Esboço da mineralização da mina 2 no nível 110 com o esquema da amostragem. 1: fluorita; 2: granitóide; 3: amostras dos perfis A e B; 4: amostras da zona não mineralizada; 5: amostras da passagem granitóide/brecha silicosa com fluorita; 6: amostras 222 e 86B; 7: atitude da lente sul.

de raios x pelo método clássico: amostra natural, glicolada e calcinada a 550°C. Em complementação, realizou-se difratogramas de pó e separações mag-

néticas em 5 amostras. Os estudos com raios x foram efetuados nas universidades de Poitiers e de Orléans.

As análises por micros-

sonda eletrônica foram realizadas no CNRS, em Orléans, França. Para a análise das fases argilosas, utilizou-se um feixe eletrônico de baixa energia para não haver destruição de matéria antes do final da contagem; o feixe foi ligeiramente desfocado para melhorar as contagens. Os elementos particularmente delicados a dosar nos minerais argilosos são o K e o Na. A soma dos elementos dosados é sempre inferior a 100%, pois os teores de H₂O não são considerados e as diferenças de densidade do material em relação aos padrões não são corrigidas.

OBSERVAÇÕES PETROGRÁFICAS

O granitóide regional não alterado pelas soluções mineralizantes

A jazida da mina 2 é encaixada no granitóide Pedras Grandes (Sallet, 1988), que, em diagrama R2-R1, é caracterizado pela predominância de composições graníticas, com *trend* tipicamente tardiorogênico transalcalino (Sallet *et al.*, 1990). A rocha é rosada, porfiróide, com cristais centimétricos e subautomórficos de feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e, menos frequentemente, de anfibólio. Os minerais acessórios são titanita, apatita, zircão, alanita, fluorita e opacos.

O granitóide Pedras Grandes foi afetado por três estágios sucessivos de alteração hidrotermal, respectivamente: potássica (biotita + microclina + quartzo + rutilo + titanita + fluorita), mica branca (mica branca + epidoto + quartzo + F-hidroandradita titanífera + fluorita) e propilítica (clorita +

titanita + epidoto + fluorita + calcita + quartzo). No estágio da mica branca, as alterações apresentam algum controle segundo microfissuras; nos demais estágios, predominam alterações pervasivas. Estas alterações nas rochas regionais também foram observadas, em parte, por Sallet (1988), que as relacionou a fluidos tardimagmáticos e ao resfriamento do maciço granítico. Elas são, portanto, muito precoces em relação às mineralizações de fluorita filoniana.

Alteração hidrotermal e deformação precoces do granitóide Pedras Grandes na mina 2

As alterações potássica e da mica branca não foram observadas na mina 2, tendo sido mascaradas pela alteração propilítica, aqui mais intensa do que na rocha regional, e pelas

alterações de baixa temperatura ligadas às soluções mineralizantes. Como particularidades da alteração propilítica na mina 2 observa-se: (1) a biotita e o anfibólio foram substituídos por clorita (e demais minerais da alteração propilítica) de cor verde mais escura e mais homogênea do que na rocha regional; (2) nas paragêneses de substituição da biotita, o rutilo ocorre no lugar da titanita secundária 2; (3) o epidoto de alteração do plagioclásio pode ser muito abundante e bem desenvolvido.

Nos perfis, nas amostras mais distantes da mineralização, observa-se uma fase de deformação precoce caracterizada por feldspato com extinção ondulante e planos de geminação suavemente dobrados; mica bastante estirada, e grãos de quartzo com bordas recristalizadas, extinção ondulante ou estirados, formando lentes. O único mineral sin-

tectônico é o quartzo cristalizado em sombras de pressão de feldspato. Em direção à mineralização, esta deformação é mascarada por deformações rúpteis posteriores e, principalmente, pelas alterações hidrotermais de baixa temperatura.

Alterações pervasivas na encaixante - zonação mineral na escala da estrutura filoniana

Os minerais primários e da alteração propilítica da encaixante foram afetados por alterações pervasivas relacionadas às soluções mineralizantes, sendo transformados, parcial ou totalmente, em função de suas estabilidades e da distância ao corpo mineralizado; apenas zircão e apatita não apresentam sinais de alteração hidrotermal. As observações estão sintetizadas na Figura 4. O interestratificado clorita/saponita (C/S)

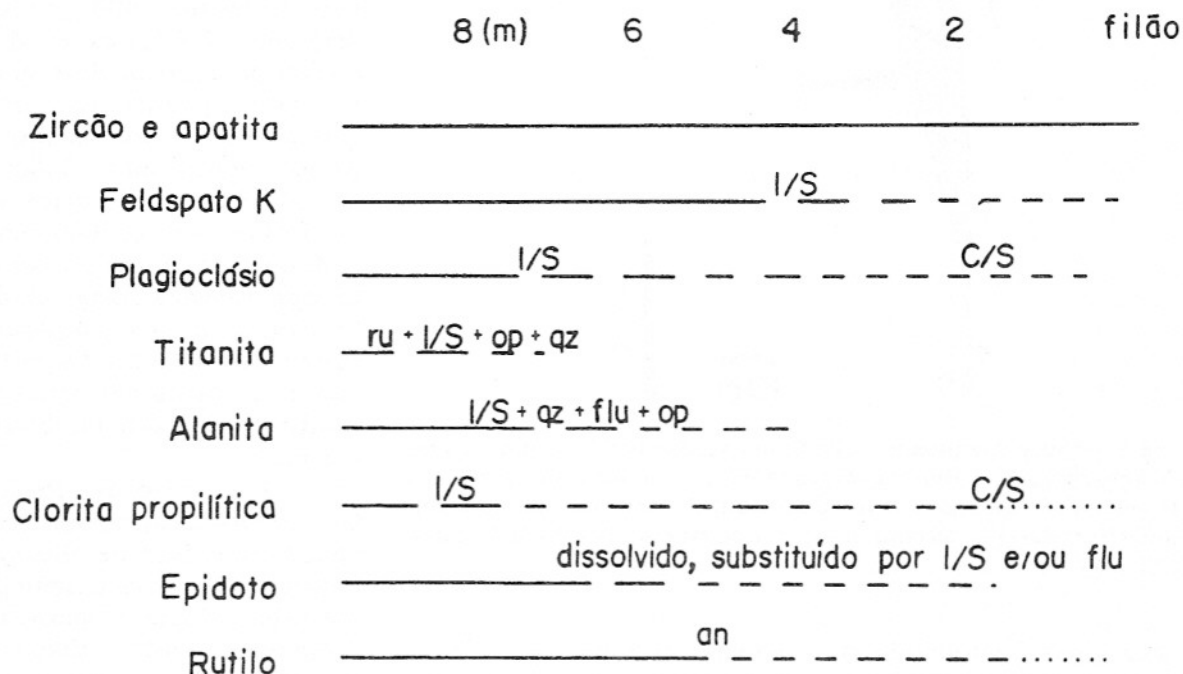


Figura 4 - Distribuição dos minerais na encaixante alterada da mina 2, transversalmente à mineralização. I/S= interestratificado ilita/esmectita; qz= quartzo; flu= fluorita; ru= rutilo; op= opacos; an= anatásio; C/S= interestratificado clorita/saponita. Explicação adicional no texto.

só foi observado a menos de 2 m da mineralização. Ele formou-se a partir da alteração da clorita propilítica e do plagioclásio. Subseqüentemente, ele foi parcialmente alterado em interestratificado illita-esmectita (I/S) nas partes mais próximas da mineralização.

Microfissuras e microbrechas: cronologia, preenchimento e alterações associadas

Foram identificadas petrograficamente seis fases de formação de microfissuras (e microbrechas) com diferentes preenchimentos e alterações associadas.

Estágio 1 - microfissuras com quartzo microcristalino e microbrechas silicosas sem fluorita. Caracterizado por microfissuras, preenchidas por quartzo na forma de cristais diminutos (<10 µm, excepcionalmente até 80 µm), em cujas paredes ocorre uma silicificação de intensidade variável. O quartzo das microfissuras pode apresentar sinais de deformação: extinção ondulante fraca, acompanhada de recristalização sem estiramento associado. Onde as microfissuras são muito abundantes, a rocha tem o aspecto de um *stockwork* silicoso.

Estágio 2 - microfissuras com quartzo, fluorita e anatásio. O mineral predominante nas microfissuras é o quartzo (50 a 700 µm). Nas bordas das microfissuras, os cristais de quartzo podem apresentar crescimento em direção às partes centrais; nestas, eles são invariavelmente xenomórficos. A fluorita, sempre presente, ocorre em pequenas quantidades, preferencialmente nas partes centrais. O anatásio ocorre subordinadamente, na forma de

cristais idiomórficos de até 30 µm, localizados pontualmente ao longo das microfissuras ou formando aglomerados onde elas recortam cloritas da alteração propilítica.

Estágio 3 - microbrechas com cimento de quartzo microcristalino + fluorita ± clorita/saponita. Esta paragenese ocorre no cimento de brechas que recortam as microfissuras precedentes e representa o primeiro estágio relativamente rico em fluorita (até 50% p. vol. do cimento). O interestratificado C/S apresenta uma cor verde oliva muito uniforme, mas, em luz polarizada, verifica-se tratar-se de aglomerados de microcristais. As inclusões de minerais de titânio e opacos sistematicamente observadas nas cloritas propilíticas não ocorrem aqui.

Estágio 4 - microfissuras e microbrechas com illita-esmectita + pirita + fluorita. Ocorrem duas fácies: (1) faixas com espessuras atingindo 2 mm, constituídas por microbrechas com fragmentos de feldspato, quartzo e clorita em cimento formado por interestratificado I/S com um pouco de fluorita e pirita; (2) microfissuras preenchidas pelos mesmos minerais do cimento das microbrechas com pirita mais abundante. Nas amostras mais próximas da mineralização, as duas fácies mostram contatos graduais com as alterações pervasivas que afetam a encaixante. Em alguns casos, observou-se uma passagem gradual entre as microbrechas e microfissuras deste estágio e aquelas do estágio precedente; é possível que ambos correspondam a um único estágio com uma fácies mais silicosa e outra caracterizada pelos interestratificados I/S. As condições de formação dos últimos teriam persistido mais tempo,

originando o que aqui é descrito como estágio 4.

Estágio 5 - microfissuras com fluorita + quartzo e pirita. A fluorita pode constituir até 80% p. vol. do preenchimento. As dimensões das fissuras e dos minerais de preenchimento são muito variáveis. A pirita, pouco abundante, forma grandes cristais idiomórficos. As paredes das microfissuras são marcadas pela cristalização de interestratificados I/S de propriedades óticas indistintas daqueles que ocorrem interiormente às microfissuras do estágio precedente.

Estágio 6 - microfissuras com quartzo + fluorita + pirita + barita + esmectita. Contrariamente aos estágios precedentes, uma ordem precisa de deposição dos minerais é observada: (1) quartzo microcristalino, (2) quartzo, barita, pirita e fluorita, (3) quartzo e (4) esmectita, todos com abundâncias relativas muito variáveis. A esmectita (corresponde ao interestratificado I/S R0, ver adiante) apresenta uma textura fibro-radial bem desenvolvida. Nas paredes das microfissuras, observam-se esmectitas semelhantes às do preenchimento.

DIFRATOMETRIA DE RAIOS X

Foram identificados por difratometria de raios x, os seguintes filossilicatos: caolinita, clorita, interestratificado C/S e interestratificados I/S dos tipos R0, R1 e R3. Os três tipos de I/S (R0, R1 e R3) podem ocorrer numa mesma amostra (Fig. 5). Nas amostras 86B e 222, coletadas interiormente à caixa filoniana, ocorre apenas interestratificado I/S R0. Nas demais amostras, todos os minerais listados podem ocorrer sem que

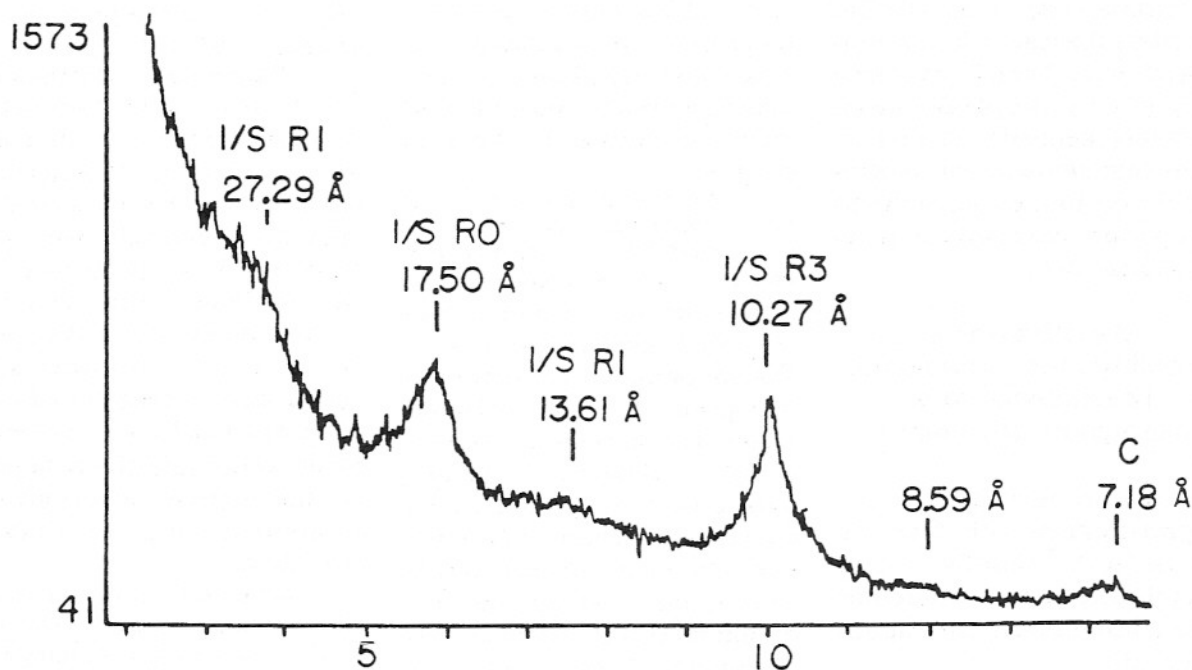


Figura 5 - Difratoograma de raios-X (lâmina glicolada) de uma amostra (B03) do granitóide alterado da mina 2. I/S = mineral interestratificado ilita/esmectita; R= ordenação; C= caolinita.

nenhum padrão de distribuição, em função da localização, da amostra tenha sido constatado. A caolinita é o filossilicato de ocorrência mais generalizada, não tendo sido identificada em apenas 3 amostras. O fato de não ter sido observada petrograficamente é usual para este mineral, que ocorre, na grande maioria dos casos, com dimensões invisíveis ao microscópio petrográfico convencional (M. Formoso, com. oral).

No interestratificado I/S, a letra R significa Reichweite (ordenação). No interestratificado I/S R0, o empilhamento das folhas de ilita e de esmectita é aleatório, predominando a esmectita (de 70 a 100%); em difração, este interestratificado caracteriza-se por um pico a 17 Å após saturação com etileno glicol, sendo que a assimetria do pico aumenta quanto maior for a taxa de ilita. Para R=1, a interestratificação é regular com uma folha de ilita sempre pre-

cedida por, pelo menos, uma folha de esmectita; no caso ideal, o interestratificado contém 50% de ilita e 50% de esmectita, mas, na realidade, as taxas podem variar até 35% de ilita e 65% de esmectita; em difração, observa-se uma sobreestrutura a 27 Å e um pico de segunda ordem a 13 Å após saturação ao etileno glicol. No caso do I/S R3, trata-se de um interestratificado regular, no qual uma folha de esmectita é sempre precedida por, pelo menos, uma folha de ilita e seguida por, pelo menos, duas folhas de ilita, constituindo, portanto, um interestratificado rico em ilita; em difração, isto se traduz por uma forte assimetria do pico a 10 Å para ângulos menores; após saturação ao etileno glicol, a assimetria diminui consideravelmente, devido à dilatação da parte expansível para os pequenos ângulos, o que geralmente conduz ao levantamento do fundo contínuo a 11-12 Å

(Reynolds & Hower, 1970; Reynolds, 1980).

ANÁLISES MICROQUÍMICAS DAS FASES MINERAIS

Epidoto e clorita

A maior parte das análises de epidotos fornece resultados de pouco confiáveis; as melhores mostram uma evolução (empobrecimento em Fe) em relação à tendência regional (Fig. 6); teores anormais em flúor foram observados. Estes dados são interpretáveis em termos de uma origem ligada à alteração propilítica e subsequente alteração pelas soluções enriquecidas em flúor.

A clorita propilítica na encaixante alterada apresenta, semelhantemente às das rochas regionais, composição de brunsvígita no diagrama de classificação de Foster (1962). Assim

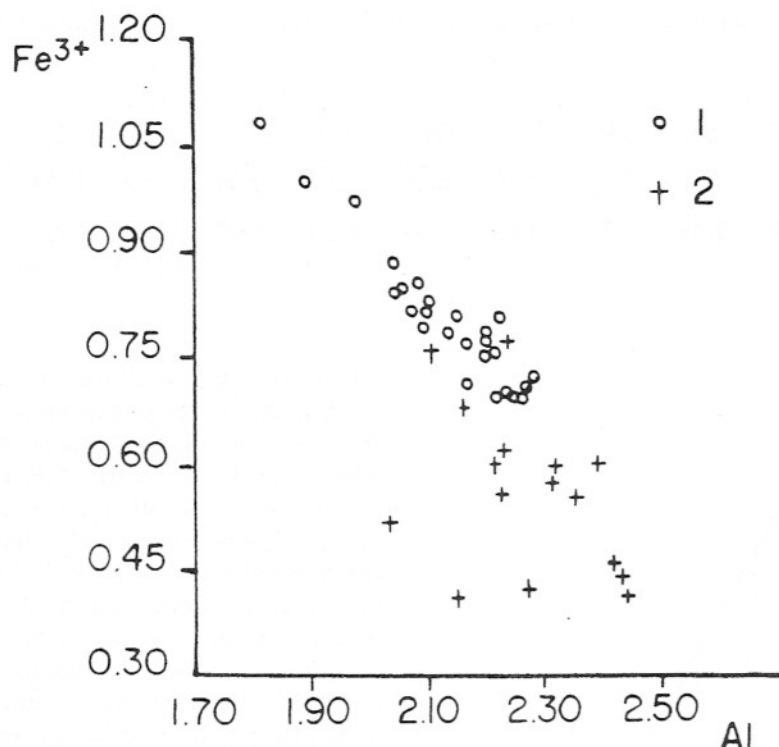


Figura 6 - Diagrama Fe^{3+} vs Al^{3+} para os epidotos do granitóide Pedras Grandes. 1: rocha regional não afetada pelas soluções mineralizantes; 2: encaixante alterada na mina 2 (segundo Bastos Neto, 1990).

como o epidoto, é ligeiramente empobrecida em Fe em relação à regional (Bastos Neto, 1990), o que pode resultar de uma alteração pelas soluções mineralizantes. Por tentativas foi aplicado o geotermômetro de Cathelineau & Nieva (1985), obtendo-se temperaturas entre 240 e 320°C, semelhantemente ao obtido na brunsvigita das rochas regionais.

Minerais interestratificados clorita/saponita e ilita-esmectita

As análises microquímicas do interestratificado C/S (Tabela 1) revelam variações de composição que, em diagrama $M^{+}-3R^{2+}-4Si$ (Fig. 7), verifica-se corresponderem a diferentes taxas de saponita; desde muito baixa até cerca de 50%. A variação é independente da distância da amostra à mine-

ralização e cristais com taxas bastante distintas podem coexistir numa mesma amostra.

Em relação às composições (Tabelas 2 e 3) dos sítios octaédricos e tetraédricos e da camada interfolial, o conjunto de interestratificados I/S pode ser dividido em dois grupos. Os interestratificados I/S dos estágios 4 e 5 são mais aluminosos (Fig. 8), tanto para Al^{IV} como para Al^{VI} , são essencialmente potássicos (Fig. 9) e ligeiramente enriquecidos em Mg em relação aos do estágio 6. Estes últimos têm carga interfolial representada, essencialmente, por Ca. Em relação aos conteúdos de flúor, observa-se a mesma repartição: os interestratificados I/S dos estágios 4 e 5 apresentam teores mais baixos de F (em geral até 0,5% em peso), enquanto os do estágio 6 têm um teor médio de F de 1,2%.

Aplicou-se, em seguida, o diagrama $M^{+}-4Si-R^{2+}$ (Meunier & Velde, 1989) que permite a separação das substituições montmoriloníticas de carga baixa e de carga alta nas fases expansíveis. Os interestratificados dos estágios 4 e 5 reparam-se em dois campos de composição (Fig. 10A). O primeiro campo situa-se entre a ilita e a montmorilonita de carga baixa. O segundo parece constituir uma série mais completa entre a ilita e a montmorilonita de carga alta. Em amostras mais distantes da mineralização, verifica-se que os interestratificados I/S, correlacionados petrograficamente ao estágio 4, situam-se no primeiro grupo composicional, enquanto os do estágio 5 pertencem à série entre a ilita e a montmorilonita de carga alta. Nas amostras mais próximas do minério, encontrou-se uma ou outra série, sem que se pudesse correlacionar as composições aos estágios de fissuramento/alteração. A existência dos dois grupos é independente do protomineral, como ilustra a Figura 10B. Os interestratificados das fissuras e alterações ligadas ao estágio 6 e, ainda, mais especialmente, os da amostra 86B (geração IX), apresentam composições próximas à montmorilonita de carga baixa (Fig. 10A).

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Correlação dos eventos de deformação e de alteração da encaixante com as fases de abertura e preenchimento das caixas filonianas

Uma deformação semelhante à mais precoce aqui descrita foi observada na encai-

Tabela 1 - Fórmulas estruturais (para 14 oxigênios) de dois exemplos representativos do interestratificado clorita/saponita.

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Ti	OCT	Ca	Na	K	F
1	3.08	0.92	1.62	3.54	0.42	0.03	0.00	5.61	0.02	0.00	0.02	0.03
2	3.25	0.75	1.87	3.02	0.42	0.01	0.00	5.32	0.03	0.00	0.14	0.01

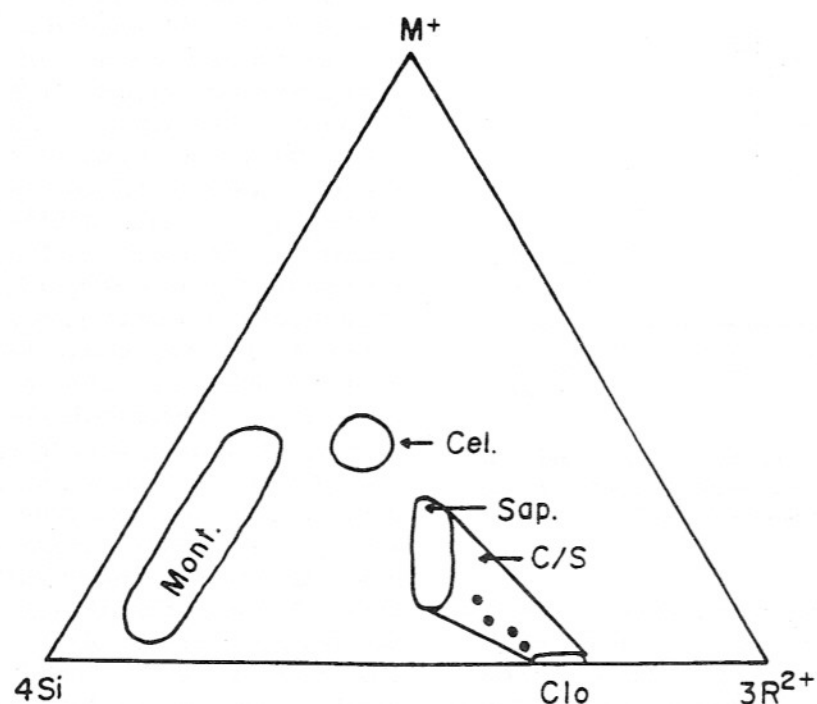


Figura 7 - Composição do interestratificado clorita/saponita em diagrama $4Si-M^+-3R^{2+}$, representados os campos da montmorilonita (Mont), celadonita (Cel), Saponita (Sap), interestratificado clorita/saponita (C/S) e clorita (Clo).

xante de jazidas de fluorita situadas ao norte da mina 2 e classificada como de caráter fráglil-dúctil com profundidade estimada entre 10 e 20 km (Hackspacher & Flores, 1987). Considerando-se que a espessura máxima da cobertura sedimentar na região não ultrapassou 2 km (vide isópacas da bacia do Paraná; In Zalan et al., 1987), a formação da estrutura controladora da mineralização foi certamente ligada à evolução geológica do embasamento. Esta estrutura já existia quando

da alteração propilítica, razão pela qual esta última foi muito intensa na mina 2 em relação às rochas regionais.

Posteriormente à alteração propilítica, ocorreram os seis estágios de microfissuramento/brechação com alterações associadas. O estágio 3 é o que apresenta uma correlação mais evidente com o primeiro aporte de solução hidrotermal mineralizante: (a) a fluorita torna abundante no preenchimento das microfissuras, somente a partir deste estágio; (b) obser-

va-se paralelismos claros entre, de um lado, as paragêneses fissurais e as alterações associadas dos estágios 3, 4, 5 e 6 na encaixante e, de outro lado, as composições dos minérios das fases de mineralização 1, 2, 3 e 4, respectivamente. Além disto, a passagem gradual entre os estágios 4 e 5 na encaixante é coerente com a passagem também gradual que os dados de geoquímica do minério evidenciam para os minérios das fases 1 e 2 (evolução contínua para as gerações I, II, III e IV; vide Fig. 2). Interpreta-se, portanto, que as alterações relacionadas aos estágios 1 e 2 ocorreram após a alteração propilítica e antes do início da mineralização de fluorita.

Evolução das soluções mineralizantes deduzida a partir das alterações hidrotermais da encaixante; comparação com os dados das inclusões fluidas da fluorita

Os interestratificados I/S correspondem aos diversos estágios de transformação da esmectita em illita (R0 - R1 - R3) observada nas séries diagenéticas. Estas transformações seguem leis cinéticas complexas onde a temperatura e o tempo de manutenção das condições físico-químicas devem ser discutidos simultaneamente. Para as séries diagenéticas recentes, pode-se considerar

Tabela 2 - Fórmulas estruturais (para 11 oxigênios) dos interestratificados ilita/esmectita (média por cristal) da amostra IL1.

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Ti	OCT	Ca	Na	K	F
1	3.67	0.33	1.64	0.21	0.16	0.00	0.00	2.01	0.02	0.01	0.60	0.00
2	3.47	0.53	1.72	0.21	0.09	0.00	0.00	2.02	0.02	0.01	0.71	0.06
3	3.63	0.27	1.22	0.28	0.15	0.01	0.00	1.66	0.02	0.00	0.55	0.10
4	3.34	0.66	1.70	0.29	0.14	0.01	0.01	2.15	0.03	0.00	0.54	0.03
5	3.40	0.60	1.63	0.22	0.09	0.01	0.00	1.95	0.02	0.01	0.71	0.05
6	3.48	0.52	1.69	0.24	0.09	0.00	0.01	2.03	0.03	0.00	0.67	0.02
7	3.35	0.65	1.71	0.29	0.12	0.00	0.00	2.12	0.02	0.02	0.61	0.17
8	3.27	0.73	1.82	0.24	0.11	0.00	0.00	2.17	0.03	0.01	0.50	0.00
9	3.49	0.51	1.74	0.22	0.08	0.00	0.00	2.04	0.03	0.01	0.61	0.03
10	3.35	0.65	1.84	0.10	0.10	0.00	0.00	2.04	0.05	0.00	0.60	0.26

Tabela 3 - Fórmulas estruturais (para 11 oxigênios) de interestratificados ilita/esmectita (média por cristal) do estágio 6. Amostras B03 (análises 1 a 4) e 86B (análises 5 a 10).

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Mg	Mn	Ti	OCT	Ca	Na	K	F
1	3.93	0.07	1.57	0.12	0.27	0.00	0.00	1.96	0.22	0.01	0.01	0.19
2	3.92	0.08	1.60	0.11	0.30	0.00	0.00	2.01	0.17	0.00	0.01	0.29
3	3.92	0.08	1.61	0.13	0.29	0.00	0.00	2.03	0.14	0.01	0.00	0.21
4	3.88	0.12	1.59	0.14	0.28	0.00	0.00	2.01	0.17	0.01	0.01	0.39
5	3.89	0.11	1.60	0.14	0.27	0.00	0.00	2.01	0.17	0.01	0.00	0.25
6	3.91	0.09	1.59	0.13	0.29	0.00	0.00	2.01	0.16	0.01	0.01	0.24
7	3.88	0.12	1.61	0.13	0.29	0.00	0.00	2.03	0.16	0.01	0.00	0.37
8	3.92	0.08	1.58	0.12	0.28	0.00	0.00	1.98	0.19	0.01	0.02	0.42
9	3.92	0.08	1.57	0.13	0.29	0.00	0.00	1.99	0.19	0.00	0.01	0.45
10	3.92	0.08	1.57	0.14	0.29	0.00	0.00	2.00	0.17	0.01	0.01	0.46

que, de um modo geral, os interestratificados I/S R0. formam-se em temperaturas em torno de 100°C, os I/S R1 formam-se em temperaturas em torno de 150°C, e os I/S R3, entre 150 e 200°C (Perry & Hower, 1972; Velde *et al.*, 1986). No caso de um decréscimo de temperatura, a formação destes filossilicatos ocorreria na ordem inversa, ou seja, da ilita para a I/S R0. No entanto, a evolução não corresponde à transformação gradual de um mesmo cristal de ilita. Neste caso, a evolução corresponderia à sucessão de interestratificados

formados a cada instante da alteração de um dado mineral (D. Beaufort, com. oral). Os interestratificados das séries diagenéticas, assim como dos tufos de bacia, alterados por hidrotermalismo, formam uma série única em cada caso particular (Meunier & Velde, 1989). Na mina 2, entretanto, os dados indicam três grupos composicionais distintos, conduzindo a propor o seguinte quadro evolutivo (Fig. 10C):

1) Um primeiro episódio hidrotermal em que as alterações da encaixante (estágios 3 e 4) consistiram de silicificação

e filitização. Os interestratificados I/S R3 marcam o paroxismo do episódio. Com a temperatura decrescendo, a sucessão de I/S formada evoluiu da ilita para a montmorilonita de carga baixa. Uma velocidade de resfriamento rápida impediu a evolução completa da série ou, alternativamente, parte dela foi mascarada pelo episódio seguinte.

2) Um segundo episódio hidrotermal, de temperatura máxima inferior à do episódio precedente originou uma segunda série de transformações (estágio 5) por solução de compo-

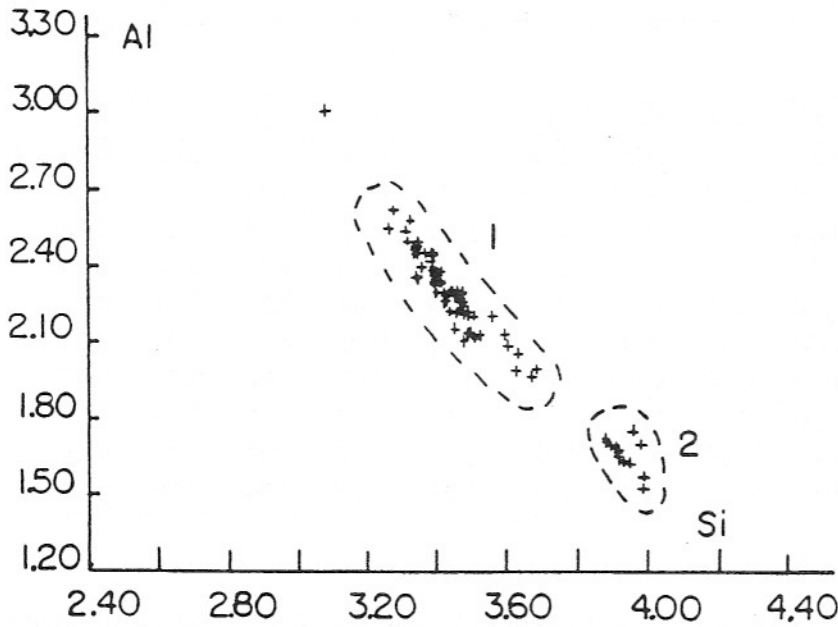


Figura 8 - Diagrama de correlação Al^{IV+VI} vs Si para os interestratificados illita/esmectita da encaixante alterada na mina 2. 1: estágios 4 e 5; 2: estágio 6 e amostra 86B.

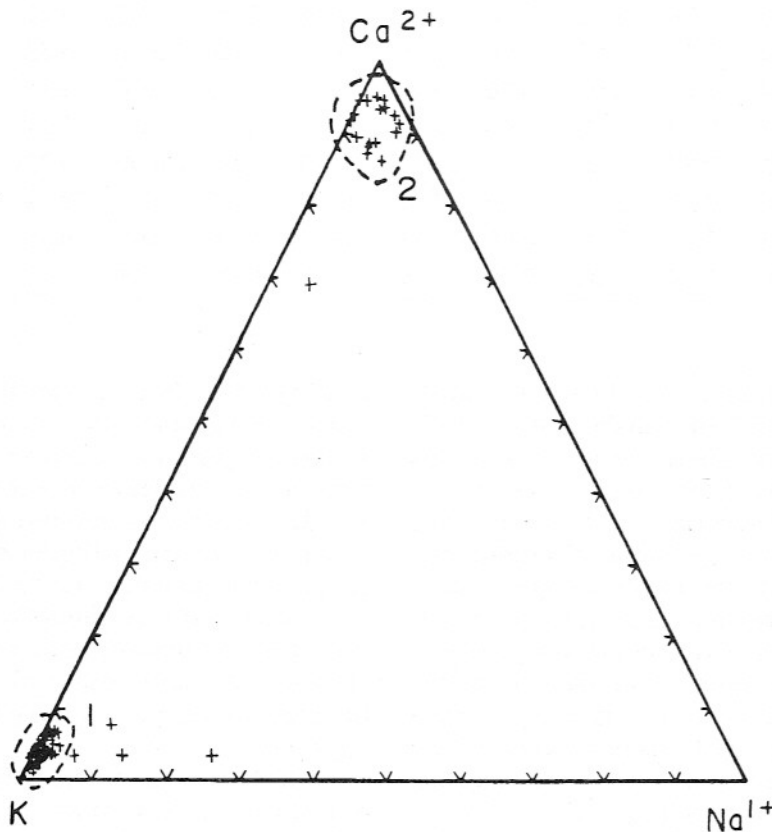


Figura 9 - Composição da camada interfoliar dos interestratificados illita/esmectita da encaixante alterada na mina 2. 1: estágios 4 e 5; 2: estágio 6 e amostra 86B.

sição diferente da anterior, como sugere a variação na composição do minério. As transformações sucessivas dos minerais efetuaram-se segundo uma série com tendência para a montmorilonita de carga alta. Os interestratificados I/S foram, preferencialmente, do tipo R1.

3) Um episódio hidrotermal de temperatura inicial compatível com o interestratificado I/S R0, permitiu, então, a formação deste e de esmectita (montmorilonita) quase pura na encaixante (estágio 6). Esmectita idêntica ocorre intercalada no minério da fase 4 (Fig. 2, geração IX). Em comparação com os interestratificados precedentes, as composições são muito contrastantes. A montmorilonita marca o término do hidrotermalismo.

A temperatura de formação do interestratificado I/S R3, acima dos 150°C enquadra-se no hidrotermalismo mais precoce (gerações I a IV) em que as temperaturas de homogeneização (Th) atingem 165°C na geração II (Fig. 2), tendo sido, provavelmente, ainda mais altas na geração I - na mina 2 e em jazidas vizinhas, não foram encontradas inclusões fluidas primárias preservadas na geração I; mais a leste, temperaturas de até 175°C foram obtidas por Sallet (1988), no filão Garganta.

No caso do segundo hidrotermalismo (gerações V e VI), a maior parte das Th obtidas situa-se entre 135 e 150°C e os fluidos mineralizantes são caracterizados por um grande empobrecimento em sílica (o teor de SiO_2 das gerações V e VI pode ser inferior a 3%) em relação ao evento anterior. As alterações hidrotermais, coerentemente com a temperatura e composição do fluido, foram representadas pelos interestrati-

ficados I/S R1 com composições entre a illita e a montmorilonita de carga alta.

No que concerne os interestratificados I/S R0, nota-se que a persistência de temperaturas mais próximas de 100°C só é plausível para as gerações VII e VIII, principalmente a última (Fig. 2). Os interestratificados I/S R0 mais ricos em montmorilonita, associados à geração IX - na qual o caráter monofásico líquido das IF indica temperatura de formação entre 100 e 60°C (Bastos Neto *et al.*, 1991) - marcam o fim do hidrotermalismo.

Mecanismo de deposição da fluorita; idades dos hidrotermalismos

A determinação do mecanismo que propiciou a deposição da fluorita no DFSC foi

sempre problemática. Mecanismos como a diluição dos fluidos mineralizantes por águas meteóricas ou a mistura de fluidos de diferentes composições (Richardson & Holland, 1979) não são plausíveis no DFSC, pois as inclusões fluidas aqui são, invariavelmente, de salinidade muito baixa ou nula. Dardenne & Savi (1984) propuseram que as águas meteóricas, reaquecidas em profundidade, ao penetrarem nas caixas filonianas, sofreram quedas bruscas na pressão e temperatura (mistura com soluções frias descendentes), propiciando a deposição da fluorita. Todavia, dados experimentais (Richardson & Holland, 1979, 1979a; Cadec *et al.*, 1982) mostram que, para soluções de baixa salinidade e na faixa de temperatura da fluorita do DFSC, a queda de temperatura por si só

não poderia produzir a deposição da quantidade de fluorita do distrito.

Uma mudança no pH de ácido para próximo ao neutro abaixa a solubilidade da fluorita em até 100 mg CaF₂/kg H₂O. A 200°C a solubilidade da fluorita numa solução de 2.0M NaCl e pH 5 é de 63 mg CaF₂/kg H₂O, enquanto sua solubilidade a 200°C numa solução de 2.0M NaCl e pH 3 é de 104 mg CaF₂/kg H₂O (Richardson & Holland, 1979). Um aumento no pH do fluido na caixa filoniana poderia ser, portanto, o mecanismo adicional necessário para a deposição da fluorita do DFSC. O estudo isotópico da água das inclusões fluidas da fluorita (Bastos Neto *et al.*, 1996) comprovou a origem meteórica das soluções mineralizantes ascendentes e evidenciou interações fluido-rocha, tanto em profun-

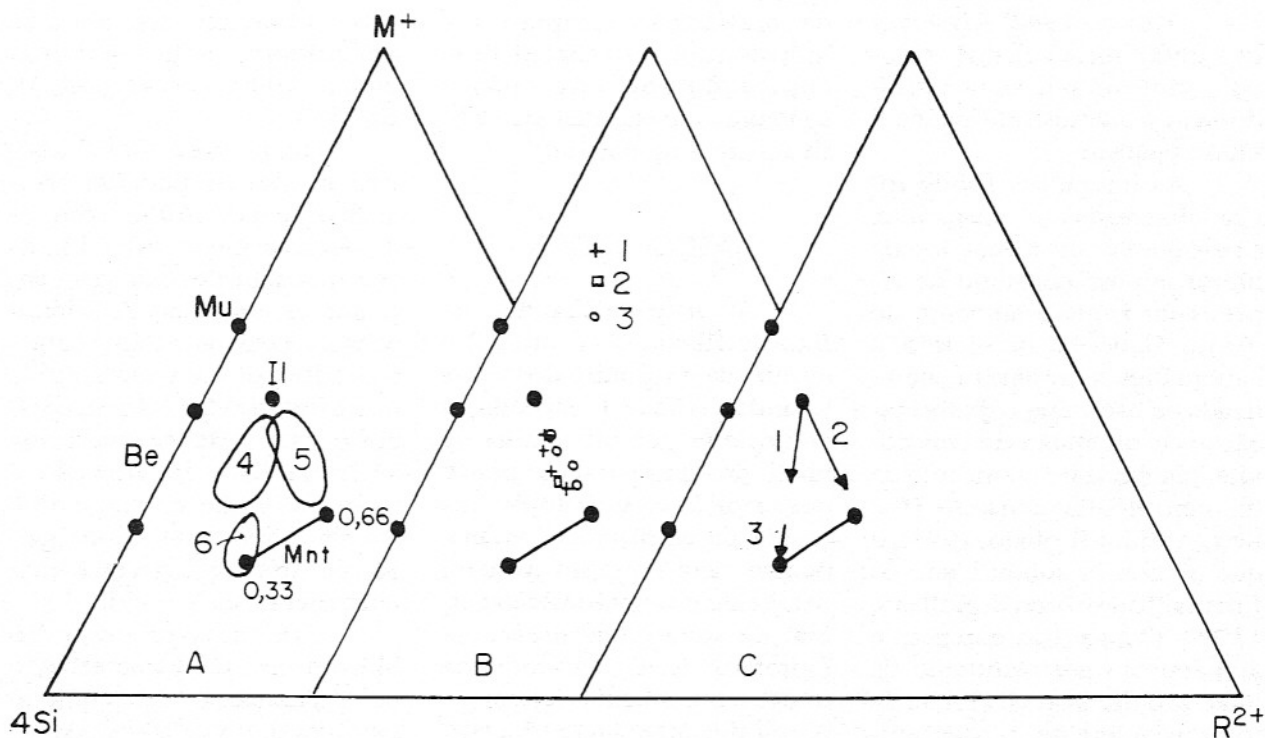


Figura 10 - Diagrama M⁺-4Si-R²⁺ para os interestratificados illita/esmectita da encaixante alterada na mina 2. Diagrama A: campos de composição dos estágios 4, 5 e 6. Diagrama B: resultados para a amostra IL1 (1: alteração de clorita; 2: alteração de titanita; 3: alteração de feldspato). Diagrama C: evolução interpretada das sucessões de interestratificados illita/esmectita. Mu= muscovita; Be= beidelita; Il= illita; Mnt= montmorilonita.

didade, como no nível das caixas filonianas.

O caráter ácido das soluções ascendentes portadoras do F é indicado por dois fatores, (1) a própria origem do flúor: dissolução da fluorita disseminada dos granitóides, o que requer uma acidez que poderia ter sido adquirida concomitantemente com as interações que acarretaram nas modificações de D/H em profundidade; (2) o elevado teor de flúor dos interestratificados I/S da mina 2: em interestratificados deste tipo, o teor de flúor é fortemente controlado pela acidez das soluções, sendo mais alto quanto maior for a acidez (Allmann & Koritnig, 1978). As soluções hidrotermais no DFSC foram ácidas, especialmente as mais tardias, pois o enriquecimento em flúor nos interestratificados I/S do estágio 6 não pode ser unicamente explicado pela diminuição do efeito da rejeição F-Fe (Mason, 1992; Robert *et al.*, 1993), uma vez que o empobrecimento em Fe constatado nestes interestratificados é muito pequeno.

As interações fluido-rocha, observadas na encaixante, corresponderam a reações de hidrólise com consumo de H⁺ pela encaixante e aumento do pH no fluido. Neste sentido, é sintomática a presença generalizada de caolinita, cuja formação (por alteração de muscovita, plagioclásio ou mesmo da montmorilonita) consome H⁺ e libera cátions (Lobato, 1993), o que diminui a solubilidade da fluorita (Richardson & Holland, 1979). Conseqüentemente, o aumento no pH resultante da interação fluido-rocha foi, muito provavelmente, o fator adicional necessário para a deposição de fluorita em grande quantidade.

Concluiu-se que as duas

evoluções geoquímicas paralelas observadas para as gerações I a IV e V a VI, respectivamente, correspondem a dois episódios hidrotermais sucessivos de características relativamente semelhantes. Conseqüentemente, suas idades devem ser muito próximas entre si. No caso das gerações VII, VIII e IX, as indicações dos dados de campo, terras raras e inclusões fluidas - no sentido de tratar-se de um hidrotermalismo distinto dos mais precoces e no qual a deposição da fluorita ocorreu numa profundidade mais rasa - são corroboradas pelo estudo da alteração da encaixante. O modelo de Bastos Neto *et al.* (1991a) é, portanto, coerente. Todavia, não pode ser descartada a possibilidade dos dois hidrotermalismos precoces também serem ligados à reativação da margem continental. Neste caso, eles corresponderiam ao estágios iniciais da reativação, enquanto o hidrotermalismo tardio teria começado somente após o soerguimento regional estar efetivamente implantado.

CONCLUSÕES

A mineralização de fluorita filoniana da mina 2 é encaixada no granitóide Pedras Grandes (idade brasileira) e controlada por uma falha de idade presumivelmente pouco posterior à do granitóide. Na escala da estrutura filoniana, ocorre uma zonação mineral resultante da superposição parcial de sucessivos processos hidrotermais. O mais precoce destes é semelhante à alteração propilítica regional sendo, portanto, enquadrado na evolução geológica do embasamento. A estrutura foi palco de, pelo menos, dois outros eventos (está-

gios 1 e 2) de circulação de fluidos hidrotermais e neoformação mineral (quartzo, anatásio e fluorita), posteriores à alteração propilítica e anteriores à mineralização de fluorita.

O aquecimento da encaixante vinculado ao primeiro episódio hidrotermal mineralizante foi marcado, inicialmente (estágio 3), por uma silicificação e formação (mais restrita) de interestratificado C/S a temperaturas da ordem 200°C; na caixa filoniana depositou-se a fluorita disseminada das brechas silicosas (geração I) das paredes do filão. Com a intensificação da interação fluido-rocha passaram a predominar alterações filíticas; a formação de I/S R3 marca o início destas alterações. Com a diminuição da temperatura, a sucessão de I/S, formada na encaixante (estágio 4), tem composições situadas entre a ilita e a montmorilonita de carga baixa; na caixa filoniana, depositou-se um minério, relativamente, menos silicoso (gerações II, III e IV).

Um novo episódio hidrotermal, com temperatura inicial da ordem de 150°C, evoluindo decrescentemente, foi marcado por soluções extremamente pobres em sílica. As alterações da encaixante foram caracterizadas por uma sucessão de interestratificados I/S com composições situadas segundo uma série da ilita em direção à montmorilonita de carga alta. Na caixa filoniana, depositou-se um minério extremamente puro (gerações V e VI).

Um terceiro episódio hidrotermal foi caracterizado pela manutenção das temperaturas em torno de 100°C. As alterações filíticas da encaixante correspondem a interestratificados I/S R0. Na caixa filoniana, depositaram-se as gera-

ções VII, VIII e IX. Esta última, com temperatura de formação entre 100 e 60°C, foi acompanhada por montmorilonita quase pura.

Soluções ácidas dissolveram em profundidade a fluorita disseminada dos granitóides regionais. Ao ascenderem e penetrarem nas caixas filonianas, promoveram alterações hidrotermais em suas paredes. As trocas iônicas entre solução mineralizante e encaixante implicaram no aumento do pH no fluido, permitindo que a diminuição de temperatura fosse suficientemente efetiva para

depositar as mineralizações do DFSC a partir de soluções de salinidades e temperaturas muito baixas.

O estudo das alterações hidrotermais comprovou que as mineralizações filonianas do DFSC são, de forma muito original para o tipo de depósito, relacionadas a três episódios hidrotermais. Os dois episódios mais precoces têm características semelhantes, sugerindo idades muito próximas entre si. O episódio tardio difere muito dos precoces, corroborando a hipótese dele ter sido precedido por um soerguimento regio-

nal e a fluorita tardia ter se depositado numa profundidade mais rasa.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Mineração Floral Ltda pelo apoio nos trabalhos de campo; aos Drs. L. Barbanson (Université d'Orléans) e D. Beaufort (Université de Poitiers) pelo acesso aos laboratórios e pelas discussões e; aos colegas do IG/UFRGS, Dr. Lauro Nardi e geólogo André Mexias pela leitura crítica do manuscrito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLMANN, R. & KORITNIG, S. (1978) Fluorine. In: K.H. Wedepohl (Ed.) Handbook of Geochemistry. Springer Verlag, 9:75p.
- BASTOS NETO, A.C. (1990) Le district à fluorine de Santa Catarina: minéralisations et altérations hydrothermales dans leur cadre géodynamique. Thèse de Doctorat. Université d'Orléans, 420p.
- BASTOS NETO, A.C., TOURAY, J.C., DARDENNE, M.A.; CHARVET, J. (1991) Chronologie et évolution des fluides hydrothermaux dans le district à fluorine de Santa Catarina (Brésil). *Mineralium Deposita*, 26:211-216.
- BASTOS NETO, A.C., CHARVET, J., TOURAY, J.C.; DARDENNE, M.A. (1991a) Évolution tectonique du district à fluorine de Santa Catarina (Brésil) en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud. *Bull. Soc. Géol. France*, 162(3):503-513.
- BASTOS NETO, A.C., TOURAY, J.C., DARDENNE, M.A.; CHARVET, J. (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.A. (1996) Géochimie isotopique (dD) appliquée à l'étude des inclusions fluides de la fluorine du district de Santa Catarina (Brésil): une discussion sur l'origine des solutions minéralisées. *Anais Acad. Bras. Ciências* (no prelo).
- BEAUFORT, D. (1981) Étude pétrographique des altérations hydrothermales superposées dans le porphyre cuprifère de Sibert (Rhône): influence des microsystemes géochimiques dans la différenciation des micas blancs et des phases triocthaédriques. Thèse de Doctorat. Université de Poitiers, 147p.
- CADEK, J.; MAJER, V.; MALKOVSKY, M. (1982) Transport of fluorine in low temperature hydrothermal brines. *Bull. BRGM* (2), II(4):379-382.
- CATHELINÉAU, M. & NIEVA, D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91:235-244.
- 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.
- DUDOIGNON, P.; BEAUFORT, D.; MEUNIER, A. (1984) Intéret des phyllosilicates comme marqueurs des altérations supergènes et hydrothermales de haute et basse température des granitoïdes. *Chron. rech. min.*, 476:35-46.
- FERREIRA, A.C. & ALMEIDA, T.I.R. de (1989) Tectônica transcorrente e imagens TM-LANDSAT aplicadas à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(2):207-223.
- FOSTER, M. (1962) Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. Prof. Paper, U.S. Geol. Survey, 414A:1-33.

- HACKSPARCHER, P.C. & FLORES, J.A. (1987) Contribuição sobre o controle estrutural das jazidas de fluorita na estrutura Canela Grande, Sudeste de Santa Catarina. *In: Simp. Sul-Brasileiro de Geol.*, 4, Curitiba. SBG, Anais. 2:543-550.
- HORBACK, R. & MARIMON, R. (1982) Contribuição à geologia do distrito de fluorita de Santa Catarina. *Bol. Téc. Projeto RADAM-BRASIL*, Salvador, Ser. Geologia, 1:104 p.
- JEBRAK, M. (1984) Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque français et marroquin. Thèse de Doctorat d'État. Université d'Orléans, 486 p.
- LELARGE, M.L. (1993) Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (Dôme de Ponta Grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'arc alpin, France). Thèse de Doctorat. Université Joseph Fourier, Grenoble I, 251 p.
- LHÉGU, J. (1976) Essai de classification des gisements de fluorine. *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, 7:295-302.
- LOBATO, L.M. (1993) Processos de mineralização e alteração hidrotermal. Universidade Federal de Minas Gerais. Apostila do curso de pós-graduação em Geociências, 153p.
- MASON, R.A. (1992) Models of order and iron-fluorine avoidance in biotite. *Canadian Mineralogist*, 30:343-345.
- MEUNIER, A. & VELDE, B. (1989) Solid solutions in mixed-layer minerals and illite. *American Mineralogist*, 74:1106-1112.
- MEUNIER, A.; VELDE, B.; BEAUFORT, D.; PARNEIX, J.C. (1987) Dépôts minéraux et altérations liées aux microfracturations des roches: un moyen pour caractériser les circulations hydrothermales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8(5):971-979.
- MORGENTAL, A. (1984) Projeto Fluorita no Sudeste Catarinense. Relatório Preliminar, Etapa 2: Caracterização dos depósitos de fluorita. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Porto Alegre, rel. inédito, 130p.
- PARNEIX, J.C. & MEUNIER, A. (1982) Les paragenèses de remplacement des biotites utilisées comme marqueurs des conditions de température et de composition des fluides dans les altérations hydrothermale et supergène du granite de Mayet-de-Montagne (Allier, France). *Bull. Minéral.*, 105:662-672.
- PERRY, J.C. & HOWER, J. (1972) Late stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. *A.A.P.G.*, 56:2013-2021.
- REYNOLDS, R.C. (1980) Mixed layer clays. *In: G.W. Brindley & G. Brown (Eds.) Crystal Structure of Clays Minerals and Their X-Ray Identification*. Mineral. Soc. Monograph 5, London, 554p.
- REYNOLDS, R.C. & HOWER, J. (1970) The nature of inter-layering in mixed illite-montmorillonite. *Clays & Clays Minerals*, 18:25-36.
- RICHARDSON, C.K. & HOLLAND, H.D. (1979) Fluorite deposition in hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43:1327-1335.
- RICHARDSON, C.K. & HOLLAND, H.D. (1979a) The solubility of fluorite in hydrothermal solutions, an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43:1313-1325.
- ROBERT, J.L.; BENY, J.M.; DELLA VENTURA, G.; HARDY, M. (1993) Fluorine in micas: crystal-chemical control of the OH-F distribution between trioctahedral and dioctahedral sites. *Eur. J. Mineral.*, 5:7-18.
- SALLET, R. (1988) Etude 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. Thèse de Doctorat. Université de Paris VI, 233 p.
- SALLET, R., SABATIER, H.; FERREIRA, A.C. (1990) Petrografia e geoquímica dos granitoïdes do sul do distrito de fluorita de Santa Catarina, folhas Jaguaruna e Tubarão. *In: Cong. Bras. Geol.*, 36, Natal. SBG, Anais. 4:1793-1806.
- SANTOS, R.P. & BONHOMME, M. (1991) K/Ar dating of clays associated with fluorite mineralisations along the Atlantic coast of South America - Relationships with South Atlantic Ocean opening. *In: M. Pagel & J.L. Leroy (Eds.) Source, Transport and deposition of Metals*. Balkema, Rotterdam, p.381-384.
- SAVI, C.N. (1980) Gênese e controle das mineralizações de fluorita da região de Criciúma (SC). Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, 112p.
- SAVI, C.N. & DARDENNE, M.A. (1980) Zonação, paragenese e controles da mineralização de fluorita do filão Segunda Linha Torrens, Município de Morro da Fumaça, SC. *In: Cong. Bras. Geol.*, 31, Balneário Camboriú. SBG, Anais. 3:1743-1757.

- TASSINARI, C.C.G & FLORES, J.A.A. (1992) Aplicação dos isótopos de Sr e Nd na mineralização de fluorita do poço 5, Segunda Linha Torrens, Sudeste de Santa Catarina. *In: Cong. Bras. Geol.*, 37, São Paulo. SBG, Bol. Res. Exp. 1:259-260.
- TEIXEIRA, C.A.S. (1969) Relatório de datações geocronológicas do projeto básico da região leste e do projeto específico da fluorita. Porto Alegre, DNPM, relatório inédito, 39 p.
- THIBIÉROZ, J. (1982) Typologie des gîtes de fluorine. Répartition des gisements en France et dans les régions voisines. *Bull. B.R.G.M. (2)*, II(4):437-449.
- VELDE, B.; SUZUKI, T.; NICOT, E. (1986) Pressure-temperature-composition of illite/smectite mixed-layer minerals: Niger delta mudstones and other examples. *Clay and Clay Minerals*, 34:435-441.
- WILLIG, C.D. (1973) Observações sobre a gênese e os controles dos depósitos de fluorita de Santa Catarina. *Rev. Eng. Min. Met.*, 343:36-41.
- ZALAN, P.V.; WOLF, 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: Simp. Sul-Brasileiro de Geologia*, 3, Curitiba. SBG, Anais. 1:441-473.