NGHIÊN CỨU VẬN TỐC TRUYỀN SÓNG CỦA KHOÁNG VẬT NGẬM NƯỚC CLINOHUMIT TRONG ĐIỀU KIỆN ÁP SUẤT CAO CỦA ĐỚI HÚT CHÌM

PHAN THIÊN HƯƠNG

Trường Đại học Mỏ - Địa chất, Đông Ngạc, Từ Liêm, Hà nội

Tóm tắt: Việc xác định vận tốc truyền sóng dọc P và sóng ngang S trong mẫu đa tinh thể của khoáng vật silicat giàu magnesi clinohumit $(Mg_9Si_4O_{16}(OH)_2)$ ở môi trường áp suất cao và nhiệt độ phòng đã được thực hiện thành công bằng phương pháp đo sóng siêu âm. Clinohumit được tổng hợp nhờ phương pháp mới là sol-gel và ép-nóng, với kích thước hạt đồng đều cỡ 20 µm, mật độ ≈ 99%, đẳng hướng và không nứt. Vận tốc đã được đo trong khoảng áp suất từ 1 đến 11 GPa. Từ kết quả thực nghiệm, các đại lượng đặc trưng cho tính chất vật lý đàn hồi đã được xác định bao gồm: $K_S = 119(2)$ GPa, $K'_S = 4,8(1)$, G = 77(1) GPa và G' = 1,9(2).

I. ĐẶT VẤN ĐỀ

Sự tồn tại của nước bên trong Trái đất có ảnh hưởng lớn đến các tính chất vật lý, nhiệt-hóa (thermo-chemical) của các khoáng vật và đá, ví du làm giảm nhiệt đô nóng chảy của các đá manti [7] dẫn đến việc tạo các cung đảo magma bởi các dòng phun trào nóng chảy vật chất manti ở vùng nóng nhất của đới hút chìm [3, 7, 14, 19]. Nước còn làm tăng khả năng dịch chuyển của magma, giúp nó đi lên, xâm nhập vào phần vỏ và bề mặt Trái đất, dẫn đến các hoạt đông đông đất [2]. Hiện nay, có hai vấn đề lớn gây tranh cãi trong các nhà khoa học đó là: 1) Nước tồn tai dưới dang nào (nước tư do, dưới dang liên kết hay đồng hành trong cấu trúc tinh thể) trong lớp manti của Trái đất? 2) Nước phân bố như thế nào trong lớp manti? Để trả lời những câu hỏi này, cần phải hiểu chu trình biến đổi và dich chuyển của nước trên bề mặt và trong lòng đất (H₂O-cycle), trong đó một trong những nhiệm vụ chính là nghiên cứu nước trong đới hút chìm, nơi nước được di chuyển bởi các pha ngâm nước doc theo các đới hút chìm lanh trong quá trình mảng đai dương chìm xuống, ít nhất là tới phần đáy của lớp manti trên, và sau đó còn có thể dịch chuyển tiếp xuống tới lớp manti dưới [6]. Theo một số nghiên cứu [4, 10, 12, 15] nước có thể được chứa trong cấu trúc tinh thể của khoáng vật dưới dạng ion (OH-) hoặc dạng nước hòa tan trong đất đá nóng chảy trong môt số điều kiên đặc biệt của lớp manti nằm trong đới hút chìm lanh. Ngoài ra, các nhà khoa học này cũng chỉ ra rằng sư uốn cong mảng hút chìm và sư xuất hiện các đứt gãy trên vùng hút chìm đã tao ra các khe nứt cho phép nước biển thâm nhập vào đới hút chìm và tác đông tới lớp thach quyển của manti, tạo ra các khoáng vật serpentin, peridot.

Trong quá trình hút chìm, nhiệt độ và áp suất tăng lên dẫn đến sự nóng chảy hay sự giải phóng nước dưới dạng tự do hay hòa tan trong chất nóng chảy ngậm nước được chứa trong các lỗ rỗng. Những chất lỏng, hay chất nóng chảy này, một phần quay trở lại mặt đất và quyển khí qua các hoạt động của núi lửa, phần khác sẽ theo đới hút chìm xuống sâu hơn tới manti. Nhìn chung, phụ thuộc vào cấu trúc nhiệt của đới hút chìm, có tới 40% nước chứa trong serpentin của manti được chuyển xuống phần sâu hơn của lớp manti. Trong khi một số nghiên cứu [17, 18] ngụ ý rằng, chỉ những đới hút chìm lạnh mới có khả năng dịch chuyển nước xuống sâu hơn, thì những nghiên cứu gần đây [6, 9, 16] lại cho thấy chỉ cần sự có mặt của một số nguyên tố như Al³⁺, Ti⁴⁺ hoặc F thì điều

kiện nhiệt độ và áp suất dễ dàng thỏa mãn để thành tạo các pha silicat magnesi ngậm nước. Cũng theo những tác giả này thì serpentin sẽ bị biến đổi sang clinohumit (Mg₉Si₄O₁₆(OH)₂) và/hoặc pha A (Mg₇Si₂O₈(OH)₆) (pha DHMS) ở độ sâu khoảng 150-250 km. Đó có thể là nguyên nhân gây ra lớp vận tốc thấp (LVL) và cũng là nơi chứa nước dịch chuyển trong đới thạch quyển bị hút chìm. Hai pha clinohumit và pha A trên có thể tiếp tục bị biến đổi sang pha E (Mg $_{2.3}$ Si_{1.25}H_{2.4}O₆) ở độ sâu khoảng 400 km. Dựa trên mô hình địa nhiệt Hình 1 chỉ rõ khả năng tồn tại pha clinohumit bao phía ngoài, pha A nằm ở bên trong tại độ sâu khoảng 200-400 km của đới hút chìm.

Tóm lại, theo quan điểm của một số nhà thạch học thì tại độ sâu 400 km, thậm chí còn sâu hơn nữa, nước vẫn tồn tại trong các tinh thể ngậm nước pha DHMS. Câu hỏi đặt ra là liệu có thể dùng phép chụp bằng tia X theo lớp địa chấn để chứng minh giả thuyết mà các nhà thạch học đã nêu ở trên không? Để trả lời điều đó thì cần phải xác định vận tốc truyền sóng của những khoáng vật, đá ngậm nước trong điều kiện nhiệt độ và áp suất cao. Đó cũng chính là mục đích của công trình nghiên cứu này. Có một số phương pháp có thể xác định một cách gián tiếp vận tốc của các khoáng vật, đá ngậm nước như sự nhiễu xạ qua tia X (X ray diffraction) hay dùng phương trình trạng thái EOS (equation of state). Tuy nhiên, trong nghiên cứu của mình, tác giả đã chọn phương pháp đo vận tốc trực tiếp trong môi trường tương đương với điều kiện của đới hút chìm. Phương pháp này dùng máy nhiều đe (multi anvil) để tạo điều kiện nhiệt độ và áp suất cao, sau đó thu phát sóng siêu âm tần số lên tới 40-50 MHz để đo vận tốc sóng dọc P (compression wave) và sóng ngang S (shear wave) truyền trong đá ngậm nước tồn tại trong đới hút chìm như clinohumit, pha A, pha D, pha E. Trong giới hạn của bài báo này, tác giả sẽ trình bày cách đo vận tốc sóng dọc và ngang của clinohumit, một khoáng vật ngậm 2% nước trong điều kiện áp suất cao, xác định tính chất vật lý đàn hồi, hệ số Poisson của khoáng vật này.



Hinh 1. Sự phân bố của serpentin, clinohumit và pha A theo sự phân bố nhiệt của đới hút chìm [16].

II. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

1. Chuẩn bị mẫu

Clinohumit là khoáng vật có cấu trúc và thành phần hóa học tương tự olivin, công thức là $(Mg_9Si_4O_{16}(F,OH)_2, hình thành trong môi trường giàu H₂O (Hình 2). Mẫu clinohumit được chuẩn bị theo phương pháp Sol-gel [11].$

Clinohumit được tổng hợp từ MgO và SiO₂ với tỷ lệ phân tử Mg:Si là 9:4 trong điều kiện nhiệt độ 800°C, áp suất là 3,3 GPa với thời gian là 51 giờ trong máy lắc nhiều đe (shaking multi-anvil) liên tục. Sau đó, sản phẩm clinohumit tổng hợp được nghiền nhỏ và nén ép trong 24 giờ ở nhiệt độ và áp suất tương tự trong quá trình tổng hợp. Kết quả kiểm tra bằng tia X và đầu vi dò cho thấy mẫu đạt chất lượng yêu cầu với mật độ cao hơn 99%, kích thước hạt cỡ 20 µm, khá đồng nhất với 99% là clinohumit và 1% là forsterit.



Hình 2. Đồ thị biểu diễn thành phần của clinohumit

Để đo sóng địa chấn, mẫu của clinohumit được tạo dạng hình trụ, đường kính là 2 mm, độ dài là 1,3-2 mm. Hai mặt đáy được mài nhẵn bằng bột kim cương 0,5 μ m (thực nghiệm đã tiến hành đo lặp lại để kiểm tra độ tin cậy của thí nghiệm).

2. Phương pháp đo sóng địa chấn

a) Lắp đặt mẫu: Hình 3 và Hình 4 chỉ rõ cách bố trí mẫu trong phép đo [11], theo đó bộ chuyển năng (transducer) biến năng lượng điện thành năng lượng dao động, tạo ra sóng P và S truyền qua khối đệm WC (để bảo đảm thí nghiệm được tiến hành trong môi trường áp suất cao) và corindon. Mẫu được bọc trong một hình trụ làm bằng chì và teflon để bảo toàn mẫu trong môi trường áp suất cao và đẳng hướng. Bi dùng để kiểm soát áp suất trong quá trình đo vận tốc do điện trở suất của Bi thay đổi theo áp suất.

b) Thu phát sóng siêu âm: Với bộ chuyển năng (Hình 4) biến đổi từ năng lượng điện sang dao động dùng để phát và ngược lại chuyển năng lượng của sóng về năng lượng điện để ghi lại tín hiệu, ta có thể phát thu được sóng dọc P và sóng ngang S truyền qua mẫu nghiên cứu.





Hình 4. Cấu trúc bên trong khối quả trám.

Trên bộ nghiệm dao động (oscilloscope) (Hình 5) hiện ra rất rõ tín hiệu của sóng P và sóng S. Dựa trên kết quả này ta có thể tính được vận tốc truyền sóng P và sóng S theo các áp suất tương ứng.

Đối với mỗi loại sóng ta thu được 3 lần phản xạ: 1) giữa khối đệm WC và corindon, 2) giữa corindon và mẫu, 3) giữa mặt trên và mặt dưới của mẫu.



Hình 5. Sóng P và sóng S với nguồn phát 16 MHz.

3. Phương pháp xử lý

Vận tốc truyền sóng trong mẫu được đo chính xác dựa vào thời gian truyền sóng và chiều dài của mẫu tương ứng với áp suất tại thời điểm đo.

a) Xác định thời gian truyền sóng: Bằng phương pháp tính hàm tương quan liên kết, ta có thể tính chính xác thời gian đo sóng đến 10^{-2} µs. Hình 6 biểu diễn hàm tương quan của sóng P. Khi tính hàm tương quan liên kết, trên biểu đồ, tại các điểm có phản xạ (P1, P2, P3) sẽ xuất hiện giá

trị cực đại (đỉnh) giúp cho việc đo thời gian xảy ra phản xạ được thực hiện với độ chính xác cao hơn

$$t_{P,S} = \frac{1}{2}(t_{P3,S3} - t_{P2,S2})$$
(1)

Để kiểm tra và bảo đảm tính thống nhất trong việc chọn đỉnh và tính thời gian truyền sóng trong mẫu, 16 mạch đo tương ứng với áp suất tăng dần được đặt trong cùng một hệ tọa độ (Hình 7). Sự ổn định của các đỉnh của hàm tương quan liên kết làm tăng tính thuyết phục của kết quả.



Hình 6. Hàm tự tương quan r (t) để tính thời gian truyền sóng trong mẫu.

b) Tính chiều dài mẫu: Như ta đã biết, khi áp suất tăng thì chiều dài của mẫu sẽ bị giảm đi do lực nén. Để tính chiều dài của mẫu, phương pháp Cook (1957) đã được áp dụng theo công thức:

$$\frac{l_0}{l} = 1 + \frac{1 + \Delta}{3h_0} \int_0^p \frac{dP}{\frac{1}{t_p^2} - \frac{4}{3t_s^2}}$$
(2)
$$h_0 = 4l_0^2 \rho_0$$
(3)

với l₀: độ dài ban đầu của mẫu tại điều kiện nhiệt độ và áp suất của phòng; l: là độ dài của mẫu tại điều kiện áp suất P và nhiệt độ của phòng; ρ_0 : khối lượng riêng của mẫu tại điều kiện nhiệt độ và áp suất của phòng; $\Delta \approx 0.01$ cho phần lớn các chất rắn đẳng hướng; $t_{p,}$ t_s: thời gian truyền của sóng P và S qua mẫu với áp suất tương ứng P.

4. Tính các giá trị đàn hồi đặc trưng của mẫu

Kết quả được hiển thị trên Bảng 1, trong đó: P là áp suất (GPa); ρ : khối lượng riêng của mẫu tại áp suất P; ϵ : sự biến dạng (strain) được xác định theo công thức (7); V_P,V_S: vận tốc sóng P và S của mẫu tương ứng với áp suất P; Vo, V: thể tích của mẫu tại điều kiện nhiệt độ, áp suất phòng và nhiệt độ phòng, áp suất P; G, K: modul nén (bulk module) và trượt (shear module) của mẫu.

Để tính các giá trị đàn hồi đặc trưng của mẫu, từ giá trị vận tốc đo được ta dùng phương trình chuỗi hữu hạn Euler bậc 3 (third order Eulerian finite-strain equations of state) [1]:

$$\rho V_P^2 = (1 - 2\epsilon)^{5/2} (L_1 + L_2\epsilon)$$
(4)

$$\rho V s^{2} = (1 - 2\epsilon)^{3/2} (M_{1} + M_{2}\epsilon)$$
(5)

$$P = -(1-2\varepsilon)^{5/2}(C_1\varepsilon + C_2\varepsilon^2/2) \tag{6}$$



Hình 7. Các mạch địa chấn được thu phát trong điều kiện áp suất từ 1 đến 11 Gpa cho khoáng vật clinohumit: a) cho sóng P; b) cho sóng S
Giá trị ε đặc trưng cho sự biến dạng được tính như sau:

 $\begin{aligned} & \varepsilon = [1 - (\rho_0 / \rho)^{2/3}]/2 \\ &= [1 - (V_0 / V)^{2/3}]/2 = [1 - (l_0 / l)^2]/2. \end{aligned} \tag{7}$

Hệ số L1, L2, M1 và M2 được dùng để tính modul nén K_{S0} và modul trượt G_0 tại áp suất trong phòng và đạo hàm của chúng K'_{S0} , G'_0 theo công thức sau:

$M_1 = G_0$	(8)
$M_2 = 5G_0 - 3K_{S0}G_0$ '	(9)
$L_1 = K_{S0} + 4G_0/3$	(10)
$L_2 = 5L_1 - 3K_{S0}(K_{S0}' + 4G_0'/3)$	(11)
$C1 = 3L_1 - 4M_1$	(12)
$C_2 = 3L_2 - 4M_2 + 7C_1$	(13)

P(GPa)	p(kg/m ³)	2tp(µs)	2ts(µs)	l _o /li	li(mm)	3	Vp(km/s)	Vs(km/s)	Vo/V
0.68	3.139	0.367	0.623	1.002	1.516	-0.002	8.270	4.868	1.006
1.36	3.157	0.362	0.619	1.004	1.513	-0.004	8.369	4.890	1.012
2.03	3.173	0.357	0.615	1.006	1.510	-0.006	8.472	4 .914	1.017
2.71	3.190	0.352	0.600	1.007	1.508	-0.007	8.577	5.028	1.022
3.39	3.201	0.343	0.593	1.009	1.506	-0.009	8.792	5.081	1.026
4.07	3.220	0.342	0.581	1.011	1.503	-0.011	8.800	5.176	1.032
4 .75	3.232	0.337	0.576	1.012	1.501	- 0 .012	8.920	5.214	1.036
5 <mark>.4</mark> 3	3.241	0.331	0.574	1.013	1.500	-0.013	9.074	5.228	1.039
6.10	3.257	0.331	0.573	1.014	1.497	-0.015	9.059	5.228	1.044
6.78	3.272	0.330	0.569	1.016	1.495	-0.016	9.072	5.257	1.049
7.46	3.283	0.327	0.568	1.017	1.493	-0.017	9.146	5.261	1.052
8.14	3.294	0.324	0.563	1.018	1.492	-0.018	9.220	5.301	1.056
8.82	3.310	0.323	0.558	1.020	1.489	-0.020	9.234	5.340	1.061
9.49	3.318	0.321	0.561	1.021	1.488	-0.021	9.283	5.307	1.064

Bảng 1: kết quả thí nghiệm đo vận tốc sóng P và sóng S của Clinohumit



Hình 8. Sự biến đổi của modul nén và modul trượt được tính từ vận tốc sóng dọc P và sóng ngang S theo áp suất biến đổi trong thí nghiệm. Từ đó suy ra giá trị modul nén và trượt của đạo hàm tương ứng.



Hình 9. Vận tốc sóng dọc P, sóng ngang S và khối lượng riêng được tính và biểu diễn theo kết quả thí nghiệm.

Để kiểm tra tính xác thực của các kết quả thực nghiệm, các giá trị được đo lặp lại trên một số mẫu. Kết quả các lần đo được giống nhau với sai số < 0.5 %. Hình 8, 9 biểu diễn kết quả đo hai lần cho những giá trị của clinohumit-1: Ks0 = 119 GPa, K's = 4.8, G0 = 77 GPa, G'0 = 1.9 và clinohumit-2: Ks0 = 119 GPa, K's = 4.8, G0 = 77 GPa, G'0 = 2.0.

Sử dụng modul đàn hồi và đạo hàm của chúng, chúng ta có thể tính ngược lại vận tốc của đối tượng nghiên cứu. Trong thí nghiệm, vận tốc đo được trong điều kiện áp suất thấp (dưới 2 GPa) thường không chính xác và thấp hơn vận tốc thực của nó. Điều đó là do sự tiếp xúc giữa các lớp

trong thí nghiệm. Sự tồn tại không khí giữa các mặt tiếp xúc đã làm giảm vận tốc. Bằng phương pháp tính ngược, ta thu được tại điều kiện phòng (nhiệt độ $\approx 25^{0}$ C, áp suất = 1 atm) thì clinohumit có Vp = 8,5 km/s and Vs =5 km/s.

III. KẾT LUẬN

Các kết quả thu được trong các thí nghiệm trên đã chứng minh sự thành công của phương pháp dùng sóng siêu âm để đo trực tiếp vận tốc truyền sóng trong khoáng vật clinohumit ở điều kiện áp suất cao, trên cơ sở đó xác định các tính chất vật lý đàn hồi tương ứng, góp phần áp dụng phép chụp bằng tia X theo lớp địa chấn vào nghiên cứu cấu trúc sâu của Trái đất.

So sánh kết quả thu được cho clinohumit - đặc trưng cho tinh thể ướt trong thí nghiệm này là $K_s = 119(2)$ GPa, $K'_s = 4,8(1)$, G = 77(1) GPa and G' = 1,9(2) và với olivin - đặc trưng cho tinh thể khô [8] không phát hiện sự khác biệt. Như vậy, với câu hỏi đầu tiên là có phải lớp vận tốc thấp LVL trong phép chụp bằng tia X theo lớp địa chấn xuất hiện bởi sự tồn tại của các khoáng vật silicat ngậm nước giàu magnesi không, thì câu trả lời là không đối với clinohumit. Tuy nhiên, nguyên nhân hình thành lớp vận tốc thấp LVL cần phải tiếp tục nghiên cứu, đặc biệt với các loại peridotit. Trong thực tế, sự khác nhau về thành phần thạch học của peridotit chứa clinohumit và harzburgit không ngậm nước không chỉ bởi hợp phần clinohumit mà còn phụ thuộc vào hàm lượng khoáng vật pyroxen. Việc tính toán cụ thể thành phần và mô hình vận tốc truyền sóng cho các loại peridotit với tỷ lệ thành phần nước khác nhau sẽ được trình bày chi tiết trong một bài báo khác.

Khu vực Đông Nam Á với 3 yếu tố cấu trúc kiến tạo cơ bản: các bộ phận của mảng Ân-Úc và Thái Bình Dương, bộ phận của mảng Âu-Á với hai yếu tố kiến sinh là khối trồi trượt Đông Dương và kiến tạo phá hủy Biển Đông, giữa chúng là không gian chuyển tiếp với các thành tạo vòng cung đảo và đới va chạm hút chìm thì việc nghiên cứu về khả năng đem nước xuống sâu của đới hút chìm và độ sâu của quá trình giải phóng nước đóng một vai trò quan trọng. Kết quả nghiên cứu này có thể vận dụng để xây dựng các mô hình hoạt động kiến tạo tại khu vực.

VĂN LIỆU

1. Davies G.F. and Dziewonski A.M. 1975. Homogeneity and constitution of the Earth's lower mantle and outer core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 10 : 336-343*

2. Dingwell D.B., Romano C., Hess K.-U., 1996. The effect of water on the viscosity of a haplogranitic melt under P-T-X conditions relevant to silicic volcanism. *Contri. to Mineralogy and Petrology, 124 : 19-28*.

3. Grove T.L., Chatterjee N., Parman S.W. and Médard E. 2006. The influence of H₂O on mantle wedge melting. *Earth and Planetary Sci. Letters, 249 : 74-89.*

4. Kerrick D., 2002. Serpentinite Seduction. Science, 15: 1344-1345.

5. Kirby S.H., Stein S., Okal E.A. & Rubie D.C., 1996. Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere. *Revi. of Geophysics* 34: 261-306.

6. Komabayashi T., Omori S., Maruyama S., 2005. Experimental and theoretical study of stability of dense hydrous magnesium silicates in the deep upper mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 153 : 191-209.

7. Kushiro I., 1990. Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust. J. of Geophysical Res., B, Solid Earth and Planets, 95/10 : 15929-15939.

8. Li B., Chen G., Gwanmesia G.D., Liebermann R.C., 1998. Sound velocity measurements at mantle transition zone conditions of pressure and temperature using ultrasonic interferometry in

a multi-anvil apparatus. In Properties of earth and planetary materials at high pressure and temperature, edited by M. H. Manghnani and T. Yagi, pp. 41-61.

9. Melekhova E., 2006. Rocking experiments on hydrous phases and high pressure fluid in the MgO - SiO₂ - H₂O (MSH) system: Phase compositions, stabilities and thermodynamics. *PhD thesis, ETH Zurich.*

10. Peacock S.M., 2001. Are the lower planes of double seismic zone caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, 29/4 : 299-302.

11. Phan Thiên Hương., 2011. Nghiên cứu quá trình tạo mẫu phục vụ quá trình đo sóng địa chấn trong các pha ngậm nước có áp suất và nhiệt độ cao với mô hình đới hút chìm, *TC Các khoa học về TĐ*, 33/2 : 191-199. Hà Nội.

12. Ranero C.R., Phipps Morgan J., McIntosh K.D., Reichert C. P., 2003. Bending, faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, 425 : 367-373.

13. Ringwood A.E., 1974. The petrological evolution of island arc systems. J. of the Geol. Soc. of London, 1303 : 183-204.

14. Ringwood A.E. and Green D.H., 1966. An experimental investigation of the gabbroeclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics*, 3: 383-427.

15. Rüpke L.H., Morgan J.P., Hort M., Connolly J.A.D., 2004. Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 223/1-2 : 17-34.

16. Stalder R. and Ulmer P., 2001. Phase relations of a serpentine composition between 5 and 14 GPa: Significance of clinohumite and phase E as water carriers into the transition zone. *Contri. to Mineralogy and Petrology, 140 : 670-679.*

17. Ulmer P. and Trommsdorff V., 1995. Serpentine stability to mantle depth and subduction related magmatism. *Science*, 268 : 858-861.

18. Ulmer P. and Trommsdorff V., **1999.** Phase relations of hydrous mantle subducting to 300 km. In: Fei Y., Bertka C.M., Mysen B. (Eds): Mantle petrology: Field observations and high-pressure experimentation. Spec. Publ. in honor of Francis R. Boyd. *Geoch. Soc. Spec. Publ., pp. 259-281.*

19. Ulmer P., 2001. Partial melting in the mantle wedge - The role of H₂O on the genesis of mantle-derived 'arc-related' magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127 : 215-232.