

ANÁLISES ISOTÓPICAS E DIFRATOMÉTRICAS EM DOLOMITAS E GRAFITAS DE VEIOS
PROVENIENTES DO MACIÇO DE CANA BRAVA, GOIÁS

V.A.V. Girardi¹, P. Censi², P. Comin-Chiaramonti², C.T. Correia¹

INTRODUÇÃO

O maciço máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás, medindo cerca de 40 km de comprimento, atinge cerca de 10 km na sua parte mais larga central. Situa-se no extremo norte de um alinhamento NNE que se inicia a cerca de 300 km ao norte de Brasília, e que inclui a sul o complexo de Barro Alto, e na parte central, o de Niquelândia. A suíte ultramáfica do complexo de Cana Brava é constituída por metaharzburgitos, metapiroxenitos, serpentinitos, rodingitos e rochas talco-carbonáticas. As rochas máficas estão representadas por metagabros, metanoritos e anfibolitos. Sua origem, à semelhança do maciço estratiforme de Niquelândia (Girardi et al., 1986) e da parte nordeste do complexo de Barro Alto (Girardi et al., 1981), parece estar ligada à intrusão e diferenciação de magma basáltico a pressões baixas a moderadas. Fugì (1989), fundamentado em análises Sm-Nd, concluiu que a idade de cristalização do maciço de Cana Brava foi de $1,97 \pm 0,69$ Ga.

Após sua formação, o maciço sofreu várias recrystalizações. A primeira ocorreu a cerca de 900°C e 6-7 kb (Girardi & Kurat, 1982). Sucedeu-se a esta, evento metamórfico de fácies anfibolito. Finalmente, fases posteriores de temperaturas mais baixas provocaram a formação de serpentinitos, rodingitos e rochas talco-carbonáticas. De acordo com Dreher et al. (1989), esse último evento iniciou-se com a formação de rodingitos, rochas constituídas predominantemente por grossulária, vesuvianita e clinopiroxênio. A gênese dessas rochas relacionou-se com o aporte de cálcio liberado durante a serpentinização de metaharzburgitos e metapiroxenitos. Junto com os rodingitos formaram-se serpentinitos compostos por lizardita e antigorita. Temperaturas entre 400°C e 500°C e pressões abaixo de 5 kb foram estimadas para essa fase. Segue-se a ela extensa mineralização de crisotila em veios de serpentinitos, concomitantemente com a formação de xonotilita e pectolita, associada a regime mais dinâmico que o anterior.

A fase final desse processo metamórfico de baixa temperatura caracterizou-se pela formação de rochas talco-carbonáticas, que substituíram parcialmente os serpentinitos, e pelo aparecimento de veios de carbonatos, principalmente dolomíticos, com grafita presente em quantidades variáveis, cortando os rodingitos e serpentinitos. No local amostrado para este trabalho o

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.

²Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica, Università di Palermo, Palermo, Itália.

veio é essencialmente formado por grafita, ocorrendo dolomita em quantidades subordinadas no seu interior e, principalmente, nas suas bordas em contato com os serpentinitos.

A finalidade do estudo em questão foi efetuar análises isotópicas em dolomita e grafita, além de análises difratométricas neste último mineral, com a finalidade de avaliar as condições da fase metamórfica final que atingiu o maciço de Cana Brava.

ANÁLISES ISOTÓPICAS E DIFRATOMÉTRICAS

As análises isotópicas e difratométricas foram efetuadas em amostra constituída por crisotila, dolomita e grafita. Crisotila e grafita formam a massa prevalecente, com quantidades subordinadas de dolomita, mineral predominante nos veios existentes. Da amostra, serrada ao meio, extraiu-se material para análise na massa (pontos 5, 6 e 7) e nos veios de dolomita (pontos 1, 2, 3, 4, 8 e 9 da Tabela 1).

Para a determinação isotópica do carbonato, efetuou-se inicialmente reação da amostra com H_3PO_4 100% por 72 horas a 25°C . Separou-se parte do material atacado ao qual se adicionou HCl 8M durante 3 horas com a finalidade de se remover o carbonato. Em seguida, o resíduo foi lavado com H_2O , centrifugado e enxuto. Procedeu-se depois à remoção da crisotila com HF 48% durante 10 horas. O produto final, extremamente enriquecido em grafita, foi enxuto em estufa a 45°C . Nesse material mediu-se d_{002} e a relação base/altura do pico, possibilitando a avaliação da cristalinidade, de acordo com os métodos de Landis (1971) e Itaya (1981). A grafita assim concentrada serviu também para medidas da composição isotópica do carbono, empregando-se 2,5 mg de material colocado em tubo de quartzo com 250 mg de CuO . O tubo, após fechado sob vácuo, foi colocado em mufla a $900^\circ\pm 20^\circ\text{C}$ durante 2 horas. O CO_2 produzido durante a reação foi introduzido em espectrômetro de massa Varian Mat 250.

As análises, efetuadas em dobro, são expressas em $\delta\text{‰}$ vs PDB-1 com erro de $\pm 0,9\text{‰}$ (1σ). No que concerne à dolomita, os erros são de $\pm 0,1\text{‰}$ (1σ) para o δ^{18} e $\pm 0,05\text{‰}$ para o $\delta^{13}\text{C}$.

Os valores obtidos constam da Tabela 1. Os dados cristalográficos da grafita mostram valores de d_{002} entre 3,368 e 3,381 e h/w (relação altura/largura média dos picos) variando entre 0,50 e 0,75. Tais constantes indicam tratar-se de grafita do tipo $d_{1A}-d_2$ de acordo com Landis (1971), compatíveis, segundo esse autor, com condições metamórficas de fácies dos xistos verdes, conclusão semelhante à obtida por Dreher et al. (1989).

Os dados isotópicos de carbono, referentes ao par dolomita-grafita, foram utilizados para o cálculo de temperaturas relativas à formação dos veios desses minerais. Obteve-se, através da utilização da equação de Wada & Suzuki (1983) a temperatura de $383\pm 24^\circ\text{C}$, que representa média dos valores geotermométricos calculados (Tabela 1) plotados na Figura 1. Tal temperatura refere-se, portanto, à fase final dos processos metamórficos e metassomáticos que atingiram o complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DREHER, A.M.; GIRARDI, V.A.V.; COMIN-CHIARAMONTI, P. (1989) Rev.Bras.Geoc., 19:224-236.

FUGI, M.Y. (1989) Master Thesis, Kobe Univ., Japão, 55p. (inédito).

GIRARDI, V.A.V.; RIVALENTI, G.; SIENA, F.; SINIGOI, S. (1981) Neues Jb.Mineral.Abh., **142**:265-295.

GIRARDI, V.A.V. & KURAT, G. (1982) Rev.Bras.Geoc., **12**:313-323.

GIRARDI, V.A.V.; RIVALENTI, G.; SINIGOI, S. (1986) J.Petrol., **27**(3):715-744.

ITAYA, T. (1981) Lithos, **14**:215-224.

LANDIS, C.A. (1971) Contrib.Mineral.Petrol., **30**:34-45.

WADA, H. & SUZUKI, K. (1983) Geochim.Cosmochim.Acta, **47**:697-706.

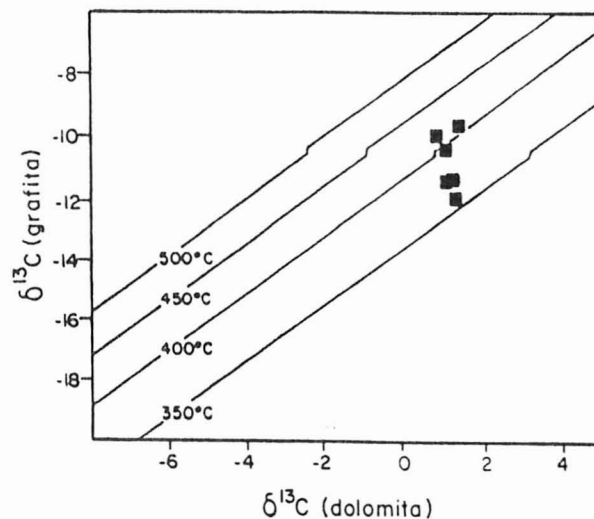


Figura 1 - Temperaturas obtidas segundo Wada & Suzuki (1983).

Tabela 1 - Composições isotópicas de oxigênio e carbono em dolomita e grafita e polítipos de grafita segundo Landis (1981). Temperaturas de pares grafita-dolomita obtidas segundo Wada & Suzuki (1983).

Amostra	Dolomita		$\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$	Grafita		Polítipo
	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$		d_{002}	h/w	
1	-2,75	+0,76	-10,1	3,377	0,65	$d_{1A}-d_2$
2	-1,30	+0,99				
3	-1,72	+1,18	-9,8	3,377	0,63	$d_{1A}-d_2$
4	-1,68	+1,04				
5			-10,2	3,376	0,50	$d_{1A}-d_2$
6			-12,0	3,368	0,65	$d_{1A}-d_2$
7			-11,3	3,381	0,75	$d_{1A}-d_2$
8	-3,58	+1,00	-11,7	3,377	0,52	$d_{1A}-d_2$
9	-1,38	+1,04				

Pares	Dolomita-Grafita		$\Delta^{13}\text{C}$	$T^{\circ}\text{C}$
	1	1	10,8	409
	3	3	10,9	405
	8	8	12,7	362
	7	9	12,4	370
	4	6	13,1	354