

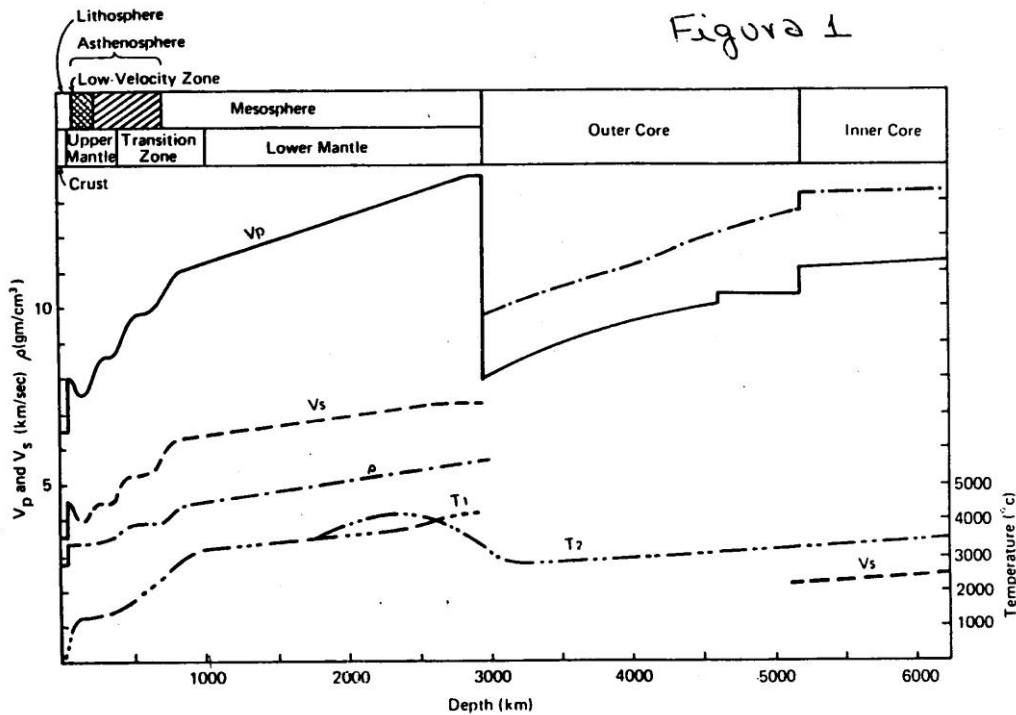
NOTAS DE AULA

O MANTO SUPERIOR

Introdução

O manto superior inicia sob a crosta oceânica a uma profundidade média de 5 km e sob a crosta continental a uma profundidade média de 35 km, atingindo profundidades de até 400 km (figura 1). A descontinuidade entre a crosta e o manto é denominada de descontinuidade de Mohorovicic.

Evidências baseadas em dados geofísicos, petrológicos e extra-terrestres indicam que sua composição é peridotítica. As velocidades típicas das ondas P no manto superior são de 8,0-8,2 km/s, as quais são maiores do que as da crosta inferior (6,5-7,8 km/s). Os dados geofísicos demonstram que entre 50 e 200 km de profundidade ocorre uma diminuição na velocidade das ondas P e uma forte atenuação das ondas S. Esta região é denominada de zona de baixa velocidade.



1.3. P-wave velocity (V_p), S-wave (V_s), density (ρ), and temperature (T_1, T_2) distribution in the Earth. (V_p, V_s , and ρ from Anderson *et al.*, 1971; T_1 from Tozer, 1959; and T_2 modified after Lubimova, 1969.)

Composição e mineralogia

Vários modelos foram propostos para explicar a composição química e a mineralogia do manto superior. Entretanto, existe praticamente um consenso de que as rochas dominantes são peridotitos, nome dado à família de rochas ultrabásicas, tipicamente compostas por olivina magnésiana (aproximadamente 80%) e piroxênio (cerca de 20%). Ocorrem em cinturões de montanhas dobradas, ilhas oceânicas (principalmente como nódulos em basaltos) e em kimberlitos.

A distribuição de temperatura no manto superior é resultado de diversos fatores: produção de calor, condutividade térmica das rochas e tipo de transporte (convecção ou condução). No diagrama da **figura 2** observa-se a variação de temperatura com a profundidade (geoterma) para profundidades de até 500 km.

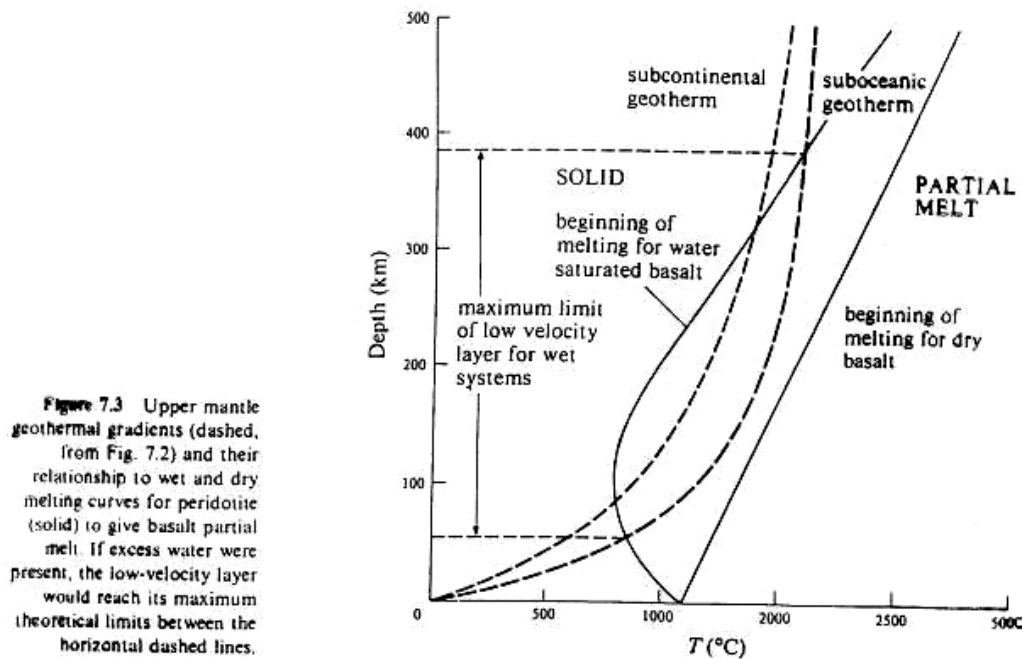


Figura 2: Geotermas e a formação da zona de baixa velocidade no manto superior (extraída de Brown & Musset, 1981).

Próximo da superfície os materiais são mais rígidos, quando comparados com a parte mais profunda do manto, resistindo ao transporte por convecção, e contém mais fontes produtoras de calor, resultando em temperaturas mais elevadas. Gradientes geotérmicos superficiais, obtidos em furos de sondagem, situam-se entre 20 e 40°C/km e não podem ser extrapolados para o manto como um todo. Esse gradiente é modificado pelo fato do manto mais profundo ser mais plástico (no tempo geológico) e possuir menor produção de calor. Como o limite superior de temperatura na interface manto-núcleo é de aproximadamente 3.900°C, então o gradiente geotérmico deve decrescer para aproximadamente 0,3°C/km, que é o gradiente necessário para que haja movimento de convecção no manto.

Além dessas características de maior escala existem diferenças nos gradientes térmicos entre o manto subcontinental e o oceânico. Como este último é mais afetado por correntes de convecção, as temperaturas, para uma mesma profundidade, são maiores do que as correspondentes no manto subcontinental.

A zona de baixa velocidade

As evidências experimentais mostram que a fusão parcial de peridotito pode originar basaltos oceânicos nas condições de pressão e temperatura existentes no manto superior, sendo que este processo provavelmente ocorre na zona de baixa velocidade.

Como a curva de temperatura de fusão (diagrama P x T) de material de peridotito anidro não é interceptada pelas curvas de gradiente geotérmico (**figura 2**), não ocorre fusão com a geração de basaltos. Como podemos explicar então a zona de baixa velocidade?

Em algumas circunstâncias pode ocorrer produção magmas basálticos:

- O gradiente geotérmico pode ser perturbado o suficiente para atingir a curva de temperatura fusão de basaltos. Uma explicação seria a existência de *hot spots* no manto (exemplo: Havaí). O aumento de temperatura é um fator muito importante na região das cadeias oceânicas, onde as temperaturas são elevadas devido às correntes de convecção ascendentes.

- O alívio de pressão favorece a fusão (processo de descompressão adiabática).

- A presença e concentração de voláteis tais como CO₂ e H₂O afetam as temperaturas de fusão. Se água for adicionada ao sistema a temperatura de fusão pode ser reduzida em mais de 500°C. Para saturar um líquido basáltico seria necessário em média 10% de água (com o aumento da temperatura a quantidade necessária de água diminui). Estas quantidades de água no manto não são disponíveis, mas pequenas quantidades (aproximadamente 1%) permitem que um significativo grau de fusão ocorra.

Esta água no manto pode ser proveniente da decomposição de certos minerais silicáticos que possuem água no retículo cristalino na forma de hidroxilas, como hornblenda (tipo de anfibólio - Ca₂(Mg,Fe)₅(Si₄O₁₁)(OH)₂) que libera água entre 700 e 1.100°C e flogopita (tipo de mica - KMg₃(AlSi₃O₁₀)(OH)₂) que só é estável entre 900 e 1.300°C.

O intervalo de temperatura entre 700 e 1.300°C correlaciona-se com a região onde ocorre fusão de peridotito hidratado (**figura 2**), definindo os limites extremos da zona de baixa velocidade (entre 50 e 400 km). Entretanto, a fusão é mais viável na porção superior desta zona (50-200 km) onde as temperaturas ultrapassam significativamente as curvas de temperatura de fusão de sistemas hidratados.

Composição mineralógica

Informações importantes sobre a mineralogia do manto superior (até 400 km de profundidade) foram obtidas por meio de estudos de ofiolitos, os quais representam provavelmente secções do assoalho oceânico englobadas pela crosta continental (processo de obducção) durante o processo de fechamento de oceanos, com a colisão continental. Admitindo-se que os ofiolitos representem a litosfera oceânica, eles podem fornecer indicações sobre a mineralogia do manto superior. Existem três tipos principais de peridotitos reconhecidos nas porções mais basais de algumas seqüências ofiolíticas:

- harzburgito: olivina (80%) e ortopiroxênio (20%).
- dunito: olivina.
- lherzolito: olivina (60%), orto e clinopiroxênio (30%), espinélio + granada + plagioclásio (10%).

Destes três tipos, os lherzolitos possuem a composição mais próxima dos basaltos e são os peridotitos menos empobrecidos em elementos litófilos de raio iônico grande e/ou carga elevada, como por exemplo U, Th e K. Em particular, os granada-lherzolitos representam provavelmente os peridotitos do manto primitivo, que ao sofrerem fusão parcial originam líquidos basálticos, deixando como resíduo harzburgitos e dunitos, já que a olivina por possuir alta temperatura de fusão, acaba ficando concentrada no sólido residual.

Composição do manto superior

Os estudos efetuados em seqüências ofiolíticas e na litosfera oceânica têm demonstrado que a formação de 5 km de crosta oceânica efetua-se às custas da porção mais superficial do manto superior. O grau de fusão parcial para gerar os basaltos oceânicos deve ser em torno de aproximadamente 25% (**figura 3**), empobrecendo o manto astenosférico em elementos incompatíveis como, por exemplo, U, Th e K. Estes elementos possuem grande raio iônico e/ou carga iônica elevada e, portanto, por não se ajustarem bem no retículo cristalino dos minerais presentes nas rochas do manto, migram rapidamente para as frações fundidas ou restam nas fases líquidas quando o magma começa a se cristalizar.

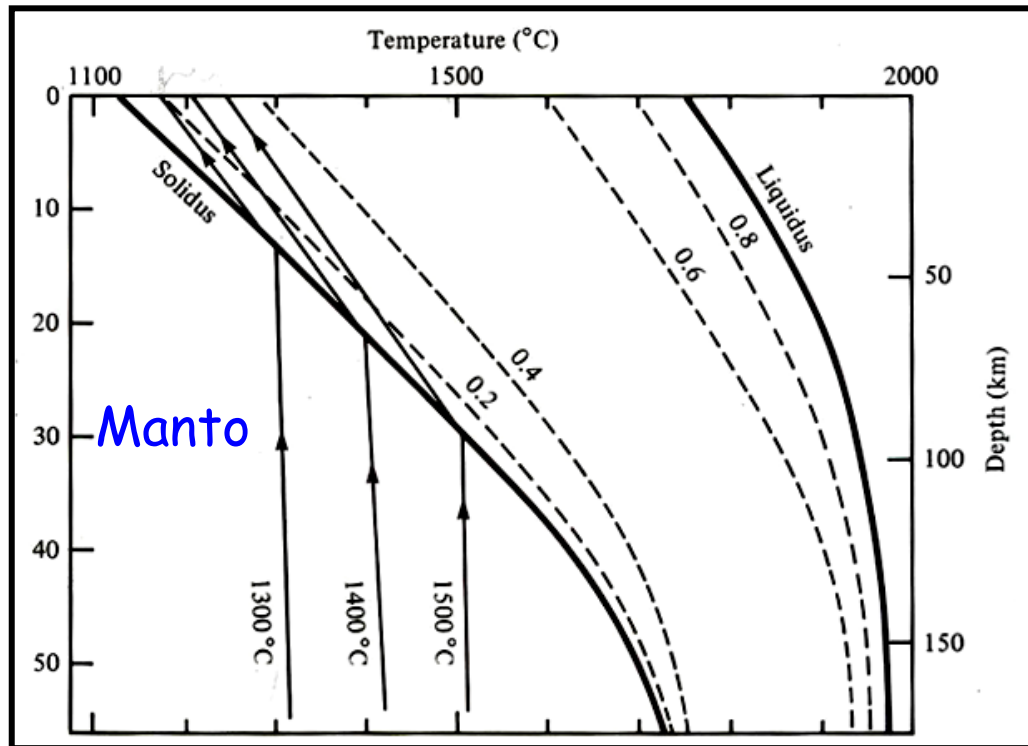


Figura 3: Temperaturas de fusão de peridotitos do manto superior.

Há algumas evidências (xenólitos e kimberlitos) de que o manto em profundidades superiores a 650 km torna-se menos empobrecido em elementos incompatíveis, com o aumento da profundidade. Nódulos peridotíticos (xenólitos) encontrados em basaltos alcalinos de ilhas oceânicas, associadas a plumas (grandes anomalias térmicas), originados em regiões mais profundas do manto sugerem que a origem ocorreu em uma região mais enriquecida em elementos incompatíveis em relação à porção mais superficial.

Bibliografia

- BROWN, G.C. & MUSSET, A.E. (1981). **The inaccessible Earth.**
 CONDIE, K.C. (1982). **Plate tectonics & crustal evolution.**
 WILLYE, P.C. (1978). **The dynamic Earth.**