

2 A DESCONTINUIDADE DE MOHOROVICIC.

2.1 Introdução

Os estudos iniciais geofísicos sobre a estruturação interna da terra, especialmente aqueles baseados na sismologia, começaram nas primeiras décadas do século XX, culminando com a proposição de modelos com camadas concêntricas. Estes trabalhos iniciais resultaram no substrato científico dos modelos sismo-composicionais da estrutura da Terra tais como são conhecidos atualmente.

Em 1909 o cientista Andrija Mohorovicic, estudando os registros de um terremoto acontecido nesse mesmo ano no sul de Zagreb, na atual Croácia, encontrou nos sismógrafos mais próximos do epicentro a chegada de um duplo registro de ondas “P” e “S”. O primeiro grupo de ondas representava o produto da chegada das ondas refratadas que viajaram num meio de maior velocidade, enquanto que o segundo grupo correspondia às ondas diretas (que não sofrem reflexões ou refrações) que se movimentaram num meio de menor velocidade (Figura 8). Mohorovicic explicou este fenômeno com base na existência de uma descontinuidade que separa uma camada superior (ou crosta) com velocidades menores que a camada inferior (ou manto superior), que seria caracterizada por um notável incremento das velocidades “P” e “S”. Esta descontinuidade que apresenta profundidades que podem variar desde os 80 km até menos que 5 km é conhecida atualmente como descontinuidade de Mohorovicic ou “Moho” (Figura 9; MEISSNER, 1986).

Em 1925, na Alemanha, Conrad inferiu outra descontinuidade de ordem menor, e não sempre reconhecível no globo terrestre, que pode ser encontrada em alguns tipos de crostas continentais. Esta descontinuidade foi considerada por alguns sismologistas da época como a separação entre duas camadas. A camada superior é composta por materiais de composição mais félsica (granitos) sendo denominada de “sial” devido ao predomínio do silício e do alumínio. A camada inferior é composta por materiais de composição mais máfica (basaltos) sendo denominada de “sima” por ser rica em silício e magnésio. Nestas áreas, aparece uma bi

modalidade nas velocidades das ondas “P” a níveis crustais intermediários na crosta média (Figura 9). Mais recentemente esta descontinuidade foi reinterpretada como a possível passagem entre a crosta superior, com reologia rúptil, e inferior, com reologia dúctil e marcada por refletores acamadados de alta impedância (HALL, 1989).

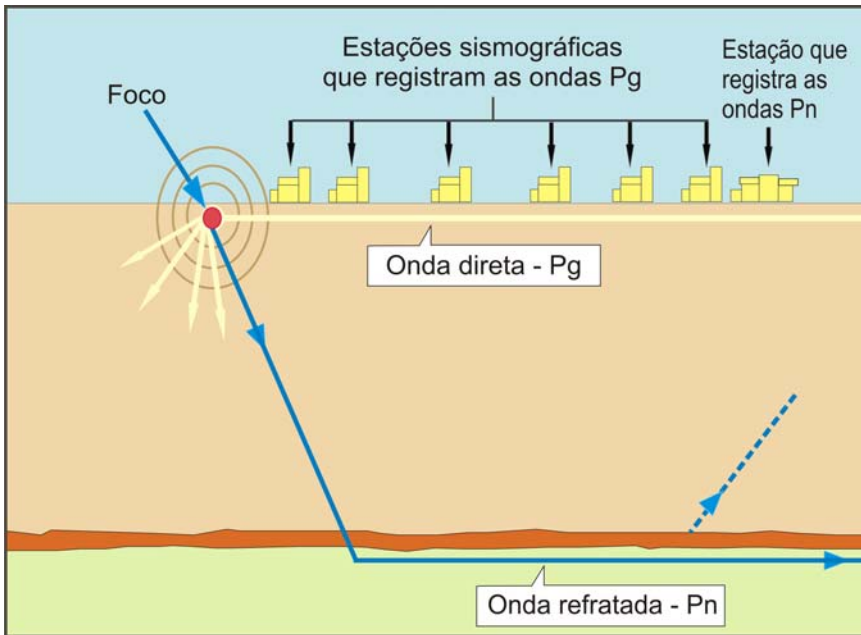


Figura 8 - Tipo de ondas sísmicas.

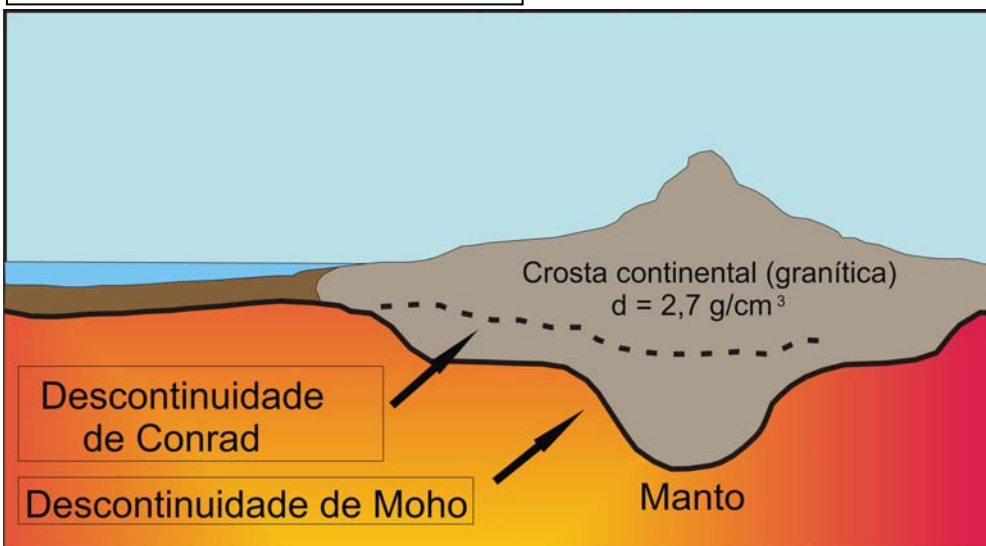


Figura 9- Descontinuidades na crosta.

Estudos detalhados de sísmica de reflexão e refra o indicam que a Moho não é uma superfície simples e homogênea que estende-se ao longo do planeta, mas ao contrário, apresenta-se complexa, com profundidades, características e estrutura o heterog neas. A heterogeneidade da Moho depende do tipo e do subtipo crustal (ou o ambiente considerado). Condie (2003), define os tipos crustais como os “*segmentos da crosta que apresentam características geológicas e geofísicas semelhantes*”. Se reconhecem na literatura tipos crustais continentais, oceânicos e transicionais (CONDIE, *op. cit.*).

2.2 Metodologias aplicadas no estudo da Moho

Embora a descontinuidade da Moho fosse definida inicialmente como uma descontinuidade sísmica, marcada por um rápido incremento na velocidade da onda “P” de 6.5 km/s para 8.2 km/s, a mesma apresenta também expressões gravimétricas, isostáticas, petrológicas, mineralógicas, químicas, reológicas, de fluxo térmico e até de propriedades elétricas (magnetotel ricas), constituindo-se em um dos mais importantes limites internos da Terra (MEISSNER, 1986). A superfície da Moho tem sido muito estudada na geologia e na geofísica, em diferentes partes do planeta, usando-se diversas metodologias. As diferentes expressões da Moho em profundidade podem coincidir ou não entre si. Por exemplo, estudos efetuados pelo grupo *Marine and onshore North Sea acquisition for lithospheric seismic analysis* (MONALISA), concluiu que a atual Moho sísmica, na litosfera B ltica, não corresponde em profundidade com a Moho petrológica. Este grupo sugere que a posi o da Moho petrológica variou por causa do metamorfismo de pressão induzido, que mudou a composi o da crosta inferior em f cies eclogito, e que a Moho observada hoje   herança da fase pós-orogenia Caled nica (ABRAMOVITZ et al., 1998).

Algumas das técnicas mais freqüentemente utilizadas no estudo da Moho são:

2.1.1 A Moho sísmica e sismológica :

A sismologia estuda os comportamentos das ondas geradas por terremotos ou grandes explosões (como por exemplo, ensaios nucleares), enquanto que a sísmica utiliza fontes de ondas controladas (explosivas, canhão de ar, vibroseis, etc). Os estudos sismológicos e sísmicos têm sido a principal fonte de conhecimento da estruturação da Terra e o incremento de velocidade da onda “P” acima de 7.6 km/s é a principal característica da transição da crosta inferior para o manto superior. Em função do ângulo com que os raios sísmicos, gerados por uma fonte controlada, chegam a uma superfície no subsolo, ocorre uma importante variação de velocidade (ou impedância acústica). Os raios comportam-se de formas diferentes segundo a lei de Snell (APENDICE-A). Por exemplo, na Figura 10, se na posição “O” encontra-se a fonte sísmica, os raios gerados pela fonte vão se movimentar pela camada de velocidade 1, e quando atingirem a camada de velocidade 2, parte da energia vai ser refletida e parte refratada, se eles chegarem em ângulos menores que o ângulo crítico. Os raios que atingirem a superfície de separação das camadas com um ângulo crítico se movimentarão pela superfície, e aqueles raios que atingirem a superfície num ângulo maior que o ângulo crítico serão completamente refletidos. Se o levantamento sísmico for planejado de forma que os sensores (geofones ou hidrofones) fiquem posicionados para captar as reflexões quase verticais, perto da fonte O, estaremos na presença dos denominados *deep seismic profiles* (DSP) ou sísmica de *steep angle*. A sísmica convencional, de uso corrente na indústria do petróleo, é geralmente desenhada para captar as reflexões que ocorrem entre o raio incidente normal e distâncias inferiores a distância crítica. Já nos estudos de sísmica de refração e estudos de reflexão de alto ângulo conhecidos como *wide angle seismic* (DSS), os receptores estão posicionados após a distância crítica. Durante o século XX, na evolução dos estudos sísmicos e sismológicos usados no estudo da crosta, utilizou-se primeiramente sísmica de refração, posteriormente a sísmica de reflexão de alto ângulo (DSS) e finalmente, a sísmica de resolução profunda do tipo quase-vertical (DSP; MEISSNER, 1986). Projetos como os COCORP (USA), BIRPS (Inglaterra), ECORS (França) e DEKORP (Alemanha), entre outros projetos internacionais, têm permitido decifrar com bastante detalhe a estruturação da crosta inferior e a passagem ao manto mediante a geração de ondas sísmicas profundas (DSP). Nas Figuras 11 a 13 pode-se observar exemplos dos diferentes tipos de perfis sísmicos. A sísmica de refração permite calcular a velocidade das ondas “P” das diferentes

camadas e a profundidade da interfase refrativa (por exemplo, a Moho). Os perfis de tipo quase-vertical (DSP) contribuíram gerando uma imagem estrutural bastante aceitável da crosta inferior. Outro tipo de representação que demarca bastante bem estas discontinuidades é um gráfico onde é plotado estatisticamente o número de reflexões que acontecem nas diferentes profundidades do registro (MEISSNER, 1986; Figura 14). Aquisições de linhas sísmicas convencionais (2D ou 3D), feitas com cabos de longo comprimento, grandes tempos de escuta e parametrizações adequadas, tem permitido obter imagens bastante apuradas da crosta. Na Petrobras foram feitos levantamentos pioneiros na década de 1990 nas bacias da margem equatorial e nas bacias da margem leste e sudeste (MOHRIAK et al., 1995 a-c). Na África foram feitos importantes projetos de aquisição e interpretação dos dados sísmicos profundos na margem gabonesa e angolana (ROSENDAHL et al., 2005; WANNESON et al., 1991). Exemplos recentes de este tipo de aquisições são os levantamentos marinhos do projeto SPAN (ION-GXT) no litoral da África, América do Sul, e também em outras margens passivas. Os levantamentos SPAN 2D, utilizaram cabos de 10 km de comprimento, registros sísmicos de até 18 segundos e processamento de tipo *pre stack depth migration*. Por outro lado, a PGS tem adquiridos grandes levantamentos 3D na Bacia de Almada com cabos de 6 km de comprimento, 9.2 segundos de registro e processamento de tipo *pre stack time migration* (APENDICE-B). Como resultado, tem se conseguido excelentes imagens sísmicas 3D da Bacia Almada, atingindo a base da seção sedimentar, refletores da crosta e da Moho, apresentando resultados comparáveis aos dos *deep seismic profiles* (DSP) obtidos internacionalmente (DINKELMAN, 2009).

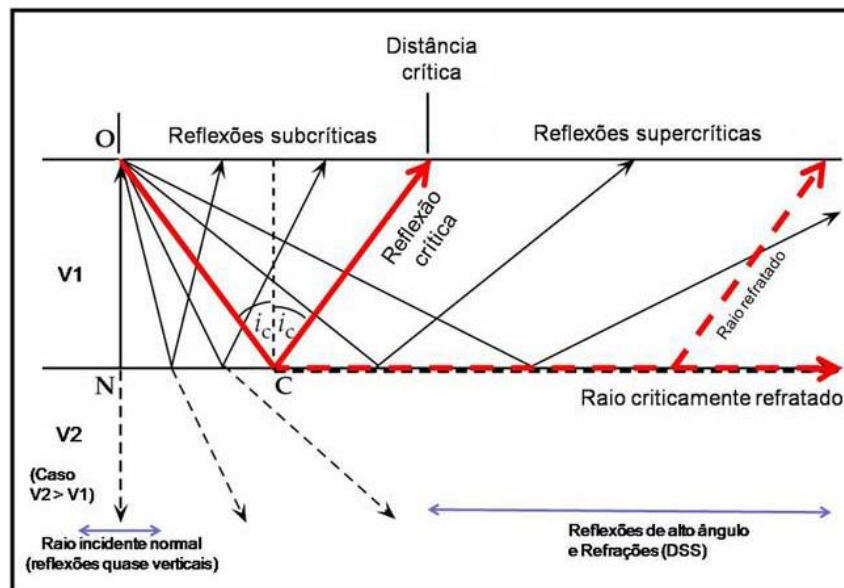


Figura 10- Reflexões subcríticas, críticas e supercríticas do raio sísmico.

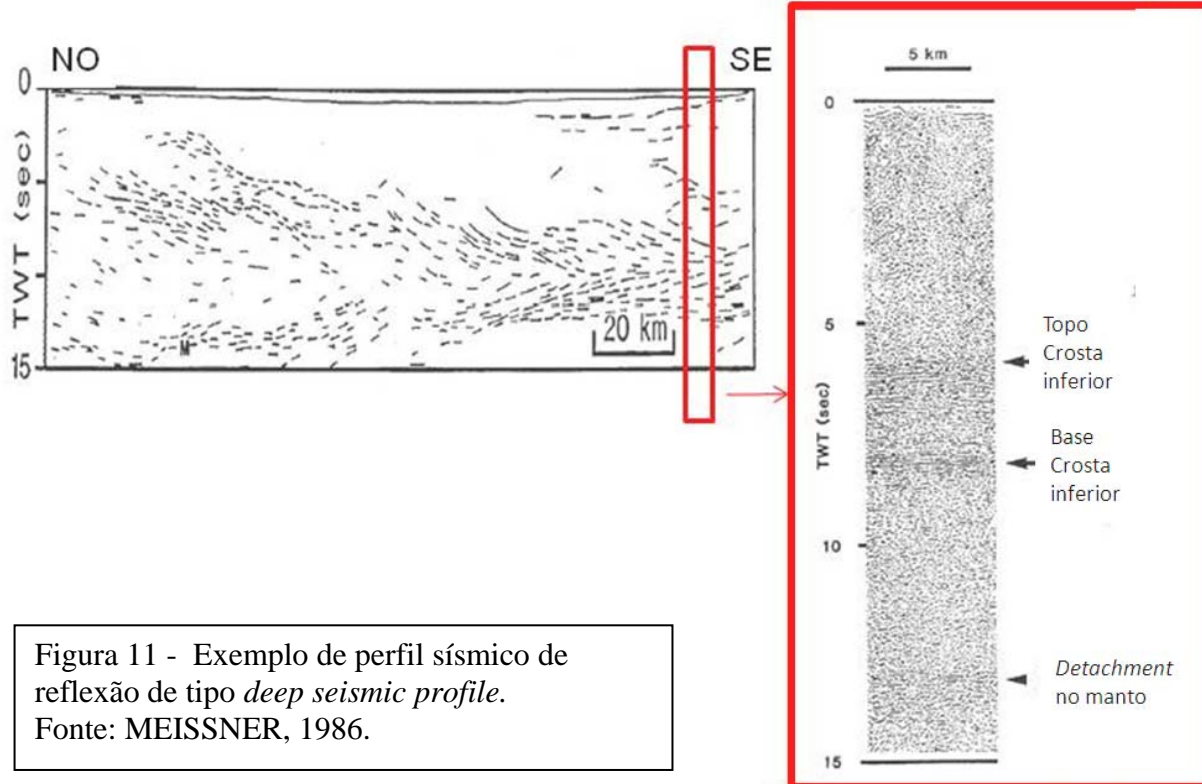


Figura 11 - Exemplo de perfil sísmico de reflexão de tipo *deep seismic profile*.
 Fonte: MEISSNER, 1986.

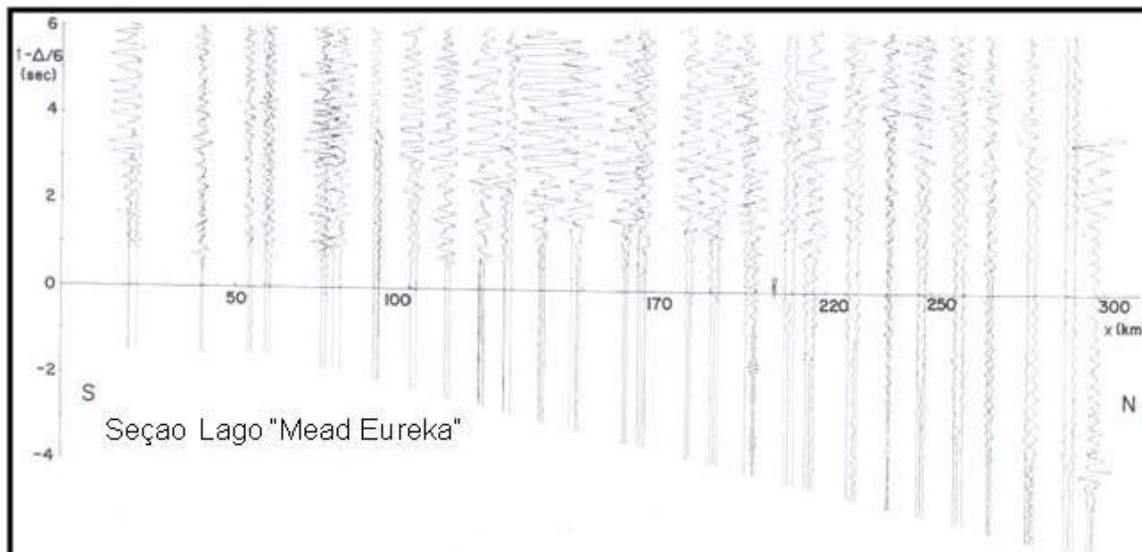


Figura 12 - Exemplo de perfil sísmico de reflexão de alto ângulo (*wide seismic seismic*).
 Fonte: MEISSNER, 1986.

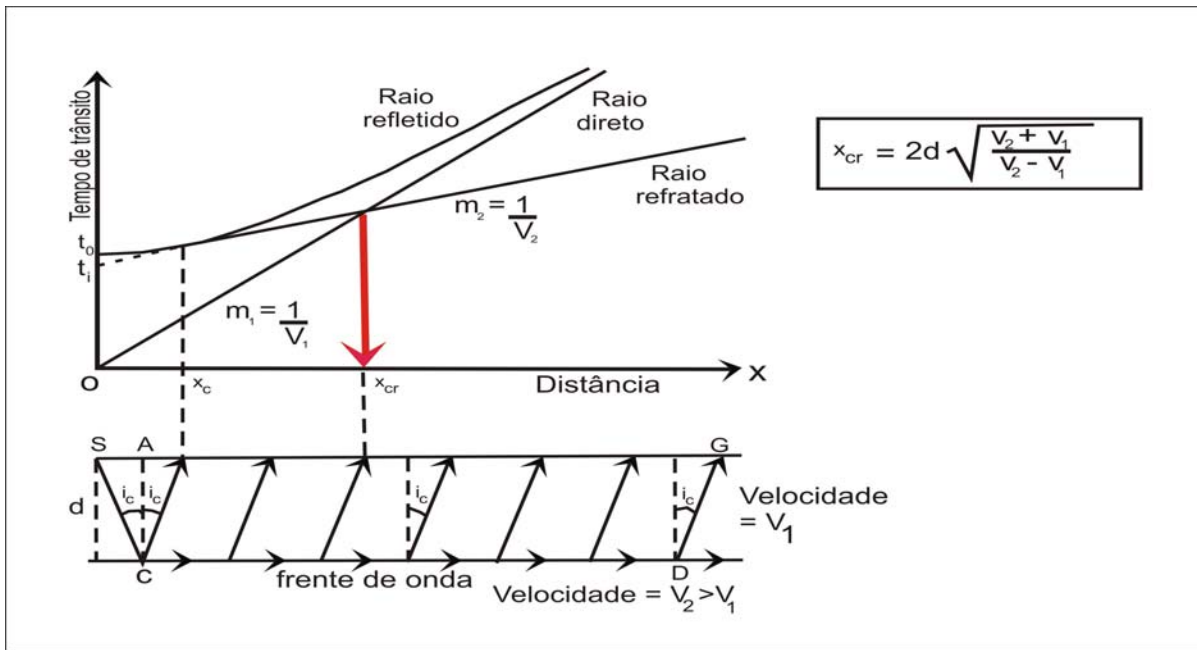


Figura 13 - Gráfico tempo sísmico versus distância para os raios diretos, refletidos e refratados. Considerando duas camadas sub horizontais, onde $V_2 > V_1$, neste exemplo, a velocidades das camadas esta dada pela pendente das curvas e a distância a fonte refrativa pela equação acima.

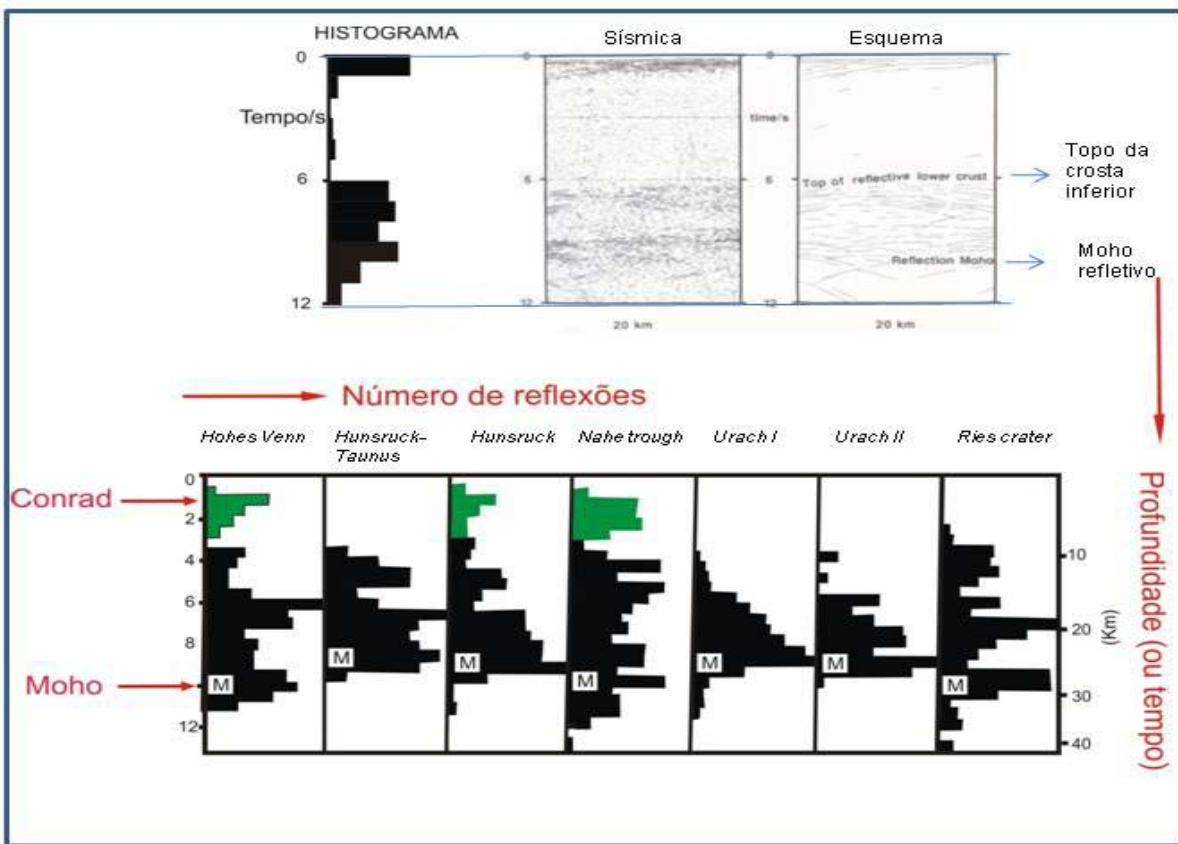


Figura 14 - Analise estatístico do número de reflexões por profundidade (ou tempo). Observa-se a moda nas discontinuidades da Moho e de Conrad.
 Fonte: MEISSNER, 1986.

2.2.2 A Moho gravimétrica:

Em geral, existe na natureza uma proporcionalidade direta entre a velocidade da onda sísmica e a densidade do material rochoso. A mudança na velocidade de propagação das ondas “P”, na passagem crosta inferior para o manto superior, corresponde também a uma mudança nas densidades das rochas de aproximadamente $2,8 \text{ g/cm}^3$ para $3,3 \text{ g/cm}^3$ (Figura 15).

Pressupondo a Terra como uma superfície regular, sem montanhas nem oceanos, sem variação de densidade das rochas ou da espessura da crosta, o valor teórico da gravidade pode ser calculado para qualquer ponto, por uma expressão matemática, bastando o conhecimento da forma geométrica que a define e da distribuição de massas. Conseqüentemente a intensidade do campo gravimétrico calculado (teórico) seria igual à intensidade do campo gravimétrico observado. No entanto, desconhecemos tanto a forma da Terra quanto a exata distribuição de massas em seu interior. Portanto, a exata avaliação da intensidade do campo gravimétrico da Terra por uma expressão analítica é uma tarefa impossível. Por esta razão, surgiram várias equações para o cálculo da **gravidade teórica**, cada uma usando diferentes formas geométricas para a Terra. A gravidade teórica considerando-se o elipsóide como uma aproximação precisa da forma da Terra é calculada via teorema de Clairaut e denominada de gravidade normal. Por definição, a diferença entre as medidas gravimétricas observadas e a gravidade normal é chamada de “anomalia de gravidade”, que pode ser positiva se o valor observado for maior do que o calculado, ou negativo, se ocorrer o contrário.

Na gravimetria, a Moho pode ser estimada mediante técnicas de filtragem no domínio espacial ou no domínio da frequência, uma vez que estes filtros permitem separar a anomalia gravimétrica em duas componentes. A componente gravimétrica local é produzida por fontes rasas e a componente gravimétrica regional é produzida por fontes profundas. O componente regional da anomalia gravimétrica reflete os contrastes de densidade entre a crosta e o manto. Também é freqüente a utilização das técnicas de inversão ou modelagem gravimétricas para a recuperação do relevo da Moho (APENDICE-A). Na Figura 16 observa-se a relação existente entre a espessura crustal, a topografia e as anomalias gravimétricas num perfil do hemisfério norte que estende-se desde a placa do Pacífico até a placa da África (WOODLAND, 1954 apud CONDIE, 2003).

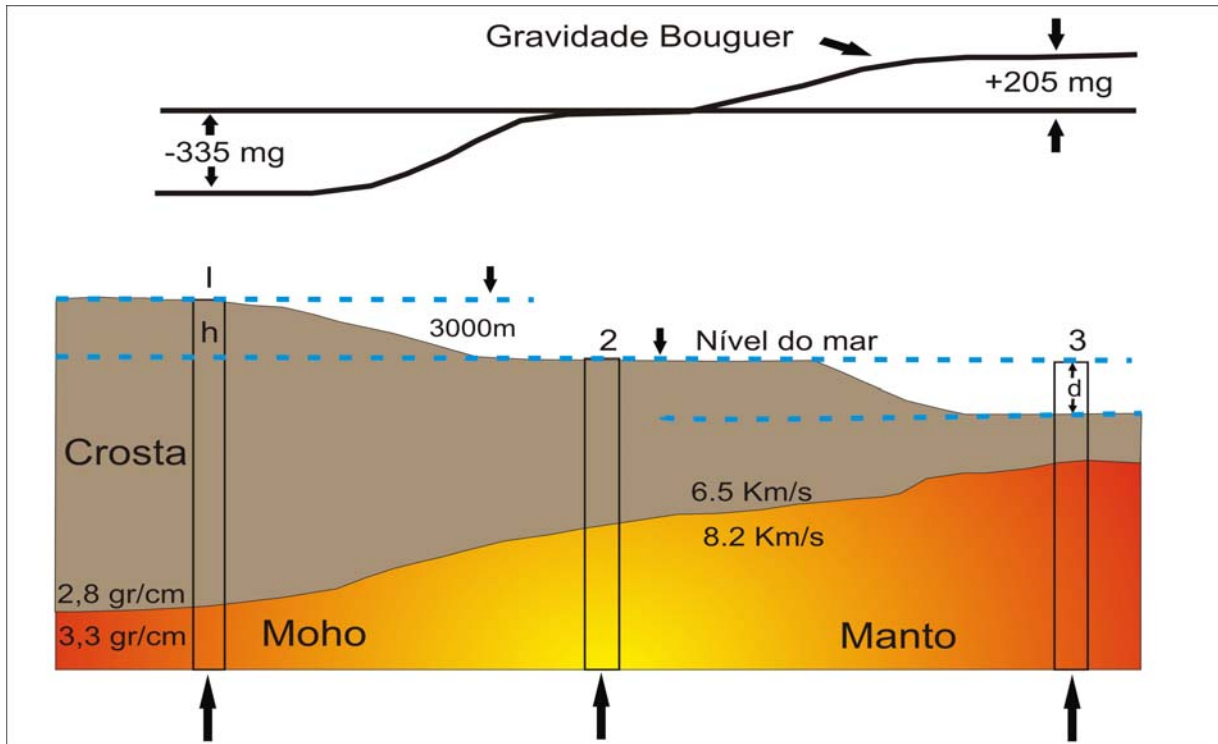


Figura 15 - Perfil esquemático da variação da gravidade de Bouguer

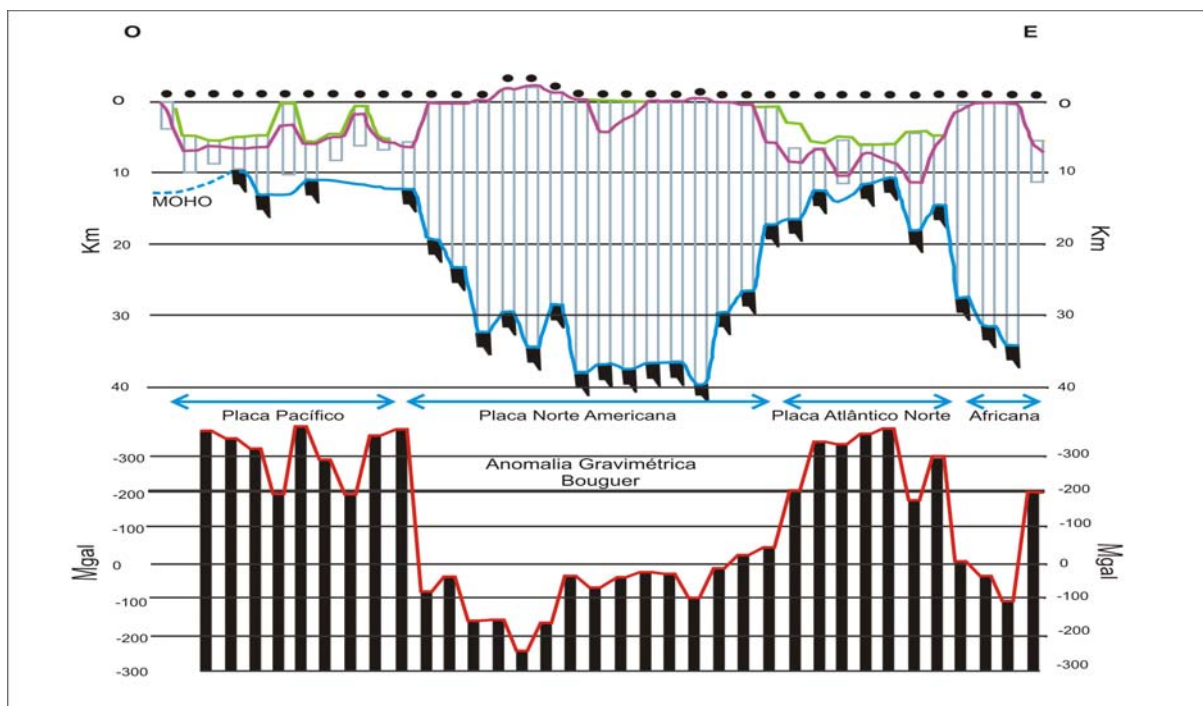


Figura 16 - Perfil comparativo entre a topografia, a descontinuidade de Moho e anomalia de Bouguer ao longo de um perfil entre as placas Pacífico, Norte Americana e Atlântico Norte. A linha verde e o relevo topográfico, e a cor roxo e o topo do embasamento cristalino.

Fonte: WOODLANDS, 1954 apud CONDIE, 2003.

2.2.3 A Moho isostática:

Estudos gravimétricos feitos em áreas extensas têm demonstrado que não há relação entre a topografia e a força da gravidade quando esta é corrigida dos efeitos produzidos em virtude da altitude e em virtude das massas acima ou abaixo do nível do mar (geóide). Após estas correções e após a correção em virtude da latitude, infere-se que as principais irregularidades de massa na crosta da terra não são cargas apoiadas sobre uma crosta resistente, mas cargas que “flutuam” sobre uma parte inferior mais densa e plástica (camada fluído viscosa). O princípio pelo qual as variações no relevo topográfico são compensadas em profundidade por variações nas propriedades da crosta terrestre (profundidades das raízes ou mudanças na densidade) foi chamado de “isostasia” por Dutton, em 1889. Na isostasia duas teorias competiram tentando explicar o fenômeno da compensação do relevo topográfico em profundidade. A primeira teoria isostática foi elaborada por Pratt (1854) e a segunda por Airy (1855). Posteriormente, Heiskanen (1945), aperfeiçoa ambas as teorias considerando as colunas de rochas com variações verticais de densidade e diferentes profundidades das raízes. As diferenças nas densidades ao nível da Moho correspondem ao limite superior de matérias de alta densidade proposta pela teoria de Airy (e Heiskanen), onde áreas de altos relevos topográficos correspondem a valores muito baixos de anomalia gravimétrica corrigida (Bouguer), e uma Moho relativamente profunda. Áreas com baixo relevo topográfico ou áreas costeiras, pela sua parte, apresentam valores de Bouguer próximos ao zero e profundidade médias até a Moho. Áreas oceânicas mostram fortes valores de anomalias gravimétricas Bouguer e profundidades mínimas a Moho (Figura 16). Outra análise interessante que vincula a gravimetria e a isostasia é a comparação dos valores de gravidade Bouguer, *Free Air* e a topografia (Figura 17). As relações entre estas anomalias permitem inferir se as estruturas estão compensadas ou não hidrostáticamente (isostaticamente) em profundidade.

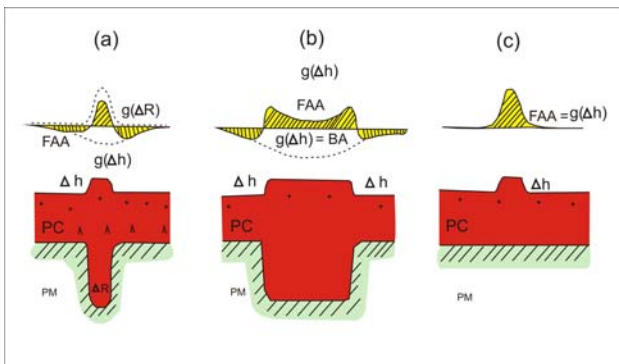


Figura 17. Comparação entre a compensação isostática e a gravidade. (a) e (b) amostram compensação isostática do relevo topográfico enquanto (c) não apresenta. FAA corresponde a correção de Ar livre, h (relevo topográfico), g (gravidade) e BA (Anomalia de Bouguer).

2.2.4 A Moho petrológica:

Composicionalmente pressupõe-se que a Moho separa as rochas máficas da crosta inferior das rochas ultramáficas do manto superior. Também esta descontinuidade pode acontecer na passagem de eclogito na base da crosta inferior ao manto superior ultramáfico, se houver inversão petrológica de rochas máficas para eclogito. Composições litológicas da crosta e do manto são inferidas em função da velocidade da onda “P” (Figura 18). Os contrastes litológicos gerados pela intrusão de diques máficos e possíveis planos de *decollement* têm sido apontados como as principais fontes de geração das fortes reflexões que são características da crosta inferior (HALL, 1986, Figura 14). A Moho é mais bem conhecida em crosta oceânica devido a exposições subaéreas de corpos de ofiolitos alojados tectonicamente acima de sedimentos marinhos (Figura 19). Perfurações profundas em solo oceânico, como as do *Deep sea drilling project* na Ibéria, permitiram também recolher amostras de peridotitos e serpentinitos interpretados como manto modificado (BOILLOT et al., 1980).

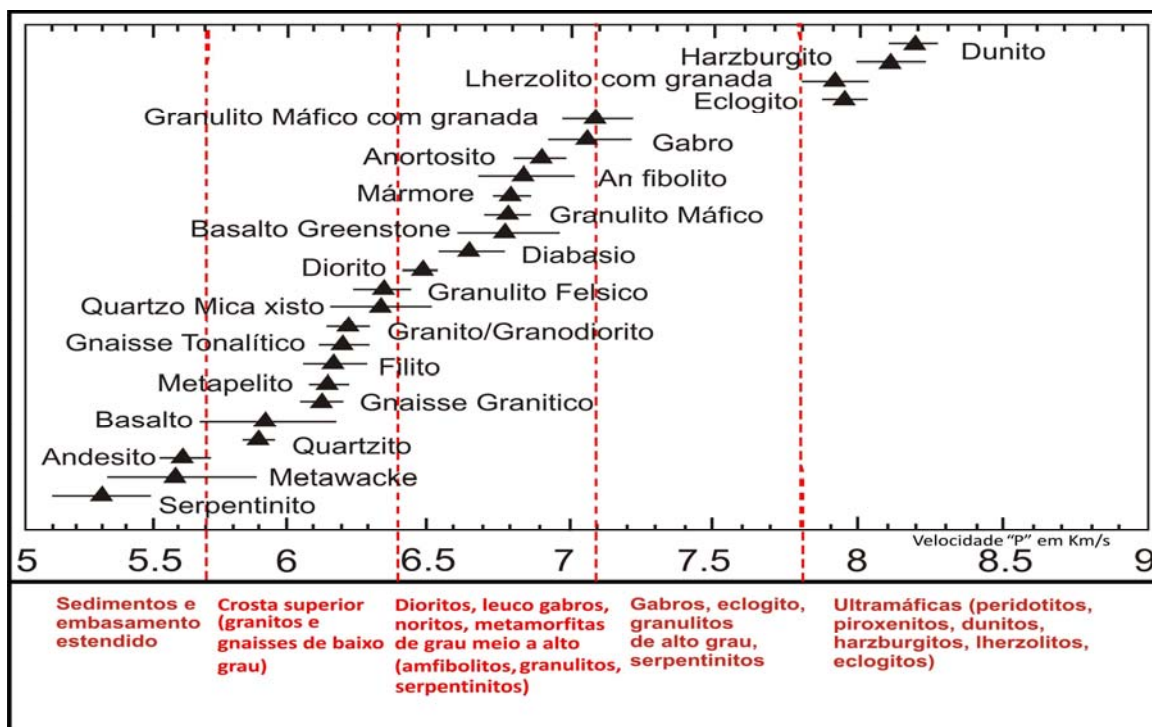


Figura 18 - Correlação velocidade meia da onda P e composição petrológica a ~20 Km de profundidade, 600 MPa e 300 ° C.

Fonte: CHRISTENSEM et al., 1995 apud CONDIE 2003.

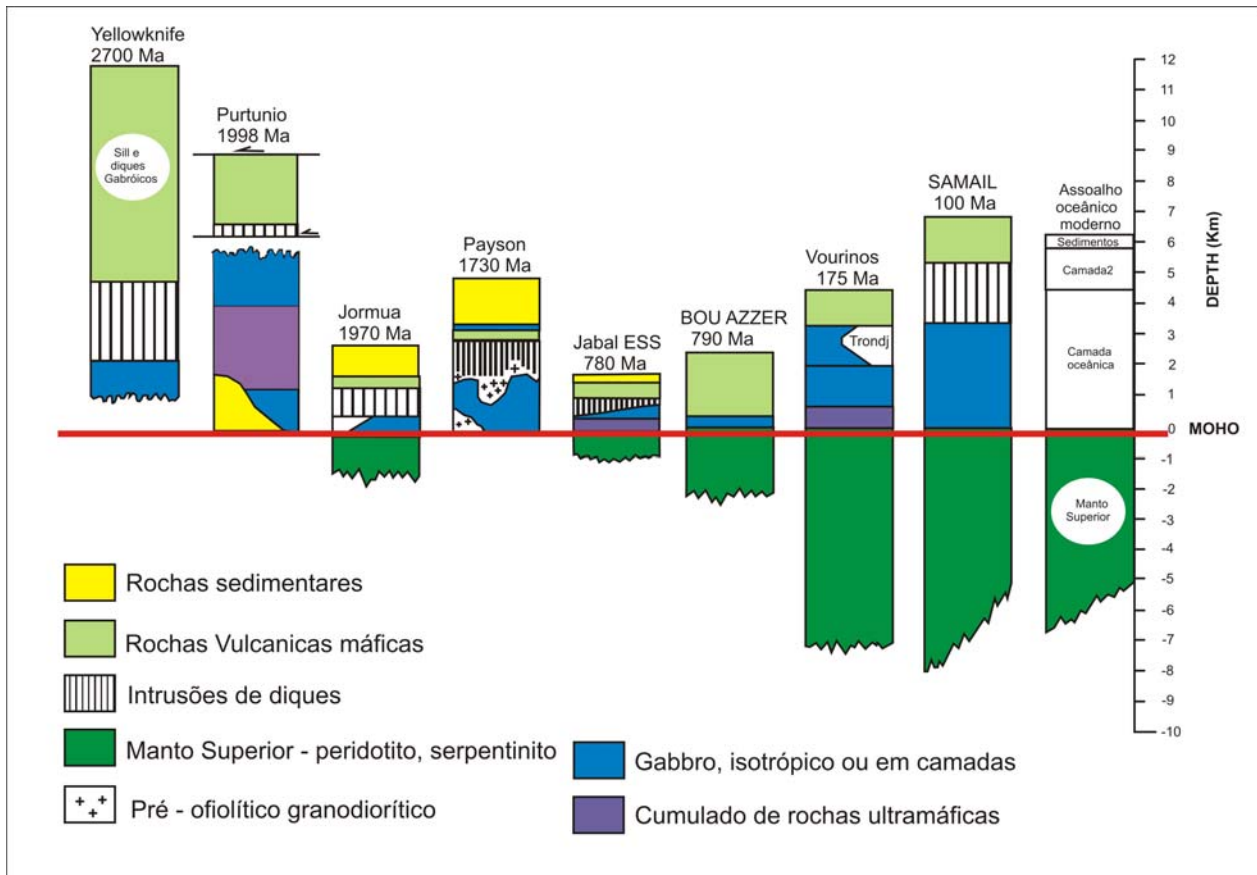


Figura 19- Estratigrafia simplificada de ofiolitos comparados com crosta oceânica promédio em diferentes localidades.

Fonte: HELMSTAEDT et al., 1992 apud CONDIE, 2003.

2.2.5 A Moho elétrica:

O incremento da condutividade elétrica na crosta inferior tem sido numerosas vezes observado na literatura geológica, principalmente no método de fontes eletromagnéticas naturais ou magnetotelúrico (MT). Diferentes hipóteses têm sido propostas tentando explicar a origem da camada de alta condutividade, como por exemplo, fusão parcial, presença de água salina nos poros, e finas películas de carvão nas bordas dos grãos das rochas. A explicação deste fenômeno continua sendo muito debatida na ciência e experimentos eletromagnéticos tem falhado em demonstrar as mudanças na condutividade elétrica na base da crosta. (JONES, 1992). A presença da camada de alta condutividade tem dificultado, em geral, os resultados dos estudos MT que tentaram detectar a Moho mediante esta técnica. Um exemplo deste fenômeno pode ser observado na Figura 20, neste perfil de 250 km de comprimento, levantado na região norte da

Alemanha, se observa somente uma correspondência parcial entre as respostas da Moho sísmica e a camada de alta condutividade (JEEDICKE, 1981). Não obstante, dois estudos de MT efetuados nos crátons da Índia Oriental (de 3.3 Ga de idade) e do Slave, no noroeste do Escudo Canadense (4.03 Ga), tem conseguido resolver esta superfície, provavelmente devido a ausência da camada de alta condutividade na crosta inferior (SHALIVAHAN et al., 2002). Em especial, o estudo no cráton de Slave, mostra mudanças inequívocas na condutividade elétrica, que são coincidentes com as profundidades da Moho refletiva e refrativa, estudada dos mesmos perfis (JONES, 1992, Figura 21). Segundo Shalivahan et al. (2002), a ausência da camada de alta condutividade somente acontece nos crátons do Arqueano inferior, enquanto no crátons do Arqueano médio a superior, a camada de alta condutividade volta a manifestar-se. Para estes autores, estas observações poderiam ser indicativas de uma dinâmica crustal completamente diferente da conhecida hoje, com a tectônica de placas, para os tempos do Arqueano inferior.

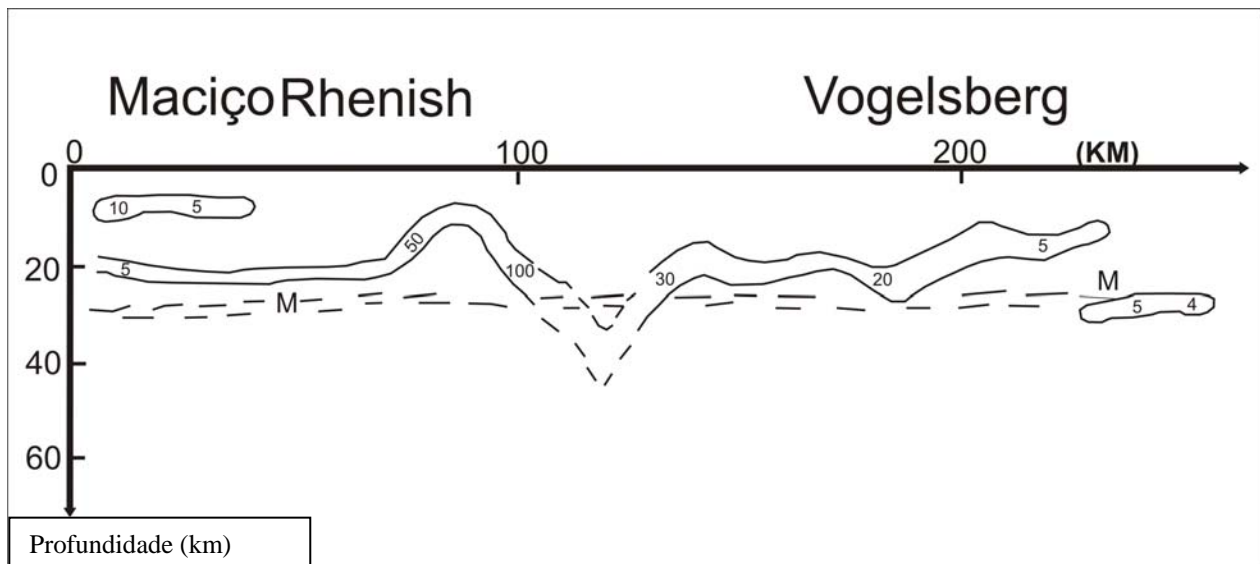


Figura 20 - Exemplo de Moho elétrica na Alemanha (German Variscides) onde a camada de alta condutividade acompanha apenas parcialmente a descontinuidade da Moho (M).
Fonte: JOEDICKE, 1981 apud MEISSNER, 1986.

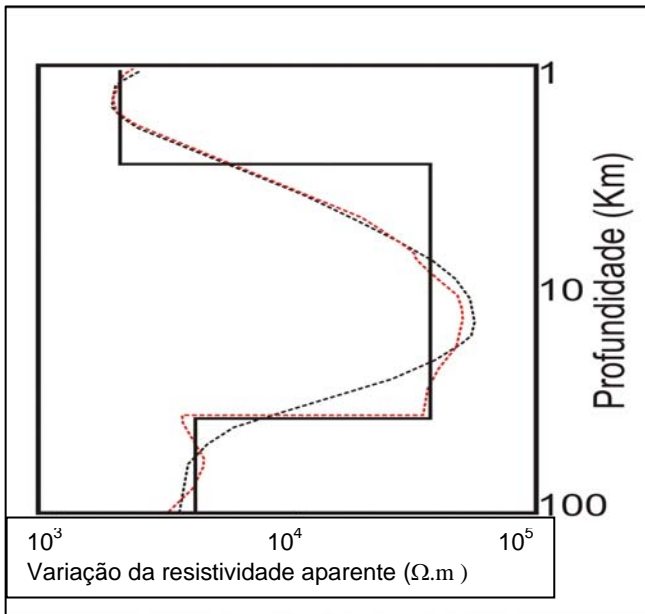


Figura 21- Estudos de modelado elétrico (MT) unidimensional no craton Slave. A passagem para a Moho foi confirmada também por refração e gravimetria.

Na figura se observa as mudanças elétricas na passagem da crosta inferior ao manto. As linhas pontilhadas preta e vermelhas representam variações na resistividade aparente segundo duas direções ortogonais.

Fonte: JONES, 1992.

2.2.6 Outros métodos de estudo:

A geotermia, geocronologia, regime de stress, estudos reológicos, estudos de laboratório em altas pressões e temperaturas, magnetometria, dentre outros, também aportam importantes conhecimentos da interface crosta–manto. No entanto, esses métodos não serão discutidos no presente estudo.

2.2 A Moho e os tipos crustais.

Na análise da Moho e das características da crosta inferior nos diferentes tipos crustais, considerou-se a divisão de Condie (2003). Este autor classifica os tipos crustais em crosta continental, oceânica e crostas intermediárias. Dentro dos tipos crustais principais, este autor considera também diferentes subambientes listados a seguir.

- **Crosta Continental:**

- Escudos e plataformas
- Orógenos Paleozóicos
- Orógenos Mesozóicos e Cenozóicos.
- Bacias de margem de intraplaca (margem passiva)

- Arcos de margem continental
- **Crosta Oceânica:**
 - Centros de espalhamentos oceânicos
 - Ilhas vulcânicas
 - Trincheiras
 - Bacias marinhas marginais
 - Crosta oceânica média.
- **Crosta Transicionais**
 - Riftes
 - Arcos de Ilhas
 - Bacias marinhas de intraplaca
 - Plateau submarinos
 - Bacias de margem de intraplaca (margem passiva)

No presente capítulo, serão abordados alguns aspectos destes sub ambientes, tais como : profundidade da Moho (ou espessura crustal), estruturação, composição da crosta inferior e da Moho.

2.2.1 Crosta Continental

A crosta continental, com uma espessura variável de 30 a 80 km, é altamente heterogênea em termos de sua composição, estruturação e idade (Figura 22). A crosta continental pode chegar a ser 20 vezes mais velha que a crosta oceânica, e foi submetida várias vezes a processos tectônicos como dobras, falhamentos, metamorfismo, fusão parcial, intrusões e diferenciações composicionais (MEISSNER, 1986). Na literatura, se reconhece uma composição média de tipo “granodiorito”, e uma divisão geral vertical em crosta superior, média e inferior. A crosta continental superior até média é muito estudada por meio de observações diretas (estudos de afloramentos, furos de sondagem e minas), além de observações indiretas como os estudos da petrologia experimental e estudos geofísicos. Nosso conhecimento da crosta continental inferior, ao contrário, é muito mais limitado, sendo predominantemente baseado em estudos geofísicos, xenólitos de rochas vulcânicas e segmentos de crosta inferior tectonicamente alojados na crosta superior em ambientes de colisão. No tipo crustal continental identificam-se vários subtipos, como por exemplo, orógenos de colisão, arcos de margem continental, escudos e plataformas entre outros (CONDIE, 2003).

Orógenos colisionais Meso-Cenozóicos, alguns exemplos deste sub ambientes são os segmentos dos Andes, as Montanhas Rochosas, Alpes, Himalaia e os arcos de ilhas do oeste do Pacífico. Apresentam importantes heterogeneidades nos padrões de reflexões sísmicos da crosta inferior e na geometria da Moho. A seguir são descritos alguns exemplos destas heterogeneidades.

As maiores espessuras da crosta (entre 40 a 80 km) observadas na Terra correspondem a estes orógenos jovens (Figura 22). Podem apresentar importantes variações laterais na profundidade da Moho, e também são freqüentes os deslocamentos entre as raízes crustais e as máximas elevações topográficas, como têm sido observados nos Alpes e Himalaia. Este suave desvio do equilíbrio isostático é também observado nas anomalias gravimétricas Bouguer. Dobras ou ondulações na Moho têm sido reportadas em estudos gravimétricos satelitais no Tibet, no orógeno dos Himalaias. Na Figura 23, pode observar-se as dobras que a Moho apresenta em modelagens flexurais 3D, inversão gravimétrica e isostasia, refletindo a colisão continental das placas da Índia e Eurásia (SHIN et al., 2006).

Nesta mesma área, numa seção de 500 km de comprimento atravessando o Tibet, reconheceu-se um deslocamento da ordem de 20 km da Moho embaixo da sutura da placa da Índia gerada por um falhamento muito complexo de tipo *thrust* (HIRM et al., 1984).

Em orógenos colisionais jovens, como nos Alpes, tem sido reportadas importantes mudanças no mergulho da Moho. Refletores da base da crosta mergulham fortemente em direção às raízes dos orógenos e indicam freqüentemente Mohos irregulares e deslocadas (CONDIE, 2003).

Perdas laterais na resolução da Moho podem estar associadas em alguns orógenos de colisão com a inversão de materiais máficos na base da crosta a eclogito, com o conseguinte aumento da densidade. Nestes casos, a passagem de eclogito a materiais ultramáficos do manto superior, podem não apresentar descontinuidades sísmicas devido à falta de contraste nas velocidades da onda “P” (CONDIE, 2003). Nos orógenos colisionais jovens são observadas grandes acumulações de material granítico com velocidades < 6.4 km/s, e há evidências de zonas de “*detachment*” na crosta inferior (de baixa viscosidade), que se manifestam como inversões na distribuição de velocidades.

Orógenos colisionais do Paleozóico: Podemos citar como exemplo, os orogenias Caledoniano e Variscano da Europa que parecem ter perdido a suas raízes crustais. Estas áreas mostram reflexões sub horizontais na crosta inferior e espessuras médias na ordem dos 30 km a 40 km (Figura 22). A perda das raízes crustais pode estar vinculada a eventos pós-tectônicos, podendo preservar-se localmente suturas e camadas cavalgadas, com padrões de reflexões característicos (Figura 24; MOONEY et al., 1992). As províncias caledonianas conseguem apresentar certas diferenciações com uma Moho pronunciada, e às vezes, apresentam também a descontinuidade de Conrad. A presença de material de alta velocidade na crosta inferior é menor que nos escudos, e maior que nos orógenos mais jovens. A camada de velocidade dos 7.1 a 7.8 km/s encontra-se geralmente ausente (MEISSNER, *op.cit.*). Os orógenos Variscanos, da Europa central, apresentam uma descontinuidade de Mohorovicic bastante rasa e sub horizontal, com profundidades na ordem dos 30 km. Também são caracterizados por uma velocidade crustal relativamente mais baixa que nos escudos e plataformas (~ 6 km/seg). De modo semelhante ao que sucede com os Caledônicos, os orógenos Variscan não apresentam raízes crustais.

Em **arcos magmáticos de margem continental**, como por exemplo em alguns segmentos do orógeno Meso-Cenozóico da Cordilheira dos Andes, estudos gravimétricos e isostáticos, efetuados entre os 30° a 36° de latitude sul, observam profundidades máximas da Moho na ordem dos 65 km (Figura 22). Estas profundidades máximas nas raízes andinas passam lateralmente a valores de profundidade da Moho da ordem dos 30 a 35 km na direção das bacias de antepaís (*foreland*). Esta rápida variação lateral na profundidade da Moho tem sido observada nas bacias de antepaís andino, como por exemplo, a Bacia Cuyana, distante a aproximadamente uns 75 km da frente cordilherana (MIRANDA et al., 2002). Nesta área, se observa uma simetria entre as raízes crustais e as máximas alturas topográficas (Figura 25).

Em áreas de **escudos e plataformas**, a Moho é muito mais comportada, em termos de estruturação e apresenta uma profundidade mais uniforme, quando comparada com áreas de crostas jovens. Estes ambientes mostram em geral crostas espessas (> de 40 km), com crostas inferiores também relativamente espessas, de provável composição máfica ou rochas metamórficas de alto grau. As mudanças nas velocidades da onda “P” são suaves, sem as

variações abruptas de velocidades observadas em outros ambientes, e a Moho, geralmente se apresenta como um importante refrator (MEISSNER, 1986). Estas suaves mudanças são interpretadas como parte de um processo de “homogeneização”, dependentes do tempo geológico, que é produzida pelo metamorfismo em crátons antigos. Eventos com fortes mergulhos são freqüentemente observados em diferentes ambientes tectônicos, chegando a produzir importantes deslocamentos da Moho (Figura 26). Embora, como regra geral, tem se verificado que quanto mais novas são as orogenias, mais pronunciadas são os mergulhos da Moho (MEISSNER, *op.cit.*).

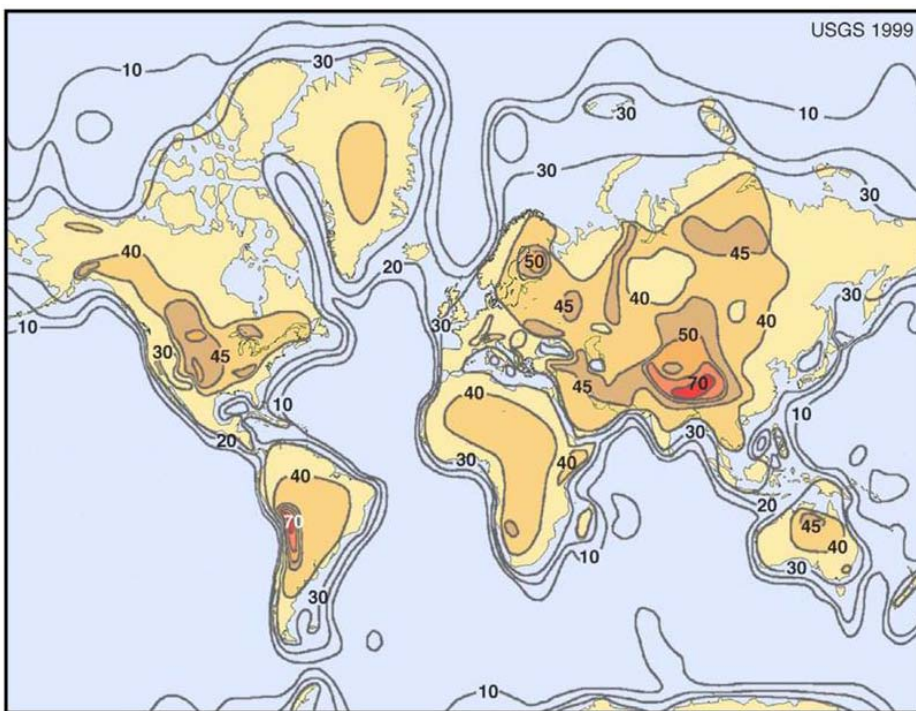
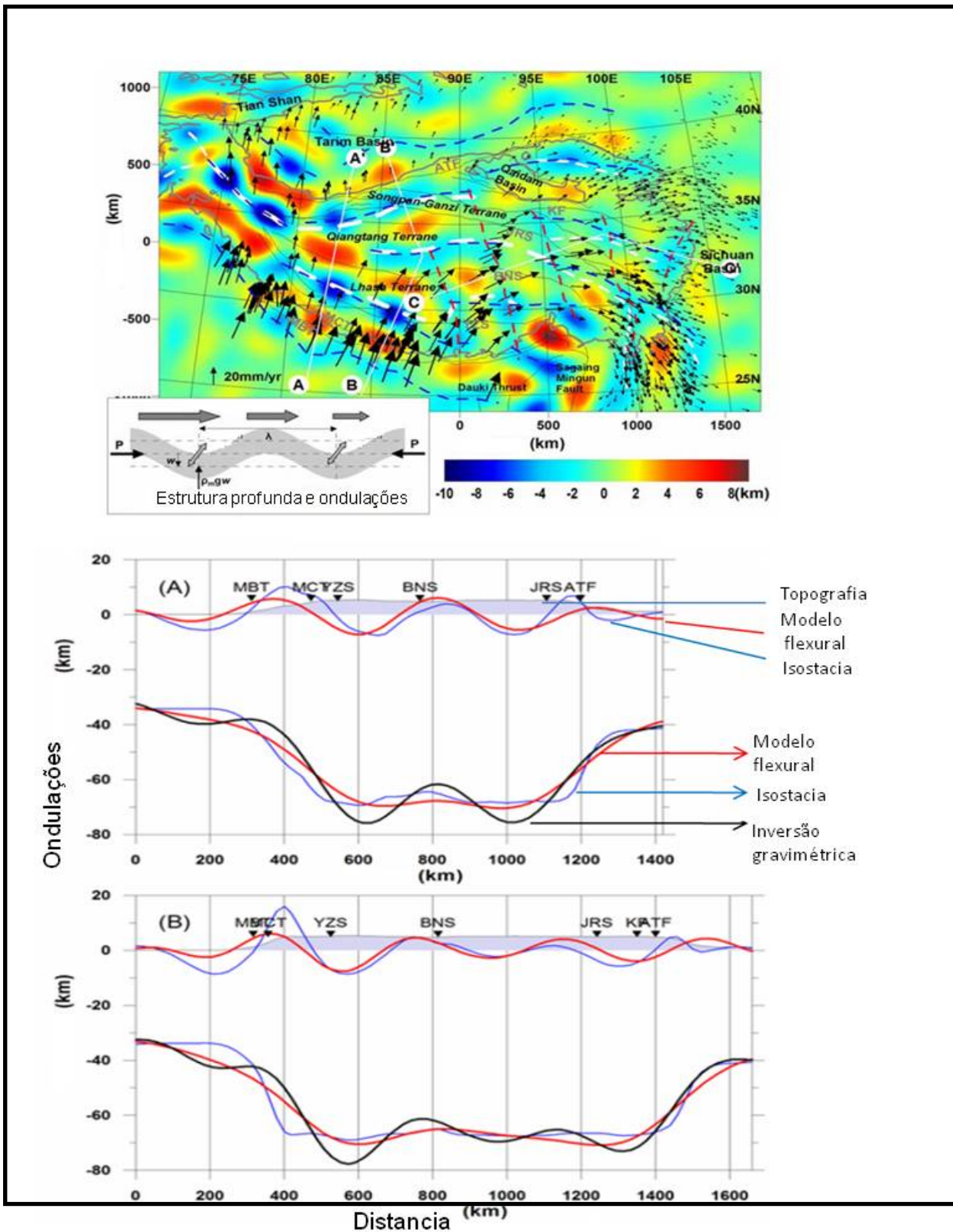


Figura 22. Mapa de espessura crustal . Os contornos expressam espessura da crosta em km.
Fonte: USGS, 1999.



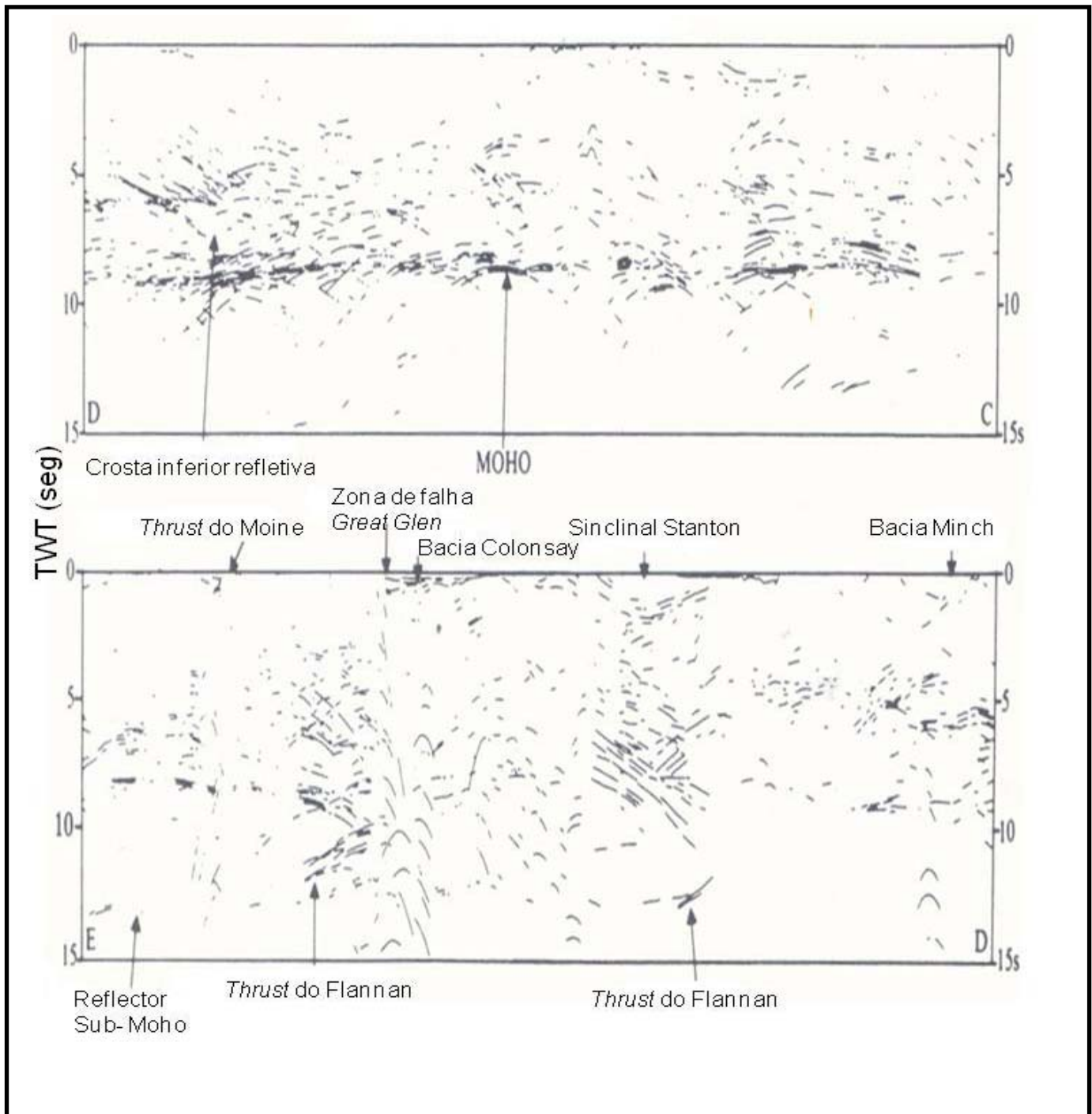


Figura 24 - Exemplo de linhas sísmicas profundas (DSP) em orógenos paleozóicos.
 Projeto BIRPS WINCH.
 Fonte : BREWER et al, 1983 apud MOONEY et al., 1992.

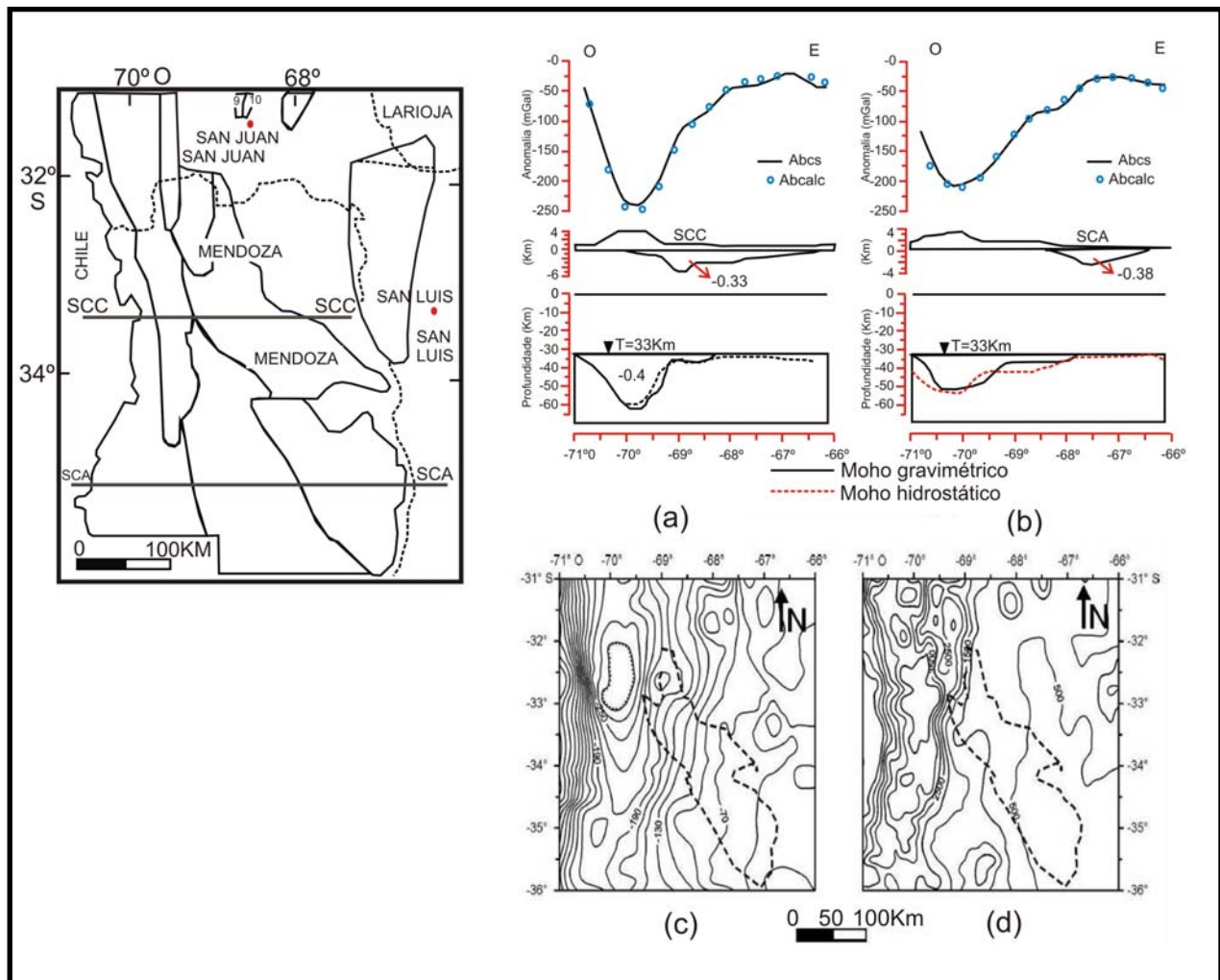


Figura 25- A Moho nos arcos de margem continental. Pode apresentar-se em profundidades de até 65 a 70 Km e variar lateralmente, de forma rápida, a profundidades na ordem dos 35 a 40 Km. Nestes exemplos das cadeias andinas e pré-andinas da Argentina, se observa duas seções crustais modeladas (a e b), norte e sul, respectivamente, mostrando a relação centrada entre a topografia e a raiz dos Andes e a passagem lateral a profundidades mais rasas. O mapa de anomalia Bouguer esta representado na figura (c) e o mapa topográfico na figura (d).
Fonte : MIRANDA et al., 2002.

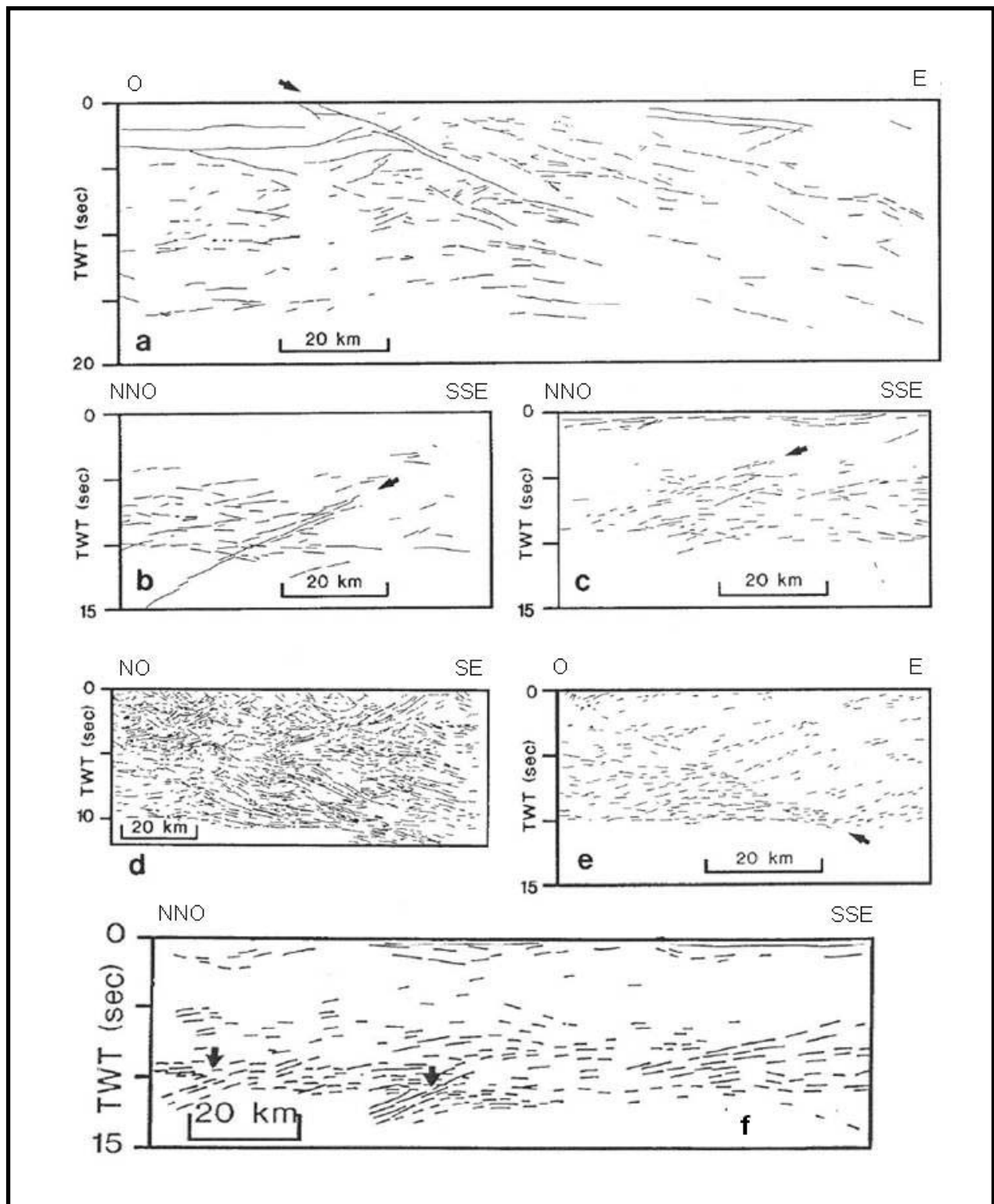


Figura 26 - Exemplos de linhas sísmicas profundas (DSP) onde se observam deslocamentos da Moho. Localidades : a) Wind river thrust, Wyoming- USA; b e c) suturas de Lapetus na Bretanha; d) Moldanubian overthrust , Alemanha e) Província do Basin and Range, Nevada USA; f) Apalaches Canadenses.

Fonte: MOONEY et al., 1992.

2.3.2 Crosta Oceânica

A crosta oceânica apresenta uma composição média basáltica, sendo bastante menos estruturada e mais homogênea que a crosta continental. Apresenta espessuras que podem variar entre 3 a 15 km (Figuras 22, 17 e 18). O conhecimento da crosta oceânica, semelhante ao da crosta continental, está baseado em observações diretas e indiretas. Dentre as observações diretas, se encontram as dragagens dos fundos oceânicos, observações submarinas (batisferas) e furos profundos. Os estudos indiretos compreendem as técnicas geofísicas já mencionadas anteriormente, e estudos de terrenos de crosta oceânica mecanicamente alojada na crosta continental superior, denominados de ofiolitos (Figura 19). Embora desde a década dos anos 60 dezenas de poços tenham sido perfurados testemunhando a crosta oceânica, nos projetos pioneiros do *Deep sea drilling project*, *Ocean drilling project* e ultimamente, no projeto *Integrated ocean drilling project*, o número de perfurações que penetraram mais de 1 km no embasamento oceânico é escasso (ILDEFONSE et al., 2008). Estas sondagem demonstraram uma composição semelhante à estratigrafia do tipo *Penrose* (Conferência Penrose para o estudos dos ofiolitos), representativa de crosta oceânica amostrada próxima a centros de espalhamento rápidos. Nestes lugares verificou-se uma estratificação uniforme em camadas bastante homogêneas, que refletem um processo monótono de crescimento, e uma Moho mais regular (Figura 27). Em contraste com estas observações, sondagens feitas próximas a centro de espalhamentos lentos e super-lentos amostraram uma alta heterogeneidade de organização espacial das rochas oceânicas. Amostras distantes na ordem de centena de metros apresentam estruturas internas bastantes diferentes dos ofiolitos clássicos e uma distribuição mais irregular da Moho (ILDEFONSE et al., 2008, Figura 28).

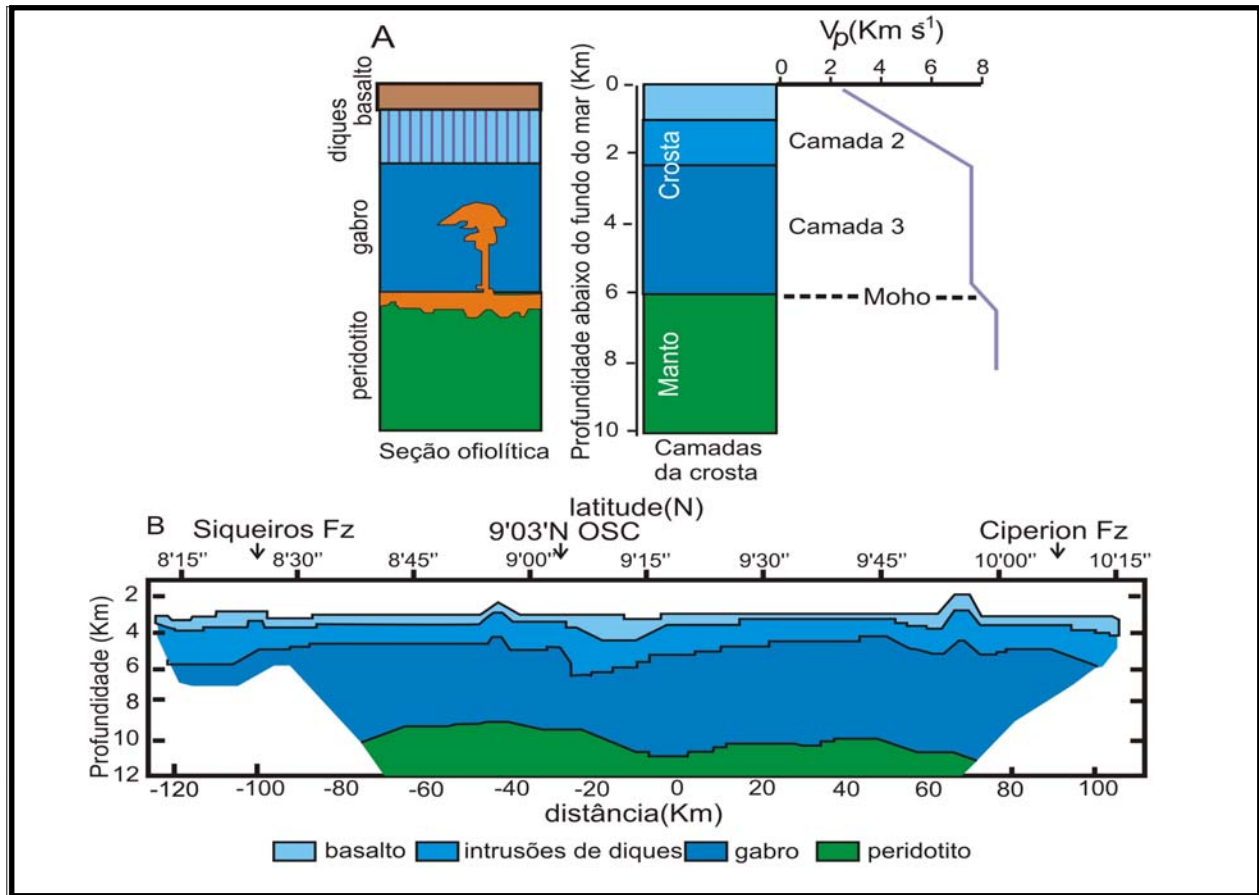


Figura 27 - Esquema de crosta oceânica típica de centros de espalhamento rápido

Fonte: IDELFONSE et al, 2008.

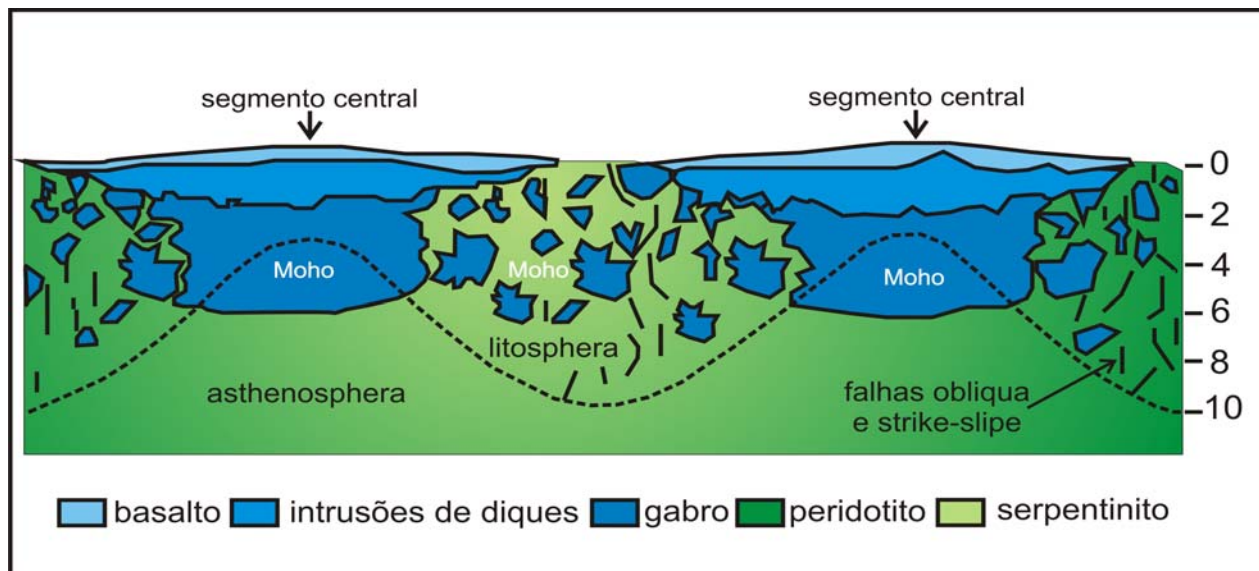


Figura 28 - Esquema de crosta oceânica típica de centros de espalhamento lento.

Fonte: IDELFONSE et al, 2008.

2.3.3 Crosta Transicional

As crostas transicionais representam os estágios intermediários entre as crostas continental e oceânica puras. Estrutural e composicionalmente as crostas transicionais são muito complexas, quando comparadas com as vizinhas crostas oceânicas (ROSENNDHAL et al., 2005). São reconhecidas principalmente nos subambientes de arcos de ilhas, riftes e bacias de margem passiva.

Nos **arcos de ilhas**, a estruturação da crosta inferior é altamente complexa, e são freqüentes as intercalações de sedimentos marinhos e ofiolitos obductados. A identificação da camada de velocidade de 7.8 km/s geralmente não é observável. Neste ambiente, a profundidade a Moho, está na ordem dos 30 km e as velocidades crustais são em geral mais baixas (MEISSNER, *op.cit.*).

Os **riftes** são os resultados do processo de estiramento da crosta continental, que pode evoluir desde estágios iniciais (ou "proto riftes" continentais) até estágios avançados de separação dos continentes, com geração de crosta oceânica e formação de margens passivas divergentes. Este processo pode abortar em algum momento de seu desenvolvimento, sem conseguir completar o ciclo de evolução. Os riftes continentais apresentam características comuns, como por exemplo, anomalias negativas de Bouguer (produto do preenchimento sedimentar), incremento do fluxo de calor e da sismicidade (geralmente de fontes pouco profundas). Alguns exemplos de riftes estreitos são o grabens de Oslo, do Rhine, do Rhone, o rifte do Rio Grande (Novo México) e os riftes do leste africano. Em geral, estes tipos de riftes apresentam crostas afinadas, uma suave transição de velocidades e alcançam profundidades da Moho de até 40 km. Estas velocidades transicionais têm sido interpretadas como velocidades anômalas de manto e tem sido denominada de *underplate* (MEISSNER, 1986). As ombreiras do rifte são elevadas (incluindo a Moho), podendo apresentar efeitos de *uplift* e magmatismos importantes.

Riftes como os da província de *Basin and Range* (USA) e do Golfo Biscay, apresentam estágios mais evoluídos de estiramento (riftes maduros). As profundidades da Moho, no Golfo de Biscay, estão na ordem dos 12 km e estudos de sísmica DSS revelam uma crosta superior rúptil com velocidades < a 5 km/s sobre uma crosta inferior dúctil, com velocidades de 6,3 km/s. Este rifte apresenta profundidades da Moho típicas de uma crosta oceânica, mas ainda está

desenvolvido em crosta continental de composição granítica (AVEDIK et al., 1979). Outros exemplos de riftes largos e ativos são os do Mar Vermelho e a união tríplice de Afar. A área de passagem do Mar Vermelho para o escudo de Arábia, apresenta a particularidade de uma Moho dupla (Figura 29), separados por uma zona de baixa velocidade. Este efeito é interpretado como produto da intrusão de um magma básico na crosta dúctil inferior. Estas intrusões dispuseram de um tempo suficiente para que pudessem atuar os mecanismos de cristalização fracionada, com geração de cumulos máficos e ultramáficos, que dariam origem à segunda Moho (MILKEREIT e FLUH, 1984, apud MEISSNER, 1986).

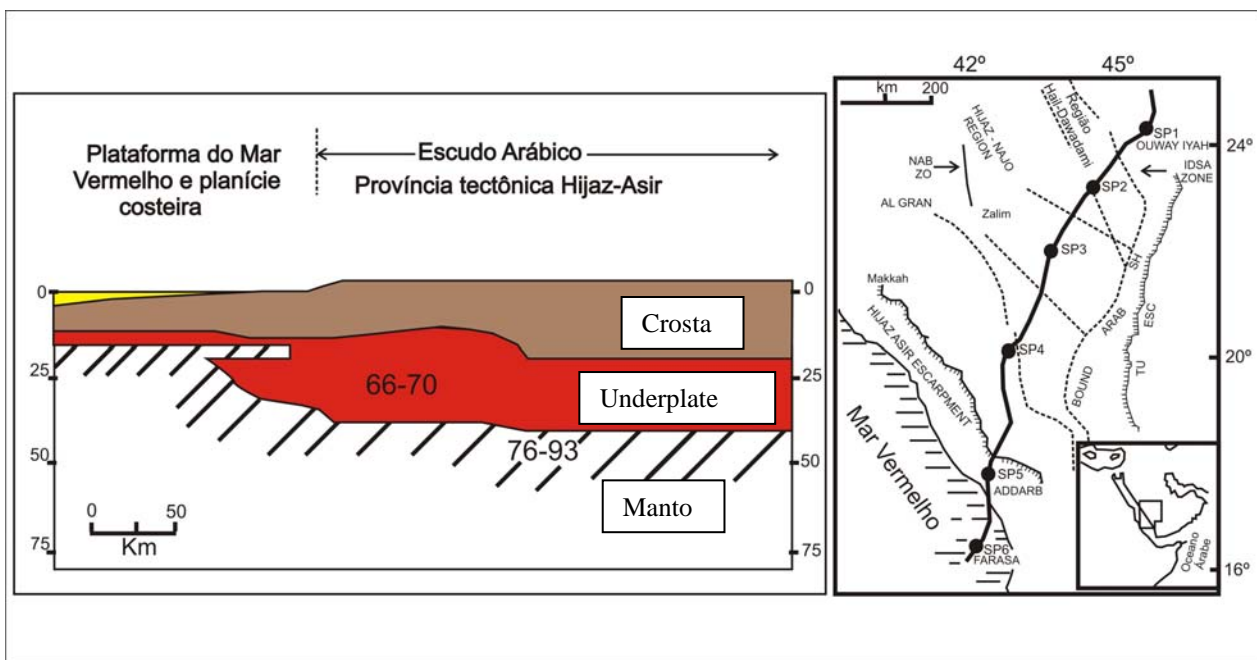


Figura 29 - Exemplo de Moho dupla. Os números representam velocidades em km/seg.

Fonte: MILKEREIT e FLUH, 1984, apud MEISSNER, 1986.

Algumas das características mais importantes dos estágios de rifte avançados são:

- 1) Relação direta entre a espessura da crosta continental e o estágio do rifte, até aparecer a primeira crosta oceânica.
- 2) Presença de uma camada transicional em riftes maduros que continuam ainda em processo de separação.
- 3) Redução na velocidade da onda refratada no manto superior. Esta diminuição pode ser vinculada à regimes de manto aquecido que é soerguido sem processos de diferenciação de magmas basálticos e sem estruturas extensionais.

4) Esfriamento, após do processo do rifteamento, produz subsidência, e o retorno a valores normais das velocidades de refração. Há geração de uma nova Moho, mais rasa, em crosta inferior, podendo chegar ao extremo de apresentar uma Moho dupla.

O produto final do rifteamento continental é a geração de uma **margem continental passiva**. Este subambiente encontra-se muito estudado, principalmente por sísmica de reflexão, como parte da atividade exploratória de petróleo. De acordo com as idades da geração das margens passivas, se reconhecem margens novas, intermédias e margens antigas. Exemplos de margens novas são: o Mar Vermelho, o Golfo de Aden e o Golfo da Califórnia. O processo da abertura do Mar Vermelho está datado em 25 M.a. aproximadamente. Margem de idade intermediária são, por exemplo, a margem da Noruega (de 60 M.a.), e margens antigas são, por exemplo, o Golfo de Biscay (110 – 140 M.a.), a margem Atlântica Sul-Americana e Africana.

A margem passiva sul americana, começou inicialmente por um estágio de rifteamento na margem da Argentina, no Jurássico, e foi evoluindo ao longo da costa do Brasil durante o Cretáceo, gerando um extenso litoral de crostas transicionais ao longo dos continentes africano e sul americano. Neste subambiente, enquanto o embasamento e as coberturas sedimentares mergulham em direção ao oceano, particularmente na região de plataforma e talude, a Moho mergulha em direção ao continente. As crostas continentais “normais” de espessuras na ordem dos 30 aos 33 km, apresentam-se afinadas na direção do oceano, podendo chegar a espessuras mínimas na ordem dos 5 km, e até desaparecer completamente. Este processo extremo de afinamento da crosta tem sido intensamente estudado na margem Atlântica Norte, notadamente na Ibéria. Nesta área a crosta continental estirada chega a desaparecer completamente, permitindo que sedimentação marinha ocorra sobre um substrato de manto modificado (serpentinizado), nos denominados modelos de “exumação de manto” (WHITMARSH et al., 1996).

Algumas das principais características das margens passivas são:

- 1) A relação direta entre a idade das margens e os processos de sedimentação e subsidência.
- 2) O limite entre a crosta oceânica e continental (COB) está marcado por fortes lineamentos magnéticos positivos, tal como acontece no Atlântico Norte e no sul do Atlântico sul, ao sul da Bacia de Pelotas.
- 3) O reconhecimento de seqüências de rifte e pós-rifte usando avaliação estrutural da sedimentação. A sedimentação do rifte encontra-se altamente estruturada com crescimentos sedimentares controlados por falhamentos ativos. As seqüências do pós-rifte, ao contrário,

encontram-se menos estruturadas, embora parcialmente perturbadas por processos de intrusões, diápiros de folhelhos e tectônica halocinética.

4) Presença de falhamento lístrico subvertical, em crosta superior, que passa a posições subhorizontais, em crosta inferior, gerando níveis de *detachment* e *decollement*.

5) As margens passivas do tipo vulcânicas apresentam importante magmatismo nas fase sin e pós-rifte.

6) Ocorrência de sistemas de riftes abortados nas áreas continentais próximas das margens divergentes, vinculados aos estágios iniciais da separação das placas.

A Bacia de Almada é um exemplo típico deste tipo de subambiente de margem passiva, e será discutida com maior detalhe ao longo dos capítulos seguintes.

Nas Figuras 30 A, B, C e D, modificadas de Meissner (1986), se resume o comportamento da crosta em termos de variações de velocidades da onda “P” (e composição), espessura das camadas e profundidades da Moho. Este autor compilou perfis de sísmica de refração em mais de 115 localidades geográficas nos diferentes tipos e subtipos crustais.

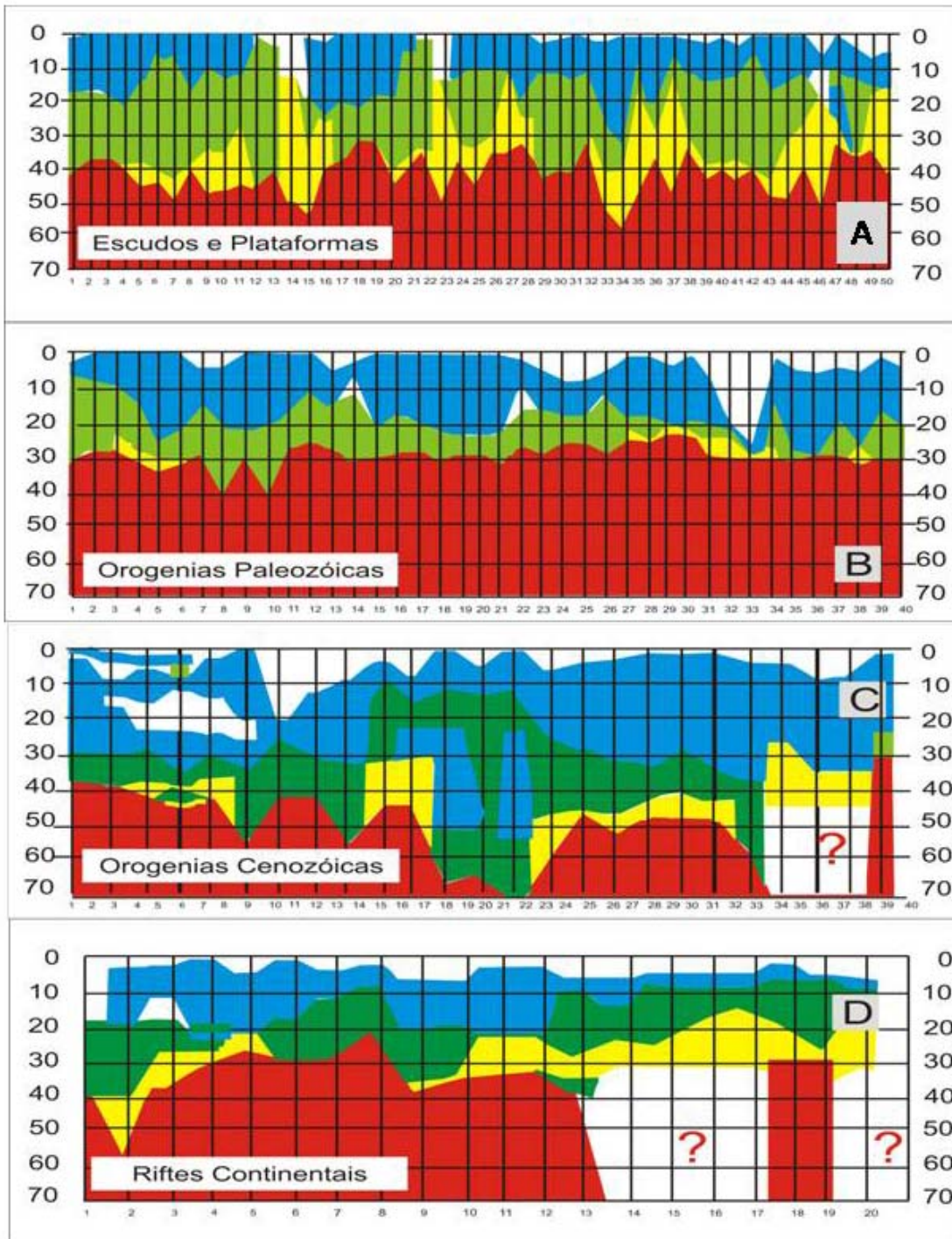
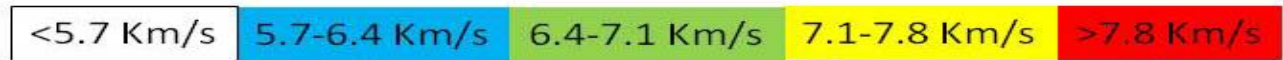


Figura 30 - A -D. Velocidades da onda P nos diferentes tipos crustais. Referências das cores e localidades utilizadas a continuação. Fonte: Modificado de Meissner, 1986.

Referências:

Velocidades da onda "P"



? Sem informação

Localidades

Escudos e Plataformas		Orógenos Paleozóicos		Orógenos Cenozóicos	
1 a 4 e 8 a 10	Norte Noruega-Suecia	Caledônicos		Orógenos de Colisão	
5 e 11	Escudo Báltico	1 a 6	Escócia	1 a 6	Alpes
12 a 13	América do Norte	7	Faeroe	7 a 11	Cáucaso
14	Lago Superior (USA)	8	Noruega	12 a 15	Himalaia
15 a 16	Montana (USA)	9 a 10	SE Australia	16 a 20	Montanhas Rochosas
17 a 19	Manitoba (Canadá)	Varisca		Arcos Mgamáticos	
20 a 21	NE Escudo Canadense	11 e 14	Espanha	21	Andes
22	Wisconsin (USA)	12	Pirineos	22 a 25	Japão
23 a 28	Escudo Canadense	13	Portugal	Riftes Continentais	
29	Lago Cliff (USA)	15 a 21	França	1 a 3	Grabens do Rhine
30 a 38	Austrália	22 a 30	Alemanha	4	Vale Rhone
39	Escudo Brasileiro			5	Graben de Oslo
40 a 41 e 49 a 50	Índia			6 a 7	Rifte Baikal
42 a 43	Plataforma Russa			8 a 10	Mar Morto
44 a 45	Bacia Donetz			11 a 12	Mar Vermelho
46	Maciço Voronvesh			13 a 20	Afar
47 a 40	Escudo Ucrâniano				

Figura 30- A –D (continuação). Referências das escalas coloridas e das localidades apresentadas nos perfis dos tipos crustais.

Fonte: Modificado de MEISSNER, 1986.