

MODIFICAÇÕES METASSOMÁTICAS DAS ROCHAS MILONITIZADAS DO COMPLEXO ULTRAMÁFICO DO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO, ATLÂNTICO EQUATORIAL

^(1,*) Campos, T.F.C.; ⁽¹⁾ Virgens Neto, J.; ⁽²⁾ Amorim, V. A.; ⁽²⁾ Hartmann, L.A.; ⁽¹⁾ Petta, R.A.

⁽¹⁾ Departamento de Geologia (PPGEO)-CCET/UFRN. Caixa Postal 1639, 59.090-972 Natal, RN.

⁽²⁾ Instituto de Geociências da UFRGS, Av. Bento Gonçalves 9.500, 91501-970 Porto Alegre, RS

*: e-mail: tcampos@geologia.ufrn.br.

ABSTRACT

The St. Peter and St. Paul Archipelago is located close to the St. Paul Fracture (0°55'10"N, 29°20'33"W). It is formed by ultrabasic mylonite rocks (lherzolite and kaersutite-rich alkaline plutonic rocks). The mylonites were later serpentized by pervasive hydrothermal fluid during later tectonic movements. The mass-balance calculations show that early mylonitization did not change significantly the major element peridotitic composition, while later serpentization caused losses in SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, NiO, MnO, MgO, and gains in Fe₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, LOI. The gains in CaO, Na₂O and K₂O are not consistent with serpentization process, but with kaersutite presence, associated to early metasomatism of the mantle. The P₂O₅ enrichment is due to weathering and guano decomposition.

RESUMO

O Arquipélago de São Pedro e São Paulo é um complexo ultrabásico milonitizado (lherzolito e rochas alcalinas quersutíticas), que se situa próximo à fratura de São Paulo (0°55'10"N, 29°20'33"W). Estes milonitos foram posteriormente serpentizados por fluidos hidrotermais durante movimentos tectônicos tardios. Os cálculos de balanço de massa demonstram que a milonitização inicial não alterou significativamente a composição peridotítica, Enquanto a serpentização tardia causou perdas em SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, NiO, MnO, MgO, e ganhos em Fe₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, LOI. Os ganhos em CaO, Na₂O e K₂O não são condizentes com a serpentização, mas com presença do quersutita, associada ao metasomatismo mantélico. O enriquecimento P₂O₅ é devido à meteorização e à decomposição de guanos.

INTRODUÇÃO

O arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP) é um complexo ultramáfico situado no Atlântico Norte equatorial (Figura1). A região do arquipélago de São Pedro e São Paulo é tectonicamente ativa, e a sua formação foi controlada tanto pelas movimentações de falhas e de um conjunto de fraturas associadas, como pela expansão diapírica do manto oceânico, o que sugere que este complexo foi encaixado tectonicamente no estado sólido na crosta oceânica (Hekinian *et al.*, 2000; Bonatti, 1976, 1978), isto é o ASPSP seria uma protrusão, considerando-se a definição de Lockwood

(1971), concomitantemente com a sua milonitização (Melson *et al.*, 1967, 1972). A milonitização que transformou as rochas ultramáficas do ASPSP não foi acompanhada pelo processo de serpentização, pois este último processo frequentemente cruza a foliação milonítica destas rochas, o que sugere que a serpentização encontra-se associada a movimentos tectônicos tardios (Wisseman, 1966).

O processo que transforma a composição química original de um mineral por outro, de diferente composição química, através das reações provocadas pela presença de material

proveniente de fontes externas, nomeadamente os fluidos terrestres, foi designado originalmente de metassomatismo por C. F. Naumann (*in* Barth, 1978). Conseqüentemente este processo será responsável pela formação de alguns tipos de rochas. A sua origem é difícil de se estudar, pois é necessária a caracterização: i – do agente metassomático, muito em particular dos fluidos envolvidos no processo; ii – da composição da rocha original que sofreu ação do metassomatismo; iii – da composição da rocha metassomatizada; iv – das reações metassomáticas que ocorreram durante o processo; v – do tipo de metassomatismo (*cripto* ou modal); v – do mecanismo que efetuou a transformação (difusão intragranular e/ou transporte por solução); vi – da magnitude do processo (Phillips & Hess, 1936; Korzhinskii, 1970; Brady, 1977). Os peridotitos mantélicos são fragmentos do manto expostos e serpentinizados durante a formação e expansão da crosta oceânica. Grandes áreas do manto oceânico são encontradas nos mais variados ambientes tectônicos, tais como, zonas de fraturas; *rifts*; falhas transformantes, tanto em zonas de expansão rápida como nas lentas (Melson et al., 1967; Bonatti, 1978; Dick, 1989; Tucholke & Lin, 1994; Cannat, 1993; Cannat & Seyler, 1995; Lagabrielle et al., 1998). Uma das características que mais chama atenção nestes peridotitos abissais é o seu grau de alteração, que os torna as rochas mantélicas mais alteradas rotineiramente estudadas (Snow & Dick, 1995). Conseqüentemente é preciso muito cuidado quando se avalia a composição química dos peridotitos oceânicos, visto que, geralmente, eles se encontram serpentinizados ou alterados por fluidos hidrotermais derivados da interação da água do mar com magmas basálticos e rochas gabróicas (Alt & Shank, 2003). O processo de serpentinização destas rochas pode ocorrer em um grande intervalo de temperatura, desde os 30° C até valores superiores a 500° C (Bonatti et al., 1984). Estes processos de alteração podem ainda provocar a mobilização de diferentes *ions* (Seyfried & Dibble, 1980; Seyfried et al., 1984; Burgath et al., 1997; Werner & Pilot, 1997; Stephens, 1997; Von Damm, 1995; Snow & Dick, 1995), tais como: Si, Mg, Ca, Fe, B, Na, K, S, Ba, Cs, Li, Sr, e terras raras leves.

Neste trabalho apresenta-se um estudo de balanço de massa dos processos

metassomáticos associados à milonitização e serpentinização das rochas ultramáficas que constituem o ASPSP.

GEOLOGIA

Ao nível de afloramento da parte emersa a porção noroeste da ilha Belmonte (Figura 1) é constituída por uma rocha afanítica, maciça, homogênea, dureza elevada, com coloração branca acinzentada a cinza-verdoengo, diaclasada. Enquanto a porção sudeste da ilha Belmonte e as restantes ilhas são essencialmente constituídas por uma rocha afanítica, heterogênea, dureza baixa, com coloração bastante variada, desde branca acinzentada e/ou cinza-verdoengo a marrom avermelhada até uma mistura entre estas colorações, diaclasada. A rocha homogênea corresponde a um peridotito milonitizado (Melson et al., 1967 e 1972), enquanto a rocha heterogênea corresponde a uma trama entre a fase milonítica e a fase serpentinizada, onde a fase serpentinizada desenvolve-se a partir do padrão do microdiaclasamento e a custa da fase milonítica, até consumo total desta última fase. Na ilha Sudeste e mais raramente na porção sul da ilha Belmonte ocorre, ainda como filões decimétricos e enclaves, uma rocha afanítica, maciça, homogênea, dureza elevada, de cor cinza antracita. Esta última rocha corresponde a uma rocha alcalina milonitizada (Melson et al., 1967, 1972). Salienta-se ainda que numa pequena área da porção este da ilha Sudeste ocorre ainda alternância de níveis de milonitos peridotíticos e de milonito alcalino, com dimensões milimétricas a centimétrica, entremeado paralelamente uns aos outras, por vezes com microdobramento (Melson et al., 1967 e 1972).

PETROGRAFIA

Os processos tectônicos obliteraram quase toda paragênese mineralógica original das rochas do ASPSP, inviabilizando, até o momento, a determinação de sua composição modal. A natureza plutônica original destas rochas é evidenciada pela existência de porfiroclastos elipsoidais de olivina (0,1 – 0,8 mm), piroxênios (0,5 – 1,5 mm), anfibólios (0,5 – 6 mm) e espinélios (0,1 – 0,5 mm), fortemente fragmentados e fraturados até se confundir com

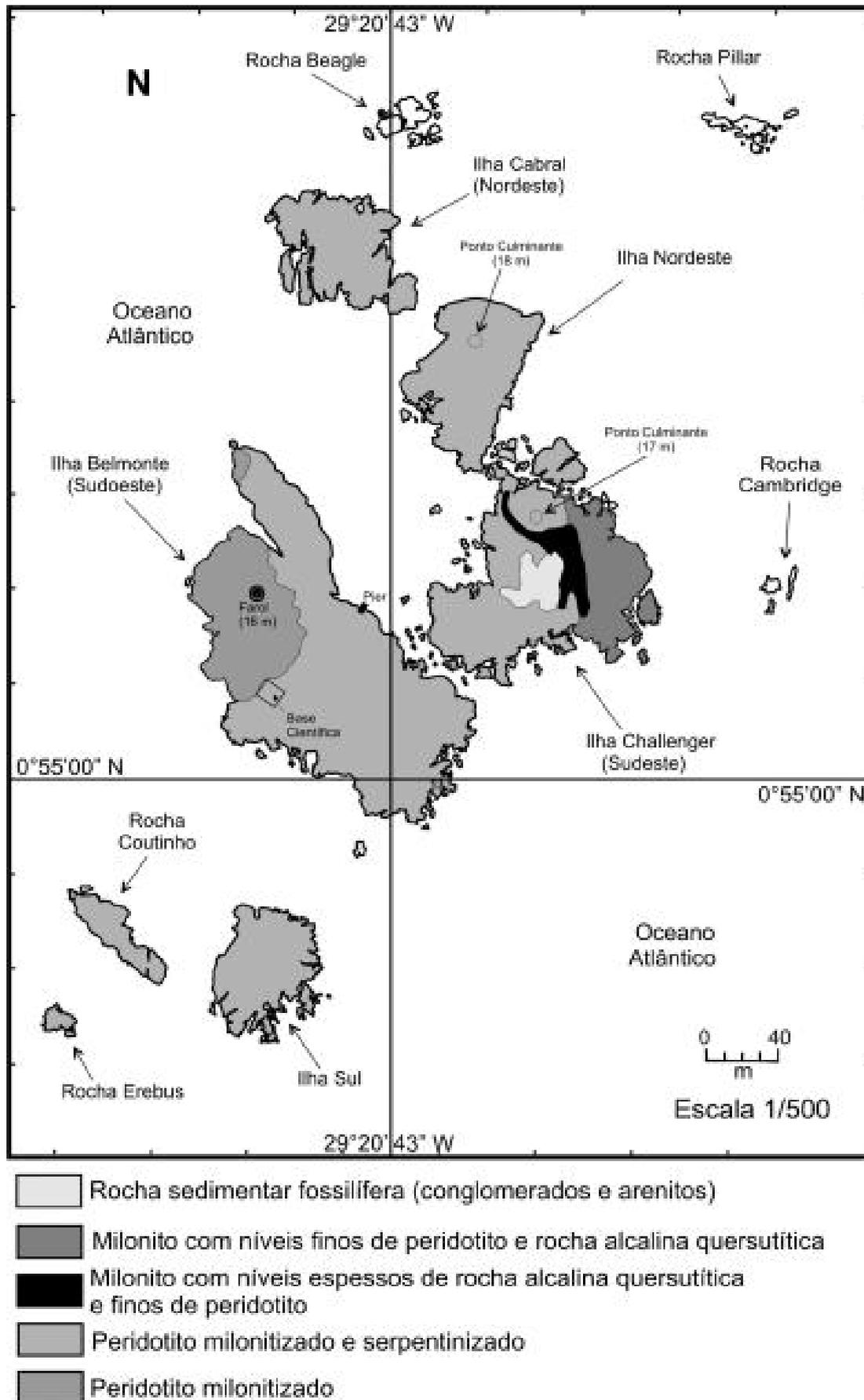


Figura 1 - Mapa geológico simplificado da área emergida do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Atlântico Equatorial.

a matriz (< 0,01 mm) de mesma composição. Isso sugere que os fenocristais originais seriam maiores, foram cominuídos e recristalizados por ação tectônica, envolvidos sinuosamente por uma fina matriz milonítica (Figura 2a, b, c, d), que por sua vez, pode aparecer com bandamento claro/escuro, de diferente granulometria, que em média varia de 0,01 a 0,02 mm, mas pode atingir 0,06 mm (Figura 3a, b). A cor escura deve-se a concentrações de minúsculos grãos de espinélio marrom, e mais raramente da magnetita proveniente do processo de serpentinização. Movimentos tectônicos posteriores a milonitização geraram ainda macro e microdiacclasamento nestas rochas (Figura 3c, d), o que permitiu mais ainda a infiltração de fluidos responsáveis pela serpentinização (Figura 3e, f). Este processo de serpentinização não foi uniforme, e gerou rochas com diferentes graus de serpentinização, desde o incipiente até o elevado. Por vezes, é possível ainda se identificar uma orientação na matriz, que dada pelo eixo maior dos grãos mais elipsoidais, que se dispõem

paralelamente ao eixo maior dos porfiroclastos, principalmente os de olivina [(100)?] (Figura 2b). Esta feição se encontra refletida nos planos preferenciais de fissuração apresentados por algumas amostras de mão. Além disso, pode-se ainda associar a este sistema de fissuração preferencial o bandamento microscópico e a serpentinização incipiente que estas amostras possuem (Figura 3e, f).

Melson et al. (1972) considerou que estes milonitos apresentam uma história complexa, e que só parcialmente pode ser revelada petrograficamente. Apesar das dificuldades estes autores conseguiram definir três paragêneses sequencialmente formadas, que se re-equilibraram durante a diminuição da temperatura e pressão, a saber: i- Paragênese primária (P), corresponderia aos porfiroclastos deformados e mais raramente seus correspondente matriciais; ii- Paragênese recristalizada a alta temperatura (R), corresponderia aos minerais não deformados, que

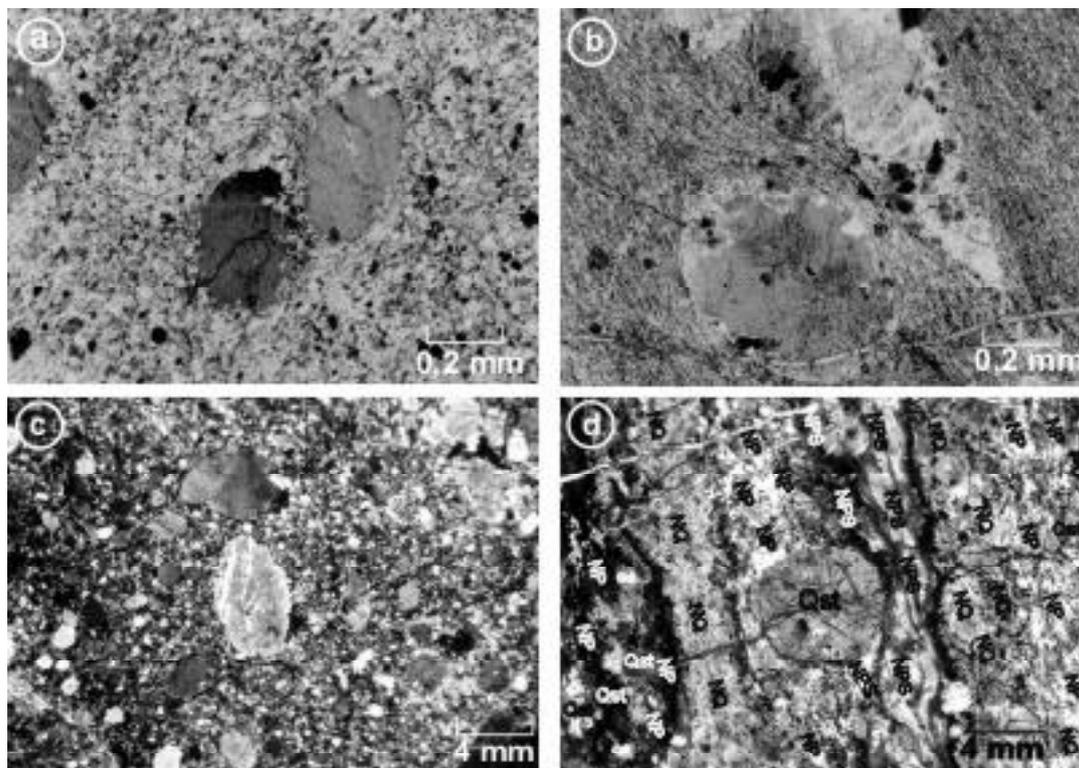


Figura 2 - Microfotografias das rochas do ASPSP: a- Milonito peridotítico com porfiroclastos de olivina envolvidos pela matriz milonítica. Salienta-se a existência de pequenos clastos de olivina derivados e a volta do porfiroclasto. Os grãos negros são de espinélios (nicóis x); b- Milonito peridotítico com porfiroclastos de enstatita (superior) e de olivina (inferior). Os grãos negros são de espinélios. Salienta-se a textura de "fluxo" na matriz milonítica (nicóis x); c- Milonito quersutítico com porfiroclastos de quersutita (Qst) de diferentes tamanhos. Os grãos negros são de magnetita (nicóis X); d- Milonito bandado, cuja matriz é formada pela alternância de níveis de quersutita + magnetita e de peridotito serpentinizado. Salienta-se a existência de porfiroclastos de quersutita no seio das bandas peridotítica (nicóis //). NQ: níveis quersutíticos; NP: níveis peridotíticos; NPS: níveis peridotíticos serpentinizados.

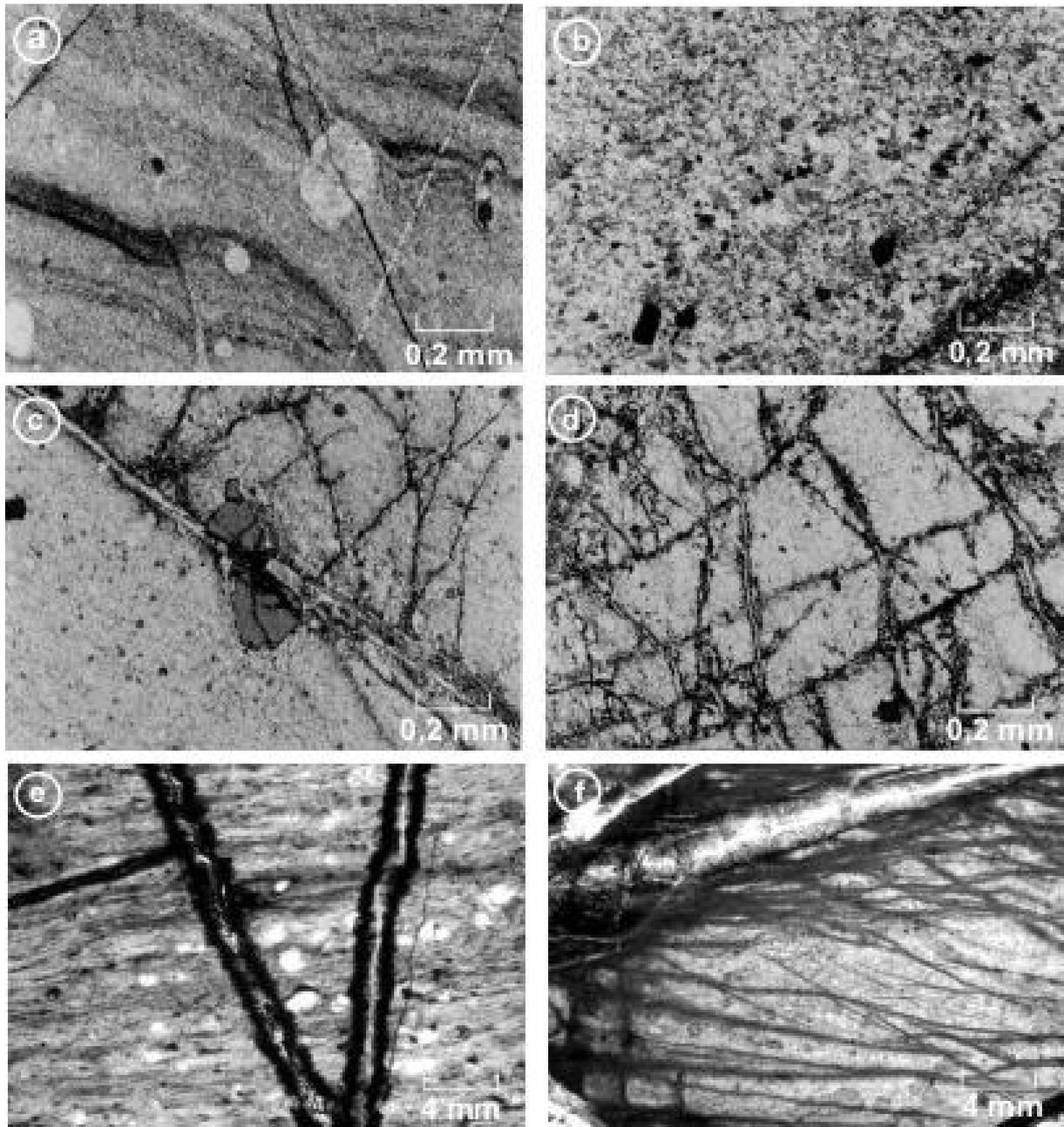


Figura 3 - Microfotografias das rochas do ASPSP: a- Milonito peridotítico apresentando uma matriz bandada devido à variação da cor dos grãos entre o claro e escuro. Salienta-se os diferentes tamanhos dos porfiroclastos de olivina (nicóis x); b- Milonito peridotítico com matriz bandada devido à variação na granulometria. Os grãos negros são de espinélios (nicóis x); c- Milonito peridotítico microdiacclasado, com porfiroclasto e vários grãos menores de espinélio cromífero. Chama-se a atenção ao rejeito apresentado pela fraturação do porfiroclasto de espinélio (nicóis //); d- Microdiacclasamento no milonito peridotítico, com microclastos de olivina e espinélio, por vezes com preenchimento de carbonato nas microfissuras (nicóis //); e-, f- Avanço da serpentinização no milonito peridotítico a partir das microfissuras (nicóis //).

refletiriam tanto uma cristalização contínua durante a milonitização, como a sua neoformação (N) após este processo; iii- Paragênese secundária de baixa temperatura (S), corresponderia aos minerais associados a processos pós-milonitização, tais como a serpentinização e a halmirólise (e.g.: serpentina e zeólitos). Por conseguinte, os milonitos peridotíticos do ASPSP possuem a seguinte mineralogia: olivina- >90% (P e R), piroxênio- < 10% (P e R), espinélios- <10% (P), anfibólio

pargasítico- <10, flogopita- <10% (P e R), carbonato e sulfuretos- <1% (R?), e mais raramente plagioclásio- <1% (R?) e quersutita (P e R). Enquanto o milonito alcalino apresenta-se com quersutita- >90% (P e R), dashquesanita- < 1% (R), titanobiotita- <1% (R), escapolita- <10% (N), analcita- <10% (N), natrolita- <10% (S?), alanita- <1% (P), zircão- <1% (P), e mais raramente matéria criptocristalina ou vítrea (pseudotaquilito?).

Com base na composição química e mineralógica Melson *et al.* (1972) dividiu as rochas miloníticas do ASPSP em três grupos:

1- Quando há o predomínio de porfiroclastos de olivina sobre os de piroxênios e anfibólios, o protolito seria de composição peridotítica (lherzolito espinélico);

2- Quando há o predomínio dos plagioclásios e piroxênios, o protolito seria de composição gabro-olivínica;

3- Quando a rocha é constituída essencialmente por anfibólio quersutítico, o protolito seria de composição ultrabásica alcalina.

Salienta-se que a existência do grupo 2 foi baseada em duas amostras, uma encontrada na ilha Sudeste em cima de seu ponto culminante, que possui uma área *circa* 0,8 m² e uma outra que foi dragada em um dos flancos do arquipélago (Melson *et al.*, 1967 e 1972). Dada à raridade deste grupo, coletaram-se na mesma área do pico da ilha Sudeste quatro amostras, de

onde foram confeccionadas 12 lâminas delgadas, em cujo estudo petrográfico não foi possível identificar os plagioclásios porfiroclásticos e matriciais, referidos pelos citados autores.

GEOQUÍMICA

Devido à situação peculiar do ASPSP a coleta de rochas foi efetuada a cerca de 10 a 15 cm abaixo da crosta dos afloramentos, no intuito de se eliminar os efeitos da água do mar e da decomposição dos guanos (Flicoteaux & Melfi, 2000; Harris, 1985). As composições químicas representativas das rochas ultrabásicas do ASPSP, obtidas por análise de fluorescência de raios X efetuada nos laboratórios da ALS Chemex-Canadá (precisão para os elementos maiores estimada em $\pm 1\%$) são dadas na Tabela 1.

Nesta tabela também são dadas às composições do *Off-Craton Lherzolite* (McDonough, 1994) e dos Lherzolitos espinélicos Continental e Oceânico (Maaløe & Aoki, 1977), bem como a densidade média das medições efetuadas em água, usando-se um picnômetro, das amostras utilizadas neste estudo.

Tabela 1 - Composições químicas de amostras selecionadas dos milonitos peridotíticos do ASPSP.

Litotipo	Belmonte			Nordeste	Sudeste						D	E	F
	A	B	B	B	B	B	B	B	B	C			
SiO ₂	43,94	38,52	35,84	44,47	44,04	42,58	41,48	37,65	42,96	37,46	44,60	44,65	44,20
TiO ₂	0,06	0,04	0,03	0,07	0,83	0,83	0,12	0,04	0,83	5,11	0,09	0,16	0,13
Al ₂ O ₃	2,20	1,91	1,31	2,33	4,32	3,92	2,51	1,30	4,88	14,52	2,27	2,46	2,05
Cr ₂ O ₃	0,38	0,30	0,22	0,34	0,26	0,28	0,22	0,23	0,26	0,02	0,39	0,42	0,44
Fe ₂ O ₃	1,84	3,88	3,24	1,13	1,88	2,32	4,11	3,94	1,93	1,96	-	-	-
FeO	7,06	4,39	3,81	7,32	7,09	6,59	4,60	4,45	7,13	8,96	8,22*	8,14*	8,29*
NiO	0,31	0,27	0,35	0,15	0,10	0,14	0,14	0,15	0,11	0,01	0,27	0,26	0,28
MnO	0,15	0,14	0,11	0,15	0,15	0,16	0,14	0,16	0,15	0,10	0,14	0,16	0,13
MgO	41,94	37,36	34,12	41,70	35,90	35,55	38,58	36,05	33,01	13,12	41,46	40,94	42,21
CaO	1,30	5,74	6,67	1,67	4,02	2,81	1,40	2,10	4,67	12,42	2,29	2,42	1,92
Na ₂ O	0,14	0,16	0,27	0,14	0,44	0,30	0,25	0,10	0,44	2,10	0,21	0,29	0,27
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,04	0,21	0,13	0,06	0,03	0,23	1,20	0,02	0,09	0,06
P ₂ O ₅	0,02	0,67	0,44	0,03	0,05	0,13	0,03	0,18	0,09	0,91	0,03	0,02	0,03
Cl	0,07	0,08	0,09	0,11	0,27	0,33	0,79	0,68	0,99	0,88	-	-	-
LOI	0,64	6,75	13,65	1,08	1,04	4,57	6,28	13,49	3,00	1,25	-	-	-
Total	100,05	100,23	100,17	100,74	100,61	100,63	100,71	100,55	100,67	100,03	91,78	100,00	100,01
d (g/cm ³)	3,312	2,925	2,474	3,185	3,207	3,145	2,899	2,073	2,818	2,940	3,336	3,358	3,360
Mg#	0,83	0,83	0,84	0,83	0,80	0,80	0,82	0,82	0,79	0,55	0,83	0,83	0,84

A: Peridotito não serpentinizado; B: Peridotito serpentinizado; C: Milonito Bandado. *: FeOTotal; M#: MgO/(MgO+FeOT); d: Densidade em g/cm³, D: Off-Craton Lherzolite (McDonough, 1994); E: Lherzolito continental e F: Lherzolito oceânico (Maaløe & Aoki, 1977).

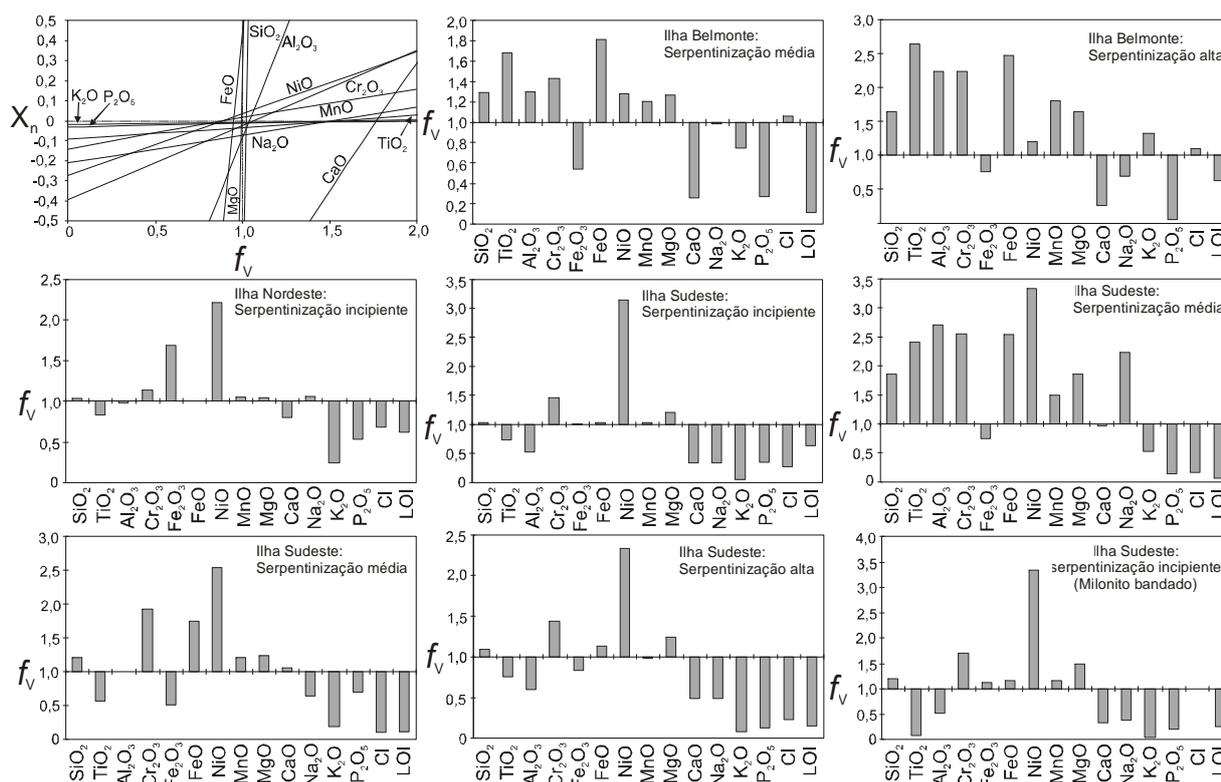


Figura 4 - a: Diagrama de composição-volume comparando a composição teórica do Off-craton Lherzolito (McDonough, 1994) com o milonito peridotítico menos alterado da Ilha Belmonte. **b, c, d, e, f, g, h, i, j:** Variação de fator volume (f_v) considerando o balanço de massa nulo (X_n) para rochas do ASPSP com diferentes graus de serpentinização.

Antes de cada medição, as amostras de rocha foram desgaseificadas em água por 2 horas. Cada medida foi repetida no mínimo três vezes, estimando-se uma incerteza de $\pm 0,01 \text{ g.cm}^{-3}$. Contudo, para o *Off-Craton Lherzolite* e os Lherzolitos espinélicos Continental e Oceânico usou-se a densidade teórica estimada para estes tipos de rochas.

Durante o processo metassomático é de se esperar que algum componente químico apresente-se relativamente imóvel, isto é, não existe adição ou subtração deste elemento químico na rocha durante o processo metassomático (Gresens, 1967). Esta imobilidade química pode ser usada para se avaliar a variação de massa ou de volume, a partir da variação composição-volume definida pela equação $X_n = [f_v(g_A/g_I)C_n^A - C_n^I]$, onde X_n = perda ou ganho em determinado elemento n ; f_v = fator da variação de volume; g_I = densidade da rocha inicial ou não alterada, e g_A = densidade da rocha alterada, C_n^A = teor do elemento n na rocha alterada e C_n^I = teor do elemento n na rocha inicial. Atribuindo-se valores a f_v é possível construir-se o diagrama de variação f_v versus X_n

para todos os elementos químicos considerados. Neste tipo de diagrama quando as intersecções das retas f_v para cada elemento (n) com a reta de $X_n =$ zero ocorrem próximas a um valor comum de f_v sugerem um fator volume médio que ocorreu durante o processo metassomático, e ainda que este grupo de elementos foram relativamente imóveis durante o processo. Quando $f_v = 1$, o processo de substituição é isovolumétrico, se $f_v < 1$, o processo de substituição se deu por perda de volume, e se $f_v > 1$ o processo de substituição ocorreu com ganho de volume. Para avaliar se o peridotito homogêneo do ASPSP não sofreu modificações durante o seu posicionamento, concomitantemente a sua milonitização, comparou-se a sua composição com a do *Off-Craton lherzolite* de McDonough (1994) segundo o método de Gresens (Figura 4a). É notório o fato de as retas do Si, Ti, Al, Cr, Fe, Ni, Mn, Mg, Na, cruzarem a linha f_v entre 0,89 e 1,53, o que sugere que as perdas ou ganhos nestes elementos foram praticamente nulas. Isto significa que estes elementos permaneceram praticamente imóveis. Enquanto houve remoção de Ca, K e P, pois as suas retas f_v cruzam a linha

$X_n = 0$, respectivamente em 1,78; 2,04 e 1,91. Se forem desprezados os valores de Na, K e P, visto que os seus teores estão próximos do limite de detecção, e se admitimos que os valores de Ca sejam similares aos apresentados por Maaløe & Aoki (1977) para a média do lherzolito espinélico oceânico (Tabela 1), podemos considerar que o peridotito milonitizado (lherzolito espinélico) do ASPSP não sofreu alteração significativa em termos de elementos maiores, e que sua composição química pode ser considerada próxima da primária. Partindo deste pressuposto, comparou-se então esta composição com às dos milonitos peridotíticos serpentinizados existentes no ASPSP, levando-se em conta os diferentes graus de serpentinação existentes nas amostras, inferidos pelas áreas das diferentes fases e pela quantidade de perda ao fogo, a saber: i) serpentinação incipiente: predomínio da fase milonítica sobre a fase serpentizada, $LOI < 2\%$; ii) serpentinação média: fase milonítica similar à fase serpentizada, $2\% > LOI < 8\%$; iii) serpentinação alta: predomínio da fase serpentizada sobre a milonítica, $LOI > 8\%$. Foram construídos diagramas de composição-volume, a partir dos quais se deduziu os fatores volumes que relacionam estas rochas através de sua variação de composição química e volumétrica (Figura 4). Tomando como base à

média dos fatores de volume mais próximo da unidade que se interceptam na linha $X_n = 0$, indicativo de pouca mobilidade do elemento em causa, foi calculada a variação da composição química (perda-ganho) durante o processo de serpentinação do milonito peridotíticos (Tabela 2). Neste caso, apesar da variação composição-volume ser muito pequena, há uma tendência geral de perda de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , NiO , MnO , MgO , e ganho em Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e perda ao fogo (LOI).

CONCLUSÕES

A milonitização sofrida pelas rochas ultrabásicas (peridotito lherzolítico) do ASPSP não alterou significativamente a sua composição química original. Enquanto o avanço do processo de serpentinação nestas rochas gerou a perda em SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , NiO , MnO , MgO , e ganho em Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e LOI em relação ao peridotito milonitizado. No geral, este processo não foi uniforme. Sugerimos que o empobrecimento em FeO e enriquecimento em Fe_2O_3 está relacionada com o processo de oxidação, inerente a serpentinação. Contudo, a variação apresentada pelo Al_2O_3 , TiO_2 e os ganhos em CaO , Na_2O e K_2O não se coadunam com o processo de serpentinação, mas com a

Tabela 2 - Fator Volume Médio (f_v), ganhos e perdas em g / 100 g em relação ao peridotito não serpentinado.

Litotipo	Belmonte			Nordeste	Sudeste				
	A	B	B	B	B	B	B	B	C
f_v	-	1,17	1,10	0,98	1,02	1,07	1,12	0,99	1,16
SiO_2	0,00	-4,08	-12,42	-2,13	-0,24	-0,85	-3,19	-20,63	-1,49
TiO_2	0,06	-0,02	-0,03	0,01	0,77	0,78	0,06	-0,04	0,76
Al_2O_3	2,20	-0,22	-0,63	0,00	2,09	1,77	0,26	-1,39	2,62
Cr_2O_3	0,38	-0,07	-0,13	-0,05	-0,11	-0,10	-0,16	-0,23	-0,12
Fe_2O_3	1,84	2,17	1,33	-0,78	0,02	0,50	2,19	0,60	0,06
FeO	7,06	-2,51	-3,46	-0,18	-0,02	-0,39	-2,54	-4,30	-0,01
NiO	0,31	-0,03	-0,09	-0,17	-0,21	-0,17	-0,17	-0,22	-0,20
MnO	0,15	0,00	-0,03	-0,01	0,00	0,01	-0,01	-0,05	0,00
MgO	41,94	-3,29	-11,38	-2,74	-6,32	-5,97	-4,04	-19,63	-9,32
CaO	1,30	4,64	3,40	0,28	2,69	1,55	0,08	0,00	3,32
Na_2O	0,14	0,02	-0,01	-0,01	0,30	0,17	0,11	-0,08	0,29
K_2O	0,01	0,01	0,00	0,03	0,20	0,12	0,05	0,01	0,22
P_2O_5	0,02	0,68	0,53	0,01	0,03	0,12	0,01	0,10	0,07
Cl	0,07	0,01	-0,01	0,03	0,20	0,26	0,70	0,35	0,90
LOI	0,64	6,35	4,88	0,38	0,39	3,98	5,53	7,71	2,32

A: Peridotito não serpentinado; B: Peridotito serpentinado; C: Milonito Bandado.

abundância em quersutita associada a cristalização de fluidos alcalinos. Sugere-se ainda que o enriquecimento em P_2O_5 ocorrido nas rochas mais serpentinizadas estaria associado à alteração meteórica, a partir da infiltração de água contaminada em fosfato proveniente da decomposição dos guanos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa Arquipélago da Secretária Interministerial de Recursos do Mar (SECIRM) pelo apoio logístico,

ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte e ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelas facilidades analíticas concedidas durante este trabalho de pesquisa, ao Petróleo Brasileiro (PETROBRÁS-SENPE) pelo apoio financeiro, ao colega Dr. Francisco Oliveira pelo refinamento no texto e nas interpretações, e ainda aos revisores anônimos escolhidos por esta revista, que muito contribuíram para a apresentação final deste estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALT, J. C. & SHANKS III, W. C. (2003) Serpentinization of abyssal peridotites from the MARK area, Mid-Atlantic Ridge: sulfur geochemistry and reaction modeling. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**:641-653.
- BARTH, T. F. W. (1978) Metasomatism. *In*: Daniel N. Lapedes (Editor in Chief) *Encyclopedia of the Geological Sciences*. McGraw-Hill, New York, 915p.
- BONNATI, E. (1976) Serpentine protrusions in the oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**: 107-113.
- BONATTI, E. (1978) Vertical tectonism in oceanic fracture zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **37** (3): 369-379.
- BONATTI, E.; LAWRENCE; J. R.; MORANDI, N. (1984) Temperature dependence of mineralogy and boron content. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70** (1): 88-94.
- BRADY, J. B. (1977) Metasomatic zones in metamorphic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**: 113-125.
- BURGATH, K. P.; MARCHI, V. & MUSSALLAM, K. (1997) Mineralogic, structural, and chemical variability of mantle sections from Holes 920B and 920D. *In*: L. Stokking (editor) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 153*. Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States P. 505-521 ISSN: 0884-5891
- CANNAT, M. (1993) Emplacement of Mantle Rocks in the Sea-floor at Mid-Ocean Ridges. *J. Geophysical Res.*, **98** (B3): 4163-4172.
- CANNAT, M. & SEYLER, M. (1995) Transform tectonics, metamorphic plagioclase and amphibolitization in ultramafic rocks of Vema transform fault (Atlantic Ocean). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**: 283-298.
- DICK, H. J. B. (1989) Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. *Geological Soc., London Special Publication*: **42**: 71-105.
- FLICOTEAUX, R. & MELFI, A. (2000) Les croûtes phosphates des basalts de l'archipel d'Abrolhos (Bahia, Brésil): dès roches formées au Quaternaire récent à partir de guanos. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planets*, **330**: 193-200.
- GRESENS, R. L. (1967) Composition volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, **2**: 47-65.
- HARRIS, C. (1985) Guano-derived rare earth-rich phosphatic amygdals in gabbroic inclusions from Ascencion Island. *Earth Planet. Sci. Letters*, **72** (1): 141-148
- KORZHINSKII, D. S. (1970) *Theory of Metasomatic Zoning*. London, Oxford University Press, 162p.

- LAGABRIELLE, Y.; BIDEAU, D.; CANNAT, M.; KARSON J.A.; C. MÉVEL, C. (1998) Ultramafic plutonic rocks exposed along the Mid-Atlantic Ridge (10°N-30°N): Symmetrical-asymmetrical distribution and implications for seafloor spreading processes. *In: W.R. Buck (Editor) Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges, Geophysical Monograph 106*, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 153–176.
- LOCKWOOD, J. P. (1971) Sedimentary and gravity slide emplacement of serpentinite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**: 919-936.
- MAALÿE, S. & AOKI, K-I. (1977) The major element composition of Upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**: 161-173.
- MCDONOUGH, W. F. (1994) Chemical and isotopic systematic of continental lithospheric mantle. *In: Meyer, H.O.A. & Leonardos, O.H. (eds) Proc, 5th International Kimberlite Conf.:* 478-485, CPRM, Brasilia-Brazil.
- MELSON, W. G.; JAROSEWICH, E.; BOWEN, V. T., THOMPSON; G. (1967) St. Peter and St. Paul rocks: a high-temperature mantle-derived intrusion. *Science*, **155**: 1532-1535.
- MELSON, W. G.; HART, S. R.; THOMPSON, G. (1972) St. Paul's rocks, Equatorial Atlantic: Petrogenesis, radiometric ages and implications on sea-floor spreading. *Geological Soc. America, Memoir 132*: 241-272.
- PHILLIPS, A. H. & HESS, H. H. (1936) Metamorphic differentiation at contact between serpentinites and siliceous country rocks. *Amer. Mineral.* **21**: 333-362.
- SEYFRIED, W. E. & DIBBLE, W. E., Jr. (1980) Seawater-peridotite interaction at 300 °C and 500 bar: implications for the origin of oceanic serpentinite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**: 309-321.
- SEYFRIED, W. E.; JANECKT, D. R.; MOTTI, M. (1984) Alteration of oceanic crust: implications for the geochemical cycles of lithium and boron. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**: 557-569
- SNOW, J. E. & DICK, H. J. B. (1995) Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**: 4219-4235.
- STEPHENS, C. J. (1997) Heterogeneity of oceanic peridotite from the western canyon wall at MARK: Results from site 920. *In: L. Stokking (editor) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 153*. Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States P. 285-303 ISSN: 0884-5891.
- TUCHOLKE B. E. & LIN, J. (1994) A geological model for the structure of ridge segments in slow-spreading ocean crust. *J. Geophys. Res.*, **99**: 11937–11958.
- VON DAMM, K. L. (1995) Controls on the chemistry and temporal variability of seafloor hydrothermal fluids. *Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions Within Submarine Hydrothermal Systems, Geophysical Monograph 91*, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 222–247.
- WERNER, C. D. & PILOT, J. (1997) Geochemistry and mineral chemistry of ultramafic rocks from the Kane area (MARK). *In: L. Stokking (editor) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 153*. Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States P. 457-470 ISSN: 0884-5891.
- WISSEMAN, J. D. H. (1966) St. Paul Rocks and the Problem of the Upper mantle. *Geopy. J. R. Astro. Soc.*, **11**: 519-525.