

FUNDAMENTOS DE GEOFISICA
APLICADA A
PESQUISA MINERAL

APOSTILA DA DISCIPLINA ENQ-519-PESQUISA MINERAL III,
DO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA DE MINAS DA
UFMG

VOL. 3

- Método sísmico de reflexão
- Método sísmico de refração
- Métodos sísmicos especiais (usados na pesquisa de carvão e para Mecânica das Rochas)

E. F. GAVRONSKI - Prof. adjunto
1988

Capítulo	Matéria	Página
6.	Métodos sísmicos. Essência, aplicação e história dos métodos sísmicos	433
6.2	Métodos sísmicos - equipamentos	441
6.2.1	Processos para gerar a onda sísmica.....	441
6.2.2	Equipamentos receptores das ondas sísmicas - Geofones e Hidrofones	444
6.2.3	Equipamentos registradores	446
6.2.4	Amplificadores e filtros	447
6.3	Princípios físicos da propagação sísmica, tipos de onda e qualidade dos registros.....	449
6.3.1	Esforço e deformação; módulos de deformação elástica, longitudinal e transversal	449
6.3.2	Natureza das ondas elásticas, Ondas longitudinais e ondas transversais. Velocidades da propagação..	451
6.3.3	Frente ou frente de onda; forma de onda; período, frequência e comprimento, de onda.....	455
6.3.4	Princípios de Huygens, de Fermat, da Superposição, de Reciprocidade, e conceito de raio da onda sísmica.....	458
6.3.5	Reflexão e refração das ondas sísmicas; conceito de impedância acústica.....	459
6.3.6	Reflexões múltiplas	464
6.3.7	Difração e espalhamento das ondas sísmicas.....	466
6.3.8	Dispersão, atenuação das ondas sísmicas, durante a propagação.....	468
6.3.9	Frequências utilizadas em sísmica de refração e de reflexão.....	468
→ 6.3.10	Ondas lentas superficiais dos tipos "Love", "Rayleigh", e sonoras.....	470
6.3.11	Variáveis para obter bons registros.....	472
6.3.12	Sismogramas, nos métodos de refração e de reflexão.....	476
6.3.13	Geometria da reflexão e da refração das ondas longitudinais, em uma interface. Índice de refração e ângulo crítico de incidência.....	483
6.4	Método sísmico de reflexão. Análise dos tempos de chegada em sísmica de reflexão. Fundamentos da interpretação e da operação.....	484

550.83
G283f
v.3
28539

28539
FNU
MMP
550 83 G283f
v.3
[0011150] Gavronski, Eros Farias. Fundamentos de geofísica aplicada à pesquisa mineral : apostila da disciplina ENG-519 - Pesquisa Mineral III, do Departamento de Engenharia de Minas da UFRGS. 1988. 3 v. : il.

05078241

Capítulo	Matéria	Página
6.4.1	Onda direta e refletida, numa interface plana e horizontal; diagramas tempo-distância (T-D). Conceito de "retardo normal" ("normal move out")	484
6.4.2	Onda refletida numa interface plana inclinada. Diagrama tempo-distância (T-D). Conceito de "retardo do mergulho" ("dip move out").....	491
6.4.3	Velocidades médias de propagação da onda refletida, e modelos simplificados de interpretação....	496
6.4.3.1	Método (x^2-t^2) para estimar velocidades médias V_m	497
6.4.3.2	Velocidades médias obtidas experimentalmente, em furos de sondagens pioneiras	500
6.4.3.3	Perfilagem de som ("sonic log"), e sua aplicação para determinar velocidades médias ao longo da secção.....	501
6.4.4	Correções estáticas e dinâmicas, aplicadas nas medidas do método sísmico de reflexão.....	503
6.4.5	Disposição ("lay out") de campo, dos pontos de explosão, e dos pontos de recepção no método sísmico de reflexão.....	505
6.4.5.1	Base sísmica "convencional" e perfil de tiro.....	505
6.4.5.2	Perfil de tiro com recobrimento múltiplo ("common - dept#- point").....	506
6.4.5.3	Posicionamento do ponto de explosão em relação aos centros de recepção.....	508
6.5	Método sísmico de refração. Análise dos tempos de chegada em sísmica de refração. Fundamentos de interpretação e da operação.....	510
6.5.1	Refração numa interface plana e horizontal; diagrama tempo-distância (T-D). Exemplo de interpretação.....	510
6.5.2	Refração numa sucessão de camadas horizontais....	517
6.5.2.1	Estrutura com sucessivas camadas horizontais e homogêneas, com velocidades crescentes no sentido da profundidade.....	517
6.5.2.1a	Exemplo de interpretação.....	522
6.5.2.2	Estrutura com sucessivas camadas horizontais e homogêneas, com intercalação de uma ou mais camadas de velocidade de propagação menores do que da precedente.....	523

Capítulo	Matéria	Página
6.5.2.3	Estruturas constituídas por pacotes sedimentares, nos quais a velocidade aumenta continuamente com a profundidade.....	524
6.5.3	Refracção em interfaces planas e inclinadas.....	525
6.5.3.1	Refracção numa interface plana e inclinada, numa estrutura com dois leitos.....	526
6.5.3.2	Interpretação de estruturas com três ou mais, leitos homogêneos; com refrações em interfaces planas e inclinadas.....	533
6.5.3.2a	Exemplo de interpretação	542
6.5.4	Refracção num perfil transversal à um plano de falha.....	553
6.5.4.1	Perfil de refração atravessando um plano de falha, quando o ponto de explosão situa-se sobre o bloco elevado da falha. Avaliação do rejeito da falha..	553
6.5.4.2	Perfil de refração atravessando um plano de falha quando o ponto de explosão situa-se sobre o bloco abatido da falha.....	557
6.5.4.3	Interpretação de estrutura de falha, mediante perfis conjugados atravessando o plano de falha.....	558
6.5.5	Refracção em interfaces não planas.....	560
6.5.5.1	"Delay time", tempos de intersecções "verdadeiro" e "aparentes"	561
6.5.5.2	Levantamento de interface refratora irregular, através de correlação de curvas de tempos de intercepção (técnica de Barry 1967, simplificada). Teoria e exemplo de interpretação.....	570
6.5.5.3	Levantamento de uma interface refratora irregular, mediante os tempos de chegada nos dois extremos de um perfil conjugado (técnica de "Readpath" 1973). Teoria e exemplo de interpretação.....	580
6.5.6	Dispositivos ("lay out") dos pontos de explosão e recepção, nos levantamentos sísmicos de refração..	588
6.5.6.1	Perfil de refração em linha ou perfil de tiro ("in line refraction profiling").....	588
6.5.6.2	Dispositivo de tiro em leque ("fan shooting").....	591
6.6	Correções do relevo e do manto de intemperismo....	593
6.6.1	Correção nos levantamentos de refração.....	593
6.6.2	Correção nos levantamentos de reflexão.....	595
6.7	Outros métodos sísmicos.....	596

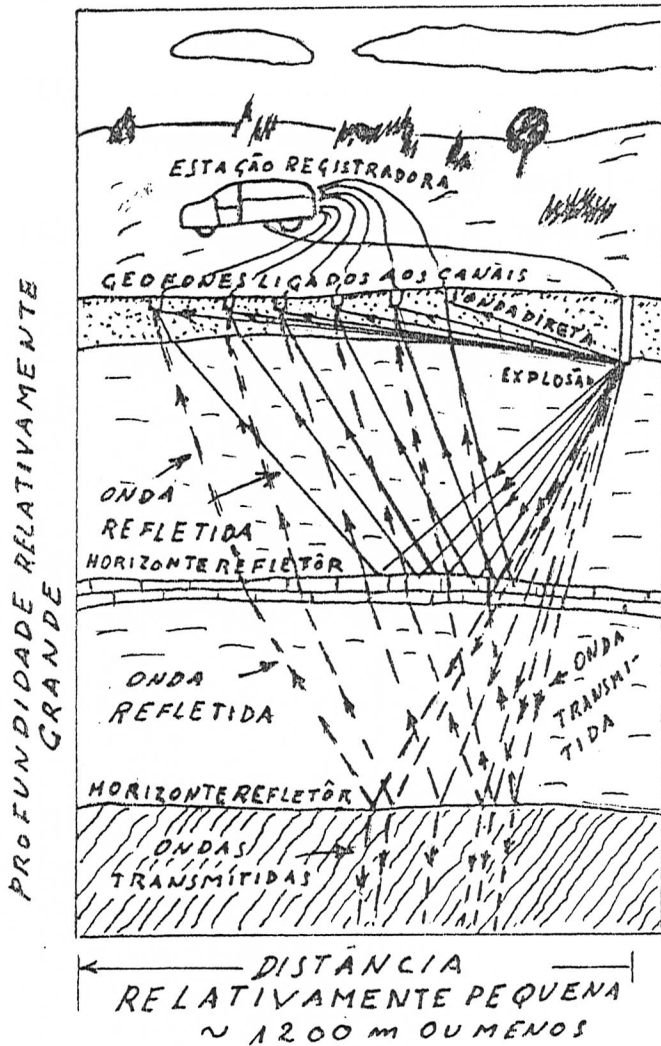
Capítulo	Matéria	Página
6.7.1	Método sísmico de reflexão com alta resolução, adequada para pesquisas de carvão.....	596
6.7.2	Métodos sísmicos "na camada de carvão" ("in sean seismic method").....	597
6.7.3	Método sísmico aplicado através de furos de sondagem para estudo de estabilidade dos maciços rochosos ("cross-hole seismic method")	601
Bibliografia - Referências bibliográficas do Vol. 3 - Capítulo 6 - Métodos sísmicos.....		604

6. Métodos Sísmicos

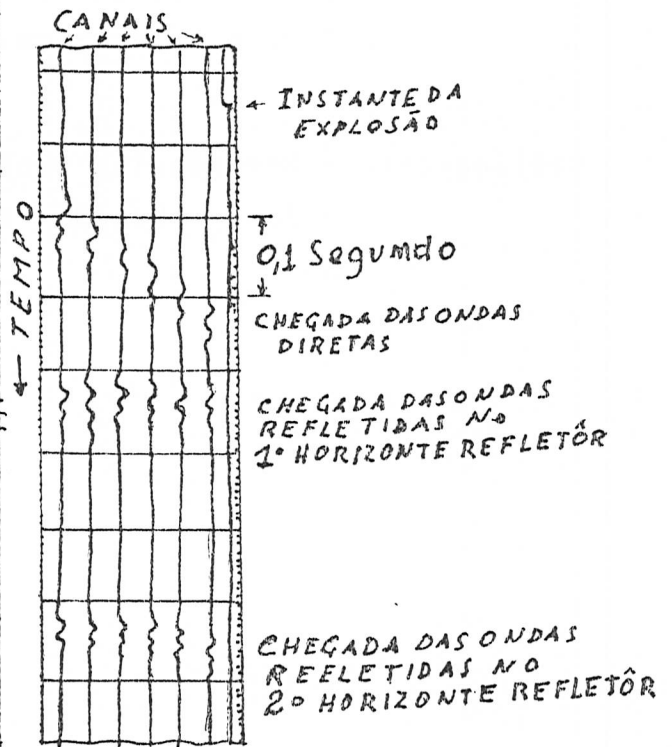
6.1. Essência, aplicação e história dos métodos sísmicos.

Fig 1

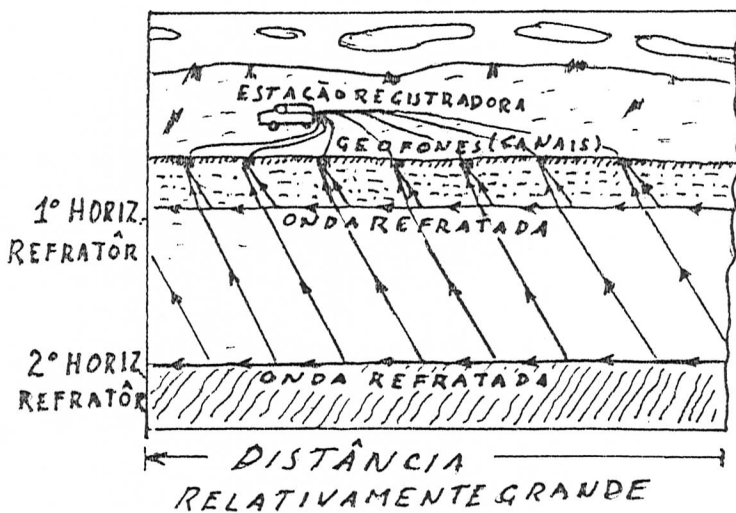
SISMICA DE REFLEXÃO



SISMOGRAMA (REGISTRO)



SISMICA DE REFRAÇÃO



SISMOGRAMA (REGISTRO)

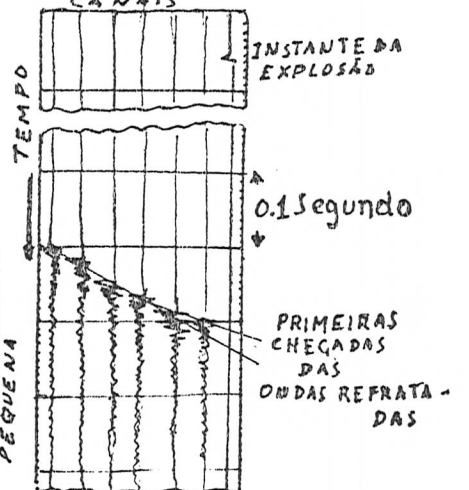


Fig 6.1

Essencialmente, métodos sísmicos, consistem na geração de ondas elásticas artificialmente provocadas no terreno, no registro da chegada dos impulsos ondulatórios em equipamentos receptores denominados geofones (ou hidrofones em sísmica marinha), convenientemente instalados ao longo do terreno (ou na água em sísmica marinha). Desse modo, são medidos os intervalos de tempo (em milésimos de segundo ou submúltiplo) decorridos entre o instante da geração da onda e os instantes de recepção dos impulsos elásticos ondulatórios nos geofones (ou nos hidrofones).

A geração da onda elástica, denominada onda sísmica, geralmente é obtida mediante explosão de dinamite próximo à base do manto de intemperismo, no fundo de furos de sonda. Outros meios alternativos são usados para gerar a onda elástica, como seja simplesmente mediante o impacto de uma massa sobre o terreno, ou outros meios mais sofisticados, usados em terra, ou no mar.

Os geofones adequadamente distribuídos sobre o terreno (ou próximo à superfície do mar) transformam os impulsos elásticos recebidos em impulsos elétricos, os quais, processados em canais, vão ser registrados numa estação registradora. Os intervalos de tempo entre geração e recepção são medidos nos respectivos registros.

Essas medidas de tempo, juntamente com as relações espaciais fornecidas pela topografia dos pontos de explosão e de recepção (disposição dos geofones), são os parâmetros interpretados. Mediante interpretação, são obtidas informações como respeito à geometria das estruturas da subsuperfície e também com respeito a certas características físicas das rochas onde as ondas sísmicas se propagaram.

Quando as ondas sísmicas propagam-se através das formações, suas energias são absorvidas parcialmente, antes de chegarem aos geofones. Quando, nos seus caminhos, encontram interfaces de diferentes características de densidade e elasticidade, parte da energia vai constituir ondas refletidas, outra parte constituirá ondas que se transmitem refratando-se através da interface (ondas transmitidas).



Fig. 6.2 ONDAS TRANSMITIDAS ATRAVÉS DE UM DOMO SALINO

Nos métodos sísmicos, reserva-se o nome de onda refratada, somente para o tipo particular explicado a seguir:

- Ondas que incidem com um ângulo crítico numa interface entre formações, cujas características físicas condicionem diferentes velocidades de propagação, e que venham do lado da formação de menor velocidade de propagação. Desse modo, a onda sofre refração de 90°, ^{COM E MONTADA} continuando sua propagação ao longo da interface, antes de retornar à superfície, onde é detectada.

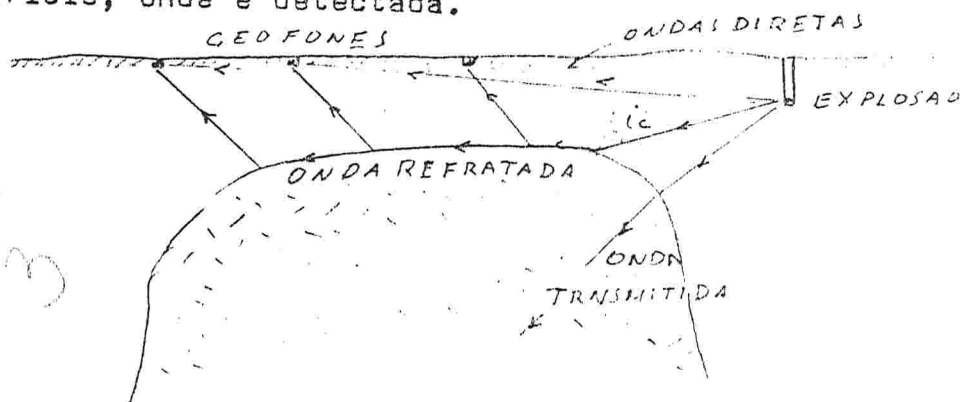


Fig. 3 ONDA REFRATADA NO TOPO DE UM DOMO SALINO

São referidas como ondas refletidas, aquelas que, após serem refletidas numa (ou mais) interfaces, retornam à superfície com energia suficiente para serem detectadas e identificadas nos respectivos registros. (Ver desenho sísmica de reflexão).

Na geração, muitos tipos de ondas elásticas são produzidas. Porém, as principais ^{ondas} consideradas úteis para as interpretações dos métodos sísmicos são:

- Ondas sísmicas longitudinais refratadas;
- " " " refletidas.

Outros tipos vão constituir os "ruidos", que tendem a mascarar o registro das ondas úteis, cujos efeitos devem ser eliminados, ou minimizados.

Desse modo, são obtidos registros capazes de serem interpretados, constituindo-se a obtenção dos mesmos, a parte mais sofisticada das técnicas dos métodos sísmicos (principalmente no que diz respeito aos métodos sísmicos de reflexão).

As ondas úteis detectadas são identificadas nos registros ^{através} ^{por meio} de propriedades que envolvem suas amplitudes e frequências, medindo-se, então, seus instantes de chegada nos geofones, mediante leitura nos registros. Procura-se, a seguir, deduzir seus respectivos caminhos percorridos nas formações, avaliando-se velocidades de propagação.

Em todos os casos, os caminhos percorridos e respectivas velocidades de propagação vão depender das atitudes das interfaces entre as formações, de suas situações espaciais e de suas características físicas.

Desse modo, a interpretação dos registros obtidos vai fornecer as informações geológicas objetivadas na aplicação do método.

Conforme a aplicação do método consista na utilização das ondas refletidas ou refratadas, o método sísmico é denominado:

- Método sísmico de refração
- " " " reflexão

Essa é a principal e a mais importante diversificação dos métodos sísmicos.

Os métodos sísmicos são praticados sobre a terra diretamente, sobre lâmina d'água (principalmente sobre a superfície do mar), permitindo, em condições favoráveis, o mapeamento geológico-estrutural de subsuperfície até grandes profundidades.

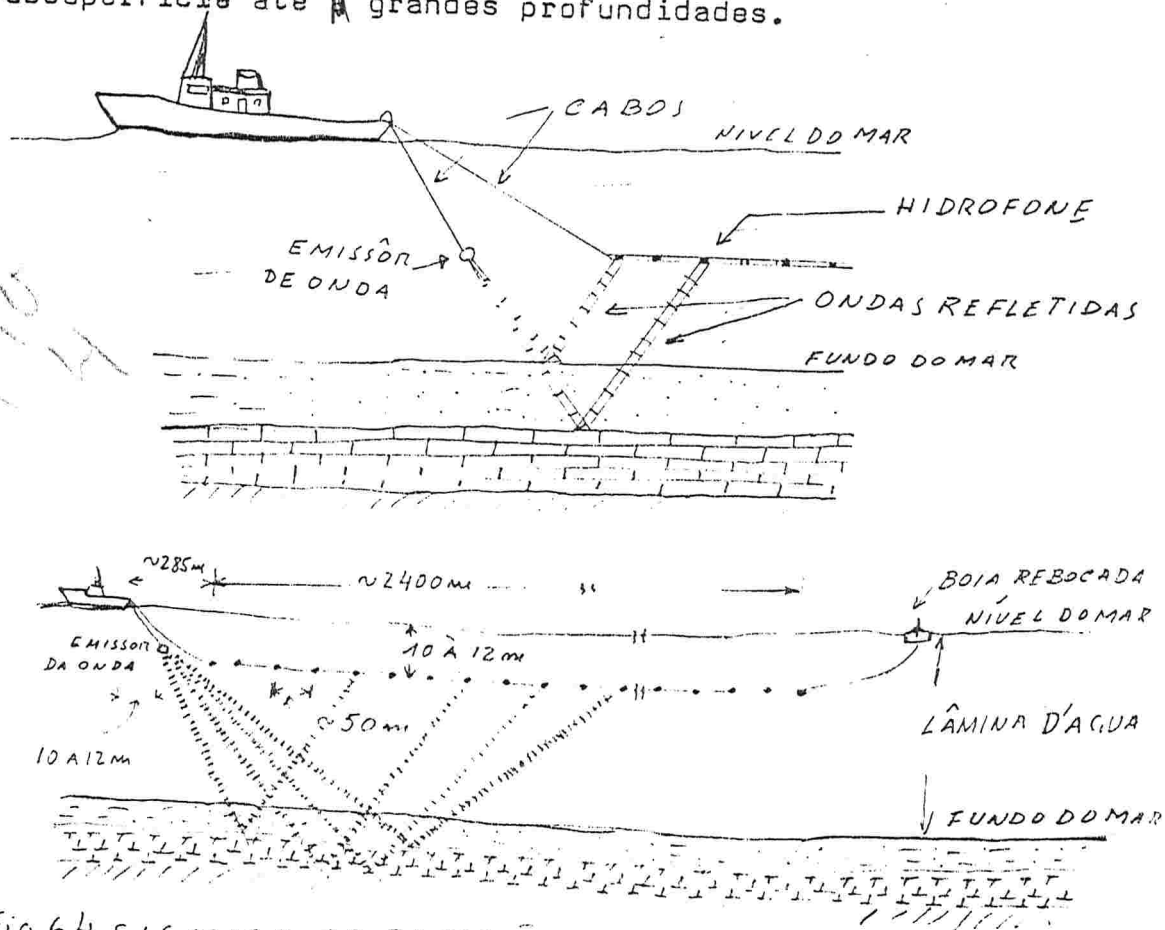


Fig 6.4 SISMICA DE REFLEXÃO NO MAR

Dependendo da energia das ondas sísmicas geradas, das precisões, sensibilidade e seletividade dos registros obtidos, o alcance útil do método de reflexão atinge várias milhares de metros, mesmo abaixo de espessa lâmina de água.

Apesar de serem, de modo geral, mais dispendiosos do que os outros

métodos geofísicos, métodos sísmicos, quando aplicados em condições geológicas adequadas, são incomparavelmente superiores aos demais métodos, no que diz respeito à qualidade e à acuracidade das informações obtidas.

Assim, o método sísmico de reflexão de alta resolução permite mapear estruturas capazes de conterem petróleo, à profundidades de muitas centenas, até ~~de~~ milhares de metros, com precisões de 2% (desde que sejam conhecidas as velocidades de propagação das ondas, nessas profundidades).

Pode detectar e mapear descontinuidades produzidas por falhamento em camadas de carvão, com deslocamentos verticais (desníveis) da ordem de grandeza da espessura da camada (2,00m ou menos), jazendo a camada a algumas centenas de metros de profundidade.

Os métodos sísmicos são indispensáveis na pesquisa de petróleo. Nas primeiras fases da pesquisa, servem para delinear as grandes linhas estruturais das bacias. Nas últimas fases, para mapear as estruturas armazenadoras. Atuam indiretamente, detectando e mapeando as estruturas capazes de acumular petróleo ou gás, sendo, entretanto, incapazes de identificarem diretamente a presença ~~desse~~ ^{mesmos}. *Indo carbonetos.*

Devido à aplicação na indústria do petróleo, ~~são~~ os métodos geofísicos mais utilizados extensiva e intensivamente. Dados da década de 1970 mostram que os gastos com aplicação dos métodos sísmicos em âmbito mundial são da ordem de 90% do que é gasto nas aplicações de todos os métodos geofísicos, considerados em conjunto, para todas as suas aplicações.

Aplicam-se nas pesquisas de jazimentos ^{das} sedimentares em geral para estudo estrutural, desde que a grandeza dos projetos justifique seus custos relativamente altos. Desse modo, são utilizados na pesquisa de água subterrânea, para levantamento de bacias acumuladoras; na pesquisa dos jazimentos salinos, etc. A partir da década de 1970, vêm sendo aplicados intensivamente na pesquisa de carvão, seja nas primeiras fases, no delineamento das grandes linhas estruturais das bacias pesquisadas, seja (principalmente) no detalhamento, para mapear com precisão as descontinuidades das camadas de carvão.

Estas últimas aplicações, são da maior importância como suporte para o planejamento dos modernos projetos de lavra de carvão. Os métodos sísmicos de reflexão de alta resolução, já muito desenvolvidos nas aplicações da indústria do petróleo, tiveram que ser ainda mais aperfeiçoados para atingirem as precisões requeridas na pesquisa do carvão. Ao mesmo tempo, estão sendo desenvolvidas outras diversificações dos métodos sísmicos para serem aplicadas no planejamento dos

painéis à serem lavrados, como pesquisa de acompanhamento da lavra.

Essas diversificações consistem na utilização de ondas sísmicas que se propagam confinadas dentro da camada de carvão, mediante técnicas de custo relativamente baixos, utilizando equipamentos de pequeno porte, nas galerias de desenvolvimento das minas.

→ Métodos sísmicos de refração, utilizando equipamentos relativamente simples e de pequenos custos de operação, são de uso corrente em engenharia civil, na construção de ferrovias, edificações em geral e obras de barragens. Servem para estudo das fundações, detectando descontinuidades dos embasamentos e para medir espessuras do manto de intemperismo.

Por outro lado, na pesquisa dos ^{das} jazimentos metálicos, caracterizados, em geral, por controles estruturais complexos, métodos sísmicos ^{ca} têm pouca aplicação. Para esses, os métodos sísmicos são muito menos adequados que outros métodos geofísicos, como, por exemplo, os métodos elétricos, eletro-magnéticos e magnéticos.

→ De modo geral, considera-se que os métodos sísmicos são adequados para mapeamento estrutural em sedimentos quando os mergulhos não ultrapassam à 30°. Atitudes com fortes mergulhos, restringem muito a aplicabilidade dos métodos sísmicos.

Conseqüentemente, mesmo considerando as aplicações dos métodos sísmicos na pesquisa do carvão, os gastos na chamada geofísica de minas em meados da década de 1970, representavam somente 12% dos gastos com métodos geofísicos nesse campo de aplicação.

Em perfilagem geofísica de furo de sonda em sedimentos, é de grande importância a perfilagem sonora. Essa é utilizada juntamente com outras perfilagens, objetivando problemas de correlação, de detecção de descontinuidades litológicas, de avaliação de porosidades e de medidas de velocidades de propagação das ondas sonoras nas formações. O perfil sonoro consiste na perfilagem de velocidades de propagação da onda sonora ao longo do furo, a qual é onda elástica. Por isso, pode ser considerada aplicação de método sísmico em perfilagem.

Historicamente, métodos sísmicos nasceram da sismologia e podem ser considerados ramo de aplicação dessa ciência. São conteúdos da sismologia, o estudo dos terremotos, da propagação das ondas elásticas (sísmicas) relacionadas aos mesmos e suas aplicações para o conhecimento da estrutura da Terra. Métodos sísmicos de prospecção consistem na investigação das estruturas geológicas em subsuperfície através dos estudos de abalos sísmicos artificialmente provocados. *por uer.*

Seu precursor foi Robert Mallet, o qual publicou em 1845, na Academia Irlandesa, resultados de experiências objetivando medir velocidade

des de ondas sísmicas_x mediante abalos provocados. Na segunda metade do seg. XIX e início do sec. XX, outros pesquisadores, em diversos países, desenvolveram a teoria da propagação das ondas sísmicas, compreendendo a teoria da propagação de ondas refletidas e refratadas_x em interfaces de formações geológicas. Na primeira grande guerra (1914-18), foram utilizados esses conhecimentos, para localizar grandes canhões inimigos, ^{por meio} através das ondas sísmicas geradas pelo recuo do canhão por ocasião do tiro.

Em 1919, o cientista alemão L. Mintrop_x patenteou uma técnica para local profundidades e obter informações de características físicas de formações geológicas, ^{por meio} através de ondas sísmicas provocadas.

Em 1922, duas equipes da "Mintrop's Seismos Company" operavam no México e nos EEUU, utilizando método de refração_x em prospecção para petróleo, em depósitos controlados por estruturas relacionadas a domos salinos. O primeiro grande sucesso, consistindo na localização de um domo salino foi, em 1924. A partir ^{desse} de ~~que~~, o método sísmico de refração passou a ser utilizado extensivamente nos EEUU, URSS e outros países. Até 1930, enquanto estava sendo descoberta ^a a maioria dos domos salinos jazendo a pequenas profundidades nos EEUU, essa técnica predominou. Dessa data, começou a adquirir maior importância na pesquisa de petróleo_x e o método sísmico de reflexão, ~~o qual~~ revelou-se mais adequado para mapear outros tipos mais comuns de estrutura.

Presentemente, os métodos sísmicos de refração_x são utilizados somente para alguns problemas particulares, para os quais ainda são vantajosos. Assim, são utilizados nas aplicações para engenharia civil referidas anteriormente_x e como método de reconhecimento nas primeiras fases da pesquisa de bacias sedimentares, objetivando o conhecimento das grandes linhas estruturais das mesmas. Adicionalmente, são indispensáveis como técnica auxiliar dos levantamentos com método de reflexão, para obter informações com respeito às espessuras das camadas superficiais de pequena velocidade (no manto de intemperismo). Os dados obtidos_x ^{para} servindo para calcular correções aplicadas no levantamento ~~propriamente dito~~ com método de reflexão.

O método de reflexão teve sua origem em patente de Reginald Fessenden em 1913, como técnica para medir profundidades oceânicas e detectar icebergs, utilizando reflexão de ondas sonoras.

Na pesquisa de petróleo, seus primeiros sucessos foram em Oklahoma (EEUU) em 1927, onde um horizonte guia com qualidades refletoras muito boas, permitia correlações a partir de um único registro de reflexão.

Ainda em 1927, foi desenvolvida a técnica de utilizar vários regis

tros para mapear mergulhos, como forma de identificar reflexões em condições menos favoráveis, permitindo a aplicação do método de reflexão, em condições mais generalizadas.

Desde então, continuou seu desenvolvimento, adquirindo, desde logo, muita sofisticação e predominância em relação ao método de refração. Os principais marcos do desenvolvimento foram:

- Na década de 1930: aperfeiçoamento das técnicas de campo e de interpretação, juntamente com as de obter registros gráficos em filmes, eliminando efeitos espúrios por filtragem de frequências. Em 1936, foi publicada idéia de obtenção de registros reproduzíveis, a qual, entretanto, só foi utilizada com sucesso na década de 1950, graças à obtenção dos registros em fita magnética.

Em 1953, início do uso comercial do registro em fita magnética, permitindo ao lado de melhores fidelidades, a obtenção subsequente da reprodução. A reprodução de registros possibilitou grande progresso no sentido de compor vários impulsos, como forma de obter melhor resolução, atenuando "ruídos" e aceituando impulsos úteis. Seguiu-se a reprodução gráfica e digital dos registros magnéticos processados ("play back method"). Também (em 1953), o início do uso de computador, no Massachusetts Institute of Technology, para o processamento e interpretação dos registros.

Em 1956 - Foi patenteada a técnica de campo conhecida como "common-depth-point method" (método do ponto comum de várias reflexões), permitindo compor, num mesmo registro, vários impulsos de reflexão num mesmo ponto obtidos por subseqüentes explosões.

- Década de 1970 - Utilização aperfeiçoada, na pesquisa de carvão, das técnicas do método de reflexão com alto poder de resolução, anteriormente desenvolvidas para pesquisa de petróleo.

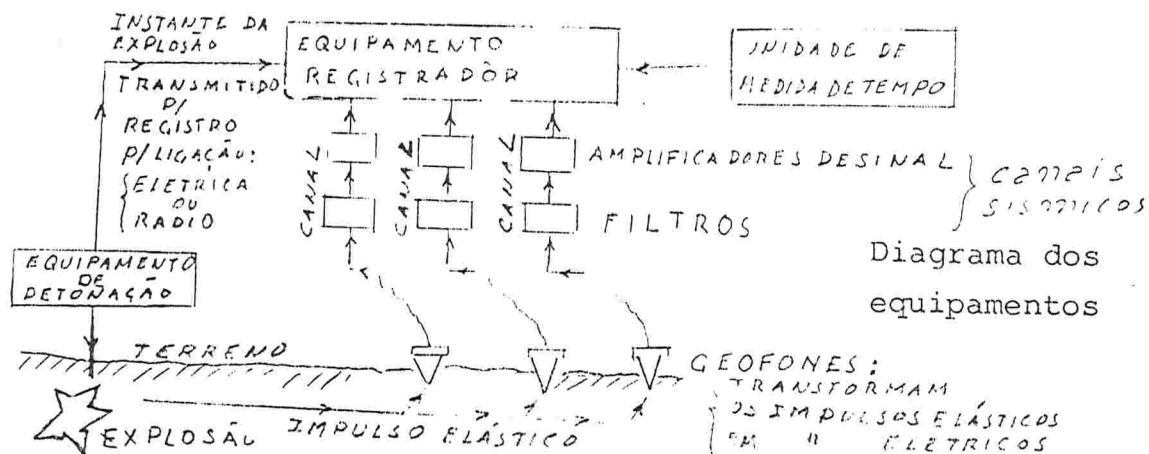


Fig. 6.5 Partes essenciais dos equipamentos utilizados nos métodos sísmicos

6.2.1 - Processos para gerar a onda sísmica

Na maioria das aplicações dos métodos sísmicos, o impulso gerador da onda sísmica é obtido mediante explosão de dinamite ou de nitrato de amônio.

A forma de colocação da carga e a sua quantidade são variáveis que dependem das finalidades da aplicação do método.

São relacionadas com parâmetros como: a quantidade de energia necessária do impulso produzido, a otimização do rendimento, a seletividade requerida nos impulsos detectados. Dependem também de fatores de segurança com respeito ao meio onde o método é aplicado, de modo a evitar prejuízos ecológicos, às edificações civis, etc.

Nos levantamentos em terra, na pesquisa de petróleo e em outras aplicações, geralmente, as cargas explosivas são colocadas em furos especialmente perfurados com sonda rotary de pequeno porte, com 8 a 10cm de diâmetro e 6 à 30 metros de profundidade.

Geralmente, procura-se produzir a explosão na base dos horizontes superficiais de pequena velocidade de propagação das ondas sísmicas (manto de intemperismo).

Em sísmica de refração com finalidades de reconhecimento nas bacias sedimentares, as cargas são de 25 à 50kg de explosivos por quilômetro de linha pesquisada.

Em sísmica de reflexão, torna-se importante evitar-se excesso de explosivos, de modo a minimizar distúrbios prejudiciais à clareza dos registros à serem obtidos.

Por exemplo, em sísmica de reflexão de alta resolução, para detalhamento estrutural na pesquisa de petróleo, as cargas são da ordem de 20kg, enquanto que para detectar descontinuidades na camada de carvão, em detalhamento para apoiar os métodos modernos de lavra de carvão, as cargas são de 0,125kg à 0,5kg. Neste último caso, elas são posicionadas em furos de sonda à cerca de 10 metros de profundidade, ou, em alguns casos, são posicionados junto à superfície do terreno.

Cada problema condiciona a quantidade e o posicionamento da carga. Procura-se produzir impulsos com energias de modo a serem detectadas nos geofones convenientemente dispostos no terreno, após as ondas serem refratadas ou refletidas nas interfaces das estruturas pesquisadas. Ao mesmo tempo, procura-se obter registros com a seletividade requerida para que o evento da chegada da onda seja identificado e medido.

Visando compatibilizar intensidades de impulsos, rendimentos e seletividades, outros recursos adicionais são utilizados. São utilizadas técnicas de múltiplas explosões simultâneas; de agrupar-geofones detectando os impulsos num mesmo ponto; combinar diferentes registros de diversos pontos por processamento posterior, etc.

Além da utilização de explosivos, outros recursos são utilizados para provocar o impulso sísmico.

Em sísmica de refração com equipamentos de pequeno porte para estudos de fundação em engenharia civil, o impulso é produzido simplesmente mediante o impacto de uma massa sobre o terreno, como mostra a figura 6.6.

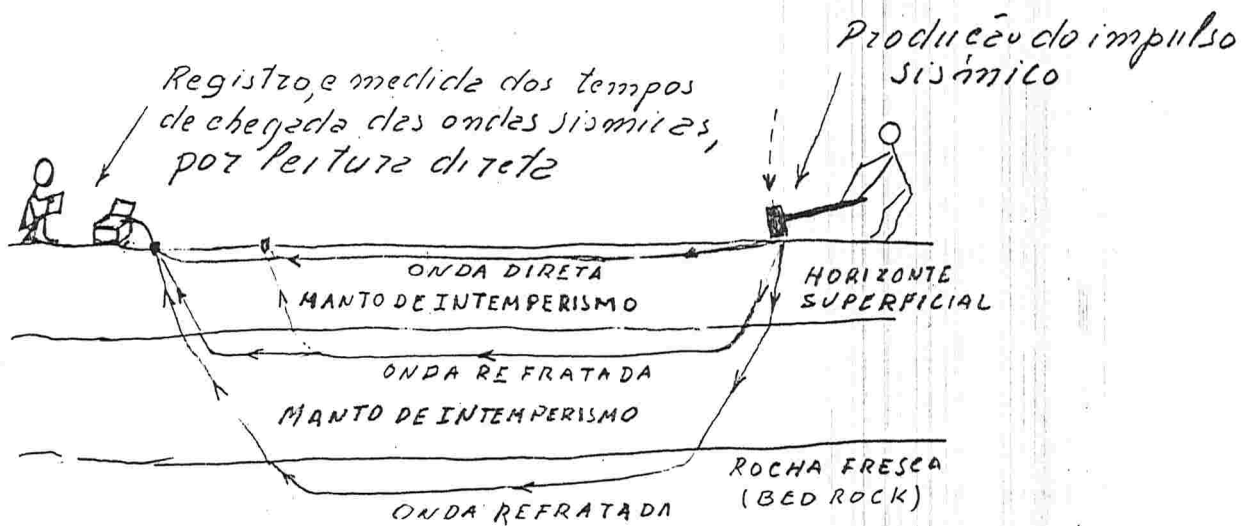


Fig 6.6 - Equipe sísmica para estudos de fundações em geotecnia

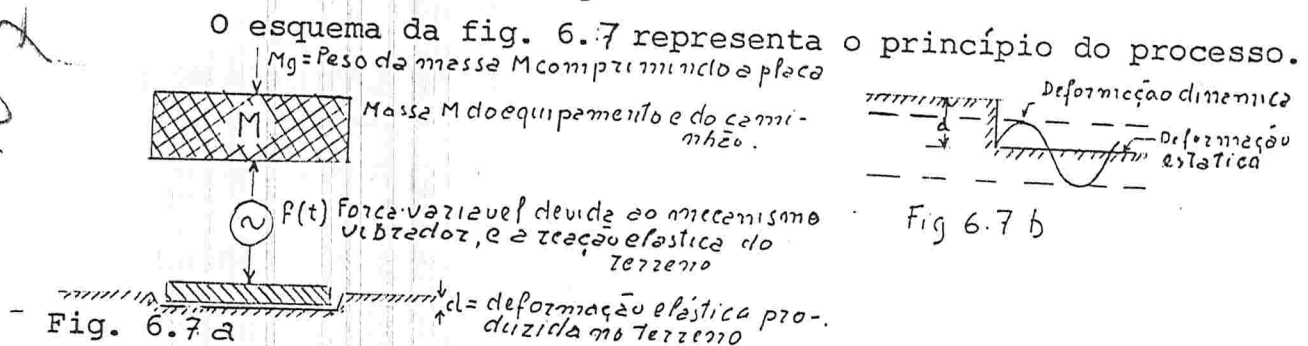
Outros processos especiais usados em terra:

- "Weight dropper" - Nesse processo o impulso é produzido pela queda de uma placa metálica retangular de cerca de 3 ton, de uma altura de 3 metros, em pontos do terreno distantes entre si de poucos metros, e ao longo da linha pesquisada. Para obter-se a energia necessária, são compostos efeitos de cinquenta ou mais impactos. É um processo econômico quando comparado ao convencional mediante explosivos.

Entre outras vantagens dispensa os furos de sondagem. Entretanto é praticável somente em regiões desérticas, onde possam transitar os grandes caminhões portadores do equipamento.

- "Vibroseis" - Nesse processo, um vibrador geralmente por acionamento hidráulico, atua sobre uma placa de aço pressionada contra o solo. A energia é fornecida mediante esforços atuando por sete segundos ou maior tempo.

A massa atuante M (de reação) é constituída pela placa, o equipamento de acionamento, e pelo pesado caminhão que os transporta. O esforço imprimido no terreno varia periodicamente, com a frequência, aumentando continuamente de 6Hz à 50Hz. Assim é obtida superposição de muitos impulsos elásticos ondulatorios, constituindo-se numa fonte contínua de energia.



O esforço variável com o tempo, aplicado na placa metálica é expresso pela função $F(t) = Mg + f(t)$.

A função $f(t)$, e conseqüentemente a função $F(t)$, variam periodicamente de forma aproximadamente senoidal.

Se o deslocamento da placa produzido no terreno tem aceleração menor do que a aceleração da gravidade g , haverá deformação dinâmica no terreno, conforme a função representada na figura 6.7b

Esse processo é adequado para uso em áreas urbanizadas, minimizando o prejuízo nas edificações. É muito utilizado na pesquisa de petróleo.

- Processos utilizados em geofísica marinha, a fim de evitar os grandes prejuízos ecológicos que seriam causados por explosões convencionais concentradas.

- "Aquaseis" (Fonte linear de energia) - Nesse processo, um cordão detonante de aproximadamente 30m, contendo um núcleo de pequenas cargas explosivas espaçadas, é acionado. As cargas são detonadas pro

gressivamente à intervalos de 18 segundos e à profundidade de 12m.

Comparando-se o efeito da bolha de gases de natureza linear produzida, com aquela que seria produzida pela mesma carga se ela fosse concentrada num ponto, essa minimiza prejuízos ecológicos.

- "Air gun" - O dispositivo, nesse processo, consiste de uma câmara de compressão, mediante a qual é produzida uma descarga instantânea de ar com alta pressão sob a água. O efeito é de uma bolha de ar pressionando a água, semelhante ao que seria produzido pela expansão dos gases de uma explosão. Cada ciclo de compressão, devido a descarga da câmara, dura 24 a 40 milisegundos.

- "Vapor choc" - Processo alternativo semelhante ao anterior, consistindo numa injeção, na água, de vapor d'água superaquecido.

- "Sparkes" - Dispositivo consistindo de uma descarga elétrica de 3000 à 5000 volt concentrada sob a água, obtida ^{por meio} através de um ou mais eletrodos alimentados por condensadores. Quando a alta voltagem é descarregada, forma-se uma bolha de plasmas de vapor superaquecido ionizado, de cobre vaporizado e de elétrons livres. Sua rápida expansão e colapso, produzem os impulsos sísmicos inicial e secundário. Esse é um processo adequado para levantamentos de penetração, relativamente pequena, aliada à alta resolução.

6.2.2 - Equipamentos receptores das ondas sísmicas - geofones e hidrofones

Basicamente destinam-se à receber os impulsos mecânicos da onda sísmica nos pontos de recepção, transformando-os em impulsos elétricos.

Diversos tipos foram desenvolvidos. Atualmente são usados quase que exclusivamente dois tipos:

O tipo eletromagnético, em geofísica terrestre (denominado geofone), e o tipo piezoelétrico, em geofísica marinha (denominado hidrofone).

O geofone eletromagnético, como mostra a fig. 6.8, consta de um ímã permanente de forma cilíndrica, com uma cavidade circular onde fica alojada uma bobina de enrolamento fi-

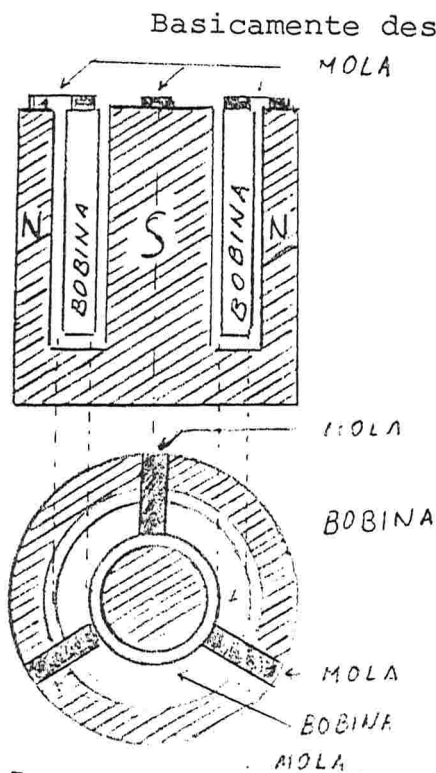


Fig 6.8. Geofone eletromagnético.

O núcleo do imã é de polaridade sul magnética, e sua parte anular periférica é de polaridade norte (polos sul e norte do imã).

A bobina é suspensa no interior da cavidade mediante três folhas de molas, as quais são fixadas na periferia da peça metálica que constitui o imã. A disposição das molas, permite que a bobina se mova no interior da cavidade onde está alojada, somente longitudinalmente.

O estojo do geofone, no qual está fixado o imã é implantado verticalmente no terreno, de modo que o imã move-se solidariamente ao estojo, por efeito do impulso sísmico imprimido ao terreno. Nessa condição a bobina também se moverá verticalmente em relação ao imã, por efeito da inércia de sua massa, a qual atua tendendo mantê-la em repouso.

O fluxo magnético do imã, atravessando o enrolamento da bobina em movimento, produzirá corrente induzida no mesmo. Assim resulta um impulso elétrico, produzido pelo impulso mecânico vertical (causado pelo impulso sísmico detectado), e imprimido no estojo do geofone.

O impulso elétrico é ampliado e filtrado, mediante equipamentos eletrônicos, e após é transmitido ao canal correspondente ao geofone, onde é registrado.

Geofones modernos, com a forma representada na fig.6.9, são de grande sensibilidade e pequenas dimensões.

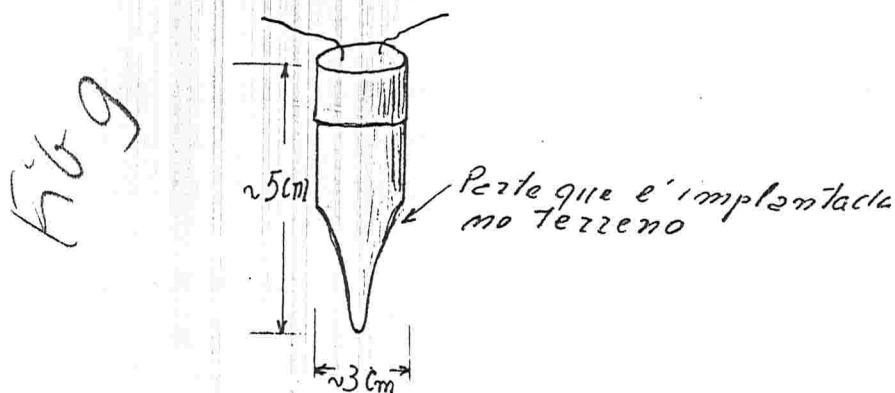


Fig 6.9 - Geofone

Nos tipos piezoelétricos, o impulso elétrico é gerado mediante as propriedades piezoelétricas do quartzo, como mostra a, fig. 6.10.

A compressão das lâminas de quartzo é produzida pela variação aparente do peso da massa, devido sua inércia, quando há deslocamento mecânico na mesma. Esse deslocamento é solidário com o movimento imprimido no estojo do hidrofone, produzido pela onda sísmica ao atingí-lo.

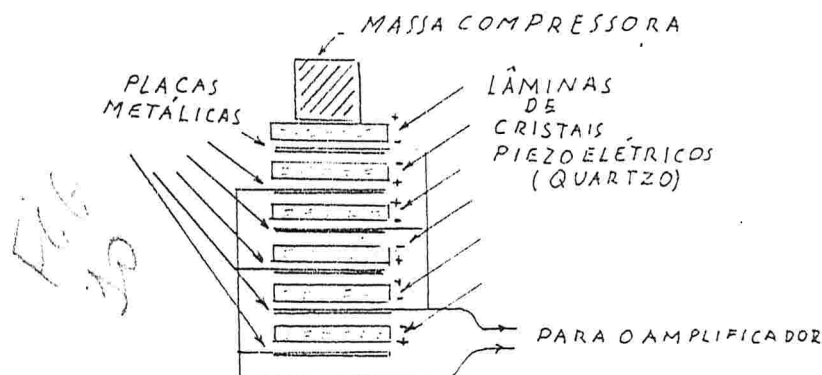


Fig. 6.10 - Geofone (hidrofone) piezoelétrico

6.2.3 - Equipamentos registradores

Nos equipamentos mais simples, o registro é impresso em filme, e nos mais sofisticados é gravado em fita magnética.

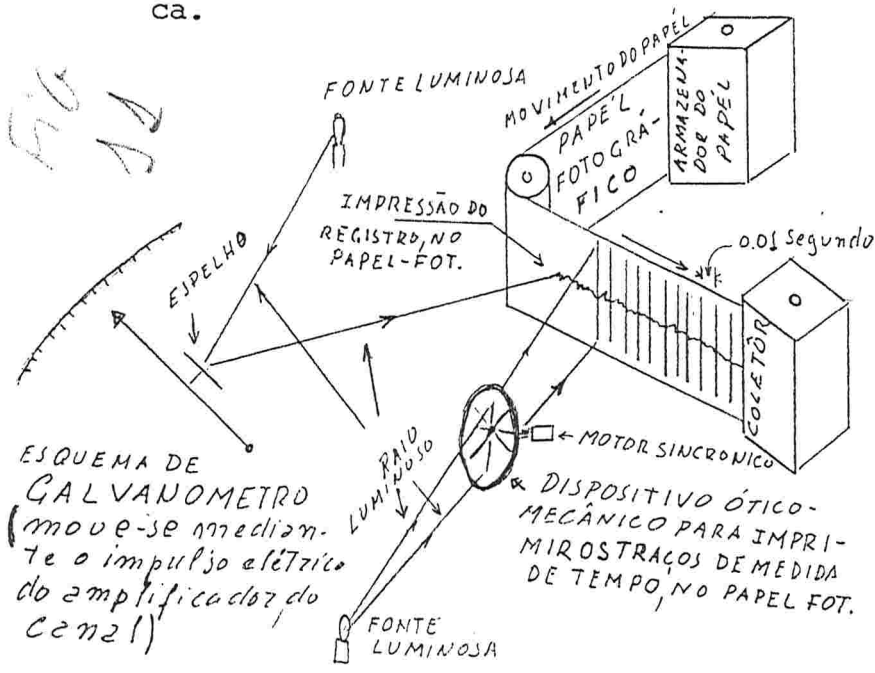


Fig. 6.11 - REGISTRO ÓTICO-MECÂNICO - ESQUEMA
(Impressão em papel fotográfico)

Os impulsos elétricos gerados individualmente em geofones (ou hidrofones), após ampliados e filtrados são ligados aos canais. Muitas vezes o impulso de um canal provém de vários geofones agrupados e ligados (geralmente) em série. Nos equipamentos registradores mais simples, os impulsos elétricos produzem deflexão em galvanômetros como mostra a fig. 6.11. Um feixe de luz refletido num espelho acoplado no galvanômetro, amplia a deflexão e vai impressionar um filme (ou papel fotográfico).

Este último desloca-se com velocidade constante, enquanto

to um dispositivo ótico mecânico permite imprimir simultaneamente no mesmo filme, traços à espaços representando intervalos de tempo de 0,01 segundos ou 0,005 segundos.

Nos equipamentos mais aperfeiçoados, os impulsos elétricos processados são gravados em fita magnética. As gravações em fita, por sua vez serão processadas e reproduzidas. Assim obtêm-se gravações de vários registros convenientemente combinados objetivando-se às melhores fidelidade, sensibilidade e seletividade.

Das gravações são obtidas reproduções gráficas ou digitais, sendo esse processamento referido por "play back method".

Nos equipamentos mais aperfeiçoados usados em sísmica de reflexão com alta resolução, são possíveis leituras de intervalos de tempo com 0,001, 0,0005 e até 0,00025 segundos.

6.2.4 - Amplificadores e filtros

As pequenas forças eletromotrizes geradas nos geofones (ou hidrofones) são ampliadas em equipamentos eletrônicos, de modo semelhante como é feito nas técnicas de radiorecepção. Mediante filtragem são selecionadas faixas de frequências interessantes para os registros, eliminando-se ou atenuando-se frequências indesejáveis (baixas e altas). As mais altas frequências geralmente são devidas às ondas superficiais, produzidas por ventos, movimentos de veículos etc, as quais prejudicam a clareza do registro das ondas úteis, e por isso são denominadas "ruídos".

Por razões a serem vistas no item 6.3.9, em sísmica de reflexão convencional, geralmente são selecionadas frequências de 30 à 80 ciclos por segundo (c.p.s.). Por registro digital é possível filtragem gradual e variável desde 5 à 10 c.p.s. até 40 à 80 c.p.s.

Em sísmica de refração a faixa usual é de 1 c.p.s. à 20 c.p.s.

Da maior amplitude do espectro de faixa utilizado em sísmica de reflexão, e das menores frequências utilizadas, reside uma diferença fundamental das características construtivas dos equipamentos de sísmica de reflexão e de refração.

Em reflexão o espectro mais utilizado é de 20 c.p.s. à 100 c.p.s., podendo no caso de sísmica de reflexão de alta resolução atingir 300 c.p.s. Nas aplicações para pesquisa de carvão são selecionadas faixas de 75 c.p.s. à 300 c.p.s., porque reflexões nas camadas de carvão e em outros horizontes interessantes relativamente pouco profundos, quando comparados aos de interesse na pesquisa de petróleo, ocorrem nessas mais altas frequências. Nas aplicações para petróleo e outras, reflexões mais pro

fundas são na faixa de 20 c.p.s. à 40 c.p.s.

Por esses motivos, embora grande número de filtros permitam centenas de combinações objetivando a seleção das frequências interessantes, é impossível otimizar a seleção simultaneamente para todas as aplicações.

6.3 - Princípios físicos da propagação sísmica, tipos de onda e qualidade dos registros.

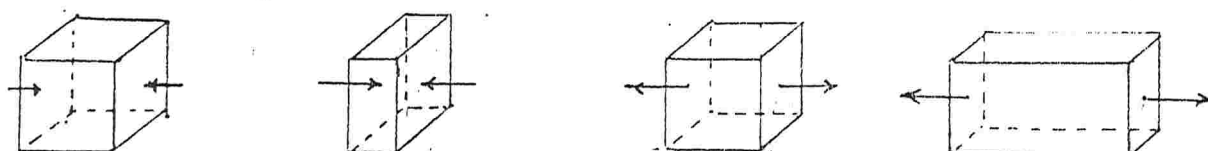
6.3.1 - Esforço e deformação; módulos de deformação elástica, longitudinal e transversal.

As rochas são os meios onde geralmente são geradas as ondas sísmicas e onde elas se propagam. Nos limites de grandeza dos esforços que ocorrem na prática dos métodos sísmicos, as rochas comportam-se como se fossem meios fisicamente elásticos, embora sejam de composição complexa e heterogênea.

Os fenômenos de propagação sísmica podem ser compreendidos como se as condições de propagação fossem em meios absolutamente elásticos. Esse modelo significa uma aproximação razoável do que acontece na realidade, podendo-se aplicar as leis físicas para meios elásticos.

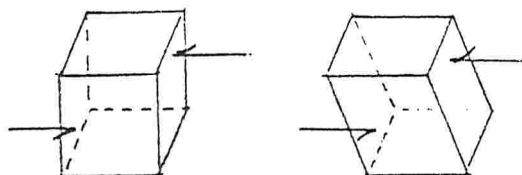
Ondas de propagação elásticas resultam de deformações nos meios físicos onde ocorrem.

As deformações são concebidas como se fossem produzidas por esforços de compressão (ou de distensão) e/ou de cisalhamento, atuando isoladamente ou conjuntamente, sobre paralelepípedos elementares do meio de propagação.



a - Esforço de compressão e deformação produzida

b - Esforço de distensão e deformação produzida



c - Esforço de cisalhamento e deformação produzida

Fig. 6.12 - Esforços, e deformações produzidas em paralelepípedos elementares num meio elástico

No caso da compressão (ou de distensão), há deformação de volume, sem que os ângulos entre as arestas do paralelepípedo elementar se modifiquem. Diz-se, então, que há deformação de volume.

No caso de cisalhamento, ou de esforço cortante, modificam-se os ângulos entre as arestas do paralelepípedo, permanecendo constante o volume. Diz-se, então, que há modificação de forma.

Alongamentos (ou encurtamento) das arestas paralelamente à direção do esforço, no caso de deformação de volume, e as modificações dos ângulos das arestas na deformação de forma são os parâmetros de medida da deformação num e no outro caso.

Em física, demonstra-se que toda a deformação num meio elástico, envolvendo mudanças de forma e de volume, sempre poderá ser resolvida como resultado da superposição de deformações elementares de forma e de volume.

Segundo a lei física de HOOKE, dentro dos limites da deformação elástica, as deformações são diretamente proporcionais às tensões resultantes dos esforços que as produziram.

A tensão no interior de um campo elástico independe do seu volume e é entendida como a força atuante na unidade de área normal à direção do esforço. Em cada instante, essa tensão será igual à ação do meio circunvizinho. Para estudar-se a grandeza da força efetiva atuante sobre um paralelepípedo elementar e ideal no interior do meio elástico, é suficiente conhecer-se os valores das tensões normais, ou tangenciais à que o mesmo está submetido.

Considere-se uma haste elástica cilíndrica presa, numa extremidade, a um suporte imóvel, e a deformação produzida por um esforço (força F) de distensão aplicada na outra extremidade (fig. 6.13)

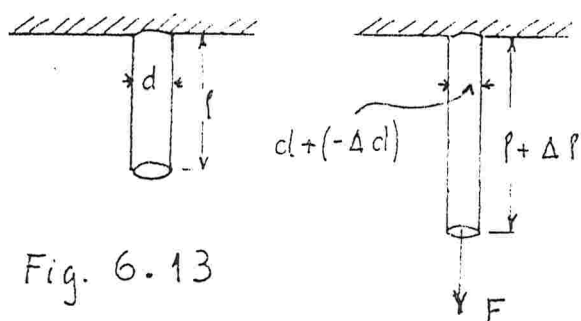


Fig. 6.13

A tensão X ^{que} atua na unidade da seção da haste será:

$$X = \frac{F}{\frac{\pi d^2}{4}} = \frac{4F}{\pi d^2}$$

De acordo com a lei de HOOKE, tem-se:

$$\Delta l = a X$$

$$\Delta d = b X$$

a e b são os coeficientes de proporcionalidade entre as tensões e as deformações, as quais dependem das propriedades do material que constitui a haste e também das suas dimensões.

Para caracterizarmos as propriedades do material somente pelos coeficientes de proporcionalidade, introduzimos os conceitos de deformação relativa definidos pelas expressões:

Deformação (distensão) longitudinal relativa para o esforço de distensão = $\delta l = \frac{\Delta l}{l_0}$

Deformação (contração) transversal para o esforço de distensão = $\delta d = \frac{\Delta d}{d_0}$

Tendo-se, então, $\Delta l = l \cdot \delta l$, substituindo-se na expressão da Lei de Hooke vista acima, resulta:

$$l \cdot \delta l = a X \quad \text{ou} \quad \delta l = \frac{a}{l} X$$

chamando-se $\frac{l}{a} = E$, tem-se $\delta l = \frac{1}{E} X$ expressão [6.1]

A partir desses conceitos, são definidos:

E = módulo de distensão longitudinal, o qual é denominado módulo de Young

$\sigma = \frac{\delta d}{\delta l}$ = módulo de deformação (contração) transversal, a qual é denominada relação de Poisson. Expressão [6.2]

6.3.2 - Natureza das ondas elásticas. Ondas longitudinais e ondas transversais. Velocidades de propagação.

Suponhamos que uma força externa atue sobre uma pequena porção de um meio físico elástico de dimensões infinitas e que essa força seja um impulso variável, mudando rapidamente ao longo do tempo.

Deformações, também variáveis com o tempo, acontecerão nessa porção do meio, deslocando suas partículas constituintes. O fenômeno ocorre obedecendo a lei de Hooke.

O movimento das partículas produz mudança de tensão atuante nas camadas circunvizinhas da porção do meio considerada; ou seja, do ponto onde se produziu o distúrbio inicial. Conseqüentemente, outras deformações variáveis com o tempo ocorrerão nas partículas circunvizinhas. Essas, por sua vez, provocarão tensão noutra camada que se segue e assim sucessivamente.

Desse modo, a alteração do estado original de tensão e deformação propaga-se como um impulso ondulatório em todas as direções a partir do ponto onde foi produzido o distúrbio inicial.

A alteração das tensões, relacionada ao distúrbio, geralmente, acontece em diferentes direções, aumentando rapidamente no início para após extinguir-se gradativamente.

Conforme a direção da tensão e do movimento produzido, as partículas oscilarão em curtos períodos em torno das suas posições originais de repouso. Ao longo das distâncias medidas a partir do ponto origem do distúrbio, as partículas constituintes do meio de propagação começam a oscilar sucessivamente. O movimento de cada partícula é transferido à partícula que lhe segue e, dessa forma, transmite-se o impulso a grandes distâncias, sob a forma de onda elástica.

A onda elástica propaga-se com velocidades, ^{definição} as quais ^{dependem} das constantes elásticas e da densidade do meio da propagação, além do tipo do movimento ondulatório.

A velocidade de propagação da onda, ^{que} representando a velocidade de transporte da energia através do meio de propagação, é da ordem de poucas centenas até poucos milhares de metros por segundo.

A velocidade de propagação da onda, ou seja, a velocidade sísmica, é um conceito distinto da velocidade da oscilação da partícula. Esta última representa a grandeza do distúrbio sísmico e não sua velocidade de propagação, sendo, em geral, muito menor, e é expressa em milionésimos de metro por segundo.

Somente junto ao ponto de explosão de uma carga de dinamite, são comparáveis as velocidades sísmicas e as de oscilação das partículas do impulso sísmico.

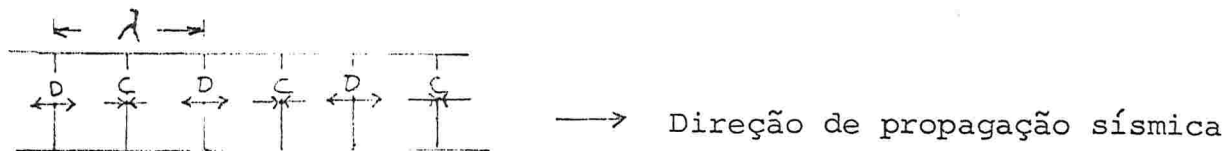
Um meio elástico é capaz de transmitir muitos tipos de ondas elásticas, as quais podem ser concebidas como combinações de dois tipos elementares e fundamentais, as quais são ondas longitudinais ou transversais.

Ondas longitudinais ^(P) resultam de esforços elementares de compressão e distensão produzindo ^{uma} defomações de volume no meio de propagação.

Ondas transversais ^(S) resultam de esforços elementares de cisalhamento, produzindo ^{uma} defomações de forma no meio onde se propagam.

11 } Ondas longitudinais, muitas vezes referidas como ondas L ^{ou P}, propagam-se com maior velocidade que as ondas transversais, sendo, por essa razão, mais conhecidas como ondas primeiras ou ondas P, por serem as que primeiro atingem os equipamentos receptores em sismologia.

Na propagação da onda longitudinal, alternam-se zonas de rarefação e de condensação de partículas como mostra a fig. 6.14.



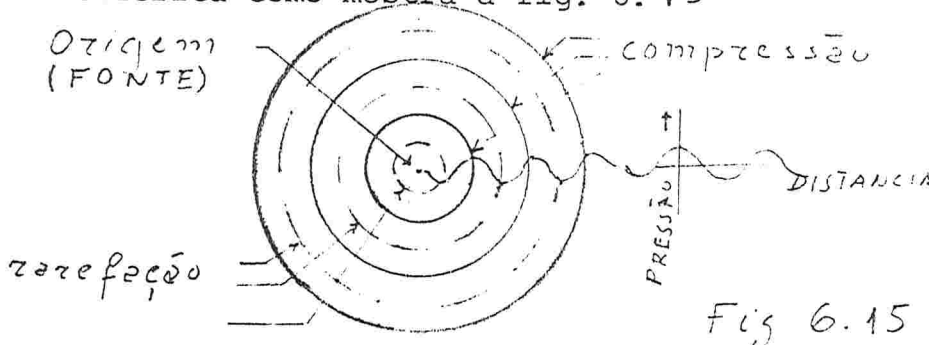
- D = dilatação (rarefação)
- C = compressão (condensação)
- λ = comprimento de onda

Fig. 6.14

Para visualizar esse tipo de onda, imaginemos um bola de borraça, enchendo-se e esvaziando-se sucessivamente no interior de um

fluido, produzindo, em consequência, condensação e rarefação nas camadas circunvizinhas e concêntricas do fluido.

Se o fluido fosse homogêneo, o evento propagaria-se ^{se} segundo uma onda esférica como mostra a fig. 6.15

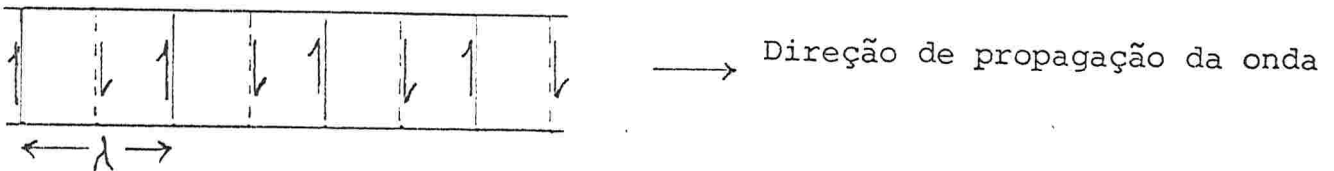


São exemplos de ondas elásticas longitudinais, as ondas sonoras propagando-se no ar.

De modo geral, nos métodos sísmicos de refração e reflexão, as ondas úteis são ondas longitudinais, procurando-se minimizar o registro de outros tipos de ondas.

Ondas transversais ^{(são também conhecidas por ondas secundárias} ~~ou~~ ondas S (também (de "Shear" inglês, esforço de cisalhamento).

Na propagação das ondas transversais, as partículas de uma camada do meio de propagação deslizam ^{lateralmente} em relação às partículas das camadas vizinhas, oscilando perpendicularmente à direção da propagação da onda, como mostra a fig. 6.16



As setas indicam o sentido das esforços e o sentido do movimento das partículas

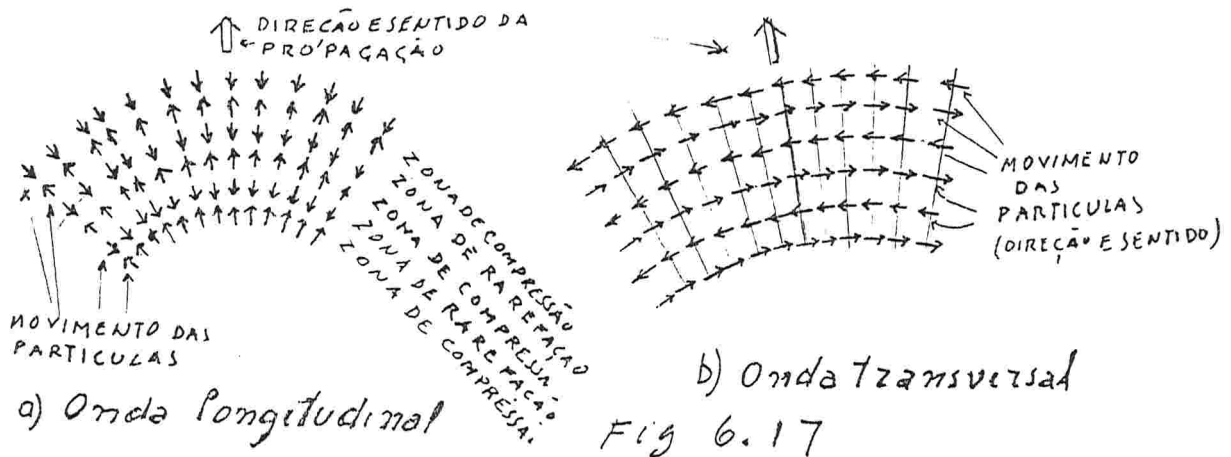
λ = comprimento da onda

Fig. 6.16

Para visualizar esse tipo de onda, imaginemos os movimentos ondulatórios ~~semelhantes~~ produzidos em uma corda quando se imprime movimentos alternados para cima e para baixo em uma extremidade da mesma.

Ondas transversais existem somente em meios sólidos, sendo impossível ocorrerem em fluidos.

Resumindo, podemos representar ondas longitudinais e ondas transversais pelas figura 6.17 , a e b.



Demonstra-se que as velocidades de propagação V_L das ondas longitudinais e V_T das ondas transversais dependem da densidade do meio de propagação ρ e dos módulos físicos E de distensão longitudinal (de Young) e σ de deformação transversal (de Poisson), vistas anteriormente (expressões [6.1] e [6.2]).

São relacionadas conforme as expressões seguintes:

$$V_L = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \quad \text{Expressão [6.3]}$$

$$V_T = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1+\sigma)}} \quad \text{Expressão [6.4]}$$

Dividindo-se membro a membro [6.3] e [6.4],

tem-se:

$$\frac{V_L}{V_T} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} > \sqrt{2}$$

Dessa forma fica demonstrado, que para um mesmo meio de propagação, ondas longitudinais, sempre propagam-se com maior velocidade do que ondas transversais, como foi dito anteriormente.

Velocidade de propagação da onda longitudinal V_L nas rochas, no ar e na água.

Meio de propagação	V_L m/seg
Rochas intemperizadas (solos), cascalho, areia seca, mistura de cascalho e de detritos finos	100 à 600
Solo arenoso, siltico, argilas	300 à 900
Areia úmida	200 à 1800
Argila	1200 à 2500
Arenito friável	1500 à 2500
Arenito denso	1800 à 4000
Folhelho	2700 à 4800
Calcário compacto	2500 à 6000
Anhidrita e gipsita; seqüências de rochas salinas como halita, carnalita e silvinita	4200 à 6500
Granito	4000 à 5700
Rochas metamórficas	4500 à 6800
Água, dependendo da temperatura e salinidade	1430 à 1590
Gelo	3100 à 4200
Ar, dependendo da temperatura, pressão e ventos	310 à 360

6.3.3 - Frente ou fronte de onda; forma de onda; período, frequência e comprimento, de onda.

Quando uma explosão (ou outro recurso para a geração de onda) ocorre num ponto origem 0 de um meio elástico, corpos de onda longitudinais e transversais propagam-se. Suas velocidades são condicionadas pelas propriedades físicas do meio e pelo tipo da onda.

Vibrações de curta duração, acontecerão nas partículas do meio de propagação, quando uma onda está passando pelas mesmas.

Num determinado instante, a região onde as vibrações estão ocorrendo pode ser delimitada por duas superfícies envolventes como está representado na fig. 6.18

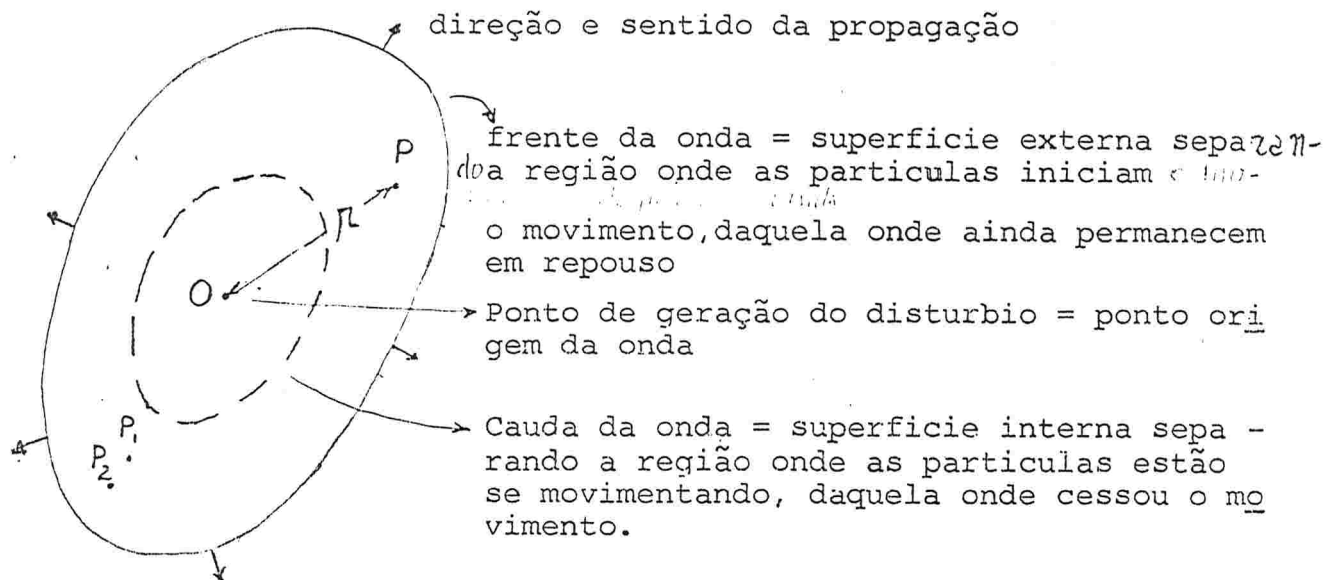


Fig. 6.18

A superfície externa delimitando a região onde a vibração está se iniciando, e a superfície interna delimitando a região onde cessou a vibração, são denominadas respectivamente frente e cauda da onda.

As posições no espaço dessas duas superfícies (frente e cauda da onda) deslocam-se à cada instante, progredindo com a propagação da onda.

Uma partícula P do meio de propagação situada a uma distância r do ponto origem do distúrbio O (estava em repouso antes que a onda a atingisse). Num instante $t_1 = \frac{r}{v}$, ela iniciou o movimento (sendo v a velocidade de propagação da onda sísmica). P permanece oscilando até que a cauda da onda lhe ultrapasse, num instante $t_1 + \Delta t$. O movimento da partícula P, em geral, será tridimensional; porém, sempre poderá ser concebido como o resultado da composição de movimentos simultâneos em três planos ortogonais no espaço. O movimento de P poderá ser estudado através do seu movimento componente, no plano vertical.

Assim, poderá ser representado graficamente, locando-se no plano vertical em cada instante, as distâncias d de divergência da partícula de sua posição de repouso. Locando-se as distâncias em ordenadas e os respectivos tempos em abcissas, obtem-se uma curva representando o movimento como o da fig. 6.19

Essa curva equivale ao registro, ou ao traço do registro como é obtido na recepção, na prática do método sísmico. O instante t_i registrando o início do movimento, denomina-se tempo de chegada (ou instante de chegada da onda).

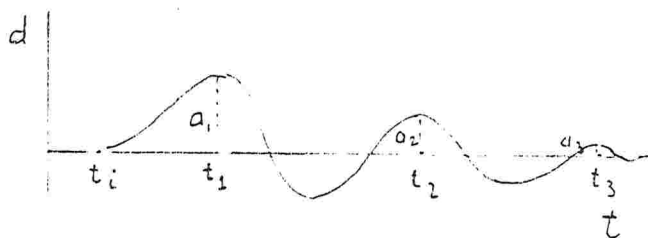


Fig 6.19 Oscilação de partícula, e sua representação gráfica

Durante a passagem de uma mesma onda, as vibrações de duas partículas próximas P_1 e P_2 serão similares, e, assim, os respectivos registros assemelham-se, como mostra a fig. 6.20

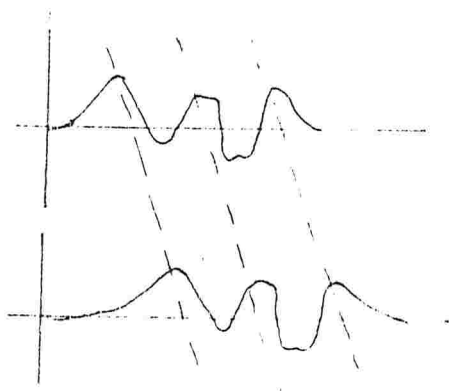


Fig 6.20 - Correlação dos registros das oscilações em dois pontos próximos.

As oscilações devidas à passagem de diversas ondas com diferentes características, são diferentes. Assim, as formas das ondas nos registros diferem em várias características, como número e valor relativo dos deslocamentos máximos ou "picos"; distância relativa (em tempo) da posição dos "picos" entre si, etc.

Como forma de estudar-se a propagação da onda, os dois registros podem ser correlacionados como mostra a fig. 6.20

Na fig. 6.19 nota-se vários "picos" máximos nos instantes t_1 , t_2 e t_3 etc. (e também vários "picos" mínimos), onde registra-se os maiores afastamentos da partícula das suas posições de repouso, a_1 , a_2 , a_3 etc. Esses afastamentos serão

as amplitudes aparentes da vibração. Os intervalos de Tempo como $T_1 = t_2 - t_1$, $T_2 = t_3 - t_2$, etc. serão os períodos aparentes. Considerando-se as amplitudes predominantes, teremos período T predominante, podendo-se falar em frequência aparente predominante da vibração expressa por $f = \frac{1}{T}$, em ciclos por segundo, ou em Hertz, analogamente como é feito no caso dos movimentos harmônicos.

Para investigar as velocidades de propagação da onda elástica, é suficiente determinar o tempo ocorrido da propagação de sua frente de onda entre diferentes pontos dos meios de propagação.

Os problemas de propagação das ondas elásticas são resolvidos de forma semelhante como se resolve em ótica geométrica, aplicando-se os mesmos princípios.

6.3.4 - Princípios de Huygens, de Fermat, da Superposição, de reciprocidade, e conceito de raio da onda sísmica.

- O princípio de Huygens estabelece que cada ponto atingido por uma frente de onda, atua como se fosse origem de uma nova onda, a qual se propaga em todos os sentidos e direções a partir desse ponto. Num instante t , sendo o meio homogêneo, a frente da onda propagada será esférica. Pouco mais tarde, num instante $t + \Delta t$, cada um dos pontos da frente da onda terá originada uma pequena frente de onda esférica elementar de raio $V\Delta t$, em V é a velocidade de propagação no meio. A nova frente de onda no instante $t + \Delta t$ será a envolvente de todas as frentes de onda elementares, sendo, portanto, uma superfície esférica concêntrica com a primeira.

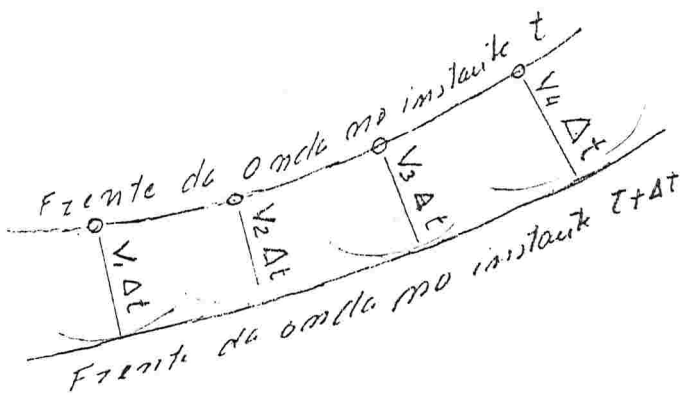


Fig 6.21 - Locação de um raio frente de onda, aplicando o princípio de Huygens num meio com velocidade de propagação variável

Não sendo homogêneo o meio de propagação, não será constante e cada elemento da frente de onda se deslocará com velocidades diferentes. Assim, após um intervalo de tempo Δt , a frente de onda não permanecerá paralela, e não será esférica, como mostra a fig. 6. 21

Raios sísmicos, ou raios da onda são definidos como as linhas formadas pelos segmentos perpendiculares ^{a cada} nos diferentes pontos da frente da onda, durante a sua propagação. Um raio sísmico é concebido como a trajetória das posições ocupadas por um ponto ideal da frente de onda, que se deslocasse com a mesma, durante a propagação da onda. Como acontece em ótica, o raio sísmico não tem realidade física. É somente um conceito utilizado por comodidade para interpretar os fenômenos de propagação. Os resultados obtidos utilizando-se esse conceito são matematicamente iguais aos resultados que se obtêm ^{através} da concepção do deslocamento das frentes de onda, a qual é uma realidade física.

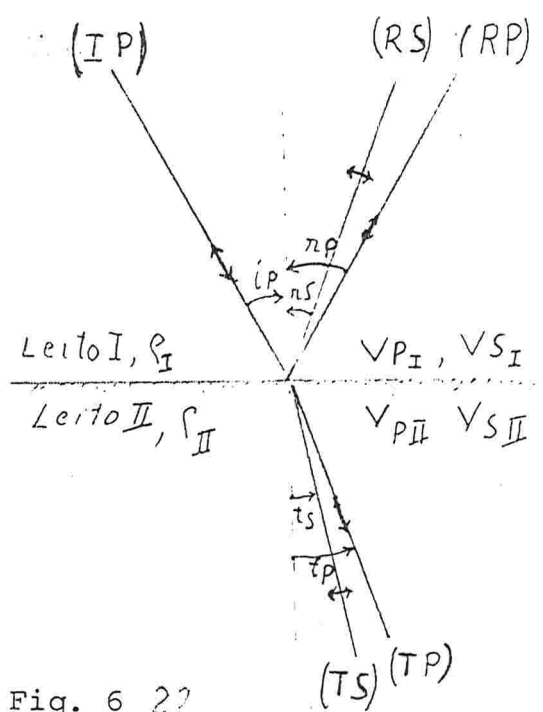
Quando o meio é homogêneo os raios serão retilíneos; quando não homogêneo, como no caso da propagação sísmica através das estruturas estratificadas, os raios serão curvilíneos.

- O princípio de Fermat, ou do percurso mínimo, estabelece que o raio sísmico segue de um à outro ponto do meio de propagação pelo caminho do menor tempo de percurso.

- O princípio de reciprocidade estabelece que o tempo de propagação da onda sísmica de um ponto A a outro ponto B do meio de propagação é o mesmo se ela se propagasse do ponto B para o ponto A, reciprocamente.
- O princípio de Superposição estabelece que, quando ondas diferentes propagam-se simultaneamente, cada uma delas move-se como se existissem as demais. Esse princípio permite que se possa analisar a propagação de uma onda determinada, sem preocupação com a influência das outras ondas coexistentes.

6.3.5 - Reflexão e refração das ondas sísmicas; conceito de impedância acústica.

Suponhamos uma onda longitudinal com raio (IP) propagando-se num meio (Leito I) com a densidade ρ_I e com a velocidade de propagação V_{PI} . Essa onda incidindo com ângulo ($i^{\wedge}P$) na interface com outro meio de propagação (Leito II), cuja densidade seja ρ_{II} . A Velocidade de propagação da onda longitudinal no leito II, seja V_{PII} . Na fig. 6.22:



- ρ_I e ρ_{II} , densidades dos leitos I e II
- V_{PI} = Velocidade de propagação de onda longitudinal (primeira) no leito I
- V_{SI} = Velocidade de propagação de onda transversal (secundária) no leito I
- V_{PII} = Velocidade da onda longitudinal (primeira) no Leito II
- V_{SII} = Velocidade da onda transversal (secundária) no Leito II

Fig. 6.22

Parte da energia da onda incidente de raio (IP) se transmitirá além da interface por intermédio de uma onda longitudinal com raio (TP). Ao atravessar a interface ela muda de direção, isto é, refrata-se, com o ângulo de refração ($t^{\wedge}P$).

Parte da energia da mesma onda longitudinal incidente se refletirá na interface, por intermédio da onda refletida longitudinal de raio (RP) fazendo um ângulo de reflexão ($r^{\wedge}P$) igual ao ângulo da incidência ($i^{\wedge}P$).

Entretando, por efeito dos componentes tangenciais dos esforços e de deformação originadas da incidência na interface, originam-se também ondas transversais, que ~~também~~ são refletidas e transmitidas além da interface.

Os raios dessas ondas transversais, refletida e transmitida, foram representadas na fig. 6.22 por (RS) e (TS), fazendo respectivamente os ângulos de reflexão e de refração $(\hat{r}S)$ e $(\hat{t}S)$.

Desse modo, para cada onda longitudinal incidindo na interface com ângulo de incidência diferente de 90° originam-se quatro ondas refletidas e transmitidas (refratadas) através da interface. Duas, uma onda refletida e uma onda transmitida (refratada) são longitudinais, do mesmo tipo que a incidente, sendo denominadas ondas monotipos. As outras duas, refletida e transmitida (refratada), são transversais, de tipo diferente da incidente, sendo denominadas ondas trocadas.

De modo semelhante, a incidência de uma onda transversal na interface, daria origem a quatro ondas refletidas e transmitidas, sendo duas monotipos com a incidente e duas trocadas.

Aplicando os princípios de Huygens e Fermat, pode ser demonstrado, que: $\frac{\text{sen } \hat{i}}{V_i} = \frac{\text{sen } \hat{r}}{V_r}$, ou $\frac{\text{sen } i}{\text{sen } r} = \frac{V_i}{V_r}$ expressão [6.5]. Ver também

item 6.3.13

Sendo \hat{i} o ângulo de incidência, e \hat{r} o ângulo de reflexão, ou de refração conforme o caso. V_i é a velocidade da onda incidente, e V_r a velocidade da onda refletida, ou transmitida (refratada) conforme o caso.

Na reflexão, quando a onda refletida é do mesmo tipo que a onda incidente (monotipo), $V_i = V_r$, resultando que $\hat{i} = \hat{r}$.

Na transmissão (refração) através de uma interface com dois meios de velocidade diferentes, para ondas monotipos - sendo $V_i \neq V_r$, resulta que $\hat{i} \neq \hat{r}$.

No caso da fig. 6.22 tem-se $\frac{\text{sen } (i\hat{p})}{\text{sen } (t\hat{p})} = \frac{V_{PI}}{V_{PII}}$ expressão [6.6a]; e também para o caso de ondas trocadas:

$$\frac{\text{sen } (i\hat{p})}{\text{sen } (t\hat{s})} = \frac{V_{IP}}{V_{TS}} \text{ expressão [6.6b]}$$

Essas relações definem as posições espaciais das frentes de onda e dos respectivos raios após a reflexão e também após a transmissão através das interfaces (refração).

Para estudar as relações entre as amplitudes, isto é das intensi

dades da onda incidente e das ondas refletidas e/ou transmitidas (refratadas) através das interfaces, definiremos, com os mesmos dados da fig. 6.22:

- Coeficiente R de reflexão para a onda longitudinal refletida:

$$R \text{ da onda monotipo} = \frac{\text{Amplitude da onda refletida longitudinal}}{\text{Amplitude da onda incidente longitudinal}}$$

ou

$$R \text{ da onda monotipo} = \frac{A(RP)}{A(IP)} \quad \text{expressão [6.7a]}$$

- Coeficiente R de reflexão para a onda transversal refletida

$$R \text{ da onda trocada} = \frac{\text{Amplitude da onda refletida transversal}}{\text{Amplitude da onda incidente longitudinal}}$$

ou

$$R \text{ da onda trocada} = \frac{A(RS)}{A(IP)} \quad \text{expressão [6.7b]}$$

- Coeficiente T de transmissão para a onda transmitida além da interface (em geral refratada) longitudinal:

$$T \text{ da onda monotipo} = \frac{\text{Amplitude da onda transmitida longitudinal}}{\text{Amplitude da onda incidente longitudinal}}$$

ou

$$T \text{ da onda monotipo} = \frac{A(TP)}{A(IP)} \quad \text{expressão [6.7 c]}$$

- Coeficiente T de transmissão para a onda transversal transmitida além da interface

$$T \text{ da onda trocada} = \frac{A(TS)}{A(IP)} \quad \text{expressão [6.7d]}$$

Essas relações dependem dos ângulos de incidência, de reflexão, de refração, das densidades dos meios de propagação e também de suas respectivas características elástica, portanto traduzidas pelas suas respectivas velocidades de propagação.

As expressões que as definem são complexas, não cabendo estudá-las neste texto. Podendo ser motivo de consulta na literatura referida (Ref. Telford, W. M. et al 1976).

4 Impedância acústica. Para a compreensão desse conceito estudemos o caso particular da incidência normal de uma onda longitudinal (do tipo P) numa interface.

No caso o ângulo de incidência $i\hat{p} = \text{zero}$, não originam-se ondas trocadas, por não haverem componentes dos esforços e deformações tangenciais na incidência.

A distribuição da energia ⁽⁰⁰⁰⁷²⁰⁾ somente através de duas ondas monotipos, refletida e transmitida (não refratada). Os ângulos de reflexão

r^p e de refração t^p , serão também iguais a zero.

Os coeficientes de reflexão R e de Transmissão T serão simplesmente:

$$R = \frac{\text{amplitude da onda refletida}}{\text{amplitude da onda incidente}} = \frac{A_R}{A_i} \quad \text{expressão [6.8a]}$$

$$T = \frac{\text{amplitude da onda transmitida}}{\text{amplitude da onda incidente}} = \frac{A_T}{A_i} \quad \text{expressão [6.8b]}$$

Suas relações com as características de densidade e elasticidade dos meios de propagação, simplificam-se sendo os respectivos coeficientes e amplitudes expressos pelas seguintes relações:

$$A_i = A_R + A_T \quad \text{expressão [6.9]}$$

$$R = \frac{\rho_{II} v_{II} - \rho_I v_I}{\rho_{II} v_{II} + \rho_I v_I} = \frac{A_R}{A_i} \quad \text{expressão [6.10]}$$

$$T = \frac{2 \rho_I v_I}{\rho_{II} v_{II} + \rho_I v_I} = \frac{A_T}{A_i} \quad \text{expressão [6.11]}$$

Onde ρ_I e ρ_{II} são as densidades dos dois meios, e v_I e v_{II} , as velocidades de propagação da onda longitudinal nos mesmos.

Os produtos $\rho_I v_I$ e $\rho_{II} v_{II}$ são o que se denomina impedâncias Acusticas dos meios de propagação respectivamente, I e II.

De acordo com as expressões dos coeficientes de reflexão e Transmissão, expressões (6.10) e (6.11); tem-se que:

- Quando $\rho_I v_I = \rho_{II} v_{II}$, não há contraste de impedância acústica, resultando $R = \text{Zero}$ e $T = 1$. Nesse caso, a onda incidente transmite-se através da interface com a mesma amplitude (ou intensidade), e não há onda refletida.

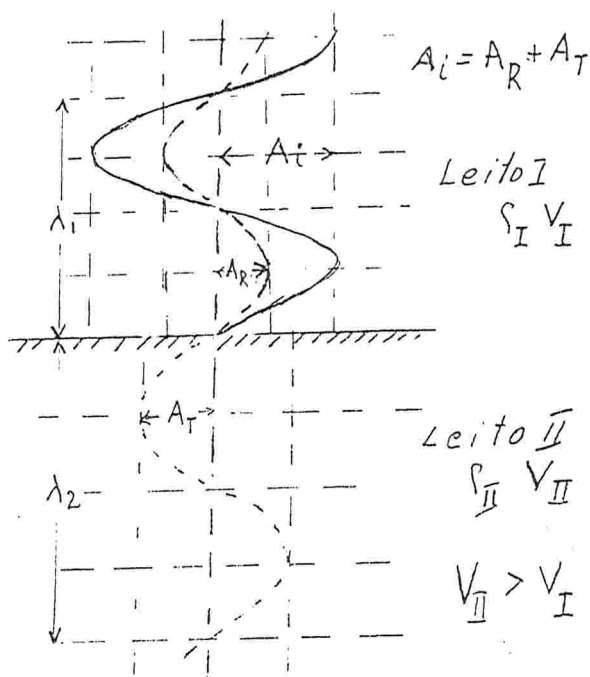
Havendo contraste de impedância acústica nas duas possibilidades de $\rho_I v_I$ maior ou menor do que $\rho_{II} v_{II}$, haverá ondas transmitidas, com as relações de amplitudes mostradas nas figuras 6.23 a e b

- Quando $\rho_I v_I < \rho_{II} v_2$

Haverão ondas transmitida e refletida. Suas amplitudes à cada instante serão do mesmo sinal.

Quanto maior for o contraste de impedância acústica maior será a amplitude (a intensidade) da onda refletida, e menor a amplitude da onda transmitida.

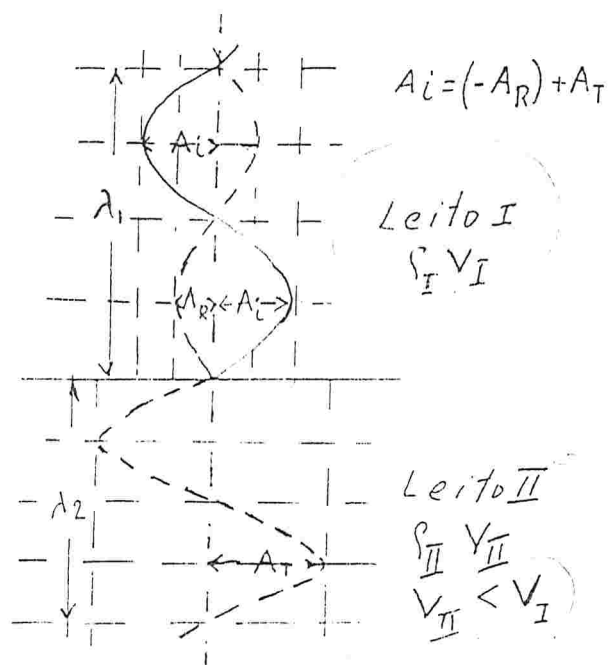
fig. 6.23 a



- Quando $\rho_I v_1 > \rho_{II} v_2$

Haverão ondas transmitida e refletida. Em cada instante, são de mesmo sinal as amplitudes das ondas incidente e transmitida, porém a onda refletida tem amplitude de sinal contrário, $A_T > A_i$

fig. 6.23 b



Na prática dos métodos sísmicos de reflexão, os pontos de recepção são muito pouco distanciados dos respectivos pontos de explosão, quando comparados às profundidades dos horizontes com pequenas inclinações, onde ocorrem as reflexões detectadas. Por esse motivo, as incidências são praticamente normais.

Desse modo, os contrastes de impedância acústica são os principais parâmetros condicionantes das qualidades refletoras das interfaces, quando se aplica o método sísmico da reflexão.

Na pesquisa do petróleo e em outras aplicações dos métodos sísmicos de reflexão, as espessuras dos horizontes refletoras são grandes. Assim, de modo geral, o evento de reflexão no topo do mesmo é distinto e simples nos registros, como esquematicamente mostra a fig. 6.24 a

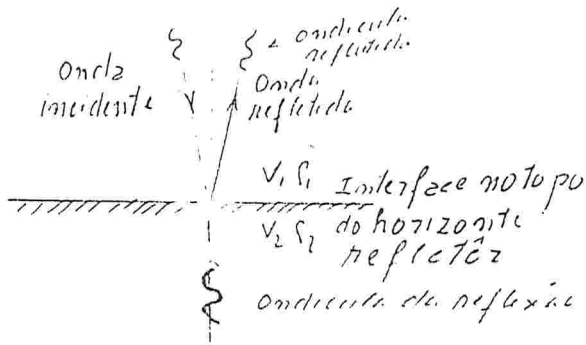


Fig. 6.24 a

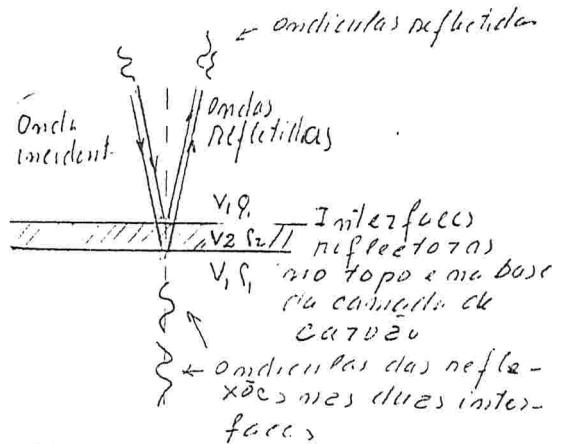


Fig. 6.24 b

Ja no caso da sísmica ^{de} reflexão de alta resolução para pesquisa de carvão, o horizonte interessante (a camada de carvão) ^é de pequena espessura. Nesse caso, como mostra a fig. 24 b o problema torna-se mais complexo, porque os registros obtidos dos eventos de reflexão no topo e na base da camada, ocorrem muito próximos, interferindo entre si. Para esses problemas foram desenvolvidas técnicas originais de interpretação, Ref. Bentes, Moyses et al 1981.

6.3.6 Reflexões múltiplas.

São fenômenos geralmente observados na prática de método sísmico de reflexão, consistindo em diferentes eventos de reflexão numa mesma interface, quando ocorrem grandes contrastes de impedância acústica, como representadas na fig. 6.25, a, b e c.

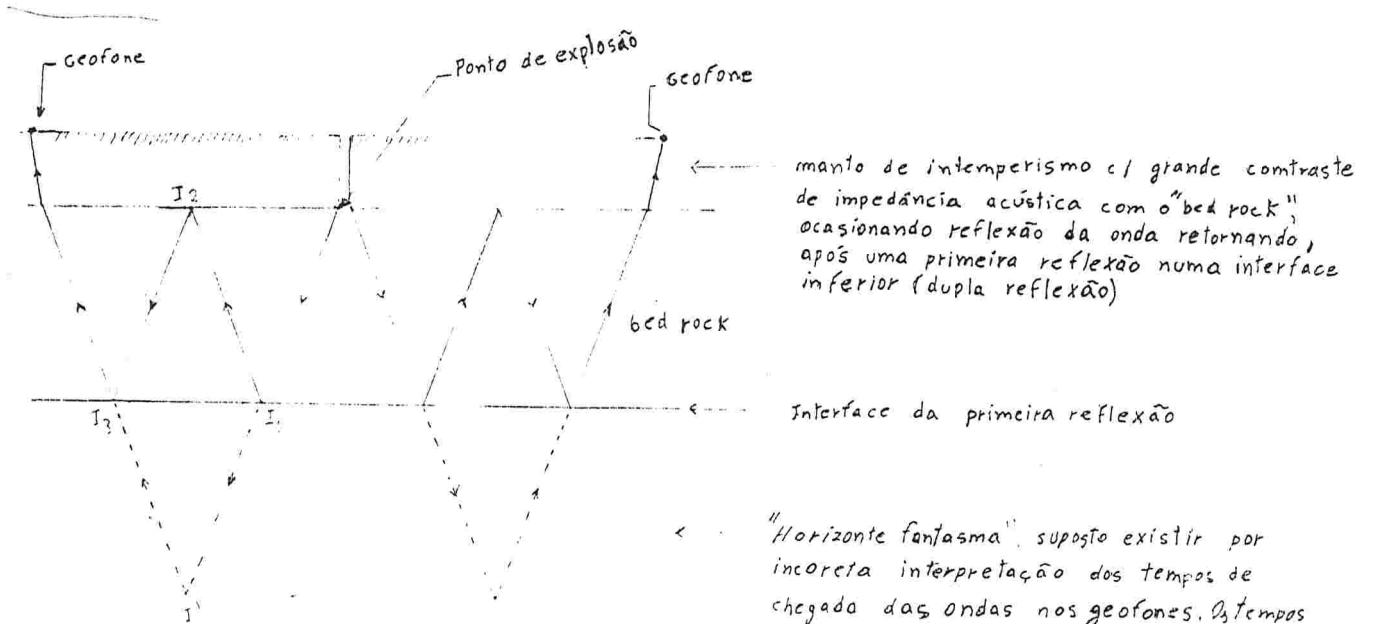


Fig. 6.25 a

"Horizonte fantasma" suposto existir por incorreta interpretação dos tempos de chegada das ondas nos geofones. Os tempos gastos para percorrer o caminho I_1, I_2, I_3 foram interpretados como se a onda percorresse o caminho I_1, I', I_3 .

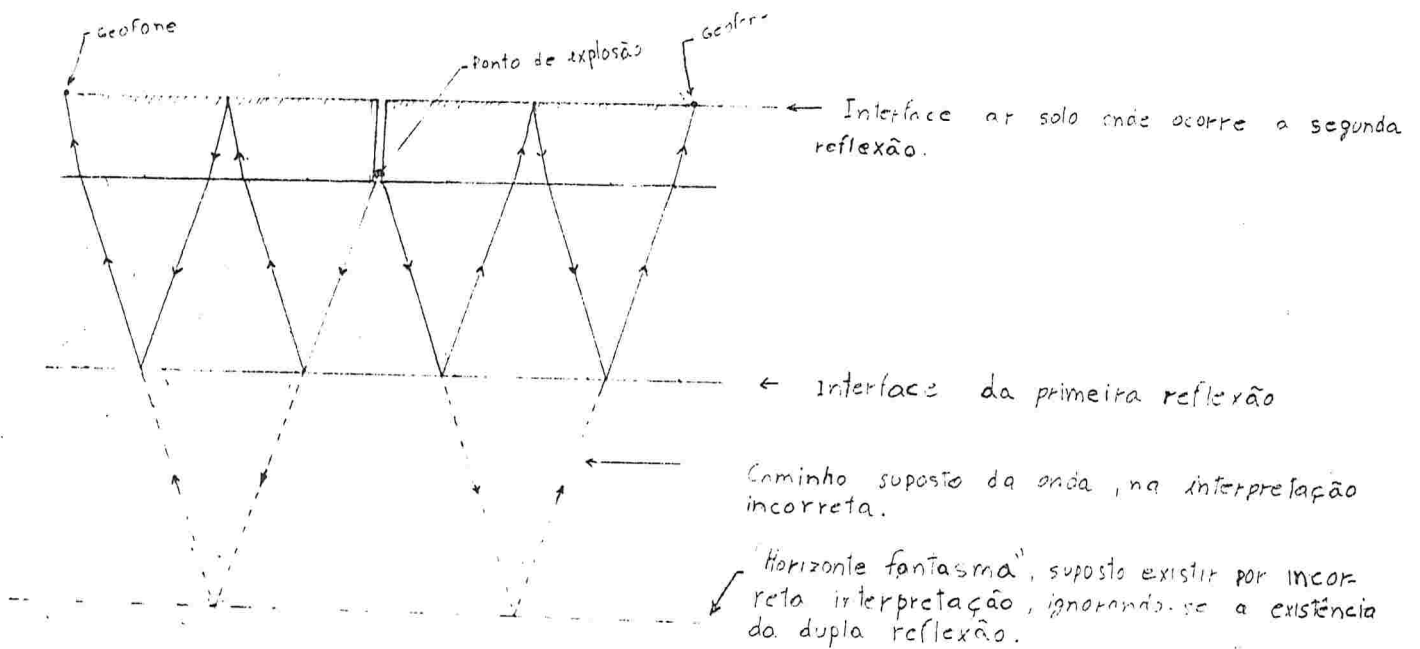


Fig 6.25 b

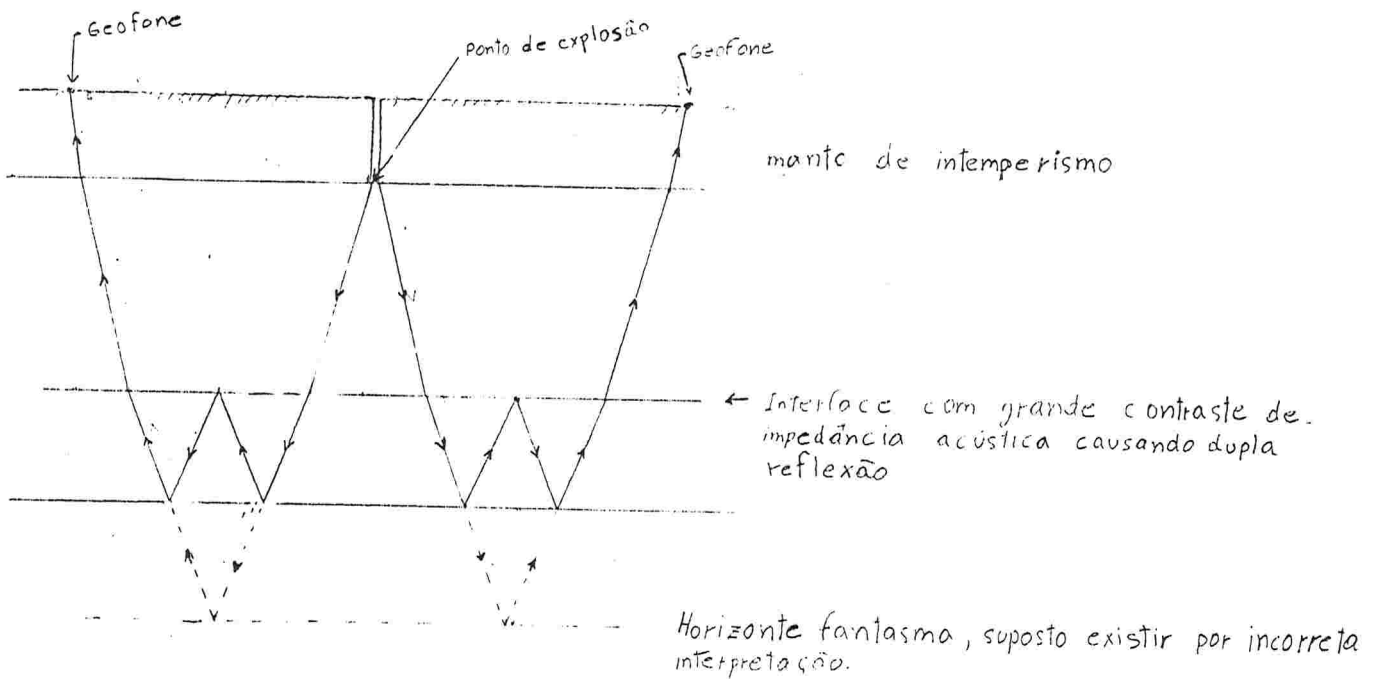


Fig 6.25 c

Múltiplas reflexões são comuns e podem ocasionar erros de interpretação. Quando os tempos de chegada das ondas que sofreram mais do que uma reflexão são incorretamente interpretadas, ignorando-se a existência do fenômeno, levam à conclusão incorreta da existência de horizontes inexistentes (ditos fantasmas), como mostram as figuras 6.25a), b) e c).

Felizmente, ondas que sofreram múltiplas reflexões são de menores amplitudes e energia, por isso, serão distinguidas nos registros (na maioria dos casos). Algumas vezes, elas inviabilizam as

interpretações. São exemplos, reflexões múltiplas que ocorrem nas bases de soleiras de diabásio devidas à abas de sill intrusivos nos sedimentos. Essas soleiras, muitas vezes inviabilizam aplicação dos métodos sísmicos de reflexão, para interpretar as estruturas sedimentares existentes abaixo do sill.

6.3.7 Difração e espalhamento das ondas sísmicas

Quando uma onda sísmica encontra uma interface não plana entre dois meios cuja velocidade de propagação da onda sejam diferentes, ela se transmitirá através da interface e se refletirá na mesma, obedecendo os princípios da refração e da reflexão.

Porém, quando os raios de curvatura da superfície da interface são da ordem de grandeza do comprimento de onda ou menores, ela se difrata.

Como geralmente os comprimentos de onda das ondas sísmicas são maiores do que cem (100) metros, portanto, com dimensões maiores do que os raios de curvatura de muitos contactos geológicos, o fenômeno da difração é comum.

Apesar das leis da difração serem complexas, o fenômeno, nos casos mais simples, pode ser compreendido através de construções gráficas, aplicando-se os métodos de interpretação de Huygen. A fig. 6.26 é um exemplo dessa forma de interpretar a difração.

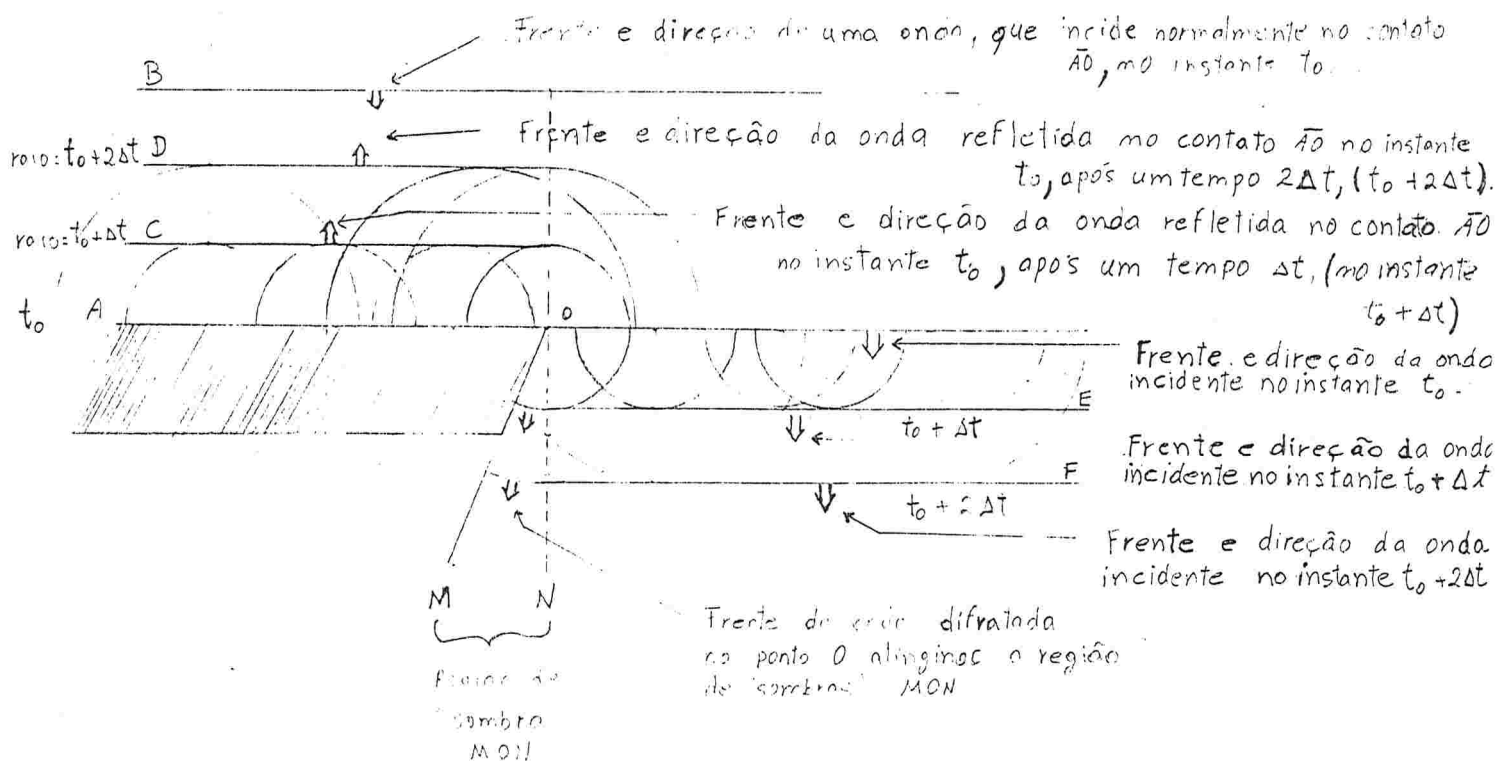


Fig. 6.26

A fig. 6.26 representa um leito cortado por uma falha segundo o plano OM , perpendicular ao plano da figura. \overline{AO} representa o plano da interface superior do leito, com o meio no qual vem se propagando a onda incidente. A linha B representa a frente plana da onda antes da incidência na interface \overline{AO} , sendo a incidência no instante t_0 normal à superfície da interface \overline{AO} . As linhas E e F serão as frentes da onda refletida na interface \overline{AO} nos instantes $t_0 + \Delta t$ e $t_0 + 2 \Delta t$.

Pela construção de Huygens, verifica-se que na incidência com o ponto O (projeção do contacto da interface \overline{AO} com o plano da falha \overline{OM}), a onda se difrata, atingindo a região de "sombra" MON .

A fig. 6.27 mostra a interpretação da incidência oblíqua de uma frente de onda plana M , sobre uma extremidade de uma estrutura, a qual poderá ser uma extremidade de um sill de diabásio, ou de um leito cortado por uma falha.

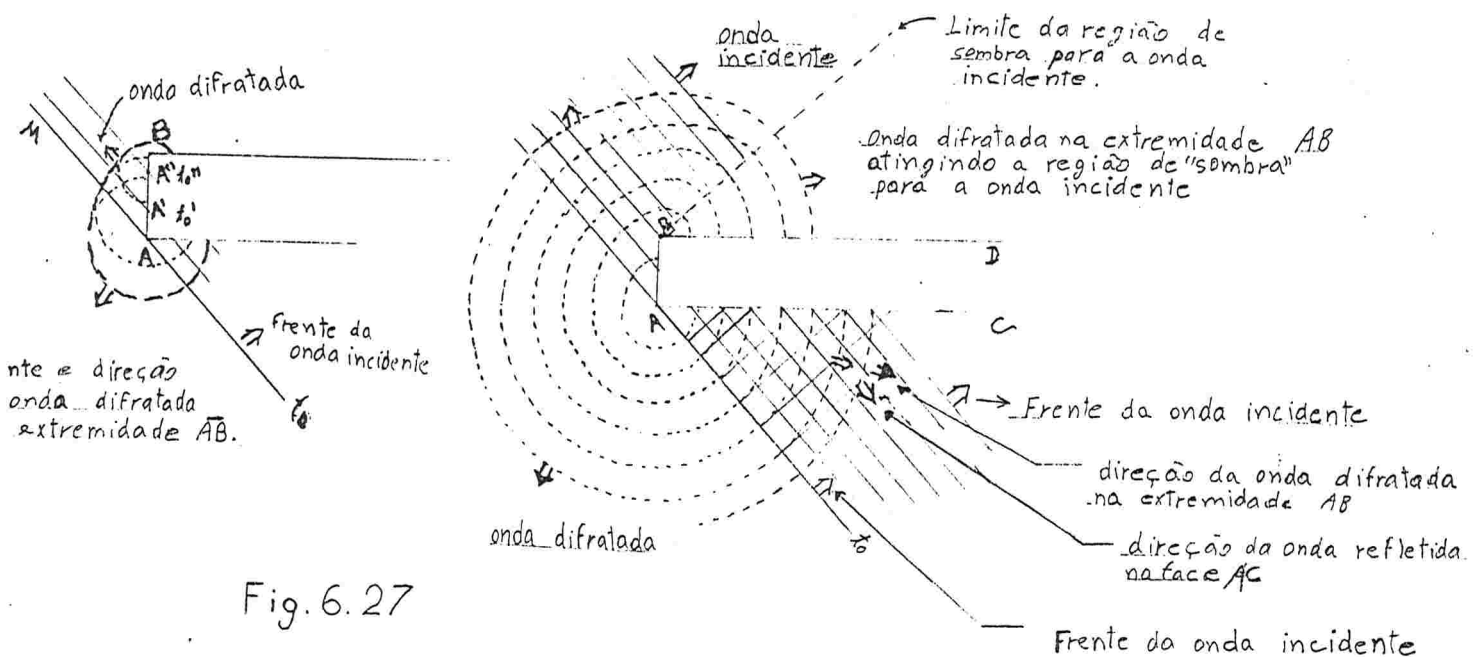


Fig. 6.27

Na parte esquerda da fig. 6.27, representando a ampliação da interpretação do que acontece na extremidade da estrutura \overline{AB} , verifica-se que:- combinando-se as ondas elementares com origens nos pontos A' e A'' , resulta uma frente de onda difratada, partindo dessa extremidade.

Na parte da direita da figura, verifica-se que a onda difratada atingirá a região de "sombra" adjacente a face \overline{BD} da estrutura, Ao mesmo tempo, nota-se que na parte inferior e adjacente a face \overline{AC} , coexistirão a onda incidente, a onda difratada, e ainda a onda refletida nessa face.

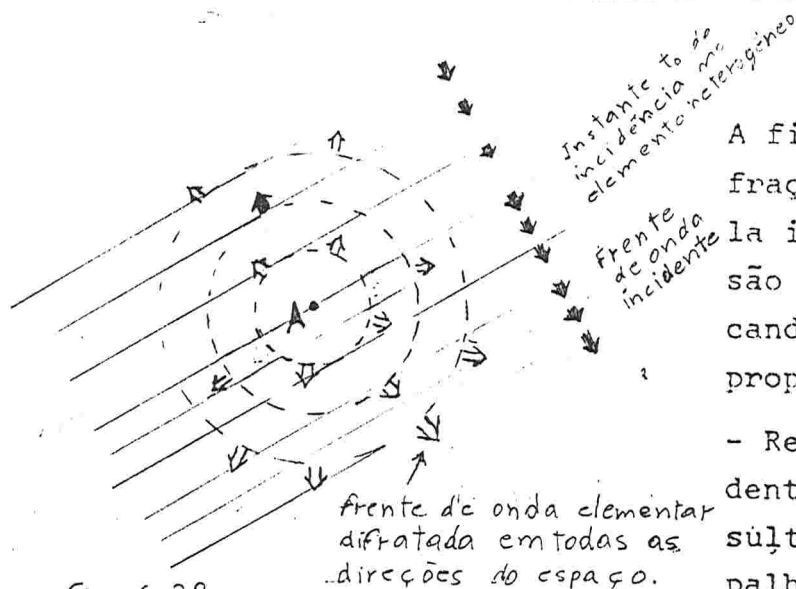


fig: 6.28

A fig. 6.28, mostra o efeito da difração de uma onda plana quando ela incide numa porção A de dimensão praticamente pontual, significando heterogeneidade no meio de propagação;

- Resultará difração da onda incidente para todas as direções, resultando no que se denomina seu espalhamento.

O efeito de espalhamento é maior quando a onda é de alta frequência. O espalhamento produz energia aleatoriamente distribuída e parte do que se considera "ruído" nos registros sísmicos é atribuído à esse fenômeno.

6.3.8 Dispersão, atenuação das ondas sísmicas durante a propagação.

Dispersão é a variação de velocidade de uma onda por efeito de variações de sua frequência. Num meio elástico homogêneo, não há dispersão. Nos meios imperfeitamente elásticos (imperfeitamente homogêneos) como as rochas, haverá dispersão. Em prospecção sísmica, esse efeito é pouco sensível, permitindo que se considere o impulso sísmico numa mesma formação como tendo constante comprimento de onda. Entretanto, nas proximidades do ponto de explosão, os esforços em grande parte, ultrapassamos os limites das deformações elásticas, sendo a dispersão muito sensível.

De modo geral, a energia sísmica diminui continuamente com a distância durante a propagação da onda, devido aos fenômenos de difração, espalhamento e dispersão, além de absorção por mudanças de forma de energia. Ondas com altas frequências são atenuadas e absorvidas mais rapidamente do que as de baixas frequências.

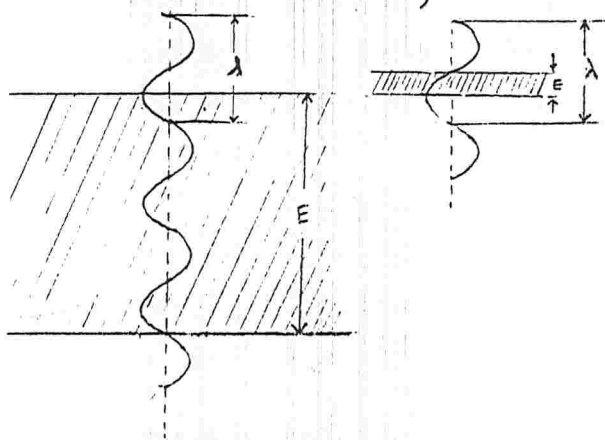
6.3.9, Frequências utilizadas em sísmica de refração e de reflexão.

Para minimizar a atenuação e, portanto, para o melhor rendimento da energia sísmica produzida, o uso de baixas frequências é preferível, contanto que outras condições necessárias sejam atendidas. Por isso, em sísmica de refração, são usadas baixas frequências (de 1 à 20 ciclos por segundo, como foi visto anteriormente no item 6.2.4). Baixas frequências facilitam também a filtragem de "ruídos", os quais são geralmente em altas frequências.

Porém, em sísmica de reflexão, o uso de baixas frequências (significando maiores comprimentos de onda), é limitado pela necessidade de que a reflexão seja produzida. Por exemplo, com uma onda propagando-se a velocidade de 3000 metros por segundo, com uma frequência de 15 ciclos por segundo, seu comprimento de onda será:

$$\lambda = \frac{3000 \text{ m/seg}}{15 \text{ ciclos/segundo}} = 200 \text{ m/ciclo}$$

Com esse comprimento de onda, camadas ou leitos com espessuras menores do que 200 metros não produzirão reflexão. Para que haja reflexão será necessário que existam leitos homogêneos com espessura maiores do que 200 metros, sendo omitidos nos registros das recepções de reflexão, os leitos menos espessos.



E - espessura do leito

λ - comprimento da onda

Fig. 6.29

Esse tipo de raciocínio esquematicamente visualizado na fig. 6.29, explica porque o uso de baixas frequências (grandes comprimentos de onda), desfavorece o poder de resolução do método de reflexão.

Na prática do método sísmico de reflexão, as menores presenças de energia refletida com frequências menores do que 20 c.p.S., são atribuídas ao fato de que os comprimentos de onda nessas frequências são muito grandes em relação às espessuras dos leitos existentes.

Por outro lado, o uso de altas frequências, desfavorece o rendimento da energia sísmica, fazendo que leitos mais profundos não sejam detectados pelo fato de onda sísmica refletida produzida, ser absorvida antes de atingir os geofones. Por essa razão é que, nos levantamentos com método de reflexão, nas maiores profundidades são raros os registros de reflexão com altas frequências.

Na pesquisa com método de reflexão com alta resolução para pesquisa de carvão, os alcances em profundidade desejados são pequenos e, ao mesmo tempo, as camadas de carvão, ou outros horizontes interessantes são de espessuras muito pequenas, sendo então favorecido e necessário o uso de mais altas frequências. Como foi visto anteriormente no item 6.2.4., nesse caso são utilizadas frequências na faixa de 75 c.p.S., enquanto que no método de reflexão convencional para a pesquisa de petróleo, a faixa mais utilizada é a de 20 à 40 c.p.S., podendo em casos de necessidade de melhores resoluções, atingir até 100 c.p.S.

Contrariando as vantagens das altas frequências para a resolução, elas são difíceis de serem selecionadas dos "ruidos", os quais

coexistem em altas frequências.

Além disso, é considerado o melhor recurso para produzir altas frequências, o uso de pequenas cargas explosivas, o que ao mesmo tempo, é desfavorável para o alcance em profundidade (seja pela pequena energia do impulso inicial, seja pela mais rápida absorção das altas frequências durante a propagação).

Pela interferência de todos esses fatores, em parte contraditórios, compreende-se porque o método de reflexão, exigindo técnicas sofisticadas para que se obtenha, sensibilidade, seleção e fidelidade satisfatórias, nas diferentes aplicações. As sofisticações, incidem na geração do impulso, nos equipamentos e na operação e "lay out" ^{para} detectar os impulsos. E ainda no processamento eletrônico de ampliação e filtragem, no registro e seu processamento posterior, e também na interpretação.

⇒ 6.3.10 - Ondas lentas superficiais dos tipos "Love", "Rayleigh", e sonoras.

Podem-se demonstrar, experimentalmente e analiticamente, que, num meio sólido de grandes dimensões (praticamente infinitas), somente propagam-se corpos de onda longitudinais e transversais, ou sejam as ondas P e as ondas S.

Porém, quando o meio de propagação é limitado entre dois meios físicos com muito diferentes características elásticas, muitos outros tipos de onda existem e se propagam. Essas condições ocorrem muitas vezes em sismologia. São exemplos:

- Na interface ar-terra e no contato da camada de muito menos velocidade de propagação do manto de intemperismo com as rochas inferiores.

Entre os tipos de ondas que se propagam nessas condições, são importantes as do tipo "Love onda" e "Rayleigh onda", as quais, por ocorrerem geralmente em superfície e por terem velocidades relativamente pequenas, são denominadas ondas lentas superficiais. Os nomes "Love" e "Rayleigh" são os dos pesquisadores que primeiro as identificaram.

Rayleigh onda resulta de movimento das partículas que pode ser resolvido em duas componentes longitudinal e transversal. Ambos os movimentos e a direção da propagação, estão contidos num plano perpendicular ao contato do leito onde essa onda ocorre. As duas componentes (longitudinal e transversal) possuem a mesma frequência, porém são ^{o tempo} defasadas. Da composição desses movimentos resulta que as partículas descrevem órbitas elípticas, cujo sentido é retrógrado ao sentido da propagação, como mostra a fig. 6.30.

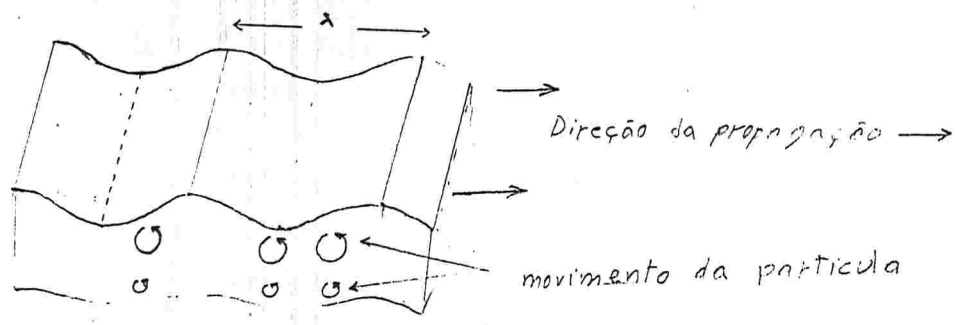
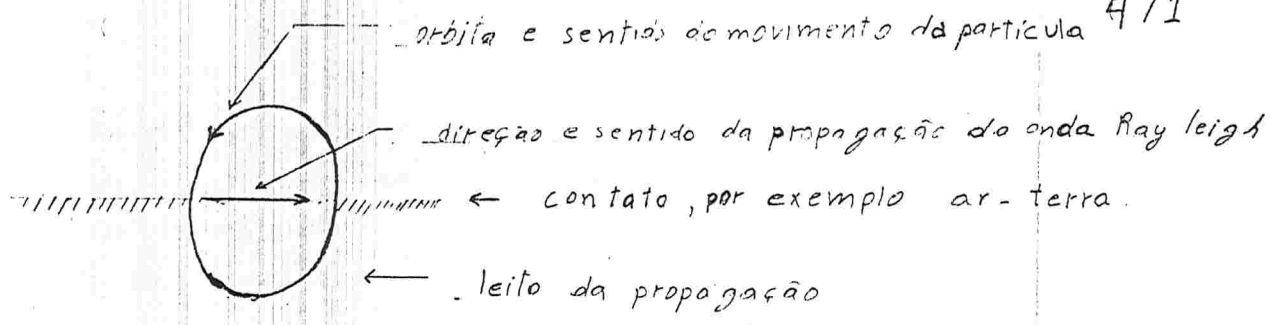


Fig: 6.30 - Rayleigh onda

Sendo V_R a velocidade de Rayleigh onda, e V_S a velocidade da onda transversal no mesmo leito de propagação, tem-se aproximadamente que $V_R = 0,9 V_S$.

A amplitude (intensidade) do movimento da partícula decresce exponencialmente com a distância ao contato do leito. Nos casos da onda no contato ar-terra, ou no contato inferior do leito superficial de muito baixa velocidade do manto de intemperismo, a amplitude decresce exponencialmente com a profundidade. Por esse motivo ela somente existe superficialmente, nesses casos.

Rayleigh ondas, são consideradas as principais componentes dos "ruídos" que interferem em sísmica de reflexão.

"Love onda" - Resulta de movimentos das partículas, paralelos ao contato do leito e transversais (perpendicular) à direção de propagação, como mostra a fig. 6.31.

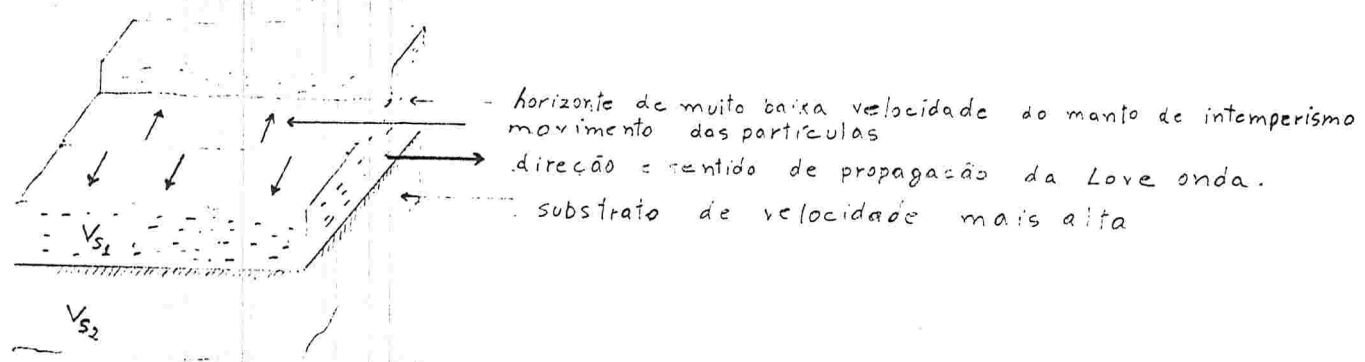


Fig: 6.31 - Love onda

A velocidade de propagação das ondas Love, é intermediária entre as velocidades das ondas transversais nos leitos de contato. Sendo V_{S1} e V_{S2} as velocidades da onda transversal nos dois leitos, tem-se que $V_{S1} < V_{Love} < V_{S2}$.

Elas também ~~descrevem~~ a amplitude ~~de~~ a partir do contato.

Em sismica de refração e reflexão a produção de onda é feita de modo a minimizar onda Love, e também os geofones são construídos para registrarem somente movimentos verticais, motivos pelos quais, elas são de pequena importância na prática dos métodos sísmicos convencionais.

Camadas de carvão, por serem intercaladas em estratos com características elásticas muito diferentes, constituem situações muito favoráveis para a produção de ondas Rayleigh e Love, as quais se propagam confinadas nas mesmas, extinguindo-se exponencialmente para fora dos contatos. Essas propriedades são utilizadas para a aplicação de métodos sísmicos na pesquisa de acompanhamento em lavra de carvão.

Esses métodos não convencionais, os quais serão abordados no item 6.7.2.

- Ondas sonoras- Muitas vezes em sismica de reflexão, quando a explosão é feita em furos rasos ou mesmo na superfície, ondas sonoras acústicas longitudinais, propagadas pelo ar, atingem os geofones e são registradas. São ondas muito lentas, com aproximadamente 340 m/segundo (a velocidade de propagação da onda sonora no ar). Por isso aparecem nos registros sísmicos como os eventos de chegada mais atrasados.

6.3.11 - Variáveis para obter bons registros.

- Ondas úteis e interferências, a seguir relacionados:

Chegam aos geofones, e são registrados com maiores ou menores intensidades:

a) Ondas longitudinais, que voltam aos geofones após refletirem em uma interface determinada. Essas são as ondas úteis do método de reflexão, sendo denominadas ondas refletidas. O horizonte da interface refletora é denominado horizonte refletor. Na maioria dos casos, no seu caminho de ida à interface refletora e no caminho de volta ao geofone, a onda atravessou vários horizontes superiores refratando-se parcialmente em cada interface atravessada.

b) Ondas longitudinais que após incidirem com ângulo crítico numa interface determinada, sofrem refração de 90° (máxima refração), seguem ao longo da dita interface, e a partir das pontos atingidas na mesma, voltam aos geofones.

Essas são essencialmente, as ondas úteis do método de refração, sendo denominadas ondas refratadas. O horizonte da interface onde a mesma sofreu a refração total, é denominado o horizonte refrator. Na maioria das vezes no caminho de ida à interface refratora, e na volta dessa interface ao geofone, a onda atravessou ^{parcialmente, em} refratando-se. Vários horizontes superiores.

c) Ondas longitudinais que seguem diretamente do ponto de explosão aos geofones. Essas são denominadas ondas diretas. Muitas vezes na prática dos métodos sísmicos, a onda que sofreu máxima refração no topo do bed rock, seguindo ao longo do mesmo antes de atingir os geofones, é também chamada onda direta.

d) Ondas longitudinais que sofreram múltiplas reflexões, como foi visto no item 6.3.6, e ainda ondas que foram refletidas e após refratadas totalmente ou vice-versa, ao longo de seus percursos antes de atingirem os geofones.

e) Ondas originalmente transversais que foram trocadas ao se refletirem através das interfaces, como foi visto no item 6.3.5, e que tenham atingido os geofones como ondas longitudinais, após percorrerem complexos caminhos.

f) Ondas difratadas em descontinuidades geológicas, como falhas fortes dobramentos, intrusões ígneas, etc., como foi visto no item 6.3.7.

g) Ondas superficiais lentas, principalmente Rayleigh ondas, vistas no item 6.3.10.

h) Ondas longitudinais sonoras geradas na explosão e transmitidas pelo ar.

i) Microsismos, Os quais são movimentos aleatórios produzidos por ventos, chuvas, marés, tráfego de veículos, etc.

Havendo muitos contactos numa secção geológica, chegam aos geofones, muitas vezes quase simultaneamente, conjuntos numerosos de ondas que interferem entre si.

De um lado cabe distinguir, as ondas úteis para o método sísmico aplicado. De outro lado, as ondas ditas irregulares que constituem o "back ground", de natureza predominante irregular, designado na prática dos métodos sísmicos pelo "ruído" dos registros obtidos.

Os registros das ondas úteis quando distinguidos, podem ao mesmo tempo serem seguidos ao longo dos diversos canais da recepção, podendo serem correlacionados e interpretados.

Ondas úteis (refletidas no caso do método de reflexão, ou refratadas no caso do método de refração), de características bem diferenciadas, que podem serem seguidas e correlacionadas no âm-

bito de um distrito, são ondas de referência, denominadas marcas. As interfaces responsáveis pelos seus registros, são chamadas horizontes de referência ou leitões guias.

Do exposto compreende-se que a obtenção de bons registros com a qualidade que permita a distinção das ondas úteis, é a primeira condição essencial para a eficiência do método sísmico aplicado.

A principal qualidade exigida é a resolução, significando a distinção do evento que caracteriza o fato geológico pesquisado. O registro com as qualidades adequadas para que os eventos geológicos interessantes sejam identificados, é o que se denomina o bom registro.

Os recursos para obtê-los envolvem muitas variáveis. Uma são variáveis que relacionam-se com a geração do impulso (a explosão ou outra forma de geração). Outras variáveis relacionam-se com os componentes do canal sísmico.

A manipulação desses grupos de variáveis, objetivando a obtenção do bom registro, é parte essencial da tecnologia do método.

A seguir são relacionadas algumas dessas variáveis:

a) Variáveis independentes do canal sísmico (relacionadas com a geração do impulso sísmico):

- Profundidade e posicionamento da carga geradora da explosão.

A carga sendo posicionada na zona intemperizada do terreno, haverá grande perda de energia. O posicionamento mais comum é na base do horizonte de intemperismo (e no interior de furos de sondagem).

- Quantidade e forma da carga explosiva.

Quanto maior for a carga, mais energia chegará aos geofones. Porém se a carga for excessiva, haverá mais distúrbios ocasionando mais "ruídos" devidos às ondas superficiais. Sendo cilíndrica e vertical a forma da carga, a energia propagada horizontalmente será minimizada, favorecendo a qualidade dos registros.

- Agrupamento de vários poços de explosão, e sua distribuição espacial no terreno.

A geração do impulso através de diversos poços adequadamente distribuídos, é um recurso frequentemente utilizado.

b) Variáveis dependentes do canal sísmico:

- Os geofones são constituídos para serem sensíveis somente à movimentos verticais.

- Utilizam-se geofones com amortecimento adequado para re-

gistrar determinadas faixas de frequências com melhor eficiência.

- Agrupamento de vários geofones e sua distribuição no terreno.

Vários geofones interligados melhoram o contato com o terreno favorecendo a recepção da energia. Além disso a adequada ligação em série de vários geofones, neutraliza impulsos casuais desordenados, eliminando "ruídos". A figura 6.32, mostra como ligações de grupos de geofones podem eliminar impulsos, de altas frequências, com componentes de movimentos verticais, que se propagam horizontalmente, e ao mesmo tempo, melhoram a recepção da onda útil refletida.

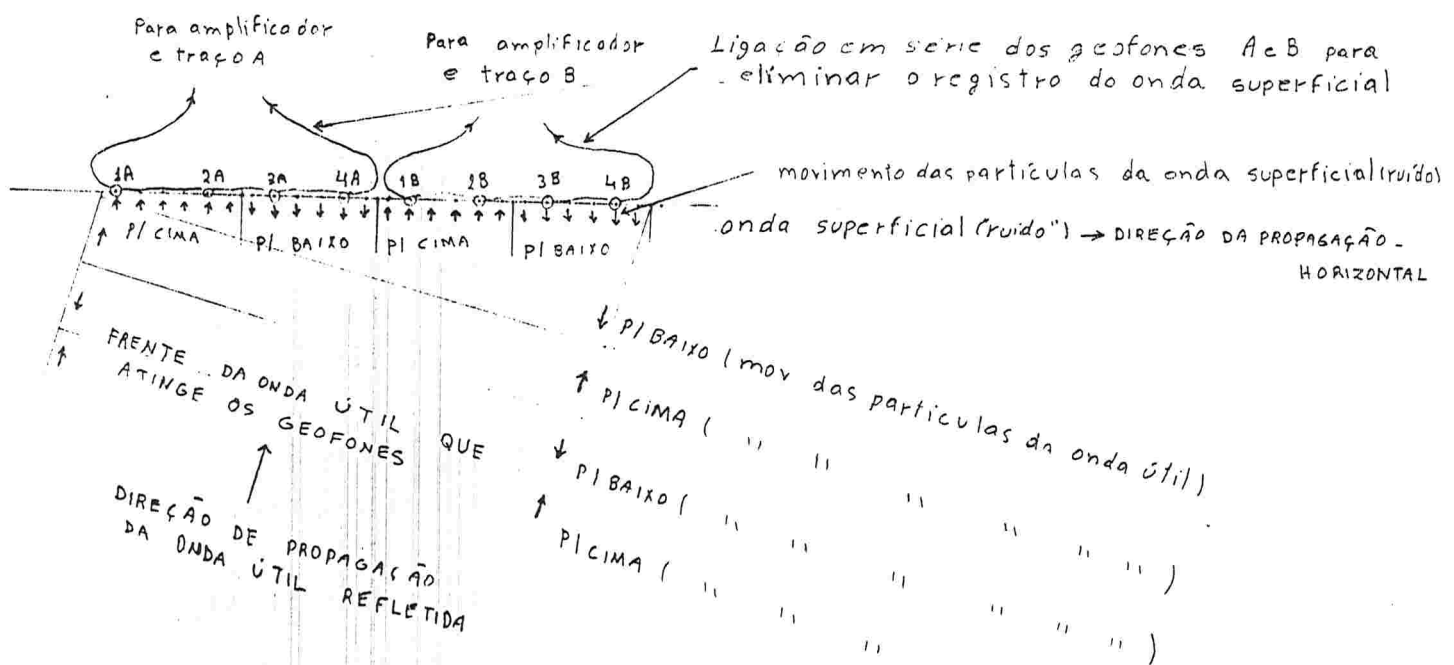


Fig: 6.32 - Eliminação de "ruídos" mediante agrupamentos de geofones ligados em série.

- Adequação de amplificadores.

Os amplificadores para tornar sensíveis os pequenos impulsos elétricos gerados nos geofones, são adequados para a seletividade desejada.

- Adequação dos filtros intercalados no circuito do canal, para eliminar frequências indesejáveis.

- Registros mediante gravação magnética -

- São variáveis que permitem obter fidelidades adequadas.

- Reprodução das gravações magnéticas -

- São variáveis que permitem combinar impulsos de várias procedências para acentuar registros interessantes, e atenuar registros desinteressantes.

Demodo geral as otimizações visando obter fidelidades e seleções adequadas, relacionadas com manipulação nos canais, são técnicas eletrônicas sofisticadas, similares às que são praticadas em problemas de rádio recepção.

6. 3.12- Sismogramas nos métodos de refração e de reflexão.

- Registros no método de refração

No método de refração geralmente são utilizados somente os registros das primeiras chegadas das ondas sísmicas aos pontos de recepção. Para melhorar o rendimento econômico do método foram desenvolvidas técnicas para utilizar também segundos eventos de chegada de ondas, porém essas técnicas são pouco utilizadas.

Em geral, a obtenção de sismogramas satisfatoriamente legíveis e a leitura dos registros, constituem problemas muito simples na sísmica de refração, quando comparados com os problemas dessa natureza inerentes ao método de reflexão.

Para as pequenas distâncias entre os pontos de recepção e o ponto de explosão, as primeiras ondas a chegarem são as ondas diretas longitudinais que se propagam ao longo da superfície do terreno. Numa distância maior, por efeito da maior velocidade de propagação nos horizontes mais profundos onde se propagam as ondas refratadas, essas são as primeiras a chegarem. As ondas refletidas de modo geral chegam mais tarde.

No método de refração, são relativamente grandes as distâncias onde são posicionadas os geofones, motivo pelo qual é favorecida a seleção dos registros das ondas refratadas, as quais geralmente se adiantam sensivelmente em relação às ondas refletidas, e também em relação a outros distúrbios sísmicos superficiais.

A fig. 6.33 mostra a reprodução de um típico sismograma obtido na aplicação do método de refração, para reconhecimento da estrutura das bacias, na pesquisa para carvão no R. G. do Sul Brasil (Projeto executado pela CPRM-MME no ano de 1983). O sistema de registro foi o da impressão em papel fotográfico como o esquematizado na fig 6.11 .

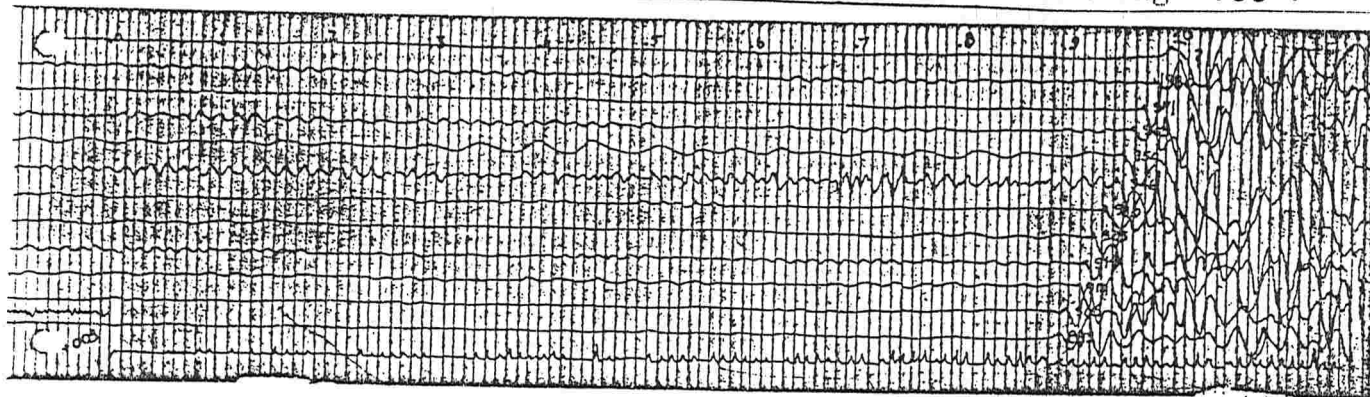


Fig 6.33 - Sismograma - registro de refração, impresso em papel fotográfico (reduzido 48% do original)

Nesse sismograma nota-se os registros das primeiras chegadas de energia sísmica nos doze (12) pontos de recepção (geofones ou centros de agrupamentos de geofones).

Esses pontos de recepção são alinhados e distanciados entre si de 100 metros, sendo todos posicionados de um lado da locação do ponto de explosão.

O primeiro traço do sismograma (contado de baixo para cima) registra(a esquerda) o instante de explosão, à 0,003 segundos (estimado), antes do tempo 0,0 segundos. 0,0 seg, foi arbitrariamente estabelecido como origem da contagem dos tempos na leitura, e assim é anotado no sismograma.

O segundo traço, correspondente ao canal ligado ao ponto de recepção mais próximo, registra a chegada da energia sísmica aos 0,890 segundos lidos no sismograma. Então a chegada registrada nesse canal ocorreu após 0,890 segundos mais 0,003 segundos, do instante da explosão; ou seja à 0,893 segundos (como está anotado no sismograma).

Da mesma forma a chegada no 11º ponto de recepção (no penúltimo ponto, afastado 1000 metros do primeiro), está registrada no penúltimo traço a contar de baixo, é anotado como 0,980 segundos. A chegada no 12º ponto de recepção, correspondente ao último traço (a contar de baixo), não foi satisfatoriamente legível ou coerente, motivo pelo qual foi anotada com o sinal(?)

-Registros nos método de reflexão.

Quando comparado às distâncias praticadas no método de refração, no método de reflexão os pontos de recepção são posicionados à pequenas distâncias entre si, e são relativamente próximos ao ponto de explosão. Por exemplo, na pesquisa do petróleo são comuns espaçamentos entre os pontos de recepção (centros de agrupamentos de geofones) espaçados entre si de 25 metros, para detectar ondas refletidas em interfaces à grandes profundidades (de até cerca de 5000 metros). Nesse caso, o ponto de explosão é posicionado à distância de 25 metros até 600 metros dos pontos de reflexão. Na pesquisa com método de reflexão de alta resolução para detectar discontinuidades em camadas de carvão à cerca de 300 metros de profundidade, as separações entre os pontos de recepção são de 10 à 12 metros, posicionando-se o ponto de explosão à cerca de 100 metros do ponto de recepção mais próximo.

Nessas pequenas distâncias, são muito pequenas as separações, na escala dos tempos de chegada, das ondas refletidas úteis e assim como de outras ondas dos mais diversos tipos (ondas superficiais diretas, incluindo ruídos e ondas refratadas).

Assim, ondas das mais diversas naturezas e procedências, chegam quase simultaneamente, dificultando a obtenção de ^{registros} que permitam a resolução requerida pelo método.

Por esse motivo, no método de reflexão, as técnicas para obter bons registros, assim como as critérios de seleção e as técnicas de interpretação, são muito sofisticadas quando comparadas com as do método de refração. As "leituras" dos registros envolvem além de técnicas sofisticadas de processamento e reprodução, também peculiaridades referidas como caráter da onda, sua correlação nos registros dos diversos canais, e ainda seleção com base em raciocínio analítico. Se houvesse somente um registro, seria impossível distinguir-se num sismograma um evento devido à reflexão, de um evento devido à refração. Entretanto dispondo-se de registros sucessivos do mesmo evento de reflexão em pontos de recepção contíguos, o mesmo torna-se evidente. Ao longo de canais do sismograma, um mesmo evento aparece com os altos e baixos ajustando-se de forma correlacionável.

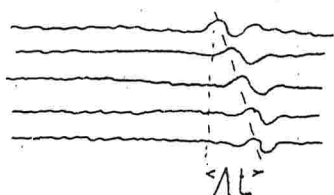
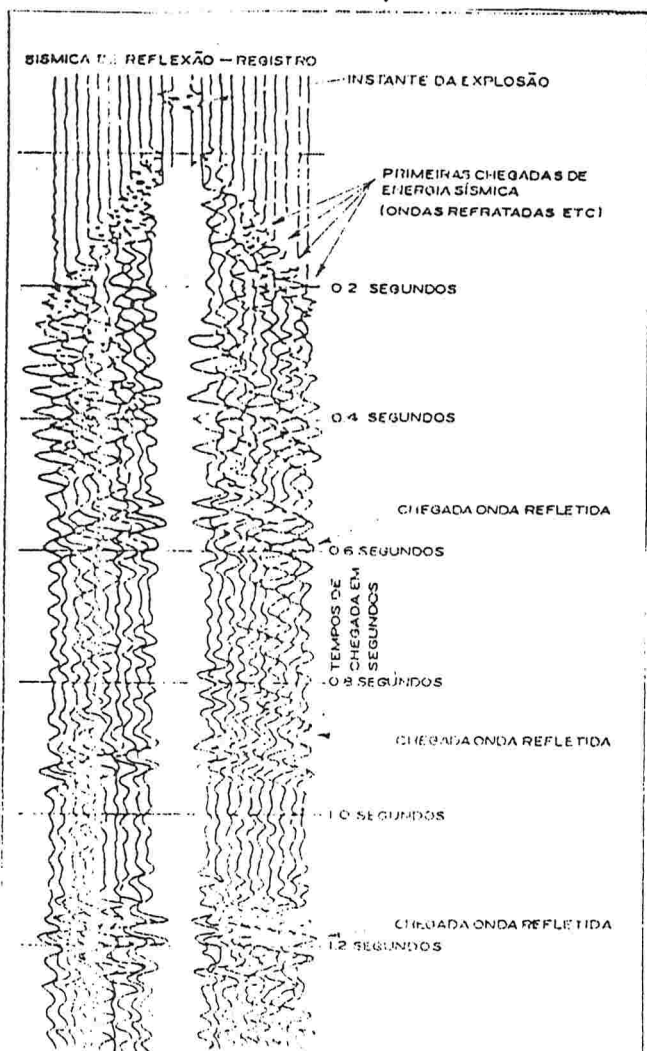


Fig 6.34. Correlação de um evento de reflexão

Cada evento de reflexão costuma aparecer como acentuação de amplitude, a qual persiste por dois, três ou mais ciclos.

Em alguns casos a correlação é fácil, como representado na fig 6.34



A fig 6.35 mostra um exemplo de dois sismogramas obtidos por impressão em papel fotográfico, com disposição em base sísmica "convencional". O ponto de explosão está centrado entre duas sequências alinhadas de pontos de recepção (11 pontos de recepção, correspondendo à 11 canais)

Distingue-se três eventos de reflexão, em interfaces com as profundidades diferentes, correspondendo à diversas chegadas (na escala dos tempos), quando as mesmas foram registradas.

Observa-se também os registros das primeiras chegadas de energia sísmica. (ver item 6.4.5.1).

Fig 6.35 - Sismogramas de reflexão - registros impressos em filme.

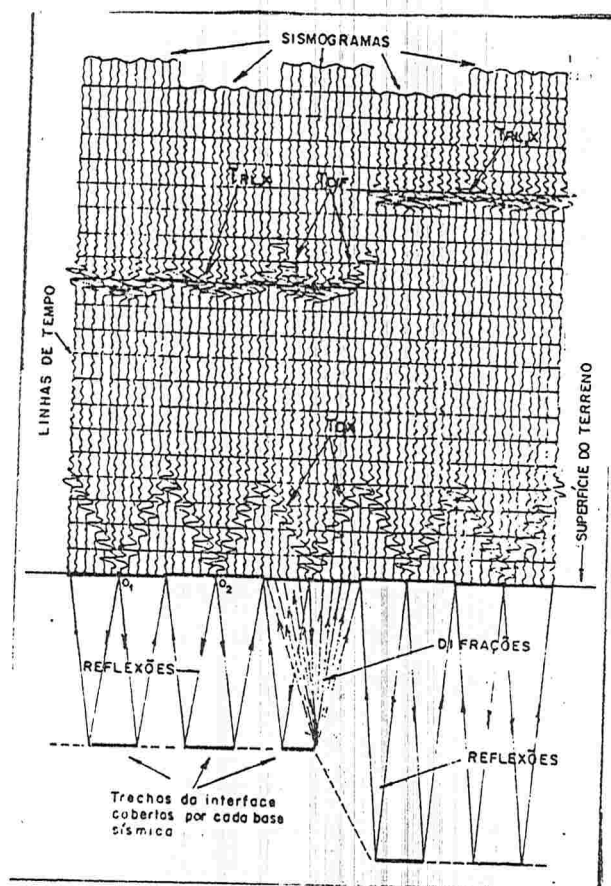


Fig 6.36 - Seção sísmica por reflexão transversal a um plano de falha.

Discordância angular →

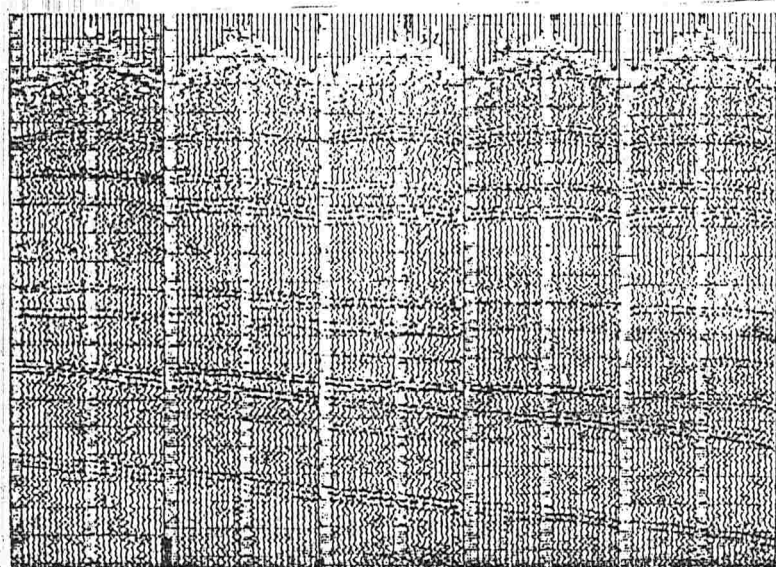


Fig 6.37 - Seção sísmica por reflexão reproduzindo a imagem da estrutura subjacente. Registros por impressão em filme.

A fig 6.37 mostra uma seção sísmica constituída pela correlação de dez sismogramas, obtidos com dispositivos de base sísmica "convencional" de reflexão, alinhados, e com registros por impressão em papel fotográfico.

Observa-se como os registros correlacionados dos diversos horizontes refletoras, reproduzem na escala dos tempos, a "imagem" da estrutura geológica do terreno, abaixo da linha do levantamento. Distingue-se, nessa seção sísmica, uma nítida discordância geológica angular.

As interfaces refletoras até certa profundidade tendem a horizontalidade, enquanto que as interfaces mais profundas mergulham no sentido da direita da secção.

As curvaturas que se observa para os horizontes refletos próximos a superfície, são aparentes, e são explicados pelo conceito de retardo normal, o qual será abordado no item 6.41.

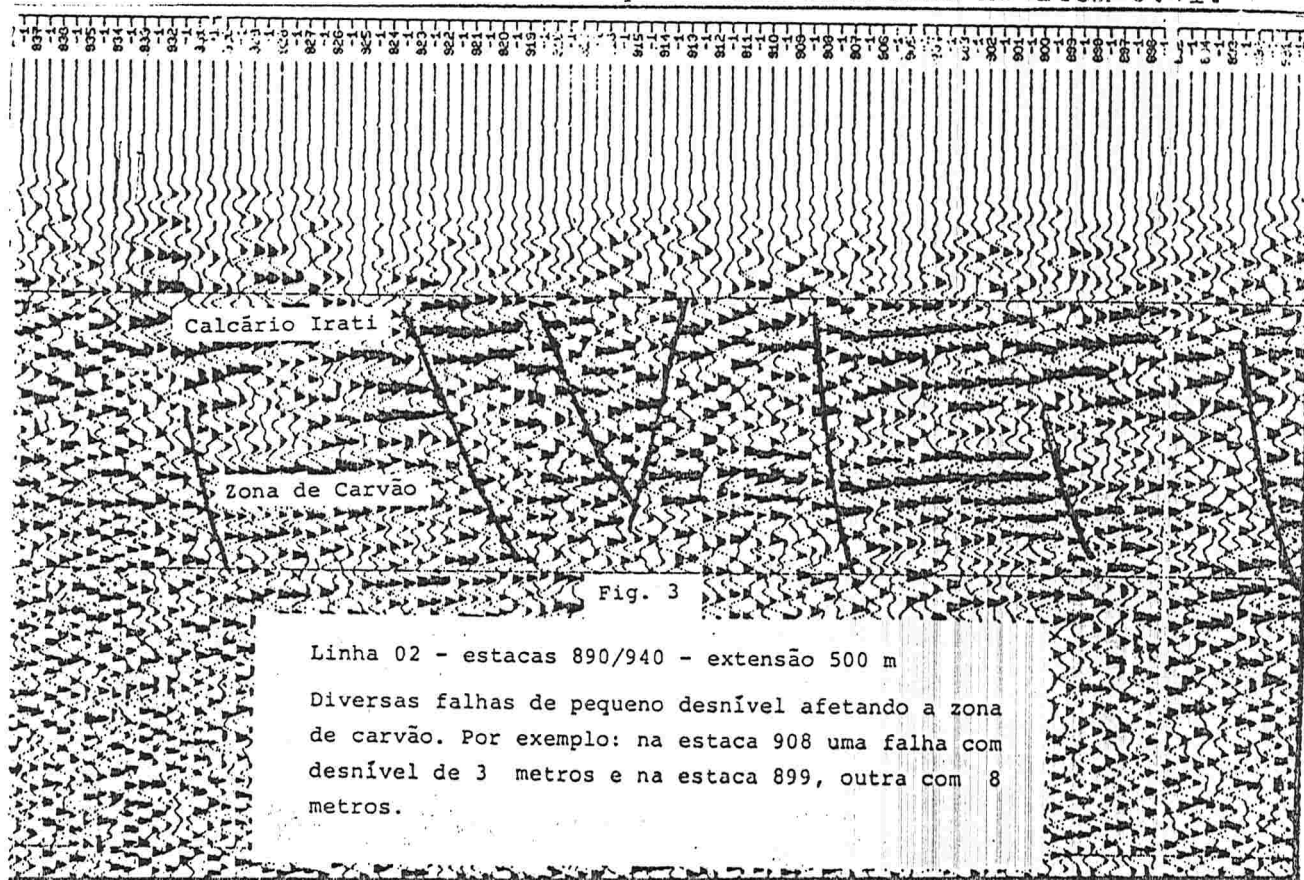


Fig 6.38 - Secção sísmica por reflexão, mediante reprodução gráfica obtida de gravações em fita magnética, em pesquisa para carvão.

A fig 6.38 mostra a correlação de uma linha sísmica obtida por método de reflexão de alta resolução num perfil de tiro com recobrimento múltiplo, (ver item 6.4.5.3)

Essa secção foi obtida na pesquisa de carvão no R. G. Sul Brasil (Projeto da CPRM-MME - Ref. Bentes, M. et al 1981)

Os registros foram obtidos mediante gravação em fita magnética, com posterior reprodução gráfica processada em computador. (ver também item 6.45.2)

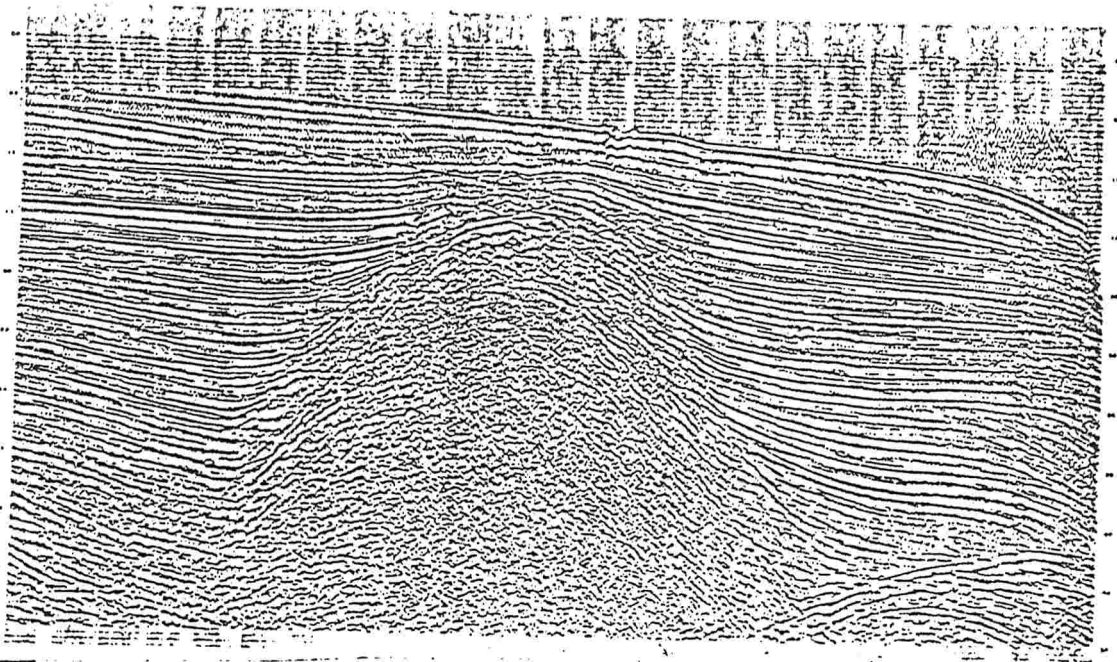


Fig 6.39 - Secção sísmica por reflexão sobre um domo salino.
Reprodução gráfica de registros em fita magnética.

A fig 6.39 mostra uma secção sísmica por método de reflexão processada, sobre um domo salino. Registros em fitas magnéticas reproduzidos.

Na aplicação do método de reflexão com alta resolução na pesquisa para detectar descontinuidades nas camadas de carvão, as medidas dos tempos de chegada da onda refletida na camada, requerem precisão que são críticas para que os objetivos pretendidos na pesquisa sejam alcançados.

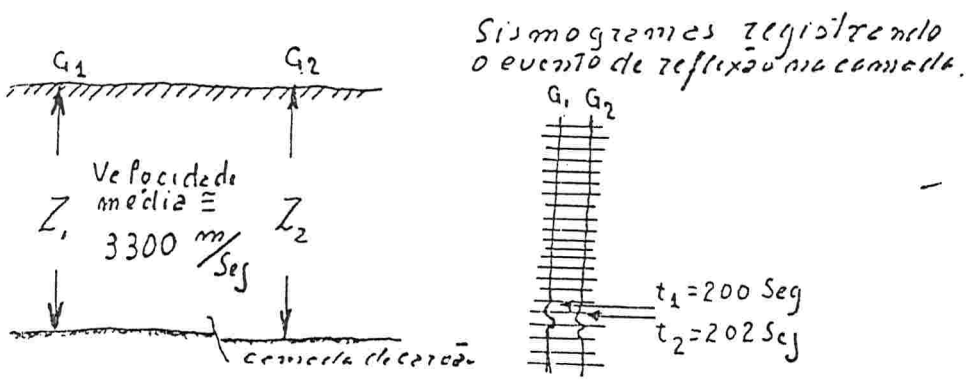


Fig 6.39

Suponhamos, como mostra a fig 6.40, que G_1 e G_2 fossem dois pontos de recepção contíguos (centro de agrupamento de geofones), nos quais fossem registrados um mesmo evento de reflexão na camada de carvão. Sendo Z (a variável profundidade da camada de carvão abaixo do dispositivo da aplicação do método), relativamente muito'

grande quando comparada com a distância horizontal dos pontos G_1 e G_2 até o ponto de explosão, seriam praticamente verticais os caminhos percorridos pela onda que atinge a camada e retorna à superfície.

Assim os tempos de chegada t_1 e t_2 em cada um desses pontos de recepção, seriam sem erro sensível, dados por:

$$t \text{ (tempo de chegada em segundos)} = 2 \frac{Z \text{ (dado em metros)}}{V \text{ (dado em metros/segundo)}}$$

- Se os tempos medidos nos pontos de recepção G_1 e G_2 forem $t_1 = 0,200$ segundos e $t_2 = 0,202$ segundos, e a velocidade média da onda fosse $V = 3300$ metros por segundo;

As profundidades Z_1 e Z_2 abaixo de G_1 e G_2 seriam:

$$Z_1 = \frac{1}{2} 0,200s \times 3300 \text{ m/s} = 330 \text{ m}$$

$$Z_2 = \frac{1}{2} 0,202s \times 3300 \text{ m/s} = 333,3 \text{ m}$$

Assim uma diferença nas medidas de tempo, de apenas $\Delta t = 0,202 - 0,200 = 0,002s$, significa nessas condições, uma diferença de profundidade de 3,3 metros.

Essas condições são representativas das que ocorrem nesse tipo de pesquisa. Portanto as medidas de tempo deverão ter precisão de milésimo de segundo para que a resolução do método permita detectar desniveis da ordem de 1,5 metros na camada de carvão, como condição para que os objetivos pretendidos na pesquisa sejam atingidos.

- Observa-se que na aplicação do método sísmico de reflexão com alta resolução, para mapeamento das estruturas geológicas na pesquisa de petróleo, precisões da ordem de 20,00 metros nas medidas de profundidade, já são consideradas compatíveis com os objetivos pretendidos. As maiores precisões requeridas na pesquisa de carvão, resultaram de grandes aperfeiçoamentos das técnicas desenvolvidas originalmente para a pesquisa do petróleo.

6.3.13 - Geometria da reflexão e da refração das ondas longitudinais em uma interface. Índice de refração e ângulo crítico de incidência.

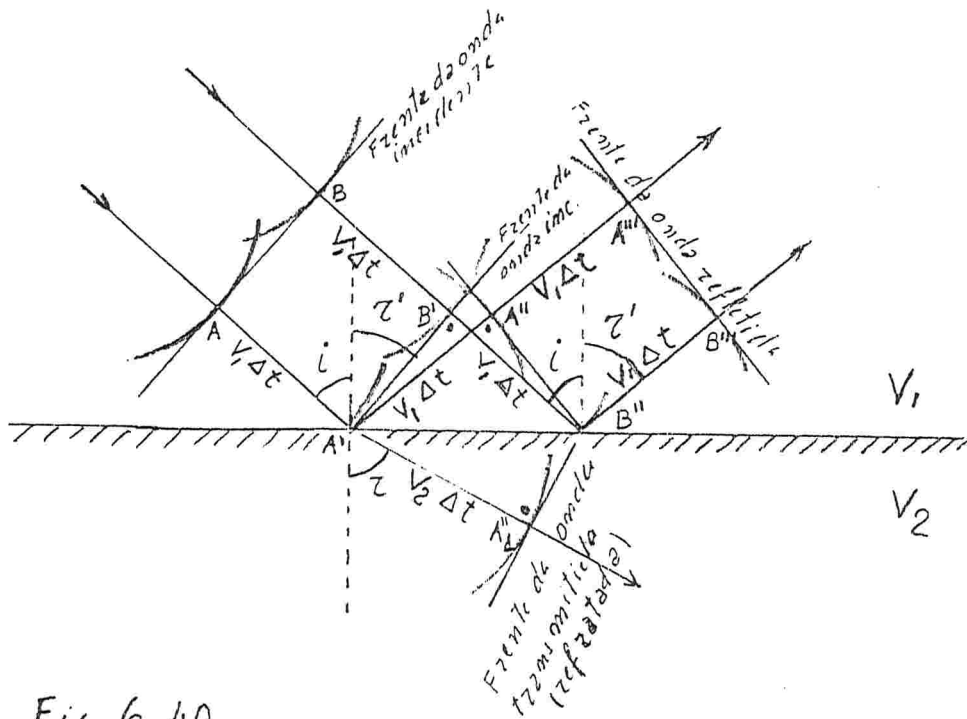


Fig 6.40

Considere ^{se} uma onda longitudinal incidindo num segmento plano de uma interface separando dois meios, nos quais suas velocidades de propagação sejam respectivamente v_1 e v_2 , tal que $v_1 < v_2$

Aplicando os princípios da propagação sísmica, e as construções de Huygens, estudemos as posições das frentes de ondas (ou as posições dos "raios" de onda), após um intervalo de tempo Δt do instante da incidência, conforme mostra a fig 6.40

Verifica-se:

- Os triângulos retângulos $A'B''B'$ e $A'B''A''$, são iguais, e em consequência são iguais os ângulos de incidência i e de reflexão r' .

- Também $\overline{AA'} = \overline{A'A''} = \overline{A''A'''} = v_1 \Delta t$
 $\overline{BB'} = \overline{B'B''} = \overline{B''B'''} = v_1 \Delta t$
 $\overline{A'A''_1} = v_2 \Delta t$

Assim que:

$$\Delta t = \frac{\overline{B'B''}}{v_1} \quad \therefore \quad \frac{\overline{B'B''}}{v_1} = \frac{\overline{A'A''_1}}{v_2}$$

$$\Delta t = \frac{\overline{A'A''_1}}{v_2}$$

Do triângulo retângulo $A'B''B'$, $\overline{B'B''} = \overline{A'B''} \text{ sen } i$
 Do " " " $A'B''A''_1$, $\overline{A'A''_1} = \overline{A'B''} \text{ sen } r$

Substituindo:

$$\frac{A'B'' \text{ sen } i}{V_1} = \frac{A'B'' \text{ sen } r}{V_2} ; \frac{\text{sen } i}{V_1} = \frac{\text{sen } r}{V_2} \text{ ou } \frac{V_1}{V_2} = \frac{\text{sen } i}{\text{sen } r} \quad [6.5]$$

Expressão [6.5], vista anteriormente estabelecendo a relação dos senos dos ângulos de incidência e refração com as velocidades de propagação de um lado de outro lado da interface. A essa relação de denomina-se índice de refração da onda elástica, semelhante ao conceito de índice de refração da ótica física.

Quando o ângulo incidente i for tal, que o ângulo de refração r seja igual a 90° , diz-se que há máxima refração. Nesse caso o ângulo de incidência é denominado crítico e anotado como i_c , tendo-se: (ver fig 6.42)

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{\text{sen } i}{\text{sen } 90^\circ} \text{ ou } \text{sen } i_c = \frac{V_1}{V_2} \quad [6.12]$$

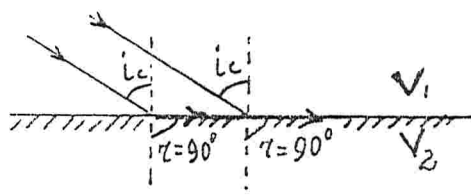


Fig 6.42

No método de refração (sismico), a onda útil é aquela que incide na interface com o ângulo crítico i_c , e por isso continua se propagando ao longo da mesma.

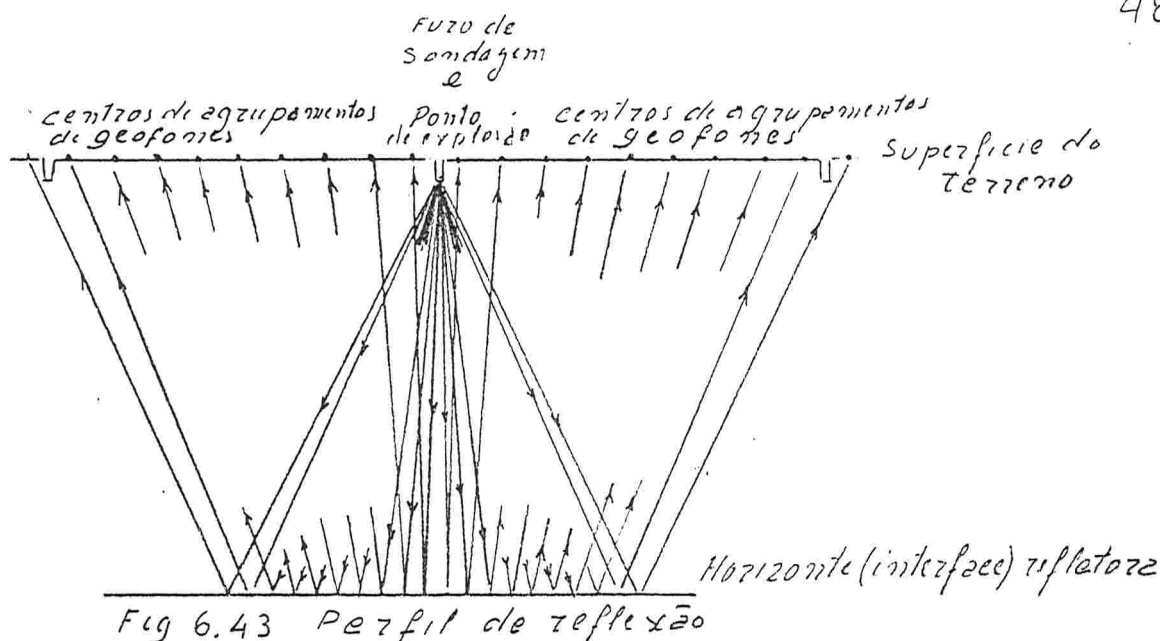
Na prática dos métodos sísmicos, ela é denominada simplesmente onda refratada, e o evento nessas condições é referido como "da refração na interface".

Nessa análise do fenômeno, admitiu-se que a interface fosse plana. Ela também se aplica para interfaces onduladas, desde que se considere como planos os segmentos elementares da superfície da interface refratora.

6.4 - Método sísmico de reflexão. Análise dos tempos de chegada em sísmica de reflexão. Fundamentos da interpretação e da operação.

6.4.1 - Onda direta e refletida numa interface plana horizontal; diagramas tempo-distância (T-D). Conceito de "retardo normal".

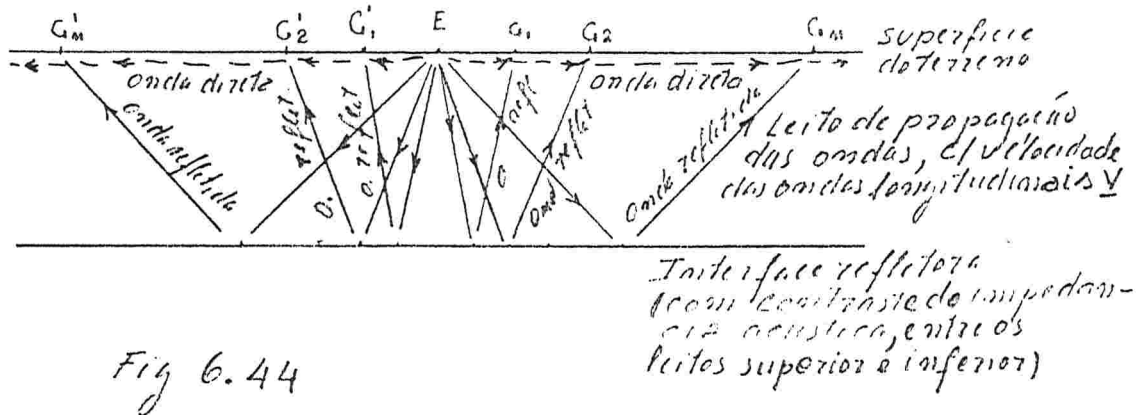
Consideremos o dispositivo simples, denominado perfil de reflexão como mostra a fig 6.43. Nesse dispositivo o ponto de explosão está centralizado entre os pontos de recepção (geofones) dispostos ao longo de uma linha reta.



Estudemos os caminhos e os tempos de chegada nos geofones, nas condições mais simples especificadas a seguir:

- No caso da onda longitudinal direta, seguindo diretamente do ponto de explosão até os geofones ao longo da superfície do terreno. (ver fig 6.44)
- No caso de uma onda refletida, a qual partindo do ponto de explosão, incidisse numa interface plana horizontal, e daí voltasse diretamente até os geofones. (ver fig 6.44)

Para simplificar a compreensão do problema, consideramos o ponto de explosão E no mesmo nível que os pontos de recepção G_1, G_2, G_n e G'_1, G'_2, G'_n .



A fig 6.45, na sua parte superior, mostra esquematicamente os registros das chegadas das ondas direta e refletida, nos sismogramas (obtidos nos canais ligados aos geofones).

Locando num sistema de eixos ortogonais, os tempos de chegada t em ordenadas, e em abscissas as respectivas distâncias horizontais x dos pontos de recepção (geofones G) ao ponto de explosão E , se obtêm os diagramas tempos-distâncias, como mostra a fig 6.45 na sua parte inferior.

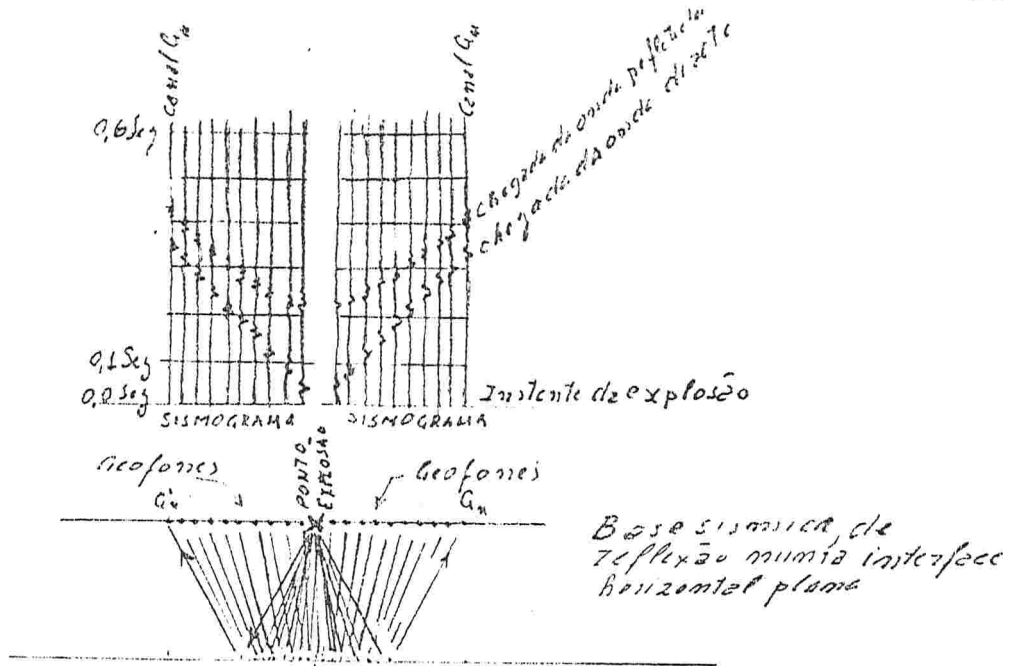


Diagrama tempo distancia da onda direta e da onda refletida

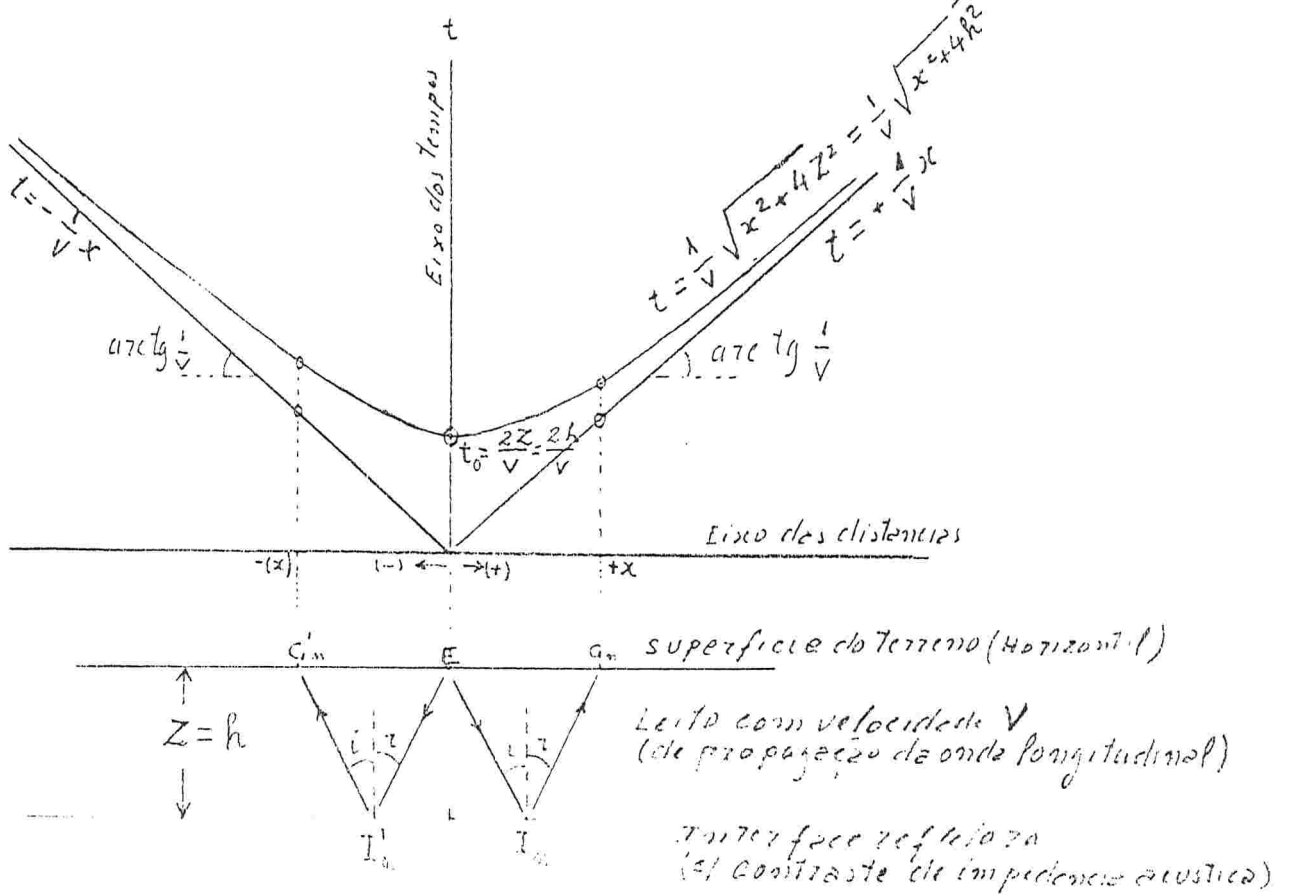


Fig 6.45

$$E/M = \sqrt{\frac{x^2}{Z^2} + Z^2}$$

Na mesma figura verifica-se:

487

$$t_{\text{direta}} = \frac{\overline{EG}_n}{v} = \frac{x}{v} \quad \text{ou} \quad x = t_{\text{direta}} \cdot v \quad \text{ou} \quad t_{\text{direta}} = \frac{1}{v} x \quad [6.13]$$

Nessa expressão:

v = velocidade de propagação da onda direta longitudinal, no topo do leito superior.

t_{direta} = tempo contado a partir do instante da explosão, à chegada dessa onda direta num determinado geofone G_n .

x = distância horizontal medida do ponto de explosão ao geofone considerado, G_n .

Essa expressão de $t = f(x)$, no caso da onda direta, (expressão [6.13]), é do tipo $Y = AX$, portanto de uma reta partindo da origem dos eixos (coincidente com o ponto E de explosão).

Sua inclinação, (cuja tangente é o coeficiente angular da reta) é o arc $\text{tg} \frac{1}{v}$, como se deduz da expressão [6.13], e se verifica na fig 6.45.

Da mesma fig 6.45 : - Sendo $\overline{EI}_n + \overline{I}_n G_n$, o caminho da onda refletida que atinge um geofone de ordem n ;

- v = velocidade de propagação da onda refletida no caminho referido;

$t_{\text{refletida}}$ = o tempo de chegada num geofone G_n da onda refletida (contando a partir do instante de explosão);

Tem-se:

$$t_{\text{refletida}} = \frac{\overline{EG}_n + \overline{I}_n G_n}{v} = \frac{2 \overline{EI}_n}{v}; \quad \overline{EI}_n = \sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + z^2} = \frac{1}{2} \sqrt{x^2 + 4z^2}$$

$$t_{\text{refletida}} = \frac{\sqrt{x^2 + 4z^2}}{v} \quad [6.14] \quad \text{onde:}$$

[6.14] é a função $t = f(x)$ para a onda refletida.

v é a velocidade de propagação da onda longitudinal no leito superior.

Observação: Nesse caso considerou-se o leito superior como sendo homogêneo com velocidade de propagação v constante.

Se o mesmo não fosse homogêneo, se consideraria sua velocidade média de propagação v_m . Substituindo-se v por v_m nas expressões deduzidas, não haveria erro sensível.

De [6.14] deduz-se facilmente:

$$z = \frac{1}{2} \sqrt{v^2 t^2 - x^2} \quad [6.15]$$

Com a expressão [6.15], se poderá calcular a profundidade $z = h$

da interface refletora, desde que se conheça a velocidade V do leito superior (ou sua velocidade média V_m).

Muitas vezes acontece que as distâncias x entre o ponto de explosão e os geofones são muito pequenas quando comparadas com Z , podendo-se por isso sem erro sensível, utilizar-se a expressão [6.16] mais simples para calcular a profundidade.

$$h = Z \sim \frac{1}{2} vt \quad [6.16]$$

Para melhor análise de função tempo-distância da onda refletida, deduz-se partindo de [6.14]:

$$v^2 t^2 = x^2 + 4Z^2 \quad [6.17] \quad , \text{ donde:}$$

$$x^2 - v^2 t^2 = -4Z^2 \quad \text{ou} \quad \frac{x^2}{4Z^2} - \frac{v^2 t^2}{4Z^2} = -1 \quad [6.18]$$

A expressão [6.18] é da forma $\frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2} = -1$, ou seja de

uma hipérbole equilátera quando $a = b$ (igual a $4Z^2$). Seus focos estão situados sobre o eixo vertical $y'y$ (dos tempos).

Da expressão [6.18], e verificando-se na fig 6.45. Conclui-se:

- O lugar geométrico no diagrama tempo-distância, dos tempos de chegada da onda refletida nos geofones, é o ramo de ordenadas positivas de uma hipérbole equilátera, cujo eixo de simetria $y'y$ é o eixo dos tempos. O centro da hipérbole é a origem do diagrama T-D, e o semi eixo transversal $a=2Z$, é igual ao dobro da profundidade Z da interface refletora.

Conforme teorema da hipérbole, igualando-se a zero o termo constante ($a^2 = -4Z^2 \neq 0$), obtém-se a equação das assintotas da hipérbole. Assim, a partir de [6.18] chega-se a expressão [6.13] deduzida anteriormente:-

$$x^2 - v^2 t^2 = 0 \quad \text{ou} \quad t = \pm \frac{1}{v} x \quad . \text{ A qual é a função dos tempos}$$

de chegada da onda direta, para um e outro lado do ponto de explosão.

Com efeito na fig 6.45, observa-se a função

$t_{\text{refletida}} = f(x)$ aproximando-se assintoticamente da função;

$t_{\text{direta}} = f(x)$ quando a distância x tende para o infinito, tendendo à igualar-se a $(\overline{EI}_n + \overline{IG}_n)$.

Na expressão [6.17] fazendo $x=0$ deduz-se facilmente:

$$t_0 = \frac{2Z}{v} \quad [6.19]$$

t_0 da expressão [6.19], é o tempo (no diagrama T-D), da intercepção, com o eixo dos tempos, da função $t_{\text{refletida}} = f(x)$. Esse ponto, anotado por t_0 , é denominado tempo de intercepção da onda refletida. Esse tempo corresponde ao semi-eixo transversal da hipérbola, medido na escala dos tempos.

A mesma expressão [6.17] poderá ser escrita sob a forma :

$$t^2 = \frac{x^2}{v^2} + \frac{4Z^2}{v^2}, \quad [6.20] \quad , \text{ comparando-se [6.20] com [6.19] ,}$$

$$\text{tem-se } t^2 = \frac{1}{v^2} \cdot x^2 + t_0^2 \quad [6.21]$$

Comparando-se [6.21] com a equação de uma reta da forma $Y = AX + B$, conclui-se:

- Locando-se em eixos coordenados os valores dos quadrados dos tempos e das distâncias (em lugar dos tempos e distâncias como no diagrama T-D), obtém-se uma linha reta, a qual intercepta o eixo dos tempos em t_0^2 (seu coeficiente linear B). A inclinação dessa reta será $\text{arc tg } \frac{1}{v^2}$ (sendo $\frac{1}{v^2}$ seu coeficiente angular A).

Isso fundamenta, o método denominado $x^2 - t^2$, para determinação da velocidade de propagação da onda refletida, mediante construção gráfica.

Esse método será abordado no item 6.4.3.1

Conceito de retardo normal ("normal move out") dos tempos em uma interface horizontal

Da expressão [6.20] se poderá estabelecer:

$$t^2 = \frac{4Z^2}{v^2} \left(1 + \frac{xv^2}{4Z^2v^2} \right) \text{ ou } t = \frac{2Z}{v} \left[1 + \left(\frac{x}{2Z} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} ;$$

$$\text{Comparando-se com [6.19], tem-se } t = t_0 \left[1 + \left(\frac{x}{vt_0} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} ;$$

expandindo a potencia do binômio:

$$\left[1 + \left(\frac{x}{vt_0} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} : \rightarrow t = t_0 \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{vt_0} \right)^2 - \frac{1}{8} \left(\frac{x}{vt_0} \right)^4 + \dots \right] \quad [6.22]$$

Então, para efeitos práticos t poderá ser erro sensível ser avaliado por:

$$t = t_0 \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{vt_0} \right)^2 \right] \quad [6.23]$$

Aplicando-se a expressão [6.23], sendo t_1 e t_2 os tempos de chegada da onda refletida em dois geofones do mesmo dispositivo, situados a distâncias x_1 e x_2 , se poderá estimar o intervalo de tempo t dessas chegadas pela expressão:

$$\Delta t = t_2 - t_1 \sim t_0 \left[1 + \frac{x_2^2}{2v^2 t_0^2} \right] - t_0 \left[1 + \frac{x_1^2}{2v^2 t_0^2} \right] :$$

$$\Delta t = t_2 - t_1 \sim \frac{x_2^2 - x_1^2}{2v^2 t_0} \quad [6.24]$$

Essa diferença ou retardo de tempo na chegada de dois geofones, na prática do método sísmico é referido como o "move out" dos tempos, o qual pode ser traduzido por retardo dos tempos.

Admitindo-se $x_1 = 0$ (isto é, supondo-se um dos geofones situado no ponto de explosão), chega-se as expressões [6.25a e b], para estimar o retardo Δt_n entre o instante de explosão e a chegada a um geofone situado a uma determinada distância x :-

$$\Delta t_n \sim \frac{x^2}{2v^2 t_0} \quad [6.25a]$$

Comparando-se [6.25a] com [6.19] tem-se:

$$\Delta t_n \sim \frac{x^2}{4Zv} \quad [6.25b]$$

Quando a interface é plana e horizontal, o retardo Δt entre o instante da explosão e a chegada num geofone determinado satisfaz as expressões [6.25a e b].

Na prática do método sísmico, esse retardo Δt , dado por [6.25a ou b], é denominado "off set" ou separação.

Quando a profundidade da interface refletora Z é grande, a separação x para geofones mais próximos do ponto de explosão, pode ser considerada sem erro sensível igual a zero.

Assim de acordo com [6.25a ou b], o tempo de chegada será praticamente igual a t_0 , quando contado a partir do instante da explosão.

Das expressões [6.25] conclui-se, com respeito aos geofones mais afastados do ponto de explosão:

- O retardo normal cresce proporcionalmente ao quadrado da distância x do geofone;

- Decresce proporcionalmente com a profundidade Z da interface refletora, e com a velocidade média de propagação da onda refletida v .

Essas conclusões poderão ser comprovadas observando-se as correlações na seção sísmica de reflexão da fig 6.37. Nessa figura observa-se, nos horizontes mais rasos, curvaturas nítidas nas linhas de correlações de cada um dos horizontes. Essas curvaturas

acentuam-se para os canais dos geofones mais distantes (em cada um dos respectivos dispositivos). Para os horizontes mais profundos essas tornam-se insensíveis.

Na prática da interpretação de sísmica de reflexão, trabalha-se geralmente com pequenos mergulhos. Por isso o balanço dos tempos de chegada com relação ao parâmetro retardo normal, constitui o melhor critério para a decisão no sentido de identificar um evento registrado como devido a uma reflexão. Quando os tempos registrados são muito discrepantes dos previstos através dos Δt_n calculados, conclui-se pela inexistência do evento de reflexão na mesma interface.

A comparação do retardo normal ("normal move out") com o do conceito de retardo do mergulho ("dip move out"), o qual será visto no item seguinte, constitui o melhor critério para avaliar os mergulhos das interfaces refletoras, no método da reflexão.

6.4.2. Onda refletida numa interface plana inclinada.

Diagrama tempo-distância (T-D). Conceito de retardo do mergulho.

De maneira semelhante como no item anterior (6.4.1.), consideremos os eventos de reflexão numa interface com mergulho α . Para simplificar a análise do problema, consideremos a direção do mergulho α coincidente com a da linha onde estão dispostos os pontos de explosão e geofones. Ver fig. 6.46.

Na figura 6.46 para representar o caminho de retorno ("raios") das ondas refletidas que atingem os geofones G_n e G'_n , utilizou-se a construção auxiliar da imagem E' , do ponto de explosão, através da interface refletora. Os pontos de incidências I_n e I'_n dos "raios" das ondas refletidas que atingem aqueles geofones, estarão sobre as retas que contém os pontos E' e G_n ou E' e G'_n respectivamente.

O caminho percorrido pela onda refletida que atinge o geofone G_n , será $\overline{EI_n} + \overline{I_n G_n}$; o tempo para percorrer o percurso será:

$$t = \frac{\overline{EI_n} + \overline{I_n G_n}}{V}; \text{ da fig 6.46 } \overline{EI_n} = \overline{E'I_n} \therefore t = \frac{\overline{E'I_n} + \overline{I_n G_n}}{V} = \frac{\overline{E'G_n}}{V};$$

$$\text{assim que } Vt^2 = (\overline{E'G_n})^2$$

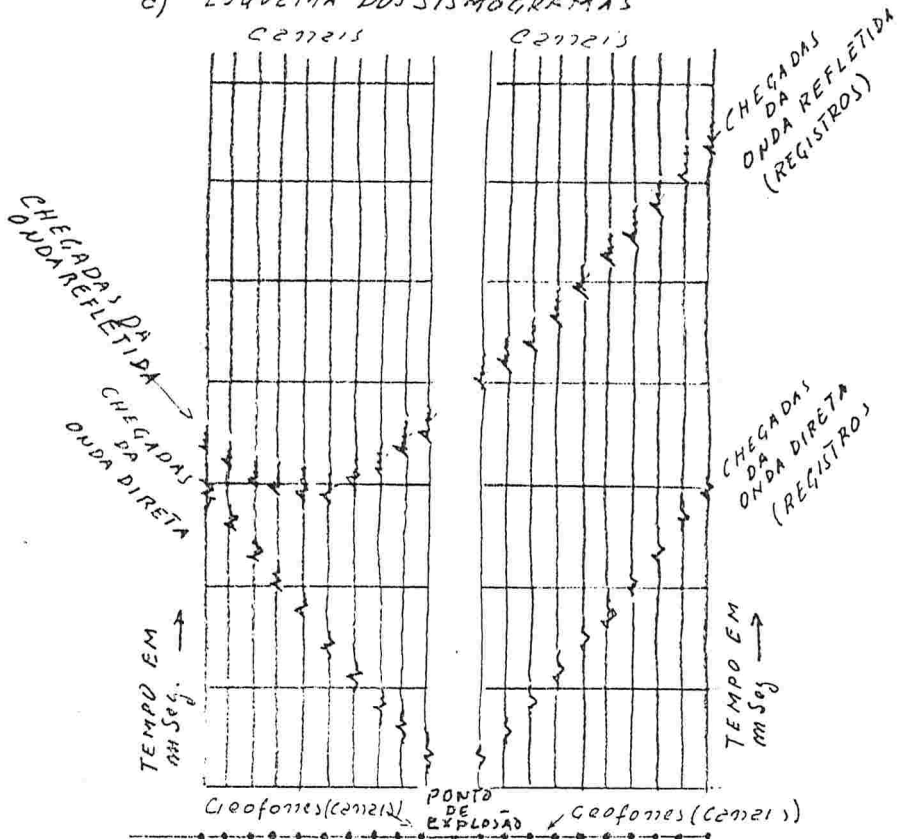
Na mesma figura, do triângulo $EE'G_n$, tem-se:

$$(\overline{E'G_n})^2 = (\overline{EE'})^2 + (\overline{EG_n})^2 - 2(\overline{EE'}) (\overline{EG_n}) \cos(90^\circ + \alpha); \text{ assim que:}$$

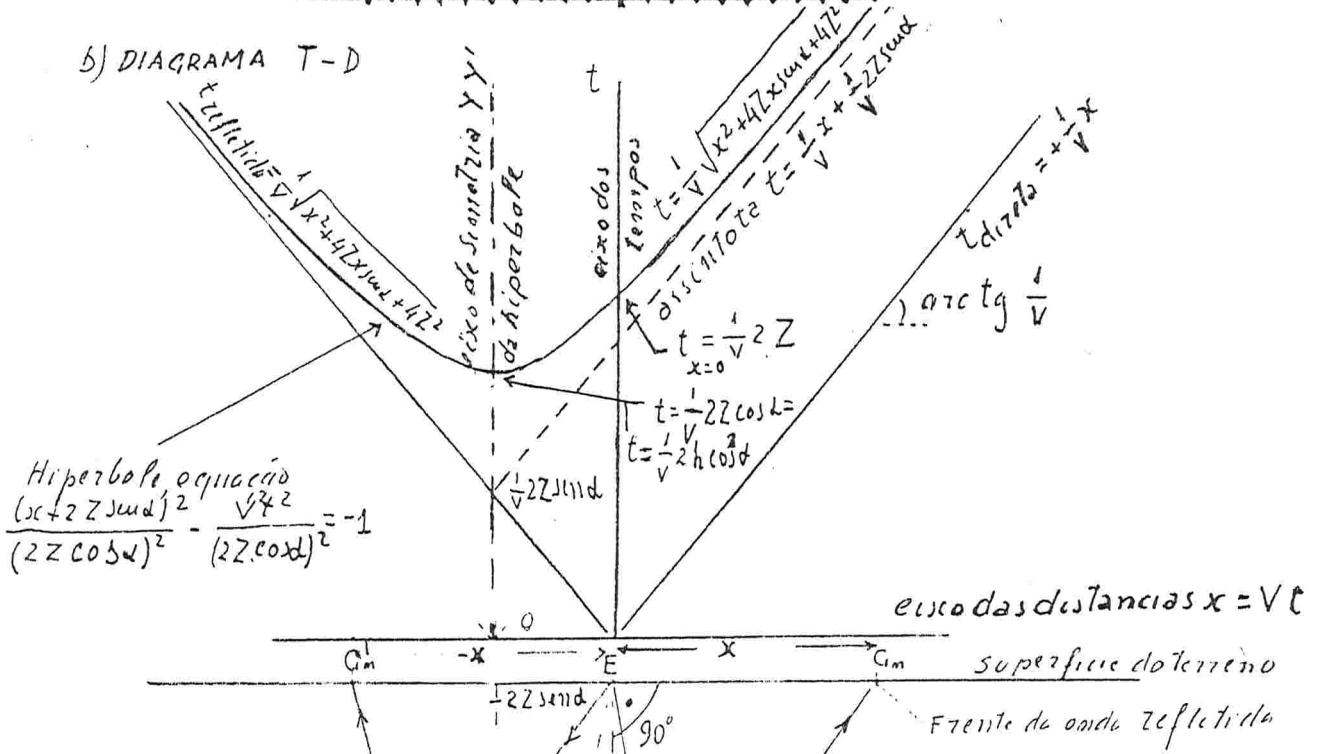
$$V^2 t^2 = (\overline{E'G_n})^2 = 4Z^2 + x^2 + 4Zx \sin \alpha, \text{ ou}$$

$$t = \frac{1}{V} \cdot \sqrt{x^2 + 4Z^2 + 4Zx \sin \alpha} \quad [6.26]$$

a) ESQUEMA DOS SISMOGRAMAS



b) DIAGRAMA T-D



c) GEOMETRIA DO CAMINHO DA ONDA REFLETIDA

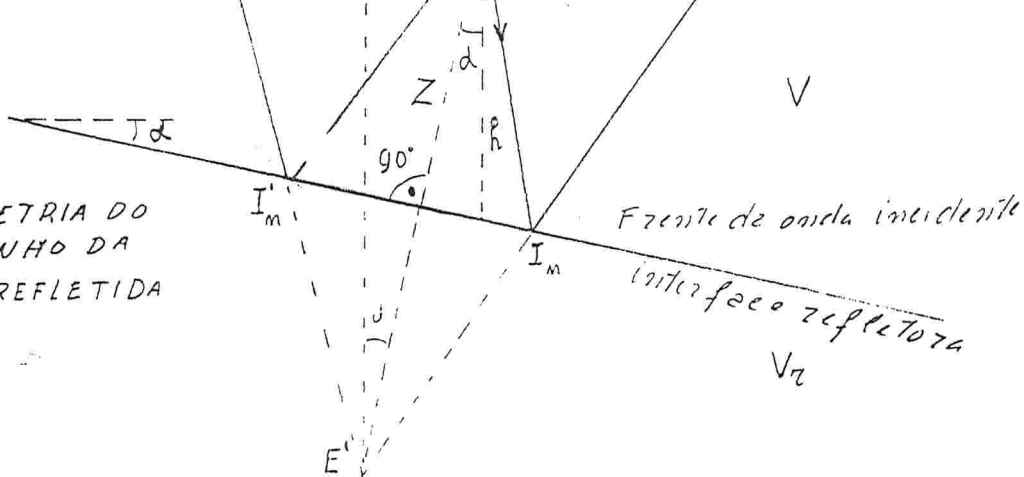


Fig 6.46 - Reflexão numa interface inclinada.

Somando-se $4Z^2 \sin^2 \alpha$ à ambos, ^{membros} de modo a completar um quadrado de binômio no segundo membro:

$$V^2 t^2 + 4Z^2 \sin^2 \alpha - 4Z^2 = x^2 + 4Zx \sin \alpha + 4Z^2 \sin^2 \alpha$$

$$V^2 t^2 + 4Z^2 \sin^2 \alpha - 4Z^2 = (x + 2Z \sin \alpha)^2$$

$$V^2 t^2 + 4Z^2 (1 - \cos^2 \alpha) - 4Z^2 = (x + 2Z \sin \alpha)^2$$

$$V^2 t^2 - 4Z^2 \cos^2 \alpha = (x + 2Z \sin \alpha)^2; V^2 t^2 - (x + 2Z \sin \alpha)^2 = (2Z \cos \alpha)^2$$

$$\frac{(x + 2Z \sin \alpha)^2}{(2Z \cos \alpha)^2} - \frac{V^2 t^2}{(2Z \cos \alpha)^2} = -1 \quad [6.27a]$$

$$(x + 2Z \sin \alpha)^2 - V^2 t^2 = -(2Z \cos \alpha)^2 \quad [6.27b]$$

Comparando-se [6.27a] com a equação de uma hipérbole da forma $\frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2} = -1$, conclui-se:

A função $t = f(x)$ no diagrama T-D para o caso de reflexão numa interface plana inclinada, é ainda um dos ramos de uma hipérbole equilátera, cujos focos estão sobre o eixo YY' . O termo constante da hipérbole ($a^2 = b^2$) é igual a $(2Z \cos \alpha)^2$. Em [6.27] Z é a distância entre o ponto de explosão até o plano de interface refletora, e não sua profundidade h , abaixo do ponto de explosão E (como acontece no caso da interface horizontal).

O ponto de abscissa $x = 0$ da hipérbole, coincidirá com o ponto $0 = x + 2Z \sin \alpha$ no diagrama T-D. Desse modo o centro da hipérbole estará à uma distância $-x = -2Z \sin \alpha$, da origem dos eixos no diagrama T-D. Portanto não é coincidente com o ponto de explosão.

Fazendo-se na expressão [6.27a] $x = x + 2Z \sin \alpha = 0$ tem-se:

$$-\frac{V^2 t^2}{(2Z \cos \alpha)^2} = -1 \quad \text{ou} \quad t = \frac{2Z}{V} \cos \alpha = \frac{2h}{V} \cos^2 \alpha \quad [6.28]$$

[6.28] exprimindo o tempo de chegada mínimo, no ponto de inflexão da hipérbole.

Partindo-se da mesma expressão [6.27b], e fazendo-se $x = 0$ chega-se facilmente à:

$$t_{x=0} = \frac{1}{V} 2Z \quad [6.29]$$

, o qual é a expressão do tempo de intercepção no diagrama T-D, para a onda refletida na interface inclinada.

Para ter-se a equação das assíntotas da hipérbole (conforme teorema da hipérbole):

- Iguale-se a zero o termo constante $(2Z \cos \alpha)^2$ da expressão (6.27b), tem-se:

$$(x + 2Z \sin \alpha)^2 - V^2 t^2 = 0 \quad \therefore t = \pm \left(\frac{1}{V} x + \frac{2Z}{V} \sin \alpha \right)$$

Assim as assíntotas são retas do tipo $y = \pm (AX+B)$, cujo coeficiente angular é $\frac{1}{V}$, e cujo coeficiente linear é $(\pm B)$ será $\pm \frac{1}{V} 2Z \text{ sen} \alpha$

Observa-se que os coeficientes angulares das assíntotas da hiperbole, para reflexão em uma interface inclinada, são os mesmos que os deduzidos no ítem anterior (6.4.1) para o caso de reflexão em uma interface horizontal. Significando que nos dois casos as assíntotas serão paralelas, e também paralela a função $t_{\text{direta}} = f(x)$. Porém no caso de reflexão em uma interface inclinada, as assíntotas não partem da origem do diagrama T-D.

Conclui-se:

- Quando uma interface refletora inclina-se, a hiperbole a qual constitui o lugar geométrico dos tempos de chegada no diagrama T-D, se translada paralelamente a si mesma. Translada-se horizontalmente, para o lado contrário ao sentido do mergulho, ficando o centro da hiperbole no ponto de abscissa $-2Z \text{ sen} \alpha$, e de ordenada $\frac{1}{V} 2Z \text{ sen} \alpha$.

No caso de reflexão em uma interface inclinada, o eixo de simetria da hiperbole, não coincide com o eixo vertical dos tempos (como acontece no caso de reflexão numa interface horizontal).

Em consequência:

- São diferentes os tempos de chegada aos geofones colocados à distância iguais para um e outro lado do ponto de explosão. Esses tempos seriam iguais se a interface refletora fosse horizontal, como foi visto no ítem anterior (6.4.1).

Avaliação do mergulho da interface refletora, e conceito de retardo de mergulho ("dip move out")

Partindo-se de [6.26] se poderá escrever: $Vt^2 = x^2 + 4Z^2 + 4Zx \text{ sen} \alpha$;

e também $Vt^2 = 4Z^2 \left(\frac{x^2}{4Z^2} + 1 + \frac{4Zx \text{ sen} \alpha}{4Z^2} \right)$ tendo-se:

$$t = \frac{2Z}{V} \left(1 + \frac{x^2 + 4Zx \text{ sen} \alpha}{4Z^2} \right)^{\frac{1}{2}}$$

Expandindo-se a potência do binômio:

$$t = \frac{2Z}{V} \left[1 + \frac{1}{2} \cdot \frac{x^2 + 4Zx \text{ sen} \alpha}{4Z^2} - \frac{1}{8} \left(\frac{x^2 + 4Zx \text{ sen} \alpha}{4Z^2} \right)^2 + \dots \right]$$

Para efeitos práticos, sendo "Z" muito grande em relação a "x", se poderá sem erro sensível, considerar:

$$t \sim \frac{2Z}{V} \left(1 + \frac{x^2 + 4Zx \text{ sen } \alpha}{8Z^2} \right) \quad [6.30a]$$

Comparando-se [6.30a] com [6.29] tem-se ainda:

$$t = t_{x=0} \left(1 + \frac{x^2 + 4Zx \text{ sen } \alpha}{8Z^2} \right) \quad [6.30b]$$

Num dispositivo, nos quais se considerar dois receptores (geofones) equidistantes (de $x = \pm s$) para um e outro lado do ponto de explosão E.

- Aplicando-se a expressão [6.30b], tem-se para os tempos de chegada t_1 e t_2 nos dois receptores assim considerados:

$$t_1 \sim t_{x=0} \left(1 + \frac{s^2 + 4Zs \text{ sen } \alpha}{8Z^2} \right)$$

$$t_2 \sim t_{x=0} \left(1 + \frac{s^2 - 4Zs \text{ sen } \alpha}{8Z^2} \right)$$

A diferença $\Delta t_m = t_1 - t_2$ nessas condições, é um parâmetro conhecido na prática do método sísmico por "dipe move out" que pode ser traduzida por retardo do mergulho. Sua expressão será:

$$\Delta t_m = t_1 - t_2 \sim t_{x=0} \left(1 + \frac{s^2 + 4Zs \text{ sen } \alpha}{8Z^2} - 1 - \frac{s^2 - 4Zs \text{ sen } \alpha}{8Z^2} \right); \text{ ou}$$

$$\Delta t_m \sim t_{x=0} \frac{8Zs \text{ sen } \alpha}{8Z^2} = t_{x=0} \frac{s \text{ sen } \alpha}{Z}; \text{ de [6.29]:}$$

$$\Delta t_m = t_1 - t_2 \sim \frac{1}{V} 2s \text{ sen } \alpha; \quad [6.31]$$

$$\text{também} \quad s \text{ sen } \alpha \sim V \frac{\Delta t_m}{2} \quad [6.32]$$

[6.32] exprime o mergulho da estrutura, em função do retardo de tempo devido ao mergulho, para dois geofones com separação s , para um e outro lado do ponto de explosão.

Na prática do método sísmico de reflexão, o mergulho da interface refletora é avaliada através da diferença dos tempos de chegada aos receptores situados de um e outro lado do ponto de explosão, e equi-distantes do mesmo.

De acordo com a expressão [6.32], esse mergulho é avaliado através da relação por quociente entre Δt_m (= retardo do mergulho), com o duplo da distância s dos receptores considerados, *no ponto de explosão*.

Quando α é pequeno, como é comum nas aplicações de método, esse ângulo é praticamente igual ao valor do seno ($\alpha \sim \text{sen } \alpha$).

Observe-se que o retardo normal ("normal move out"), devido ao próprio afastamento dos geofones ao ponto de explosão da expressão [6.25a], cujo conceito foi explicado no ítem anterior, foi eliminado no cálculo do retardo de mergulho Δt_m , quando para obtê-lo considerou-se a diferença de t_1 e t_2 na dedução das expressões [6.31] e [6.32].

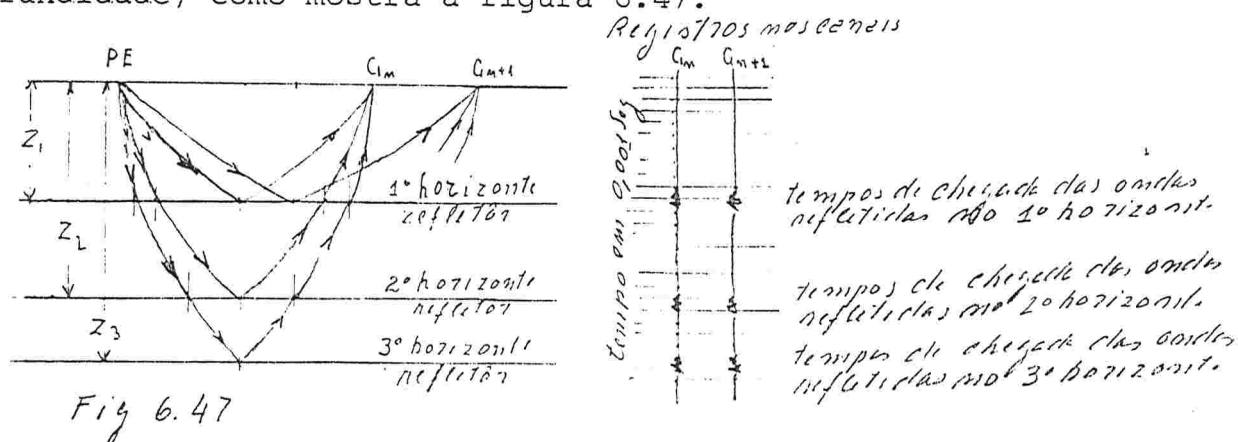
Tomando-se os tempos de chegada aos geofones de um mesmo dispositivo, e removendo-se mediante cálculo os respectivos retardos normais (devidos aos respectivos afastamentos do ponto de explosão), mediante a expressão [6.25a], $\Delta t_m \sim \frac{x^2}{2V^2\tau_0}$:

- Persistirão somente os retardos devidos ao efeito do mergulho da interface refletora, expressa por [6.31], ou seja $\Delta t_m = \frac{2s}{V} \sin \alpha$.

Assim, após removidos os retardos normais, o mergulho da interface refletora poderá ser calculado através de expressão [6.32], onde Δt_m serão os retardos de tempo restantes, entre quaisquer dois pontos de recepção, e s a suas respectivas separações.

6.4.3. Velocidades médias de propagação de onda refletida, e modelos simplificados de interpretação.

Nas análises geométricas dos fenômenos da reflexão feitas nos ítems anteriores 6.4.1 e 2 admitiu-se constante a velocidade V da onda incidente e refletida, na interface refletora. Conseqüentemente os caminhos percorridos pela onda até atingir a interface refletora, e no seu retorno para atingir os pontos de recepção, foram consideradas como segmentos retilíneos. Isso somente aconteceria se a formação acima do horizonte refletor fosse homogênea. Na realidade o pacote ou os pacotes de sedimentos atravessados não são perfeitamente homogêneos, variando a velocidade de propagação. Os modelos geológicos mais comuns são de um pacote, ou vários pacotes de sedimentos, constituídos por leitos elementares diferentes ou diferentemente compactados por diagenese, no sentido de profundidade. Desse modo o caminho da onda em cada pacote atravessado, comporta-se mais como segmento curvilíneo, em conseqüência do aumento da velocidade da propagação continuamente, no sentido da profundidade, como mostra a figura 6.47.



Nas interpretações, se termina para cada profundidade $Z_1, Z_2, Z_3 \dots$, uma velocidade média de propagação V_m . V_m será um valor da velocidade considerada constante, aplicável a cada profundidade, de modo a constituir para efeito de interpretação um modelo razoavelmente equivalente ao que realmente ocorre.

Esse procedimento conduz a resultados compatíveis, com as precisões desejadas nas aplicações do método sísmico de reflexão.

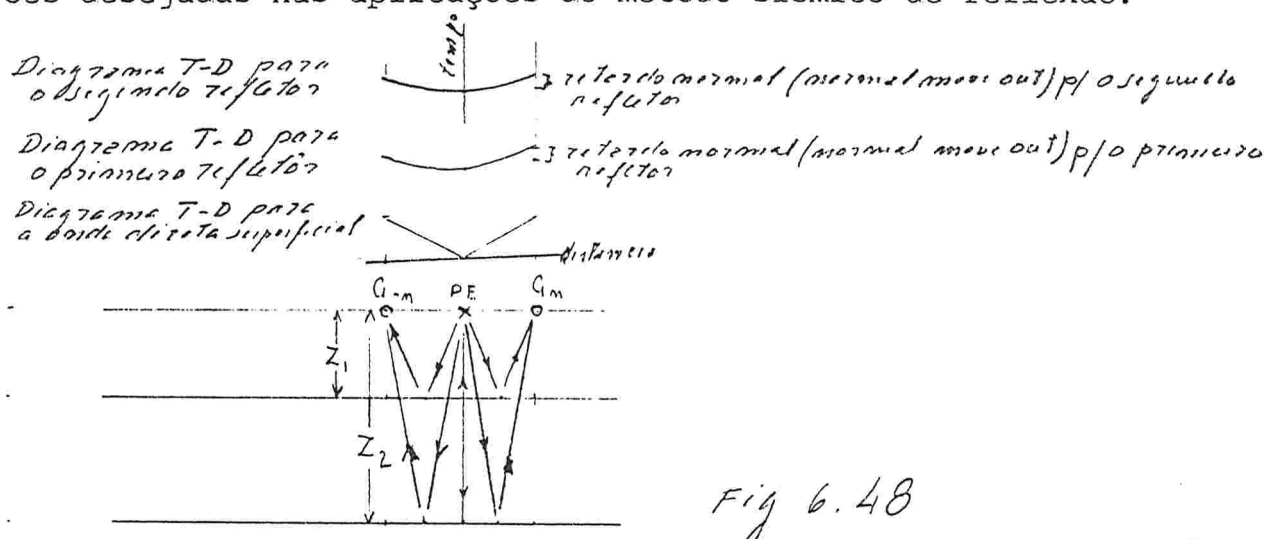


Fig 6.48

A fig. 6.48 esquematiza um modelo simplificado equivalente para interpretação, para o caso de reflexão em duas interfaces horizontais, no qual se adotou uma velocidade média V_{m1} para os horizontes até a profundidade Z_1 , e outra velocidade média V_{m2} para os horizontes até a profundidade Z_2 . Somente para efeito de interpretação foram considerados retilíneos os percursos de ida e de retorno das ondas refletidas nas duas interfaces.

Nos cálculos de profundidade o valor de velocidade média a ser adotado, é parâmetro da maior importância, tendo sido desenvolvidos métodos analíticos e também experimentais para estimá-lo, os quais serão abordados a seguir:

- 6.4.3.1 - Método x^2-t^2 para estimar velocidades médias V_m .

O fundamento teórico desse método foi visto no item 6.4.1, ao se analisar o significado da expressão deduzida [6.21], para reflexão em interface horizontal.

Viu-se que locando-se em abscissas, num sistema de eixos coordenados, os quadrados das distâncias dos pontos de recepção, e em ordenadas os quadrados dos respectivos tempos de chegada da onda refletida, obtém-se uma reta, cujo coeficiente angular é inverso do quadrado de velocidade de propagação $\frac{1}{V^2}$, da onda refletida. Portanto havendo uma boa interface refletora numa profundidade Z_n , a velocidade V_m de propagação da onda refletida para essa profundidade, poderá ser determinada mediante uma construção gráfica simples.

O procedimento para aplicação desse método consiste:

- Escolher um local de topografia aproximadamente plana, com horizonte de intemperismo uniforme, com estratigrafia também horizontalizada e com boas interfaces refletoras.
- Como mostra a fig. 6.49, executar uma sucessão de tiros como T.I.; T.II; T.III; T.IV;...), com receptores distribuídos respectivamente como (A.I; A.II; A.III; A.IV...). As disposições dos tiros e arranjos de receptores, objetivam cobrir uma mesma extensão Δ em sub-superfície, em diferentes profundidades como $Z_1, Z_2, Z_3, Z_4 \dots$
- Posição do T II, afastado para esquerda do T I de uma distância Δ
- Arranjo de geofones A II (do T II), afastado para direita do arranjo de geofone A I (do T I), de uma distância Δ .
- Posição do T III, afastado para direita do T I, de uma distância 2Δ
- Arranjo de geofones A III, afastado para esquerda do A I, de uma distância 2Δ .
- Posição T IV, afastado para esquerda do T I, de uma distância 3Δ
- Arranjo de geofones A IV afastado para direita do A I, de uma distância 3Δ
- E assim por diante.

Convenção na fig. 6.49 : x - ponto de explosão (tiro)

- o - ponto extremo de um arranjo de geofones distribuídos ao longo de uma linha.
- ↙ - Caminhos das ondas, representados simplificada por segmentos retilíneos.
- - Pontos de incidência na interface refletora

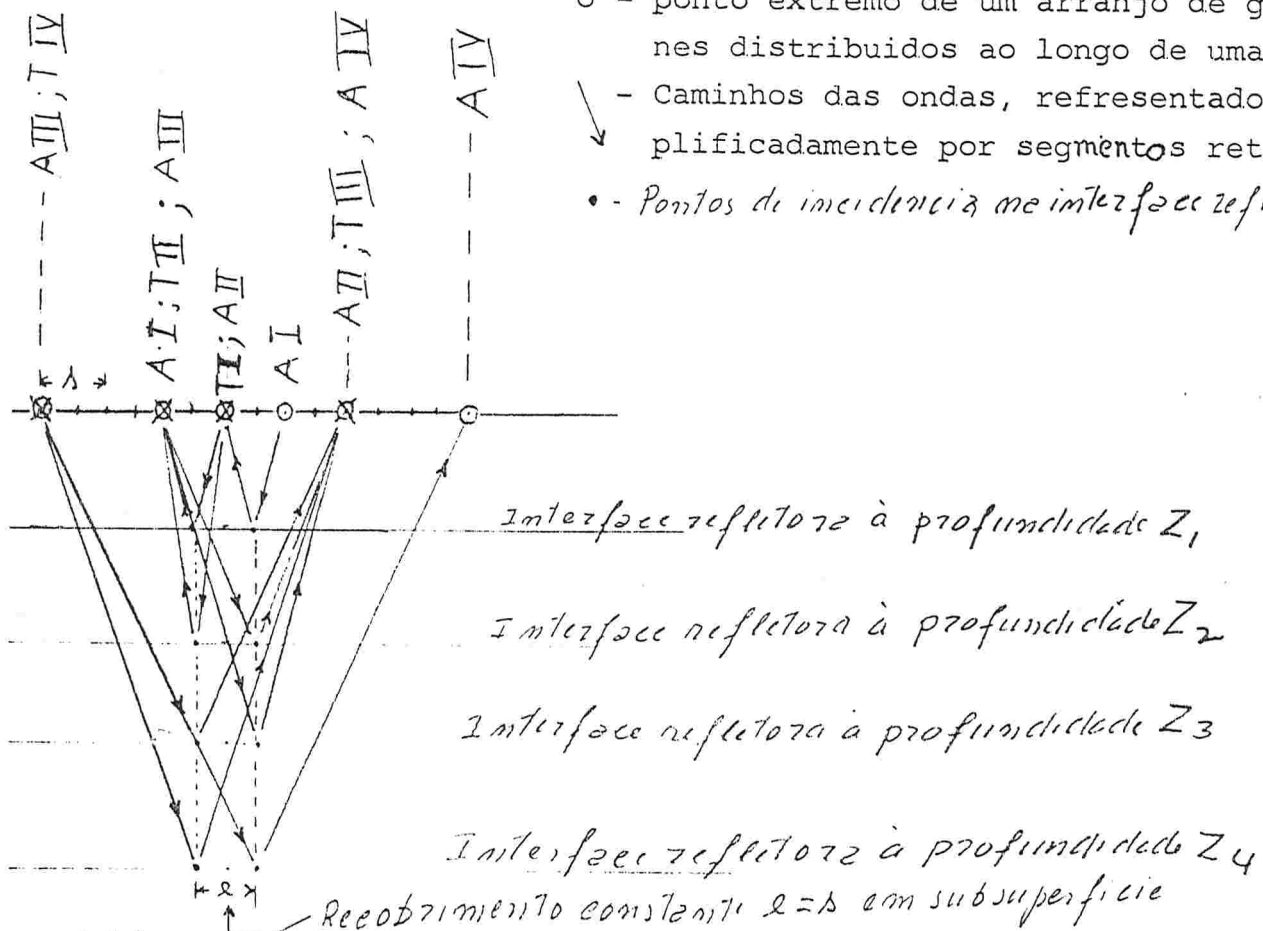


Fig 6.49

Sendo x a distância do ponto de explosão ao ponto de recepção, para cada evento de reflexão; Z a profundidade da interface refletora; e V_m a velocidade média da onda refletida e t o tempo de chegada em cada receptor (geofone), ter-se-a sempre de acordo com a expressão [6.21]

$$t^2 = \frac{1}{V_m^2} x^2 + \frac{4Z^2}{V_m^2}, \text{ a qual é a expressão de uma reta}$$

como vimos anteriormente, no item 6.41 (para as variáveis t^2 e x^2).

Locando-se em eixos coordenados x^2 em abscissas, e t^2 em ordenadas, para cada evento de reflexão registrado, se obterá pontos tendendo a se alinharem retilineamente, como mostra a fig. 6.50.

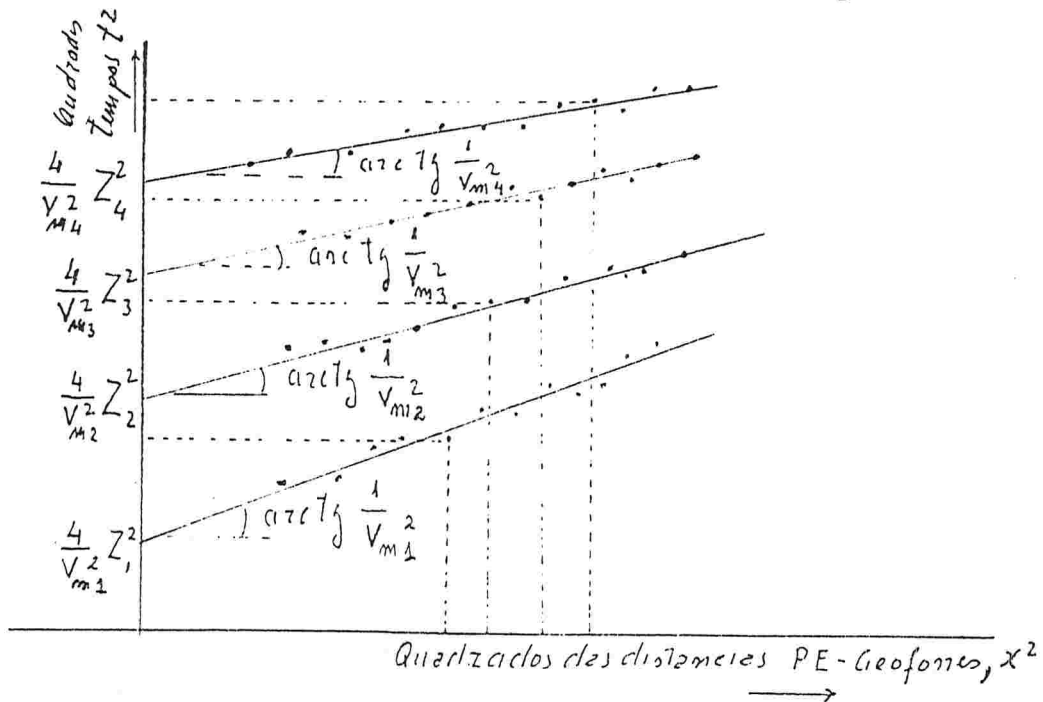


Fig 6.50

ADE. BMP

- Ressalvando-se imperfeições devidas a operação do método e da estrutura geológica, todos os pontos que correspondem a reflexões numa mesma interface, se alinharão segundo retas.
- Traçando-se as retas ajustadas, ter-se-á mediante seus declives as velocidades médias V_{1m} , V_{2m} , V_{3m} ... para as respectivas profundidades Z_1 , Z_2 , Z_3 ...

Essas profundidades serão calculadas através das intercepções $\frac{4}{V_m^2} Z_n^2$ (seus coeficientes lineares)

As velocidades médias assim determinadas, serão utilizadas para as interpretações na região, onde as condições geológicas se assemelham a da área onde foi feita a experiência.

6.4.3.2 - Velocidades médias obtidas experimentalmente em furos de sondagem pioneiros.

É comum existir na região pesquisada um poço pioneiro, geralmente executado para estudos estratigráficos. Torna-se então possível determinar diretamente velocidades médias, ao longo da secção geológica, mediante experiência executada no poço.

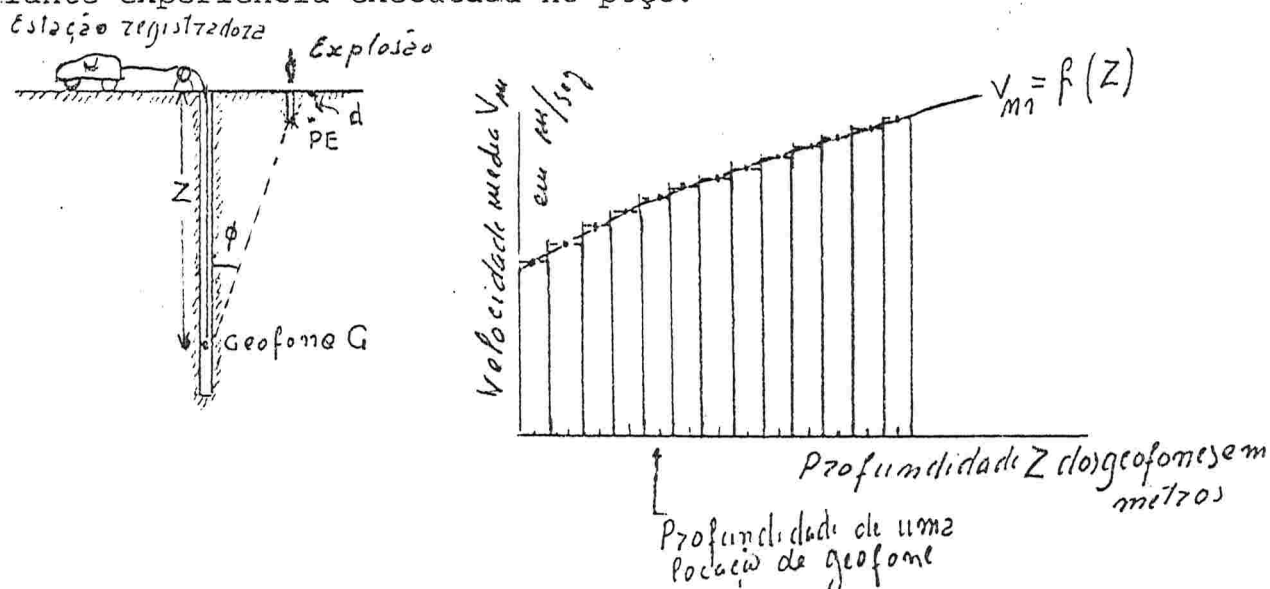


Fig 6.51 - Determinação experimental das velocidades médias V_m ao longo das paredes de um poço pioneiro

Como mostra a figura 6.5.1, a experiência consiste em medir os tempos de chegada, da onda produzida no ponto de explosão PE, ao longo de intervalos de profundidade do poço, mediante geofones baixados no mesmo, e ligados a estação registradora, instalada na superfície.

Na figura 6.51 tem-se : Distância do ponto de explosão (PE) até a posição do geofone locado no ponto G .

$$(PE), G = V_m Z \cdot t_{\text{chegada}}$$

$$(PE), G = \frac{Z - d}{\cos \phi} = V_m t \quad \therefore \quad V_m = \frac{1}{t} \cdot \frac{Z - d}{\cos \phi}$$

Locando-se em ordenadas as velocidade médias V_m assim calculadas e em abcissas, os respectivos valores das profundidades Z das posições dos geofones, obtém-se uma curva $V_m = f(Z)$, como mostra a figura. Esses valores de V_m , poderão ser aplicados para as respectivas profundidades Z , na região onde as condições geológicas forem semelhantes.

6.4.3.3 - Perfilagem de som ("Soniclog") e sua aplicação para determinar velocidades médias ao longo da secção.

Perfilagem de som ou perfilagem sonora, é um importante método de perfilagem de furo de sonda. Consiste em perfilar velocidades de propagação de ondas sonoras (isto é ondas elásticas longitudinais), ao longo do comprimento do furo de sonda. Entre outras importantes aplicações desse tipo de perfilagem, ela serve também para estimar as velocidades médias, para serem utilizadas em interpretação de sísmica reflexão. Este é o motivo da sua descrição neste capítulo. Fundamenta-se no registro das medidas de tempo, para a onda sonora propagar-se num pequeno intervalo de distância constante, ao longo das paredes do furo.

Quando a sonda sonora é gradativamente levantada do fundo para a boca do furo, os tempos de percurso da onda sonora medidos, são automaticamente registrados num equipamento instalado na superfície. Sendo os tempos de percurso inversamente proporcionais as velocidades de propagação nas formações atravessadas, o equipamento faz a perfilagem das velocidades de propagação.

As velocidades de propagação da formação, dependem das propriedades elásticas da matriz da rocha, da sua porosidade, do fluido contido nos seus poros, e da pressão que a rocha está submetida.

Por esse motivo o perfil sonoro representa diferenciações litológicas com grande fidelidade, sendo um dos melhores métodos de perfilagem, para fins de correlação. ^{destrutiva} Em formações de dureza moderada, e quando a porosidade é baixa, o perfil é muito afetado pelas quantidades do fluido contido, dando por isso boas indicações quanto a porosidade.

Quando é alta a porosidade, o perfil responde melhor à natureza do fluido contido, podendo na pesquisa do petróleo, indicar a saturação em óleo.

Como foi visto no item 5.6.3, ao descrever-se a perfilagem neutron-gama, o perfil sonoro é utilizado juntamente com aquele perfil, para estimativas de resistência dos maciços rochosos, pela sua eficiência para detectar discontinuidades acústicas devidas à fraturamentos.

A fig. 6.52 representa dois tipos de sonda para a perfilagem sonora.



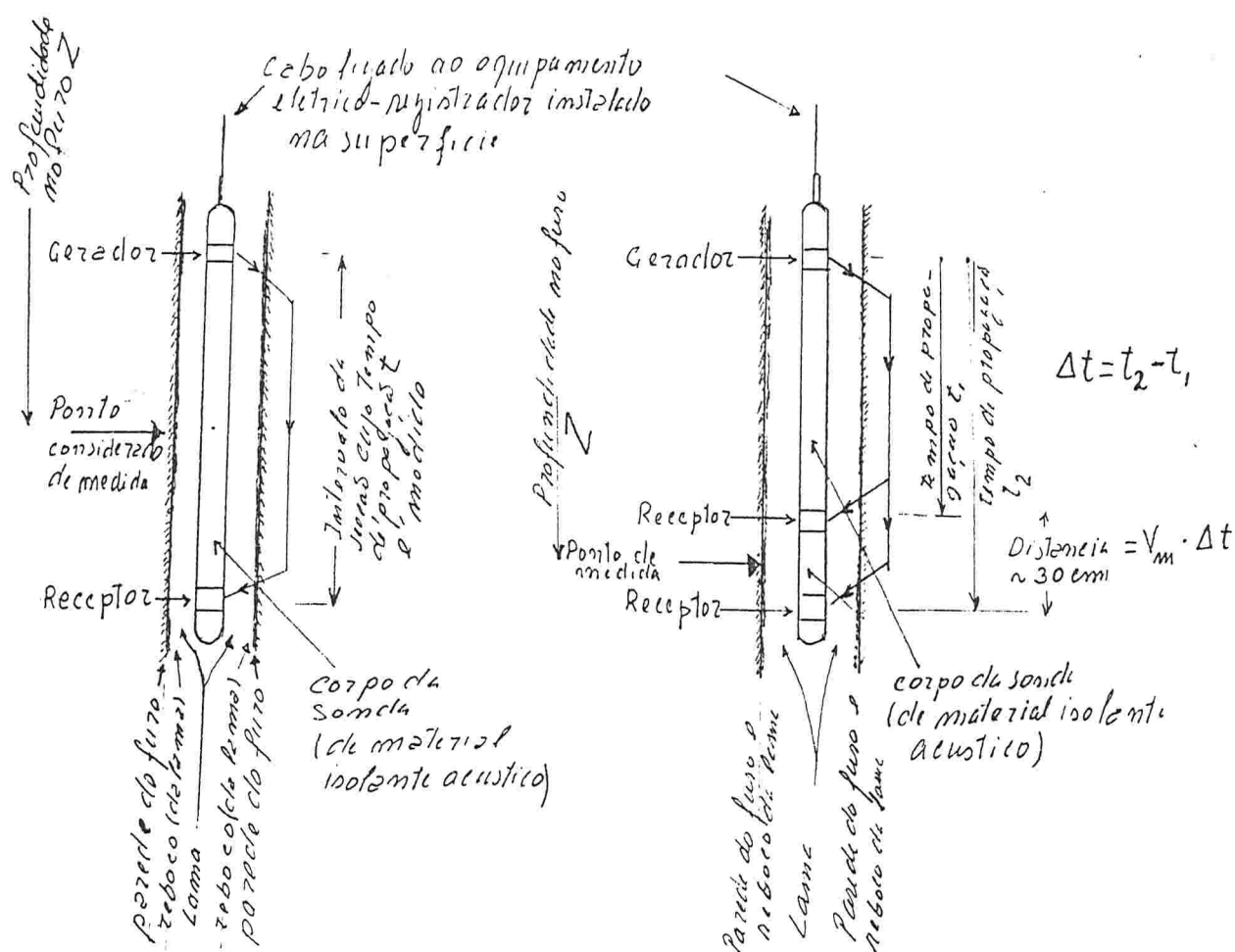


Fig. 6.52 - Sonda para perfuração sonora

A sonda consiste de um gerador de ultra-som, com um ou dois receptores. A estrutura da sonda é de material isolante acústico, impedindo a transmissão do som através do corpo da sonda. Na fig. 6.52 (parte esquerda), mostra o receptor recebendo o impulso acústico (símico), transmitido à cada instante a partir do gerador e através da formação da parede do furo. Na mesma figura (na parte da direita) mostra outro tipo de sonda, na qual dois receptores recebem o impulso emitido pelo gerador. Neste último tipo, a cada impulso sonoro é registrado a diferença de tempo Δt de chegada da onda no primeiro e no segundo receptor. É evidente que no tipo com um receptor (parte esquerda), as medidas de tempo estarão afetadas pelas velocidades de propagação da onda sonora através da lama que enche o furo, e também através do rebôco da mesma lama junto as paredes do furo.

gas
 No tipo com dois receptores por motivo da medida Δt ser o mesmo, cancelam-se os tempos para a onda atravessar a lama e o rebôco da parede. Assim as medidas obtidas de Δt são afetadas unicamente pelas velocidade de propagação na formação.

Nos dois casos mediante a calibração do equipamento, os registros são medidos diretamente em termos de velocidade propagação.

Duas curvas são registradas como mostra a fig. 6.53:

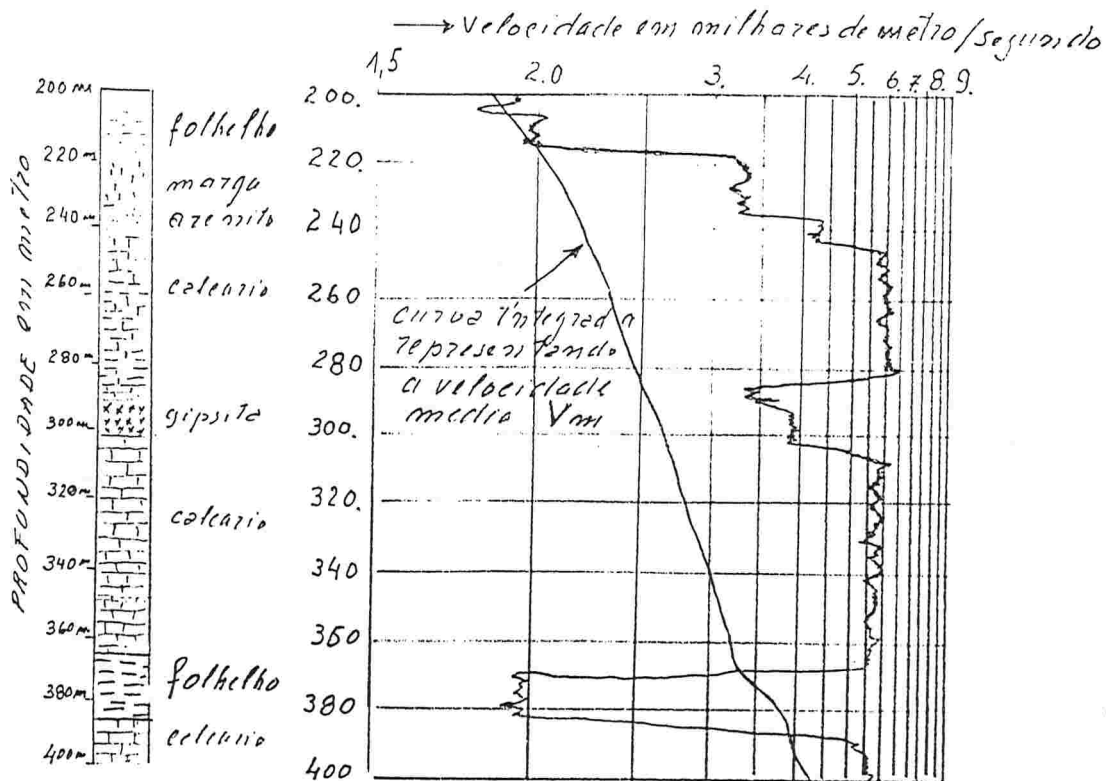


Fig 6.53 Perfilagem pontada

- A primeira curva representa as velocidades de propagação em cada segmento da secção, correspondendo ao ponto medido da secção perfilada.
- A segunda é uma curva integrada representando a velocidade média V_m , da superfície até a profundidade do ponto da medida. Os valores desta última curva, são os valores V_m à serem utilizados nas interpretações de sísmica de reflexão, na região onde as condições geológicas são semelhantes as da secção perfilada.

6.4.4 - Correções estáticas e dinâmicas, aplicadas nas medidas do método sísmico de reflexão.

Nas análises geométricas, feitas nos itens 6.4.1 e 6.4.2 dos tempos de chegada nos geofones das ondas refletidas, os pontos de explosão e de recepção do levantamento sísmico, foram considerados como se estivessem num mesmo plano horizontal sobre o terreno. Na realidade, por efeito do relevo do terreno, e também porque os pontos de explosão geralmente são posicionados no fundo de furos de sonda, esses pontos não estão nivelados. Por esse motivo existem retardos de tempo devidos, as diferenças de percurso das ondas para atingirem receptores mais elevados em relação aos que atingiram os mais baixos; também haverá diferenças de tempos para menos, quando a onda parte do fundo do furo da sonda, em relação ao tempo que a mesma onda gastaria se partisse da boca do furo (na superfície do terreno). Na prática do método, todo o levantamento é referido a um nível ou datum de referência, introduzindo-se correções para mais ou para menos nas medidas de tempo de chegada, de modo a corrigir o efeito dos desnivelamentos referidos. Essas correções

são denominadas correções topográficas ou da elevação do terreno.

Além disso, junto à superfície do terreno e no manto de intemperismo, existem camadas de espessura variável, nas quais a velocidade de propagação da onda é muito baixa.

As ondas ao atravessarem com velocidades baixas essa camada superficial, sofrem diferentes retardos de tempo em cada ponto de chegada.

Para uniformidade de interpretação, se introduz correção nos tempos medidos, de modo a substituir mediante cálculo, essas espessuras variáveis superficiais de baixas velocidades, por material equivalente ao que existe na base do manto de intemperismo, isto é rocha fresca.

Essa correção é denominada correção do manto de intemperismo.

Também por conveniência técnica, muitas vezes o ponto de explosão é posicionado com afastamentos, laterais ou na direção da linha onde estão dispostos os receptores. Isso também introduz diferenças as quais devem ser corrigidas, mediante cálculo, nas medidas obtidas. Essas correções são denominadas correções do afastamento do ponto de explosão.

Embora sejam relativamente simples, os critérios e os procedimentos de cálculo das correções topográfica e do manto de intemperismo, para conveniência da exposição, elas serão abordadas mais adiante nos itens.

Como foi visto no item 6.4.1, existem retardos de tempo num mesmo dispositivo, devidos às diferenças das distâncias horizontais ao ponto de explosão, dos receptores mais próximos em relação aos receptores mais distantes. Esses retardos são denominados como foi referido no item citado, de retardo normal ("normal move out"). Para a compatibilização das medidas dos tempos de chegada nos diversos receptores, os retardos normais, são também corrigidos.

Na prática moderna de sísmica de reflexão, todas essas correções são introduzidas mediante técnicas de computação, nos processamentos das fitas magnéticas onde são registrados os eventos de reflexão.

As correções topográfica e das variações de espessura do manto de intemperismo, e também as dos afastamentos dos pontos de explosão, são denominados em conjunto, na prática moderna de sísmica de reflexão, de correções estáticas. As correções de retardo normal ("normal move out"), são denominadas correções dinâmicas. Correções estáticas imperfeitas, particularmente as devidas as variações superficiais de camadas com baixa velocidade, tornam-se relativamente muito sensíveis, nos levantamentos modernos de sísmica de alta resolução para pesquisa de carvão, constituindo-se um dos principais problemas para a eficiência do método (ver as correções das mesmas. { Ref.

6.4.5. Disposição ("lay out") de campo, dos pontos de explosão e dos pontos de recepção no método sísmico de reflexão.

6.4.5.1 - Base sísmica "convencional" e perfil de tiro

A disposição elementar mais simples utilizada desde os primórdios da aplicação do método, é a denominada "Convencional" ("split-dip shooting"), que pode ser traduzida por base sísmica convencional.

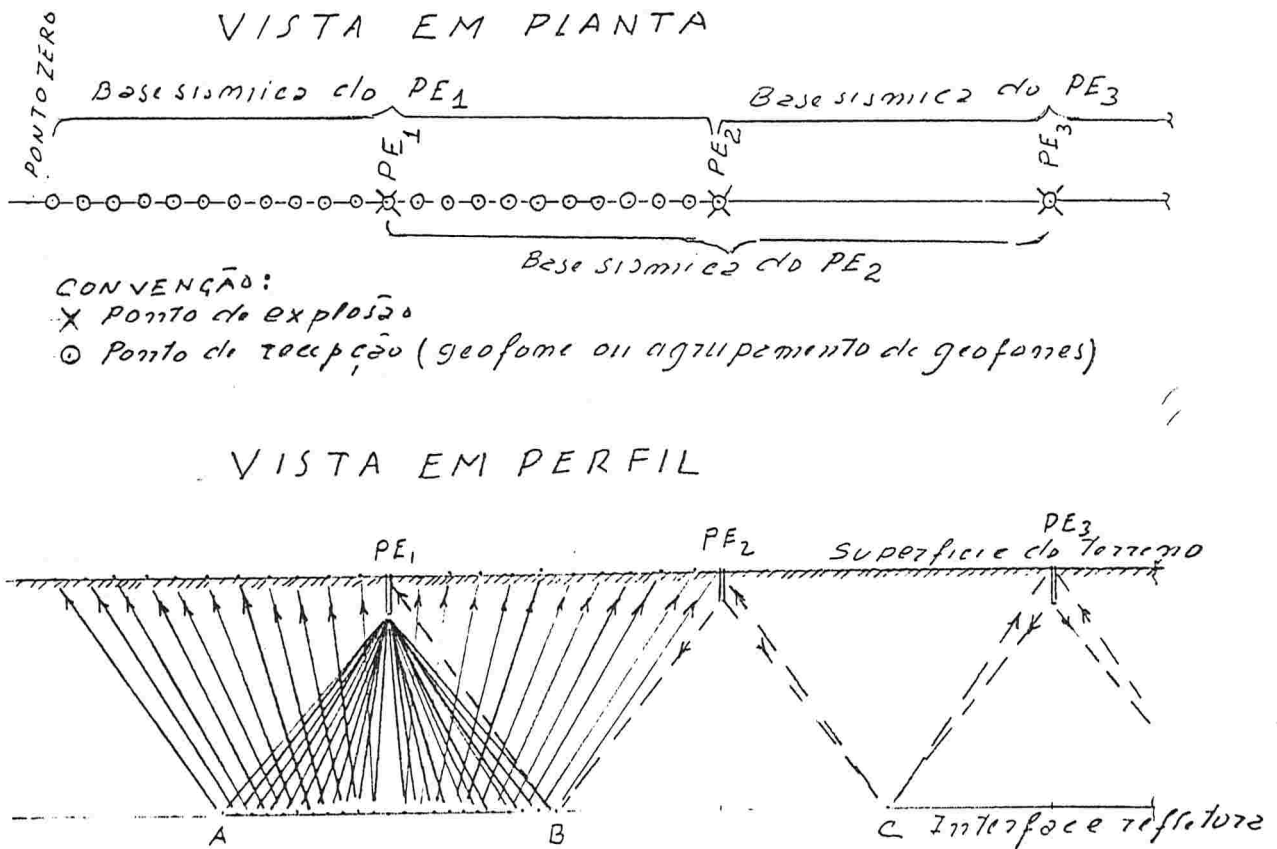


Fig 6.54 - Perfil de tiro com recobrimento contínuo, constituído por bases sísmicas "convencionais".

Conforme mostra a fig. 6.54 cada base sísmica é constituída por um ponto de explosão, centrado entre os pontos de recepção, os quais são alinhados e dispostos simetricamente de um e outro lado do ponto de explosão. Cada base sísmica estende-se por cerca de 800m. De cada lado do ponto de explosão, cobrindo segmentos de 400 m, distribuem-se 12 receptores, espaçados entre si de cerca de 33m.

- Perfil de tiro contínuo

A rotina usual do levantamento consiste em levantar perfil. Num perfil contínuo de sísmica de reflexão, os pontos de explosão estão aproximadamente alinhados, com espaçamento de cerca de 400m.

Na operação são detonados sucessivamente na seqüência mostrada pela fig. 6.54, os pontos de explosão PE_1 , PE_2 , PE_3 etc.

Quando da detonação do PE_1 , os receptores locados entre o ponto zero e o ponto PE_2 estão ligados a estação registradora, cobrindo o segmento \overline{AB} na interface refletora. Quando da detonação do PE_2 , os geofones anteriormente instalados entre os pontos zero e PE_1 , são transferidos para o espaço entre PE_2 e PE_3 .

Nesse segundo tiro as incidências na interface, cobrem o segmento BC da mesma. Assim sucessivamente.

Observe-se que nessa forma de operação, os pontos extremos A, B, C , etc. são "amostrados" duas vezes, enquanto que os demais pontos intermediários da interface refletora, são "amostrados" uma única vez.

A fig. 6.36 do item 6.3.12 representa um perfil contínuo cortando um plano de falha. A fig. 6.37 do item 6.3.12 mostra a correlação obtida com bases sísmicas convencionais, constituídas de um perfil contínuo, revelando uma discordância angular.

- Perfil de tiro descontínuo

Na disposição do perfil contínuo haviam pontos coincidentes entre as sucessivas bases sísmicas, e recobrimento duplicado dos extremos das segmentos levantados na interface refletora.

Em áreas onde ha uniformidade estrutural, aliada à boas qualidades refletoras, torna-se possível levantamento de perfis, mediante bases sísmicas com espaçamento entre elas, resultando em economia na perfuração, de explosivos e na operação.

6.4.5.2 - Perfil de tiro com recobrimento múltiplo

O dispositivo simples de base sísmica e os perfis, como vistos no item anterior, somente justificam os adjetivos de convencionais, quando referidos as rotinas dos primórdios do desenvolvimento de método sísmico de reflexão.

Na realidade, a rotina atual de levantamento de perfis, consiste na aplicação de dispositivos mais sofisticados, conhecidos como de "common - dept - point" ou "roll-along shooting", que podem ser traduzidos por perfil com múltiplos recobrimentos.

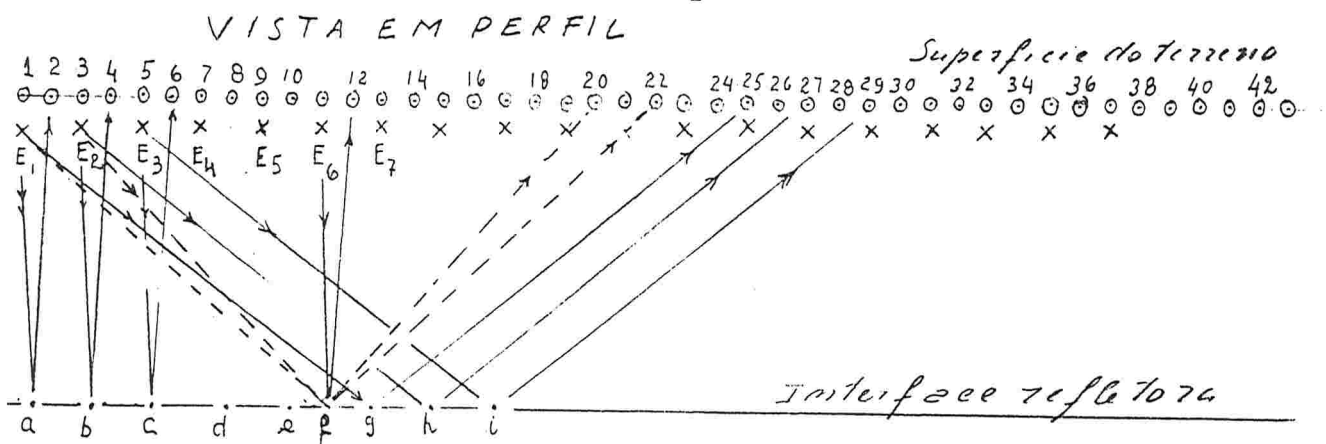


Fig 6.55. Perfil de tiro com múltiplo recobrimento

A fig. 6.55 representa uma versão simples dessa disposição.

Os receptores de números 2 a 25 (constituídos cada um deles por agrupamentos de geofones centrados nesses pontos), são ligados aos amplificadores de impulso da estação registradora.

Supondo-se que a interface refletora seja horizontal, quando for detonado o tiro E1, haverá um recobrimento na interface, nos pontos anotadas com a até g. A seguir são ligados à estação registradora os receptores (ou grupos de geofones) de números 4 a 27, e detonado o tiro E2. Esse tiro produzirá um novo cobrimento em subsuperfície (na interface), dos pontos b até h. São ligados então os receptores de números 6 a 29, detonado o tiro E3, produzindo o cobrimento dos pontos c até i. Nessa forma, o procedimento segue ao longo do perfil.

Observe-se que o ponto refletor da energia produzida pelo tiro E1, recebida no receptor nº 22, é o ponto f da interface. Esse ponto f é também o refletor na interface, da energia produzida no ponto E2, registrado no receptor (canal) nº 20. Ele também é o ponto refletor para a energia do tiro E3 registrado no receptor 18. O mesmo acontecendo com a energia do tiro E4 recebida no ponto 16 do tiro E5, no receptor 14; do tiro E6 recebida no receptor 12.

Ao serem processadas as fitas gravadas, é feita a correção dinâmica (isto é removido o retardo normal ou o "normal move out") e também as correções estáticas (isto é, as correções de elevação, do manto de intemperismo e de afastamento). Ao mesmo tempo os diferentes registros são computados juntos. O resultado do processamento, faz com que o ponto f da interface refletora seja "amostrado" seis vezes, dizendo-se que houve recobrimento de 600%.

Num caso em que um evento registrado fosse produzido por ruído, sua ocorrência seria aleatória, e como tal, tenderia a se anular no processamento das múltiplas "amostragens" do mesmo ponto.

Por outro lado o evento registrado não sendo aleatório, como por exemplo sendo devido à uma reflexão simples, o processamento levará à sua acentuação (somando-se os impulsos das múltiplas "amostragens") Nessas condições a resolução do método torna-se muito acurada.

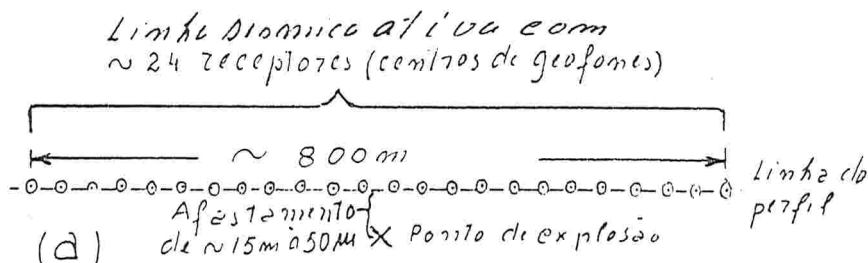
Nas técnicas das aplicações de sísmica de reflexão com alta resolução, são obtidas multiplicação de recobrimento por 12 até 24, em lugar de 6 vezes como no caso simples explicado.

Conforme Ref. Bentes, M. et al 1981, em um projeto da CPRM no RS, para pesquisa de carvão, os avanços para cada explosão, e a separação entre os receptores eram de 10 metros, obtendo-se coberturas de 1200% (ou de 12 vezes).

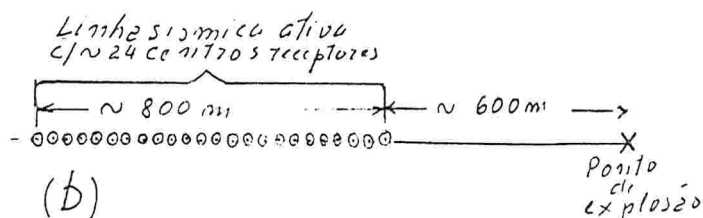
Nesse projeto foi executado um total de 100 Km de linhas levantadas, tendo sido possível individualizar camadas de carvão com espessuras de 2,0 m. à 0,50m, à cerca de 200m de profundidade, detectando-se desníveis produzidos por falhamento na camada, com 2,5m de rejeito vertical.

6.4.5.3 - Posicionamento do ponto de explosão em relação aos centros de recepção.

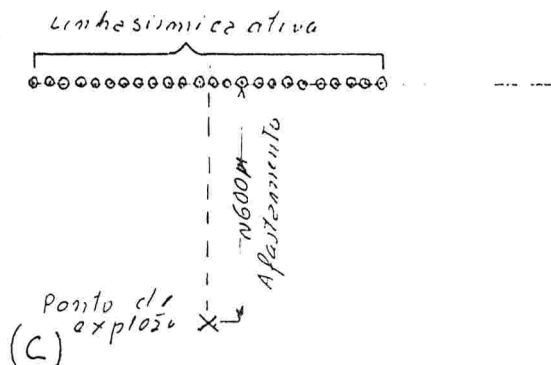
Na disposição da base sísmica convencional vista no item 6.4.5.1, normalmente o ponto de explosão esta centrado, tendo 12 à 13 pontos receptores de cada lado. Entretanto se o ponto de explosão estiver muito próximo dos geofones instalados nos pontos vizinhos, ocorre grande produção de "ruídos" ou distúrbios que vão prejudicar os registros. Para minimizar essa inconveniência, é comum deslocar o ponto de explosão lateralmente à linha do perfil, à uma distância de 15m à 50m, como mostra a figura 6.56a .



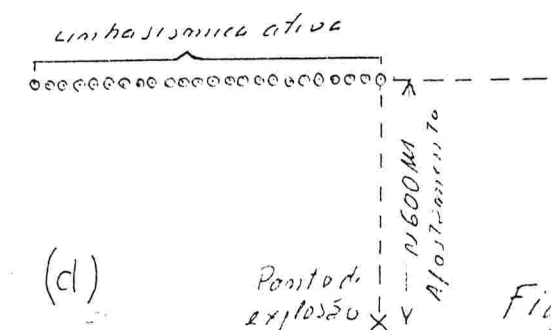
Em regiões onde ocorre grande geração de ruídos devido geração de ondas superficiais na explosão, é usado afastar o ponto de explosão, por cerca de 600m da extremidade da linha sísmica ativa (fig. 6.56b).



Essa disposição é denominada "In line offset spread"



Nas mesmas condições o afastamento poderá ser lateralmente no centro da linha sísmica ativa, denominando-se "broad side T-Spread" (fig. 6.56c);



Também poderá ser lateralmente na extremidade da linha sísmica denominando-se "broad side L. Spread" (fig. 6.56d)

Fig 6.56

No projeto de pesquisa para carvão CPRM-Iruí - Butia RS, referido anteriormente (Ref. Bentes, M. et al 1981), a disposição utilizada era conforme mostra a fig. 6.57 .

Linha do perfil de sísmica de reflexão

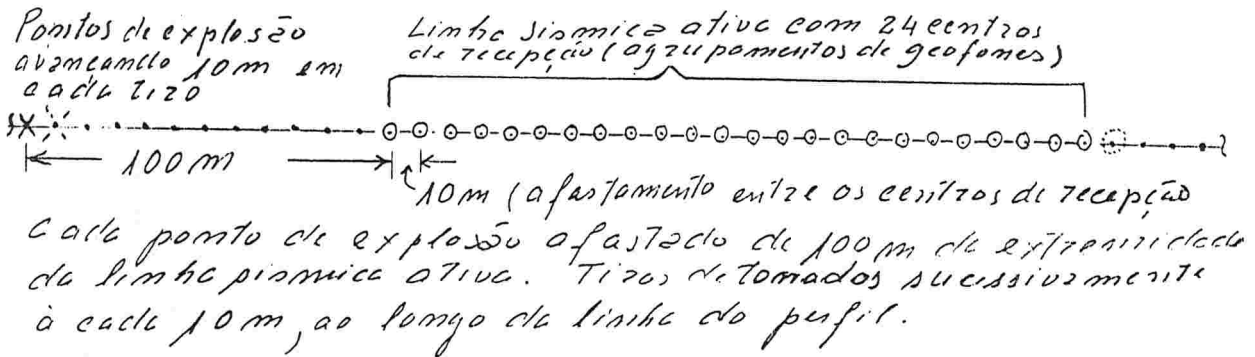


Fig 6.57 - Vista em planta da linha do perfil de tiro, com múltiplo recobrimento de 120%

As cargas eram posicionadas no fundo de furos perfurados à trado ou com sonda rotativa, no caso de muita dificuldade.

As cargas eram posicionadas na base do manto de intemperismo, no fundo de furos perfurados com sonda rotativa em alguns casos, ou à trado manual, em outros casos.

Muitas vezes são usadas duas linhas sísmicas dispostas perpendicularmente entre si, com o ponto de explosão próximo a intercepção das mesmas. Essa disposição favorece a obtenção de informações tridimensionais com respeito aos mergulhos da estrutura. Essa disposição é conhecida pelo nome de "cross spread".

6.5. = Método sísmico de refração. Análise dos tempos de chegada em sísmica de refração. Fundamentos de interpretação e da operação.

6.5.1 Refração numa interface plana e horizontal; diagrama tempo - distância (T-D)

Consideremos o caso mais simples de uma onda longitudinal atravessando, com velocidade V_1 , uma camada superficial e homogênea, e que incida com o ângulo crítico i_c numa interface plana horizontal, com uma camada subjacente, cuja velocidade de propagação seja $V_2 = V_r$; e ainda que $V_2 > V_1$.

A onda sofrerá uma refração de 90° na interface, e continuará se propagando com a velocidade V_2 paralelamente a interface e logo abaixo da mesma.

Conforme as expressões [6.5] e [6.12] vistas no item 6.3.13, tem-se:

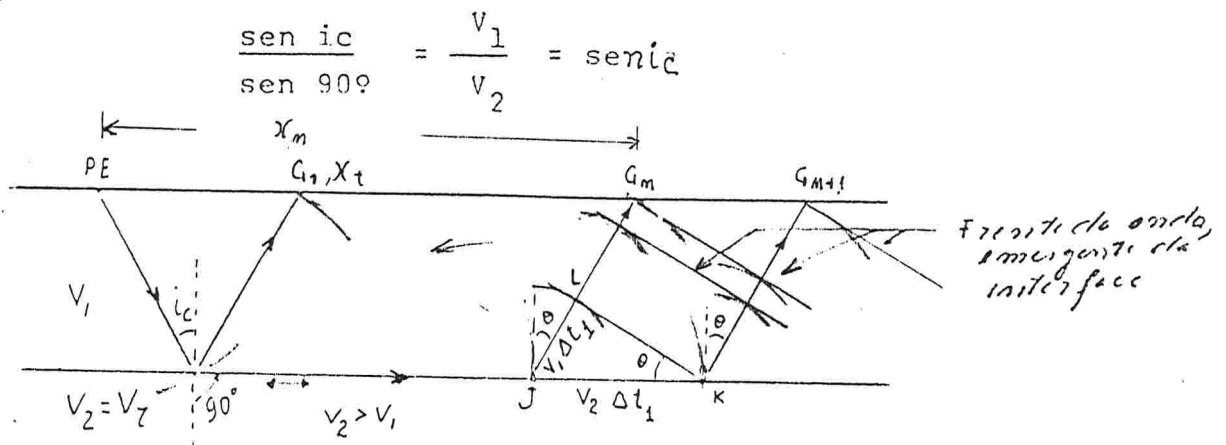


Fig 6.58

A onda refratada produzirá movimento oscilatório nas partículas da camada inferior, junto a interface e logo abaixo da mesma.

Não havendo deslocamentos relativos entre as duas camadas, as partículas da camada logo acima da interface, também oscilam em fase, com a oscilação que ocorre na camada subjacente.

Após um tempo t_1 a onda refratada atinge um ponto J na interface. Esse ponto, da mesma maneira como qualquer ponto da interface atingido pela onda refratada, se tornará um centro de propagação do distúrbio sísmico para todas as direções do espaço.

Desse modo no intervalo de tempo Δt_1 seguinte, uma onda longitudinal com velocidade V_1 terá emergido do ponto J , e atingido o

ponto \underline{L} na camada sobrejacente, à uma distância $v_1 \Delta t_1$, do ponto \underline{J} . Nesse mesmo intervalo de tempo Δt_1 , a onda refratada com a velocidade v_2 terá percorrido uma distância maior $v_2 \Delta t_1$ ao longo da interface, e atingido o ponto \underline{K} na mesma. A reta que une os pontos \underline{K} e \underline{L} será uma frente de onda que se desloca no sentido da superfície do terreno, emergindo da interface. Essa onda emergente da interface, atingirá sucessivamente os pontos $G_n, G_{n+1}, G_{n+2}, \dots$ onde estão os centros receptores (geofones), na superfície do terreno. O "raio" dessa onda emergente, fará um ângulo θ com a normal à interface.

De acordo com a construção de Huygen, na fig. 6.58, tem-se $\text{sen } \theta = \frac{v_1 \Delta t_1}{v_2 \Delta t_1} = \frac{v_1}{v_2}$; a qual comparada com [6.11] $\text{sen } i_c = \frac{v_1}{v_2}$ demonstra que $\theta = i_c$.

No método sísmico de refração denomina-se onda útil refratada, a onda que partindo do ponto de explosão na superfície do terreno incide com ângulo crítico i_c na interface refratada, segue ao longo da mesma, e retorna à superfície para atingir os geofones, emergindo da interface refratada com ângulo de emergência igual a i_c .

Na fig. 6.58 ela será a onda que percorre os caminhos (PE), I, K, G_{n+1} , ou (PE), I, J, G_n ou ainda (PE), I, G_1 . Neste último caso, ela coincide com a onda refletida que incide no ponto I, e retorna à superfície no ponto G_1 .

Entre os pontos (PE) e G_1 , isto é até à uma distância X_t , do ponto de explosão, não chegará onda refratada à superfície do terreno.

Diagrama tempo-distância

A fig. 6.59C, representa o mesmo caso de refração numa interface plana horizontal vista no item anterior. Os pontos de explosão E, e de recepção (centros de equipamento de geofones G_1, G_2, \dots, G_n) estão alinhados, na superfície do terreno, o qual é horizontal.

Foi demonstrado no item 6.4.1, que:

Ào ser detonado o tiro no ponto E, segue uma onda direta junto a superfície do terreno, cuja expressão representada no diagrama T-D é $t = \frac{1}{v_1} x$; conforme a expressão [6.13] (ver figs. 6.45 e 6.59) direta.

- Uma onda refletida na interface, retorna à superfície atingindo os geofones, a qual de acordo com a expressão [6.14] é a função $t_{\text{refletida}} = \frac{1}{v_1} \sqrt{x^2 + 4z^2}$.

Essa função é um dos ramos de uma hipérbole equilátera, cujo centro é o ponto E, e cujas assíntotas expressas por $t = \frac{1}{v_1} (x)$, coincidem com a função tempo-distância da onda direta.

(Ver figs. 6.45 e 6.59)

Diagrama Tempo-distância

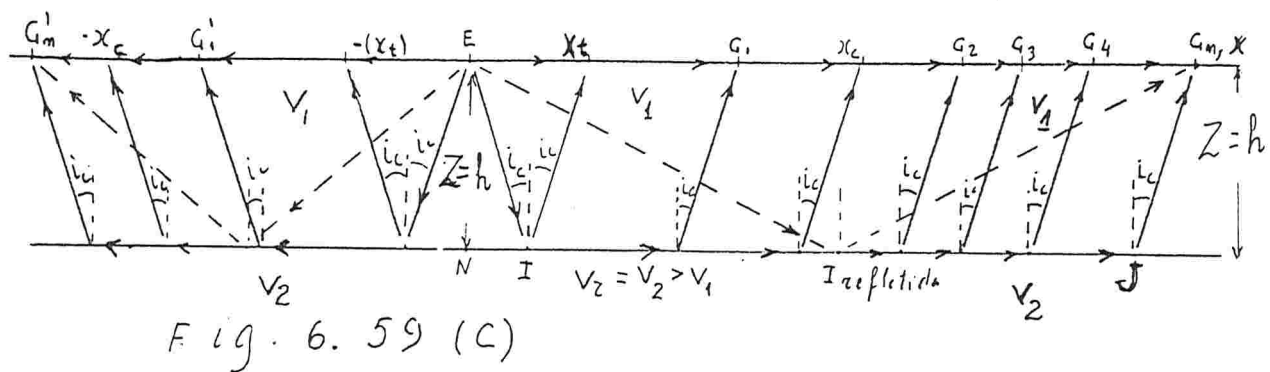
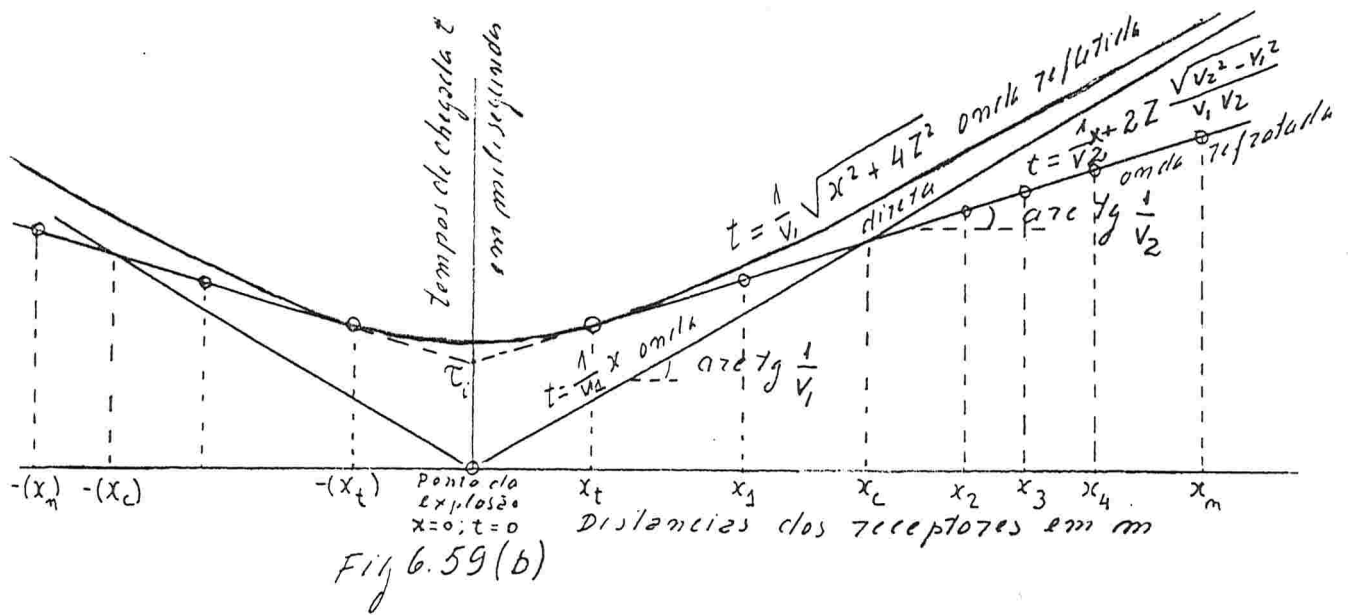
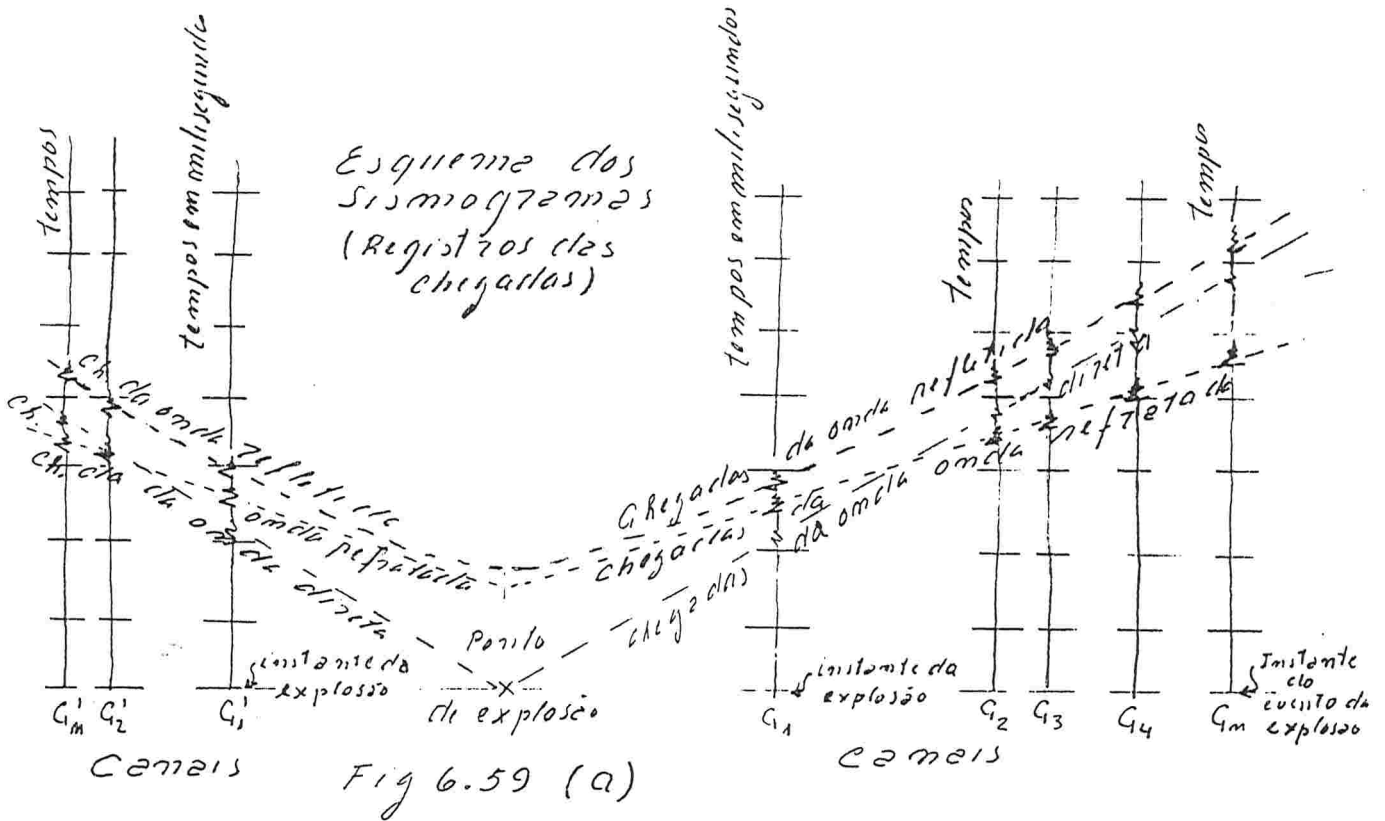


Diagrama tempo-distância das ondas refletida e refratada, numa interface plana e horizontal, e da onda direta junto a superfície do terreno.

Além da onda direta e da onda refletida, uma onda refratada parte do ponto de explosão E, e também atinge um receptor (geofone) G_n , na superfície do terreno. (Ver fig. 6.59C). Ela percorre o segmento \overline{EI} , com velocidade V_1 , o segmento \overline{IJ} com velocidade $V_r = V_2$ e o segmento $\overline{JG_n}$ com velocidade V_1 .

Então o seu tempo de chegada em um geofone G_n , contado a partir do instante da explosão, será o tempo necessário para percorrer o caminho E, I, G_n , podendo-se escrever:

$$\text{Tempo de chegada em } G_n = t_{\text{refratada}} = \frac{\overline{EI}}{V_1} + \frac{\overline{IJ}}{V_2} + \frac{\overline{JG_n}}{V_1};$$

$$\text{Como } \overline{EI} = \overline{JG_n}$$

$$t_{\text{refratada}} = t = 2 \frac{\overline{EI}}{V_1} + \frac{\overline{IJ}}{V_2}; \text{ Da figura 6.59C, tira-se}$$

$$\overline{EI} = \frac{Z}{\cos i_c}; \quad \overline{IJ} = x - 2 \overline{IN}; \quad \overline{IN} = Z \operatorname{tg} i_c; \quad \overline{IJ} = x - 2 Z \operatorname{tg} i_c$$

Substituindo-se.

$$t = 2 \frac{1}{V_1} \cdot \frac{Z}{\cos i_c} + \frac{1}{V_2} \cdot (x - 2 Z \operatorname{tg} i_c)$$

$$t = \frac{2Z}{V_1 \cos i_c} + \frac{x}{V_2} - \frac{2Z}{V_2} \cdot \frac{\operatorname{sen} i_c}{\cos i_c} = \frac{2Z}{\cos i_c} \left(\frac{1}{V_1} - \frac{\operatorname{sen} i_c}{V_2} \right) + \frac{x}{V_2}$$

$$\text{mas, } \cos i_c = \sqrt{1 - \operatorname{sen}^2 i_c}; \quad \operatorname{sen} i_c = \frac{V_1}{V_2} \therefore \cos i_c = \sqrt{1 - \left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2};$$

assim que:

$$t = \frac{2Z}{\sqrt{1 - \left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2}} \left(\frac{1}{V_1} - \frac{V_1}{V_2^2} \right) + \frac{x}{V_2}; \text{ e finalmente}$$

$$t_{\text{refratada}} = \frac{1}{V_2} x + 2Z \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} \quad [6.33 \text{ a}] \quad \text{ou}$$

$$t_{\text{refratada}} = \frac{1}{V_2} x + 2Z \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}} \quad [6.33 \text{ b}]$$

6.33a e 6.33 b, são expressões equivalentes, da função $t = f(x)$, da onda refratada no diagrama T-D.

Essa função é uma reta da forma $Y = AX + B$, onde o coeficiente angular A é $\frac{1}{V_2}$ (declive da reta no diagrama). O coeficiente linear B é:

$$\tau_i = 2Z \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} \quad [6.34]$$

τ_i , denominado tempo de intercepção, é um importante parâmetro utilizado nas interpretações do método sísmico de refração.

Comparando-se [6.34] com [6.33a] tem-se $t_{\text{chegada}} = \frac{1}{V_2}x + \tau_i$ [6.35]

Verifica-se do diagrama tempo-distância:

- A partir da distância $\pm (x_t)$ do ponto de explosão, uma onda refratada atinge os geofones na superfície do terreno; nessa distância o tempo de chegada da mesma, coincide com o tempo de chegada da onda refletida. Esse tempo determina os pontos de tangência das funções tempo-distância da onda refratada, na função tempo-distância da onda refletida, para os dois lados do ponto de explosão.
- Até à uma distância $\pm (x_c)$ denominada distância crítica, a onda direta é a primeira a chegar, precedendo a onda refratada. Após as distâncias críticas $\pm x_c$, a onda refratada passa a ser a primeira a chegar, precedendo a chegada da onda direta; isto por efeito de maior velocidade V_2 , da propagação da onda refratada ao longo da interface refratada, em relação a velocidade V_1 da onda direta, ao longo da superfície do terreno. Por esse motivo a onda refratada é denominada onda P (ou primeira), em sismologias. A onda refletida é sempre a última onda longitudinal a chegar. Por esses motivos é relativamente muito fácil a distinção das ondas refratadas nos registros, enquanto a distinção das ondas refletidas, de modo geral, é difícil. Estas últimas em muitos casos, chegam quasi simultaneamente com outros tipos de onda, inclusive com os "ruídos" produzidos por distúrbios diversos.

Cálculo da profundidade Z do horizonte refletor.

Nessas condições simples, torna-se muito fácil o levantamento a partir do diagrama T-D de um perfil com os pontos de explosão e de recepção alinhados ao longo do terreno. Loca-se em abscissas as distâncias dos geofones ao ponto de explosão, e em ordenadas os respectivos tempos das primeiras chegadas lidos nos registros do sismograma, como mostra a fig. 6.60.

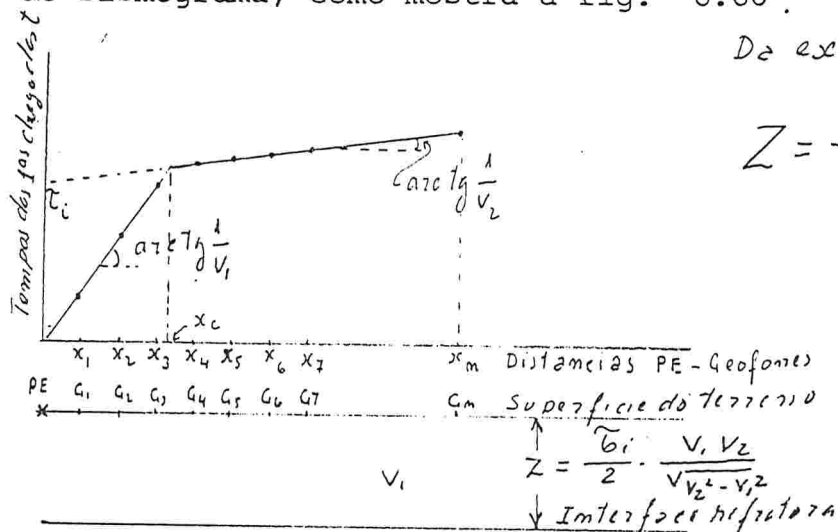


Fig 6.60

Tiro	Geofonos	Pontos no terreno em m	Tempo chegada em seg/1000	
			Tiro I	Tiro II
Tiro I		00,	-	-
G1		50,	036	407
G2		100,	074	396
G3		150,	107	384
G4		200,	142	371
G5		250,	179	360
G6		300,	214	347
G7		350,	250	336
G8		400,	276	323
G9		450,	287	312
G10		500,	300	299
G11		550,	311	288
G12		600,	324	275
G13		650,	335	249
G14		700,	348	215
G15		750,	359	178
G16		800,	372	143
G17		850,	383	107
G18		900,	395	072
G19		950,	408	035
Tiro II		1000,	-	-

Refração numa interface plana horizontal - Exemplo de interpretação:

Examinando os diagramas-tempo-distância dos tiros T1 e T2:

- Um horizonte refrator expresso por segmentos retilíneos nos dois tiros, indica que a interface refratora é plana.

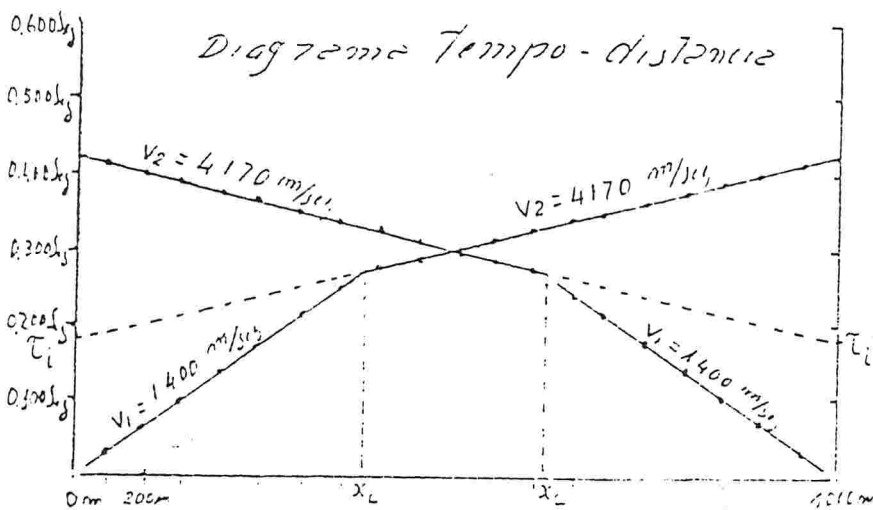
- Igualdade das distâncias-críticas x_c para os dois tiros:

- Igualdade dos declives $\frac{1}{2}$ da função $t=f(x)$ para a v_2 onda refratada nos dois segmentos do perfil:

- Indicam que a interface refratora é horizontal.

Partindo-se dos valores τ_i, v_1, v_2 e x_c medidos diretamente no diagrama T-D, calcula-se:

Dispositivo dos tiros I e II, e dos geofonos (Vista em planta)



$$Z = \frac{\hat{v}_i}{2} \cdot \frac{v_1 \cdot v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \approx 134m$$

ou de [6.38]

$$Z = \frac{x_c}{2} \cdot \frac{v_2 - v_1}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \approx 134m$$

De [6.12]

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2}$$

$$\hat{i}_c \sim 19,61 \text{ graus}$$

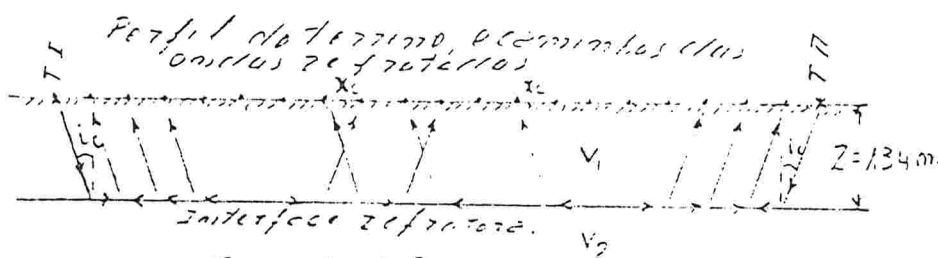


Fig 6.62

6.5.2. - Refração numa sucessão de camadas horizontais

6.5.2.1- Estrutura com sucessivas camadas horizontais e homogêneas, com velocidades crescentes no sentido da profundidade

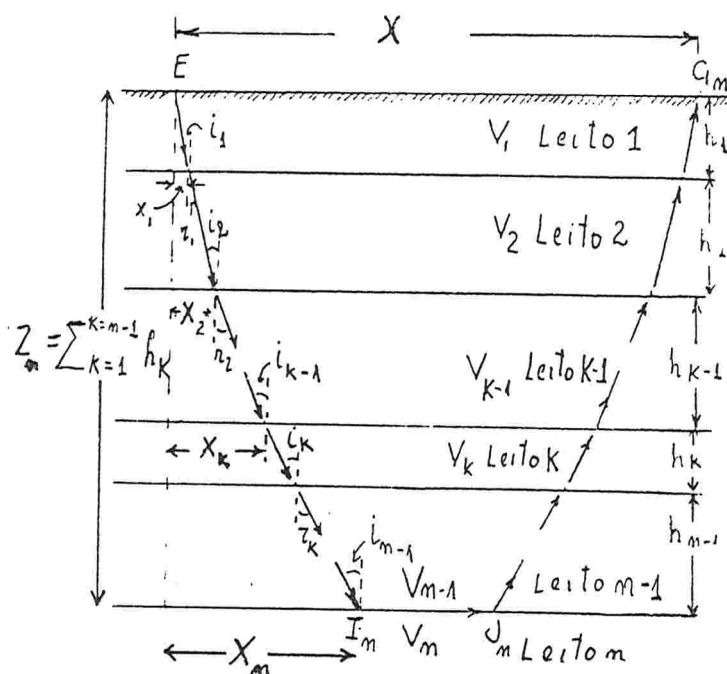


Fig 6.63

Conforme mostra a fig. 6.63, analise mos o percurso de uma onda longitudinal, a qual partindo do ponto de explosão E, na superfície do terreno, se propague atravessando as camadas horizontais e homogêneas, denominadas leito 1, 2, ... K-1, K, ... (n-1); incida na interface entre os leitos (n-1) e n (no ponto I_n), com o ângulo crítico i_c; propague-se ao longo dessa interface; e retorne à superfície para atingir um geofone G_n (atravessando as mesmas camadas sobrejacentes). Se as velocidades de propagação nas respectivas camadas forem v₁, v₂, ... v_{K-1}, v_K, ... v_(n-1) e v_n, tais que

$$v_1 < v_2 < \dots < v_{K-1} < v_K < \dots < v_{n-1} < v_n$$

tem-se com os dados da fig. 6.63, e de acordo com a expressão [6.5]:

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{\sin r_1}{v_2} = \frac{\sin i_2}{v_2} = \frac{\sin r_2}{v_3} = \dots = \frac{\sin i_{n-1}}{v_{n-1}} = \frac{\sin r_{n-1}}{v_n}$$

= $\frac{\sin i_3}{v_3}$, e assim por diante. De onde:

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{\sin i_2}{v_2} = \dots = \frac{\sin i_K}{v_K} = \dots = \frac{\sin i_{(n-1)}}{v_{(n-1)}} = \text{constante } n.$$

Ou também:

$$= \frac{\sin i_K}{v_K} = \frac{\sin i_c}{v_{(n-1)}} = \frac{\sin 90^\circ}{v_n} \text{ ou } p = \frac{\sin i_K}{v_K} = \frac{1}{v_n} ; \text{ assim que:}$$

$$\sin i_K = \frac{v_K}{v_n} \quad [6.39]$$

[6.39] demonstra que o seno da incidência na interface da base de um leito qualquer de ordem K, da onda que se refrata no topo de um leito de ordem n (anotado com $\sin i_K, n$), é igual a razão $\frac{v_K}{v_n}$. Isto é, o quociente da velocidade de propagação nesse leito de ordem K, com a velocidade do leito refrator (de ordem n).

Por exemplo $\sin^2 \theta_n = \frac{v_2}{v_n}$; ou também $\sin^2 \theta = \frac{v_2}{v_1} = 1$

O tempo de percurso da onda refratada no leito de ordem n , que atinge o geofone G_n , será o tempo para percorrer o caminho representado na fig. 6.63F, I_n, J_n, G_n .

Isto é: o tempo t_{E-I_m} para percorrer a poligonal de E até I_m , mais o tempo $t_{I_m J_m}$ para percorrer o segmento $I_m J_m$ ao longo da interface, mais o tempo $t_{J_m G_m}$ para percorrer a poligonal de J_m até G_m . Então o tempo de chegada em G_m , será: $t_{E-G_m} = t_{E-I_m} + t_{I_m J_m} + t_{J_m G_m}$ ou $t = t_{E-G_m} = 2 t_{E-I_m} + t_{I_m J_m}$ (a)

com os dados da fig. 6.63 tem-se:

$$t_{E-I_m} = \sum_{k=1}^{k=m-1} \frac{h_k}{\cos i_k} \cdot \frac{1}{v_k}$$

$$t_{I_m J_m} = \frac{1}{v_m} \cdot \overline{I_m J_m}; \quad \overline{I_m J_m} = x - 2X_m$$

$$X_m = h_1 \operatorname{tg} i_1 + h_2 \operatorname{tg} i_2 + \dots + h_k \operatorname{tg} i_k + \dots + h_{m-1} \operatorname{tg} i_{m-1}$$

$$X_m = \sum_{k=1}^{k=m-1} h_k \operatorname{tg} i_k; \quad \text{assim que } \overline{I_m J_m} = x - 2 \sum_{k=1}^{k=m-1} h_k \operatorname{tg} i_k$$

$$\text{e } t_{I_m J_m} = \frac{1}{v_m} \left(x - 2 \sum_{k=1}^{k=m-1} h_k \operatorname{tg} i_k \right)$$

Substituindo em (a)

$$t = 2 \sum_{k=1}^{k=m-1} \frac{h_k}{\cos i_k} \cdot \frac{1}{v_k} + \frac{1}{v_m} \left(x - 2 \sum_{k=1}^{k=m-1} h_k \operatorname{tg} i_k \right); \text{ ou}$$

$$t = \frac{x}{v_m} + 2 \sum_{k=1}^{k=m-1} h_k \left(\frac{1}{v_k \cos i_k} - \frac{\operatorname{tg} i_k}{v_m} \right);$$

Mas $\operatorname{tg} i_k = \frac{\sin i_k}{\cos i_k}$; e conforme [6.39] $v_m = \frac{v_k}{\sin i_k}$

Substituindo-se e simplificando chega-se à:

$$t = \frac{x}{v_m} + 2 \sum_{k=1}^{k=m-1} h_k \frac{\cos i_k}{v_k} \quad [6.40a]$$

[6.40a] é a função tempo-distância para o horizonte refrator de ordem n . Essa função é uma equação de uma reta da forma $Y = AX + B$, cujo coeficiente angular A é $\frac{1}{V_n}$, e o coeficiente linear $B = 2 \sum_{K=1}^{K=n-1} \frac{h_K \cos i_K}{V_K}$

Desse modo o horizonte n refrator de ordem n é expresso, no diagrama tempo-distância, por um segmento de reta cujo declive é $\frac{1}{V_n}$. O coeficiente linear (tempo de intercepção τ_i) depende das espessuras h_K (para $K = 1$ até $K = n - 1$) das camadas sobrejacentes, e ainda das respectivas velocidades V_K dessas camadas.

Separando o último termo, a expressão [6.40a] pode ser escrita sob a forma:

$$t = \frac{x}{V_m} + 2 \sum_{K=1}^{K=m-2} h_K \frac{\cos i_K}{V_K} + 2 h_{m-1} \frac{\cos i_{m-1}}{V_{m-1}} \quad [6.40b]$$

Resolvendo-se para h_{n-1} = espessura do leito sobrejacente à interface refratora:

$$h_{n-1} = \frac{V_{n-1}}{\cos i_{n-1}} \left[\frac{1}{2} \left(t - \frac{x}{V_n} \right) - \sum_{K=1}^{K=n-2} h_K \frac{\cos i_K}{V_K} \right]$$

Da fig. 6.64, tem-se: $\tau_{in} = t - \frac{x}{V_n}$ [6.41]

Expressão análoga à [6.37]

Substituindo-se acima chega-se finalmente à [6.42a].

[6.42a] é a expressão da espessura h_{n-1} do leito de ordem $(n-1)$ imediatamente acima da interface refratora, e no topo do leito de ordem n .

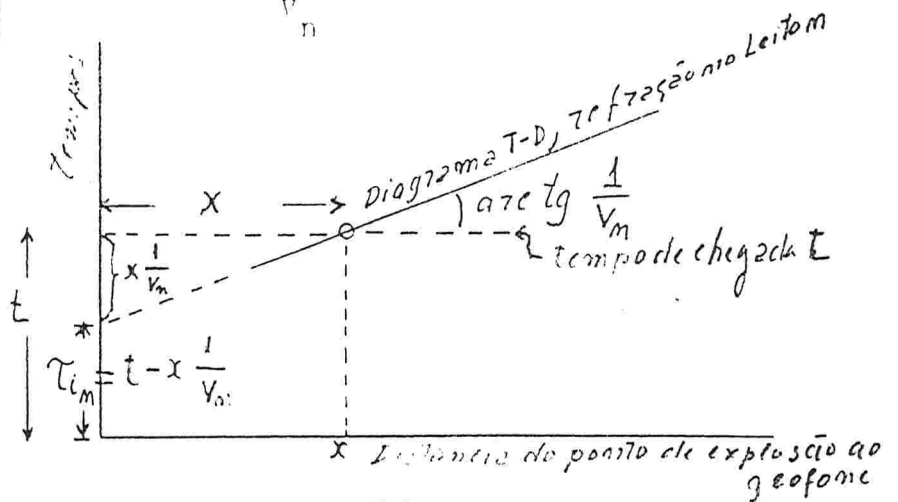


Fig 6.64

Como mostra a fig. 6.65, nas condições do problema considerado, haverá refrações em todas as interfaces dos leitos sobrejacentes, as quais seriam expressas no diagrama tempo-distância por segmentos retilíneos.

$$h_{m-1} = \frac{V_{m-1}}{\cos i_{m-1}} \left[\frac{1}{2} \tau_{i_m} - \sum_{K=1}^{K=m-2} h_K \frac{\cos i_K}{V_K} \right] \quad [6.42a]$$

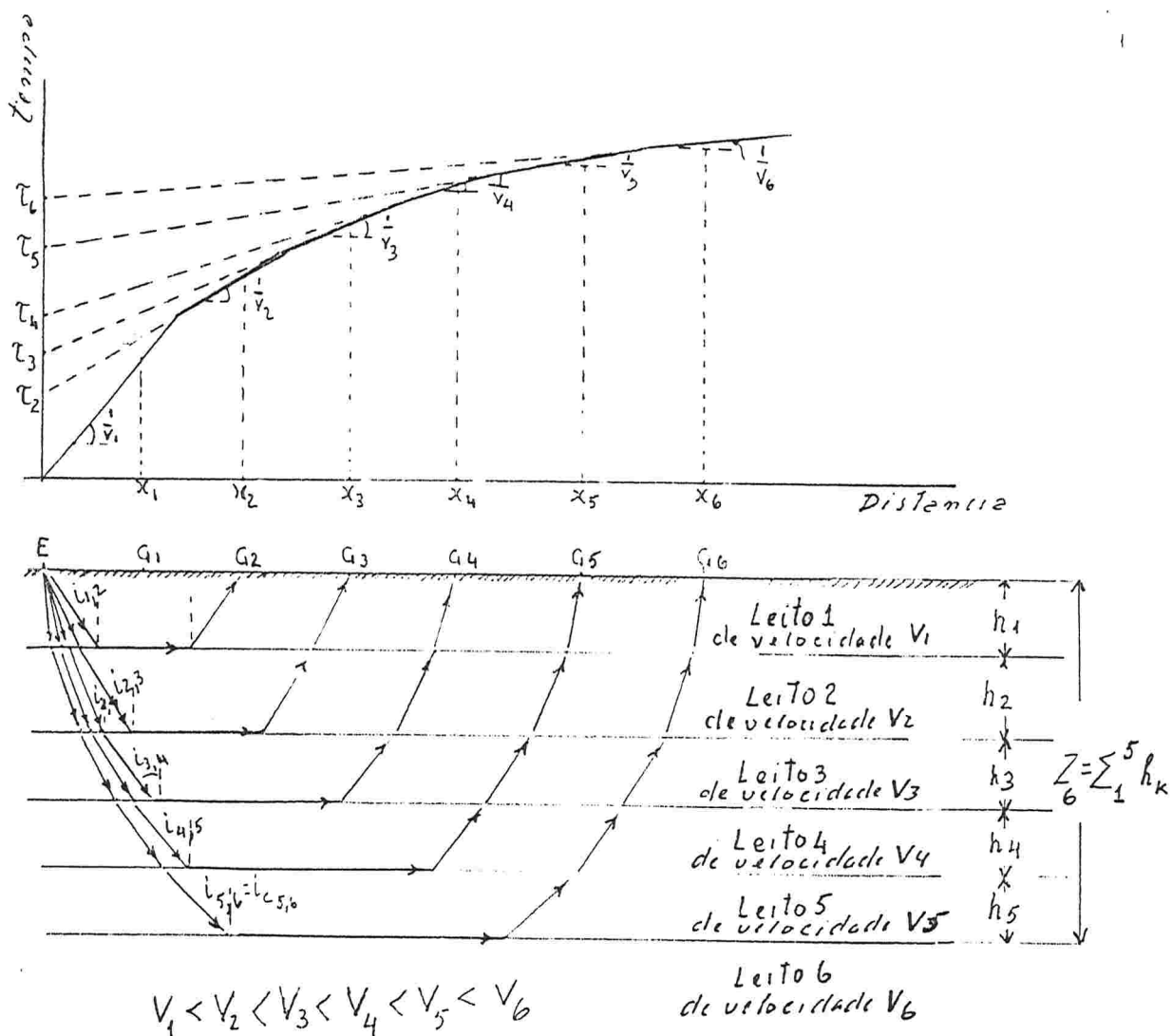


Fig 6.65

Para a solução desse tipo de problema é utilizada a expressão [6.42a] a qual para maior clareza será anotada sob a forma equivalente

onde:

$$h_{m-1} = \frac{V(m-1)}{\cos i_{c(m-1),m}} \left[\frac{1}{2} \tau_{i,m} - \sum_{K=1}^{K=m-2} h_K \frac{\cos i_{K,m}}{V_K} \right] \quad [6.42 b]$$

h_{n-1} = espessura do leito (n-1) imediatamente acima da respectiva interface refratora (no topo do leito de ordem n)

h_K = espessura de cada um dos leitos sobrejacentes ao leito de ordem (n-1); para $K=1$ até $K= n-2$

$V_{(n-1)}$ = velocidade de propagação da onda no leito de ordem (n-1): imediatamente acima da interface refratora; em cada caso, no topo do leito refrator de ordem n

$\cos i_c^{(n-1),n}$ = coseno do angulo crítico na interface refratora, em cada caso.

V_K = Velocidades em cada um dos leitos sobrejacentes de ordem K (para $K= 1$ até $K=2$), de onda que se refrata em cada caso, no topo do leito de ordem n.

$\cos i_{K,m}$ = coseno do ângulo de incidência na base de cada leito de ordem K - (para $K= 1$ até $K= n-2$): nas interfaces separando os leitos superiores ao leito (n-1). Incidência da onda que se refrata na interface dos leitos (m-1) e m.

τ_{i_n} = Tempo de intercepção para cada uma das interfaces refratoras, as quais são expressas no diagrama tempo-distância por segmentos retilíneos.

Mas, por simples trigonometria:

$$\cos i_{k,n} = \sqrt{1 - \frac{v_k^2}{v_m^2}} \quad , \text{ e conforme [6.39]} \quad \text{sen } i_{k,m} = \frac{v_k}{v_m}$$

$$\cos i_{c_{n-1},n} = \sqrt{1 - \frac{v_{m-1}^2}{v_m^2}} \quad , \text{ e conforme [6.12]} \quad \text{sen } i_{c_{m-1},m} = \frac{v_{m-1}}{v_m}$$

Assim que

$$\cos i_{k,n} = \sqrt{1 - \frac{v_k^2}{v_m^2}} = \frac{\sqrt{v_m^2 - v_k^2}}{v_m}$$

$$\cos i_{c,n} = \sqrt{1 - \frac{v_{m-1}^2}{v_m^2}} = \frac{\sqrt{v_m^2 - v_{m-1}^2}}{v_m}$$

Substituindo em [6.42b], chega-se a

$$h_{m-1} = \frac{v_m v_{m-1}}{\sqrt{v_m^2 - v_{m-1}^2}} \left[\frac{1}{2} \tau_{i_m} - \sum_{k=1}^{m-2} h_k \frac{\sqrt{v_m^2 - v_k^2}}{v_k v_m} \right] \quad [6.42c]$$

ou estendendo [6.42c]

$$h_{m-1} = \frac{v_m v_{m-1}}{\sqrt{v_m^2 - v_{m-1}^2}} \left[\frac{1}{2} \tau_{i_m} - \left(h_1 \frac{\sqrt{v_m^2 - v_1^2}}{v_1 v_m} + h_2 \frac{\sqrt{v_m^2 - v_2^2}}{v_2 v_m} + \dots + h_{m-2} \frac{\sqrt{v_m^2 - v_{m-2}^2}}{v_{m-2} v_m} \right) \right] \quad [6.42cl]$$

De [6.42c] se poderá estabelecer para os casos particulares.

- Para dois leitões, com uma interface refratora (para $n = 2$ e $n-1 = 1$),

$$h_1 = \frac{v_2 v_1}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \cdot \frac{1}{2} \tau_{i_2} \quad , \text{ chegando-se a mesma expressão [6.36] , anteriormente deduzida no item 6.5.1.}$$

- Para três leitões, com duas interfaces refratoras (para $n = 3$ e $n-1 = 2$),

$$h_2 = \frac{v_3 v_2}{\sqrt{v_3^2 - v_2^2}} \left[\frac{1}{2} \tau_{i_3} - h_1 \frac{\sqrt{v_3^2 - v_1^2}}{v_1 v_3} \right] \quad [6.43]$$

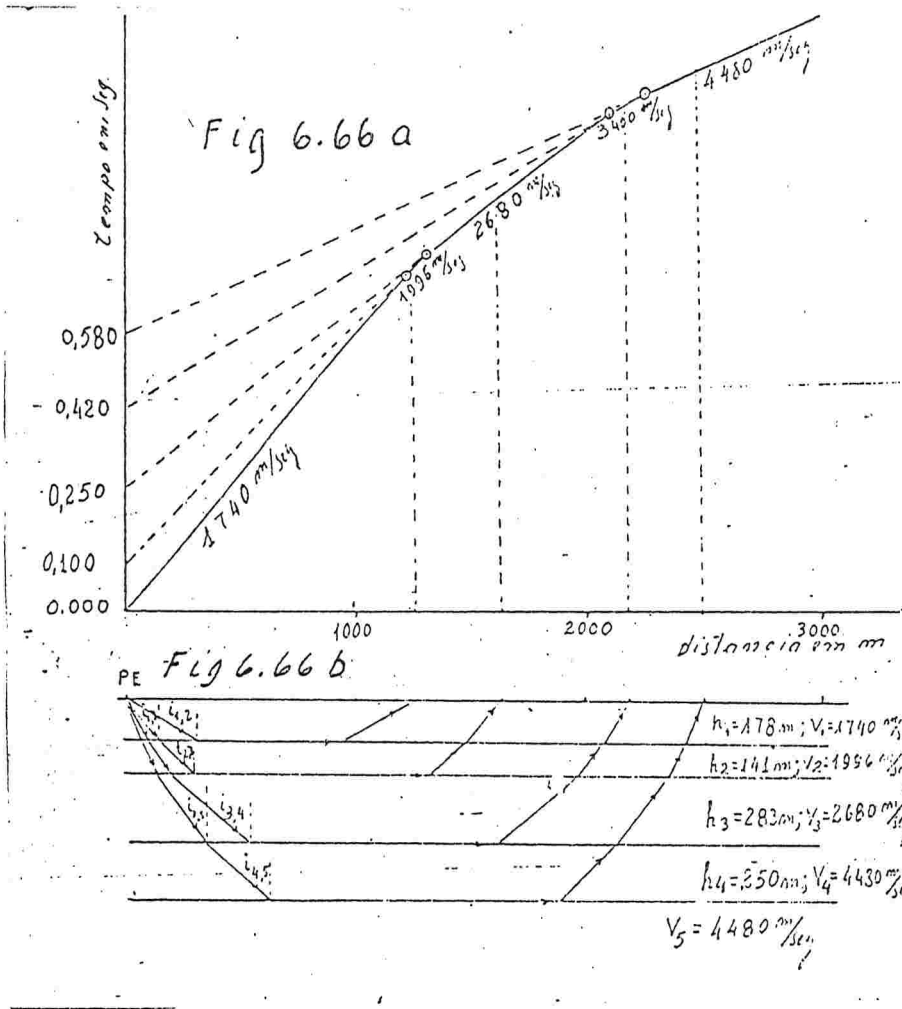
- Para quatro leitões, com três interfaces refratoras (para $n = 4$ e $n-1 = 3$),

$$h_3 = \frac{v_4 v_3}{\sqrt{v_4^2 - v_3^2}} \left[\frac{1}{2} \tau_{i_4} - \left(h_1 \frac{\sqrt{v_4^2 - v_1^2}}{v_1 v_4} + h_2 \frac{\sqrt{v_4^2 - v_2^2}}{v_2 v_4} \right) \right] \quad [6.44]$$

Dessa forma, se poderá estabelecer expressões particulares para o cálculo das espessuras do quarto, quinto, e etc leito, tendo-se sempre para a profundidade do topo do último leito

$$z_n = h_1 + h_2 + \dots + h_{n-1}$$

6.5.2.1 a - Exemplo de interpretação de estrutura com sucessivas camadas horizontais e homogêneas, com velocidades crescentes no sentido da profundidade.



Admitindo-se que as interfaces refratoras expressas no diagrama T-D da fig. 6.66 a, sejam horizontais, tem-se:

- $V_1 = 1740 \text{ m/sec}; \tilde{t}_{i_1} = 0,000 \text{ seg}$
- $V_2 = 1996 \text{ m/sec}; \tilde{t}_{i_2} = 0,100 \text{ seg}$
- $V_3 = 2680 \text{ m/sec}; \tilde{t}_{i_3} = 0,250 \text{ seg}$
- $V_4 = 3400 \text{ m/sec}; \tilde{t}_{i_4} = 0,450 \text{ seg}$
- $V_5 = 4480 \text{ m/sec}; \tilde{t}_{i_5} = 0,580 \text{ seg}$

Conforme [6.36]

$h_1 = 178\text{m}$

Conforme [6.43]

$h_2 = 141\text{m}$

Conforme [6.44] : $h_3 = 283\text{m}$

Conforme [6.42 c] : para $n = 5$ e $n - 1 = 4$

$$h_{m-1} = h_4 = \frac{v_4 v_5}{\sqrt{v_5^2 - v_4^2}} \left[\frac{1}{2} \tilde{t}_{i_5} - \left(h_1 \frac{\sqrt{v_5^2 - v_1^2}}{v_1 v_5} + h_2 \frac{\sqrt{v_5^2 - v_2^2}}{v_2 v_5} + h_3 \frac{\sqrt{v_5^2 - v_3^2}}{v_3 v_5} \right) \right] = 250 \text{ m}$$

Profundidade da quarta interface refratora $Z_4 = h_1 + h_2 + h_3 + h_4 = 852\text{m}$,
Podendo-se desenhar a estrutura, conforme fig. 6.66 b.

Para se reconstituir o caminho das ondas refratadas nas interfaces:

- Cálculo dos ângulos de incidência nas interfaces, conforme [6.39] :

$$i_{c_{1,2}} = i_{1,2} = \arcsen \frac{v_1}{v_2} = 60,6619; i_{1,3} = \arcsen \frac{v_1}{v_3} = ; i_{1,4} = \arcsen \frac{v_1}{v_4}; i_{1,5} = \arcsen \frac{v_1}{v_5}$$

$$i_{c_{2,3}} = i_{2,3} = \arcsen \frac{v_2}{v_3} = 48,1399; i_{2,4} = \arcsen \frac{v_2}{v_4} = 35,9486; i_{2,5} = \arcsen \frac{v_2}{v_5}$$

$$i_{c_{3,4}} = i_{3,4} = \arcsen \frac{v_3}{v_4} = 52,0209; i_{3,5} = \arcsen \frac{v_3}{v_5} = 36,7421$$

$$i_{c_{4,5}} = i_{4,5} = \arcsen \frac{v_4}{v_5} = 49,3698$$

6.5.2.2. - Estrutura com sucessivas camadas horizontais e homogêneas, com intercalação de uma ou mais camadas de velocidades de propagação menores do que da precedente

Na análise da refração no tipo de estrutura com camadas horizontais do item anterior 6.5.2.1, admitiu-se sempre que as velocidades fossem crescentes no sentido da profundidade.

Porém, quando há uma interface na qual a onda sísmica diminua de velocidade ao atravessá-la, ela infletirá ao refratar-se, aproximando-se da normal ao ponto de incidência.

Nessa condição nunca ocorrerá nessa interface, a onda refratada (com o significado da onda útil do método sísmico de refração).

Como mostra a fig. 6.67, no caso do leito 2.

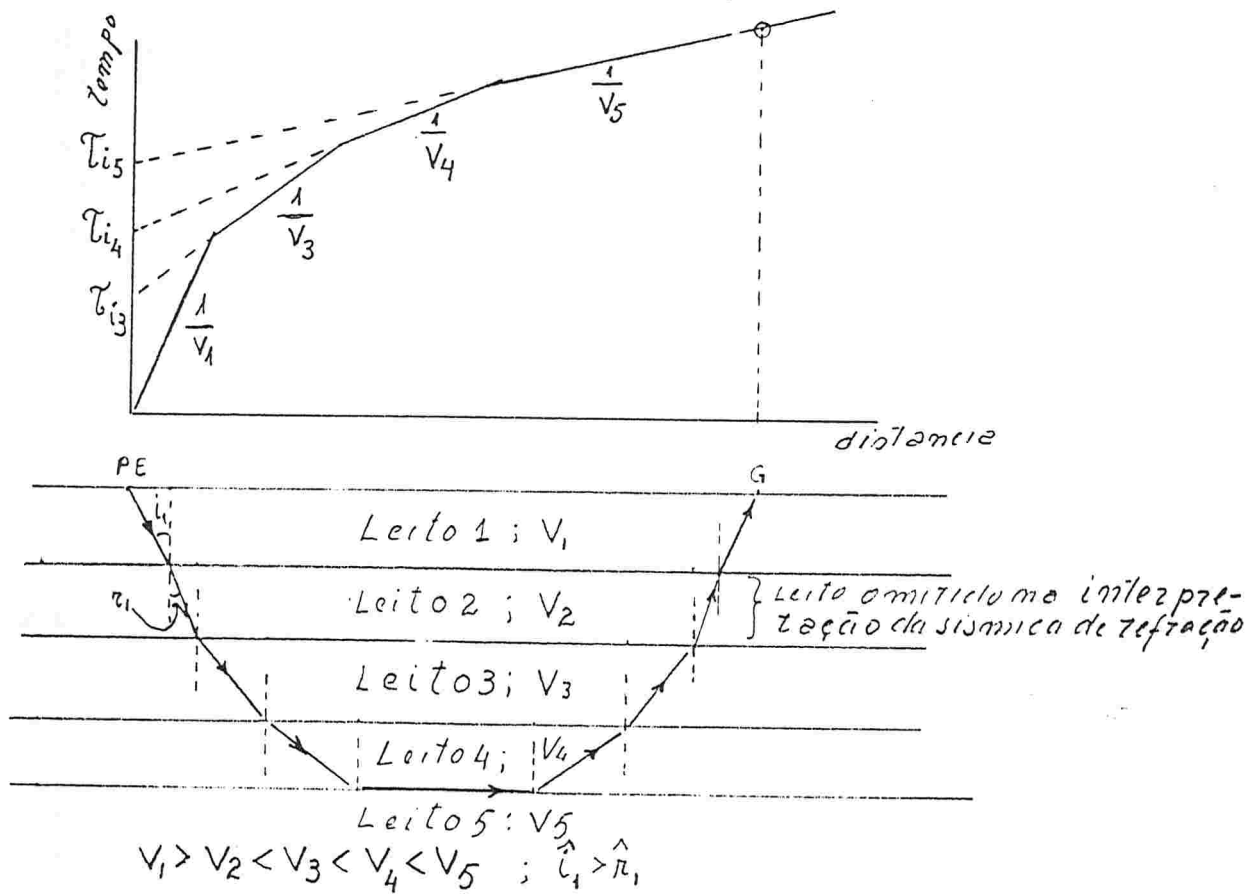


Fig 6.67

Em consequência essa interface (ou a correspondente camada) será omitida, no diagrama tempo-distância, por não haver um segmento correspondente a mesma.

Por esse motivo não será possível interpretá-la.

Essa omissão tornará incorreta também as interpretações com respeito as camadas inferiores (expressas por segmentos no diagrama tempo-distância).

Na realidade, as camadas sedimentares das estruturas onde o método é aplicado, tendem mais aos modelos de variações contínuas com a profundidade.

Geralmente as variações são pouco sensíveis no âmbito de cada camada, permitindo a interpretação como se elas fossem homogêneas.

Mesmo que um pacote sedimentar de espessura considerável, comporte-se sensivelmente como modelo de variação contínua, geralmente ele é limitado por uma descontinuidade marcante, como mostra a fig. 6.69.

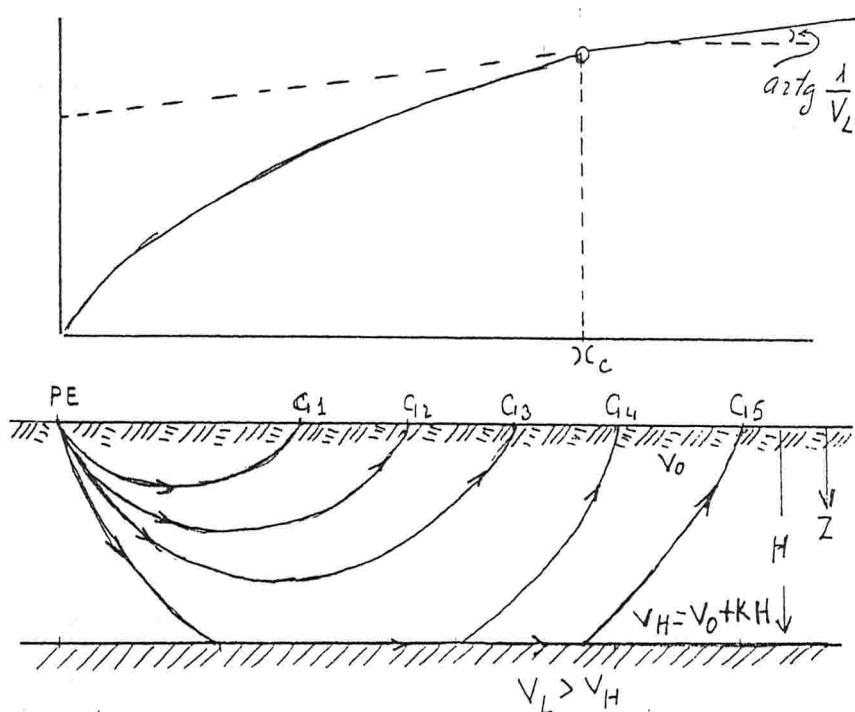


Fig 6.69

Essa descontinuidade ^{de constituição} que se denomina um bom horizonte-refrator. A interpretação da estrutura nessas condições, torna-se um problema solúvel, desde que sejam estimadas adequadamente as variáveis V_0 , V_L e K .

Foram desenvolvidos procedimen

tos para esse tipo de interpretação, os quais podem ser motivo de consulta na literatura referida. (Ref. Dobrin 1960).

6.5.3 - Refração em interfaces planas e inclinadas

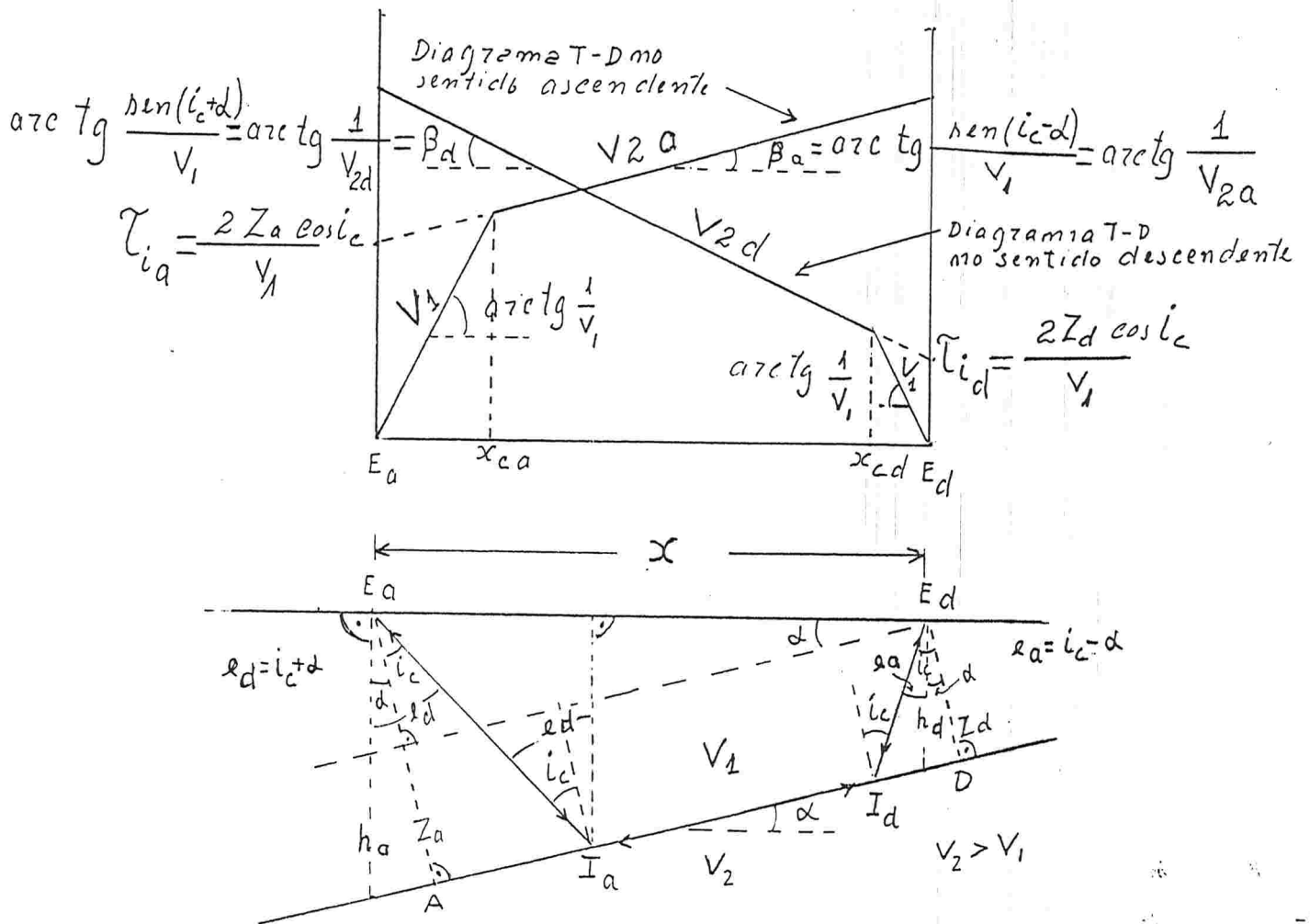
Nos problemas de sismica de refração abordados anteriormente (do item 6.5.1 ao 6.5.2 inclusive), admitiu-se sempre que as interfaces refratoras fossem planas e horizontais.

Um perfil de refração obtido apenas a partir de impulsos sísmicos - num único sentido da linha pesquisada, não nos informa com respeito ao mergulho da interface refratora.

As interpretações abordadas anteriormente serão incorretas, se as interfaces forem inclinadas.

Para obtermos informações com respeito aos mergulhos das interfaces - são necessários dois ou mais perfis, com impulsos sísmicos propagando-se em sentidos contrários, ao longo de uma mesma direção.

Fig 6.70



6.5.3.1 - Refração numa interface plana e inclinada, numa estrutura com dois leitos

Para analisarmos esse tipo de problema, consideremos o caso mais simples, representado na fig. 6.70, de uma interface refratora plana e inclinada.

A interface refratora separando duas camadas homogêneas nas quais as velocidades de propagação sejam V_1 e V_2 . Suponhamos ainda que a direção dos dois perfis sejam na direção do mergulho da interface, porém em sentidos contrários.

A partir de dois tiros, respectivamente nos pontos extremos da linha-levantada, anotados como E_a e E_d (de ascendente e descendente), são recebidos os impulsos sísmicos nos receptores (geofones) distribuídos ao longo da linha.

Nos casos dos dois tiros, consideremos:

- 1) As ondas diretas que partindo num e no outro caso de E_a e E_d , são recebidos ao longo da linha

2) As ondas refratadas partindo, num e no outro caso dos pontos E_a e E_d ; que incidem com ângulo crítico i_c na interface, nos pontos I_a e I_d respectivamente; e que seguem, ao longo da interface, retornando a superfície, para atingir os receptores (geofones).

Da mesma forma como nos problemas analisados anteriormente, os tempos de chegada das ondas diretas serão expressas pela função $t = \frac{1}{\text{direta}} \frac{x}{v_1}$, a expressão [6.13].

Sendo x medido a partir de E_a ou de E_d (nos casos dos dois tiros respectivamente).

Analisando os tempos de chegada das ondas refratadas na interface:

O tempo de t_d , da onda propagando-se em sentido descendente na interface, partindo do ponto E_d , e que atinge a superfície no ponto E_a , será o tempo para percorrer a poligonal E_d, I_d, I_a, E_a . Tendo-se então:

$$t_d = \frac{\overline{E_d I_d}}{v_1} + \frac{\overline{I_d I_a}}{v_2} + \frac{\overline{I_a E_a}}{v_1} \quad (1)$$

Da figura 6.70, tira-se:

$$\overline{E_d I_d} = \frac{Z_d}{\cos i_c} ; \quad \overline{I_a E_a} = \frac{Z_a}{\cos i_c} , \text{ onde } Z_d \text{ e } Z_a \text{ são as normais ao plano -}$$

da interface, partindo dos pontos de explosão e de recepção, em E_d e E_a .

$Z_a = Z_d + x \sin \alpha$, onde α é o mergulho da interface na direção do perfil.

Assim que:

$$\overline{I_a E_a} = \frac{Z_d + x \sin \alpha}{\cos i_c}$$

$$\overline{I_d I_a} = \overline{AD} - (\overline{AI_a} + \overline{DI_d}), \text{ ma qual}$$

$$\overline{AD} = x \cos \alpha$$

$$\overline{AI_a} = \overline{I_a E_a} \sin i_c = \frac{Z_d + x \sin \alpha}{\cos i_c} \cdot \sin i_c = (Z_d + x \sin \alpha) \operatorname{tg} i_c$$

$$\overline{DI_d} = \overline{E_d I_d} \sin i_c = \frac{Z_d}{\cos i_c} \cdot \sin i_c = Z_d \operatorname{tg} i_c$$

Assim que

$$\overline{I_d I_a} = x \cos \alpha - Z_d \operatorname{tg} i_c - (Z_d + x \sin \alpha) \operatorname{tg} i_c$$

Substituindo-se em (1), o tempo de chegada T_d , será expresso por:

$$t_d = \frac{1}{v_1} \cdot \frac{Z_d}{\cos i_c} + \frac{1}{v_2} \left[x \cos \alpha - Z_d \operatorname{tg} i_c - (Z_d + x \operatorname{sen} \alpha) \operatorname{tg} i_c \right] + \frac{1}{v_1} \cdot \frac{Z_d + x \operatorname{sen} \alpha}{\cos i_c}$$

Substituindo-se $\operatorname{sen}^2 i_c = \frac{v_1}{v_2}$ ou $v_2 = \frac{v_1}{\operatorname{sen} i_c}$, e simplificando-se chega-se a:

$$t_d = \frac{\operatorname{sen}(i_c + \alpha)x}{v_1} + \frac{2Z_d \cos i_c}{v_1}; \quad [6.46a] \text{ Expressão do tempo de chegada-}$$

no ponto de recepção da onda refratada que propaga-se no sentido descendente da estrutura, isto é no sentido do mergulho da interface. O tempo de chegada da onda que se propaga no sentido ascendente da estrutura, isto é, no sentido contrário ao mergulho da interface, será expresso por:

$$t_a = \frac{EaIa}{v_1} + \frac{IaId}{v_2} + \frac{IdEd}{v_1}; \text{ com o mesmo raciocínio com que foi deduzido,}$$

para o tempo t_d , chega-se a expressão do tempo t_a :

$$t_a = \frac{\operatorname{sen}(i_c - \alpha)x}{v_1} + \frac{2Z_a \cos i_c}{v_1} \quad [6.46b]$$

Ambas as expressões (6.46a e b), exprimindo as (t_d e t_a) são equações de retas do tipo $Y = AX + B$, nas quais os coeficientes lineares B serão:

$$\frac{2Z_d \cos i_c}{v_1} = \tau_{i_d} \quad [6.47a]$$

$$\frac{2Z_a \cos i_c}{v_1} = \tau_{i_a} \quad [6.47b]$$

τ_{i_d} e τ_{i_a} são os tempos de intercepção (aparentes) no diagrama tempo-distância, das ondas refratadas que se propagam respectivamente, no sentido descendente ou ascendente da interface refratora.

Os coeficientes angulares A das expressões (6.46a e b), são respectivamente:

$$\frac{\operatorname{sen}(i_c + \alpha)}{v_1} = \operatorname{tg} \beta_d = \frac{1}{v_{2,d}} \quad [6.48a]$$

$$\checkmark \quad \frac{\sin(i_c - \alpha)}{v_1} = \text{tg } \beta_a = \frac{1}{v_{2,a}} \quad [6.48b]$$

Portanto, $\text{tg } \beta_d$ e $\text{tg } \beta_a$ são os declives das retas construídas no diagrama tempo-distância, locando-se os tempos de chegada das ondas refratadas, da onda que se propagam respectivamente, num e no outro sentido do perfil levantado.

Os parâmetros $v_{2,d}$ e $v_{2,a}$, as quais se pode tirar diretamente do diagrama tempo-distância, exprimem velocidades aparentes do horizonte refrator.

Esses parâmetros são denominados velocidade aparentes no sentido descendentes e no sentido ascendente, respectivamente.

Sendo $(i_c + \alpha) > (i_c - \alpha)$, a maior velocidade aparente, coincide com o sentido do perfil, coincidente com o sentido ascendente da interface refratora.

Substituindo-se as expressões (6.46a e b), os valores estabelecidos - pelas expressões (6.47a e b) e (6.48a e b), chega-se a:

$$t_d = \frac{1}{v_{2d}} x + \tau_{i_d} \quad [6.49a] \quad \text{e} \quad t_a = \frac{1}{v_{2a}} x + \tau_{i_a} \quad [6.49b]$$

também a:

$$\tau_{i_d} = t_d - \frac{x}{v_{2d}} \quad [6.50a] \quad \tau_{i_a} = t_a - \frac{x}{v_{2a}} \quad [6.50b]$$

[6.50a e b] são expressões análogas a [6.37].

(6.50a e b) permitem calcular-se os valores dos respectivos tempos de intercepção (aparentes), a partir dos tempos de chegada da onda refratada numa distância x , e das respectivas velocidades aparentes v_{2d} e v_{2a} .

Partindo-se de (6.47a e b), tem-se ainda:

$$\begin{aligned} \sin(i_c + \alpha) &= \frac{v_1}{v_{2d}} \quad [6.51a] \\ \sin(i_c - \alpha) &= \frac{v_1}{v_{2a}} \quad [6.51b] \end{aligned} \quad \therefore \begin{cases} (i_c + \alpha) = \arcsen \frac{v_1}{v_{2d}} \\ (i_c - \alpha) = \arcsen \frac{v_1}{v_{2a}} \end{cases}$$

Resolvendo-se o sistema de equações indicado, para i_c e α . (somando e subtraindo),

$$i_c = \frac{1}{2} \left(\text{arc sen} \frac{v_1}{v_{2,d}} + \text{arc sen} \frac{v_1}{v_{2,a}} \right) \quad [6.52]$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \left(\text{arc sen} \frac{v_1}{v_{2,d}} - \text{arc sen} \frac{v_1}{v_{2,a}} \right) \quad [6.53]$$

Com [6.52] e [6.53] pode-se calcular o ângulo crítico de refração, e o mergulho da interface refratora, a partir dos parâmetros v_1 e $v_{2,a}$ e $v_{2,d}$ tirados diretamente do diagrama tempo-distância.

Partindo-se ainda de (6.51a e b), deduz-se $\text{sen}^i c \cos \alpha + \text{sen} \alpha \cos^i c = \frac{v_1}{v_{2,d}}$

$$\text{sen}^i c \cos \alpha - \text{sen} \alpha \cos^i c = \frac{v_1}{v_{2,a}} \quad \therefore$$

$$\text{sen} \alpha \cos^i c = \frac{v_1}{v_{2,d}} - \text{sen}^i c \cos \alpha$$

$$\text{sen} \alpha \cos^i c = \text{sen}^i c \cos \alpha - \frac{v_1}{v_{2,a}}$$

Assim que:

$$\frac{v_1}{v_{2,d}} - \text{sen}^i c \cos \alpha = \text{sen}^i c \cos \alpha - \frac{v_1}{v_{2,a}}; \text{ ou}$$

$$\frac{v_1}{v_{2,d}} + \frac{v_1}{v_{2,a}} = 2 \text{sen}^i c \cos \alpha; \text{ com } \text{sen}^i c = \frac{v_1}{v_2}; \frac{v_1}{v_{2,d}} + \frac{v_1}{v_{2,a}} = 2 \frac{v_1}{v_2} \cos \alpha;$$

e finalmente:

$$v_2 = \frac{v_{2,d} \cdot v_{2,a}}{v_{2,d} + v_{2,a}} \cdot 2 \cos \alpha \quad [6.54a]$$

[6.54a] expressa a verdadeira velocidade do horizonte refrator, em função do mergulho da interface refratora na direção do perfil, e das velocidades aparentes $v_{2,d}$ e $v_{2,a}$, que podem ser tiradas diretamente do diagrama tempo-distância; α seria calculado com a expressão [6.53].

Observe-se que v_2 também poderia ser calculada a partir de $\sin i_c = \frac{v_1}{v_2}$, desde que i_c tenha sido calculado através da expressão [6.52]. Quando o mergulho α da estrutura é pequeno, a expressão [6.54a] - poderá ser escrita sem erro sensível $v_2 \sim \frac{2 v_1^2 \cdot v_{2a}}{v_{2d} + v_{2a}}$ [6.54b]

Essa expressão [6.54b] demonstra que a média harmônica das velocidades aparentes, como medidas diretamente no diagrama tempo-distância, é um bom estimador da velocidade v_2 do horizonte refrator, quando se admite que o mergulho é pequeno. Esse estimador é usado correntemente na prática da sísmica de refração.

Da figura 6.70, observa-se ainda que:

- $(i_c + \alpha)$ é o ângulo, medido a partir da vertical, da onda que incide na interface, e que se refrata propagando-se ao longo da mesma, no sentido ascendente; $(i_c + \alpha)$ é também o ângulo de emergência e_d medido da vertical, da onda refratada que se propaga no sentido descendente, quando emerge para atingir o receptor.
- $(i_c - \alpha)$, corresponde ao ângulo de incidência (medido da vertical), na interface refratora, da onda que se propaga na mesma, no sentido descendente; é também ao ângulo de emergência e_a da interface refratora, da onda que se propaga no sentido ascendente. Pode-se então estabelecer que

$$e_a = i_c - \alpha \quad [6.55a \text{ e } b] \quad \text{ou} \quad \sin e_a = \frac{v_1}{v_{2a}} \quad [6.56a \text{ e } b]$$

$$e_d = i_c + \alpha, \quad \sin e_d = \frac{v_1}{v_{2d}}$$

- Partindo-se das expressões (6.47a e b), tira-se

$$z_d = \frac{\tau_{id} \cdot v_1}{2 \cos i_c} \quad [6.57a]$$

$$z_a = \frac{\tau_{ia} \cdot v_1}{2 \cos i_c} \quad [6.57b]$$

Tendo-se $\cos i_c = \sqrt{1 - \sin^2 i_c} = \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}} = \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2}$, essas ex

pressões [6.57a e b]; podem ser escritas sob a forma:

$$Z_d = \frac{\tau_{id}}{2} \cdot \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad [6.58a]$$

$$Z_a = \frac{\tau_{ia}}{2} \cdot \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad [6.58b]$$

As expressões [6.57a e b] ou [6.58a e b], permitem o cálculo das distâncias à interface refratora, dos pontos de explosão E_a e E_d , através dos respectivos tempo de intercepção τ_{id} e τ_{ia} , e das velocidades v_1 (tiradas diretamente do diagrama tempo-distância), mediante os valores de i_c e v_2 (calculados).

Tendo-se Z_a e Z_d se poderá calcular facilmente as profundidades do horizonte refrator h_a e h_d , medidos abaixo dos pontos de explosão E_a e E_d , através das expressões:

$$h_d = \frac{Z_d}{\cos \alpha} \quad [6.59a]$$

$$h_a = \frac{Z_a}{\cos \alpha} \quad (6.59b)$$

Ou também substituindo-se pelos valores tirados de (6.58a e b)

$$h_d = \frac{\tau_{id}}{2 \cos \alpha} \cdot \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad [6.59c]$$

$$h_a = \frac{\tau_{ia}}{2 \cos \alpha} \cdot \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad [6.59d] \left(\sqrt{v_2^2 - v_1^2} \right)^{1/2}$$

Da fig. 6.70, obtém-se outra maneira alternativa para se calcular o mergulho da estrutura, através de:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h_a - h_d}{E_a - E_d} \quad [6.60]$$

Ver exemplo de resolução deste tipo de problema na primeira parte do exemplo de resolução de estrutura com duas interfaces inclinadas, no final do item que se segue (item 6.5.3.2.a)-

6.5.3.2 - Interpretação de estruturas com três ou mais leitos homogêneos;
com refrações em interfaces planas e inclinadas

Fig 6.71

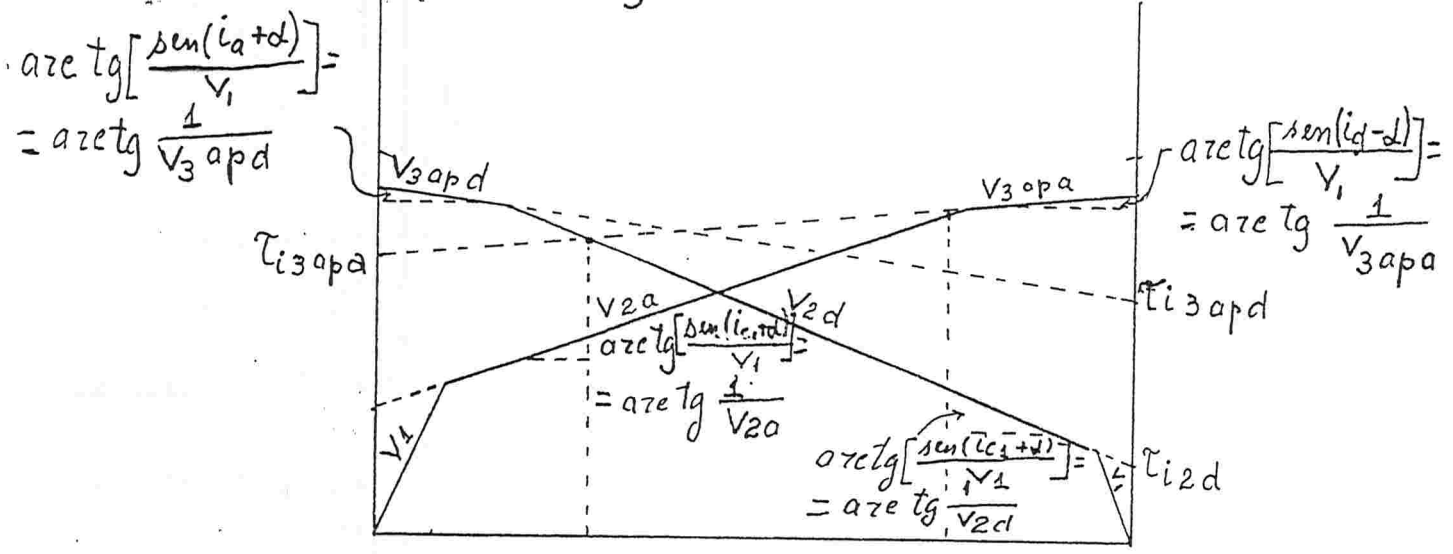


Fig 6.71 a

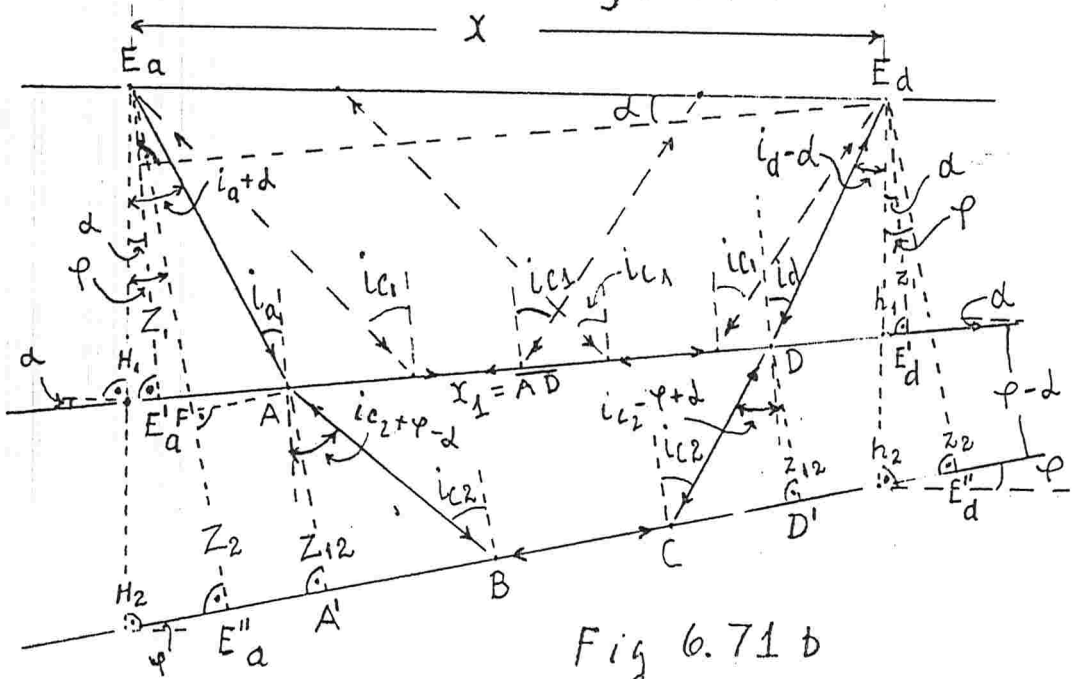


Fig 6.71 b

Seja a estrutura com três leitos homogêneos nas quais as velocidades de propagação da onda longitudinal são respectivamente $v_1 < v_2 < v_3$ e os mergulhos das primeira e da segunda interface, na direção do perfil são α e φ (ver fig. 6.71b).

Partindo-se da velocidade v_1 , das velocidades aparentes v_{2a} e v_{2d} , e das respectivos tempos de intersecção τ_{i2a} e τ_{i2d} , obtidos diretamente do diagrama T-D da fig. 6.71a, se interpreta a primeira interface, na forma como o problema foi abordado no item anterior (item 6.5.3.1) Dessa forma determina-se v_2 , τ_1 , z_1 , i_1 e o mergulho α .
 Analisando-se o problema da refração na segunda interface, tem-se:

Para o sentido do perfil E_a para E_d (no sentido ascendente da primeira interface) $t_x = t_{E_a \rightarrow E_d}$ = tempo de chegada em E_d da onda que parte do ponto E_a , e que se refrata na segunda interface.

$$t_x = t_{E_a \rightarrow E_d} = t_{E_a A B C D E_d} = t_{E_a A}^- + t_{AB}^- + t_{BC}^- + t_{CD}^- + t_{DE_d}^-$$

ou

$$t_x = t_{E_a \rightarrow E_d} = t_{E_a A}^- + t_{DE_d}^- + (t_{AB}^- + t_{BC}^- + t_{CD}^-)$$

ou ainda:

$$t_x = t_{E_a \rightarrow E_d} = t_{E_a A}^- + t_{DE_d}^- + t_{A \rightarrow D} \quad [\text{expressão auxiliar } I_a, \text{ em que } t_{A \rightarrow D} = t_{x_1}]$$

Para o perfil no sentido inverso de E_d para E_a , ou seja no sentido descendente da primeira interface:

$t_{E_d \rightarrow E_a}$ = tempo de chegada em E_a da onda que parte de E_d , e que se refrata na segunda interface.

Obtem-se igualmente

$$t_x = t_{E_d \rightarrow E_a} = t_{E_d D}^- + t_{AE_a}^- + (t_{DE}^- + t_{CB}^- + t_{BA}^-)$$

$$t_{E_d \rightarrow E_a} = t_{E_d D}^- + t_{AE_a}^- + t_{D \rightarrow A} \quad [\text{expressão auxiliar } I_b, \text{ em que } t_{D \rightarrow A} = t_{x_1}]$$

Para expressar $t_x = t_{E_a \rightarrow E_d}$ [expressão I_a] em função de parâmetros constantes, e da distância variável x , entre o ponto de explosão e o ponto de recepção ao longo do perfil:

- De acordo com a fig. 6.71b

$$t_{E_a A}^- = \frac{1}{V_1} \overline{E_a A} = \frac{1}{V_1} Z_1 \frac{1}{\cos i_a}$$

$$t_{DE_d}^- = \frac{1}{V_1} \overline{DE_d} = \frac{1}{V_1} \cdot x_1 \frac{1}{\cos i_d}; \quad x_1 = Z_1 - x \text{ send } \therefore$$

$$t_{DE_d}^- = \frac{1}{V_1} \cdot \frac{Z_1}{\cos i_d} - \frac{1}{V_1} \cdot \frac{\text{send } x}{\cos i_d}$$

No caso figurado, em que a primeira interface mergulha no sentido contrário ao perfil (de E_a para E_d), sendo ascendente nesse sentido, tem-se:

i_a = ângulo de incidência na primeira interface da onda que se refrata na segunda interface

i_d = ângulo de emergência da primeira interface, da onda que se refrata na segunda interface

No caso em que o sentido do perfil fosse contrário (de E_d para E_a), i_d seria o ângulo de incidência e i_a seria o ângulo de emergência da primeira interface.

O tempo no percurso entre os pontos A, B, C e D, ou seja $t_{x_1} = t_{A \rightarrow D}$, poderá ser resolvido como se fosse um caso de uma estrutura com dois leitões (com uma interface inclinada). Resolvendo-se como no caso figurado em que $\varphi > \alpha$.

- Para o impulso sísmico que parte do ponto A e atinge o ponto D após sofrer refração na 2a. interface, cujo mergulho medido em relação a 1a. interface, é $(\varphi - \alpha)$, tem-se:

- De acordo com a expressão (6.46b), para sentido ascendente da interface refratora.

$$t_{x_1} = t_{A \rightarrow D} = \frac{\text{sen}[ic_2 - (\varphi - \alpha)]}{V_2} x_1 + \frac{2Z_{12} \cos ic_2}{V_2} \quad [\text{Expressão auxiliar IIa}], \quad \text{para } \varphi > \alpha, \text{ e mergulho das duas interfaces no mesmo sentido.}$$

No caso em que $\varphi < \alpha$, e também no caso em que o mergulho da 2a. interface fosse no sentido contrário do sentido do mergulho da 1a. interface, teria-se:

- De acordo com a expressão (6.46a),

$$t_{x_1} = t_{A \rightarrow D} = \frac{\text{sen}[ic_2 + (\varphi - \alpha)]}{V_2} x_1 + \frac{2Z_{12} \cos ic_2}{V_2} \quad [\text{Expressão auxiliar IIb}]$$

Em [IIa] e em [IIb], $x_1 = \overline{AD}$

No caso figurado (para $\varphi > \alpha$), da fig. 6.71b, tira-se:

$$\frac{\text{sen } i_a}{\text{sen}[ic_2 + (\varphi - \alpha)]} = \frac{\text{sen } i_d}{\text{sen}[ic_1 - (\varphi - \alpha)]} = \frac{V_1}{V_2} \therefore$$

$$\text{sen}[ic_2 - (\varphi - \alpha)] = \frac{V_2}{V_1} \text{sen } i_d \quad [6.61a]$$

$$\text{sen}[ic_2 + (\varphi - \alpha)] = \frac{V_2}{V_1} \text{sen } i_a \quad [6.61b]$$

Substituindo-se (6.61a) em (IIa) chega-se à:

$$t_{x_1} = t_{A \rightarrow D} = \frac{\text{sen } i_d}{V_1} x_1 + 2Z_{12} \cos i_c \frac{1}{V_2} \quad [\text{Expressão auxiliar III}]$$

Quando $\varphi < \alpha$, ou quando o sentido do mergulho da 2a. interface é contrário ao sentido do mergulho da 1a. interface, a figura se modificará e ter-se-á

$$\frac{\text{sen } i_a}{\text{sen}[i_c - (\varphi - \alpha)]} = \frac{\text{sen } i_d}{\text{sen}[i_c + (\varphi - \alpha)]} = \frac{V_1}{V_2} \therefore$$

$$\text{sen}[i_c + (\varphi - \alpha)] = \frac{V_2}{V_1} \text{sen } i_d \quad [6.62a]; \quad \text{sen}[i_c - (\varphi - \alpha)] = \frac{V_2}{V_1} \text{sen } i_a \quad [6.62b]$$

Substituindo-se (6.62a) em (IIb) chega-se a mesma expressão III. Conclui-se então, que a [expressão III] aplica-se para ambos os casos de $\varphi \geq \alpha$, e também para mergulhos contrários das duas interfaces.

É necessário, entretanto que o sentido da propagação seja no sentido ascendente da 1a. interface (no caso figurado, no sentido de E_a para E_d), para que se verifique a expressão [auxiliar III].

Da fig. 6.71b, tem-se:

$$x_1 = \overline{AD} = \overline{E'_a E'_d} - (\overline{E'_a A} + \overline{DE'_d}); \quad \overline{E'_a E'_d} = x \cos \alpha; \quad \overline{E'_a A} = Z_1 \text{tg } i_a;$$

$$\overline{DE'_d} = Z_1 \text{tg } i_d; \quad x_1 = Z_1 - x \text{sen } \alpha \therefore \overline{DE'_d} = Z_1 \text{tg } i_d - \text{sen } \alpha \text{tg } i_d x$$

$$x_1 = x \cos \alpha - (Z_1 \text{tg } i_a + Z_1 \text{tg } i_d - \text{sen } \alpha \text{tg } i_d x)$$

Substituindo na [expressão III]:

$$t_{x_1} = t_{A \rightarrow D} = \frac{\text{sen } i_d}{V_1} [(\cos \alpha + \text{sen } \alpha \text{tg } i_d) x - Z_1 (\text{tg } i_a + \text{tg } i_d)] + 2Z_{12} \cos i_c \frac{1}{V_2}$$

Substituindo-se na expressão [Ia] as expressões acima deduzidas para $t_{\overline{E'_a A}}$, para $t_{\overline{DE'_d}}$, e para $t_{x_1} = t_{A \rightarrow D}$, tem-se:

$$t_x = t_{E_a \rightarrow E_d} = \frac{1}{V_1} \frac{Z_1}{\cos i_a} + \frac{1}{V_1} \frac{Z_1}{\cos i_d} - \frac{1}{V_1} \frac{\text{sen } \alpha}{\cos i_d} x + \\ + \frac{\text{sen } i_d}{V_1} [(\cos \alpha + \text{sen } \alpha \text{tg } i_d) x - Z_1 (\text{tg } i_a + \text{tg } i_d)] + \\ + 2Z_{12} \cos i_c \frac{1}{V_2}$$

Efetuando-se o parentese, reunindo-se os termos dependentes de x e de Z_1 , e após simplificação, chega-se à:

$$t_x = t_{E_a \rightarrow E_d} = \frac{1}{V_1} \text{sen}(i_d - \alpha) x + \frac{1}{V_1} Z_1 \frac{\cos(i_a + i_d) + 1}{\cos i_d} + 2Z_{12} \frac{1}{V_2} \cos i_c \quad [6.63a]$$

Essa expressão [6.63a] é a função $t = f(x)$, dos tempos de chegada nos receptores colocados ao longo do perfil, da onda que se refrata na segunda interface, quando o sentido do perfil coincide com o sentido ascendente da primeira interface.

Com o mesmo raciocínio, partindo-se da expressão [Td] de $t_x = t_{Ed \rightarrow Ea}$, chega-se à:

$$t_x = t_{Ed \rightarrow Ea} = \frac{1}{V_1} \text{sen}(i_a + d)x + \frac{1}{V_1} Z_1 \frac{\cos(i_a + i_d) + 1}{\cos i_a} + 2Z_{12} \frac{1}{V_2} \cos i_c \quad [6.63b]$$

[6.63b] é a função dos tempos de chegada, para a onda refratada na segunda interface, quando o sentido da propagação da onda coincide com o sentido descendente da primeira interface.

Ambas [6.63a e b], são funções do tipo $Y = AX + B$.

Portanto são retas no diagrama tempo-distância. Seus coeficientes angulares são respectivamente $\frac{1}{V_1} \text{sen}(i_d - d)$ e $\frac{1}{V_1} \text{sen}(i_a + d)$. Assim seus declives são as velocidades aparentes, quando lidas no diagrama tempo-distância.

Então: $\frac{dx}{dt'}_{E_a \rightarrow E_d} = V_{3apa} = \frac{V_1}{\text{sen}(i_d - d)} \quad [6.64a]$

ou, $\frac{dx}{dt}_{E_d \rightarrow E_a} = V_{3apd} = \frac{V_1}{\text{sen}(i_a + d)} \quad [6.64b]$

[6.64a] expressa a velocidade aparente V_{3apa} do terceiro leito, como se apresenta no diagrama tempo-distância, (quando o sentido do perfil coincide com o sentido ascendente da onda refratada na primeira interface).

[6.64b] expressa a velocidade aparente V_{3apd} do terceiro leito, como se apresenta no diagrama tempo-distância, quando o sentido do perfil coincide com o sentido descendente da onda refratada na primeira interface.

Fazendo-se $x = 0$ nas expressões [6.63a e b] tem-se os tempos de intercepção aparentes (isto é, os coeficientes lineares dessas funções).

$$t_{x=0, E_a \rightarrow E_d} = \tilde{t}_{i3apa} = \frac{1}{V_1} Z_1 \frac{\cos(i_a + i_d) + 1}{\cos i_d} + 2Z_{12} \frac{1}{V_2} \cos i_c \quad [6.65a]$$

$$t_{x=0, E_d \rightarrow E_a} = \tilde{t}_{i3apd} = \frac{1}{V_1} Z_1 \frac{\cos(i_a + i_d) + 1}{\cos i_a} + 2Z_{12} \frac{1}{V_2} \cos i_c \quad [6.65b]$$

$\tilde{\tau}_{3apa}$ = tempo de interceptação no diagrama T-D do segmento que expressa a velocidade aparente da 2ª interface, no perfil cujo sentido é coincidente com o sentido ascendente da onda refratada na 1ª interface

$\tilde{\tau}_{3apd}$ = tempo de interceptação correspondente a 2ª interface, quando o perfil é coincidente com o sentido descendente da 1ª interface.

Substituindo-se $\tilde{\tau}_{3apa}$ e $\tilde{\tau}_{3apd}$ em [6.63 a e b], se poderá anotar:

$$t_{x_{E_a \rightarrow E_d}} = \frac{1}{v_{3apa}} + \tilde{\tau}_{3apa} \quad [6.66a]$$

$$t_{x_{E_d \rightarrow E_a}} = \frac{1}{v_{3apd}} + \tilde{\tau}_{3apd} \quad [6.66b]$$

(6.66a e b), são análogas as expressões (6.35) e (6.49 a e b), deduzidas anteriormente para de interfaces refratoras horizontais e inclinadas, *no caso de uma interface refratora.*

- Quando o sentido do perfil é no sentido ascendente, da 1ª interface, são possíveis as duas alternativas seguintes:

- Quando $\varphi > \alpha$, e as duas interfaces mergulham no mesmo sentido, tem-se de acordo com as expressões [6.61a e b], (como foi visto anteriormente)

$$\begin{cases} i_{c2} + (\varphi - \alpha) = \arcsen\left(\frac{v_2}{v_1} \sen i_a\right) \\ i_{c2} - (\varphi - \alpha) = \arcsen\left(\frac{v_2}{v_1} \sen i_d\right) \end{cases}$$

- Quando (em valores absolutos) $\varphi < \alpha$ e/ou as duas interfaces mergulham em sentidos contrários, de acordo com as expressões [6.62a e b]

$$\begin{cases} i_{c2} - (\varphi - \alpha) = \arcsen\left(\frac{v_2}{v_1} \sen i_a\right) \\ i_{c2} + (\varphi - \alpha) = \arcsen\left(\frac{v_2}{v_1} \sen i_d\right) \end{cases}$$

Resolvendo-se, esse sistema de equações, chega-se à:

$$i_{c2} = \frac{1}{2} \left[\arcsen\left(\frac{v_2}{v_1} \sen i_a\right) + \arcsen\left(\frac{v_2}{v_1} \sen i_d\right) \right] \quad [6.67]$$

$$\pm(\varphi - \alpha) = \frac{1}{2} \left[\arcsen\left(\frac{v_2}{v_1} \sen i_a\right) - \arcsen\left(\frac{v_2}{v_1} \sen i_d\right) \right] \quad [6.68]$$

Conhecendo-se i_c2 se poderá calcular V_3 através de :

$$\frac{V_2}{V_3} = \text{sen } i_c2 \therefore V_3 = \frac{V_2}{\text{sen } i_c2}$$

Partindo-se de [6.65a e b] chega-se facilmente a:

$$Z_{12} = \frac{V_2 \left[Z_{13apa} - \frac{Z_1 \cos(i_a + i_d) + 1}{v_1 \cos i_a} \right]}{2 \cos i_c2} \quad [6.69a]$$

$$Z_{12} = \frac{V_2 \left[Z_{13apd} - \frac{Z_1 \cos(i_a + i_d) + 1}{v_1 \cos i_d} \right]}{2 \cos i_c2} \quad [6.69b]$$

[6.69a e b], permitem localizar a 2a. interface através dos segmentos Z_{12} e z_{12} das perpendiculares baixadas dos pontos de incidência e emergência A e D , até a 2a. interface refratora.

Os ângulos i_a e i_d são calculados através da V_{3apa} e V_{3apd} obtidas do diagrama tempo-distância, mediante as expressões [6.64a e b].

Além disso, da fig. 6.71b, obtém-se:

$$\overline{E_a F} = \overline{E_a A} \cos(i_a + d - \varphi); \quad \overline{E_a A} = \frac{Z_1}{\cos i_a} \therefore \overline{E_a F} = Z_1 \frac{\cos(i_a - \varphi + d)}{\cos i_a}$$

$$\overline{E_a E''} = \overline{E''_a F} + \overline{E_a F} = Z_{12} + \overline{E_a F}$$

$$H_2 = \overline{E_a E''} \cdot \frac{1}{\cos \varphi} \therefore$$

$$H_2 = \left[Z_{12} + Z_1 \frac{\cos(i_a - \varphi + d)}{\cos i_a} \right] \frac{1}{\cos \varphi} \quad [6.70a]$$

Analogamente se obtém da fig. 6.71b:

$$h_2 = \left[z_{12} + z_1 \frac{\cos(i_d + \varphi - d)}{\cos i_d} \right] \frac{1}{\cos \varphi} \quad [6.70b]$$

No caso em que os mergulhos das duas interfaces fossem sentidos contrários se deduz analogamente que:

$$H_2 = \left[Z_{12} + Z_1 \frac{\cos(i_a + d + \varphi)}{\cos i_a} \right] \frac{1}{\cos \varphi} \quad [6.71a]$$

$$h_2 = \left[z_{12} + z_1 \frac{\cos(i_d - d - \varphi)}{\cos i_d} \right] \frac{1}{\cos \varphi} \quad [6.71b]$$

Essas expressões [6.70a e b e 6.71a e b] permitem o cálculo direto das profundidades H_2 e h_2 da 2a. interface, abaixo dos pontos de explosão- E_a e E_d do perfil, nos casos respectivamente, em que as interfaces mer

gulham no mesmo sentido ou em sentidos contrários.

Obviamente se poderá deduzir outras expressões analíticas para interpretar estruturas desse tipo com 4, 5 ou n leitos.

Entretanto as expressões apresentarão complexidade crescente com o número das interfaces envolvidas no problema, e também a interpretação dos sentidos dos mergulhos das mesmas se tornará cada vez mais difícil.

Por esse motivo, muitos preferem interpretar estruturas com três ou mais leitos, parcelando o problema.

O parcelamento consiste em interpretar sucessivamente, uma interface de cada vez, no sentido da profundidade.

Isso torna-se possível mediante o conhecimento dos ângulos $(i_a + \alpha)$ e $(i_d - \alpha)$, obtidos a partir do diagrama tempo-distância (ver fig. 6.71a) através das expressões (6.64a e b), tendo-se:

$$\begin{aligned} \text{Sen}(i_d - \alpha) &= \frac{V_1}{V_3 \text{ a p a}} & (i_d - \alpha) &= \text{arc sen} \frac{V_1}{V_3 \text{ a p a}} \\ \text{Sen}(i_a + \alpha) &= \frac{V_1}{V_3 \text{ a p d}} & (i_a + \alpha) &= \text{arc sen} \frac{V_1}{V_3 \text{ a p d}} \end{aligned}$$

Como se verifica na fig. 6.71b, $(i_a + \alpha)$ = ângulo com a vertical do raio incidente na 1a. interface, da onda que se refrata na 2a. interface, quando o perfil é no sentido ascendente da 1a. interface.

$(i_d - \alpha)$ = ângulo com a vertical do raio emergente da primeira interface para atingir o ponto de recepção, no retorno da onda, após ser refratada na 2a. interface, e quando o perfil é no sentido ascendente da 1a. interface.

Esse método de resolução, no caso de três leitos (ou com duas interfaces) desenvolve-se segundo os seguintes estágios:

1a. parte da resolução do problema

- Interpretação da 1a. interface, como foi abordado no item 6.5.3.1

2a. parte da resolução do problema

1º passo

- Mediante o conhecimento de $(i_a + \alpha)$ e $(i_d - \alpha)$, e a partir dos dados interpretados da 1a. interface, localizar na mesma, os pontos de incidência A e de emergência D, da onda que sofre refração total na 2a. interface, e também calcular os valores dos ângulos i_a e i_d .

2º passo

- Com esses dados, construir um diagrama tempo-distância auxiliar, expressando um perfil ideal, em que os impulsos sísmicos partissem dos pontos A e D sobre a 1a. interface, e como se a mesma fosse horizontal.

3º passo

- Finalmente interpretar esse diagrama T - D auxiliar, como se fosse do tipo de refração numa única interface inclinada (como um problema simples de dois leitos), e desse modo, interpretar o posicionamento da 2a. interface em relação a 1a. interface.

Resolvendo-se dessa maneira, sucessivamente duas à duas interfaces no sentido da profundidade, se poderá interpretar estruturas desse tipo - com n leitos.

O exemplo que se segue, esclarece esse método de resolução. No mesmo exemplo é feita também a resolução direta, utilizando as expressões analíticas deduzidas neste item, para problemas de duas interfaces.

Desse modo as resoluções pelos dois métodos (parcelando o problema ou resolvendo-se diretamente), controlam os resultados obtidos.

6.5.3.2.a - Exemplo de interpretação de uma estrutura com três leitões homogêneos, com interfaces inclinadas.

Sendo a fig. 6.72a um diagrama T-D de um perfil com tiros recíprocos, posicionados nos dois extremos, nos pontos F_a e F_d . A superfície do terreno é considerada ser horizontal.

1a. parte da resolução do problema, parceladamente

- Interpretação da 1a. interface utilizando as expressões analíticas deduzidas para estruturas com uma interface inclinada, na forma como foi abordado no item 6.5.3.1.

Conforme [6.52] e [6.53], calcula-se:

$$i_{c_1} = \frac{1}{2} \left(\arcsen \frac{V_1}{V_{2d}} + \arcsen \frac{V_1}{V_{2a}} \right) = 41,7886 = \text{ângulo crítico de refração para a primeira interface.}$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \left(\arcsen \frac{V_1}{V_{2d}} - \arcsen \frac{V_1}{V_{2a}} \right) = 4,9187 = \text{mergulho da primeira interface.}$$

Sendo $V_{2d} = 2473 \text{ m/seg} < 3000 \text{ m/seg} = V_{2a}$, conclui-se:

- Que o sentido ascendente da 1a. interface refratora, é o da direita para a esquerda do perfil (a interface mergulha para a direita, e $\alpha = -4,9187$). Por esse motivo anotou-se com F_a o ponto de explosão a direita do perfil, e com F_d (de descendente) o ponto de explosão da esquerda.

Conforme (6.51a e b):

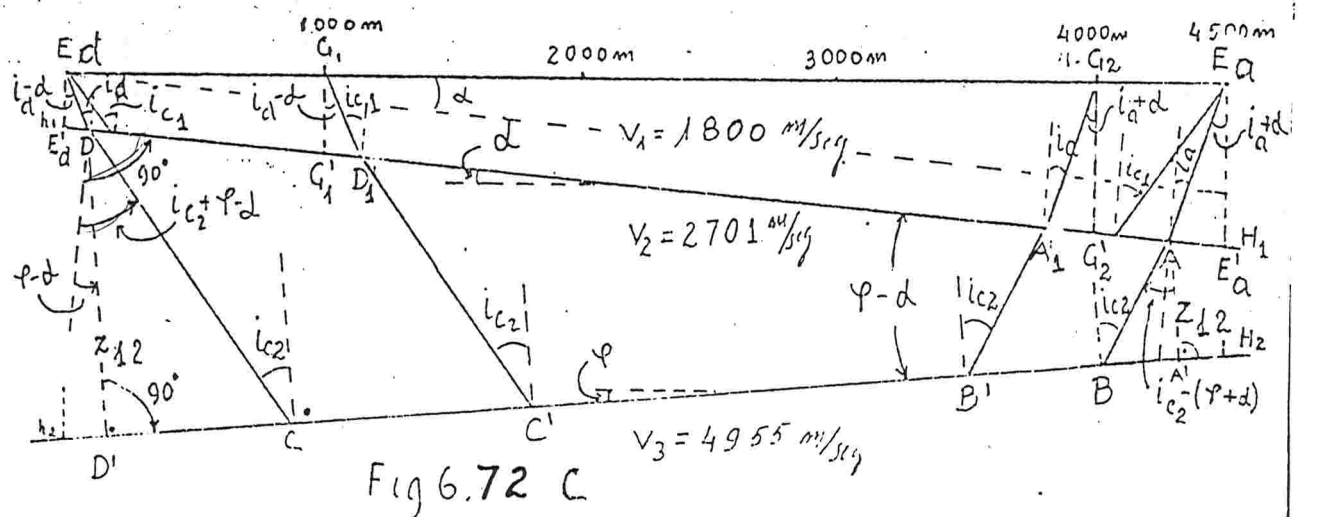
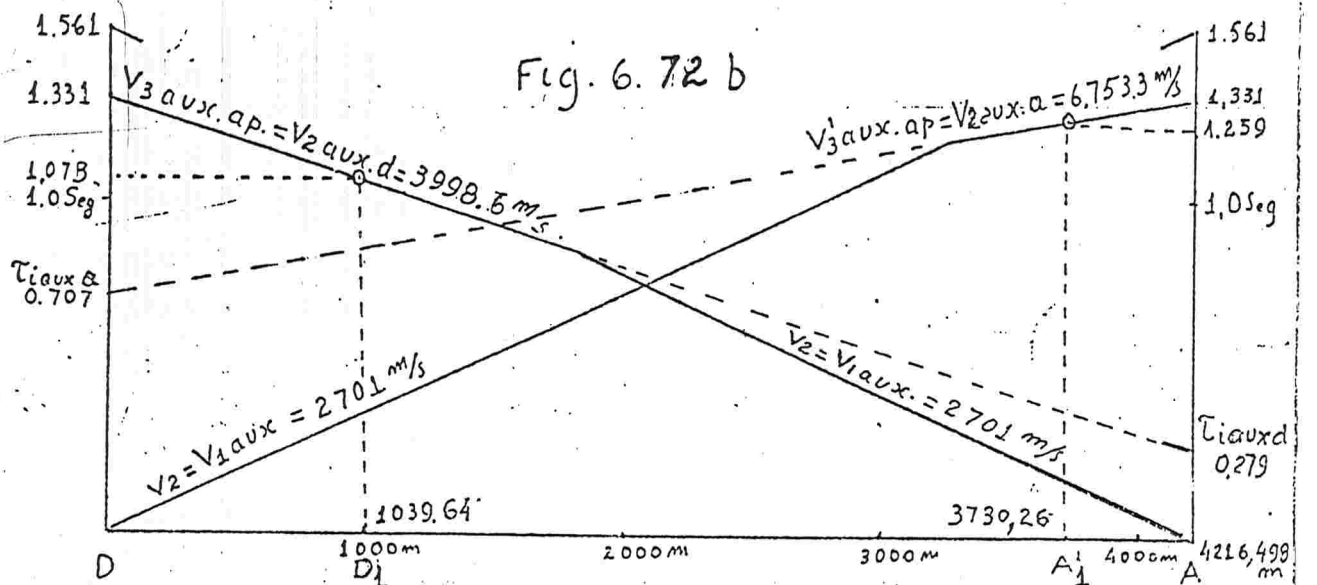
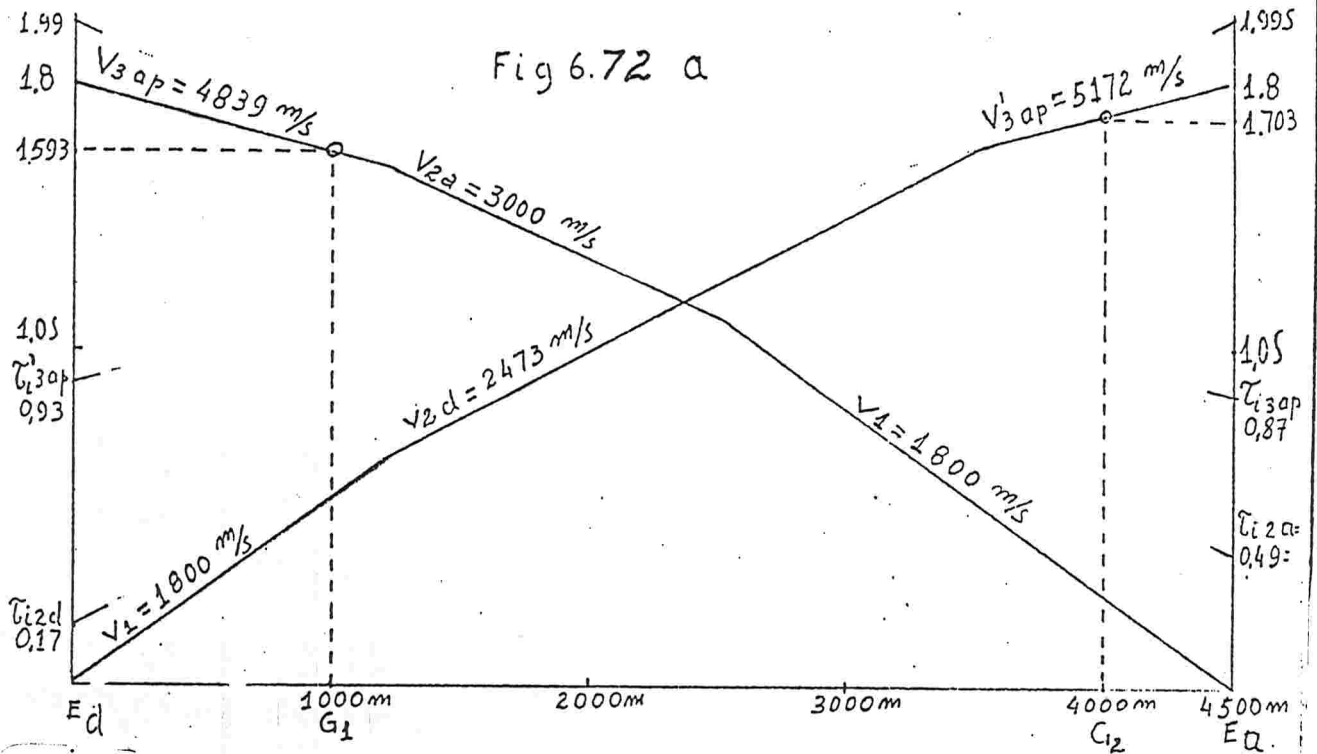
$(i_{c_1} + \alpha) = 46,7073$; ângulo, medido com a vertical, do raio incidente da onda que se refrata na 1a. interface (gerada no ponto F_a).

$(i_{c_1} - \alpha) = 36,8698$; ângulo, medido com a vertical, do raio incidente, da onda que se refrata na 1a. interface (gerada no ponto F_d).

Conforme (6.57a e b) ou 6.58 (a e b):

$Z_{1d} = \frac{V_{2d} V_1}{2 \cos i_{c_1}} = 205,20 \text{ m}$; segmento da perpendicular à 1a. interface, baixada do ponto F_d .

$Z_{1a} = \frac{V_{2a} V_1}{2 \cos i_{c_1}} = 591,46 \text{ m}$; segmento da perpendicular à 1a. interface, baixada do ponto F_a .



Conforme [6.50a e b]:

$$h_1 = \frac{z_{1d}}{\cos \alpha} = 205,96 \text{ m} ; \text{ profundidade da 1a. interface, abaixo do ponto } E_d \text{ (ver fig. 6.48c)}$$

$$H_1 = \frac{z_{1a}}{\cos \alpha} = 593,65 \text{ m} ; \text{ profundidade da 1a. interface, abaixo do ponto } E_a \text{ (ver fig. 6.72c).}$$

$$\Delta \text{ em } i'_{c1} = \frac{v_1}{v_2} \therefore v_2 = 2701,14 \text{ m/seg}$$

Para verificar:

Também conforme [6.54a]

$$v_2 = 2 \frac{v_{2d} \cdot v_{2a}}{v_{2d} + v_{2a}} \cos \alpha = 2701,14 \text{ m/seg}$$

Conforme [6.60]

$$\tan \alpha = \frac{H_1 - h_1}{E_a E_d} ; \alpha = \arctg \frac{H_1 - h_1}{E_a E_d} = (4,9241) \sim 4,9187, \text{ calculado anteriormente.}$$

Ver desenho da 1a. interface na fig. 6.72c.

2a. parte da resolução do problema, parceladamente
Interpretação da 2a. interface

Considere-se o sentido do perfil, da direita para a esquerda (de E_a para E_d), coincidente com o sentido ascendente da onda refratada na 1a. interface.

1º. passo - Localização dos pontos A e D na 1a. interface
(ver fig. 6.72c)

Conforme (6.64b)

$$\Delta \text{ em } (i_a + \alpha) = \frac{v'}{v'_{3ap}} ; \text{ para melhor precisão:}$$

$$v'_{3ap} = \frac{4500 \text{ m}}{1,8 \text{ Seg} - 0,93 \text{ Seg}} = 5172,41 \text{ m/seg} \sim (5172 \text{ m/seg, como anotado na fig. 6.72a)}$$

$$\Delta \text{ em } (i_a + \alpha) = \frac{1800 \text{ m/seg}}{5172,41 \text{ m/seg}} = 0,34800 \therefore i_a + \alpha = 20,3650$$

$$i_a = 15,4463$$

Conforme [6.64b]

$$\Delta \text{ em } (i_d - \alpha) = \frac{v_1}{v_{3ap}} ; \text{ para melhor precisão:}$$

$$v_{3ap} = \frac{4500 \text{ m}}{1,8 \text{ Seg} - 0,87 \text{ Seg}} = 4838,71 \text{ m/seg} \sim (4839 \text{ m/seg, como anotado na fig. 6.72b)}$$

$$\Delta \text{ em } (i_d - \alpha) = \frac{1800 \text{ m/seg}}{4838,71 \text{ m/seg}} = 0,37200 \therefore i_d - \alpha = 21,8390$$

$$i_d = 26,7577$$

Resolvendo o Triângulo $E_a A E'_a$ da fig 6.72 c

$$\frac{\overline{E_a A}}{\sin(90^\circ - d)} = \frac{\overline{A E'_a}}{\sin(i_a + d)} = \frac{\overline{E_a E'_a}}{\sin(90^\circ - i_a)}; \overline{E_a E'_a} = H_1 = 593,65 \text{ m} \therefore$$

$$\overline{E_a A} = 613,63 \text{ m}; \overline{A E'_a} = 214,33 \text{ m}$$

Resolvendo o Triângulo $E_d E'_d D$ da fig 6.72 c

$$\frac{\overline{E_d D}}{\sin(90^\circ + d)} = \frac{\overline{E'_d D}}{\sin(i_d - d)} = \frac{\overline{E_d E'_d}}{\sin(90^\circ - i_d)}; \overline{E_d E'_d} = h_1 = 205,96 \text{ m} \therefore$$

$$\overline{E_d D} = 229,81 \text{ m}; \overline{E'_d D} = 85,805 \text{ m}$$

$$\overline{AD} = \overline{E'_a E'_d} - (\overline{E'_a A} + \overline{E'_d D}); \overline{E'_a E'_d} = \overline{E_a E_d} \cdot \frac{1}{\cos d} = \frac{4500 \text{ m}}{\cos d}$$

$$\overline{AD} = 4216,498 \text{ m}$$

2º passo - Construção de um diagrama T-D auxiliar, como se os impulsos sísmicos fossem gerados nos pontos A e D (sobre a 1ª interface), e a 2ª interface fosse a única refratora (ver fig. 6.72 b)

A distância entre os pontos extremos do diagrama T-D auxiliar será - igual a \overline{AD} , sendo A e D os seus pontos extremos.

O tempo de chegada em D da onda direta que fosse gerada em A, ou vice versa, da onda direta gerada em D que chegasse em A, será:

$$t_{\text{direta}} \overline{AD} = t_{\text{direta}} \overline{DA} = \frac{1}{v_2} \overline{AD} = \frac{4216,498 \text{ m}}{2701,14 \text{ m/seg}} = 1,561 \text{ Seg}$$

Locando-se esse tempo em ordenadas nos extremos do diagrama T-D auxiliar, e unindo-se esses pontos aos pontos origens A ou D, obtém-se - retas cujos declives serão $\frac{1}{v_2} = \frac{1}{v_2}$ (ver fig. 6.72b)

"laux" $\frac{1}{v_2}$

O tempo $t_{A \rightarrow D} = t_{D \rightarrow A}$, de chegada em D da onda gerada em A, que se refrata na 2a. interface, e retorne a 1a. interface, no ponto D; ou vice versa, gerada em D, refratada na 2a. interface, retornando ao ponto A, será (conforme fig. 6.72b):

$$t_{A \rightarrow D} = t_{D \rightarrow A} = t_{E_a A B C D E_d} - (t_{E_a A}^- + t_{D E_d}^-) =$$

$$= t_{E_a \rightarrow E_d} - (t_{E_a A}^- + t_{D E_d}^-)$$

$t_{E_a \rightarrow E_d} = t_{E_d \rightarrow E_a} = 1,8 \text{ seg}$; lido no diagrama T-D da fig. 6.72a

$$t_{E_a A}^- = \frac{1}{V_1} \overline{E_a A} \therefore t_{E_a A}^- = \frac{1}{1800 \text{ m/seg}} \cdot 613,63 \text{ m} = 0,341 \text{ seg.}$$

$$t_{D E_d}^- = \frac{1}{V_1} \overline{D E_d} \therefore t_{D E_d}^- = \frac{1}{1800 \text{ seg}} \cdot 229,81 \text{ m} = 0,128 \text{ seg}$$

$$t_{A \rightarrow D} = t_{D \rightarrow A} = 1,8 \text{ seg} - (0,341 \text{ seg} + 0,128 \text{ seg})$$

$$t_{A \rightarrow D} = t_{D \rightarrow A} = 1,331 \text{ seg (ver fig 6.72 b)}$$

Escolhendo-se arbitrariamente dois pontos de recepção sobre o perfil original. Neste exemplo, escolhendo-se G_1 aos 1000m e G_2 aos 4000m - (ver figs 6.72 a e 6.72 c)

Os tempos:

$t_{E_a \rightarrow G_1}$, de chegada em G_1 da onda gerada em E_a , que se propaga ao longo da 2a. interface refratora;

$t_{E_d \rightarrow G_2}$, de chegada em G_2 da onda gerada em E_d , que se propaga ao longo da 2a. interface refratora;

Ambos esses tempos poderão serem lidas diretamente no diagrama T-D da fig. 6.72a.

Porém para melhor precisão, deverão serem calculados através de (6.66 a e b), como se segue:

$$t_{E_a \rightarrow G_1} = t_x = \frac{1}{V_{3ap}} x + \tau_{i'3ap}; \text{ para } x = \overline{E_a G_1} = 3500 \text{ m, e}$$

$$\tau_{i'3ap} = 0,87 \text{ seg}$$

$$t_{E_a \rightarrow G_1} = \frac{1}{4838,71 \text{ m/seg}} \cdot 3500 \text{ m} + 0,87 \text{ seg} = 1,593 \text{ seg}$$

$$t_{E_d \rightarrow G_2} = t_x = \frac{1}{V'_{3ap}} x + \tau'_{i'3ap}; \text{ para } x = \overline{E_d G_2} = 4000 \text{ m, e}$$

$$\tau'_{i'3ap} = 0,93 \text{ seg}$$

$$t_{E_d \rightarrow G_2} = \frac{4000 \text{ m}}{5172,41 \text{ m/seg}} + 0,93 \text{ seg} = 1,703 \text{ seg}$$

- Para local os pontos de emergência \underline{D}_1 e \underline{A}_1 na 1a. interface (nas figs 6.72 b e c).

Também:

(*) - Para calcular os tempos de percurso ao longo dos segmentos $\overline{D_1 G_1}$ e $\overline{A_1 G_2}$ (da fig. 6.72 c), das ondas que partem de $\overline{E_a}$ ou de $\overline{E_d}$, e que atingem respectivamente os pontos G_1 e G_2 , refratando-se na segunda interface, calcula-se:

$$\overline{G_1 G_1'} = h_1 + \overline{E_d G_1} \operatorname{tg} d = 205,96 \text{ m} + 1000 \text{ m} \operatorname{tg} d = (292,02 \text{ m})$$

$$\overline{G_2 G_2'} = h_1 + \overline{E_d G_2} \operatorname{tg} d = 205,96 \text{ m} + 4000 \text{ m} \operatorname{tg} d = (550,20 \text{ m})$$

ou também

$$\overline{G_1 G_1'} = H_1 - \overline{E_a G_1} \operatorname{tg} d = 593,65 \text{ m} - 3500 \text{ m} \operatorname{tg} d = (292,44 \text{ m})$$

$$\overline{G_2 G_2'} = H_1 - \overline{E_a G_2} \operatorname{tg} d = 593,65 \text{ m} - 500 \text{ m} \operatorname{tg} d = (550,62 \text{ m})$$

Adotando-se as médias desses valores calculados:

$$\overline{G_1 G_1'} = 292,23 \text{ m} ; \overline{G_2 G_2'} = 550,41 \text{ m}$$

Resolvendo-se o triângulo $\overline{G_1 G_1' D_1}$ da fig. 6.72 c

$$\frac{\overline{G_1 G_1'}}{\operatorname{sen}(90^\circ - d)} = \frac{\overline{G_1 D_1}}{\operatorname{sen}(90^\circ - d)} = \frac{\overline{G_1' D_1}}{\operatorname{sen}(i' - d)}$$

$$\overline{G_1 D_1} = 326,07 \text{ m} ; \overline{G_1' D_1} = 121,75 \text{ m}$$

Resolvendo o triângulo $\overline{G_2 G_2' A_1}$ da fig. 6.72 c

$$\frac{\overline{G_2 G_2'}}{\operatorname{sen}(90^\circ - i' d)} = \frac{\overline{G_2 A_1}}{\operatorname{sen}(90^\circ - d)} = \frac{\overline{A_1 G_2'}}{\operatorname{sen}(i' + d)}$$

$$\overline{G_2 A_1} = 568,93 \text{ m} ; \overline{A_1 G_2'} = 198,72 \text{ m}$$

- Para local o ponto \underline{D}_1 no diagrama $T-D$ auxiliar da fig. 6.72 b

$$\overline{D D_1} = \overline{E_d' G_1'} - \overline{E_d' D} + \overline{G_1' D_1} ; \overline{E_d' G_1'} = \overline{E_d G_1} \cdot \frac{1}{\operatorname{cos} d} = \frac{1000 \text{ m}}{\operatorname{cos} d}$$

$$\overline{E_d' D} = 85,805 \text{ m}, \text{ calculado anteriormente}$$

$$\overline{G_1' D_1} = 121,75 \text{ m}, \quad " \quad "$$

$$\overline{D D_1} = \frac{1000 \text{ m}}{\operatorname{cos} d} - 85,805 \text{ m} + 121,75 \text{ m} = 1039,64 \text{ m}$$

- Para locar o ponto A_1 no diagrama T - D aux., da fig 6.72 b

$$\overline{DA_1} = \overline{E'dG_2} - \overline{E'dD} - \overline{A_1G_2}; \overline{E'dG_2} = \frac{\overline{EdG_2}}{\cos \alpha} = \frac{4000 \text{ m}}{\cos \alpha}$$

$$\overline{E'dD} = 85,805 \text{ m, calculado anteriormente}$$

$$\overline{A_1G_2} = 198,72 \text{ m, " "}$$

$$\overline{DA_1} = \frac{4000 \text{ m}}{\cos \alpha} - 85,805 \text{ m} - 198,72 \text{ m} = 3730,26 \text{ m}$$

- Para locar no diagrama T-D aux., da fig. 6.72 b o tempo $t_{A \rightarrow D_1}$, sobre o ponto D_1

- Conforme fig 6.72 c,

$$t_{A \rightarrow D_1} = t_{ABC'D_1} = t_{E_dABC'D_1G_2} - (t_{E_dA} + t_{D_1G_1}) = t_{E_d \rightarrow G_1} - (t_{E_dA} + t_{D_1G_1})$$

$$t_{E_d \rightarrow G_1} = 1,593 \text{ seg, calculado anteriormente}$$

$$t_{E_dA} = 0,341 \text{ seg, " "}$$

$$t_{D_1G_1} = t_{G_1D_1} = \overline{G_1D_1} \cdot \frac{1}{V_1} = 326,07 \text{ m} \cdot \frac{1}{1800 \text{ seg}} = 0,181 \text{ seg}$$

$$t_{A \rightarrow D_1} = 1,071 \text{ seg}$$

- Para locar no diagrama T-D aux. da fig 6.72 c o tempo

$$t_{D \rightarrow A_1}, \text{ sobre o ponto } A_1.$$

- Conforme fig 6.72 c

$$t_{D \rightarrow A_1} = t_{DCB'A_1} = t_{E_dDCB'A_1G_2} - (t_{E_dD} + t_{A_1G_2}) = t_{E_d \rightarrow G_2} - (t_{E_dD} + t_{A_1G_2})$$

$$t_{E_d \rightarrow G_2} = 1,703 \text{ seg, calculado anteriormente}$$

$$t_{E_dD} = t_{DE_d} = 0,128 \text{ seg, " "}$$

$$t_{A_1G_2} = t_{G_2A_1} = \overline{G_2A_1} \cdot \frac{1}{V_1} = 568,93 \text{ m} \cdot \frac{1}{1800 \text{ m/seg}} = 0,316 \text{ seg}$$

$$t_{D \rightarrow A_1} = 1,259 \text{ seg}$$

- No diagrama T-D aux., da fig. 6.72 b:

- a reta que une os pontos $t_D - A_1 = 1,259 \text{ seg}$ e $t = 1,331 \text{ seg}$
 $D \rightarrow A$

(anteriormente calculado), sobre os pontos A_1 e A , expressa a velocidade aparente V'_3 aux. ap = V_2 aux. a do segundo refrator, no diagrama auxiliar;

- a reta que une os pontos $t_A \rightarrow n_1 = 1,071 \text{ seg}$ e $t_A \rightarrow n = 1,331 \text{ seg}$.

(anteriormente calculado), sobre os pontos D_1 e D , expressa a velocidade aparente V_3 aux. ap = V_2 aux d do segundo refrator, no diagrama auxiliar.

Tendo-se:

$$V_3 \text{ aux. ap} = V_2 \text{ aux a} = \frac{\overline{AA_1}}{t_{D \rightarrow A} - t_{D \rightarrow A_1}} = \frac{\overline{DA} - \overline{DA_1}}{t_{D \rightarrow A} - t_{D \rightarrow A_1}} =$$

$$= \frac{4216,498 \text{ m} - 3730,26 \text{ m}}{1,331 \text{ Seg} - 1,259 \text{ Seg}} = 6753,3 \frac{\text{m}}{\text{Seg}}$$

$$V_3 \text{ aux. ap} = V_2 \text{ aux d} = \frac{\overline{DD_1}}{t_{A \rightarrow D} - t_{A \rightarrow D_1}} = \frac{1039,64 \text{ m}}{1,331 \text{ Seg} - 1,071 \text{ Seg}} = 3998,6 \frac{\text{m}}{\text{Seg}}$$

Sendo V_2 aux. a = 6.753,3 m/seg > 3998,6 m/seg = V_2 aux d, conclui-se:
 - A 2a. interface é ascendente no sentido do ponto D para o ponto A (portanto mergulha no sentido contrário da 1a. interface). Por essa razão, essas velocidades aparentes, foram anotadas com a (de ascendente) e d (de descendente).

Seus respectivos tempos de intercepção τ_i aux. a e τ_i aux. d, poderão ser lidos no diagrama auxiliar da fig. 6.72b, mas para melhor precisão deverão ser calculados através de [6.50a e b], tendo-se:

$$\tau_i \text{ aux. a} = t_{x_1} - \frac{x_1}{V_2 \text{ aux a}}; \text{ para } x_1 = \overline{DA_1} = 3730,26 \text{ m}$$

$$\tau_i \text{ aux d} = t_{x_1} - \frac{x_1}{V_2 \text{ aux d}}; \text{ para } x_1 = \overline{AD_1} = 3176,858 \text{ m}$$

ou:

$$\tau_i \text{ aux a} = 1,259 \text{ Seg} - \frac{3730,26 \text{ m}}{6753,3 \frac{\text{m}}{\text{Seg}}} = 0,707 \text{ Seg}$$

$$\tau_i \text{ aux d} = 1,073 \text{ Seg} - \frac{3176,858 \text{ m}}{3998,6 \frac{\text{m}}{\text{Seg}}} = 0,279 \text{ Seg}$$

3º passo - Interpretação do diagrama auxiliar da fig. 6.72b, como um problema com dois leitossides se modo é resolvido o problema da 2a. interface refratora, estabelecendo seu posicionamento em relação à 1a. interface refratora.

Conforme [6.52] e [6.53], calcula-se:

$$i_{c2} = \frac{1}{2} \left(\arcsen \frac{V_1 \text{ auxc}}{V_2 \text{ auxcd}} + \arcsen \frac{V_1 \text{ auxc}}{V_2 \text{ auxcd}} \right) = \text{ângulo crítico para o 2ª interface.} \quad \textcircled{A}$$

$$i_{c2} = \frac{1}{2} \left(\arcsen \frac{2701 \text{ m/seg}}{3998,6 \text{ m/seg}} + \arcsen \frac{2701 \text{ m/seg}}{6753,3 \text{ m/seg}} \right) = 33,0336$$

$$(\varphi - \alpha) = \frac{1}{2} \left(\arcsen \frac{V_1 \text{ auxc}}{V_2 \text{ auxcd}} - \arcsen \frac{V_1 \text{ auxc}}{V_2 \text{ auxcd}} \right) = 9,4584 \quad \textcircled{A}$$

$(\varphi - \alpha)$ = mergulho da 2a. interface medido em relação a primeira interface, e no sentido de A para D. Como o mergulho da primeira interface no sentido de A para D é $\alpha = -49,9187$, o mergulho φ da 2a. interface nesse sentido (isto é da direita para a esquerda do perfil) será:

$$\varphi = 9,4584 + (-49,9187) = -40,4603$$

Conforme [6.12]

$$\text{Sen } i_{c2} = \frac{V_2}{V_3} \therefore V_3 = \frac{V_2}{\text{Sen } i_{c2}} = \frac{2701,14 \text{ m/seg}}{\text{Sen } 33,0336} = 4955 \text{ m/seg}$$

Conforme [6.57a e b]

$$Z_{1,2} = \frac{\tilde{L}_{\text{auxcd}} \cdot V_1 \text{ auxc}}{2 \cos i_{c2}} \quad Z_{1,2} = \text{Segmento da perpendicular à 2a. interface, baixada do ponto A da 1a. interface (ver figs. 6.72b e c).}$$

$$Z_{1,2} = 449,46 \text{ m}$$

$$Z_{1,2} = \frac{\tilde{L}_{\text{auxca}} \cdot V_1 \text{ auxc}}{2 \cos i_{c2}}$$

$$Z_{1,2} = 1138,97 \text{ m}$$

$Z_{1,2}$ = Segmento da perpendicular à 2a. interface, baixada do ponto D da 1a. interface (ver figs. 6.72 b e c)

Finalmente para locar a 2a. interface a partir da locação da 1a. interface:

Conforme [6.59a e b]

Na fig. 6.72c: O Segmento da perpendicular à 1a. interface até a 2a. interface, baixada do ponto A será igual à $Z_{1,2} = \frac{449,46 \text{ m}}{\cos(\varphi - \alpha)} = \frac{449,46 \text{ m}}{\cos 9,4584} = 455,65 \text{ m}$

O segmento da perpendicular à 1a. interface até a 2a. interface baixada do ponto D será $\frac{Z_{1,2}}{\cos(\varphi - \alpha)} = \frac{1138,97 \text{ m}}{\cos 9,4584} = 1154,67 \text{ m}$

Para verificar, conforme [6.60]:

$$tg(\varphi-d) \cong \frac{1154,67m - 455,65m}{AD} = \frac{699,02m}{4216,498m}$$

$$(\varphi-d) \cong (9,4130) \sim 9,4584, \text{ calculado anteriormente}$$

Resolução da 2a. interface diretamente, aplicando as expressões analíticas deduzidas no item 6.5.3.

Conforme [6.67]

$$i_{c2} = \frac{1}{2} \left[\arcsen\left(\frac{v_2}{v_1} \sin i_a\right) + \arcsen\left(\frac{v_2}{v} \sin i_d\right) \right]$$

$$i_{c2} = \frac{1}{2} \left[\arcsen\left(\frac{2701,14}{1800} \sin 15,4463\right) + \arcsen\left(\frac{2701,14}{1800} \sin 26,7577\right) \right]$$

$$i_{c2} = 33,0297 \sim (33,0336, \text{ calculado anteriormente})$$

$$v_3 = \frac{v_2}{\sin i_{c2}} = \frac{2701,14}{\sin 33,0297} = 4955,6 \frac{m}{seg} \sim (4,955,6 \frac{m}{seg} \text{ calculado anteriormente})$$

Conforme [6.69 a e b]

$$Z_{12} = \frac{v_2 \left[\tilde{v}_{3cpa} - \frac{z_1 \cos(i_a + i_d) + 1}{v_1 \cos i_a} \right]}{2 \cos i_{c2}} = \frac{2701,14 \left[0,87 - \frac{591,46 \cos(15,4463 + 26,7577) + 1}{1800 \cos 15,4463} \right]}{2 \cos 33,0297}$$

$$Z_{12} = 445,53m \sim (449,46m, \text{ calculado anteriormente})$$

$$z_{12} = \frac{v_2 \left[\tilde{v}_{3apd} - \frac{z_1 \cos(i_a + i_d) + 1}{v_1 \cos i_d} \right]}{2 \cos i_{c2}} = \frac{2701,14 \left[0,93 - \frac{205,20 \cos(15,4463 + 26,7577) + 1}{1800 \cos 26,7577} \right]}{2 \cos 33,0297}$$

$$z_{12} = 1140,13m \sim (1138,97, \text{ calculado anteriormente})$$

Sendo $Z_{12} < z_{1,2}$, levar a conclusão de que a 2a. interface mergulha em relação a 1a. interface no sentido do perfil de E_d para E_d - (ver fig 6.72 c). Portanto as duas interfaces mergulham em sentido contrário. Conforme [6.68]:

$$\pm(\varphi-d) = \frac{1}{2} \left[\arcsen\left(\frac{v_2}{v_1} \text{sen } i_a\right) - \arcsen\left(\frac{v_2}{v_1} \text{sen } i_d\right) \right]$$

$$\pm(\varphi-d) = \frac{1}{2} \left[\arcsen\left(\frac{2701,14}{1800} \text{sen } 15,4463\right) - \arcsen\left(\frac{2701,14}{1800} \text{sen } 26,7577\right) \right]$$

$$\pm(\varphi-d) = 9,4721 \sim (9,4584, \text{ calculado anteriormente})$$

$$\varphi = 9,4721 + (-4,9187) = 4,5534$$

Conforme (6.71a e b):

$$H_2 = \left[Z_{12} + Z_1 \frac{\cos(i_a + d + \varphi)}{\cos i_a} \right] \frac{1}{\cos \varphi}; H_2 = \left[445,53 + 591,46 \frac{\cos(i_a + d + \varphi)}{\cos i_a} \right] \frac{1}{\cos 4,5534}$$

$H_2 = 1005,20 \text{ m}$, profundidade da 2ª interface abaixo de E_a

$$h_2 = \left[Z_{12} + Z_1 \frac{\cos(i_d - d - \varphi)}{\cos i_d} \right] \frac{1}{\cos \varphi}; h_2 = \left[1140,13 + 205,20 \frac{\cos(i_d - d - \varphi)}{\cos i_d} \right] \frac{1}{\cos \varphi}$$

$h_2 = 1363,86 \text{ m}$, profundidade da 2ª interface abaixo do ponto E_d

Para verificar, conforme (6.60):

$$\text{tg } \varphi = \frac{h_2 - H_2}{E_a E_d} = \frac{1363,86 \text{ m} - 1005,20 \text{ m}}{4500 \text{ m}} \therefore$$

$$\varphi = 4,5570 \sim (4,5534, \text{ calculado anteriormente})$$

6.5.4 - Refração num perfil transversal a um plano de falha

6.5.4.1 - Perfil de refração atravessando um plano de falha, quando o ponto de explosão situa-se sobre o bloco elevado da falha

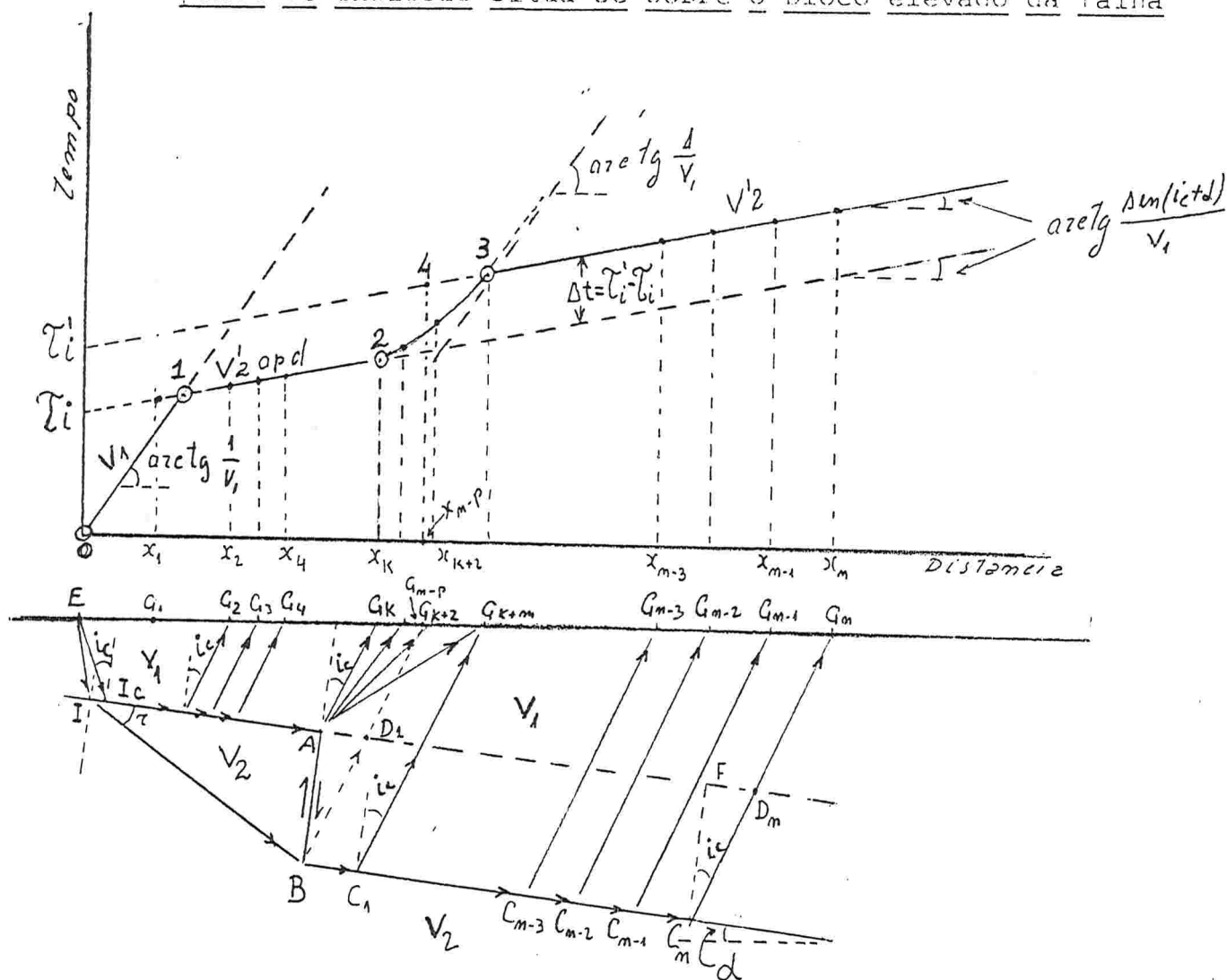


Fig 6.73

A fig. 6.73 representa um perfil de refração sobre um terreno plano e horizontal atravessando um plano de falha. Para facilitar a análise, admite-se que a estrutura consiste de dois leitos homogêneos com velocidades de propagação da onda longitudinal $v_1 < v_2$; que a interface refratora é plana e inclinada, e que foi deslocada por uma falha de movimento unicamente translacional. Desse modo a atitude da interface é a mesma, no bloco elevado e no bloco abatido da falha. O ponto de explosão E situa-se sobre o bloco elevado.

Os tempos de primeiras chegadas das ondas diretas e refratada nos pontos de recepção $G_1, G_2 \dots$ até G_k (situados a distâncias $x_1, x_2 \dots x_k$ do ponto de explosão E), comportam-se como no caso de refração numa estrutura com dois leitos.

Assim o segmento do diagrama T - D entre os pontos anotados com 0 e 1, expressa a onda direta que parte do ponto de explosão E, sendo o seu declive $\frac{1}{v_1}$. O segmento entre os pontos 1 e 2 do diagrama T - D, expressa

a velocidade da onda refratada na interface do bloco elevado da falha (até o ponto A). Sendo a interface inclinada, seu declive será

$$\frac{1}{v_{2d}} = \frac{\text{sen}(i_c + d)}{v_1} \quad (\text{quando o sentido for descendente}), \text{ ou}$$

$$\frac{1}{v_{2a}} = \frac{\text{sen}(i_c - d)}{v_1} \quad (\text{quando o sentido for ascendente});$$

tudo de acordo com (S. 48 a e b). O tempo da primeira chegada no ponto G_K , será o tempo para a onda percorrer a poligonal $E I_c A G_K$ tendo-se:

$$t_{E I_c A G_K} = t_{E I_c A} + t_{A G_K} = t_{E I_c A} + \frac{1}{v_1} \overline{A G_K}$$

O ponto A é na intercepção da interface com o plano da falha (no bloco elevado).

Inexistindo a interface refratora além do ponto A, a onda refratada na mesma, que atinge sucessivamente os pontos $G_{K+1}, G_{K+2}, \dots, G_{K+m}$, emergirá desse ponto A, percorrendo os segmentos $\overline{A G_{K+1}}, \overline{A G_{K+2}}, \dots, \overline{A G_{K+m}}$ de comprimentos crescentes.

Os tempos de chegada nesses pontos da superfície serão:

$$t_{G_{K+1}} = t_{E I_c A} + \frac{1}{v_1} \overline{A G_{K+1}}$$

$$t_{G_{K+m}} = t_{E I_c A} + \frac{1}{v_1} \overline{A G_{K+m}}$$

Entre os pontos 2 e 3 do diagrama T - D, a função $t = f(x)$ será uma curva.

Poderá ser demonstrado que essa curva é uma hipérbole, aproximando-se assintoticamente de uma reta cujo declive é $\frac{1}{v_1}$. Portanto a assintota é paralela ao segmento entre os pontos 0 e 1, que expressa a onda direta.

Entretanto, além da frente de onda cujo raio partindo do ponto E, e que incide na interface refratora com o ângulo crítico i_c (no ponto I_c), ou tra frente de onda cujo raio é EI, atingirá a interface com ângulo menor do que i_c . Esta última sofrerá refração parcial ao atravessar a interface, se transmitindo no segundo meio com velocidade v_2 , de modo a atingir o ponto B.

O ponto B situa-se na intercepção do plano da falha com a interface do bloco abatido.

Do ponto B essa onda continua se propagando ao longo da interface, no bloco abatido, de modo a atingir sucessivamente os pontos C_1, C_2, \dots .

C_{n-1} e C_n , emergindo de cada um desses pontos com ângulo i_c , para atingir sucessivamente os pontos $G_{(m-p)}, \dots, G_{(k+m)}, \dots, G_{(m-3)}, G_{(m-2)}, G_{(m-1)}, G_m$ (na superfície do terreno).

O primeiro ponto atingido na superfície do terreno (após emergir do ponto B) situa-se à distância X_{n-p} , como mostra a fig. 6.49.

O tempo de chegada da onda que se propaga ao longo da interface no bloco abatido, num ponto G_n qualquer da superfície, será expresso por:

$$t_{EIB C_m G_m} = \frac{1}{V_1} \overline{EI} + \frac{1}{V_2} \overline{IB} + \frac{1}{V_2} \overline{BC_m} + \frac{1}{V_1} \overline{C_m G_m}$$

Traçando-se a partir do ponto A, uma reta paralela a interface no bloco abatido, ela intercepta os raios de emergência dessa onda em D_1 a D_n , tendo-se: $\overline{C_m G_m} = \overline{C_m D_m} + \overline{D_m G_m}$, então:

$$t_{EIB C_m G_m} = \left(\frac{1}{V_1} \overline{EI} + \frac{1}{V_2} \overline{IB} + \frac{1}{V_1} \overline{C_m D_m} \right) + \left(\frac{1}{V_2} \overline{BC_m} + \frac{1}{V_1} \overline{D_m G_m} \right); \text{expressão auxiliar [I]}$$

Para valores de x maiores de que a distância X_{n-p} , a soma dos termos reunidos no primeiro parêntese será invariável em relação a distância x . A soma dos últimos dois termos variam com a distância x .

Fazendo-se a hipótese de que a interface do bloco superior se prolongasse além do ponto A até o ponto D_n , (no caso da inexistência da falha). - Nessa hipótese o tempo de chegada da onda propagada ao longo da mesma, que atingisse um ponto G_n seria expresso por:

$$t_{EIC A D_1 D_m G_m} = \frac{1}{V_1} \overline{EI_c} + \frac{1}{V_2} \overline{I_c D_1} + \left(\frac{1}{V_2} \overline{D_1 D_m} + \frac{1}{V_1} \overline{D_m G_m} \right); \text{Expressão auxiliar [II]}$$

Essa função, no diagrama T-D, seria uma reta no prolongamento do segmento 1 à 2.

Sendo $\overline{BC_n} = \overline{D_1 D_n}$; a diferença de tempo Δt , dos tempos de chegada da onda que se propaga ao longo da interface no bloco abatido (conforme a expressão [I]), e da que se propagasse ao longo da interface, na hipótese da inexistência da falha (conforme a expressão [II]), será:

$$\begin{aligned} \Delta t &= t_{EIB C_m G_m} - t_{EIC A D_1 D_m G_m} = \\ &= \left(\frac{1}{V_1} \overline{EI} + \frac{1}{V_2} \overline{IB} \right) + \frac{1}{V_1} \overline{C_m D_m} - \left(\frac{1}{V_1} \overline{EI_c} + \frac{1}{V_2} \overline{I_c D_1} \right) \end{aligned}$$

ou:

$$\Delta t = \left(t_{EIB} - t_{EIC D_1} \right) + \frac{1}{V_1} \overline{C_m D_m}; \text{Expressão auxiliar [III]}$$

Examinando-se essa expressão de Δt , verifica-se que, para distâncias no perfil $x > x_{n-p}$, ela é constante.

→ Portanto a expressão (I), a qual é a função no diagrama T-D dos tempos de chegadas na superfície (para distâncias maiores do que x_{n-p}) da onda que se propaga ao longo da interface no bloco abatido, é uma reta - paralela ao segmento 1 a 2.

O ponto 3, da intercepção dessa reta com o segmento curvilíneo do diagrama, determina o tempo de chegada simultânea, das ondas que se propagam ao longo das interfaces, no bloco elevado e abatido da falha. A partir da abcissa x_{y+m} desse ponto 3, a onda que se propaga ao longo da interface no bloco abatido será a primeira a chegar. Isso acontece quando o rejeito da falha \overline{AB} é relativamente pequeno, em relação a distância do ponto de explosão até o plano da falha.

Quando o rejeito da falha é muito grande (ou o perfil é muito curto), poderá não ocorrer no diagrama T-D, o último segmento retilíneo que parte do ponto 3, e o diagrama termina pelo segmento hiperbólico ascendente - que inicia-se no ponto 2.

Avaliação do rejeito da falha

Admitindo-se que o rejeito \overline{AB} da falha fosse normal à interface, a expressão [III] poderia ser escrita:

$$\Delta t = [t_{EI B} - (t_{EI_c A} + t_{AD_1})] + \frac{1}{V_1} \overline{C_m D_m}, \text{ ou:}$$

$$\Delta t = (t_{EI B} - t_{EI_c A}) - \frac{1}{V_2} \overline{FD_m} + \frac{1}{V_1} \overline{C_m D_m}$$

Quando o rejeito \overline{AB} é pequeno, quando comparado a distância do ponto de explosão ao plano de falha, podemos admitir sem erro sensível que:

$$t_{EI B} \sim t_{EI_c A}, \text{ e assim que } \Delta t = \frac{1}{V_1} \overline{C_m D_m} - \frac{1}{V_2} \overline{FD_m};$$

de fig 6.73:

$$\overline{C_m D_m} = \frac{\overline{FC_m}}{\cos i_c} = \frac{\overline{AB}}{\cos i_c}; \quad \overline{FD_m} = \overline{FC_m} \operatorname{tg} i_c = \overline{AB} \operatorname{tg} i_c; \text{ tendo-se:}$$

$$\Delta t \sim \frac{1}{V_1} \frac{\overline{AB}}{\cos i_c} - \frac{1}{V_2} \overline{AB} \operatorname{tg} i_c = \overline{AB} \left(\frac{1}{V_1 \cos i_c} - \frac{1}{V_2} \frac{\operatorname{sen} i_c}{\cos i_c} \right)$$

sendo $\operatorname{sen} i_c = \frac{V_1}{V_2}$; $\cos i_c = \sqrt{1 - \operatorname{sen}^2 i_c} = \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2}$; tem-se:

$$\Delta t \sim \overline{AB} \left(\frac{1}{V_1} \frac{V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} - \frac{1}{V_2} \cdot \frac{V_1}{V_2} \cdot \frac{V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \right) = \overline{AB} \left(\frac{V_2^2 - V_1^2}{V_1 V_2 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \right) = \overline{AB} \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2}$$

$$\overline{AB} \sim \Delta t \cdot \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \text{ Expressão [6.72]}$$

De fig 6.73; $\Delta t = \tau_i' - \tau_i$, assim que, o rejeito da falha nessas condições, será: $\overline{AB} \sim (\tau_i' - \tau_i) \cdot \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$ Expressão [6.73]

1 até o ponto 2) expressa a velocidade aparente do segundo leito. Quando o perfil é no sentido ascendente da interface (como no caso figurado) o declive será $\frac{1}{V_{2a}} = \frac{\Delta \sin(\alpha_c - \alpha)}{V_1}$; no sentido descendente seria

$$\frac{1}{V_{2d}} = \frac{\Delta \sin(\alpha_c + \alpha)}{V_1}$$

Tudo de acordo com [6.48 a e b].

Quando a onda emerge da interface no ponto I_{emq} , para atingir a superfície no ponto G_q (situado à distância do ponto de explosão x_q (situado à distância do ponto de explosão x_q no perfil), ele percorre com velocidade V_1 o segmento $\overline{I_{emq}G_q}$. Para atingir pontos na superfície à distâncias maiores do que x_q , a onda deverá percorrer segmentos com a velocidade $V_2 > V_1$, em lugar de percorrer todo o último intervalo de emergência com a velocidade V_1 . Assim acontece no caso figurado quando as ondas que atingem os pontos $G_{q+1}, \dots, G_{m-2}, G_{m-1}, G_m$, as quais devem percorrer os caminhos respectivamente $\overline{BI'_m + I'_m G_{q+1}}; \dots; \overline{BI''_m + I''_m G_{m-2}}; \overline{BI'''_m + I'''_m G_{m-1}}; \overline{BI_m + I_m G_m}$, sendo que os segmentos $\overline{BI'_m}, \overline{BI''_m}, \overline{BI'''_m}, \overline{BI_m}$, são percorridos com velocidade $V_2 > V_1$.

Sendo esses segmentos de comprimento crescentes, resulta que as chegadas da onda se anteciparão cada vez mais em relação aos tempos de chegada que ocorreriam se inexistisse a falha (isto é se a interface se continuasse além do ponto B para esquerda). A função dos tempos de chegada para distâncias maiores do que x_q será então uma curva hiperbólica tendendo a aproximar-se assintoticamente de uma paralela ao segmento 1 à 2, sem nunca atingir o paralelismo. Desse modo Δt , representando a diferença de chegada em relação à hipótese de inexistência da falha, não será constante como no caso do item 6.5.4.1. anterior (em que o ponto de explosão estaria situado sobre o bloco elevado da falha).

Para distâncias $\overline{AI_m}$ muito grandes em relação ao rejeito da falha \overline{AB} , os intervalos dos caminhos de emergência da onda ($\overline{BI_n}$, com velocidade V_2), tornariam muito grandes em relação aos intervalos de emergência ($\overline{I_n G_m}$, com velocidade V_1). Nessas condições a função dos tempos de chegada seria sensivelmente paralela ao segmento 1 à 2 do diagrama.

6.5.4.3 - Interpretação de estrutura de falha mediante perfis conjugados atravessando o plano de falha

Do que foi analisado nos itens anteriores 6.5.4.1 e 6.5.4.2, conclui-se que são necessários, pelo menos dois perfis conjugados atravessando o plano de falha para que a mesma seja interpretada.

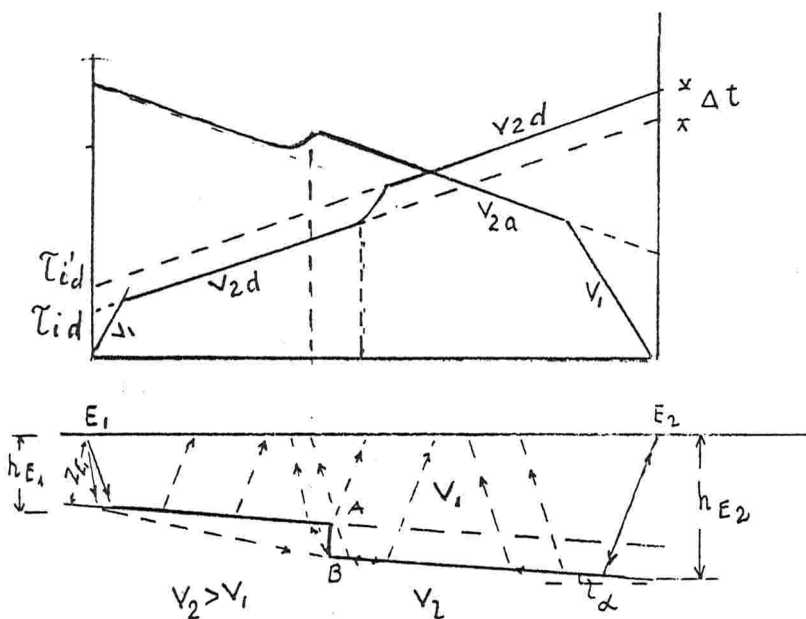
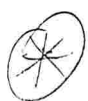


Fig 6.75

A fig. 6.75, mostra como se apresenta o problema nos casos simples analisados.

Nessas condições, a velocidade de v_1 do 1º leito seria obtida diretamente do diagrama T - D. As velocidades aparentes do 2º leito seriam obtidas dos dados dos diagramas T - D conjugados, possibilitando o cálculo da velocidade v_2 , do mergulho α e do ângulo crítico i_c , como se fosse um problema do tipo analisado no item 6.5.3.1

O tempo de intercepção no sentido do perfil, do bloco elevado para o bloco abatido, possibilita o cálculo da profundidade da interface no bloco-elevado. O cálculo (aproximado) do rejeito da falha mediante [6.72], leva a solução aproximada da profundidade da interface no bloco abatido.

Outros problemas mais complexos poderão ocorrer, como da falha reversa, falhas de movimento com componentes rotacionais, nas quais as atitudes da interface são diferentes nos dois blocos da falha etc.

Para cada caso caberia análise e solução particular, mais ou menos complexa.

Muitas vezes, mediante detalhamento com perfis recíprocos cobrindo separadamente a interface em cada bloco da estrutura falhada, a solução aproximada será possível.

Nesse caso a interpretação para cada bloco falhado separadamente, leva a interpretação da falha mediante a correlação dos resultados.

Observe-se que estruturas decorrentes do falhamento, como presença de brecha de falha, arrastamentos (junto ao plano da falha) etc., originam fenômenos de difração e outras perturbações subsidiárias, que perturbam -

os registros dos eventos, junto ao plano de falha.

6.5.5 - Refração em interfaces não planas -

- Interpretações - Baseadas no conceito de "delay time", e outras técnicas.

Objetivos e técnicas utilizados (generalidades).

Nos problemas de sísmica de refração abordados anteriormente admitiu-se que:

- a) As interfaces refratoras fossem planas
- b) As superfícies do terreno, onde estariam locados os pontos de explosão e de recepção, fossem horizontais.

Embora em geral, a sísmica de refração seja aplicada para resolver problemas estratigráficos em que predominam condições de interfaces sensivelmente planas, em alguns problemas importantes, as condições são de interfaces irregulares, não planas. Isso acontece nas aplicações para estudo de fundações para obras civis de construção de barragens, quando o objetivo é o de mapear o contato da rocha intemperizada com a rocha fresca (isto é do manto de intemperismo com o "bed/rock"). Também acontece nos problemas de reconhecimento estrutural das bacias sedimentares na pesquisa para água subterrânea, para carvão, e para outras finalidades. Nesses casos muitas vezes, o objetivo é o de mapear o modelado do embasamento cristalino das bacias, o qual geralmente é ondulado, e com pequenas irregularidades.

Para todos esses casos, as interpretações das profundidades e das atitudes das interfaces refratoras, com base nas observações dos tempos de intercepções nos extremos dos perfís, como se as atitudes fossem invariáveis ao longo das mesmas, são inadequadas. Por isso foram desenvolvidas técnicas, mediante as quais, torna-se possível estimar-se as profundidades separadamente, em cada ponto da explosão e de recepção. Também como consequência do relevo da superfície do terreno, os pontos de explosão e de recepção geralmente não estarão no mesmo nível, como foi admitido nos problemas abordados anteriormente. Para que assim possam ser considerados, é prática geral aplicada para os métodos de refração e também para o método de reflexão, introduzir-se correções nas medidas dos registros de tempos de chegada dos eventos sísmicos. Desse modo são compensados os retardos ou antecipações decorrentes dos efeitos do relevo. Essas correções são denominadas de topografia ou do relevo, e serão abordadas mais adiante no item 6.6

A maioria das técnicas de interpretação adequadas para mapear interfaces irregulares, e também para calcular as correções topográficas referidas, baseiam-se no conceito, referido na literatura, por conceito de "delay time", o qual será abordado no item a seguir. Cabe mencionar, que além das técnicas baseadas no conceito de "delay time", foram desenvolvidos outros procedimentos (em geral processos gráficos) muitas vezes preferidos para essas interpretações.

Por limitações dos objetivos deste texto, estas últimas técnicas serão apenas referidas com indicações para consulta.

Dessas a mais abordada na literatura técnica, é a denominada método das frentes de onda, bem descrita em Telford W.M. et al 1976, em Figuerola, J.C. 1974 e Givich 1972. É recomendada pela sua racionalidade, embora seja muito laboriosa. Merece destaque também a técnica denominada método do polígono de velocidades, bem descrito em Hales, F.N. 1978. Essa técnica tem sido preferida pelas equipes da CPRM - MME, aplicando-a para mapear a morfologia do embasamento cristalino, na pesquisa de reconhecimento das bacias carboníferas no Brasil - PS - em Projetos das décadas 1970-80. Também as equipes da PETROBRÁS - MME, a tem aplicado para mapear o substrato mesozoico, na pesquisa para petróleo no Brasil.

6.5.5.1 - "Delay time", tempos de intercepções, "verdadeiro" e "aparentes"
Expressões analíticas derivadas desses conceitos.



Fig 6.76a

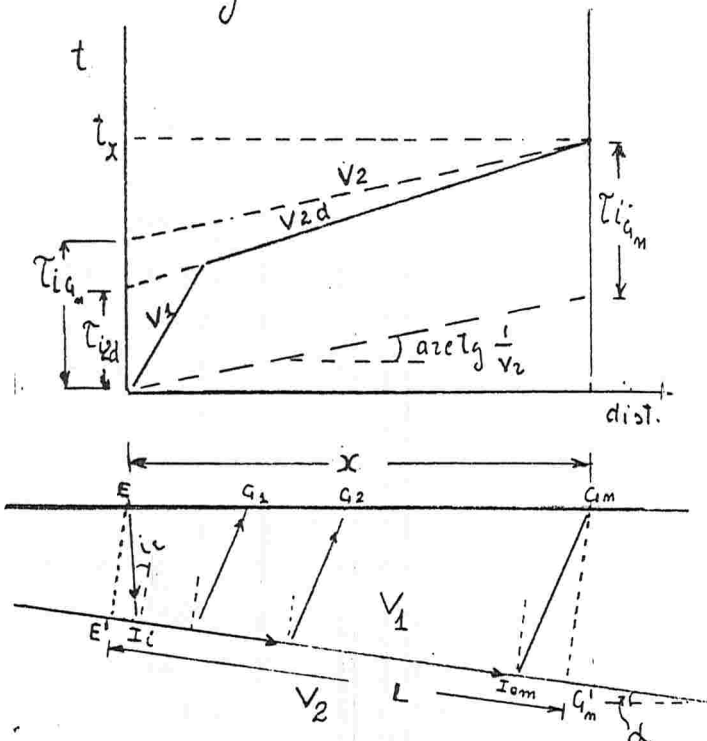
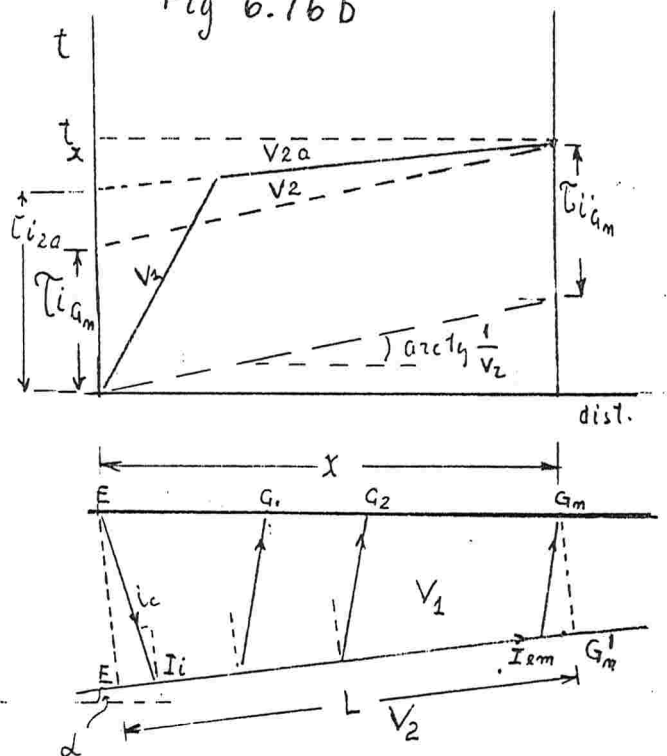


Fig 6.76b



As situações simples com dois leitos homogêneos figurados (ver figs. 6.76 a e b), representam as refrações numa interface plana com mergulho α , nos sentidos descendente e ascendente da interface.

Vimos no item 6.5.3.1: - Nos respectivos diagramas T-D, as retas expressam as velocidades aparentes V_{2d} e V_{2a} ; essas retas interceptam os eixos das ordenadas nos tempos

$$\tau_{id} = \frac{2Z_{Ed} \cos i_c}{V_1}; \text{ e } \tau_{i2a} = \frac{2Z_{Ea} \cos i_c}{V_1}; \text{ conforme [6.47 a e b].}$$

Esses tempos chamaremos de intercepção "aparentes", respectivamente, descendente e ascendente.

Se conhecessemos a verdadeira velocidade V_2 do horizonte refrator, e calculássemos conforme [6.37] o tempo de intercepção através do tempo de chegada t_x num receptor G_n situado a uma distância x , teríamos $\tau_{ix} = t_x - \frac{x}{V_2} = \tau_{ic_m}$. Esse tempo de intercepção, o qual chamaremos "verdadeiro" será diferente, como mostram as figuras 6.76 a e b.

Se calculássemos os tempos de intercepções através das velocidades aparentes V_{2a} ou V_{2d} , e através do tempo t_x de chegada no receptor G_n , conforme [6.50 a e b], teríamos

$$\tau_{id} = t_{xd} - \frac{x}{V_{2d}}; \text{ e } \tau_{ia} = t_{xa} - \frac{x}{V_{2a}}; \text{ chegaríamos aos mesmos valores dos tempos de intercepções "aparentes" (descendente ou ascendente), desde que a interface refratora fosse plana.}$$

Observe-se que, se as interfaces refratores não fossem planas, elas teriam diferentes inclinações ao longo dos perfis, variando conseqüentemente os valores de V_{2a} e V_{2d} ; desse modo os tempos de intercepção calculados através de [6.50 a e b] seriam variáveis, expressando as irregularidades de interface refratora.

Definimos também:

- "Delay time" do ponto de explosão (representado com o símbolo δ_e):-
- Tempo realmente decorrido no percurso da onda (com velocidade V_1), entre o nível do datum do levantamento, até o ponto de incidência na interface refratora (no percurso $\overline{E'I_1}$ das figuras 6.76 a e b), menos o tempo que seria necessário para a onda propagar-se ao longo da interface refratora (com velocidade V_2), ao longo do segmento $\overline{E'I_1}$ das mesmas duas figuras. Sendo $\overline{E'I_1}$ a projeção na interface refratora, do verdadeiro percurso $\overline{EI_1}$.

- "Delay time" do ponto de recepção ou do geofone (representado com o símbolo δ_g) como o tempo realmente decorrido no percurso da onda (com velocidade V_1), entre o ponto de emergência (I_{em} das fig. 6.76 a e b) até o datum do levantamento (no ponto G_n e no percurso do segmento $\overline{I_{em} G_n}$ das figuras), menos o tempo que seria necessário para a onda propagar-se ao longo da interface refratora (com velocidade V_2), ao longo do segmento $\overline{I_{em} G'_n}$ das mesmas figuras. Sendo o segmento $\overline{I_{em} G'_n}$ a projeção, na interface refratora, do verdadeiro percurso $\overline{I_{em} G_n}$.

De acordo com essas definições os "delay time" da explosão e da recepção são expressos por:

$$\delta_e = \frac{\overline{E I_i}}{V_1} - \frac{\overline{E' I_i}}{V_2} \quad [6.74 a]; \quad \delta_g = \frac{\overline{I_{em} G_n}}{V_1} - \frac{\overline{I_{em} G'_n}}{V_2} \quad [6.74 b]$$

Define-se também o "delay time" total, simbolizado por δ_{to} , como a soma dos dois "delay time" (da explosão e da recepção), tendo-se:

$$\delta_{to} = \delta_e + \delta_g \quad [6.75]$$

Se idealizássemos que o ponto de explosão E (corrigido para o nível do datum do levantamento), estivesse sobre sua projeção na interface refratora, em E'; e também idealizássemos que o ponto de recepção G_n (corrigido para o datum do levantamento) estivesse sobre sua projeção na interface refratora, em G'_n : - A onda percorreria o caminho $\overline{E' I_i I_{em} G'_n}$ com a velocidade V_2 , e os tempos de chegada nessas condições seriam representados no diagrama T-D, pela função, a qual é uma reta com declive $\frac{1}{V_2}$, partindo da origem dos eixos (ver figs. 6.76 a e b).

Comparando-se os tempos de percurso do caminho real $\overline{E I_i I_{em} G_n}$ percorrido pela onda recebida em G_n , com os tempos de percurso no caminho idealizado $\overline{E' I_i I_{em} G'_n}$, verifica-se:

- Que o "delay time" da explosão δ_e (o qual poderia ser chamado de retardo da explosão) equivale ao retardo no tempo que a onda que partisse do ponto E teria quando atingisse o ponto I_i , quando comparado com o tempo de chegada nesse mesmo ponto I_i , de onda idealizada que partisse de E'.

- Que o "delay time" da recepção δ_g (o qual poderia ser chamado o retardo da recepção), equivale ao retardo no tempo, para a onda real percorrer o segmento $\overline{I_{em} G_n}$ (entre o ponto de emergência até o ponto de recepção), quando comparado com o tempo que ela gastaria na parte do caminho idealizado do ponto I_{em} ao ponto G'_n (isto é para percorrer o segmento $\overline{I_{em} G'_n}$).

Desse modo o "delay time" da explosão δ_e , poderá ser concebido como o tempo gasto para a onda aprofundar-se verticalmente do ponto E até sua projeção E' na interface. Também o "delay time" de recepção δ_g , poderá ser concebido como o tempo gasto para a onda real elevar-se verticalmente do ponto G_n (ou seja elevar-se da projeção do ponto de recepção na interface, até o ponto de recepção na superfície do terreno).

Conseqüentemente o "delay time" total δ_{to} poderá ser concebido como o

retardo em tempo para a onda aprofundar-se e elevar-se verticalmente no leito superior; para respectivamente partindo do datum, atingir a interface refratora, e para emergir da mesma interface, (para voltar ao nível do datum do levantamento).

Analizando-se os tempos de chegada nas condições das fig. 6.76 a e b:-

$$t_x = t_{x_{G_m}} = \frac{\overline{E I_i}}{V_1} + \frac{\overline{I_i E_{em}}}{V_2} + \frac{\overline{I_{em} G_m}}{V_1}; \text{ somando-se e subtraindo-se ao segundo membro os termos } \frac{\overline{E' I_i}}{V_2} \text{ e } \frac{\overline{I_{em} G'_m}}{V_2}, \text{ tem-se:}$$

$$t_x = \frac{\overline{E I_i}}{V_1} + \frac{\overline{I_i E_{em}}}{V_2} + \frac{\overline{I_{em} G_m}}{V_1} + \frac{\overline{E' I_i}}{V_2} - \frac{\overline{E' I_i}}{V_2} + \frac{\overline{I_{em} G'_m}}{V_2} - \frac{\overline{I_{em} G'_m}}{V_2}; \text{ ou}$$

$$t_x = \left(\frac{\overline{E I_i}}{V_1} - \frac{\overline{E' I_i}}{V_2} \right) + \left(\frac{\overline{I_{em} G_m}}{V_1} - \frac{\overline{I_{em} G'_m}}{V_2} \right) + \left(\frac{\overline{E' I_i}}{V_2} + \frac{\overline{I_i E_{em}}}{V_2} + \frac{\overline{I_{em} G'_m}}{V_2} \right); \text{ expressão auxiliar [I]}$$

Nas figuras 6.76 a e b, denominando-se $Z_{E,d}$ e $Z_{E,a}$ simplesmente Z_E , e conforme definição de δ_e , ter-se-á:

$$\delta_e = \left(\frac{\overline{E I_i}}{V_1} - \frac{\overline{E' I_i}}{V_2} \right) = \frac{Z_E}{\cos i_c} \cdot \frac{1}{V_1} - Z_E \operatorname{tg} i_c \cdot \frac{1}{V_2}; \operatorname{sen} i_c = \frac{V_1}{V_2} \therefore V_2 = \frac{V_1}{\operatorname{sen} i_c}$$

$$\delta_e = \frac{Z_E}{\cos i_c} \cdot \frac{1}{V_1} - Z_E \frac{\operatorname{sen}^2 i_c}{\cos i_c} \cdot \frac{1}{V_1} = \frac{Z_E}{\cos i_c} \cdot \frac{1}{V_1} (1 - \operatorname{sen}^2 i_c) = \frac{Z_E}{\cos i_c} \cdot \frac{1}{V_1} \cdot \cos^2 i_c$$

$$\delta_e = \frac{Z_E}{V_1} \cos i_c \quad [6.75 a]$$

Indiferentemente, nas fig. 6.76 a e b, denominando-se $Z_{G_n,d}$ ou $Z_{G_n,a}$ e também conforme a definição de δ_g , ter-se-á:

$$\delta_g = \left(\frac{\overline{I_{em} G_m}}{V_1} - \frac{\overline{I_{em} G'_m}}{V_2} \right) = \frac{Z_{G_m}}{\cos i_c} \cdot \frac{1}{V_1} - Z_{G_m} \operatorname{tg} i_c \cdot \frac{1}{V_2}; \text{ deduzindo-se como acima que:}$$

$$\delta_g = \frac{Z_{G_m}}{V_1} \cos i_c \quad [6.75 b]$$

Também das fig. 6.76 a e b:

$$\left(\frac{\overline{E' I_i}}{V_2} + \frac{\overline{I_i E_{em}}}{V_2} + \frac{\overline{I_{em} G'_m}}{V_2} \right) = \frac{\overline{E' G'_m}}{V_2} = \frac{x}{V_2} \cos d$$

Substituindo-se [6.75 a e b] e este último valor deduzido, na expressão auxiliar (I), ter-se-á:

$$t_x = t_{x_{G_m}} = \delta_e + \delta_g + \frac{x}{V_2} \cos d \quad [6.76]$$

A expressão [6-76] é uma nova forma importante da função dos tempos de chegada. Nela estão separadas as parcelas δ_e e δ_g , dos tempos que dependem das profundidades do horizonte refrator (nos pontos de explosão e de recepção), da parcela $\frac{x}{v_2} \cos \alpha$, a qual depende da distância x , (entre esses mesmos pontos, de explosão e de recepção).

Quando o mergulho α da interface refratora é pequeno, $\cos \alpha \sim 1$, e a expressão [6.76] torna-se

$$t_x = t_{x_{G_m}} \sim \delta_e + \delta_g + \frac{x}{v_2} \quad [6.77]$$

[6.77] é usada para interpretar os problemas, nos quais a interface é aproximadamente horizontal

Quando $x=0$, tem-se das expressões [6.76] ou [6.77]:

$$t_{x=0} = t_i = \delta_e + \delta_g = \delta_{to} \quad [6.78]$$

Conforme mostra a fig. 6.77, para uma interface ondulada, cujas inclinações não ultrapassam 12° .

- Para efeitos práticos, a interface pode ser considerada horizontal, tendo-se $L \gg x$. As projeções E' e G'_m estarão sensivelmente abaixo das verticais baixadas dos pontos de explosão E e de recepção G .

Conforme o estabelecido, e como se verifica na fig. 6.77 teria-se:

$$\delta_{to} = \delta_e + \delta_g \sim t_i \quad G'_m = t_x - \frac{x}{v_2}, \quad [6.79].$$

sendo $\overline{EE'} \sim \overline{GG'_m} = h$

$$t_i \quad G'_m = \delta_{to}; \quad \delta_e \sim \delta_g \sim \frac{t_i \quad G'_m}{2} \quad [6.80]$$

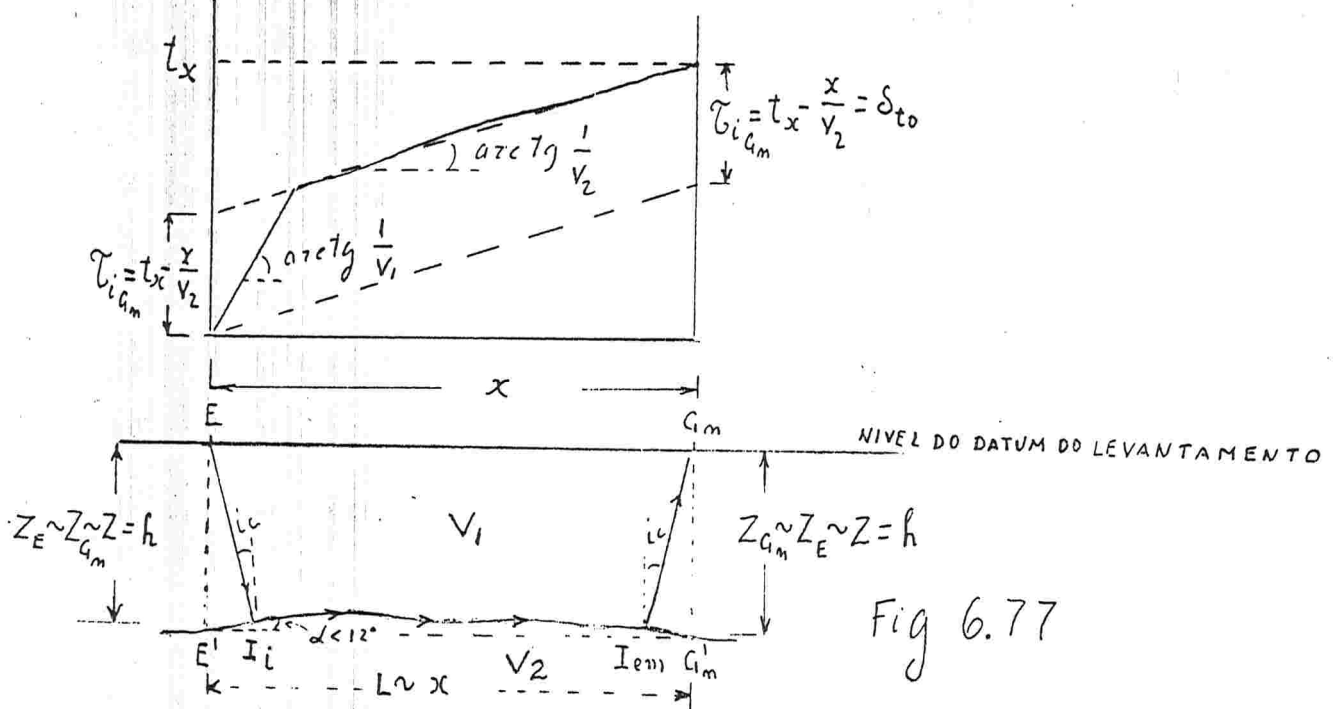


Fig 6.77

A expressão [6.80] é muitas vezes utilizada para estimar-se os valores de δ_e em δ_g , quando a interface pode ser considerada horizontal (depois na falta de informações) uma vez que Z_e e Z_{Gm} são sensivelmente verticais, para interfaces com pequenas inclinações.

Desde que se conheça os "delay time" δ_e e δ_g e as velocidades V_1 e V_2 de propagação, se poderá estimar as profundidades das mesmas, partindo-se de: (6.75 a e b)

$$Z_E = \delta_e \frac{V_1}{\cos i_c} \quad [6.81 a]; \quad Z_{Gm} = \delta_g \frac{V_1}{\cos i_c} \quad [6.81 b]$$

Combinando-se com $\sin i_c = \frac{V_1}{V_2}$, deduz-se facilmente:

$$\delta_e = Z_E \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} \quad [6.82 a]; \quad \delta_g = Z_{Gm} \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} \quad [6.82 b]$$

ou também

$$Z_E = \delta_e \frac{V_2 V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad [6.83 a]; \quad Z_{Gm} = \delta_g \frac{V_2 V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad [6.83 b]$$

Também considerando-se

$Z_E \sim Z_{Gm} = Z =$ profundidade de aproximada da interface ondulada (ou com pequenas irregularidades)

Tem-se:

$$\delta_e = \delta_g = \frac{1}{2} \tau_i = Z \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1}; \text{ ou ainda}$$

$$Z = \frac{1}{2} \tau_i \frac{V_2 V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}, \text{ chegando-se a mesma expressão [6.36] deduzida no item 6.5.1}$$

As expressões [6.81 a e b] e [6.82 a e b] são usadas correntemente, para estimar profundidades, quando o modelo geológico corresponde a simples sucessão de dois leitos homogêneos, com interface sub horizontal.

Observe-se, entretanto, que nestes casos os pontos correspondentes às profundidades estimadas, não estarão precisamente abaixo dos pontos de exploração e de recepção.

Na realidade as respectivas profundidades estimadas corresponderão

as locações dos pontos de incidência I_i e I_{em} , os quais estão afastados das projeções verticais de E e G_m , ao longo da interface, por distâncias iguais aos segmentos $\overline{E'I_i}$ e $\overline{I_{em}G'_m}$.

No caso das profundidades estimada abaixo do ponto de explosão, o afastamento será no sentido dos pontos de recepção (sentido da propagação da onda); no caso das profundidades estimadas abaixo dos pontos de recepção, o afastamento será no sentido contrario, ou seja no sentido do ponto de explosão (no sentido contrario ao da propagação da onda). Considerando-se a interface sensivelmente horizontal, esses afastamentos serão também sensivelmente horizontais.

Esses afastamentos que são também chamados separações s , à que corresponde pontos das interfaces em profundidade, são referidos na terminologia da interpretação da sísmica de refração, como "migração" dos pontos (de explosão e /ou de recepção).

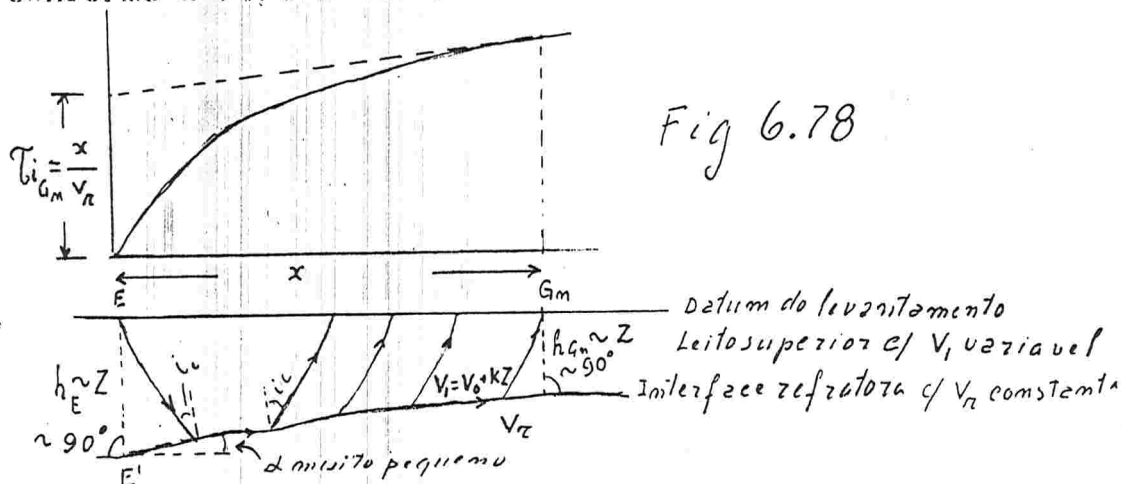
No modelo geológico ^{considerado} os valores dessa migrações s poderão serem estimadas conforme se segue:

$$Da \text{ fig. 6.77, } s = \overline{G'_m I_{em}} = \overline{I_{em} G'_m} \sin i_c = \frac{Z_{G_m}}{\cos i_c} \sin i_c = \frac{Z_{G_m}}{\sqrt{1 - \sin^2 i_c}}$$

$$s = Z_{G_m} \cdot \frac{V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \sim Z \frac{V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad [6.84]$$

Essas expressões para estimar as profundidades e migrações, são aplicadas para modelos geológicos com dois leitos homogêneos; e quando a espessura do leito superior é pequena, a migração s é negligível.

— Expressões para estimar profundidades e migrações para outros modelos geológicos:— Foram deduzidas expressões para estimar profundidades e migrações com modelos geológicos mais complexos (para consulta ver Barry, K.M 1967). Assim quando o modelo geológico consiste em duas camadas subhorizontais, porém com a velocidade de propagação da camada superior aumentando segundo uma lei linear com a profundidade, tem-se conforme a figura 6.78.



"Delay time" da explosão δ_o , igual ao tempo de percurso entre o ponto E (no Datum), até o ponto I_i (na interface refratora), pagando-se com velocidade variando continuamente de V_o até $V_o + kZ$, menos o tempo de percurso da onda idealizada que partisse do ponto E' e atingisse o ponto I_i com a velocidade V_n constante.

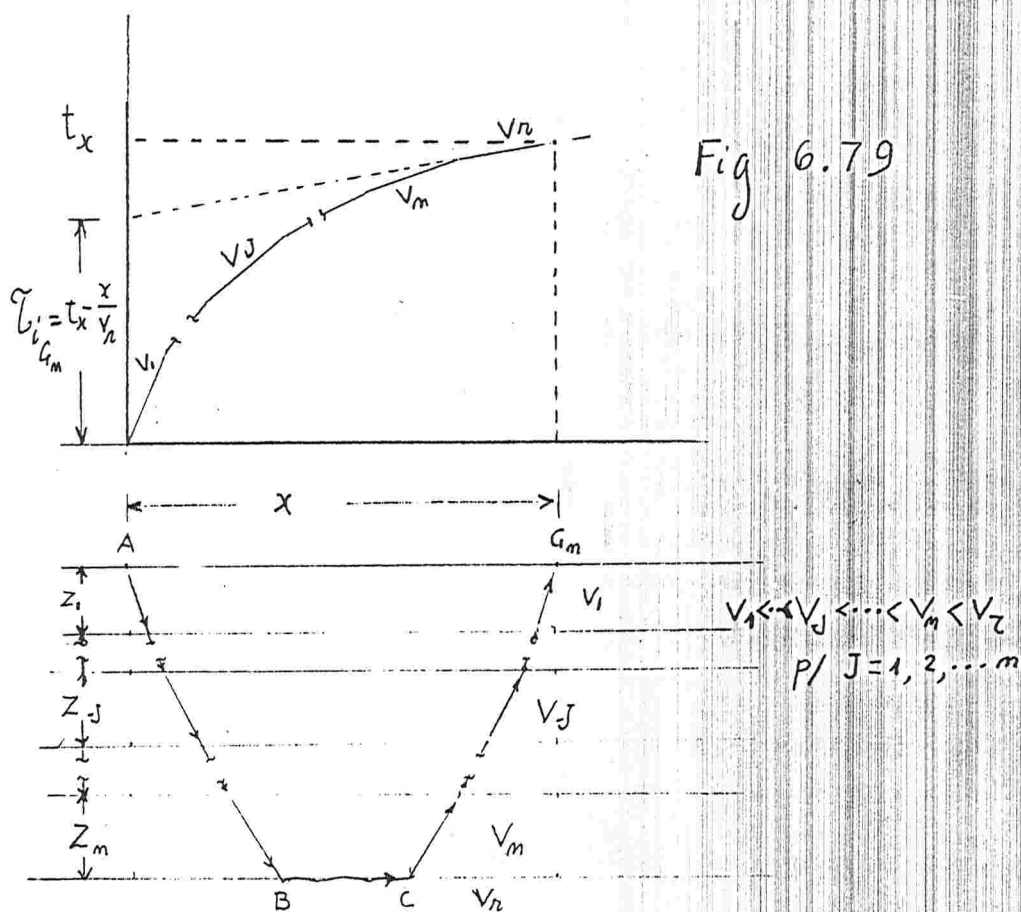
Seria o mesmo para o "delay time" da recepção, no caso em que o ponto E estivesse um geofone, e que o ponto de explosão estivesse em G_n .

Expressões do "delay time" da explosão δ_o e da migração δ_x para esse modelo geológico que podem ser deduzidas com os mesmos critérios aplicados na dedução, para o caso de modelo de dois leitos homogêneos, feitas anteriormente: (ver Barry, KM 1967):

$$\delta_o = \delta_{EI_i} = \frac{1}{k} \left\{ \cos^{-1} \left(\frac{V_n}{V_o} \right) - \cos^{-1} \left(V_n \cdot \frac{1}{V_o + kZ} \right) - (V_n^2 - V_o^2)^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{1}{V_n^2} + [V_n^2 - (V_o + kZ)^2]^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{1}{V_n} \right\} \quad [6.85]$$

$$\delta_x = \overline{E'I_i} = \frac{1}{k} \left\{ (V_n^2 - V_o^2)^{\frac{1}{2}} - [V_n^2 - (V_o + kZ)^2]^{\frac{1}{2}} \right\} \quad [6.86]$$

Quando o modelo geológico consiste de uma sucessão ^{de} interfaces refratoras subhorizontais, separando leitos homogêneos ver fig. 6.79



O "delay time" é igual ao somatório dos tempos gastos para a onda percorrer os segmentos do pontos A até o ponto B ($t_{A \rightarrow B}$), menos o tempo que a onda gastaria para percorrer com a velocidade constante V_r o segmento $\overline{A'B}$. Poderiam ser deduzidas (Ver Barry, KM 1967):

$$\delta_{A \rightarrow B} = \delta_{B \rightarrow A} = \sum_{j=1}^m Z_j \cdot \frac{(V_r^2 - V_j^2)^{\frac{1}{2}}}{V_j V_r} \quad [6.87]$$

$$\Delta = \sum_{j=1}^m Z_j V_j \cdot \frac{1}{(V_r^2 - V_j^2)^{\frac{1}{2}}} \quad [6.88]$$

Fazendo-se $n=2$ nessas expressões, chega-se as mesmas anteriormente deduzidas (6.82 a) e (6.84).

Condições necessárias para que se possa aplicar o conceito "delay time" nos problemas de interpretação.

Sempre será possível conhecer-se o δ_{to} através dos tempos de chegada t_x , e através dos tempos de intercepções, expressas nos diagramas T - D. Porém somente em condições especiais, se poderá separar os δ_e e δ_g do valor δ_{to} .

Por exemplo, se é conhecida a profundidade em um ponto de explosão do perfil (medida através de uma sondagem direta), seria fácil determinar δ_g através de (6.82 a); tendo-se δ_{to} através do tempo de intercepção medido no diagrama T-D; se poderá calcular, por exclusão, o δ_e para cada ponto de recepção. Assim se poderá estimar separadamente as profundidades de interface refratora em cada um desses pontos. O mesmo acontece se tivermos uma das profundidades de um ponto de recepção, obtida por medida direta.

Em outras condições, desde que se tenha dois ou mais perfis favoravelmente dispostos, torna-se possível calcular separadamente δ_e e δ_g , utilizando-se exclusivamente dos dados do levantamento sísmico, como se verá nos itens que se seguem.

6.5.5.2 Levantamento de interface refratora irregular, através de correlação de curvas de tempos de intercepção (técnica de Barry, K.M. 1967, simplificada).

Fundamento teórico.

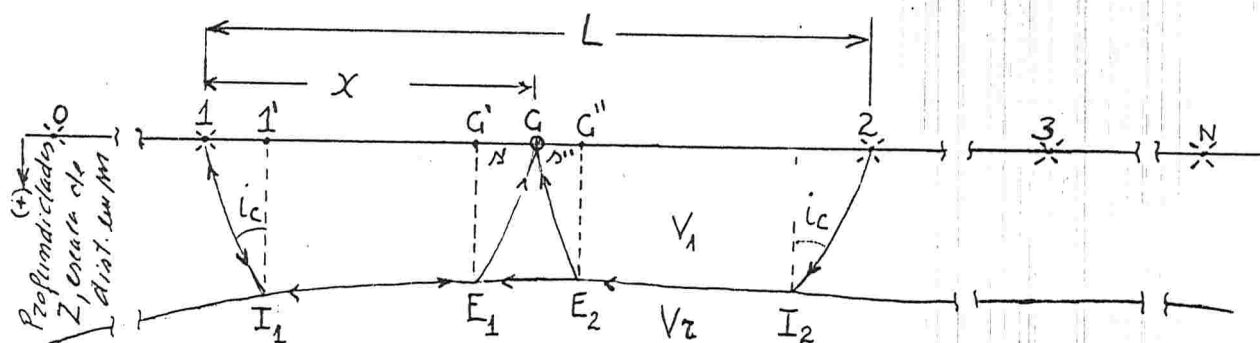


Fig 6.80 a

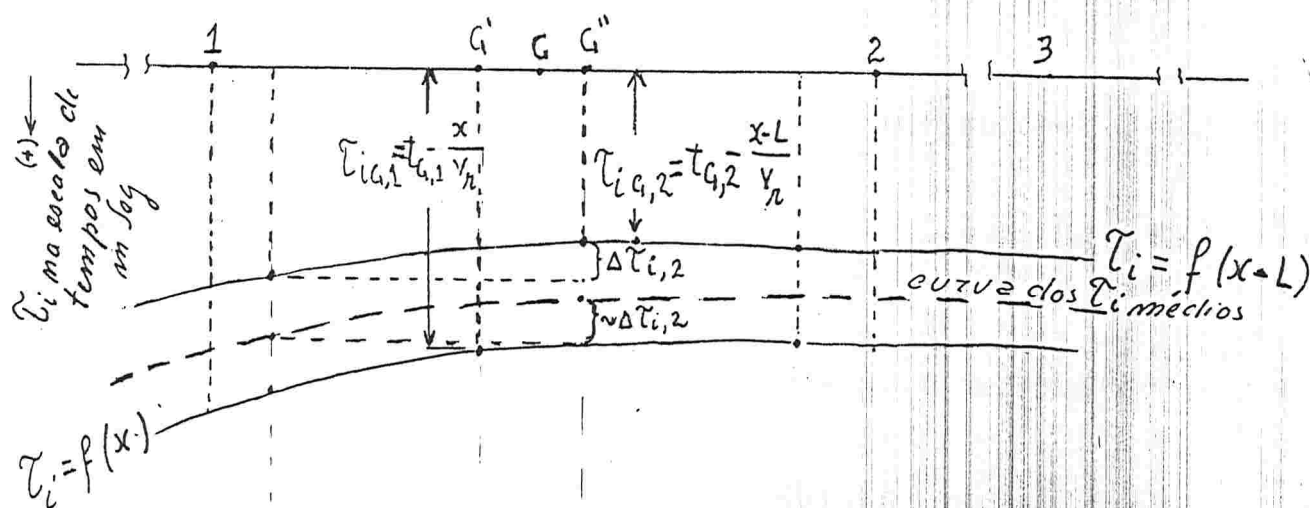


Fig 6.80 b

Suponhamos um perfil de refração ao longo de um terreno plano, cujos pontos de explosão sejam os 0, 1, 2, 3, ..., N da fig. 6.80a.

Os pontos de recepção do perfil, representados genericamente por G, são distribuídos ao longo do perfil, equidistantes entre si.

Seja V_r a velocidade de propagação numa interface refratora ondulada, e aproximadamente horizontal.

Consideremos os tempos de chegada $t_{G,1}$ e $t_{G,2}$ num determinado ponto de recepção, designado genericamente por G das ondas refratadas na interface refratora, e que fossem produzidas sucessivamente nos pontos de explosão 1 e 2.

Na Fig. 6.80 a

E_1 e E_2 são os pontos de emergência na interface, das ondas produzidas respectivamente nos pontos 1 e 2, e pontos I_1 e I_2 os pontos de incidência na mesma.

G' e G'' na superfície e verticalmente acima dos pontos de emergência E_1 e E_2 serão o que denominamos os pontos "migrados" de G no sentido dos respectivos pontos de explosão 1 e 2. s' e s'' são os afastamentos horizontais (as "migrações") de G para os pontos G' e G'' .

Através dos tempos de chegada em G ($t_{G,1}$ e $t_{G,2}$) calculemos os tempos de intercepção (ditos "verdadeiros") para os tiros em 1 e 2, aplicando a expressão [6.37], tendo-se:

$$\tau_{iG,1} = t_{G,1} - \frac{x}{v_z}; \text{ e } \tau_{iG,2} = t_{G,2} - \frac{x-L}{v_z}$$

Calculando-se assim os tempos de intercepção, para cada ponto de recepção distribuídos ao longo do perfil, e adotando-se uma escala gráfica de tempos de modo a local abaixo do respectivo ponto "migrado" esses valores obtidos, para cada ponto de recepção, obteremos duas curvas que chamaremos $\tau_i = f(x)$ e $\tau_i = f(x-L)$ como mostra a fig.6.80b.~
A primeira seria construída com os τ_i calculados ^{com} o tiro executado no ponto 1, e a segunda, com os τ_i calculados com o executado no ponto 2.

- Podemos demonstrar que as curvas $\tau_i = f(x)$ e $\tau_i = f(x-L)$ reproduzirão, em escala de tempos, a forma aproximada da interface refratora, como se fossem suas imagens; apenas serão deslocadas lateralmente no sentido das "migrações" dos pontos de recepção (para os pontos G' ou G''). Com efeito:

Sendo a interface aproximadamente horizontal, vimos no item anterior 6.5.5.1, de acordo com [6.78] que:

$$\tau_{iG,1} \sim \delta_{e,1} + \delta_{gG,1}; \text{ e } \tau_{iG,2} \sim \delta_{e,2} + \delta_{gG,2}$$

Onde:

$\delta_{e,1}$ = "delay time" da explosão no ponto 1

$\delta_{e,2}$ = "delay time" da explosão no ponto 2

$\delta_{gG,1}$ = "delay time" das recepções nos pontos G da onda produzida no ponto 1

$\delta_{gG,2}$ = "delay time" das recepções nos pontos G , da onda produzida no ponto 2

$\delta_{e,1}$, será constante para todos os pontos da curva $\tau_i = f(x)$;

e $\delta_{gG,1}$, será proporcional às profundidades abaixo de cada ponto de recepção G .

O mesmo acontece com a curva $\tau_i = f(x-L)$, com respeito a $\delta_{e,2}$ e $\delta_{gG,2}$.

Portanto as grandezas de $\tau_{iG,1}$ e de $\tau_{iG,2}$ serão proporcionais às profundidades abaixo dos respectivos G migrados, e assim também cada um dos pontos das curvas.

- Podemos demonstrar que as duas curvas tenderão ao paralelismo, quando deslocadas no sentido contrário às "migrações" dos respectivos pontos de recepção G.

Com efeito: - Sendo as ondulações (ou irregularidades da interface) pequenas, os pontos de emergência E_1 e E_2 estarão sensivelmente no mesmo nível, por estarem relativamente próximos.

Conseqüentemente os respectivos "delay time" de recepção δ_g G_1 e δ_g G_2 serão aproximadamente iguais, e podemos anotá-las ambos, por δ_g , G simplismente. Assim, aquelas expressões de $\tau_{iG,1}$ e de $\tau_{iG,2}$, estabelecidas anteriormente, poderão ser escritas como se segue:

$$\tau_{iG,1} = f(x) \sim \delta_{e,1} + \delta_{g,G} \sim \delta_{t0,1}$$

$$\tau_{iG,2} = f(x-L) \sim \delta_{e,2} + \delta_{g,G} \sim \delta_{t0,2}$$

sendo $\delta_{t0,1}$ e $\delta_{t0,2}$ os "delay times" totais dos percursos das ondas produzidas em 1 e em 2. Desse modo as duas curvas diferem no sentido vertical, apenas pelas diferenças dos valores dos "delay time" da explosão nos pontos 1 e 2 (se corrigidas dos seus deslocamentos horizontais, por efeito das "migrações" para os pontos G' e G'').

Desse modo, corrigindo-se os deslocamentos horizontais das duas curvas $\tau_i = f(x)$ e $\tau_i = f(x-L)$, e traçando entre elas uma terceira curva dos $\tau_{\text{médio}}$, representando sensivelmente a média das mesmas, obteremos uma primeira aproximação do modelado da interface refratora, com as profundidades representadas em escala de tempos (ver fig. 6.80 b).

Para termos as profundidades com dimensões ou escala de comprimentos, torna-se necessário separar dos "delay time" totais (δ_{t01} e δ_{t02}) dos tiros 1 e 2, os respectivos δ_e e δ_g .

Numa primeira aproximação poderíamos considerar para cada ponto de recepção de acordo com [6.80] : $\delta_e \sim \delta_g = \frac{1}{2} \tau_{\text{médio}}$

; com os valores δ_g assim obtidos, se calcularia as profundidades em cada ponto, conforme [6.81 a e b], adequada ao modelo geológico em tela.

Para melhor precisão, procede-se conforme o raciocínio que se segue, para se obter os valores de δ_g :-

- De acordo com [6.78] e definições dos conceitos de "delay time" para uma onda refratada produzida no ponto 1, percorrendo o caminho 1, I_1 , E_1 , G (Ver figura 6.80 a), podemos escrever:

$$\tau_{iG,1} = \delta_{\overline{1,I_1}} + \delta_{\overline{E_1,G}} \quad , \quad \text{expressão auxiliar [A]}$$

Sendo: $\delta_{1,1}^- = \delta_{e,1}^- =$ "delay time" da explosão no ponto 1.
 $\delta_{E_1, G}^- = \delta_{g, G}^- =$ "delay time" na recepção no ponto G, da onda produzida em 1.

De acordo com a mesma expressão [6,78], e as definições de "delay time", considerando-se a onda produzida no ponto 2 que atingisse um geofone num ponto G, e também atingisse o ponto 1, poderemos escrever:

$$\tau_{iG,2} = \delta_{2,I_2}^- + \delta_{E_2,G}^-, \text{ para a onda percorrendo o caminho } 2, I_2, E_2, G. \text{ (ver fig. 6.80 a)}$$

$$\tau_{i1,2} = \delta_{2,I_2}^- + \delta_{I_1,1}^-, \text{ para a onda percorrendo o caminho } 2, I_2, I_1, 1 \text{ (ver fig. 6.80 a)}$$

Sendo $\delta_{2,I_2}^- = \delta_{e,2}^- =$ "delay time" da explosão, da onda refratada produzida em 2.

$\tau_{iG,2}$ e $\tau_{i1,2}$, são os tempos de intercepção calculados, com os tempos de chegada de onda refratada produzida em 2 (nos pontos G e 1, respectivamente).

Subtraindo membro à membro:

$$\tau_{iG,2} - \tau_{i1,2} = \Delta \tau_i = \delta_{E_2,G}^- - \delta_{I_1,1}^- \quad [6.89]$$

Sendo pequeno o desnível da interface entre os pontos E_1 e E_2 , podemos considerar $\delta_{E_1,G}^- \sim \delta_{E_2,G}^-$. Estabelecendo um sistema de equações entre a expressão auxiliar [A] e esta última expressão, tem-se:

$$\begin{cases} \Delta \tau_i = \delta_{E_1,G}^- - \delta_{I_1,1}^- \\ \tau_{iG,1} = \delta_{1,I_1}^- + \delta_{E_1,G}^- \end{cases}; \text{ resolvendo:}$$

$$\Delta \tau_i + \tau_{iG,1} = 2 \delta_{E_1,G}^-; \text{ ou } \delta_{E_1,G}^- = \frac{1}{2} (\tau_{iG,1} + \Delta \tau_i)$$

$$\Delta \tau_i - \tau_{iG,1} = -2 \delta_{1,I_1}^-; \text{ ou } \delta_{1,I_1}^- = \frac{1}{2} (\tau_{iG,1} - \Delta \tau_i)$$

Evidentemente:

$\delta_{E_1,G}^- = \delta_{g,G}^- =$ "delay time" de recepção num ponto G do perfil para a onda refratada produzida no ponto 1.

$\delta_{1,I_1}^- = \delta_{e,1}^- =$ "delay time" da explosão da onda refratada produzida no ponto 1 e recebida num ponto G do perfil.

Chega-se finalmente à:

$$\delta_{g,1} = \frac{1}{2} (\tilde{\tau}_{iG,1} + \Delta \tilde{\tau}_i) \quad [6.90]$$

$$\delta_{e,1} = \frac{1}{2} (\tilde{\tau}_{iG,1} - \Delta \tilde{\tau}_i) \quad [6.91]$$

[6.90] e [6.91] permitem, mediante a diferença $\Delta \tilde{\tau}_i$, separar os valores dos "delay time" da recepção $\delta_{g,1}$ num ponto G do perfil, da onda produzida num ponto 1, do "delay time" da explosão respectiva $\delta_{e,1}$.

Dessa forma, conhecendo-se os valores dos "delay time" de recepção $\delta_{g,1}$ em cada ponto "migrado" do perfil, se poderá calcular as profundidades, aplicando-se uma das expressões [6.83 a], [6.85] ou [6.87], que seja adequada ao modelo geológico do problema em tela.

Como mostra a expressão [6.89], $\Delta \tilde{\tau}_i$ é a diferença dos tempos de intercepção calculados à partir das distâncias à um ponto de explosão 2.

Isto é, calculados através dos tempos de chegada nos pontos 1 e G do perfil, da onda refratada, e produzida neste segundo ponto de explosão 2.

Observa-se que sendo a curva dos $\tilde{\tau}_i$ médios sensivelmente paralela à curva dos $\tilde{\tau}_{i,2} = f(x-L)$, os valores $\Delta \tilde{\tau}_i$ poderão ser tirados diretamente de diferença dos $\tilde{\tau}_i$ médios lidos diretamente nessa curva, (como mostra a fig. 6,80 b).

O traçado das curvas $\tilde{\tau}_i = f(x)$, $\tilde{\tau}_i = f(x-L)$ e dos $\tilde{\tau}_i$ médios, dependem do conhecimento da velocidade V_r do horizonte refratôr. Essa velocidade deverá ser estimada inicialmente, a partir dos diagramas T-D, levantados.

Essa estimativa, apresenta alguma dificuldade, nos casos em que a interface refratora é irregular (não precisamente horizontal).

Quando a estimativa, do valor de V_r não for razoavelmente próxima de seu valor real, as curvas $\tilde{\tau}_i = f(x)$ e $\tilde{\tau}_i = f(x-L)$ não tenderão ao paralelismo. Muitas vezes é necessário recalculá-las com outras estimativas de V_r , num processo de tentativas, até obter-se a tendência de paralelismo desejada (o que indicará consistência dos dados do problema).

Exemplo de levantamento de interface irregular mediante correção de curvas de tempos de intercepção.

A fig. 6,81 mostra a interpretação de um perfil de refração, elaborado com base em resultados típicos de reconhecimento, das bacias carboníferas na região Litôranea do RS-Brasil (dados modificados, de projetos da CPRM-MME da década de 1970, liberados para fins didáticos).

Fig. 6.81a PERFIL DE TIRO, DE REFRAÇÃO; DIAGRAMA TEMPO-DISTÂNCIA

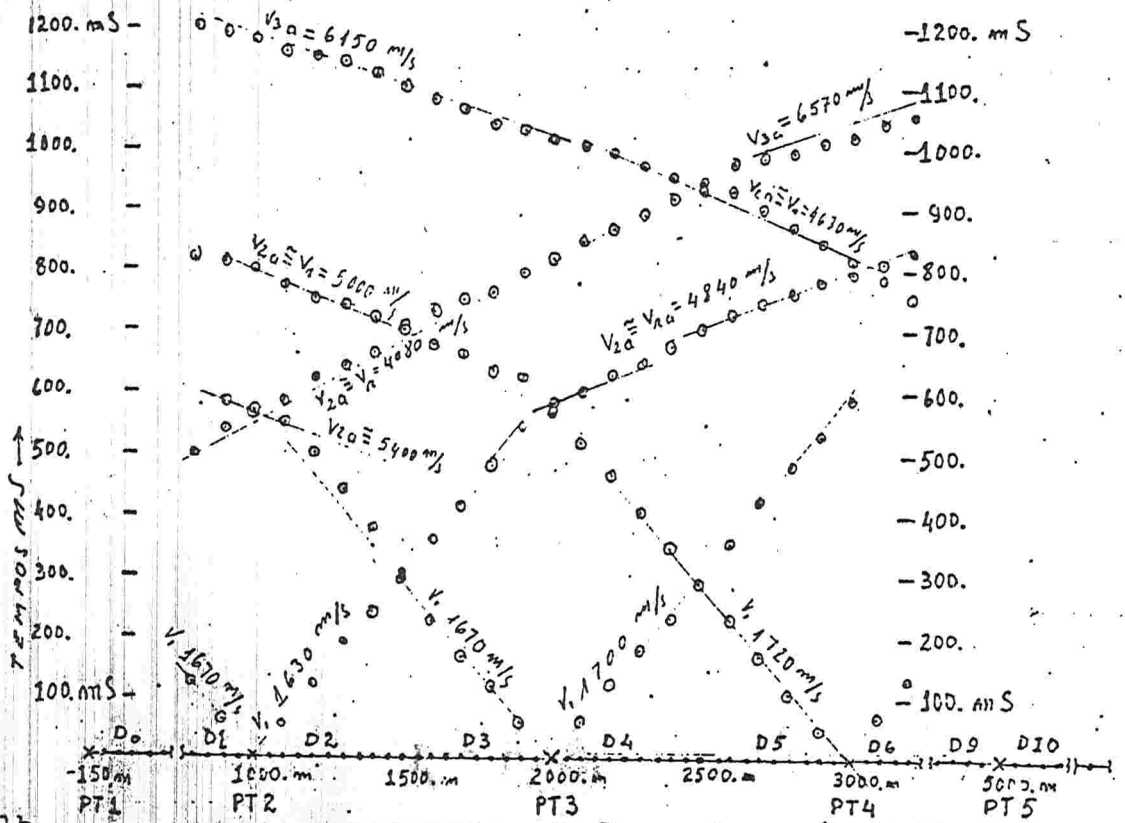


Fig. 6.81b

TEMPOS DE INTERCEPÇÃO τ_i DO REFRACTOR $V_1 = V_2$

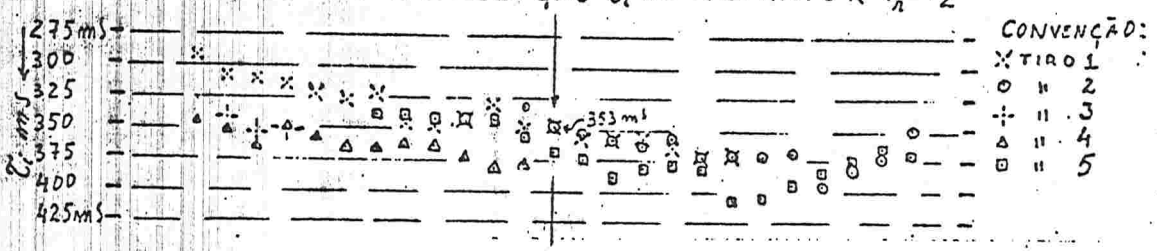
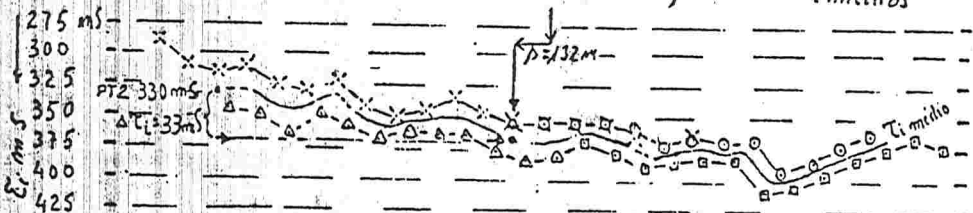


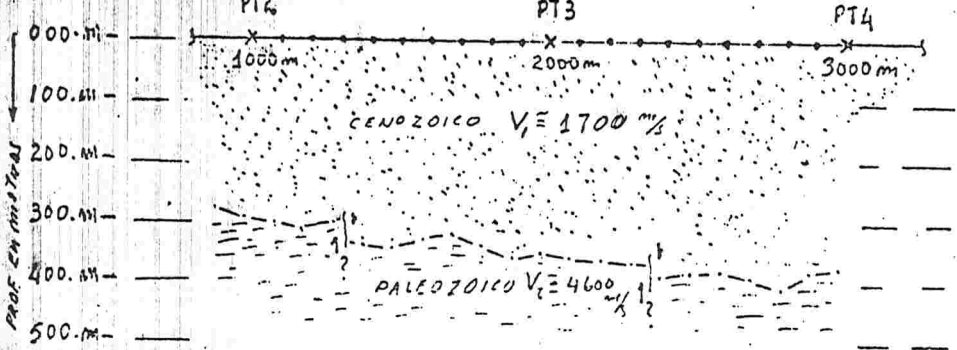
Fig. 6.81c

τ_i MIGRADOS - CURVAS FUNÇÃO DE τ_i AJUSTADAS; CURVA DOS τ_i MÉDIOS



6.81d

PERFIL ESTRUTURAL. ESCALA VERTICAL AMPLIADA 2X



PERFIL DA INTERFACI REFRATRA, LEVANTADO MEDIANTE OS DELAY TIME AVALIADOS ATRAVES DOS TEMPOS DE INTERCEPÇÃO.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
		DO PT1	DO PT2	DO PT3	DO PT4	DO PT5	PI PT1	PI PT2	PI PT3	PI PT4	PI PT5			
(-) 150	PT1													
800		500			825		293							
900		540			810		312							
1000	PT2	565		580	800		315		341	347				
1100		585		570	760		313		353	353				
1200		620		550	751		327		354	347				
1300		645			737		330			360				
1400		660			715		323			367				
1500		705			691		346			365				
1600		730			669		350			365				
1700		745			658		343			375				
1800		760			624		336			363				
1900		795	545		627		349	349		388				
2000	PT3	820	580			1020	353	363		388				
2100		850	595			1005	360	356		375				
2200		870	620			995	359	359		386				
2300		890	645			970	379	362		383				
2400		920	665			945	366	361		380				
2500		950	700			925	374	374		387				
2600		970	720			930	372	372		408				
2700			740			905		370		405				
2800			760			870		369		392				
2900			780			840		367		383				
3000	PT4		795			810		360		375				
3100			810			780		353		367				
3200			840			760		362		369				
5000	PT5													

PLANILHA DE CALCULO DO PERFIL DA INTERFACE REFRACTORA LEVANTADO MEDIANTE OS "DELAY TIME" AVALIADOS ATRAVES DOS TEMPOS DE INTERCEPÇÃO.

Os diagramas T-D da parte superior da fig.6.81 foram construidos com os tempos de chegada corrigidos (aplicadas as correções de elevação, da topografia, e do horizonte superficial de muito baixa velocidade).

Os dispositivos de geofone, $D_0, D_1, D_2, D_3, D_4, D_5, D_6, \dots$ São distribuidos com equidistância de 50m, cobrindo 500m do terreno, cada dispositivo. Estão representados somente os tempos de chegada nos pontos de recepção equidistâtes de 100m. São os anotados por PT_1, PT_2, PT_3, PT_4 e $PT_5 \dots$, Os pontos de explosão.

1º) passo- Exame preliminar dos diagramas T-D do levantamento ver fig. 6.81 a (parte superior).

a) Constata-se a presença de um horizonte superior cuja velocidade V_1 apresenta-se nos diagramas com 1670m/seg, 1630m/seg, 1700m/seg, 1720m/seg (computando-se as velocidades das ondas diretas).

De acordo com o conhecimento geológico regional, esse horizonte corresponde ao pacote de sedimentos Cenozoicos (areias, com intercalações areno-argilosas e/ou areno-siltosas).

b) Uma interface refratora de velocidade V_2 , com bom recobrimento pela refrações sísmicas detectadas nessa porção do perfil. Suas velocidades aparentes, expressas nos diagramas, são 5400m/seg, 5000m/seg, 4840m/seg e 4630m/seg. Presume-se, que essa corresponda ao contato com o topo do pacote de sedimentos Paleozoicos (folhelhos, siltitos e arenitos).

c) Uma interface refratora de velocidade V_3 , imperfeitamente recoberta pelas refrações sísmicas do levantamento, cujas velocidades aparentes detectadas foram 6150 m/seg e 6570 m/seg. Essa deve corresponder ao contacto com o embasamento cristalino Pré-cambriano.

Estimando-se a velocidade V_1 do pacote Cenozoico mediante média aritmética, das velocidades lidas, chega-se a 1678 m/seg, considerando-se aproximadamente $V_1 \sim 1700$ m/seg.

Estimando-se a velocidade V_2 do pacote de sedimentos Paleozoico:
- Com as velocidades aparentes lidas a partir dos tiros PT_2 e PT_4 , através de sua média harmonica:

$$\frac{2 \times 5000 \text{ m/seg} \times 4840 \text{ m/seg}}{5000 \text{ m/seg} + 4840 \text{ m/seg}} \sim 4919 \text{ m/seg}$$

(de acordo com o estabelecido em (6.54 b)).

Com as velocidades aparentes lidas a partir do PT_1 e PT_5
Média harmonica = $\frac{2 \times 4080 \text{ m/seg} \times 4630 \text{ m/seg}}{4080 \text{ m/seg} + 4630 \text{ m/seg}} \sim 4338 \text{ m/seg}$

Média aritmética dessas duas estimativas preliminares:

$$\frac{4919 + 4338}{2} \sim 4629 \text{ m/seg} \sim 4600 \text{ m/seg} = V_2$$

Estimando-se a velocidade V_3 do topo do embasamento pré-cambriano, mediante a média harmonica das velocidades aparentes obtidas das chegadas dos impulsos produzidos nos tiros PT_1 e PT_5

$$\frac{2 \times 6150 \text{ m/seg} \times 6570 \text{ m/seg}}{6150 \text{ m/seg} + 6570 \text{ m/seg}} \sim 6353 \text{ m/seg} \sim 6400 \text{ m/seg} = V_3$$

Com os dados dos diagramas verifica-se que somente, a primeira interface refratora (no topo do pacote de sedimentos Paleozoicos), tem condições para aplicação desse método de levantamento, por apresentar cobertura múltipla pelas refrações obtidas (dizendo-se, apresentar bom recobrimento).

2º) passo - Cálculo e localização dos τ_i abaixo das geofones.

(Ver planilha de cálculo e fig 6.81 b)

- Seleção dos dados de tempos de chegada disponíveis, correspondendo às refrações na primeira interface (dados das colunas 1 à 7 da planilha de cálculo.).

- Cálculo dos respectivos tempos de interceptação, correspondendo ao refrator $V_2 = V_r$, mediante a expressão [6.37] (colunas 8 à 12 da planilha).

$\tau_i = t_{q_m} - \frac{\text{Distância do ponto de explosão}}{V_r}$ (exemplo, com o tempo de chegada da do do PT_2 (aos. 1000 m do perfil), no geofone aos 2000 m do perfil.)

$$\tilde{\tau}_i = 580 \text{ m seg} \cdot \frac{1000 \text{ m}}{4.6 \frac{\text{m}}{\text{m seg}}} = 363 \text{ m seg}$$

- Locação dos $\tilde{\tau}_i$ calculados em escala de tempo, abaixo dos respectivos geofones: (ver fig. 6.81 b).

3º) passo - Locação dos $\tilde{\tau}_i$ migrados, (correspondendo a locação dos respectivos pontos de emergência das ondas refratadas), e das curvas dos $\tilde{\tau}_i$ migrados.

Para esse modelo geológico do problema, é adequada a expressão (6.84), para calcular as migrações λ , então:

$$\lambda = Z \cdot \frac{V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

Sendo ainda desconhecida as profundidades Z , torna-se necessário estimá-las, conforme o seguinte raciocínio:

- Adotando-se como estimativas utilizáveis, valores de Z dados pela expressão [6.36], $Z \sim \frac{1}{2} \tilde{\tau}_i \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$, então:

$$\lambda \sim \frac{1}{2} \tilde{\tau}_i \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \cdot \frac{V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} = \frac{1}{2} \tilde{\tau}_i \frac{V_1^2 \cdot V_2}{V_2^2 - V_1^2}$$

então λ seria calculado separadamente para cada ponto de recepção. Na prática, sem erro sensível, poderão ser adotados valores médios de λ .

Exemplo: A media dos $\tilde{\tau}_i$ calculados com as chegadas do PT₁ é $\tilde{\tau}_{i \text{ médio}} = 342 \text{ m seg}$; a partir das chegadas do PT₂ o $\tilde{\tau}_{i \text{ médio}} = 363 \text{ m seg}$; do PT₃ o $\tilde{\tau}_{i \text{ médio}} = 349 \text{ m seg}$; do PT₄ o $\tilde{\tau}_{i \text{ médio}} = 364 \text{ m seg}$; do PT₅ o $\tilde{\tau}_{i \text{ médio}} = 383 \text{ m seg}$
(ver colunas 8 e 12 da planilha de campo)

Estimando-se λ a partir desse $\tilde{\tau}_i$ médios chega-se à:

$$\lambda = 124 \text{ m}, \lambda = 132 \text{ m}, \lambda = 127 \text{ m}, \lambda = 132 \text{ m} \text{ e } \lambda = 140 \text{ m},$$

para os pontos de chegada das ondas partindo respectivamente de PT₁, PT₂, PT₃, PT₄, e PT₅. (ver colunas 8 à 12 da planilha).

Desloca-se cada ponto $\tilde{\tau}_i$ (locação no 2º passo), numa distância λ , horizontalmente no sentido do respectivo ponto de explosão (ou seja no sentido contrário ao da propagação da onda), obtem-se os pontos, $\tilde{\tau}_i$ migrados. Unindo-se esses pontos migrados, obtem-se as curvas dos $\tilde{\tau}_i$ migrados, correspondendo à cada ponto de explosão - (ver fig. 6.81c) a).

Nesse exemplo, a curva obtida a partir dos tempos de chegada do PT₁, juntamente com a curva obtida com os tempos de chegada do PT₂, (com pequeno ajustamento), constituem uma única curva contínua $\tilde{\tau}_i = f(x)$, estendendo-se ao longo de todo o trecho interpretado do perfil.

O mesmo acontece com as curvas obtidas a partir das ondas produzidas nos PT₄ e PT₅, obtendo-se uma segunda curva contínua de $\tilde{\tau}_i = f(x)$ - Ver fig. 6.81 c.

Quando os dados dos problemas são consistentes, e as estimativas dos valores de V_1 e V_2 adotados são sensivelmente iguais aos valo

res reais dessas velocidades, essas duas curvas serão sensivelmente paralelas.

Observa-se que, através dos cálculos que lhe deram origem, essas curvas são muito sensíveis com respeito as estimativas feitas dos valores de V_1 e V_2 . Não obtendo-se o paralelismo, se deverá repetir os passos 2 e 3, variando-se, num método de tentativa, os valores adotados para V_1 e V_2 , até que se obtenha o paralelismo desejado. A obtenção do paralelismo significa verificação da consistência dos dados do problema.

4º) passo - Traçado da curva dos $\bar{\tau}_i$ médias, e cálculo dos "delay time" das recepções δ_g para cada ponto do perfil.

A curva dos $\bar{\tau}_i$ médias é traçada, sensivelmente representando a média das curvas $\tau_i = f(x)$ obtidas anteriormente. (ver fig. 6.81 c).

- Subtraindo-se os valores dos $\bar{\tau}_i$ médios lidos abaixo de cada ponto dos $\bar{\tau}_i$ migrados (sobre a curva dos $\bar{\tau}_i$ médios obtida no passo 4), dos valores dos $\bar{\tau}_i$ médios (tidos na mesma curva), abaixo do correspondente ponto de explosão (também migrado), se obtém os respectivos valores de $\Delta \tau_i$ para serem aplicados na expressão [6.90] $\delta_g, G_m = \frac{\tau_i + \Delta \tau_i}{2}$. (ver colunas 13 e 14 da planilha).

Exemplo ver figura para o ponto 2000 m do levantamento:

Distância migrada $\lambda = 132$ m (ver fig. 6.81 a) migrado no sentido do PT_2 (para esquerda). Mediante os valores lidos na curva dos $\bar{\tau}_i$ médias.

$\Delta \tau_i = 363 \text{ m Seg} - 330 \text{ m Seg} = +33 \text{ m Seg}$
 ($\Delta \tau_i$ positivo por corresponder na curva dos $\bar{\tau}_i$ médios, um ponto deprimido em relação ao correspondente, do PT_2 na mesma curva). Então para o ponto 2000 m migrado do perfil será. $\delta_g = \frac{363 \text{ ms} + 033 \text{ ms}}{2} = 198 \text{ m Seg}$ (ver coluna 14 da planilha).

5º) passo - Cálculo das profundidades, correspondendo aos pontos migrados do perfil, e traçado do perfil estrutural, (ver fig. 6.81 d).

Mediante a expressão (6.83 b), $Z = \delta_g \cdot \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$, adequada ao modelo geológico (modelo com dois leitos), calcular as respectivas profundidades. Finalmente desenha-se o perfil estrutural. Exemplo para o ponto migrado 2000 m no perfil:

$$Z_{2000 \text{ migrado}} = 198 \text{ m Seg} \cdot \frac{1.7 \frac{\text{m}}{\text{m Seg}} \cdot 4.6 \frac{\text{m}}{\text{m Seg}}}{\left[\left(4.6 \frac{\text{m}}{\text{m Seg}} \right)^2 - \left(1.7 \frac{\text{m}}{\text{m Seg}} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}} = 362 \text{ m}$$

(ver coluna 15 da planilha e desenho da fig. 6.81 d).

6.5.5.3- Levantamento de uma interface refratora irregular mediante os tempos de chegada nos dois extremos de um perfil (técnica de "Readpath", 1973).

Essa técnica de interpretação é particularmente adequada para o levantamento do substrato de rocha fresca ("bedrock"), abaixo do manto de intemperismo, quando se aplica perfins de refração com dois ou mais pontos de explosão. É utilizável nas condições, em que haja duplicação da cobertura da interface, pelas ondas refratadas produzidas nos extremos o-postos do perfil, e que a interface seja aproximadamente horizontal.

Fundamento Téorico:

A figura 6.82 a, representa o diagrama T-D de um perfil, de refração que fosse obtido a partir de dois tiros, 1 e 2 executados nos dois extremos do perfil. Admite-se que a interface refratora (suposta ser aproximadamente horizontal e irregular), seja o topo do "bed rock", coberto pelo manto de intemperismo, como representado na fig. 6.82 b.

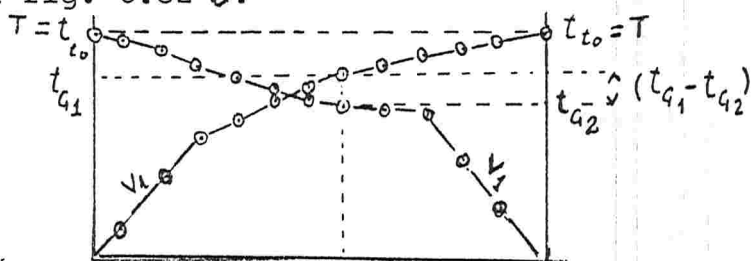


Fig. 6.82 a

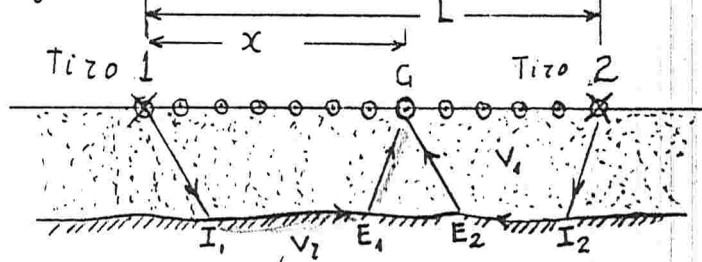


Fig. 6.82 b

$t_{G,1}$ = tempo de chegada num geofone G, focado à uma distância x do ponto 1, da onda refratada produzida em 1.

$t_{G,2}$ = tempo de chegada num geofone G, focado à uma distância $(L-x)$ do ponto 2, da onda refratada produzida no ponto 2.

Conforme [6.77], se poderá estabelecer:

$$\text{Sendo: } t_{G,1} = \delta_{e1} + \delta_{g1} + \frac{x}{V_2} \quad ; \quad t_{G,2} = \delta_{e2} + \delta_{g2} + \frac{(L-x)}{V_2}$$

V_r = Velocidade de propagação da onda refratada na interface.

δ_{e1} = "delay time" da explosão em 1 (na extremidade da esquerda do perfil.)

δ_{e2} = "delay time" da explosão em 2 (na extremidade da direita do perfil.)

δ_{g_1} e δ_{g_2} são os "delay time" da recepção em G, correspondentes aos percursos das ondas produzidas, respectivamente em 1 e 2.

Sendo a interface refratora sensivelmente horizontal entre os pontos de emergência E_1 e E_2 dessas ondas, podemos considerar sensivelmente iguais δ_{g_1} e δ_{g_2} , que anotaremos por $\delta_{g,x}$. Substituindo-se tem-se:

$$t_{G1} = \delta_{e,1} + \delta_{g,x} + \frac{x}{v_z} \rightarrow \text{(expressão auxiliar [I])}$$

$$t_{G2} = \delta_{e,2} + \delta_{g,x} + \frac{L-x}{v_z} \rightarrow \text{(" " [II])}$$

$$t_{G1} + t_{G2} = \delta_{e,1} + \delta_{e,2} + 2\delta_{g,x} + \frac{x}{v_z} + \frac{L-x}{v_z}$$

De acordo com o princípio de reciprocidade, os tempos de chegada nos extremos do perfil (das ondas refratadas produzidas respectivamente, nos extremos opostos), serão iguais. Chamando-se esses tempos de chegada no extremo oposto, de tempo total, (anotado por T), se poderá estabelecer de acordo com [6.77]

$$T = \delta_{e,1} + \delta_{g_{1,L}} + \frac{L}{v_z}$$

Sendo: $\delta_{e,1}$ = "delay time" da explosão no ponto 1

$\delta_{g_{1,L}}$ = "delay time" da recepção da onda produzida em 1, que atinge o ponto extremo 2 (oposto do perfil).

É evidente que esse "delay time" da recepção $\delta_{g_{1,L}}$, é igual ao "delay time" da explosão em 2, o qual chamaremos de $\delta_{e,2}$, tendo-se $\delta_{g_{1,L}} = \delta_{e,2}$, então:

$$T = \delta_{e,1} + \delta_{e,2} + \frac{L}{v_z} \therefore \delta_{e,2} = T - \delta_{e,1} - \frac{L}{v_z}$$

Substituindo-se na expressão de $(t_{G1} + t_{G2})$, estabelecida anteriormente, a partir das expressões auxiliares (I) e (II), tem-se:

$$t_{G1} + t_{G2} = \delta_{e,1} + \left(T - \delta_{e,1} - \frac{L}{v_z}\right) + 2\delta_{g,x} + \frac{x}{v_z} + \frac{L-x}{v_z}$$

ou

$$t_{G1} + t_{G2} = T + 2\delta_{g,x} \quad ; \text{ e finalmente:}$$

$$\delta_{g,x} = \frac{1}{2} (t_{G1} + t_{G2} - T) \quad [6.92]$$

[6.92] permite calcular separadamente (nas condições admitidas), o "delay time" da recepção num geofone qualquer G, localizado à uma distância x do perfil, ou seja $\delta_{g,x}$.

Sendo conhecido $\delta_{g,x}$, conforme o que foi estabelecido nas expressões auxiliares (I) e (II), se poderá calcular $\delta_{e,1}$ e $\delta_{e,2}$:

$$\delta_{e,1} = t_{G1} - \delta_{g,x} - \frac{x}{v_z} \quad [6.93 a]$$

$$\delta_{e,2} = t_{G2} - \delta_{g,x} - \frac{L-x}{v_z} \quad [6.93 b]$$

Partindo-se outra vez das expressões auxiliares [I] e [II], subtraindo -se membro a membro, tem-se:

$$t_{G,1} - t_{G,2} = \Delta t_{G,1 e 2} = \delta_{e,1} - \delta_{e,2} + \frac{x}{v_z} - \frac{L-x}{v_z}$$

$$\Delta t_{G,1 e 2} = \delta_{e,1} - \delta_{e,2} + 2 \frac{x}{v_z} - \frac{L}{v_z}$$

$$\Delta t_{G,1 e 2} = \frac{2}{v_z} x - \left(\frac{L}{v_z} + \delta_{e,1} - \delta_{e,2} \right) \quad [6.94 a]$$

$\left(\frac{L}{v_z} + \delta_{e,1} - \delta_{e,2} \right)$ independe da distância x , sendo constante.

Assim se poderá anotar [6.94 a]:

$$\Delta t_{G,1 e 2} = \frac{2}{v_z} x - \text{constante} \quad [6.94 b]$$

[6.94 b], Será uma reta da forma $Y = Ax + B$

Concluindo-se então:

-Locando-se em ordenadas os valores das diferenças dos tempos de chegada em cada ponto do perfil t_{G1} e t_{G2} , das ondas refratadas produzidas em 1 e 2, e em abcissas os valores respectivos de x (isto é suas distâncias das locações dos pontos de recepção);

-Os pontos assim locados, deverão se alinharem retilinearmente, quando as duas recepções forem das ondas refratadas na mesma interface refratora;

-A reta unindo os pontos assim locados, terá para coeficiente angular $\frac{2}{v_r}$, e assim o seu declive, representará o dobro do inverso da verdadeira velocidade de propagação das ondas, na interface refratora.

Portanto por intermédio de uma construção grafica (com esse procedimento) se poderá determinar:

- O intervalo de duplo recobrimento na interface refratora.
- A velocidade v_r do horizonte refrator.

Finalmente através dos valores de $\delta_{g,x}$ calculados com a expressão [6.92], se poderá calcular as profundidades Z_x da interface refratora, abaixo dos pontos de recepção, no intervalo em que houve duplo recobrimento da interface.

Para isso se utiliza a expressão adequada ao modelo geológico em tela [6.83 b], Tendo-se: $Z_x = \delta_{g,x} \cdot \frac{v_1}{\cos i_c} = \delta_{g,x} \cdot \frac{v_z v_1}{\sqrt{v_z^2 - v_1^2}}$

Os $\delta_{g,x}$ para os pontos nas proximidades das extremidades do perfil (proximos aos pontos de explosão), onde não há duplo recobrimento das ondas refratadas, poderão serem estimadas, mediante um procedimento de extrapolação, o qual será explicado, no exemplo de interpretação desse tipo de problema apresentado mais adiante.

havendo outra interface refratora proxima da superficie, como no caso de modelo geológico representado na fig. 6.83, será necessário resolver separadamente as duas interfaces.

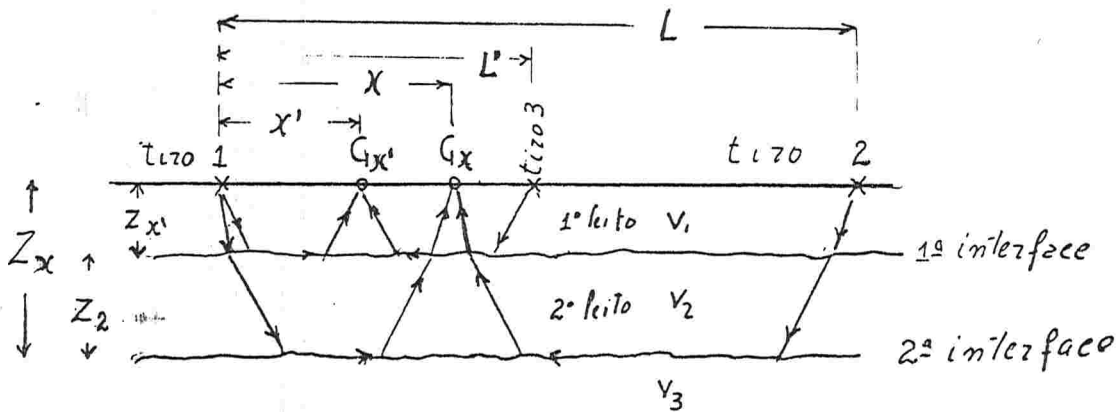


Fig 6.83

A primeira interface (superior), corresponde ao modelo geológico do caso anterior, tendo-se $V_r = V_2$ e portanto suas profundidades serão calculadas aplicando-se a expressão 6.83b, tendo-se:

$$Z_{x'} = \delta_{g,x'} \cdot \frac{V_1}{\cos \iota_{c,1,2}} = \delta_{g,x'} \cdot \frac{V_2 V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

As profundidades Z_x do 2º leito, da segunda interface, serão estimadas com a expressão:

$$Z_2 = \left(\delta_{g,x} - \delta_{g,x'} \right) \cdot \frac{V_2}{\cos \iota_{c,2,3}} \quad [6.95]$$

Onde Z_2 = espessura do 2º leito, ou sua profundidade medida a partir da 1ª interface.

$\delta_{g,x}$ (2º leito) = "delay time" das recepções nos geofones G, que registraram as chegadas das ondas refratadas na segunda interface, calculados através da expressão [6.92] (da mesma forma como se procede no caso do modelo anterior com dois leitos).

Nas aplicações para mapear as profundidades do "Bed rock", muitas vezes existe um horizonte superior (junto a superfície do terreno).

Sendo a espessura desse primeiro leito pequena, é possível não estar representado no diagrama T-D do levantamento.

Isso acontece, quando os pontos de recepção não estejam bastante próximos para detectar a primeira interface refratora, na base desse 1º leito.

Nesses casos torna-se necessário posicionar um ou mais pontos de explosão suplementares entre os dois pontos de explosão extremos, para que a primeira interface refratora seja detectada e interpretada adequadamente. Nessas condições adota-se o procedimento visto acima, para modelo geológico de três leitos (com duas interfaces refradoras). É evidente, que havendo essas condições, será incorreta a interpretação do problema, se desconsiderada a primeira interface refratora.

Exemplo de interpretação com essa técnica.

A fig. 6.84 a mostra um diagrama T-D num perfil com 230m de comprimento, no qual foram executados dois tiros T_1 e T_2 nos seus pontos extremos de nºs 1 e 24.

Os pontos de recepção distribuem-se, separados entre si de 10m, até a extremidade oposta do perfil. Os tempos de primeira chegada em milissegundos em cada ponto de recepção (representados por t_{G1} ou t_{G2} , conforme correspondam aos tiros produzidos em T_1 e T_2), estão anotados na parte superior da fig. 6.84a. Esses tempos estão locados no diagrama T-D (respectivamente pelos pontos representados por \odot ou \triangle).

As medidas do tempo foram previamente corrigidas, eliminando-se efeitos do relevo. Assim a superfície do terreno pode ser considerada como se fosse horizontal. O tempo total de chegada, nos extremos do perfil, da onda que, respectivamente partindo de T_1 chega ao ponto 24; e reciprocamente, partindo de T_2 e chegando no ponto 1, é $T = 0,89$ m seg.

O exame preliminar do diagrama T-D fig. 6.84 a; mostra um horizonte superior com velocidade de propagação $V_1 = 750$ m/seg; e uma interface refratora irregular, presumidamente no contato com o "Bed rock".

As velocidades num e outro sentido, medidas a partir dos tempos de chegada nas extremidades do perfil (onde a interface se apresenta mais regular, são V_2^I ap = 5100 m/seg. e V_2^{II} ap = 4036 m/seg.)

Numa estimativa preliminar, através da média harmonia dessas velocidades aparentes, tem-se:

1ª estimativa preliminar

$$V_2 = 2 \cdot \frac{V_2^I \text{ ap} \cdot V_2^{II} \text{ ap}}{V_2^I \text{ ap} + V_2^{II} \text{ ap}} = 2 \cdot \frac{5100 \times 4036}{5100 + 4036} = 4506 \text{ m/seg} \sim 4500 \text{ m/seg}$$

Construção gráfica auxiliar. Ver fig. 6.84 b.

Locando-se sobre uma reta horizontal, traçada arbitrariamente:

- Em abcissas, ao longo da mesma, os pontos de recepção;
- em ordenadas, a partir da mesma reta, as diferenças $\pm \Delta t_G = t_{G2} - t_{G1}$

De acordo com que foi estabelecido em 6.94 b, obtem-se pontos aproximadamente alinhados, correspondendo aos pontos de recepção situadas entre os pontos 5 e 20. Pequenas discrepâncias toleráveis, são atribuídas às imprecisões inerentes a própria natureza geológica; à operação no levantamento; e também à construção gráfica.

O intervalo entre os pontos de recepção 5 e 20, define o intervalo no perfil, de duplo recobrimento na interface refratora, pelas ondas refratadas produzidas nos dois tiros 1 e 2, cujos tempos de primeira chegada, foram registrados nos receptores desse intervalo.

O declive $\frac{2}{V_2}$ da reta, unindo os pontos alinhados (razoavelmente ajustada) $\Delta t_G = \frac{2}{V_2} x + \text{constante}$, permite melhor estimativa da velocidade V_r da interface refratora (de acordo com o estabelecido em 6.94 b), tendo-se:

- 2ª estimativa $V_r = V_2 = 4510$ m/seg. ~ 4500 m/s.

- Determinação dos "delay time" da recepção δ_g para cada ponto de recepção do perfil (Ver fig. 6.84 a); - Para os pontos onde houve duplo recobrimento das ondas refratadas produzidas pelos tiros 1 e 2, aplica-se o que foi estabelecido em [6.92]

Ver anotação na parte superior da fig. 6.84 a.

Exemplo para o ponto de recepção nº 6:

$$\delta g_{\text{ponto nº 6}} = \frac{1}{2} (t_{G,1} + t_{G,2} - \tau) = \frac{1}{2} (53,3 \text{ mseg} + 83,8 \text{ mseg} - 89 \text{ mseg}) = 24,1 \text{ mseg}$$

Locações graficas no diagrama T-D dos pontos definidos por $t_G - \delta$, isto é, dos tempos de chegada em cada receptor menos os respectivos "delay time" calculados, Ver fig. 6,84 a. Exemplo, ponto nº 6 .

- Tempo de chegada no ponto nº 6 da onda produzida em T_1 , $t_{G6,1} = 53,3 \text{ mseg}$

Menos "delay time" da recepção no ponto nº 6

$$- \delta g_{\text{ponto nº 6}} = -24,1 \text{ mseg}$$

- Tempo de chegada no ponto nº 6 da onda produzida em T_2 , $t_{G6,2} = 83,8 \text{ mseg}$

$$+ 29,2 \text{ mseg}$$

Menos "delay time" da recepção no ponto 6

$$- \delta g_{,6} = -24,1 \text{ mseg}$$

$$+ 59,7 \text{ mseg}$$

Locando-se abaixo de cada ponto no diagrama T-D, os novos pontos acima calculados, obtem-se no intervalo onde houve duplo recobrimento da refração na interface, novos pontos alinhados, Ver fig. 684 a

As duas retas unindo esses pontos, expressam os diagramas T-D, das velocidades de propagação na interface, como se os pontos de recepção estivessem locados diretamente na interface refratora, aproximadamente abaixo de suas locações reais no terreno.

Nessas condições, os intervalos em que houve alinhamento dos pontos (para ambos os tiros), define novamente o intervalo de duplo recobrimento na interface.

Além disso, os declives das duas retas, fornecem duas novas estimativas da velocidade da interface refratora V_r .

No exemplo obteve-se essas terceiras estimativas; Coerentes com as anteriores (Ver fig. 6.84 a):

3ª estimativas de V_r :

$V_r = V_2 = 4470 \text{ m/seg.} \sim 4500 \text{ m/seg}$ - Para a propagação no sentido da direita (partindo do T_1)

$V_r = V_2 = 4530 \text{ m/seg.} \sim 4500 \text{ m/seg}$ - Para a propagação no sentido da esquerda (partindo do T_2).

Prolonga-se essas retas (no sentido da direita no caso da recepção do T_1 , e no sentido da esquerda, no caso das recepções do T_2). Medindo-se no diagrama T-D da fig. 6.84 a, as diferenças de tempos entre dos pontos de recepção até aos prolongamentos das respectivas retas; - Obtem-se (mediante extrapolações), os "delay time" δg , correspondendo aos pontos do perfil, em

que ^{mão} houve duplo cobertura na interface. (Ver anotações na parte superior da fig. 6.84 a).

Exemplo para o ponto nº 3:

Tempo de chegada da onda produzida pelo T₂, $t_{G3,2} = 86,4$ m/seg.

Tempo lido sobre a reta prolongada ($t_{G3,2} - \delta_g$) = 67,0 m/seg.

δ_g extrapolado para o ponto 3 = 19,4 ~ 19,0 m, seg.

Com as velocidades V_1 e $V_2 = V_r$ estimadas, e os "delay time" da recepção em cada ponto do perfil, se calcula os respectivas profundidades abaixo de cada ponto de recepção, aplicando a expressão 6.83 a, adequada para o modelo geológico em tela. Exemplo para o ponto nº 6.

$$Z_{m=6} = \delta_{g6} \frac{V_2 V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} = 24,1 \text{ mSeg} \frac{1,750 \text{ m/Seg} \cdot 4,500 \text{ m/Seg}}{\sqrt{(4,500 \text{ m/Seg})^2 - (1,750 \text{ m/Seg})^2}} = 18,3 \text{ m}$$

Finalmente desenha-se o perfil do terreno conforme mostra fig. 6.84 c.

6.5.6- -Dispositivos("lay out") dos pontos de explosão e de recepção, nos levantamentos sísmicos de refração.

6.5.6.1- Perfil de refração em linha ou perfil de tiro. Esse dispositivo, referido na literatura por "in line refraction profiling" é o mais utilizado.

Basicamente consiste em produzir os impulsos sísmicos em sequência, nas extremidades de um ou mais segmentos retilíneos, locados no terreno.

Os pontos de recepção são distribuídos ao longo de segmentos da mesma linha, equidistantes entre si. Cada conjunto de pontos de recepção, cobrindo um determinado segmento da linha levantada, recebe o nome de um dispositivo ou arranjo de pontos de recepção, o que é referido na literatura por "spread". Cada ponto de recepção é constituído por um geofone; ou por vezes por conjunto de geofones, os quais são centrados no respectivo ponto.

Cada canal de registro da recepção é ligado à um ponto de recepção para registrar o tempo de chegada das ondas produzidas. As ondas se propagam na direção do perfil. As distâncias entre os pontos de explosão, e também as equidistâncias entre os pontos de recepção no terreno, dependem em primeiro lugar, do problema estrutural para cuja resolução é realizado o levantamento; em segundo lugar, dependem de condições técnicas, como: ^{a)} ~~o~~ como é produzido o abalo gerador do impulso sísmico; ^{b)} ~~de~~ suas intensidades; e) também de limitações devidas aos comprimentos dos cabos de ligação dos canais registradores, aos pontos de recepção.

O dispositivo da fig.6.84 a, é um exemplo de perfil de tiro utilizado para levantamento do perfil do "bed rock" para estudo das fundações na construção de barragens. Nesse exemplo existem vinte e quatro pontos de recepção separados entre si de 10 metros, e distribuídos ao longo de 230 m da linha do levantamento. As explosões foram executadas, em sequência num e no outro extremo do perfil. Nos levantamentos, em caso como o desse exemplo, é comum o parcelamento da operação, procedendo-se da forma seguinte: -Doze geofones (ou agrupamento de geofones) são instalados nos pontos de nº 2 à 13 (isto é de 100 m à 120 m do início do perfil).

O conjunto desses doze pontos de recepção instaladas, é denominado o primeiro dispositivo. A seguir são detonados em sequência, dois tiros nos pontos de nº 1 e 24, locados nos extremos do perfil. Posteriormente os geofones dos doze pontos de explosão são avançados, e reinstaladas entre os pontos de nº 13 à 24, de modo a constituir o segundo dispositivo. A seguir são produzidas novas explosões em sequência, nos pontos de nº 1 e 24.

Quando do avançamento de um dispositivo de pontos de recepção, a instalação do segundo dispositivo é feita de modo à que o último ponto, do primeiro dispositivo, coincida com o primeiro do segundo dispositivo;

muitas vezes também, de modo a coincidirem os dois últimos pontos do primeiro dispositivo, com os dois primeiros pontos do segundo dispositivo. Disso resulta duplicação dos registros de chegada nos pontos extremos dos dois dispositivos, de modo a assegurar melhor precisão, na correção dos resultados obtidos, parceladamente. Esse procedimento é referido como enlaçamento dos resultados obtidos, com os dispositivos.

Também é comum que os pontos de explosão sejam locados com afastamento nas extremidades do perfil, de modo à evitar coincidências, ou locações demasiadamente próximas, de pontos de explosão e pontos de recepção.

Os afastamentos podem ser na mesma direção (sobre a mesma linha do perfil), ou também lateralmente ao mesmo.

A fig. 6.85 é uma parte de um perfil de refração, obtido de levantamento executado no litoral do RS-Brasil na década de 1970, pela CPRM-MME. A finalidade desse levantamento foi de reconhecimento dos condicionamentos estruturais e estratigráficos das bacias carboníferas, na pesquisa pioneira dessas bacias.

O levantamento desse perfil estendeu-se, no sentido de Sul para norte, por pouco mais de 38 quilômetros.

Os pontos de explosão (como os anotados por PT14, PT16, PT18, e PT20 da fig. 6.85), eram separados entre si por cerca de 2Km.

Registraram-se simultaneamente os eventos de primeiras chegada, em dispositivos de pontos de recepção, instalados em linhas ao sul e ao norte de cada ponto de explosão. Os dispositivos de geofones são como os que aparecem na fig. 6.85, anotados por D15 à D21.

Cada um dos dispositivos eram constituídos por 11 ou 12 pontos de recepção separados entre si por 100 metros, e cobrindo 1000 m ou 1100 metros de linha no terreno. Havia recobrimento em dois ou três pontos extremos de cada dispositivo, assegurando o enlace dos resultados obtidos, a partir das sucessivas explosões.

A fig. 6.81, foi elaborada (com modificações), com base em resultados típicos de levantamentos com as mesmas finalidades do exemplo anterior, constituindo-se noutra exemplo das rotinas de execução de perfil de refração em linha.

Nesse último exemplo, as separações dos pontos de recepção eram de 50 metros, e os pontos de explosão (PT₁, PT₂, PT₃, PT₄, PT₅), que aparecem na fig. eram separados de 1000 metros.

Os dispositivos de pontos de recepção (D₀, D₁, ..., D₁₀, da fig.), cobrem cerca de 500 metros de linha no terreno.

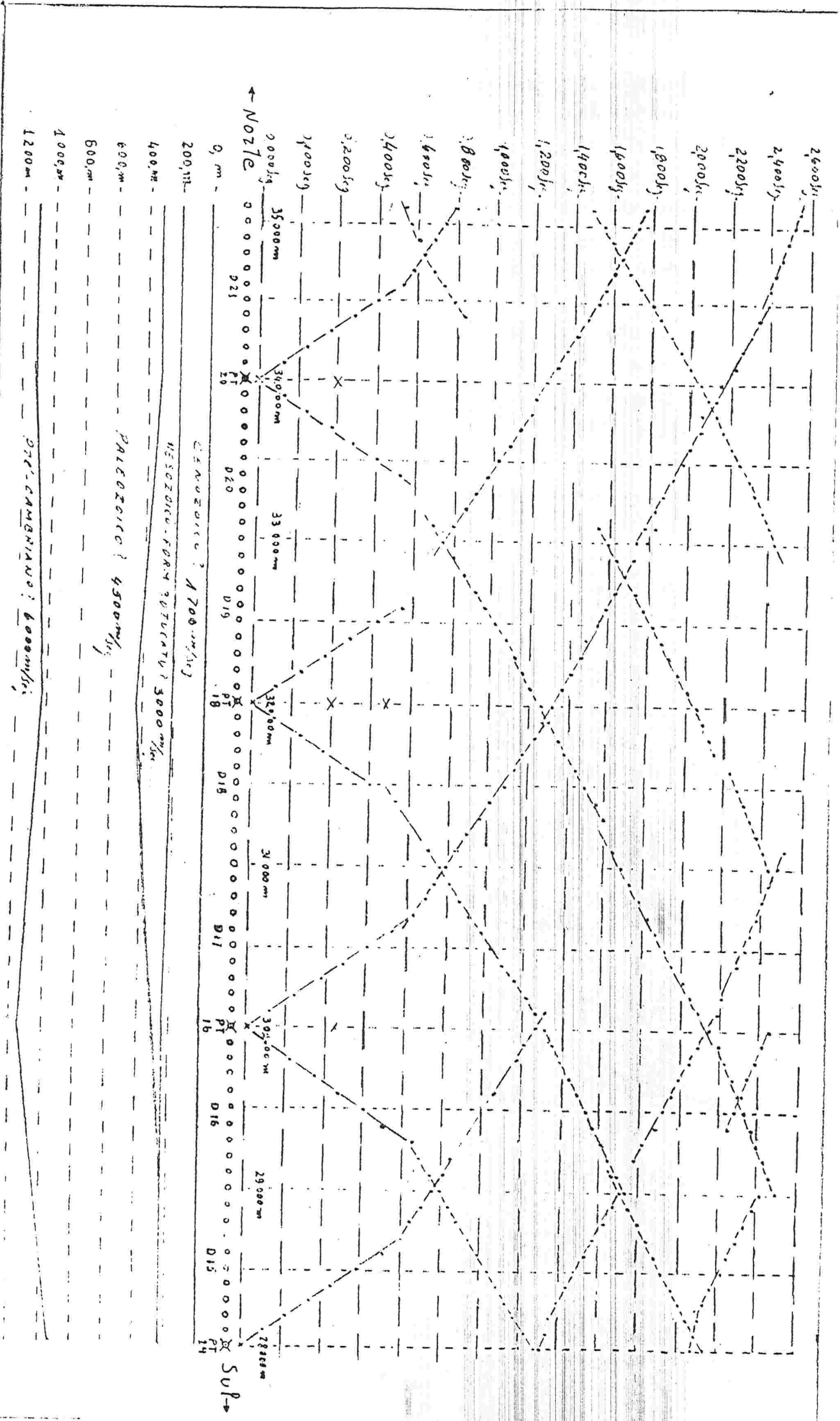


Fig. 6.85 - Perfil de referência da litologia de P. O. do CMI - Paraná (Acosta 1970). Informações coletadas mediante termos de interseção, (Centiliza da OPPM - MAP - Superintendência da)

Nos perfis de refração, executados com equipamentos de pequeno porte, objetivando pesquisas geotécnicas para estudos de fundações, existe um único ponto de recepção.

A fig. 6.6 do item ^{6.2.1} mostra um esquema de procedimento nesse tipo de levantamento.

Nesse caso para a execução do perfil de refração, os pontos de impactos da massa (que produzem os impulsos sísmicos), é que são executados sucessivamente em pontos distribuídos ao longo da linha levantada (em pontos cada vez mais afastados do ponto de recepção, o qual é fixo).

6.5.6.2. Dispositivo de tiro em leque ("fan shooting"). Outros "layout" foram, e ainda são utilizados. Entre esses merece destaque, pela sua importância histórica, e pela sua adequação aos objetivos para os quais foi utilizado, o dispositivo de tiro em leque. Esse foi o primeiro usado extensivamente, nas aplicações pioneiras dos métodos sísmicos para pesquisa de petróleo nos EEUU, na década de 1920. O objetivo era o de delimitar, na superfície do terreno, domos salinos, de profundidades relativamente pequenas, os quais condicionavam estruturas "traps" de petróleo.

Eram executados dois ou mais tiros posicionados no interior de furos de sondagem. Os pontos de recepção eram posicionados no terreno em arcos de círculo, em torno dos pontos de explosão, como mostra a fig. 6,86 a.

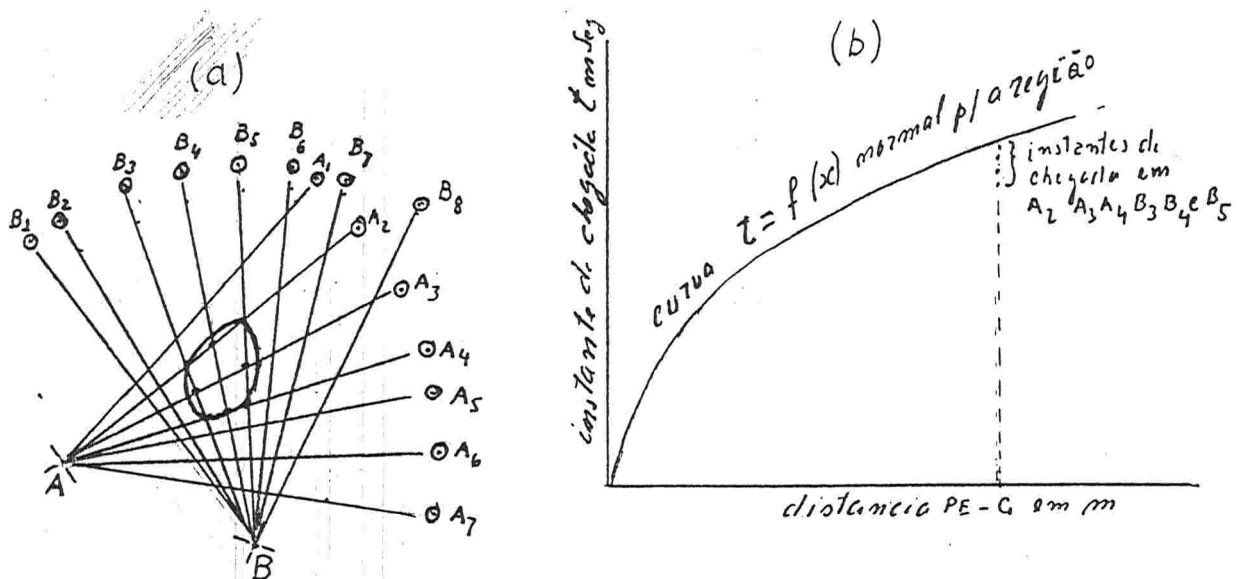


Fig. 6.86

Os sedimentos encaixantes dos domos salinos, (regionalmente), eram praticamente horizontais e uniformes, diferenciando-se em profundidades, pela compactação crescente, resultante da diagenese. Consequentemente a velocidade de propagação das ondas sísmicas nesses pacotes de sedimentos, aumentava continuamente, no sentido da profundidade.

Com base na experiência regional, era conhecida a função $t=f(x)$, assim que na ausência de domo salino, o diagrama tempo-distância apresentava-se com uma curva típica, como a representada na fig. 6,86 b.

Ocorrendo domo salino no caminho das ondas entre o ponto de explosão até o respectivo ponto de recepção, eram registrados antecipações dos instantes de chegada, em relação ao que era previsto de acordo com a curva típica; Isso por efeito da maior velocidade de propagação nos deposítos salinos, do que nos sedimentos encaixantes.

Num dispositivo como o representado na fig. 6.86a:

-Tendo sido observados antecipações de instantes de chegada, nos receptores locados nos pontos $A_2, A_3,$ e A_4 , pelas ondas produzidas no ponto de explosão locado em A; também observadas antecipações, nos pontos de recepção locados em $B_3, B_4,$ e B_5 , da onda produzida no ponto de explosão B; 15 significava indicação da presença de domo salino, abaixo dos segmentos $\overline{AA_2}, \overline{AA_3}, \overline{AA_4}, \overline{BB_3}, \overline{BB_4}, \overline{BB_5}$.

-Não tendo sido observadas antecipações de instantes de chegada nos pontos de recepção locados em $A_1, A_5, A_6, A_7, B_1, B_2, B_6, B_7, B_8$, pelas ondas produzidas nas explosões executadas nos pontos A e B; significava inexistência de indício da presença de domos salino, abaixo, dos segmentos ligando aqueles pontos de recepção, com os respectivos pontos de explosão A e B.

Com essas observações era facilmente delimitado o contorno, projetado na superfície, do domo salino, como mostra a fig. 6,86 a.

6,6 Correções do relevo e do manto de interperismo.

Nos levantamentos sísmicos (de reflexão e de refração), geralmente existem desníveis entre as locações dos pontos de recepção, e também entre os pontos de explosão.

Estes últimos geralmente são posicionados no fundo de furos de sondagem, de modo à ficarem abaixo do horizonte superior de muito baixa velocidade, do manto de interperismo. Esse horizonte superficial, ocorrendo geralmente abaixo dos pontos de recepção, locados na superfície do terreno, é de espessura variável.

Para compensar os efeitos, dos desníveis e desse horizonte superficial, nas medidas dos tempos de chegada obtidas nos canais de recepção, são feitas correções nessas medidas, objetivando-se:

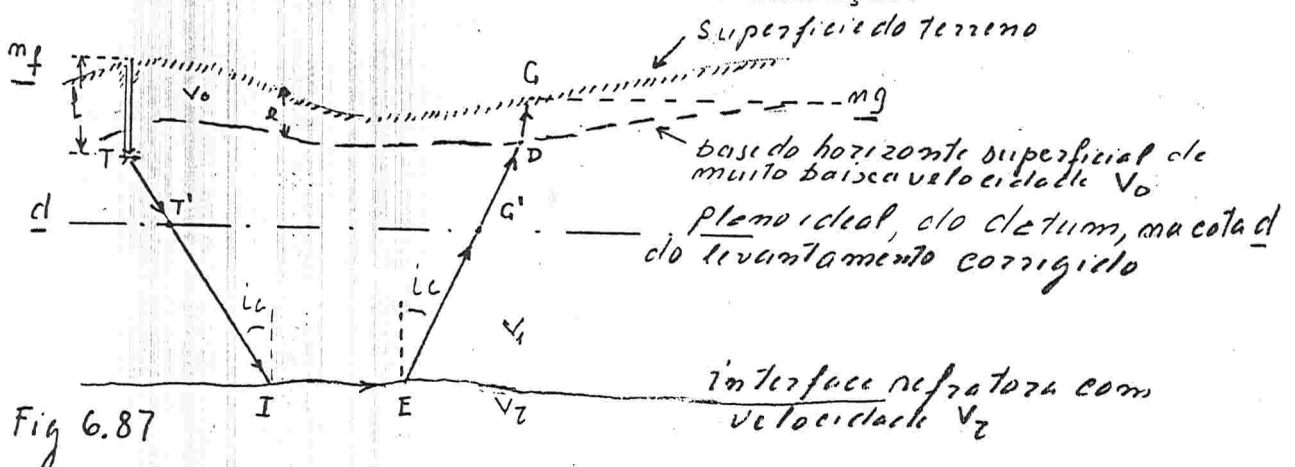
- Obter os tempos de chegada corrigidos dos efeitos do relevo, de modo que nas interpretações, se possa considerar, como se a superfície do terreno do levantamento, fosse plana e horizontal.
- Eliminar os retardos variáveis ocasionados nos tempos de chegada medidos, decorrentes dos tempos gastos, para os impulsos sísmicos atravessarem as espessuras variáveis, do horizonte superficial referido.

Nas condições simples que geralmente ocorrem nos levantamentos, o procedimento adotado consiste em estabelecer, arbitrariamente, um plano de referência ou "datum" do levantamento. Esse datum deve ser horizontal, situado abaixo do horizonte superficial de baixa velocidade e, geralmente, acima do nível onde é produzida a explosão.

Nos tempos de chegada medidos em cada ponto de recepção, é feita uma correção, de modo que as medidas corrigidas equivalem às que seriam obtidas, se os pontos de explosão e recepção, estivessem sobre esse "datum" arbitrário.

Nos casos dos levantamentos de sísmica de refração, o cálculo das correções fundamentam-se no que se segue.

6.6.1- Correção nos levantamentos de refração.



Na fig. 6,87:

n_f = cota da boca da sondagem, de profundidade l , em cujo fundo foi produzida a explosão no ponto T.

n_g = cota de locação de um ponto de recepção G, em cuja medida do tempo de chegada da onda, será feita a correção.

d = cota do plano horizontal de referencia do levantamento corrigido, ou "datum" do levantamento.

e = espessura variável do horizonte superficial, de baixa velocidade de propagação V_0 .

V_1 = velocidade de propagação, no horizonte acima da interface refratora.

V_r = velocidade de propagação, no horizonte abaixo da interface refratora.

O caminho real da onda refratada produzida em T, que atinge um ponto de recepção G, será TIEDG.

O objetivo da correção será obter o tempo que seria necessário para que a onda percorresse o caminho ideal T' I E G', como se o impulso sísmico fosse produzido no ponto T' e atingisse o ponto G', ambos esses pontos locados no plano do "datum" do levantamento corrigido.

Esse tempo será:

$$t \text{ corrigido} = t_{T'IEG'} = t_{TIEDG} - \left(\frac{\overline{TT'}}{V_1} + \frac{\overline{G'D}}{V_1} + \frac{\overline{DG}}{V_0} \right)$$

$t_{TIEDG} = t_G$ = Tempo de chegada medido no ponto G, mediante a leitura do registro do canal desse ponto.

A soma dos três últimos termos dessa expressão será a correção a ser feita nesse tempo medido t_G .

Sendo o plano do "datum", (arbitrariamente estabelecido) bastante próximo à superfície do terreno, pode-se considerar, sem erro sensível, os intervalos do caminho da onda ($\overline{TT'}$, $\overline{G'D}$, \overline{DG}) como se fosse verticais retilinêos, tendo-se:

$$\overline{TT'} \sim m_f - l - d; \overline{G'D} \sim (e)_G; \overline{DG} \sim (e)_G; \text{ assim que:}$$

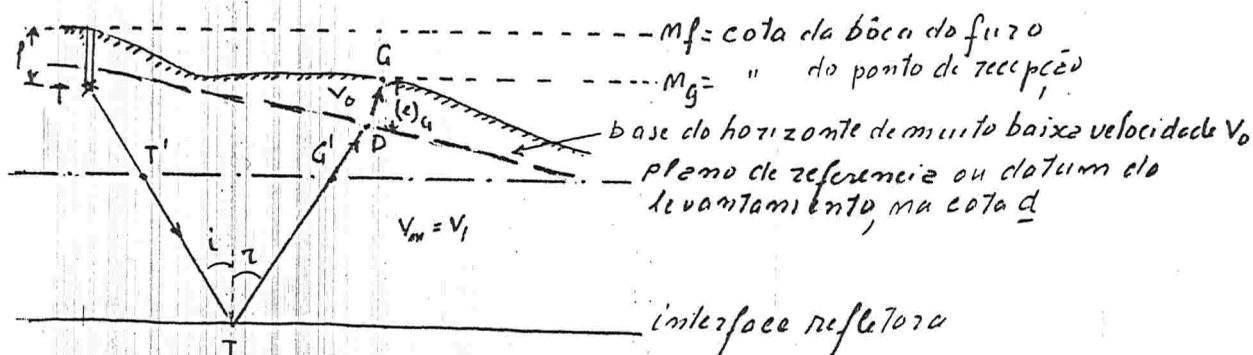
$$t \text{ corrigido} = t_G - \left[\frac{m_f - l - d}{V_1} + \frac{e_G - d}{V_1} + \frac{(e)_G}{V_0} \right] \quad [6.96]$$

A correção será a parte entre colchetes de expressão [6.96]. foram desenvolvidas muitas técnicas aplicadas nos levantamentos de refração e de reflexão, para se estimar a espessura $(e)_G$ e a velocidade V_0 necessária para o cálculo da correção.

Essas estimativas podem ser feitas com base de dados experimentais obtidos em furos de sonda, ou de trado manual. Porém a técnica mais usada consiste em estimar $(e)_G$ e V_0 , mediante um levantamento auxiliar de refração, com pequenos espaçamentos entre os pontos de explosão e de recepção, uma vez que a base do horizonte superficial, quando existe, é uma boa interface refratora.

Outras técnicas para obter essas estimativas encontram-se bem explicados na bibliografia referida, como Figuerola 1974 e Telford et al 1976.

6.6.2 Correção nos levantamentos de reflexão



Na fig. 6.88, fazendo-se considerações semelhantes aquelas do item anterior para o caso da refração, tem-se:

$t_G = t_{TIDG}$ = tempo de chegada da onda refletida, lido no canal ligado à um ponto de recepção, locado num ponto G.

$t_{G'} = t_{T'I'G'}$ = tempo corrigido, para um ponto de recepção locado em G.

$$t_{G'} = t_G - (t_{\overline{TT'}} + t_{\overline{G'D}} + t_{\overline{DC}})$$

Sendo a interface refletora relativamente profunda, em relação a distância horizontal entre os pontos de explosão T e de recepção G, se poderá sem erro sensível considerar como se fossem verticais os segmentos.

$\overline{TT'}$, $\overline{G'D}$ e \overline{DC} . Assim:

$$t_{G'} \sim t_G - \left[\frac{mf - l - d}{V_1} - \frac{mg - (e)_G - d}{V_1} + \frac{(e)_G}{V_0} \right] \quad [6.97]$$

A parte entre colchetes da expressão [6.97], será a correção à ser feita no tempo de chegada medido, num ponto de recepção G do levantamento.

Para as estimativas dos valores das espessuras $(e)_{G'}$, e da velocidade V_0 , do horizonte superficial de baixa velocidade, necessárias para o cálculo da correção, valem as mesmas considerações feitas no final do item anterior (para o caso de levantamento de sísmica de refração).

6.7- Outros metodos sismicos.

Sob esse titulo são abordados metodos desenvolvidos para resolução de problemas especificos. Entre eles, inclui-se o metodo de reflexão com alta resolução desenvolvido na decada de 1970, com a finalidade de detalhar as condições estruturais das camadas de carvão, o, que é necessário para a aplicação dos projetos modernos de lavra de carvão.

Esse metodo consiste no aperfeiçoamento do sismico de reflexão com alta resolução, desenvolvido anteriormente para a pesquisa do petróleo.

Diferencia-se somente no que diz respeito ao aperfeiçoamento dos equipamentos e das técnicas de operação, de modo adequa-lo às maiores, precisão e poder de resolução, exigidos na pesquisa de carvão. Entretanto outros metodos sismicos, desenvolvidos para serem aplicados diretamente nas camadas de carvão, na fase de desenvolvimento da lavra, são diferentes nos seus fundamentos, dos metodos de reflexão ou de refração, comesses metodos são concebidos,

O mesmo acontece com metodos desenvolvidos especificamente para estudos de estabilidade das rochas, no âmbito da mecanica das rochas.

6.7.1 Metodo sismico de reflexão com alta resolução adequado para pesquisas de carvão.

Consistindo esse metodo, no aperfeiçoamento do metodo sismico de reflexão, seus aspectos especificos foram mencionados anteriormente, na abordagem do metodo sismico de reflexão, nos itens à seguir relacionados:

- No item 6,1 - Junto a abordagem da essencia do metodo sismico de reflexão, e no historico do seu desenvolvimento
- No item 6.2.1 - Com respeito as cargas utilizadas e aos seus posicionamentos.
- Nos itens 6.2.3;6.2.4. e 6.2.8. - Com respeito às sensibilidades dos registros, e as frequências utilizadas.
- No item 6.3.5.- Com respeito aos problemas decorrentes das reflexões detectadas, simultâneamente na lapa e na capa da camada do carvão (ver fig. 6.24 b).

-No item 6.3.12- Com respeito as secções sísmicas obtidas nesse tipo de pesquisa (ver fig.6.38), e quanto as precisões requeridas (ver fig.6.39).

-No item 6.44- Com respeito aos problemas relacionados às correções estáticas.

-No itens 6.4.5.2 e 6.4.5.3- Com respeito ao perfil de tiro com múltiplo recobrimento, aplicado nesse tipo de levantamento (ver fig 6.57).

A principal finalidade de sua aplicação é a de otimizar a operação dos modernos conjuntos mecanizados na lavra de carvão, pelo método de "Long Wall". O objetivo é o de mapear detalhadamente, descontinuidades das camadas a serem lavradas, causadas por pequenas falhas ou pseudo intruções das rochas encaixantes, de modo que mediante planejamento adequado dos painéis à serem lavrados, essas perturbações sejam previstas e evitadas.

Observe-se que essas perturbações podem consistir tão somente, de soluções de continuidade na camada, produzidas por desniveis de dois ou pouco mais metros.

Essas camadas, jazendo à duas centenas de metros ou mais de profundidade, são mapeadas com sísmica de reflexão, em levantamentos, praticados na superfície do terreno.

Segundo "Ziolkwsky" 1978 (ref. cit), paralisações de 3 ou 4 meses na operação dos conjuntos mecanizados de lavra de "Long Wall", causadas pelo encontro não previsto, de uma descontinuidade dessa natureza no painel de lavra, causam prejuízos econômicos de até US\$ 1,4 milhões, uma vez que a capacidade de produção plena, numa frente de "Long Wall", é de cerca de 250000 ton/ano.

O uso desses equipamentos (pesando cerca de 1000 toneladas e custando aproximadamente US\$ 3,00 milhões), justificam a aplicação dos custosos levantamentos, de sísmica de reflexão, objetivando otimizar a operação dos mesmos. Esse método, tem sido o mais extensivamente usado para essa finalidade.

6.7.2- Métodos sísmicos "na camada de carvão".

Desde a década de 1970, principalmente na Alemanha OC, estão sendo desenvolvidos métodos sísmicos que se aplicam diretamente na camada de carvão, durante a fase de preparação dos painéis à serem lavrados (Refs Krey, T.C 1976 e Rüter, Het/al 1978).

Esses métodos, são denominados "in sean seismic method", na literatura referida.

São aplicados com a finalidade de detectar descontinuidades da camada objetivando otimizar a operação de lavra, isto é com as mesmas finalidades com que é aplicado o método sísmico de reflexão de alta resolução, abordado no item anterior.

As ondas úteis nesses métodos, são aquelas do tipo "Love" e "Rayleigh", vistos no item 6.3.10, as quais são adequadas para se propagarem, somente confinadas na camada de carvão.

No fim da década de 1970, esses métodos estavam em fase experimental, quando estavam sendo resolvidos problemas com respeito as frequências mais adequadas, e sendo aperfeiçoados os protótipos dos equipamentos em operação na quela década.

Fundamentos e diversificação dos métodos "na camada de carvão".

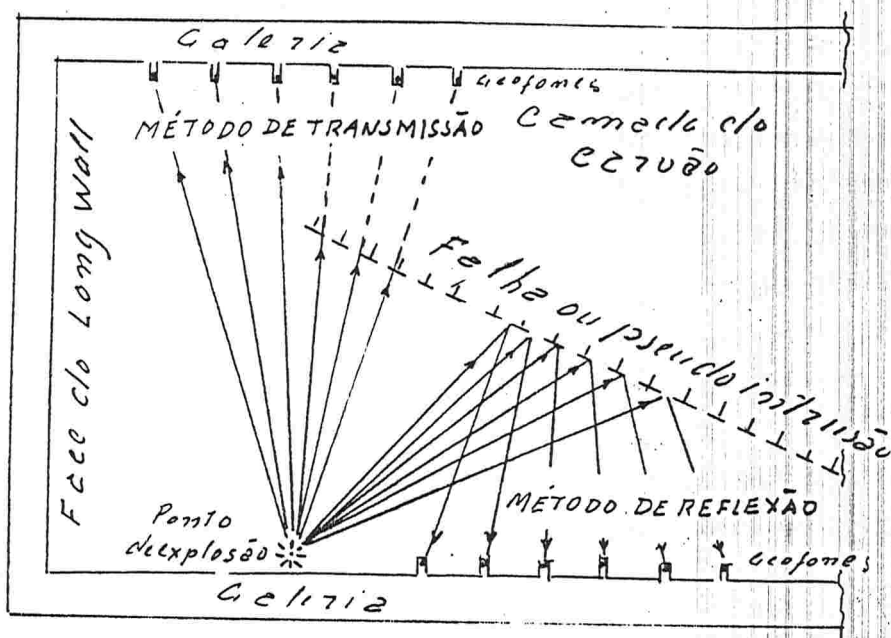


Fig 6.89

A fig.6.89 mostra os "layout" da operação, num painel de lavra em preparação, nos casos das duas diversificações do método, denominado respectivamente, por reflexão e por transmissão.

No primeiro caso o objetivo é o de registrar as chegadas das ondas úteis refletidas em interfaces, que eventualmente existam por efeito de descontinuidades na camada, ocorrendo entre duas galerias, que delimitam o painel de lavra em preparação.

No segundo caso, o objetivo é o de registrar as chegadas, em uma galeria do painel, das ondas transmitidas, e que tenham sido produzidas na outra galeria delimitante do painel. Omissões de registros de chegada nessas condições, são indícios da existência de obstáculos na transmissão, atribuídos à existência de descontinuidades na camada (no caminho das ondas), e entre as duas galerias do painel.

Nos dois casos, as ondas são produzidas em furos de 2 a 3 metros, perfurados horizontalmente no meio da camada de carvão, e na parede de uma ^{das} galerias.

Os impulsos sísmicos podem ser produzidos, com cargas explosivas de 0,125 Kg, objetivando gerar preferentemente, altas frequências (cerca de 28 Hz). Alternativamente, os impulsos sísmicos podem ser produzidos, por impactos de percussão (no interior dos furos), feitos com martelinhos de acionamento pneumático.

Os geofones, posicionados na parede de uma galeria delimitante do painel, são também colocados no interior de furos (com cerca de 2,00 metros de comprimento), perfurados horizontalmente, no meio da camada de carvão. Os pontos de recepção (nos furos referidos), são separados entre si por cerca de 3,00 metros.

As duas galerias delimitantes do painel do "Long Wall" são as galerias de transporte, as quais são paralelas, e aproximadamente perpendiculares, à frente de desmonte.

No caso do método por reflexão, os geofones são instalados na mesma galeria onde foi posicionado o ponto de geração do impulso sísmico. No caso do método por transmissão, os geofones e o ponto de geração do impulso, estão em uma e na outra, galerias opostas no painel.

Sendo a densidade do carvão pequena, e também pequena a velocidade de propagação das ondas sísmicas na camada de carvão, a impedância acústica é muito baixa, contrastando com as impedâncias acústicas, relativamente muito mais altas, das rochas encaixantes.

Essas condições são muito favoráveis para produção das ondas dos tipos "Love" e "Rayleigh", conforme foi visto no item 6.3.10.

Devido esse contraste de impedância acústica, as intensidades (ou amplitudes) dessas ondas geradas, serão máximas no interior da camada de carvão, decrescendo exponencialmente, nas rochas encaixantes, à partir dos contatos com o carvão.

Esse decréscimo será maior, quanto maior for, a frequência da onda do distúrbio sísmico.

Todas essas condições, favorecem a produção e a propagação das ondas úteis do método, confinadas no interior da camada de carvão, fazendo com que a mesma, funcione como se fosse um condutor exclusivo dessas ondas. Descontinuidades na camada, devido à falhas ou intercalações de rochas estranhas, ocasionam interfaces de grandes contrastes de impedância acústica, portanto com boas qualidades refletoras.

Ao mesmo tempo, se constituirão em obstáculos para a transmissão além dessas interfaces, das ondas "Love" e "Rayleigh", (confinadas na camada).

Por outro lado a energia refletida das ondas não confinadas (longitudinais ou transversais), será muito pequena nessas condições. Isso pelo motivo de que as superfícies das interfaces refletoras, constituídas por aqueles tipos de perturbações (falhas ou pseudo-instruções na camada), serão muito pequenas, quando comparadas as amplitudes das ondas não confinadas.

A fig. 6.91, mostra que nas condições de uma falha na camada de carvão, a superfície refletora da interface (com uma dimensão igual a espessura da camada), será insignificante, quando comparada a da amplitude de uma onda não confinada na camada.

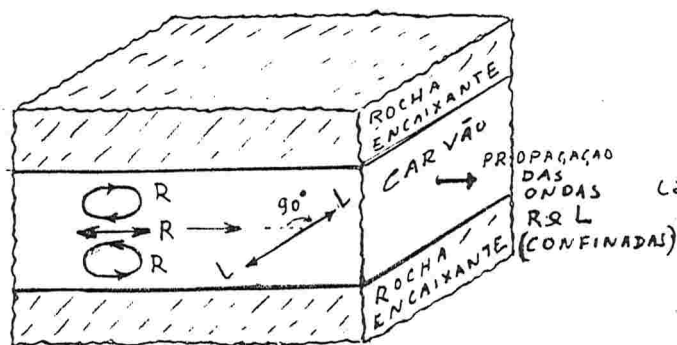
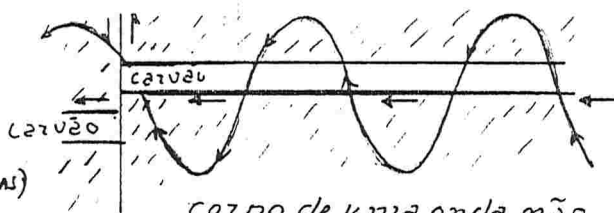


Fig 6.90

Mostra também, que pela mesma razão, essa perturbação não constituirá obstáculo significativo, para a transmissão das ondas não confinadas.

Conforme mostra a fig. 6.90, o movimento das partículas da onda "Love" (L), é paralelo às faces da camada, e ao mesmo tempo perpendicular e transversal, a direção de propagação da onda. O movimento das partículas da onda "Rayleigh" (R), tem dois componentes principais, os quais são:

a) Componente paralelo a face da camada, e na mesma direção da propagação da onda (interessante para a prática do método).



corpo de uma onda não confinada incidente.

Fig 6.91

b) Componente perpendicular a face da camada, e perpendicular (transversalmente), à direção da propagação da onda. Esse componente, no caso das ondas R simétricas (as que interessam na prática), tende para a amplitude zero no meio da camada, motivo, pelo qual pode ser desconsiderado.

Para otimizar a detecção e o registro das ondas úteis (L e R), e devido as propriedades físicas dessas ondas, em cada ponto de recepção, são instalados dois geofones, fixados e solidários, às paredes dos furos onde estão contidos.

Os dois geofones são instalados com a direção de máxima sensibilidade, paralela às faces da camada, e ao mesmo tempo em posições perpendiculares entre si.

Assim eles ficam orientados para as principais direções dos movimentos das partículas, nos casos das ondas L e R.

Existem perspectivas para que esse método possa ser utilizado, de modo que os impulsos sísmicos sejam produzidos nas camadas, porém em furos de sondagem perfurados da superfície do terreno, além das frentes de lavra. Nesse caso os pontos de recepção seriam instalados em subsolo, nas frentes da lavra em desenvolvimento, podendo-se assim, mapear distúrbios da camada, antes que o painel da lavra seja desenvolvido.

6.7.3 - Método sísmico aplicado através de furos da sondagem para estudo de estabilidade dos maciços rochosos.

Esse método, desenvolvido pela "Geoseismo Oy - Finlândia" ("Ref. World Mining Equipment - 1985"), é denominado "Cross-hole - seismic method". Destina-se a fornecer informações com respeito a presença de zonas fraturadas, falhas e propriedades elásticas das rochas, sendo aplicado nos projetos de trabalho de escavação subterrânea em geral. Aplica-se também para obter conhecimento da natureza e estrutura do "bedrock" nos estudos para projetar fundações, em obras civis.

Também aplica-se para avaliar os efeitos de consolidação, de zonas fraturadas, pelas operações de cimentação. Neste último caso mediante a repetição da aplicação do método, após ser concluída a cimentação do maciço.

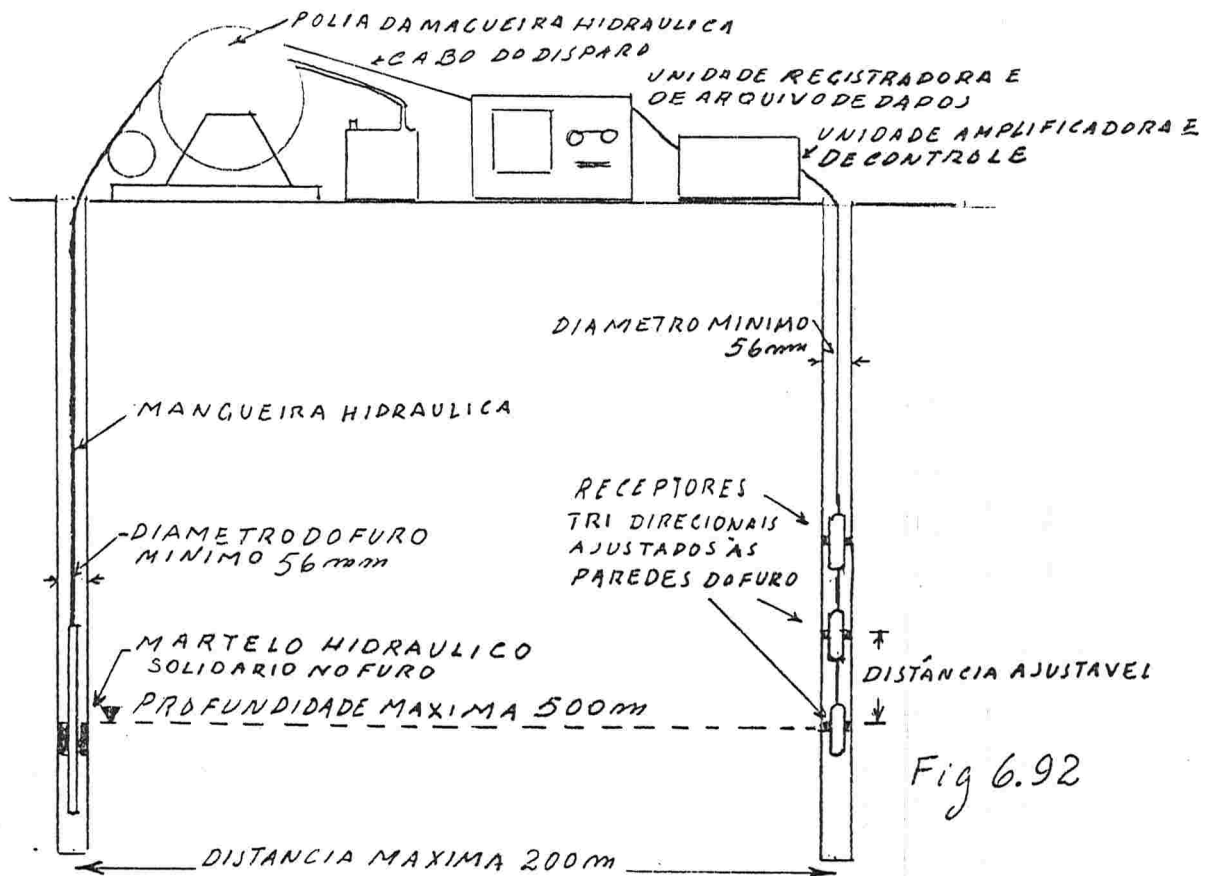


Fig 6.92

Como mostra a fig. 6.92, são perfurados dois furos de sondagem a partir da superfície do terreno. No interior de um dos furos é colocado o mecanismo gerador dos impulsos sísmicos.

No outro furo, é colocado o equipamento detectôr das ondas propagadas. Movendo-se os sistemas, gerador de impulsos e detectôr, simultaneamente para diferentes profundidades, obtêm-se informações com respeito à uma malha de diferentes caminhos das ondas, entre os furos.

São interpretados os tempos de percurso das ondas longitudinais e transversais, em termos de velocidade de propagação, como se faz de modo geral, nos demais métodos sísmicos. Obtem-se assim a distribuição dessas velocidades através das rochas. Do conhecimento das velocidades de propagação, tira-se conclusões com respeito as propriedades elásticas das rochas, e também com respeito a locação de interfaces de contatos, determinando-se zonas fraturadas e falhas.

O equipamento gerador de impulsos sísmicos, consiste de um martelo de 2,5 Kg à 10 Kg (hidraulicamente acionado e operado, à partir da superfície), e de um bloco metálico para receber os impactos. Ambos são baixados num dos furos, e ligados à unidade de controle, a qual é instalada na superfície. Sendo o impacto produzido, paralelo a parede do furo, maximaliza a produção de ondas sísmicas transversais S. Essas ondas se propagam perpendicularmente ao furo, juntamente com ondas longitudinais, do tipo P.

Os receptores (equipamentos detectô^or), instalados no outro fu^oro, são do tipo "piezo eletricos e triaxiais", de modo à permitir a distinção, dos tempos de chegada das ondas, P_e das ondas S (mais vagarosas).

São bem ajustados, por acunhamentos, nas paredes do furo. No equipamento receptô^or e de controle os impulsos são amplificados e filtrados, para frequências de 50 Hz à 60 Hz, procurando-se suprimir ruidos de fundo. Os registros são em fita magnética, em varios canais, permitindo processamento, no sentido de acentuar sinais uteis e eliminar ruidos.

Na interpretação, os caminhos (ou raios) das ondas, são considerados retilineos quando a rocha é praticamente homogênea. Quando nos caminhos das ondas ocorrem apreciaveis, mudanças de velocidade de propagação, os caminhos não serão retilineos. Esses desvios são indiretamente computados, pelas diferenças dos tempos de percurso observados, e esperados.

Outras análises são feitas: - Componentes dos sinais são separados, analisando-se fases e amplitudes. Atenuações de amplitudes, são indícios, muito sensiveis, de fraturas.

Das velocidades de propagação obtidas diferenciadamente para as ondas S e P , são calculados a relação de "Poisson", o modulo de cisalhamento, além do modulo de elasticidade de "Young", (ver item 6).

Metodos Sismicos - Bibliografia (Referencias Bibliograficas
do capitulo 6).

- Anstey, N.A - Seismic Interpretation: The physical aspects - International Human Resources Development Corporation - Boston U.S.A 1977.
- Barry, K.M - "Delay time and its application to refraction profile interpretation; seismic refraction. Soc. of Exploration Geophysicists - Seismic refraction prospecting pp348-62. A.W Musgrave ed. Tulsa U.S.A 1967.
- Bentes, Moyses; Costa, A.F. Uberti; Cardoso, C.E; Azevedo, M.L.V. de. - Sismica de alta resolução, interpretação e avaliação. Projeto especial Carvão Irui-Butia no RS-Brasil- Rel da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM)- outubro- novembro 1981.
- Daly, T.E. e Hageman, F.F.- Seismic methods for the delineation of coal deposits. Coal exploration proceedings of the first international coal exploration Symposium, London, England 1976. Edit. por William L.G. Muir- Miller Freeman Publication Inc. - São Francisco California U.S.A 1976.
- Dobrin, M.B. - Introduction to Geophysical prospecting, Mc Graw- Hill Book Comp. Inc.-New York 1960.
- Fernandes, C.F. de M.- Fundamentos de prospecção geofisica. Edit. In terciência- R.J. Brasil 1984.
- Figuerola, J.C.- Tratado de geofisica aplicada - Libreria - Ciéncia: - Industria, S.L. Madrid 1974.
- Fitch, A.A.- Develo pments in geophysical exploration methods- Applied Science Publishers Ltd. Londres 1979.
- Grant, F.S. e West, G.F.- Interpretation theory in applied geophysics - Mc Graw- Hill Book Comp. 1965.
- Gurvich, I.- Seismic prospecting - Mir Publishers- Moscou URSS. 1972
- Hales, Frederick W. e Oliveira, Geraldode. Sismica de refração. Um metodo novo de interpretação . XXX Congresso Brasileiro de Geologia- Anais Vo'1 6 - Recife-Brasil 1978.
- Heiland, C.A - Geophysical exploration - Prentice-Hall inc N.Y. 1946.

- Jakosky, J.J. - Exploration geophysics - Trija Publishing Comp. 1949.
- Krey, Theodor C. - *I_m-Seam* seismic exploration techniques - Coal exploration proceedings of the first international Coal exploration symposium - London, may 18.21. 1976. Edit. William L.G. Muir - Miller Freeman Publications Inc. São Francisco, California USA - 1976.
- Parasnis, D.S. - Mining Geophysics - Elsevier Publishing Comp. 1966.
- Petrucci, Giuseppe - Geofisica applicata alla ricerca dei minerali e dell'acqua nel sottosuolo. Edit. Ulirrico Hoepli-Milão-Italia 1959.
- Redpath, Bruce B. - Seismic refraction exploration for engineering site investigations - Technical report E.73-4 - US Army Engineer Waterways Experiment Station Explosive Excavation. Research Laboratory - Livermore-California-TID-1500, UC-35 - Pesceful applications of explosions - may-USA-1973.
- Rüter, Horts e Schepers, Reinhard - In-seam seismic methods for the detection of discontinuities aplied to West German coal deposits. Coal exploration proceedings of the second international coal exploration simposium - Denver-Colorado-USA outubro 1978 - Edit. George O. Argall Jr. - Miller Freeman Publications Inc. - USA 1979
- Telford, W.M. Geldart, L.P; Sheriff, R.E; Keys, D.A - Applied Gesphysics Cambridge University Press 1976.
- United Geophysical Corporation (Staffmembers of-) - Seismic energy sources hand book 1968 - 38 th Annual meeting of the SEG - Denver Colorado, USA - outrubo 1968.
- World Mining Equipment - Hole seismic method of bed rock insves-tigation (based Caliu Cosma, Matti Ihakainen e Rijo Korhonen of Geoseismo Oly Finland) - Revista World Mining Equipment Vol.9 nº11-novembro 1985.
- Ziolkowski, Anton - Seismic surveing - General principles statics - Common depth point (CDP) stacking - National Coal Bord - Inglaterra 1978.
- Ziolkowski, Anton - Seismic profiling for coal on land - National Coal Board - Inglaterra 1978.

Ziolkowsky, A e Lerwill, W.E.-A simple approach to high resolution seismic profiling for coal, Paper-reprint- 39 th Meeting of the European Association of Exploration Geophysicists in Zagreb-England. National Coal Board Exploration Programme e England Seismograph Service Limited Inghlaterra 1978.

7 Junho 1988