

10, CB corresponde à distância percorrida pela frente de onda desde a sua incidência no ponto A até sua incidência em B. No mesmo intervalo de tempo, a onda refletida em A caminha a mesma distância e é representada por AD na figura. Os triângulos ABC e ABD são congruentes, o que nos leva a concluir que o ângulo de incidência é igual ao ângulo de reflexão. Esta conclusão dá origem à chamada:

Lei da reflexão, onde $i = i'$

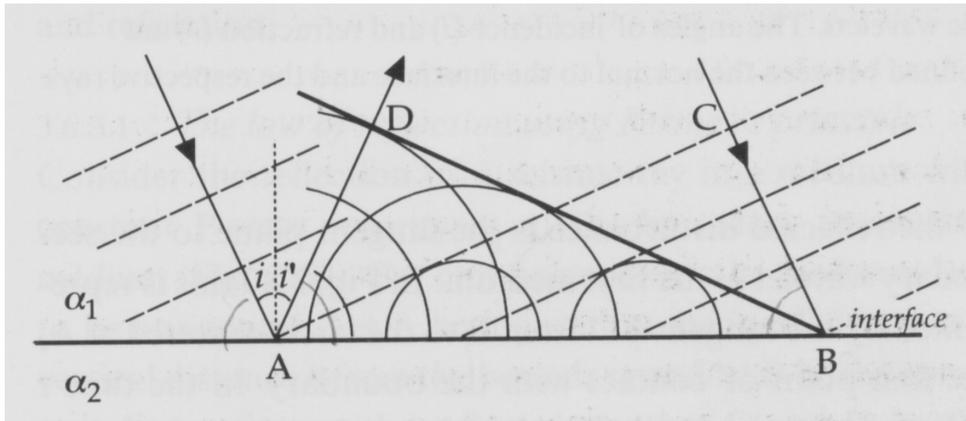


Figura 10 – A reflexão de uma onda P plana em uma interface entre dois meios com velocidades sísmicas diferentes: a frente de onda incidente (AC) irá formar pequenas ondas esféricas no meio superior, ao longo do segmento AB da interface, as quais produzirão a frente de onda refletida BD (correspondente ao envelope formado pelas pequenas ondas).

Lei da Refração usando o princípio de Huygens.

Observe a figura 11. Suponha agora que uma onda viaja em um meio com velocidade α_1 e incide (ângulo de incidência i) na interface de outro meio. Parte da onda será refratada (ângulo de refração r) com velocidade α_2 . Usando o princípio de Huygens, podemos dizer que depois de um tempo t , a frente de onda incidente avança do ponto C até o ponto B. Sendo α_1 a velocidade da onda no meio 1, $BC = \alpha_1 t$.

No mesmo intervalo de tempo, a frente de onda refratada avança do ponto A até o ponto E. Sendo α_2 a velocidade da onda no meio 2, $AE = \alpha_2 t$. Comparando os triângulos ABC e ABE, podemos escrever:

$$BC = AB \sin i \quad \text{e} \quad AE = AB \sin r$$

Logo:

$$AB \sin i / AB \sin r = BC / AE = \alpha_1 t / \alpha_2 t \quad \text{e}$$

$$\sin i / \sin r = \alpha_1 / \alpha_2$$

Esta última equação é chamada de **Lei da Refração**, também conhecida de **Lei de Snell**. A lei de Snell é válida para o caso em que temos várias camadas com velocidades de ondas distintas, característica encontrada nas camadas que formam o interior da Terra (figura 12). Ela vale também para reflexões e refrações envolvendo as ondas P e S (Figura 13).

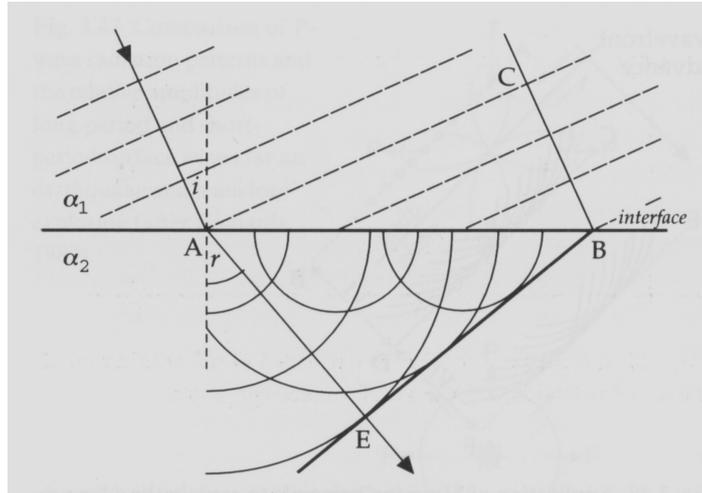


Figura 11 – A refração de uma onda P plana na interface entre dois meios com diferentes velocidades sísmicas α_1 e α_2 ($>\alpha_1$). A frente de onda incidente gera pequenas ondas esféricas formadas no meio inferior pelas vibrações das partículas do segmento AB da interface, as quais formarão a frente de onda refratada BE (correspondente ao envelope formado pelas pequenas ondas). Os ângulos de incidência (i) e de refração θ são definidos entre a normal à interface e os respectivos raios.

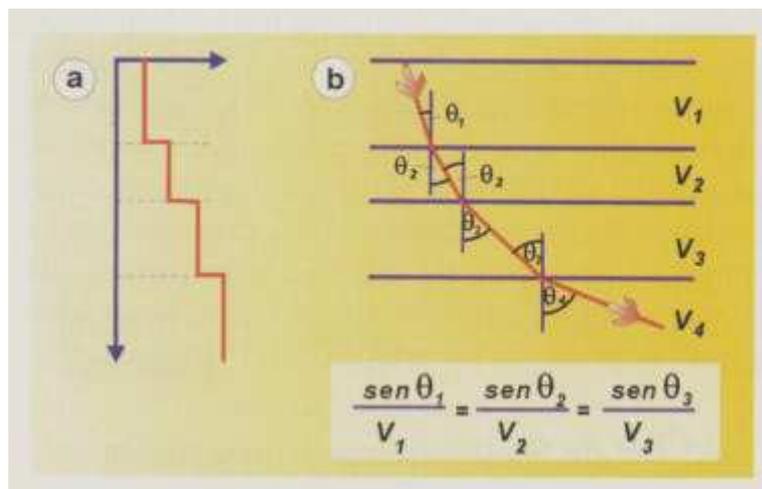


Figura 12 – Lei de Snell em uma sucessão de camadas horizontais.

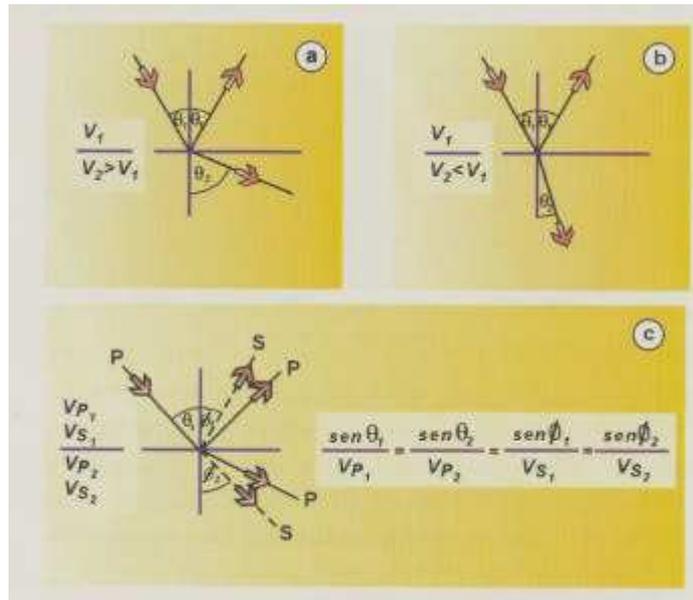


Figura 13 – Lei de Snell que rege a reflexão e a refração das ondas. Quando a onda passa de um meio de menor velocidade para outro meio de maior velocidade, o raio de onda se afasta da normal à interface (a). Quando a onda passa para um meio com velocidade menor, ela se aproxima da normal à interface (b). No caso das ondas sísmicas, parte da energia da onda incidente P (ou S) pode se transformar em ondas S (ou P), sempre obedecendo à lei de Snell (c).

Reflexões subcríticas e supercríticas e refração crítica.

Observe a figura 14. Se nós passamos de um meio de menor velocidade (α_1) para outro de maior velocidade (α_2), o ângulo de refração aumenta em relação ao ângulo de incidência. Vai existir um ângulo de incidência crítica (i_c) em que o ângulo refratado é de 90° (**refração crítica**). Como resultado a onda viaja paralelo a interface entre os dois meios. Sendo o ângulo de refração igual a 90° , pela lei de Snell, teremos:

$$\sin i_c = \alpha_1 / \alpha_2$$

Em uma **reflexão crítica** a onda atinge a superfície em uma distância chamada crítica. Reflexões que chegam dentro da distância crítica são chamadas de **reflexões subcríticas**. Ondas com ângulo de incidência acima do valor crítico, não produzem mais refração. Reflexões que chegam além da distância crítica são chamadas de **reflexões supercríticas**.

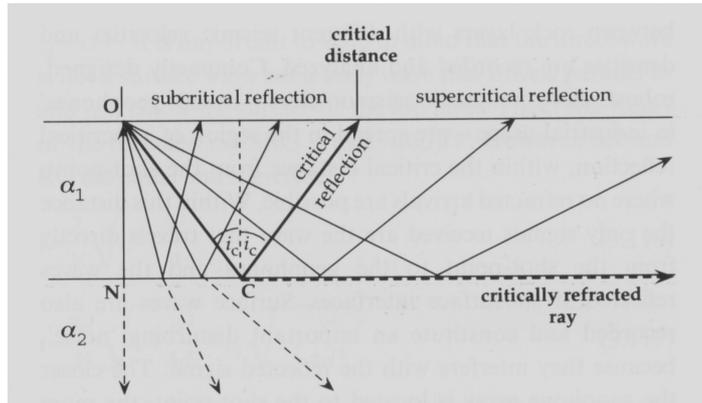


Figura 14 – A reflexão crítica define dois domínios, correspondendo às regiões de reflexão subcrítica e supercrítica, respectivamente.

Uma onda que é refratada em várias camadas com velocidades de ondas cada vez maiores, o ângulo de refração aumenta cada vez mais. A trajetória da onda se transforma em uma curva. No caso da Terra, a profundidade máxima atingida pela onda ocorre quando a refração crítica acontece. Neste instante, a onda começa a ser refratada de volta para a superfície até atingi-la. O gráfico dos tempos de percurso em função da distância será também uma curva (Figura 15).

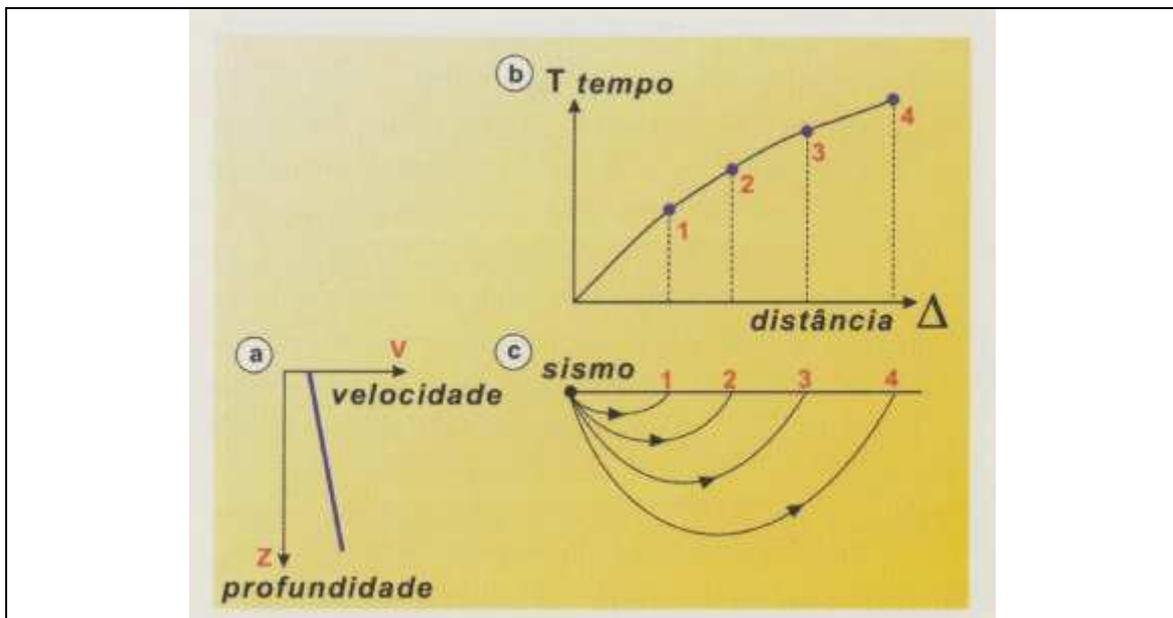


Figura 15 – Quando a velocidade aumenta linearmente com a profundidade (a), os tempos de percurso formam uma curva (b) e as trajetórias dos raios sísmicos são arcos de circunferência (c).

A sismologia de reflexão e a de refração são amplamente usadas na investigação de estruturas de sub-superfícies das camadas de rocha no interior da Terra. O método consiste na emissão de ondas sísmicas geradas artificialmente

através do impacto de explosões, tiros de ar comprimido, impactos mecânicos ou vibradores. Essas ondas penetram a certas profundidades no interior da Terra, que serão maiores à medida que a energia liberada no impacto for maior. Durante esse trajeto, as ondas irão atravessar diferentes camadas geológicas que apresentam características físicas diferentes e, por essa razão, vão sofrer reflexão e refração. Parte da energia contida numa onda será refletida na interface entre duas camadas geológicas. O restante seguirá seu caminho, mas segundo um ângulo diferente, pois sofreu refração.

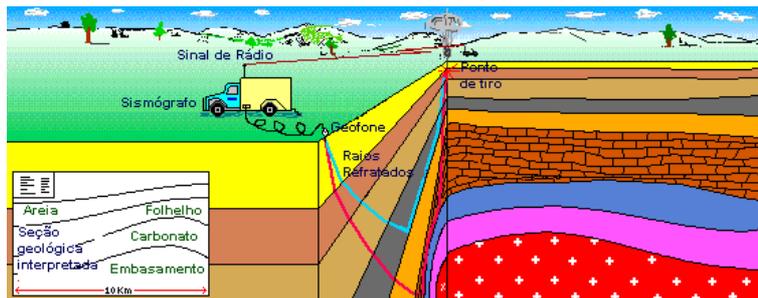


Figura 16.

As ondas sísmicas são detectadas por instrumentos capazes de perceber os movimentos do solo por ocasião de sua passagem. Esses instrumentos são chamados geofones (sismômetros), ou hidrofones quando são usados nos oceanos ou lagos. O registro das ondas é feito pelos sismógrafos. Os sismógrafos, como indicado pelo próprio nome, “escrevem” o registro em papel (sismograma). Entretanto, as versões modernas fornecem registros digitais, cujos dados estão prontos para serem analisados ou produzir os sismogramas.

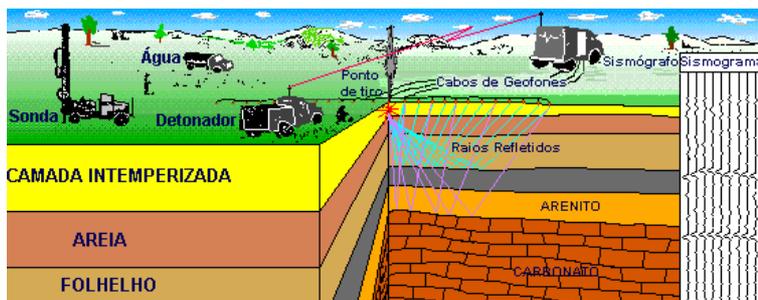


Figura 17

Dependendo dos objetivos da pesquisa, pode-se optar por analisar as ondas refletidas (método sísmico de reflexão) ou as ondas refratadas (método sísmico de refração). No primeiro caso as sucessivas reflexões irão fornecer mais detalhes das camadas geológicas, sendo, portanto, o método mais empregado na prospecção de hidrocarbonetos (petróleo e gás). No método de refração, as ondas viajam grandes distâncias antes de serem detectadas pelo geofones, por isso contêm informações de grandes áreas, mas com menos detalhes.

Obs.: O índice de refração absoluto n de um meio, é definido como sendo a razão entre velocidade da luz no vácuo (c) e a velocidade da luz considerada no meio em questão (v): $n = c / v$. Portanto, a lei de Snell para a refração de ondas de luz, utilizando índices de refração, pode ser escrita da seguinte forma:

$$n_1 \cdot \text{sen } i = n_2 \cdot \text{sen } r,$$

onde n_1 é o índice de refração do meio 1, n_2 é o índice de refração do meio 2, i é o ângulo de incidência e r é o ângulo de refração.

Ondas sísmicas e o interior da Terra

O acesso ao interior da Terra é obtido através da análise dos tempos de viagem das ondas sísmicas, as quais atravessam as várias regiões internas da Terra e emergem na superfície. Através dos tempos de chegada das várias ondas, podemos construir curvas de tempo de chegada em função da distância epicentral (curvas de tempo-distância). Em 1932-1939, após analisarem um grande número de registros obtidos para terremotos em todo o mundo, em várias estações, H. Jeffreys e K.E. Bullen publicaram um conjunto de tabelas com os tempos de chegada das ondas P e S. Na mesma época, B. Gutenberg e C.F. Richter também publicaram um outro conjunto de tabelas com poucas modificações, o que comprova a confiabilidade dos dados. As tabelas de Jeffreys e Bullen foram utilizadas pelos sismólogos do mundo todo, como padrão de referência, por muitos anos.

Uma visão grosseira da estrutura interna da Terra mostra que ela pode ser modelada por camadas concêntricas, correspondendo ao núcleo interno, núcleo externo e o Manto. A crosta é a camada mais fina. Fazendo analogia com um ovo, representaria a casca do ovo. É importante saber que esta estrutura em camadas foi desenvolvida através das curvas de tempo de chegada das ondas sísmicas que passam pelo seu interior. Para facilitar a identificação das ondas sísmicas nos sismogramas, existe uma notação conveniente pra as ondas refletidas e refratadas nas diferentes camadas (Figura 18).

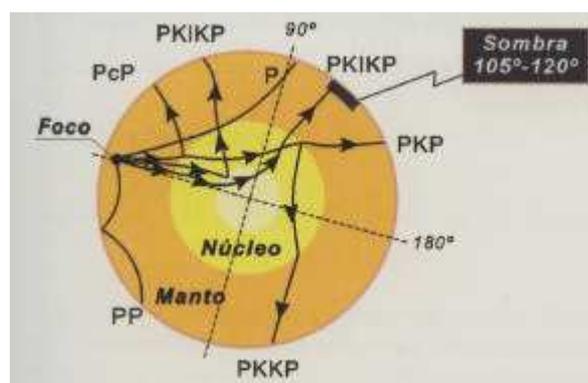


Figura 18 – Trajetórias de alguns tipos de onda no interior da Terra. O trecho do percurso da onda P no núcleo externo é denominado “K”. Assim, a onda PKP é aquela que atravessa o manto como onda P, depois o núcleo externo e volta pelo manto como onda P novamente. O percurso no núcleo interno é chamado “I” para a onda P. Letras minúsculas designam reflexões: “c” é reflexão do núcleo externo e “i” do núcleo interno.

A terra possui um núcleo metálico mais denso, envolvido pelas rochas que formam o Manto. Em 1906, R.D. Oldham observou que, se os tempos de viagem das ondas P observados a distâncias epicentrais (distância entre o epicentro e a estação sísmica) maiores do que 100° fossem extrapolados para distâncias maiores, estes valores seriam menores do que os tempos de chegada observados. Isto significa que as ondas P demoravam mais do que o esperado para chegar a distâncias epicentrais maiores do que 100° . Oldham deduziu que existiria um núcleo em que as velocidades das ondas P diminuam. Ele também previu que haveria um intervalo de distâncias epicentrais (zona de sombra, veja Figura 19), em que as ondas P não apareceriam. Nesta época, foi também descoberto que as ondas transversais S passavam através do Manto, mas não chegavam à distâncias epicentrais maiores do que 105° . Em 1914, Gutenberg verificou a existência da zona de sombra para as ondas P, no intervalo de distâncias epicentrais entre 105° e 143° . Gutenberg também determinou a profundidade do limite Manto-Núcleo, com uma precisão impressionante, em 2900 km. Uma estimativa atual coloca o limite em 2885 km. Em homenagem a Gutenberg, a interface Manto/Núcleo é denominada hoje de descontinuidade sísmica de Gutenberg.

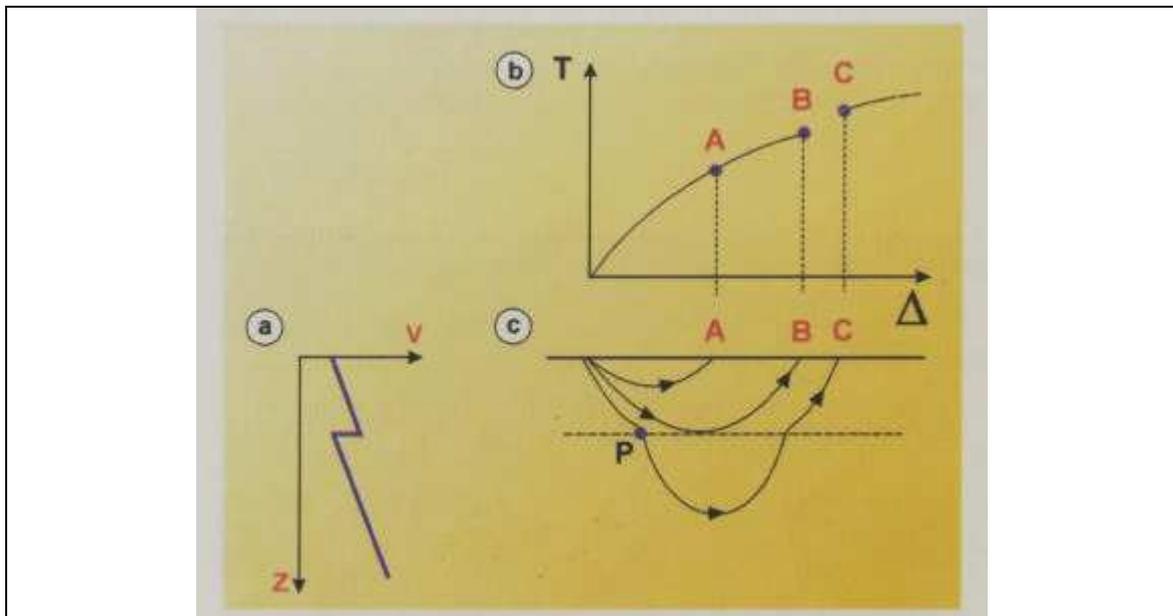


Figura 19 – Quando a estrutura de velocidades apresenta uma diminuição abrupta na velocidade numa certa descontinuidade (a), as curvas de tempo de percurso terão uma interrupção (b). A onda correspondente ao raio “C”, ao atingir a descontinuidade (c) sofrerá uma refração (aproximando-se da normal à interface, como na figura 13) que a afastará bastante do raio “B”, criando uma “zona de sombra” na superfície.

A zona de sombra e sua interpretação estavam bem estabelecidas em 1936, quando Inga Lehmann, uma sismóloga dinamarquesa, publicou um artigo em que ela descrevia a chegada fraca de ondas P na zona de sombra. Ela interpretou estes dados como decorrentes da presença de um núcleo interno com velocidades sísmicas maiores. Entretanto, a existência ou não de um núcleo interno permaneceu controverso por muitos anos. Com o melhoramento dos sismógrafos, pode-se comprovar a existência de um núcleo sólido no interior da Terra.

Descrição sucinta das camadas que constituem o interior da Terra (Figura 20).

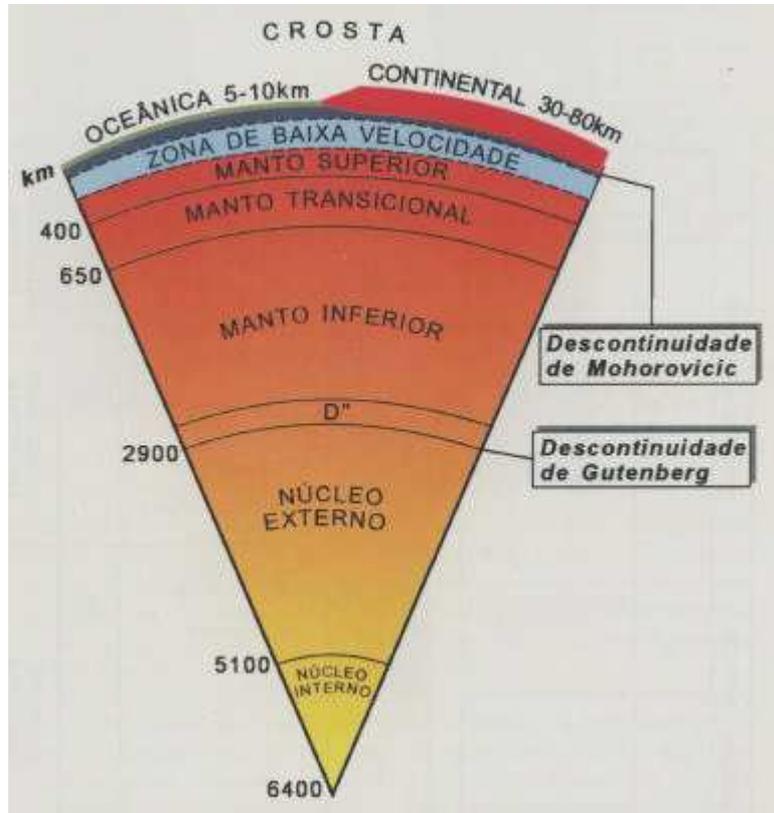


Figura 20 – Estrutura interna da Terra: o modelo clássico de primeira ordem, em camadas concêntricas, obtido a partir das velocidades das ondas sísmicas. Mantêm-se as divisões na devida escala, exceto para as crostas e a zona de baixa velocidade.

A Crosta terrestre – A estrutura crustal e do Manto superior é muito complexa e apresenta grandes variações laterais. A variação da velocidade sísmica na crosta difere de acordo com os perfis que estão sendo estudados. Domínios de antigos escudos continentais apresentam perfis de velocidades sísmicas diferentes das encontradas na crosta continental mais jovem e na crosta oceânica. Em vista disto, qualquer modelo petrológico generalizado da estrutura da crosta pode representar um modelo muito simplificado. Tendo isto em mente, ainda assim é possível resumir algumas feições gerais da estrutura da crosta e a identificação das rochas presentes nestas camadas.

Crosta Oceânica – A crosta oceânica apresenta uma espessura que varia de 5 a 10 km e é formada três camadas:

- 1- camada de sedimentos de baixa velocidade sísmica, cuja espessura aumenta com a distância em relação a cadeia meso-oceânica.
- 2- O embasamento ígneo consiste de uma camada superior fina (~0,5 km) de fluxos de lavas basálticas (relativamente ricas em minerais que contêm magnésio e ferro) no topo e diques subvulcânicos basálticos na base.
- 3- Abaixo, as rochas da crosta oceânica consistem de gabros.

Crosta continental – A crosta continental apresenta espessura muito variável, desde cerca de 30-40 km nas regiões sísmicas mais estáveis e mais antigas (cratons) até cerca de 60-80 km nas cadeias de montanhas, como os Himalaias na Ásia e os Andes na América do Sul. A evidência sísmica indica que, em algumas regiões cratônicas, a crosta continental está dividida em duas partes maiores pela descontinuidade de Conrad que assinala um ligeiro aumento das velocidades sísmicas com a profundidade e que separa uma camada superior (granítica) de uma camada inferior (basáltica). Entretanto, a descontinuidade de Conrad não é observada em todos os lugares, sendo que as observações diretas sugerem que uma divisão em três partes parece mais adequada. A ação combinada entre as forças geológicas internas, entre outras coisas, responsáveis pelo soerguimento das cadeias de montanhas, e por forças geológicas externas, como a erosão que contribui para o desgaste das montanhas, expõe rochas formadas em regiões profundas, tais como rochas metamórficas.

O Manto Superior - Limitado pela descontinuidade de Mohorovicic (limite Crosta/Manto) até a primeira descontinuidade mantélica a uma profundidade de 400 km. Dentre as rochas terrestres que satisfazem as densidades estimadas para o manto superior ($3,2 \text{ g/cm}^3$ no topo até $3,6\text{-}3,7 \text{ g/cm}^3$ a 400 km) estão as ultramáficas ricas em olivina magnésiana (Mg_2SiO_4) e os piroxênios (MgSiO_3 e $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$). Estudos petrológicos indicam que as prováveis rochas presentes no manto são o Peridotito (Olívia e piroxênio) ou o eclogito (granada e piroxênio).

Zona de baixa velocidade – região em que a velocidade das ondas sísmicas decresce ligeiramente com a profundidade (~100-200km). Esta camada está associada com a **astenosfera**. Do ponto de vista de tectônica de placas, a astenosfera é uma camada viscosa que se desliga da litosfera mais rígida (crosta mais parte do manto), o que permite o movimento das placas através de correntes de convecção.

Por volta de 220 ± 30 km, ocorre um aumento significativo da velocidade das ondas P e S (3-4%), a qual foi chamada de descontinuidade de Lehmann (não observada em todo lugar). Neste ponto começa a Mesosfera representada por rochas do manto no estado sólido.

A ~400 km e 650-670 km de profundidade ocorrem descontinuidades, onde as velocidades das ondas P e S apresentam incrementos significativos. Estas descontinuidades estão relacionadas a mudanças nas densidades dos materiais presentes no manto, as quais podem ser decorrentes de (i) mudanças de composição química (elementos com pesos atômicos maiores) das rochas, ou (ii) mudanças de estruturas cristalinas formando minerais mais densos. Entretanto, a petrologia experimental mostra que, nesse intervalo de grande profundidade, os minerais presentes tornam-se instáveis e produzem polimorfos com estruturas cristalinas mais densas. A 400 km, supõe-se uma mudança da estrutura da Olivina para uma estrutura do tipo espinélio (β -espinélio) a qual é mais densa. A ~650 km, deve haver uma mudança da estrutura β -espinélio para γ -espinélio.

Manto Inferior – acredita-se que desde 650-670 km até em torno de 100-300 km acima da descontinuidade de Gutenberg a ~2900 km (início do núcleo externo), o manto

seja composto predominantemente por silicatos ferromagnesianos com estrutura densa e, em menor proporção, por silicatos cálcio-aluminosos também densos, bem como óxidos de magnésio, ferro e alumínio. A perovskita ferromagnesiana deve ser o mineral presente no manto inferior, constituindo o mineral mais abundante da Terra.

Descontinuidade D'' – Próximo do limite Manto/Núcleo externo (~150-200 km de espessura), as velocidades das ondas sísmicas apresentam gradientes muito baixos, ou mesmo negativos. A estrutura desta descontinuidade não é ainda bem conhecida, entretanto, tem sido o foco de intensa pesquisa. Estudos de tomografia sísmica têm revelado importantes características desta descontinuidade.

Tomografia sísmica: As curvas de tempo de viagem e, por consequência, as curvas de velocidade sísmica, foram idealizadas para um modelo de Terra esférica e simétrica. Como consequência, as velocidades das ondas sísmicas nos modelos apresentados, representam velocidades médias, as quais eliminam flutuações laterais. Na realidade, os tempos de viagem mostram pequenos desvios em relação aos tempos calculados. Estas diferenças são chamadas de resíduos ou anomalias dos tempos de viagem. As causas que produzem estas anomalias estão relacionadas a variações laterais de estruturas, as quais podem retardar ou antecipar a chegada das ondas sísmicas, dependendo se a onda passa por uma região de mais baixa ou de mais alta velocidade. As anomalias de velocidade obtidas através da tomografia sísmica, são geralmente interpretadas em função de temperaturas e rigidez anormais. Uma região “lenta” é associada a uma temperatura mais alta do que a média e rigidez mais baixa, enquanto que uma região mais “rápida” é associada a uma temperatura mais baixa do que a média e uma rigidez mais alta.

Voltando para a camada D'' – Imagens de tomografia indicam variações laterais da velocidade que acontecem à distâncias laterais que são comparáveis aos tamanhos do continentes e oceanos na crosta da Terra. Existem também irregularidades de vários quilômetros.

Uma região de baixa velocidade (quente) está sob a Bacia do Pacífico, sugerindo que muitos centros de vulcanismos, onde o fluxo de calor é alto (hot spots), estão localizados nesta região. Regiões de alta velocidade (baixa temperatura) estão localizadas sob zonas de subducção. Isto sugere que a litosfera subductada pode atingir profundidades do manto inferior, onde ele é mais frio e mais rígido que o meio que o cerca.

O Núcleo – é caracterizado por um grande aumento de densidade e diminuição da velocidade da onda P, sendo que a onda S não se propaga no núcleo externo.

Composição – As densidades calculadas para o núcleo ($10-12 \text{ g/cm}^3$ para o núcleo externo e $\sim 13 \text{ g/cm}^3$ para o núcleo interno) deixam poucas dúvidas de que ele é composto por uma liga metálica de ferro e níquel (10%). Entretanto, as pressões e densidades do núcleo nos levam a supor que pequenas quantidades de elementos não metálicos menos densos (Si, S, O), estão também presentes. Pode ser que pequenas quantidades de elementos radioativos (^{40}K , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U) estão também presentes. O núcleo

interno (sólido) deve ser composto de uma liga Fe-Ni, pois concorda com os valores de densidade conhecidos.

O **núcleo interno** deve crescer com a solidificação ($25 \text{ m}^3 / \text{segundo}$) do núcleo externo. Segundo Lowrie, ocorre um processo de diferenciação, solidificando um material mais denso no núcleo interno (Fe-Ni), restando um material com maior concentração de elementos mais leves, por isso, menos denso. Isto faz com que forças ascendentes atuem neste material, e o impulsiona para cima através do material líquido mais denso. Além disto, a solidificação liberaria cerca de 2×10^{11} Watts, na forma de calor latente de solidificação. Estes processos seriam suficientes para manter o dínamo que gera o campo geomagnético.

REFERÊNCIAS

- 1- Decifrando a Terra, 2000, W. Teixeira, M.C.M. Toledo, T.R. Fairchild, F. Taioli
- 2- Fundamentos de Física, V.2 (6ª edição), 2002. Halliday, Resnick, Walker
- 3- Fundamentals of Geophysics, 1977. William Lowrie