

Nódulos calcossilicatados zonados em mármores da região de Alvito, Alentejo (Sul de Portugal)

Zoned calc-silicate nodules in marbles from Alvito region, Alentejo (Southern Portugal)

GOMES, E. M. C. G.¹, GAMA PEREIRA, L. C.² & PINTO, A. F.³

Abstract

Calc-silicate nodules have developed metasomatic concentric zones in the Lower Cambrian metalimestones of the contact metamorphic aureole of Late Carboniferous diorites in the Alvito region, Alentejo (Southern Portugal). The zonation pattern includes: a core, characterized by a fine-grained granoblastic mosaic of diopsidic clinopyroxene, plagioclase (An_{98-96}), and retrograde prehnite, a garnet/vesuvianite zone consisting mainly of medium-grained poeciloblastic grossular and/or vesuvianite with clinopyroxene, plagioclase, and wollastonite inclusions, and a wollastonite zone consisting of wollastonite, diopside and prehnite. A prehnite zone is observed in only one nodule and contains prehnite, fluorapophyllite, quartz, hedbergitic clinopyroxene and feldspar. The mineralogical and chemical data indicate that these nodules may have formed accordingly the following stages: (i) metasomatic zones started to grow due to inter-diffusion resulting from the metamorphism of two adjacent contrasting rock types, probably thin sheet intrusions or thin levels of metavolcanics of intermediate composition in metacarbonate rocks; an early stage would be characterized by a clinopyroxene core and a wollastonite rim; (ii) garnet and vesuvianite grew after the metamorphism peak at the expense of clinopyroxene, wollastonite, and plagioclase; (iii) fluorapophyllite and prehnite define a final hydrothermal stage due to the influx of aqueous fluids enriched in fluor and potassium; (iv) the nodules are interpreted as a result of boudinage in layers or intrusions in the limestones, during the first Variscan tectonic phase (D_1), and latter softly deformed by the second Variscan phase (D_2).

Key words: calc-silicate nodules, metasomatic zones, contact metamorphism, calcitic marbles.

- (1) Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra e Centro de Geociências (GGRG). Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra, Portugal (egomes@dct.uc.pt)
- (2) Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra e Centro de Geociências (GMSG). Portugal.
- (3) Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra. Portugal.

INTRODUÇÃO

Estruturas zonadas de morfologia nodular são frequentes em rochas carbonatadas metamorizadas e assumem características particulares de escarnitos de reacção. A origem destas estruturas é atribuída à interacção de litologias distintas adjacentes, durante o metamorfismo termal, em especial, de cherte nodular primário com dolomia ou calcário hospedeiro (JOESTEN, 1974; PUGA & FONTBOTÉ, 1980; HOERSCH, 1981; HOLNESS, 1997) e de filões máficos em rocha metacarbonatada (HOLNESS, 2000). De acordo com a natureza da rocha hospedeira, calcário ou dolomia, os padrões de zonamento normalmente referidos para o primeiro caso incluem, do núcleo para o bordo: volastonite espurrite tileíte calcite e diópsido forsterite+calcite dolomite, respectivamente.

O presente trabalho pretende contribuir para a caracterização dos padrões de zonamento metassomático exibidos em nódulos calcossilicatados, intercalados em mármore calcítico da região de Alvito, e para a compreensão da sua origem.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A localidade de Alvito situa-se no distrito de Beja (Alentejo, Sul de Portugal), 35 km a sul da cidade de Évora e 55 km a norte da cidade de Beja.

A região é caracterizada por uma megaestrutura em antifforma, com uma orientação N-S, representada pela Serra de Alvito - Viana do Alentejo. O flanco oeste desta estrutura é inverso, falhado e cavalgante para oeste (CARVALHOSA, 1983; FONSECA, 1995, 1997).

No sector estudado, individualizam-se as seguintes unidades litológicas (figura 1):

- Micaxistos e quartzitos negros da Formação de Águas de Peixe (Série Negra), do Precâmbrico superior, gnaisses de idade incerta, que representam, segundo CARVALHOSA (1983-85) e GOMES (2000), metavulcanitos ácidos do Proterozóico ou, segundo FONSECA (1995), granitos sin-fase D₁, aflorantes no núcleo da antifforma;

- Calcários e calcários dolomíticos siliciosos metamorizados, do Câmbrico Inferior;

- Rochas calcossilicatadas:

- Horizonte(s) de cherte, provavelmente equivalente(s) do nível sílico-ferruginoso (OLIVEIRA, 1984; CARVALHOSA *et al.*, 1987), que marca a discordância com lacuna estratigráfica do Câmbrico Médio e Superior na região;

- Dioritos e quartzo-dioritos do Complexo Gabrodiorítico de Cuba (ANDRADE *et al.*, 1992), com idades K-Ar, para a anfíbola e biotite, compreendidas entre 338 e 325 Ma.

As rochas dioríticas e quartzo-dioríticas contactam, a ocidente e a sul, com os calcários e calcários dolomíticos metamorizados, sendo os limites entre estas duas unidades de natureza tectónica. Na sequência do metamorfismo termal imposto pelos dioritos originaram-se mármore calcítico, mármore calcítico-dolomítico ou dolomítico-calcítico e rochas calcossilicatadas. A auréola de contacto não se harmoniza com os limites diorito-mármore, sendo, provavelmente, as rochas dioríticas não aflorantes que condicionaram a intensidade do metamorfismo de contacto na zona.

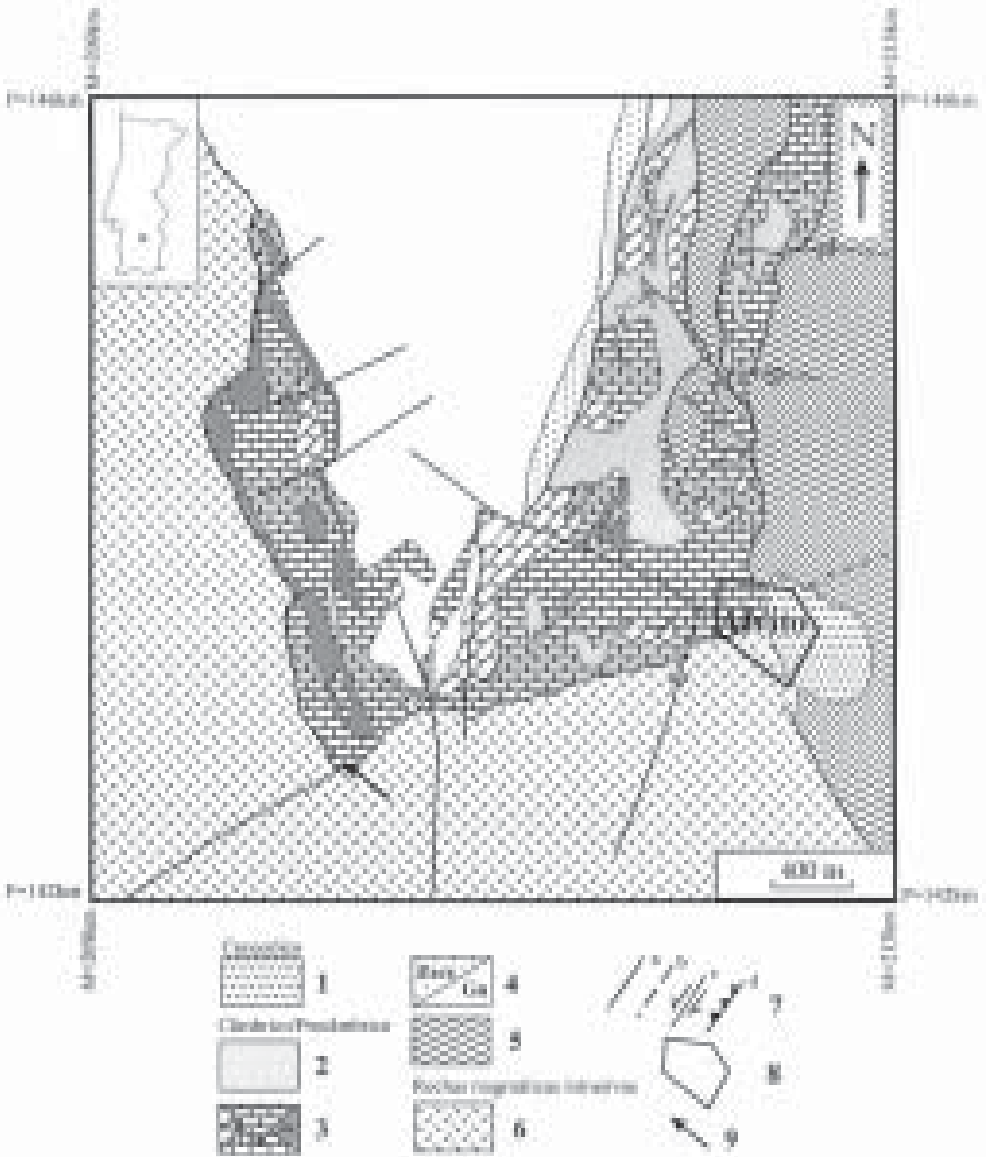


Figura 1. Mapa geológico simplificado da região estudada e sua localização no mapa de Portugal. **Legenda:** 1 - Cobertura detrítica; 2 - Nível sílico-ferruginoso; 3 - Mármore calcítico (MC), mármore dolomítico (MD), rochas calcossilicatadas (RC); 4 - Gnaisses (Gn), escarnito (Escr); 5 - Formação de Águas de Peixe (xistos e quartzitos negros do Precâmbrico); 6 - Diorito; 7 - Falhas (a: definida, b: provável, c: desligamento, d: cavalgamento); 8 - Povoação; 9 - Localização dos nódulos calcossilicatados.

As associações minerais definidas nos mármore calcíticos e dolomíticos, segundo o grau crescente de metamorfismo, são:

- a) calcite±dolomite+flogopite+quartzo e dolomite±calcite±flogopite+quartzo;
- b) calcite±dolomite+flogopite+anfíbola e dolomite±calcite+flogopite+anfíbola;
- c) calcite±dolomite+flogopite+clinopiroxena e dolomite±calcite+flogopite+clinopiroxena;
- d) calcite±dolomite+clinopiroxena+volastonite±escapolite±granada e dolomite±calcite+flogopite+clinopiroxena+forsterite±espinela (GOMES, 2000). A associação (d) indica condições da fácies granulítica.

A aplicação do geobarómetro Al na hornblenda (SCHMIDT, 1992) permitiu estimar uma pressão máxima de implantação do diorito na ordem de $4(\pm 0,6)$ kb, enquanto o intervalo de temperaturas sugerido pelo geotermómetro hornblenda-plagioclase (HOLLAND & BLUNDY, 1994) é de 726 a 821 °C (GOMES, 2000).

Nódulos calcossilicatados são frequentes no seio dos mármore da região. Mostram formas aproximadamente elipsoidais e lenticulares ou constituem bandas, localmente contínuas, que podem atingir até 2 metros de comprimento. A maioria destes níveis exibe “boudinage”. Do conjunto, identificam-se nódulos de quartzo, por vezes desenvolvendo um bordo de volastonite, que poderão constituir “boudins” de cherte ou finos níveis de arenitos siliciosos. Alguns dos nódulos observados não parecem exibir zonamento, enquanto outros mostram zonas mineralogicamente diferenciadas em amostra de mão.

Os nódulos calcossilicatados com zonamento metassomático, objecto de estudo deste trabalho, ocorrem no seio de mármore calcíticos, nas imediações do con-

tacto com os dioritos e quartzo-dioritos, na zona assinalada na figura 1. Constituem estruturas tabulares e/ou lenticulares que parecem resultar de “boudinage” em camadas mais competentes do que os níveis calcários (figura 2).

Em afloramento, regista-se a ocorrência de uma rocha intrusiva leucocrata, constituída por quartzo, plagioclase, feldspato potássico, clorite e esfena, que poderá representar o diorito consideravelmente alterado (figura 2). Note-se que aspectos de feldspatização potássica e albitização são particularmente evidentes nas proximidades do contacto diorito-escarnito.

GEOMETRIA E MINERALOGIA DO ZONAMENTO

Os nódulos calcossilicatados zonados são caracterizados por um zonamento concêntrico assimétrico, no que respeita à forma, espessura e mineralogia, definido por uma variação sistemática das associações minerais. As zonas são designadas pelo mineral diagnóstico, abundante nessa zona e ausente, ou menor, nas zonas adjacentes, sendo a sequência constituída, genericamente, por: núcleo com clinopiroxena, zona intermédia com granada e/ou vesuvianite e zona externa com volastonite (figura 3).

Núcleo

O núcleo é monomineralico a multiminerálico. Genericamente, é constituído por um mosaico granoblástico de cristais de clinopiroxena de grão fino, maioritariamente anédricos, alguma plagioclase, prenite de retrogressão da plagioclase, por vezes bastante abundante, constituindo cerca de 40% da composição modal, e esfena.

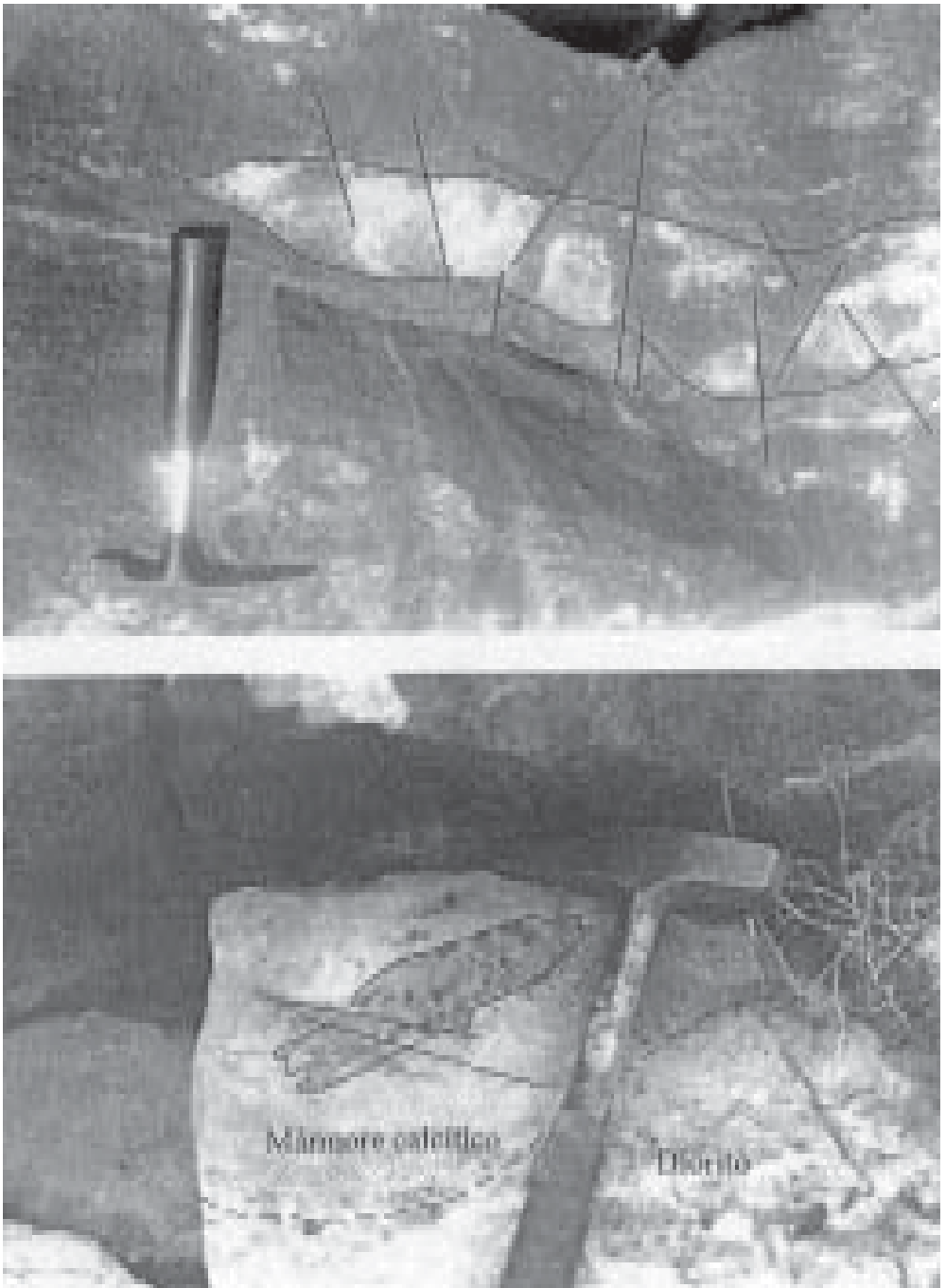


Figura 2. Aspectos de alguns nódulos calcossilicatados no seio de mármore calcítico, no afloramento.

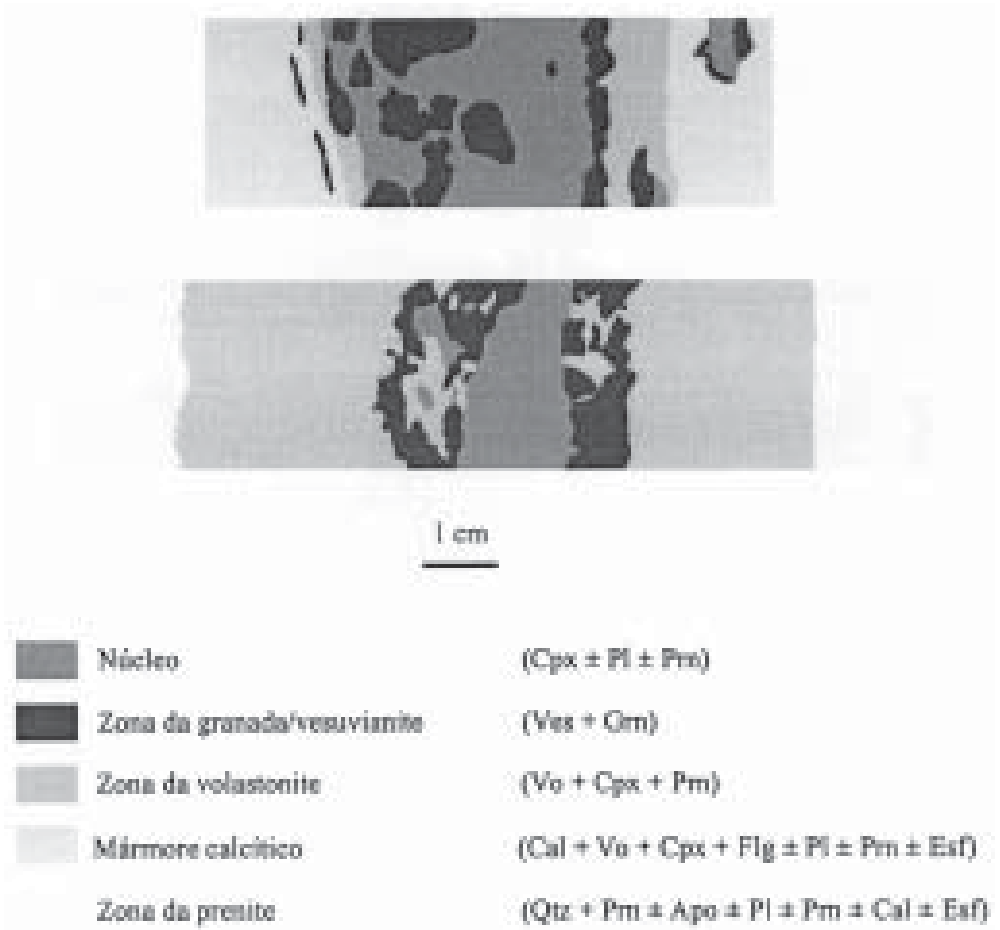


Figura 3. Distribuição zonal esquemática das associações minerais em nódulos calcossilicatados no seio de mármore calcítico da região de Alvito.

Abreviaturas usadas: Apo – apofilita; Cal – calcite; Cpx – clinopiroxena; Esf – esfena; Flg – flogopite; Gm – granada; Pl – plagioclase; Pm – prenite; Ves – vesuvianite; Vo – volastonite.

Num dos nódulos, desenvolvem-se grandes cristais de vesuvianite (1.5 x 0.5 cm), alguns alongados paralelamente ao contacto com a zona da volastonite (figura 3), com limites profundamente recortados, englobando as fases minerais circundantes.

Zona da granada/vesuvianite

A zona da granada/vesuvianite não constitui uma zona perfeitamente indivi-

dualizada entre o núcleo e a zona da volastonite, mas é definida por agregados de granada e vesuvianite, caracterizados por um aumento significativo da granulometria, que invadem a zona da volastonite e do núcleo, como já foi referido. Os porfiroblastos de granada e vesuvianite têm carácter poiciloblástico, com inúmeras inclusões de clinopiroxena, volastonite e prenite. As relações texturais entre granada e vesuvianite

parecem indicar que a última é mais tardia. Assim, são raras as inclusões de vesuvianite na granada, enquanto a primeira mostra abundantes inclusões de grãos da segunda. Admitimos que a formação da granada ocorra à custa da volastonite, clinopiroxena e plagioclase, de acordo com a reacção:

volastonite+clinopiroxena+anortite
granada+quartzo (HARLEY & BUICK, 1992). Para a vesuvianite admitimos as seguintes hipóteses:

5anortite+10volastonite+4diópsido+4H₂O
vesuvianite+11quartzo e 5grossularite+
+3diópsido+volastonite+4H₂O vesuvianite+
+quartzo (HOCELLA *et al.*, 1982).

Zona da volastonite

A zona da volastonite é constituída, para além da volastonite, por clinopiroxena, prenite, calcite e esfena. Os eixos maiores dos cristais de volastonite tendem a alinhar-se obliquamente ao limite com a zona da granada ou do núcleo, rodando para uma orientação perpendicular quando afastados destes limites. Os cristais de volastonite são subédricos e têm dimensões médias na ordem de 0.4 x 0.2 mm.

Zona da prenite

Esta zona só está representada numa das amostras e tem carácter assimétrico, no que se refere à composição mineralógica. Assim, os minerais comuns a ambas as partes são: prenite, quartzo, clinopiroxena, esfena e calcite. O carácter assimétrico da zona é conferido pela apofilita e feldspato. A primeira é restrita a uma das partes, o segundo é vestigial na metade sem apofilita.

A prenite forma agregados de grãos subédricos a anédricos e ocorre como resul-

tado da alteração dos feldspatos ou preenchendo veios. A apofilita aparece associada ao quartzo nos limites dos grãos e nas zonas de fractura.

Admitimos que esta zona possa representar rocha ígnea alterada, provavelmente diorito, que envolve por completo o nódulo.

GEOQUÍMICA DAS FASES MINERAIS

A composição química das fases minerais foi obtida por microsonda electrónica Cameca Camebax SX-50, no Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro, em S. Mamede de Infesta, tendo-se utilizado uma corrente de emissão de 20nA e um potencial de aceleração de 15kV. Os padrões usados foram: Fe₂O₃ para Fe, MnTiO₃ para Ti e Mn, MgO para Mg, andradite para Si e Ca das clinopiroxenas e granadas, albite para Na, ortoclase para Al, K e Si e fluorapatite para F.

Nas tabelas 1, 2 e 3 apresentam-se análises químicas das fases minerais constituintes dos nódulos estudados e respectivas fórmulas estruturais.

As clinopiroxenas têm composição relativamente homogénea em cada zona e entre as zonas, com excepção das piroxenas da zona da prenite (figura 4). As variações da composição, relativamente aos extremos diópsido (Di), hedembergite (Hd) e volastonite (Vo), podem descrever-se da seguinte forma:

Di_{33.1}Hd_{15.8}Vo_{51.1} a Di_{35.0}Hd_{14.1}Vo_{50.9},
no núcleo, e Di_{10.3}Hd_{38.7}Vo_{51.0} a
Di_{16.9}Hd_{32.0}Vo_{51.1}, na zona da prenite. No geral, as clinopiroxenas classificam-se como diópsido no núcleo e zona da volastonite e como hedembergite na zona da prenite. As primeiras têm composição idêntica às

Tabela 1

AMOSTRA	98	98	98	94	94	94	94	98
ZONA	núcleo	z. grn.	z. prn	núcleo	z. vo	mármore	z. vo	z. grn
	piroxena						granada	
SiO ₂	52,15	51,06	48,57	51,44	51,41	52,88	39,75	38,08
TiO ₂	0,11	0,12			0,18	0,04	0,03	0,50
Al ₂ O ₃	0,67	1,94	0,20	0,94	2,21	1,25	20,20	16,09
FeO ^t	9,68	9,28	21,16	9,42	8,72	9,06	2,33	8,72
MnO	0,11	0,24	0,53	0,29	0,19	0,71	0,34	0,47
MgO	12,44	11,89	4,62	12,33	12,19	11,03		0,11
CaO	24,98	25,06	24,07	25,17	24,82	24,62	37,42	35,32
Na ₂ O	0,09	0,13	0,12	0,09	0,15	0,36		
K ₂ O	0,01	0,03			0,01	0,01		
Total	100,24	99,75	99,27	99,68	99,88	99,96	100,07	99,29
	Nº de íões para 4 catiões e 6 Ox.						Nº de íões para 8 catiões e 12 Ox.	
Si	1,955	1,922	1,946	1,938	1,928	1,991	3,003	2,954
Al								
Al ^{IV}	0,030	0,078	0,009	0,072	0,072	0,009		0,046
Al ^{VI}		0,008			0,026	0,046	1,798	1,425
Fe ³⁺	0,061	0,074	0,109	0,090	0,048		0,147	0,562
Ti	0,003	0,003			0,005	0,001	0,002	0,029
Mg	0,695	0,667	0,276	0,692	0,681	0,619		0,013
Fe ²⁺	0,242	0,218	0,600	0,207	0,225	0,285		0,004
Mn	0,003	0,008	0,018	0,009	0,006	0,023	0,022	0,031
Ca	1,003	1,011	1,033	1,019	0,997	0,993	3,028	2,936
Na	0,007	0,009	0,009	0,007	0,011	0,026		
K		0,003						
Enstatite	34,7	33,7	13,6	34,4	24,8	32,3		
Ferrossilitite	15,3	15,2	35,7	15,2	14,3	16,0		
Volastonite	50,0	51,1	50,7	50,4	50,9	51,7		
Andradite							7,6	28,4
Pirope								0,4
Uspessartite							0,7	1,1
Crossulária							91,7	70,1

z. grn: zona da granada

z. vo: zona da volastonite

z. prn: zona da prenite

Tabela 1. Análises químicas em, % peso, e fórmulas estruturais de clinopiroxena e granada constituintes dos nódulos calcossilicatados da região de Alvito.

Tabela 2

AMOSTRA	94	94	98	94	98	94	94
ZONA	núcleo	z. vo	z. gm	z. vo	z. vo	núcleo	núcleo
	vesuvianite			volastonite		plagioclase	
SiO ₂	36,1	36,47	36,72	51,63	51,38	43,92	44,34
TiO ₂	3,08	2,16	0,84	0,01			
Al ₂ O ₃	14,71	14,82	16,09	0,01		35,36	34,87
FeOt	4,25	3,95	4,56	0,46	0,60		
MnO	0,07	0,08	0,11	0,18	0,23		
MgO	2,29	2,24	1,99	0,07	0,04		
CaO	35,28	35,96	35,78	47,62	48,17	19,55	20,26
Na ₂ O	0,05	0,05	0,04	0,01	0,01	0,47	0,20
K ₂ O	0,01	0,01			0,02	0,02	0,02
Total	95,83	95,74	96,12	99,99	100,45	99,32	99,69
	Normalização para 50 catiões			Nº de iões na base de 6 Ox.		Nº de iões na base de 32 Ox.	
Si	17,924	18,068	18,071	1,999	1,980	8,182	8,238
Al	8,608	8,653	9,332			7,764	7,635
Fe ³⁺				0,002	0,019		
Ti	1,150	0,805	0,311				
Mg	1,695	1,654	1,46	0,004	0,002		
Fe ²⁺	1,765	1,637	1,877	0,012			
Mn	0,029	0,034	0,046	0,006	0,008		
Ca	18,768	19,088	18,866	1,975	1,989	3,902	4,033
Na	0,048	0,048	0,038	0,001	0,001	0,170	0,072
K	0,013	0,013			0,001	0,005	0,005
Ortoclase						0,1	0,1
Albite						4,2	1,8
Anortite						95,7	98,1

z. gm: zona da granada

z. vo: zona da volastonite

Tabela 2. Análises químicas em, % peso, e fórmulas estruturais da vesuvianite, volastonite e plagioclase constituintes dos nódulos calcossilicatados da região de Alvito.

Tabela 3

AMOSTRA ZONA	98 z. prn			94 núcleo	98 z. vo	98 z. prn
	apofilite			prenite		
SiO ₂	51,43	51,44	51,68	43,90	43,46	42,86
Al ₂ O ₃	0,28	0,34	0,11	23,74	23,09	23,40
Fe ₂ O ₃ t				0,22	0,11	1,39
CaO	24,04	24,38	24,06	27,17	27,13	26,81
Na ₂ O	0,23	0,16	0,20			
K ₂ O	4,58	4,59	4,68			
F	2,48	3,14	2,18			
H ₂ O*	15,35	15,22	15,47			
Total	98,39	99,27	98,38			
O≡F	1,04	1,32	0,92	95,03	93,79	94,46
Total	97,35	97,95	97,46			
	Nº de iões na base de 20 Ox.			Nº de iões na base de 22 Ox.		
Si	7,931	7,848	7,983	6,076	6,096	6,032
Al	0,051	0,061	0,020			
Al ^{IV}				1,924	1,904	1,968
Al ^{VI}				1,948	1,913	1,912
Fe ³⁺				0,011	0,006	0,073
Ca	3,972	3,985	3,981	4,028	4,077	4,042
Na	0,069	0,047	0,06			
K	0,901	0,893	0,922			
Σcatiões	12,924	12,834	12,966			
F	1,209	1,515	1,065			

* calculado por estequiometria (F+OH=17)

z. vo: zona da volastonite

z. prn: zona da prenite

Tabela 3. Análises químicas, em % peso, e fórmulas estruturais de apofilite e prenite constituintes dos nódulos calcossilicatados da região de Alvito.

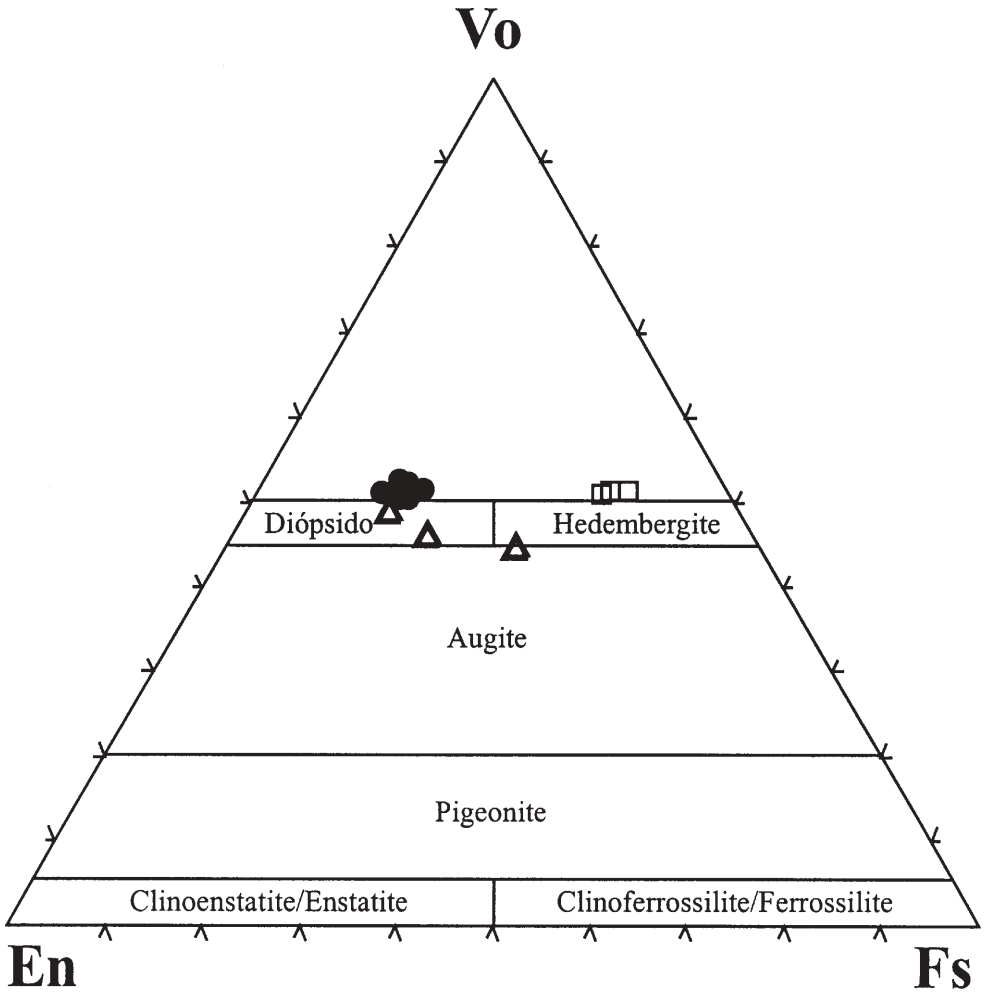


Figura 4. Projecção das piroxenas dos nódulos calcossilicatados e dos dioritos da região de Alvito no diagrama Volastonite(Vo)-Enstatite(En)-Ferrossilite(Fs), segundo MORIMOTO *et al.* (1988).

Símbolos: ↑- piroxenas do núcleo, zona da granada, zona da volastonite e mármore, h piroxenas da zona da prenite+apofilite, Δ piroxenas dos dioritos.

clinopiroxenas dos mármores calcíticos da região e as segundas são mais ferríferas que as clinopiroxenas do diorito.

Registe-se que as percentagens moleculares de volastonite são ligeiramente superiores a 50, projectando-se acima da linha diópsido-hedembergite, na figura 4. Valores da mesma ordem de grandeza são referidos por MORGAN (1975), SAUTER (1983) e HARLEY & SANTOSH (1995) em litologias idênticas. O primeiro atribui o excesso de cálcio a teores menores da molécula $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ (Ca Tschermak), que pode ser atenuado calculando a proporção desta molécula segundo o esquema de CAWTHORN & COLLERSON (1974).

As granadas são soluções sólidas grossularite(Gr)-andradite(Adr), com teores menores de espessartite (Eps) e piropo (Prp). A composição varia de $\text{Gr}_{91.7}\text{Adr}_{7.6}\text{Eps}_{0.7}$ a $\text{Gr}_{70.1}\text{Adr}_{28.4}\text{Eps}_{1.1}\text{Prp}_{0.4}$.

A plagioclase do núcleo dos nódulos calcoossilicatados tem composição de anortite (An_{98-96}).

A composição média da vesuvianite no núcleo é $(\text{Ca}_{18.77}\text{Na}_{0.05})_{\Sigma 18.8}(\text{Al}_{8.61}\text{Ti}_{1.15}\text{Fe}^{2+}_{1.77}\text{Mg}_{1.70}\text{Mn}_{0.03})_{\Sigma 13.3}\text{Si}_{17.92}(\text{O,OH,F})_{78}$ e na zona da volastonite $(\text{Ca}_{19.09}\text{Na}_{0.05})_{\Sigma 19.1}(\text{Al}_{8.65}\text{Ti}_{0.81}\text{Fe}^{2+}_{1.64}\text{Mg}_{0.165}\text{Mn}_{0.03})_{\Sigma 18.8}\text{Si}_{18.07}(\text{O,OH,F})_{78}$. As vesuvianites apresentam teores relativamente elevados de Ti (2.08 a 3.25 % peso) e F (0.85 a 2.27 % peso) o que, segundo KARWOWOSKI *et al.* (1996), é típico de vesuvianites desordenadas de alta temperatura, como as que ocorrem em rochas metamórficas calcoossilicatadas. São vesuvianites sem boro o que é indicado pelo sinal óptico negativo.

A composição da prenite mostra variações de $\text{Ca}_{4.0}(\text{Al}_{1.93}\text{Fe}^{3+}_{0.01})_{\Sigma 1.9}(\text{Al}_{1.90}\text{Si}_{6.10})_{\Sigma 8.0}(\text{O,OH})_{24}$, no núcleo e zona da volastonite, a $\text{Ca}_{4.2}(\text{Al}_{1.79}\text{Fe}^{3+}_{0.16})_{\Sigma 2.0}(\text{Al}_{2.00}\text{Si}_{6.01})_{\Sigma 8.0}(\text{O,OH})_{24}$,

na zona da prenite. Destacam-se os teores mais elevados de Fe_2O_3 total nas análises de prenite da zona da prenite, entre 3.0 e 0.58 % peso.

A composição da apofilita é também relativamente homogênea e muito próxima do termo extremo fluorapofilita.

ORIGEM DOS NÓDULOS CALCOSSILICATADOS

Transferências de massa por difusão, em resposta a diferenças de potencial químico ao longo dos limites entre litologias distintas, é o mecanismo normalmente invocado para explicar zonamentos mineralógicos desta natureza, sempre considerando que a infiltração de fluidos pode desempenhar um papel determinante.

Padrões de zonamento do tipo piroxena+plagioclase (granada (volastonite±vesuvianite (mármore calcítico ou piroxena+plagioclase (granada (mármore calcítico ou vesuvianite±granada (volastonite (mármore calcítico podem desenvolver-se como resultado da troca local de componentes entre níveis pelíticos ou siliciosos e rochas carbonatadas calcíticas. Esquemas de zonamento idênticos podem ser observados em endoscarnitos na interface de rocha encaixante cálcica.

Considerando que não existem vestígios do litótipo original na porção central dos nódulos estudados, a sequência mineralógica definida não constitui critério absoluto para estabelecer a sua origem. Assim, várias hipóteses podem ser consideradas para explicar a natureza destas estruturas: nódulos de cherte, níveis pelíticos e diques de metavulcanitos de carácter intermédio/básico.

Nódulos de cherte são comuns no seio dos mármore calcíticos e dolomíticos da região ocorrendo, no primeiro caso, substituídos total, ou parcialmente, por volastonite e, no segundo, por clinopiroxena ou anfíbola cálcica. Níveis de natureza pelítica não foram registados nas rochas metacarbonatadas siliciosas da zona. Diques de rochas máficas mostrando “boudinage” são referidos no seio dos mármore, em algumas pedreiras da região (FONSECA, 1995, 1997).

As evidências de campo sugerem alguma afinidade entre os nódulos calcossilicatados e os “boudins” de rocha máfica. Por isso, consideramos a possibilidade de estas estruturas constituírem intrusões tabulares e/ou lenticulares ou níveis de vulcanitos interstratificados nas rochas carbonatadas, provavelmente de composição intermédia. Teores mais elevados de sílica justificarão melhor a formação de uma zona de volastonite com 2 a 3 cm de espessura.

CONCLUSÕES

Os dados disponíveis permitem traçar uma sequência provável de estádios de formação dos nódulos calcossilicatados zonados da região de Alvito:

1. As zonas metassomáticas são contínuas em torno dos “boudins”, indicando que o episódio de deformação que originou a extensão e “boudinage” é contemporâneo ou anterior aos processos responsáveis pela formação do zonamento;

2. O desenvolvimento das zonas de reacção relacionar-se-á com o metamorfismo induzido pelos dioritos, envolvendo transferência de elementos, por difusão, entre a rocha carbonatada e a rocha magmática; na fase inicial ter-se-ão formado o núcleo de clinopiroxena e o bordo de volastonite;

3. Granada e volastonite crescem após o pico do metamorfismo; as relações texturais parecem indicar que a última é mais tardia; a formação da granada e vesuvianite parece ocorrer à custa da volastonite, clinopiroxena e plagioclase;

4. A abundância de fases hidratadas tardias, como fluorapofilita e prenite, marca um estágio final de alteração hidrotermal, com injeção de fluidos ricos em água, flúor e potássio.

Em conclusão, os padrões de zonamento observados nos nódulos calcossilicatados da região de Alvito podem ser explicados por processos metassomáticos, envolvendo difusão e infiltração de fluidos magmáticos em corpos mais competentes “boudinados” pela deformação regional Varisca (D_1) do conjunto e, posteriormente, retomados e retocados pela segunda fase Varsica (D_2).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Prof. Doutor A. A. Soares de Andrade (Universidade de Aveiro) os comentários e as sugestões ao manuscrito original.

Recibido: 9-5-2004

Acceptedo: 2-8-2004

REFERÊNCIAS

- ANDRADE, A. A. S., ANTUNES, M. T., ARAÚJO, A., CASTRO, P., CARVALHO, D., CARVALHOSA, A., DIAS, R., FEIO, M., FONSECA, P., MARTINS, L., OLIVEIRA, V., PAIS, J., PIÇARRA, J. M., RAMALHO, M., ROCHA, R., SANTOS, J. F., SILVA, J. B., SILVEIRA, A. B. & ZBYSZEWSKI, G. (1992). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000. Notícia explicativa da folha 8*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 91 pp.
- CARVALHOSA, A. (1983). Esquema geológico do Maciço de Évora. *Comum. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 69: 201-208.
- CARVALHOSA, A. (1983-85). Sobre os gnaisses leptiniticos da faixa de Escoural-Alvito (Alentejo) – Nota preliminar. *Bol. Soc. Geol. Portg.*, Lisboa, 24: 213-218.
- CARVALHOSA, A., GONÇALVES, F. & OLIVEIRA V. (1987). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 36-D (Re-dondo)*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 63 pp.
- CAWTHORN, R. G. & COLLERSON, K. D. (1974). The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Am. Mineral.*, 59: 1203-1208.
- FONSECA, P. E. (1995). *Estudo da sutura varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo*. Universidade de Lisboa. 325 pp. (Tese de doutoramento).
- FONSECA, P. E. (1997). Domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena e limites com a Zona Sul Portuguesa: metamorfismo de alta pressão relacionado com a Sutura Varisca Ibérica. In: ARAÚJO, A. A. & PEREIRA, M. F. (eds). *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico), Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*. Universidade de Évora. pp. 133-168.
- GOMES, E. M. C. (2000). *Metamorfismo de rochas carbonatadas siliciosas da região de Alvito (Alentejo, Sul de Portugal)*. Universidade de Coimbra. 240 pp. (Tese de doutoramento).
- HARLEY, R. I. & SANTOSH, M. (1995). Wollastonite at Nuliyam, Kerala, southern India: a reassessment of CO₂-infiltration and charnockite formation at a classic locality. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 120: 83-94.
- HARLEY, S. L. & BUICK, I. S. (1992). Wollastonite-scapolite assemblages as indicators of granulite pressure-temperature-fluid histories: the Rauer Group, East Antarctica. *J. Petrol.*, 33: 693-728.
- HOCELLA, M. F. Jr., LIOU, J. G., KRESKINEN, M. J. & KIM, H. S. (1982). Synthesis and stability relations of magnesium idocrase. *Econ. Geol.*, 77: 798-808.
- HOERSCH, A. L. (1981). Progressive metamorphism of the chert-bearing Durness limestone in the Beinn an Dubhaich aureole, Isle of Skye, Scotland: a re-examination. *Am. Mineral.*, 66: 491-506.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116: 433-447.
- HOLNESS, M. B. (1997). Geochemical self-organization of olivine-grade contact metamorphosed chert nodules in dolomite marble, Kilchrist, Skye. *J. metamorphic Geol.*, 15: 765-775.
- HOLNESS, M. B. (2000). Metasomatism and self-organization of dolerite dyke-marble contacts: Beinn an Dubhaich, Skye. *J. metamorphic Geol.*, 18:103-118.
- JOESTEN, R. (1974). Local equilibrium and metasomatic growth of zoned calc-silicate nodules from a contact aureole, Christmas Mountains, Big Bend region, Texas. *Am. J. Sci.*, 274: 876-901.
- KARWOWOSKI, L., KRACZKA, J., PIECZKA, A. & ZABINSKI, W. (1996). Vesuvianite from the Garby Izerskie Mt., Lower Silesia, Poland. *Mineral. Polonica*, 27: 23-30.
- MORGAN, B. (1975). Mineralogy and origin of skarns in the Mount Morrison Pendant, Sierra Nevada, California. *Am. J. Sci.*, 275: 119-142.
- OLIVEIRA V. (1984). Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, Porto, 26: 103-126.
- PUGA, E. & FONTBOTÉ, J. M. (1980). Zoned silicate nodules in brucite marble Santa Olalla, western Sierra Morena, Spain. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 60: 69-80.
- SAUTER, P. C. C. (1983). Metamorphism of siliceous dolomites in the high-grade precambrian of Rogaland, SW Norway. *Geologica Ultraiectina*, 32: 143 pp.
- SCHMIDT, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110: 304-310.