

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

INVERSÃO DE DADOS DE SÍSMICA DE REFRAÇÃO
PROFUNDA A PARTIR DA CURVA TEMPO-DISTÂNCIA.

Tese Apresentada por

JOÃO CARLOS RIBEIRO CRUZ

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOFÍSICA

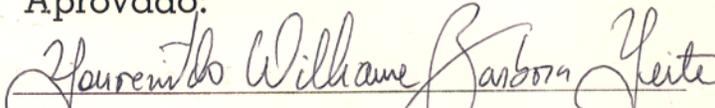
Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 27.03.90

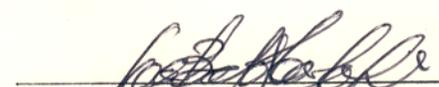
Comitê de Tese


LOURENILDO WILLIAME BARBOSA LEITE

ORIENTADOR



PETER HUBRAL


JOÃO BATISTA CORREA DA SILVA

T. 343 CRUZ, João Carlos Ribeiro

C. 883 Inversão de dados de sísmico
de refração profunda a partir
da curva tempo-distância. Belém.
Universidade Federal do Pará/
Centro de Geociências, 1990

84 p.

Tese apresentada ao Centro de
Geociências da Universidade Fed
ederal do Pará, para obter o grau
de Mestre em Ciências, na área de
Geofísica.

1. Geofísica-Inversão Automática.
2. Sismologia de Explosões .
3. Análise Fatorial. I UFPA/Centro
de Geociências. II: Título.

Aos meus pais, Rosemiro e
Osalina, e a Maria de
Nazaré, minha companheira.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), pelo financiamento da bolsa de estudos, sem a qual este trabalho teria sua realização inviabilizada.

Ao Professor Lourenildo Leite, pela orientação e acompanhamento durante as sucessivas etapas deste trabalho.

Aos Professores João Batista Correa da Silva e Peter Hubral, pelas suas contribuições para uma melhor coerência e clareza do texto final.

Aos colegas Jessé e Simone, que colaboraram na implantação dos programas computacionais.

A Bibliotecária Leila, pela revisão das referências bibliográficas.

A colega Alaíde, que colaborou na confecção das figuras.

SUMÁRIO

	Pg
Dedicatória.....	i
Agradecimentos.....	ii
Sumário.....	iii
Lista de Ilustrações.....	v
Resumo.....	1
Abstract.....	3
1-INTRODUÇÃO.....	5
2-PROBLEMA DIRETO.....	9
2.1-Introdução.....	9
2.2-Caso I: Velocidades Crescentes sem Camada Oculta.....	10
2.3-Caso II: Modelo Incluindo Camadas de Baixa Velocidade...	12
3-METODOLOGIA DE INVERSÃO.....	24
3.1-Introdução.....	24
3.2-Formulação do Problema Inverso.....	24
3.3-Apresentação do Algoritmo de Inversão.....	26
3.4-Obtenção da Aproximação Inicial.....	29
4-ANÁLISE DA AMBIGUIDADE.....	33
4.1-Introdução.....	33
4.2-Fontes de Ambiguidade.....	33
4.3-Análise Fatorial.....	34
4.4-Rotação nos Eixos dos Fatores.....	37
5-TESTES COM DADOS SINTÉTICOS.....	41
5.1-Introdução.....	41
5.2-Teste com Modelo de Quatro Camadas sobre um Semi-Espaço.	41
5.2.1-Análise dos Resultados.....	46
5.3-Teste com Modelo de Onze Camadas sobre um Semi-Espaço...	52
5.3.1-Análise dos Resultados.....	56
6-TESTES COM DADOS REAIS.....	63

6.1-Introdução.....	63
6.2-Aplicação e Análise dos Resultados.....	65
7-CONCLUSÕES.....	74
8-REFERÊNCIAS.....	77
9-ANEXOS.....	82
9.1-Introdução ao Problema da Camada de Baixa Velocidade.....	82

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

	Pg
Figura 1: Modelo crostal com três camadas sobre um semi-espaço, com velocidades crescentes.....	11
Figura 2: a) Modelo com quatro camadas sobre um semi-espaço; b) Curva tempo-distância correspondente.....	13
Figura 3: Modelo crostal com camada de baixa velocidade e a estrutura aparente interpretada (Whiteley e Greenghalg 1979, modificada).....	15
Figura 4: a) Modelo crostal com camada de baixa velocidade no limite entre a crosta superior e inferior; b) Curva tempo-distância correspondente.....	17
Figura 5: a) Modelo crostal com camada de baixa velocidade na vizinhança do manto superior; b) Curva tempo-distância correspondente.....	18
Figura 6: a) Modelo crostal com camada de baixa velocidade na crosta superior; b) Curva tempo-distância correspondente.....	19
Figura 7: a) Modelo crostal com camadas de baixa velocidade, uma na crosta superior e outra na vizinhança do manto superior; b) Curva tempo-distância correspondente.....	20
Figura 8: a) Modelo crostal com camadas de baixa velocidade, uma no limite da crosta superior e outra na vizinhança do manto; b) Curva tempo-distância correspondente.....	21
Figura 9: a) Modelo Crostal com camadas de baixa velocidade, uma na crosta superior e outra na crosta inferior; b) Curva tempo-distância correspondente.....	22

Figura 10:	a) Modelo crostal com camadas de baixa velocidade, na crosta superior, no limite entre a crosta superior e inferior, e na vizinhança do manto; b) Curva tempo-distância correspondente.....	23
Figura 11:	Fluxograma do algoritmo de inversão (COMPLEX, modificado).....	30
Figura 12:	Representação gráfica da busca direta para dois parâmetros P1 e P2. A, B e C são vértices do Complex, e D é a reflexão do pior ponto em relação ao centróide E.....	31
Figura 13:	Histograma para resíduos da curva tempo-distância (Steinhart e Meyer 1961, modificado)...	35
Figura 14:	Representação geométrica das cargas cij nos eixos dos fatores, exemplo para duas soluções e dois fatores.....	38
Figura 15:	Exemplo de rotação dos eixos dos fatores: a) antes e b) depois da rotação de 45 graus (Joreskog et al. 1976, modificado).....	40
Figura 16:	a) Modelo da Crosta com quatro camadas sobre um semi-espaço; b) Sismogramas sintéticos (Ansorge et al. 1982, modificado).....	42
Figura 17:	Sismogramas sintéticos para o modelo com onze camadas sobre um semi-espaço.....	43
Figura 18:	Ajuste da curva tempo-distância correspondente à interpretação visual do sismograma da Figura 16..	45
Figura 19:	Representação geométrica das cargas nos eixos dos fatores para as soluções resultantes da inversão do sismograma da Figura 16.....	47
Figura 20:	Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática dos dados do sismograma da Figura 16	16

	(solução extrema 20, Tabela III).....	50
Figura 21:	Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática dos dados do sismograma da Figura 16 (solução extrema 60, Tabela III).....	51
Figura 22:	Tempos de chegada das refrações das ondas P obtidas analiticamente, para o modelo de onze camadas sobre um semi-espaço.....	53
Figura 23:	Ajuste da curva tempo-distância correspondente a interpretação visual do sismograma da Figura 17..	55
Figura 24:	Representação geométrica das cargas nos eixos dos fatores para as soluções resultantes da inversão dos dados do sismograma da Figura 17.....	57
Figura 25:	Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática dos dados do sismograma da Figura 17 (solução extrema 37, Tabela VI).....	58
Figura 26:	Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática dos dados do sismograma da Figura 17 (solução extrema 57, Tabela VI).....	59
Figura 27:	a) Modelo crostal dado com onze camadas; b) e c) Modelos obtidos pelas soluções extremas.....	62
Figura 28:	Mapa com as principais feições geotectônicas da região de coleta dos dados sísmicos pelo LISPB (McKerrow et al. 1978, modificado).....	64
Figura 29:	a) Mapa de localização dos levantamentos de refração profunda pelo LISPB; b) Traçado das linhas sísmicas realizadas, com o respectivo esquema de observação (Bamford et al. 1978, modificado).....	66
Figura 30:	Ajuste da curva tempo-distância para o modelo da interpretação visual do sismograma correspondente ao perfil sísmico 1 - ALPHA (LISPB).....	67

Figura 31: Representação geométrica das cargas nos eixos dos fatores para as soluções resultantes da inversão e análise fatorial.....	69
Figura 32: Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática dos dados do perfil 1 - ALPHA (solução extrema 58, Tabela VIII).....	70
Figura 33: Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática dos dados do perfil 1 - ALPHA (solução extrema 35, Tabela VIII).....	71
Figura 34: Seções velocidade-profundidade para a região do perfil 1 - ALPHA (LISPB).....	73
Figura 35: Trajetória da n-ésima reflexão para um modelo de n camadas sobre um semi-espaço.....	84

RESUMO

O trabalho em pauta tem como objetivo o modelamento da crosta, através da inversão de dados de refração sísmica profunda, segundo camadas planas horizontais lateralmente homogêneas, sobre um semi-espaço.

O modelo direto é dado pela expressão analítica da curva tempo-distância como uma função que depende da distância fonte-estação e do vetor de parâmetros velocidades e espessuras de cada camada, calculado segundo as trajetórias do raio sísmico, regidas pela Lei de Snell. O cálculo dos tempos de chegada por este procedimento, exige a utilização de um modelo cujas velocidades sejam crescentes com a profundidade, de modo que a ocorrência da camadas de baixa velocidade (CBV) é contornada pela reparametrização do modelo, levando-se em conta o fato de que o topo da CBV funciona apenas como um refletor do raio sísmico, e não como refrator.

A metodologia de inversão utilizada tem em vista não só a determinação das soluções possíveis, mas também a realização de uma análise sobre as causas responsáveis pela ambiguidade do problema. A região de pesquisa das prováveis soluções é vinculada segundo limites superiores e inferiores para cada parâmetro procurado, e pelo estabelecimento de limites superiores para os valores de distâncias críticas, calculadas a partir do vetor de parâmetros.

O processo de inversão é feito utilizando-se uma técnica de otimização do ajuste de curvas através da busca direta no espaço dos parâmetros, denominado COMPLEX. Esta técnica apresenta a vantagem de poder ser utilizada com qualquer função objeto, e ser bastante prática na obtenção de múltiplas

soluções do problema. Devido a curva tempo-distância corresponder ao caso de uma multi-função, o algoritmo foi adaptado de modo a minimizar simultaneamente várias funções objetos, com vínculos nos parâmetros. A inversão é feita de modo a se obter um conjunto de soluções representativas do universo existente. Por sua vez, a análise da ambiguidade é realizada pela análise fatorial modo-Q, através da qual é possível se caracterizar as propriedades comuns existentes no elenco das soluções analisadas.

Os testes com dados sintéticos e reais foram feitos tendo como aproximação inicial ao processo de inversão, os valores de velocidades e espessuras calculados diretamente da interpretação visual do sismograma. Para a realização dos primeiros, utilizou-se sismogramas calculados pelo método da refletividade, segundo diferentes modelos. Por sua vez, os testes com dados reais foram realizados utilizando-se dados extraídos de um dos sismogramas coletados pelo projeto Lithospheric Seismic Profile in Britain (LISPB), na região norte da Grã-Bretanha.

Em todos os testes foi verificado que a geometria do modelo possui um maior peso na ambiguidade do problema, enquanto os parâmetros físicos apresentam apenas suaves variações, no conjunto das soluções obtidas.

ABSTRACT

The aim of this thesis is to obtain crustal model through the inversion of deep seismic refraction data, considering laterally homogenous horizontal plain layers over a half-space.

The direct model is given by analitic expression for the travel-time curve, as a function that depends on the source-station distance and on the array of parameters, formed by velocity and thickness of each layer. The expression is obtained from the trajectory of the seismic ray by Snell's Law. The calculation of the arrival time for seismic refraction by this method, takes into account a model with velocities increasing with depth. The occurrence of low velocity layers (LVL) are solved as a model reparametrization, taking into account the fact that top boundary of the low velocity layer is only a reflector, and not a refractor of seismic waves.

The inversion method is used to solve for the possible solutions, and also to perform an analysis about the ambiguity of the problem. The search region of probable solutions is constrained by high and lower limits of each parameter considered, and by high limits of each critical distance, calculated using the array of parameters.

The inversion process used is an optimization technique for curve fitting corresponding to a direct search in the parameter space, called COMPLEX. This technique presents the advantage of using any objective function, and as being practical in obtaining diferent solutions for the problem. As the travel-time curve is a multi-function, the algorithm was adaptaded to minimize several objective funtions simultaneously,

with constraints. The inversion process is formulated to obtain a representative group of solutions of the problem. Afterwards, the analysis of ambiguity is made by Q-mode factor analysis, through which is possible to find the common properties of the group of solutions.

Tests with synthetic and real data were made having as initial approximation to the inversion process, the velocity and thickness values calculated by the straightforward visual interpretation of the seismograms. For the synthetics, it was used seismograms calculated by the reflectivity method, with different models. For test with real data, it was used seismograms collected by the Lithospheric Seismic Profile in Britain (LISPB), in the northern region of Britain.

It was verified in all tests that geometry of the model has most importance for the ambiguity of the problem, while the physical parameters present only smaller changes into the group of solutions obtained.

1-INTRODUÇÃO

Este trabalho tem como objetivo o estudo sobre a inversão de dados de refração sísmica profunda aplicada à determinação das características médias da estrutura crostal e do manto superior. Os dados interpretados correspondem aos tempos de chegada das ondas mergulhantes longitudinais refratadas através do meio de propagação, cujas energias suportam as ondas cônicas (Sheriff e Geldart 1982). Para fins de interpretação, a crosta é modelada segundo camadas planas horizontais lateralmente homogêneas, cujo problema direto é resolvido analiticamente através da expressão matemática que relaciona a curva tempo-distância com os parâmetros velocidades e espessuras de cada camada.

O desenvolvimento das técnicas de sismologia de explosões possibilitou um estudo em maiores detalhes da estrutura crostal e suas relações com o manto superior (Kosminskaya 1971), contribuindo enormemente para uma compreensão mais completa sobre a geodinâmica terrestre, bem como para um melhor reconhecimento de áreas geológicas propícias a atividades de exploração. Este trabalho se restringirá à análise de dados contidos em sismogramas gerados a partir de fontes artificiais, onde a observação das ondas longitudinais pode ser efetuada com uma maior acuidade; além disto, apenas os dados de refração serão utilizados no processo de inversão, tendo em vista uma maior simplificação do problema. Exemplos de aplicações de sismologia de explosões neste tipo de estudo são encontrados com grande frequência na literatura mundial (Stewart 1968; Berry e Fuchs 1973; Braile et al. 1974; Boynton et al. 1979; Prodehl 1985; Taber e Lewis 1986; Stuart e Zengeni 1987). Além disso, a metodologia aqui desenvolvida pode ser aplicada a

dados de terremotos, desde que a posição da fonte seja conhecida, para resolver o mesmo problema.

O modelamento da crosta segundo o método proposto neste trabalho, impõe restrições ao processo de inversão devido à ocorrência de singularidades no cálculo dos tempos de chegada, quando da existência de camada de baixa velocidade. Este problema em particular, é discutido amplamente em trabalhos que buscam apresentar alternativas para o modelamento crostal e para a interpretação da curva tempo-distância na presença de camada de baixa velocidade (Banerjee e Gupta 1975; McMechan 1977; Whiteley e Greenhalgh 1979; Kaila et al. 1981). Aqui o problema da camada de baixa velocidade será abordado de modo a mostrar apenas as possibilidades de aplicação do algoritmo utilizado em tais situações.

Outro tipo de problema que tem sido observado, diz respeito à presença de camadas imperceptíveis aos registros das primeiras chegadas; isto ocorre quando da existência de camadas estreitas ou de descontinuidades abruptas entre as velocidades de camada vizinhas. Este caso, mais comum em problemas de refração rasa, conhecido como problema da camada oculta, apenas é observado através de chegadas secundárias no sismograma (Hawkins e Maggs 1961; Green 1962; Kaila e Narain 1970; Raghava e Kumar 1970; Merrick et al. 1978). No estudo da estrutura média da crosta, entretanto, este tipo de situação é pouco viável, e deste modo não será abordada neste trabalho, apesar de que o mesmo algoritmo possa ser utilizado como instrumento na interpretação deste tipo de refrator, desde que os tempos de chegada sejam bem registrados.

O problema inverso para dados de refração sísmica, aplicado ao estudo de estrutura da crosta, modelada segundo camadas planas horizontais, tem sido abordado com significativa

frequência na literatura. Braile (1973) usando dados de refração e reflexão conjuntamente, obteve estimativas para os valores de espessuras e velocidades, aplicando a técnica do inverso generalizado; Crosson (1976) usando a técnica do gradiente conjugado, inverteu dados de refração sísmica obtendo estimativas dos parâmetros velocidades e posição dos hipocentros. Em ambos, a análise da solução encontrada foi realizada através da estimativa da variância dos parâmetros e da matriz de resolução do problema. Estas técnicas de inversão apesar de terem se mostrado bastante eficientes na determinação do vetor de parâmetros, possuem a desvantagem de restringirem-se a um mínimo local durante o ajuste das curvas. Por outro lado, a metodologia aplicada por estes autores para analisar a ambiguidade do problema só permite uma caracterização da mesma limitada a solução encontrada, não permitindo uma visualização do grau de não linearidade do problema inverso. Outras técnicas possíveis de serem aplicadas ao problema de inversão da curva tempo-distância são encontradas na literatura, Asbel et al. (1966), usando conjuntamente dados de amplitudes e tempos de chegada de ondas P, obtiveram as correspondentes seções velocidade-profundidade para uma função qualquer; Ankeny et al. (1986) usando, simultaneamente, dados de tempos de chegada de ondas de volume para refração sísmica e terremotos obtiveram modelos de velocidades em uma, duas e três dimensões, correspondente aos primeiros 10 km da crosta superior.

A inversão dos dados de refração é feita usando-se um algoritmo de pesquisa direta, com vínculos nos parâmetros a serem determinados, de modo a se obter um conjunto de soluções representativas do problema. Por sua vez, a análise da ambiguidade efetuada leva em conta a não-unicidade do problema inverso em geofísica (Backus e Gilbert 1967), de modo que se

considera como fundamental a necessidade de uma metodologia capaz de uma caracterização geral do conjunto das soluções quanto ao coeficiente de similaridade entre as mesmas. Isto é realizado através da aplicação da análise fatorial.

A metodologia desenvolvida é aplicada a dados sintéticos gerados pelo método da refletividade (Muller 1985) e a dados reais da região norte da Grã-Bretanha, provenientes do projeto Lithospheric Seismic Profile in Britain (LISPB).

2-PROBLEMA DIRETO

2.1-Introdução

A crosta da terra é modelada, neste trabalho, segundo camadas planas horizontais lateralmente homogêneas sobre um semi-espaço. As velocidades de cada camada são valores diferentes e crescentes com a profundidade. Este modelo é considerado uma aproximação inicial para o caso de estruturas crostais, que na maioria das vezes apresentam uma maior complexidade em escala regional. Entretanto, é de grande interesse no estudo da geodinâmica crostal quanto à estimativa de sua espessura total e da velocidade do manto superior.

O modelo crostal descrito é utilizado para explicar o conjunto de observações na curva tempo-distância, correspondentes aos tempos de chegada das ondas longitudinais agrupados segundo cada refrator. Este procedimento é limitado por restrições devidas aos seguintes fatores: (1) o possível comportamento não-planar das interfaces; (2) a existência de superfícies irregulares; (3) variações horizontais da velocidade; (4) variação contínua da velocidade com a profundidade. A ocorrência destas situações é responsável por erros no processo de ajuste do modelo às observações, limitando a acuidade da interpretação dos dados.

Neste estudo do problema direto, com intuito de permitir uma abordagem mais completa quanto ao modelamento, são analisadas duas situações distintas quanto ao modelamento: (1) modelo com velocidades crescentes com a profundidade na ausência de camadas ocultas; (2) modelo contendo uma ou mais camadas de baixa velocidade. Os tempos de chegada em ambos os casos são calculados a partir das relações geométricas definidas pelas

trajetórias fonte-estação dos raios sísmicos segundo a Lei de Snell.

2.2-Caso I: Velocidades Crescentes sem Camadas Ocultas

Este caso pode ser visualizado na Figura 1 para três camadas sobre um semi-espaço, com a fonte localizada no ponto A e a estação (ou geofone) localizada no ponto B. O procedimento aqui adotado para o cálculo do modelo direto está descrito em Officer (1958), Lee e Stewart (1981) e Olhovich (1959).

O tempo de chegada para a onda direta no caso de fontes artificiais, próximas à superfície, é calculado pela equação,

$$T_i = (X_i^2 + Z^2)^{1/2} / V_1 ; i=1, \dots, N_g ; \quad (1)$$

onde, N_g = número de estações;

T_i = tempo de chegada da onda direta à i -ésima estação;

X_i = distância da fonte à i -ésima estação;

Z = profundidade da fonte;

V_1 = velocidade da onda P na primeira camada.

Os tempos de chegada dos raios sísmicos para cada refrator, bem como a distância a partir da qual é possível existir refração (distância crítica) para o refrator correspondente, para n camadas sobre um semi-espaço, em uma dada estação localizada a uma dada distância da fonte, são calculados respectivamente por:

$$T_{jk} = X/V_k - s \cdot R_{kj} / V_j \cdot V_k + \sum_{i=1}^{j-1} H_i \cdot R_{ki} / V_i \cdot V_k + 2 \cdot \sum_{i=j}^{k-1} H_i \cdot R_{ki} / V_i \cdot V_k ; \quad (2)$$

$$D_{jk} = -s \cdot V_j / R_{kj} + \sum_{i=1}^{j-1} H_i \cdot V_i / R_{ki} + 2 \cdot \sum_{i=j}^{k-1} H_i \cdot V_i / R_{ki} ; \quad (3)$$

para $j = 1, 2, \dots, n$ e $k = 2, 3, \dots, n+1$, onde:

n = número de camadas sobre o semi-espço;

T_{jk} = tempo de chegada para o raio refratado ao longo do topo da camada k a partir de uma fonte na camada j , a uma dada distância X da fonte;

X = distância fonte-estação;

V_i = velocidade da onda P para a i -ésima camada;

H_i = espessura da i -ésima camada;

s = distância da fonte até o topo da camada que a contém;

$$R_{kj} = (V_k^2 - V_j^2)^{1/2};$$

$$R_{ki} = (V_k^2 - V_i^2)^{1/2};$$

D_{jk} = distância crítica para o refrator na camada k com a fonte em j .

A fonte sísmica neste trabalho encontra-se sempre na primeira camada bastante próxima à superfície livre, o que introduz simplificações em ambas as equações (2) e (3), tornando-as:

$$T_{1k} = X/V_k - s \cdot R_{k1}/V_1 \cdot V_k + 2 \cdot \sum_{i=2}^{k-1} H_i \cdot R_{ki}/V_i \cdot V_k \quad (4)$$

e

$$D_{1k} = -s \cdot V_1/R_{k1} + 2 \cdot \sum_{i=2}^{k-1} H_i \cdot V_i/R_{ki} \quad (5)$$

A Figura 2 apresenta um exemplo da curva produzida pelas expressões (4) e (5), para um modelo de quatro camadas sobre um semi-espço.

2.3- Caso II: Modelo Incluindo Camadas de Baixa Velocidade (CBV)

A existência de camada de baixa velocidade subjacente a uma outra de velocidade mais alta, introduz os seguintes

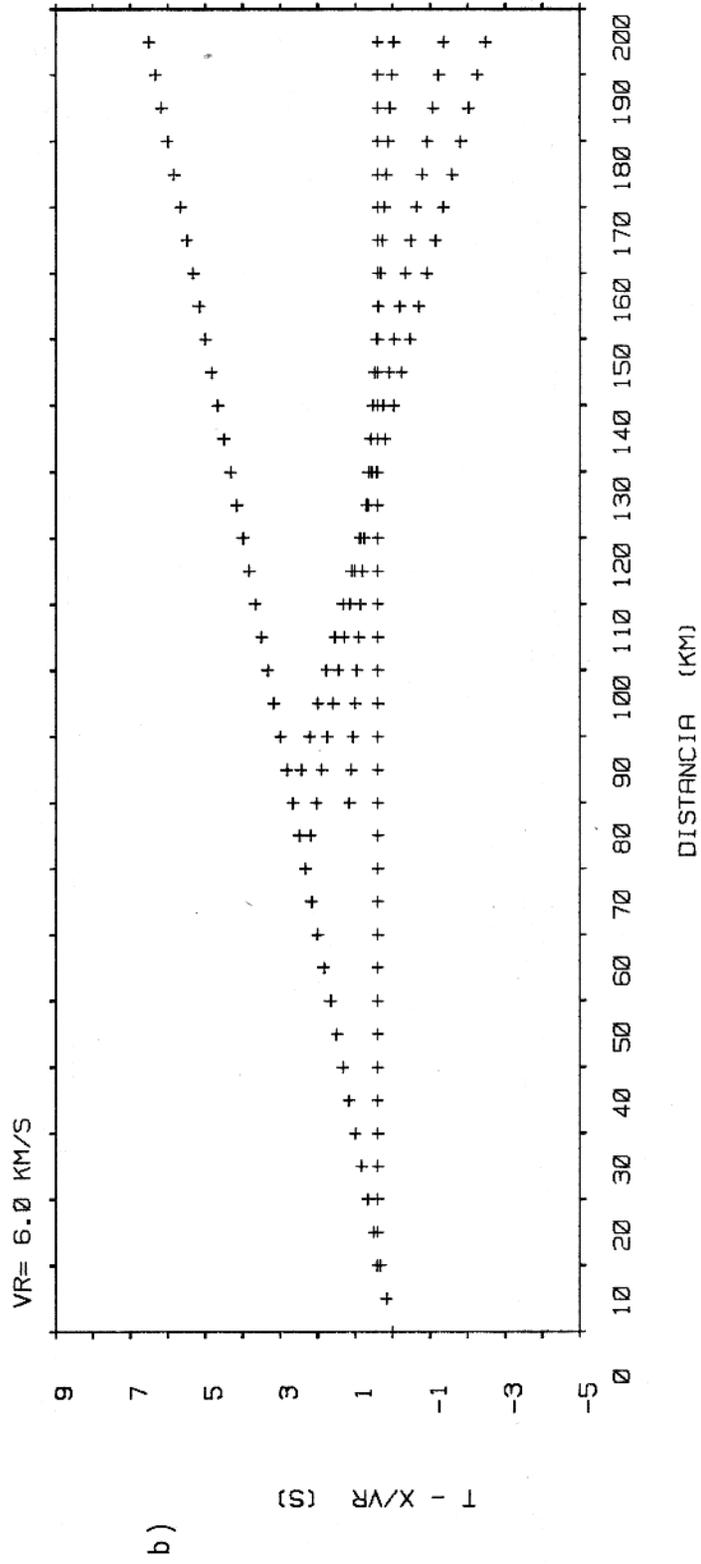
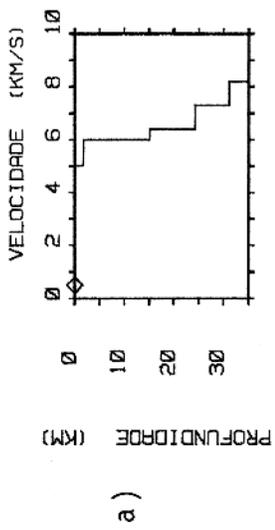


FIG. 2: a) Modelo com quatro camadas sobre um semi-espaço; b) Curva tempo-distância correspondente.

complicadores à interpretação: (1) inexistência de refração no topo da CBV, não sendo possível a detecção direta no registro da seção sísmica de refração; (2) deslocamento ou atraso no registro do tempo das primeiras chegadas da refração quando a CBV está entre camadas com velocidades mais altas. Tal deslocamento na curva tempo-distância, apresenta um resíduo diretamente proporcional à espessura e ao decréscimo da velocidade na CBV; (3) a curva tempo-distância das primeiras chegadas e as M-reflexões não possuem pontos finais comuns; (4) uma atenuação anômala das amplitudes das primeiras chegadas a certa distância da fonte, (Alekseev et al 1973).

Para o modelo formado por uma CBV entre duas camadas de velocidades mais altas de acordo com a Figura 3, os tempos de chegada, para uma dada estação, são calculados segundo o procedimento adotado em Olhovich (1959), Banerjee e Gupta (1975), Whiteley e Greenhalgh (1979) e Kaila et al (1981), dado pela equação abaixo:

$$T_{1k^*} = X/V_{k^*} + 2 \cdot \sum_{i=1}^{k^*-1} H_i \cdot R_{ik^*} / V_i \cdot V_{k^*}; \quad (6)$$

no qual a fonte sísmica é considerada na superfície livre do modelo, localizada, portanto, na primeira camada, onde:

T_{1k^*} = tempo de chegada para o raio refratado ao longo do topo da camada aparente k^* , para uma dada estação localizada a uma distância X da fonte.

X = distância fonte-estação;

V_{k^*} = velocidade da onda P na k^* -ésima camada.

$$R_{ik^*} = (V_{k^*}^2 - V_i^2)^{1/2}$$

Estes tempos de chegada, correspondem ao modelo aparente interpretado, conforme a Figura 3, o qual possui uma relação com o modelo real, envolvendo os parâmetros da CBV e das

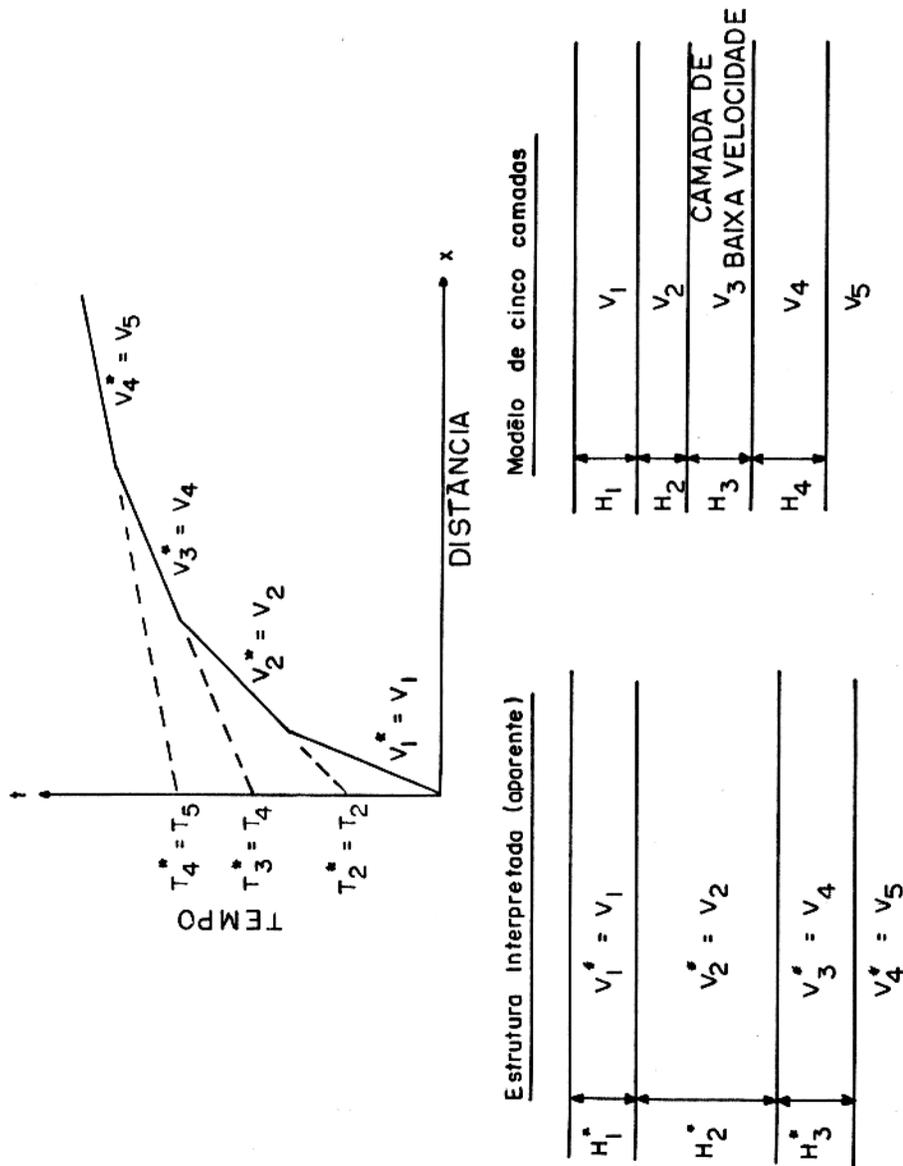


FIG. 3: Modelo crostral com camada de baixa velocidade e a estrutura aparente interpretada (Whiteley e Greenhalg 1979, modificada).

camadas sobrejacentes e subjacentes a mesma dada pela seguinte reparametrização:

$$H_a = H_h + J \cdot H_b \quad (7)$$

e

$$J = (v_h/v_b) \cdot ((v_1^2 + v_b^2)/(v_1^2 + v_h^2))^{1/2} \quad (8)$$

onde, H_a = espessura real da camada aparente interpretada;

H_h = espessura da camada sobrejacente a CBV;

H_b = espessura real da CBV;

v_h = velocidade de P na camada sobrejacente a CBV;

v_b = velocidade de P na CBV;

v_1 = velocidade de P na camada subjacente a CBV.

Neste modelo $v_h > v_b$, $J > 1$, e portanto $H_a > H_h + H_b$. Isto significa que o número de camadas do modelo interpretado a partir das observações, e utilizado no cálculo dos valores teóricos, é menor que o número de camadas apresentado para o modelo geofísico correspondente às mesmas observações. As espessuras da CBV e da camada sobrejacente são substituídas por H_a , e a velocidade da CBV é omitida como se a mesma não existisse.

O posicionamento da camada de baixa velocidade no interior da crosta é mais frequente nas seguintes situações exemplificadas a seguir: Figura 4, no limite entre a crosta superior e inferior; Figura 5, na vizinhança do manto superior; Figura 6, no interior da crosta superior; Figuras 7,8,9,10, combinações destas situações.

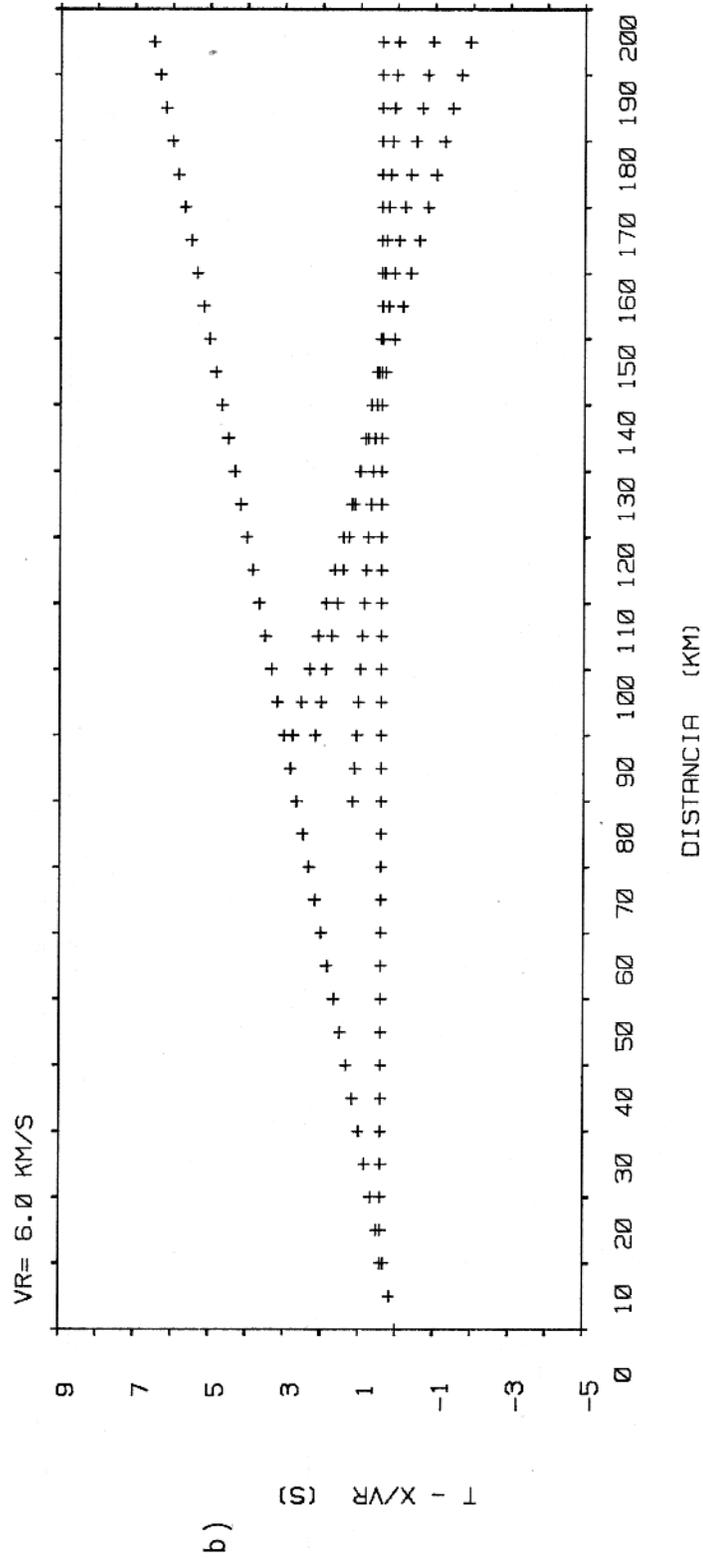
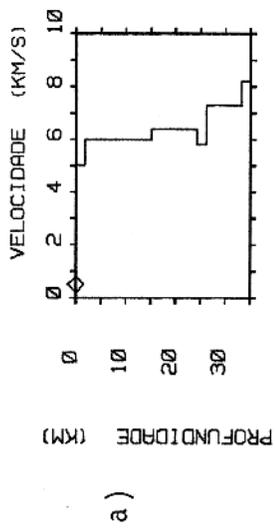
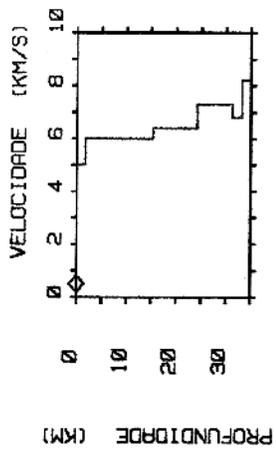
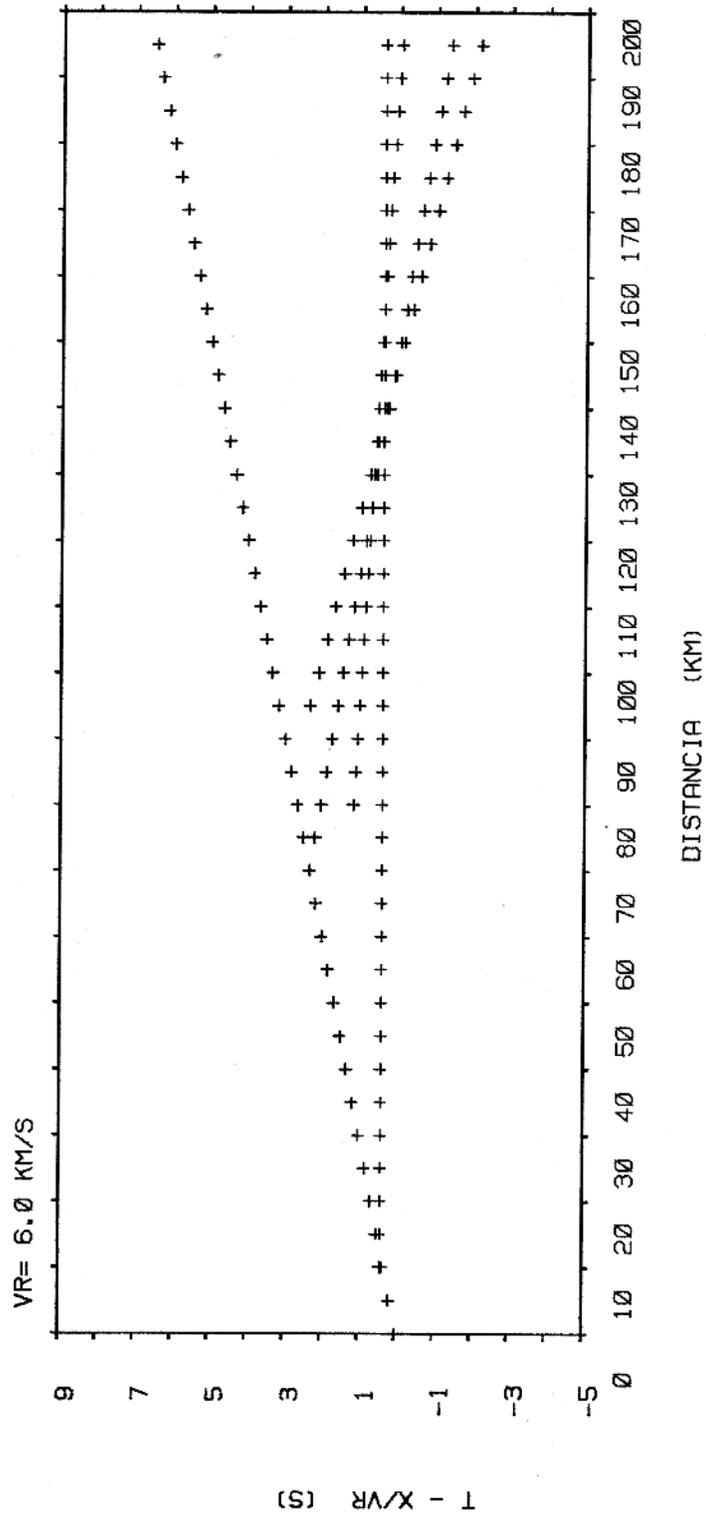


FIG 4: a) Modelo costal com camada de baixa velocidade no limite entre a crosta superior e inferior; b) Curva tempo-distância correspondente.



a)



b)

FIG 5: a) Modelo crosta1 com camada de baixa velocidade na vizinhança do manto superior; b) Curva tempo-distância correspondente.

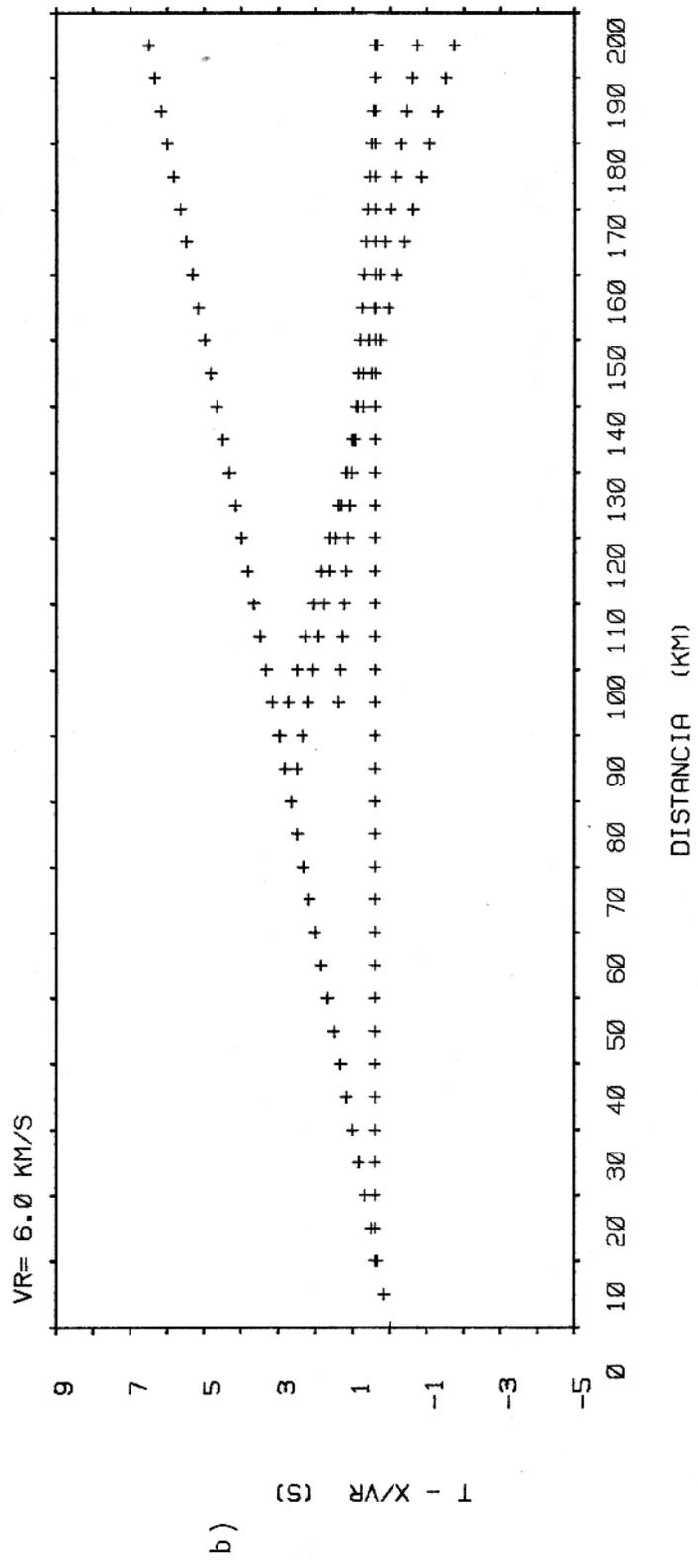
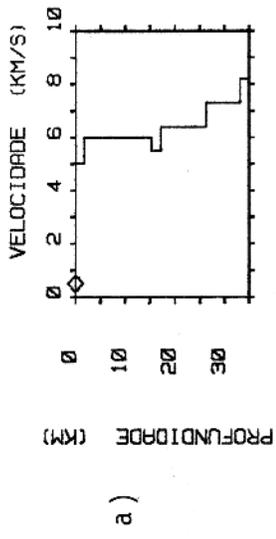


FIG. 6: a) Modelo crostral com camada de baixa velocidade na crosta superior;
 b) Curva tempo-distância correspondente.

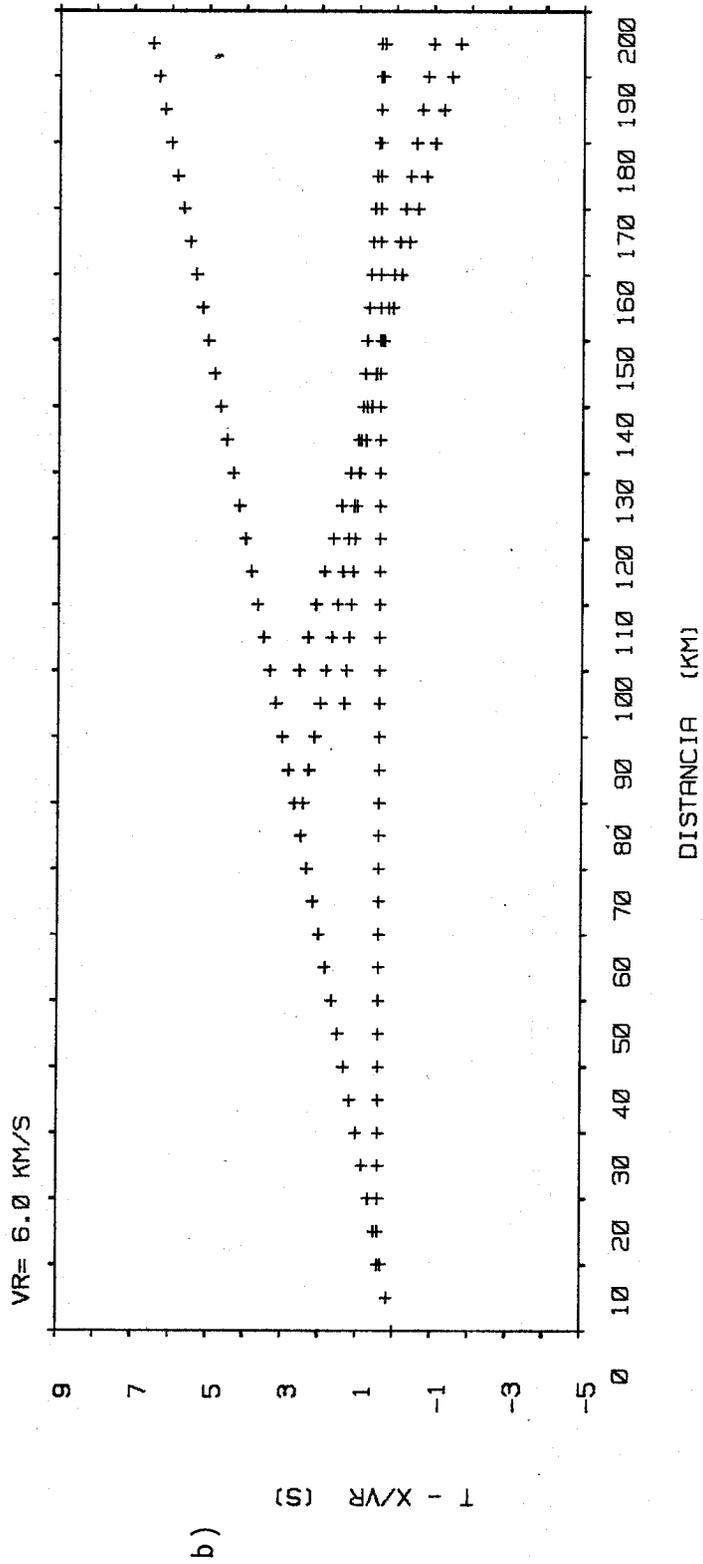
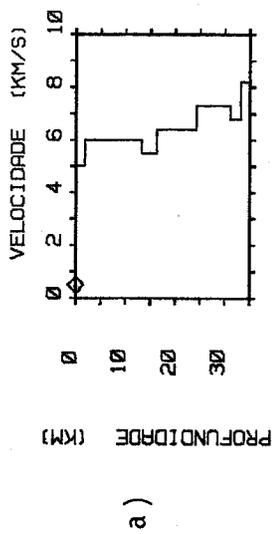


FIG. 7: a) Modelo crustal com camadas de baixa velocidade, uma na crosta superior e outra na vizinhança do manto; b) Curva tempo-distância correspondente.

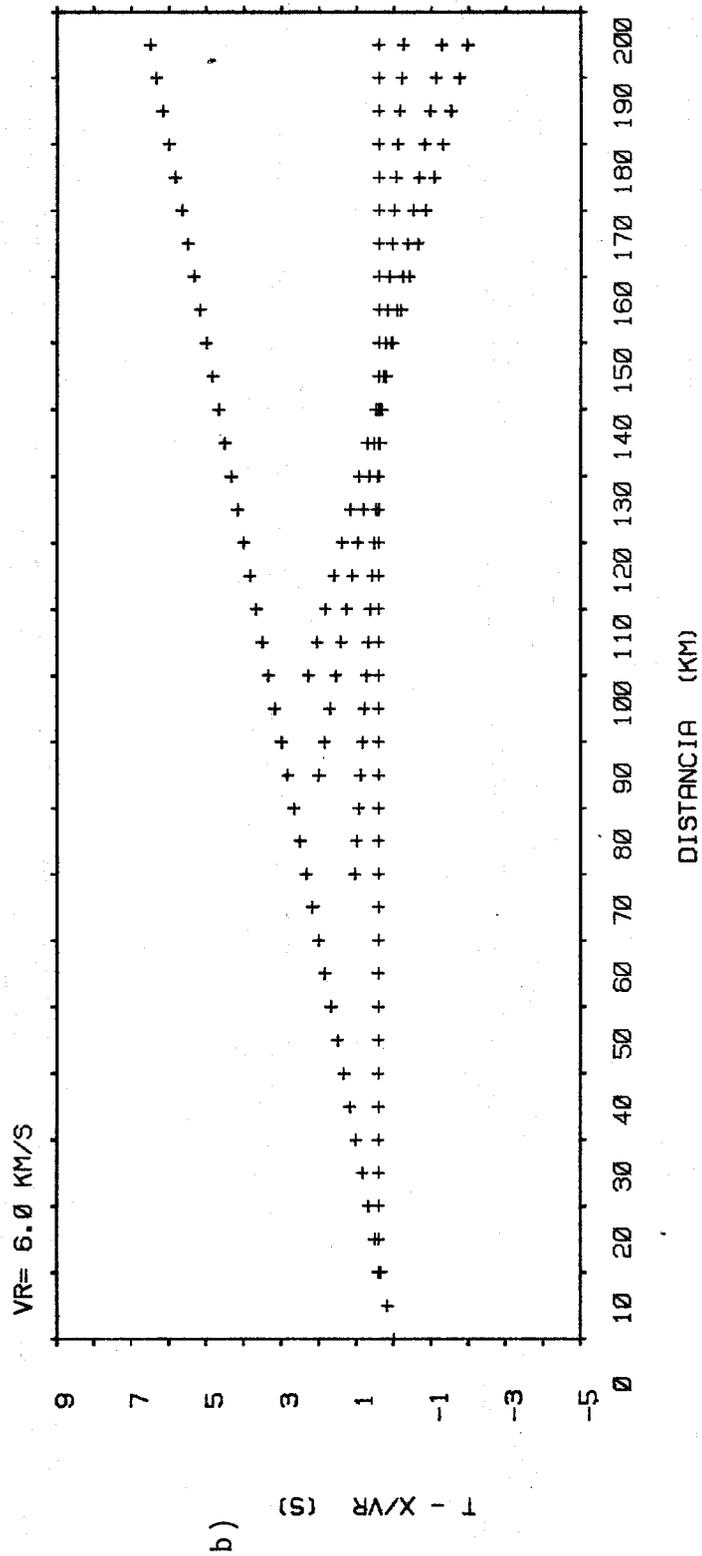
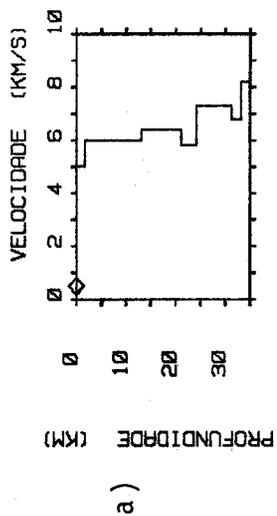


FIG. 8: a) Modelo crosta1 com camadas de baixa velocidade, uma no limite da crosta superior e outra na vizinhança do manto; b) Curva tempo-distância correspondente.

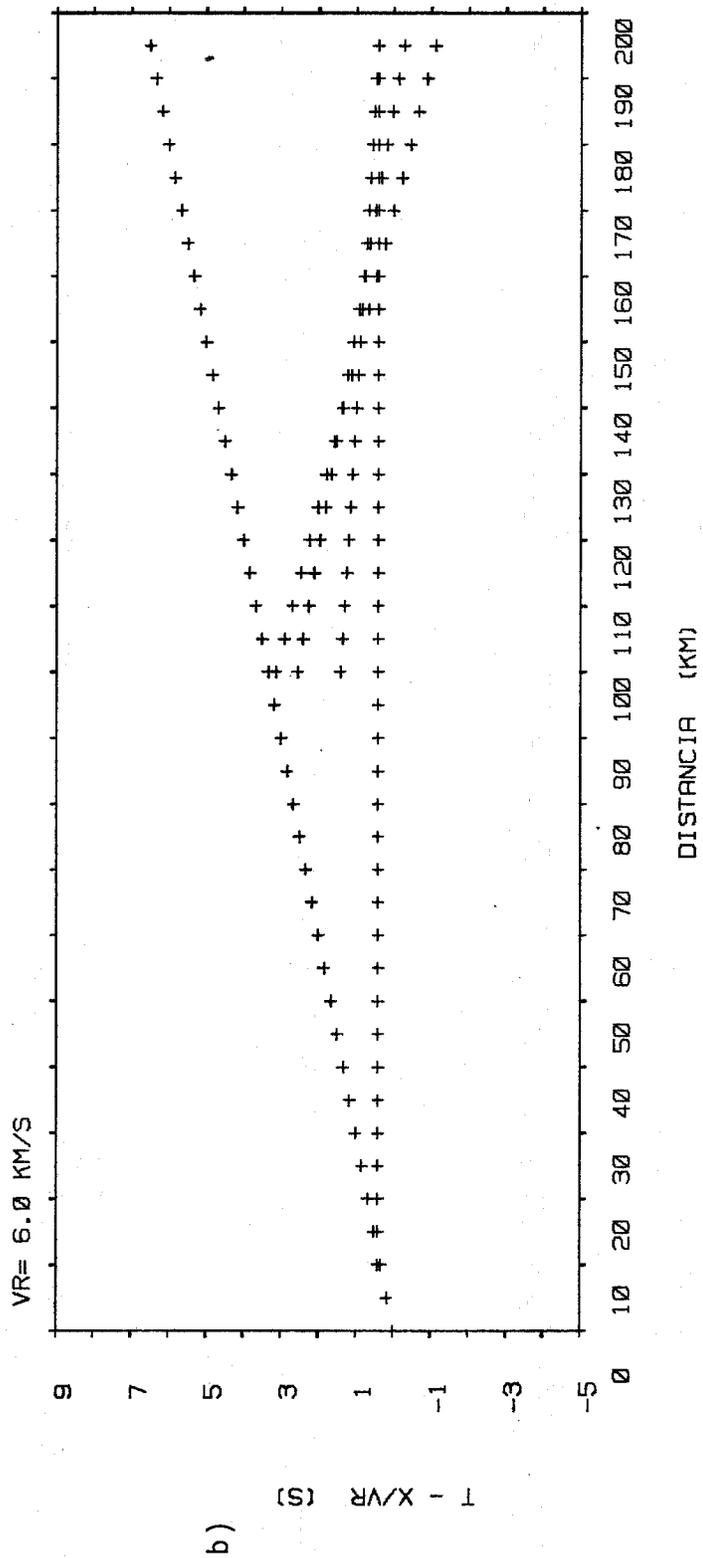
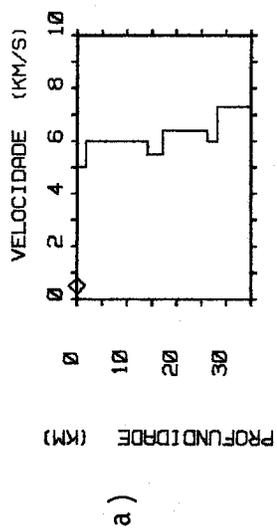


FIG. 9: a) Modelo crosta1 com camadas de baixa velocidade, uma na crosta superior e outra na crosta inferior; b) Curva tempo-distância correspondente.

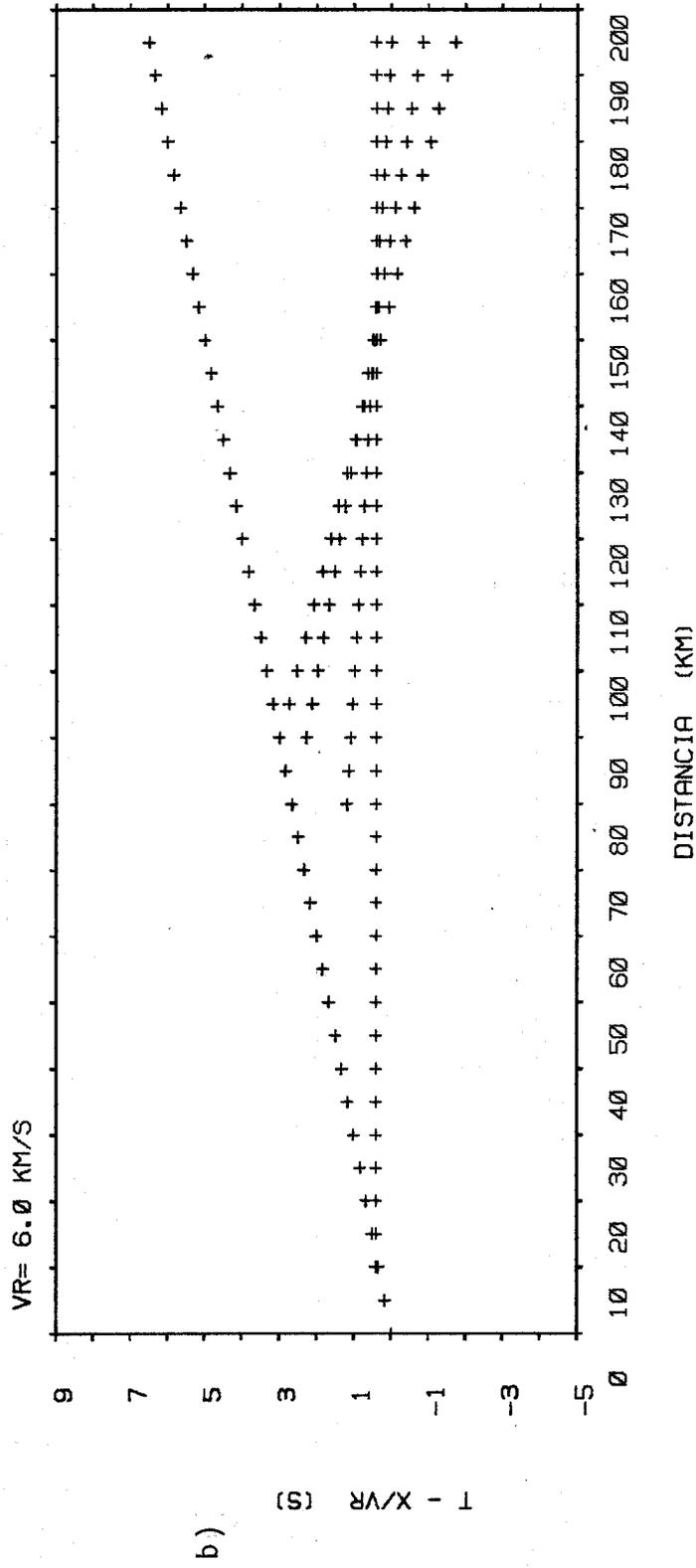
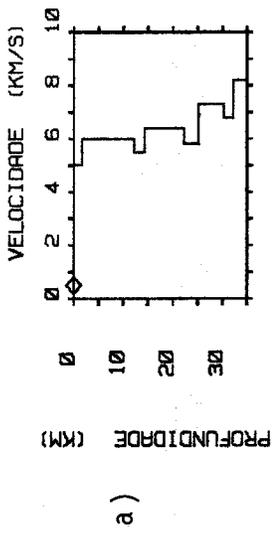


FIG. 10: a) Modelo crostal com camadas de baixa velocidade, na crosta superior, no limite entre a crosta superior e inferior e na vizinhança do manto superior; b) Curva tempo-distancia correspondente.

3-METODOLOGIA DE INVERSÃO

3.1-Introdução

Neste capítulo são apresentadas as características gerais do problema inverso em discussão, e uma formulação adequada ao algoritmo de busca direta utilizado. Por sua vez, este algoritmo é descrito com as devidas modificações necessárias ao problema de minimização simultânea de múltiplas funções objetos.

3.2-Formulação do Problema Inverso

As observações dos tempos de chegada das refrações são extraídas de sismogramas, correspondendo às primeiras chegadas das ondas longitudinais, refratadas ao longo das camadas que compõem a crosta terrestre, interpretadas conforme modelo apresentado no capítulo anterior. Estes dados são armazenados na matriz de observações A_0 de ordem $N_g \times N_l$, correspondendo ao número de geofones e ao número de camadas mais um, respectivamente. Levando-se em conta o fato de que a refração devida a um dado refrator é observada apenas a partir de uma dada distância crítica, as posições na matriz A_0 correspondentes às estações localizadas a uma distância menor que esta, são preenchidas com zeros. Devido à dificuldade na determinação precisa da distância crítica, a mesma é aproximada pela posição de seu limite superior, a partir da correlação traço-a-traço das chegadas interpretadas no sismograma.

Este conjunto de observações possui uma relação funcional com os parâmetros que compõem o modelo geofísico dado por,

$$f(X,p)=Y_0 \quad (9)$$

onde, Y_0 representa os tempos observados, X é a variável independente e p o vetor dos parâmetros a serem determinados.

O problema inverso é posto como a minimização simultânea das funções objetos correspondendo aos tempos de chegada da onda direta e das ondas cônicas.

$$F_j = \left(\sum_{i=1}^{N_c} (y_{ij}^o - y_{ij}^c)^2 \right)^{1/2} / (N_{c_j} - 1); \quad j=0, \dots, N_f-1; \quad (10)$$

sujeita aos vínculos:

$$G_k < V_k < O_k; \quad k=1, \dots, N_f;$$

$$G_k < H_k < O_k; \quad k=N_f+1, \dots, (2 \cdot N_f-1);$$

$$D_k = g_k(p) < L_k; \quad k=2, \dots, N_f;$$

onde y_{ij}^o é o tempo de chegada observado no i -ésimo ponto para o j -ésimo refrator e para a onda direta em $j=0$; N_f é o número de funções objetos, correspondendo ao número de retas na curva tempo-distância; N_{c_j} é o número de pontos observados para o j -ésimo refrator; y_{ij}^c é o tempo de chegada calculado no i -ésimo ponto para o j -ésimo refrator; G e O são vínculos lineares nos parâmetros, correspondendo aos limites inferiores e superiores, respectivamente (vínculos explícitos); e L_k são os limites superiores das distâncias críticas para cada refrator, e que possuem uma relação funcional g_k não linear com relação aos parâmetros do modelo geofísico (vínculos implícitos). Os vínculos explícitos são estimados a partir de informação a priori, enquanto que os vínculos implícitos são estimados pela interpretação do sismograma.

O processo computacional, para um melhor entendimento, pode ser melhor representado vetorialmente pela minimização

simultânea dos vetores de resíduos para a onda direta e para cada refrator, agrupados na matriz E, calculados pela subtração da matriz de observações A_o , dos valores teóricos na matriz A_c . A matriz de resíduos é representada então por,

$$A_o - A_c = E. \quad (11)$$

A minimização é obtida segundo a menor norma euclidiana de cada vetor de resíduos, representada vetorialmente por,

$$\min(e_j^t e_j) = f_{j\min} ; j=1, \dots, N_f; \quad (12)$$

onde e_j representa a coluna j na matriz E, e $f_{j\min}$ é o mínimo para cada um dos refratores.

O problema pode, então, ser definido como a determinação de um vetor de parâmetros p que satisfaça o critério de discrepância entre os dados observados e calculados, assim como as restrições devidas aos vínculos.

3.3-Apresentação do Algoritmo de Inversão

O problema inverso é resolvido automaticamente usando um algoritmo de busca direta baseado no método COMPLEX apresentado por Box (1965), adaptado para o caso de múltiplas funções objetos por Cruz e Leite (1989), tendo como base o programa apresentado por Kuester e Mize (1973). Este algoritmo possui a importante característica de ser aplicável a problemas de inversão não lineares, com vínculos lineares e não lineares, além de ser possível a sua utilização com qualquer critério de medida da distância entre os dados observados e calculados.

Uma descrição do algoritmo é apresentada a seguir:

(1) N_f Complexes originais são formados com $K > M+1$ vértices, dados pela avaliação das N_f funções objetos com diferentes estimativas do vetor de parâmetros, sendo M o número de parâmetros procurados. O primeiro vértice é definido pela aproximação inicial obtida pela interpretação visual do sismograma, respeitando-se aos vínculos. Os $K-1$ restantes são gerados aleatoriamente a partir da aproximação inicial. Devido ao fato de que a aproximação inicial utilizada é considerada como um vetor pertencente ao provável espaço das soluções, optou-se por um processo através do qual cada elemento de um vetor de parâmetros é obtido através da amostragem de um número pseudo-aleatório com uma distribuição normal, com média igual a própria aproximação inicial, e desvio padrão igual a 25% do intervalo definido pelo vínculo explícito para cada elemento do vetor de parâmetros, respectivamente.

(2) Caso algum elemento do vetor gerado aleatoriamente não satisfaça ao vínculo explícito, o mesmo é trazido para dentro da região factível através de um pequeno deslocamento, e caso o mesmo se repita com relação ao vínculo implícito, o vetor é substituído por outro calculado como o ponto médio entre o rejeitado e o centróide dos demais. O cálculo do i -ésimo elemento do centróide é feito pela expressão,

$$PC_i = (1/(K-1)) \cdot \sum_{j=1}^K P_{i,j} \quad ; \quad i=1,2 \dots M \quad (13)$$

onde P_{i,j^*} são os elementos do vetor de parâmetros referente ao ponto rejeitado, e $j \neq j^*$.

(3) Para cada Complex a função objeto é avaliada em cada vértice. O vetor de parâmetros correspondente ao ponto de maior valor é substituído por outro, cujos elementos são colineares ao segmento entre o centróide e os elementos do vetor produzindo o

maior valor, a uma distância em relação ao centróide α (> 1) vezes o tamanho do segmento considerado. Caso o novo ponto seja maior que o substituído, o Complex é contraído a partir daquele em direção ao centróide, segundo a metade da distância entre ambos, até que se atinja o ponto desejado.

(4) A convergência é admitida quando os valores das funções objetos nos K vértices de cada um dos N_f Complexes estão dentro de um intervalo pequeno β , de modo simultâneo. No caso do algoritmo apresentar dificuldades na convergência para um dos Complexes, dentro de um limite máximo de tentativas igual à metade do número máximo de iterações, o processo é reiniciado a partir de um novo cálculo aleatório usando-se a mesma aproximação inicial com um valor diferente para a semente no cálculo aleatório.

(5) Após satisfeita a condição de convergência, os vetores correspondentes aos menores valores para cada uma das N_f funções são armazenados numa matriz, cujas linhas correspondem a cada função avaliada e as colunas aos parâmetros procurados, e que possuem uma relação teórica com a respectiva observação. Caso esta relação teórica não exista para um dado parâmetro, o espaço do elemento correspondente na matriz será preenchido com zero. Em seguida é calculada a média entre os elementos de uma mesma coluna da matriz que sejam diferentes de zero, obtendo-se então o vetor solução para o problema.

(6) Após isto, a estimativa do desvio padrão dos erros nas observações é feita com base no cálculo do qui-quadrado reduzido (Bevington 1969), tanto para o conjunto dos valores observados de uma só vez, como para cada curva isoladamente. O primeiro funciona como um critério geral durante o ajuste, enquanto o segundo é útil na análise do ajuste em cada curva durante o processo.

Uma iteração é definida pela escolha de um ponto que satisfaça aos vínculos sem repetir-se como pior ponto para um dado complex, de modo simultâneo para cada um dos complexos.

Os valores α de β e K obedecem a recomendação apresentada por Box (1965). Nos exemplos apresentados neste trabalho $\alpha = 1.3$, $K=20$ e $\beta = 0.2$. Valores menores para β provocam dificuldades na convergência do algoritmo, além do que nas proximidades do mínimo as soluções permanecem vagando.

A utilização de um número adequado de sementes na obtenção dos números pseudo-aleatórios, possibilita um mapeamento da região de pesquisa de modo a se obter o número de soluções desejado mais rapidamente. Neste trabalho foram utilizados vinte sementes, para cada conjunto de vinte soluções obtidas a partir de uma mesma aproximação inicial.

O algoritmo é estruturado de modo a se obter um determinado conjunto de soluções candidatas. Caso nenhuma delas satisfaça o critério de tolerância adotado, o procedimento é repetido tomando como nova aproximação inicial a solução candidata obtida na tentativa anterior que apresenta o menor desvio padrão para o ajuste entre as obtidas. Isto é feito quantas vezes forem necessárias, até que o critério de tolerância seja satisfeito ou se verifique que nenhuma melhora significativa esteja ocorrendo. Neste último caso, é importante a análise do comportamento do ajuste em cada refrator. Para um melhor entendimento deste algoritmo é apresentado na Figura 11 um diagrama de blocos dos passos computacionais do mesmo, e na Figura 12 pode ser visto uma representação do processo de busca para o caso simplificado de dois parâmetros e três vértices.

3.4- Obtenção da Aproximação Inicial

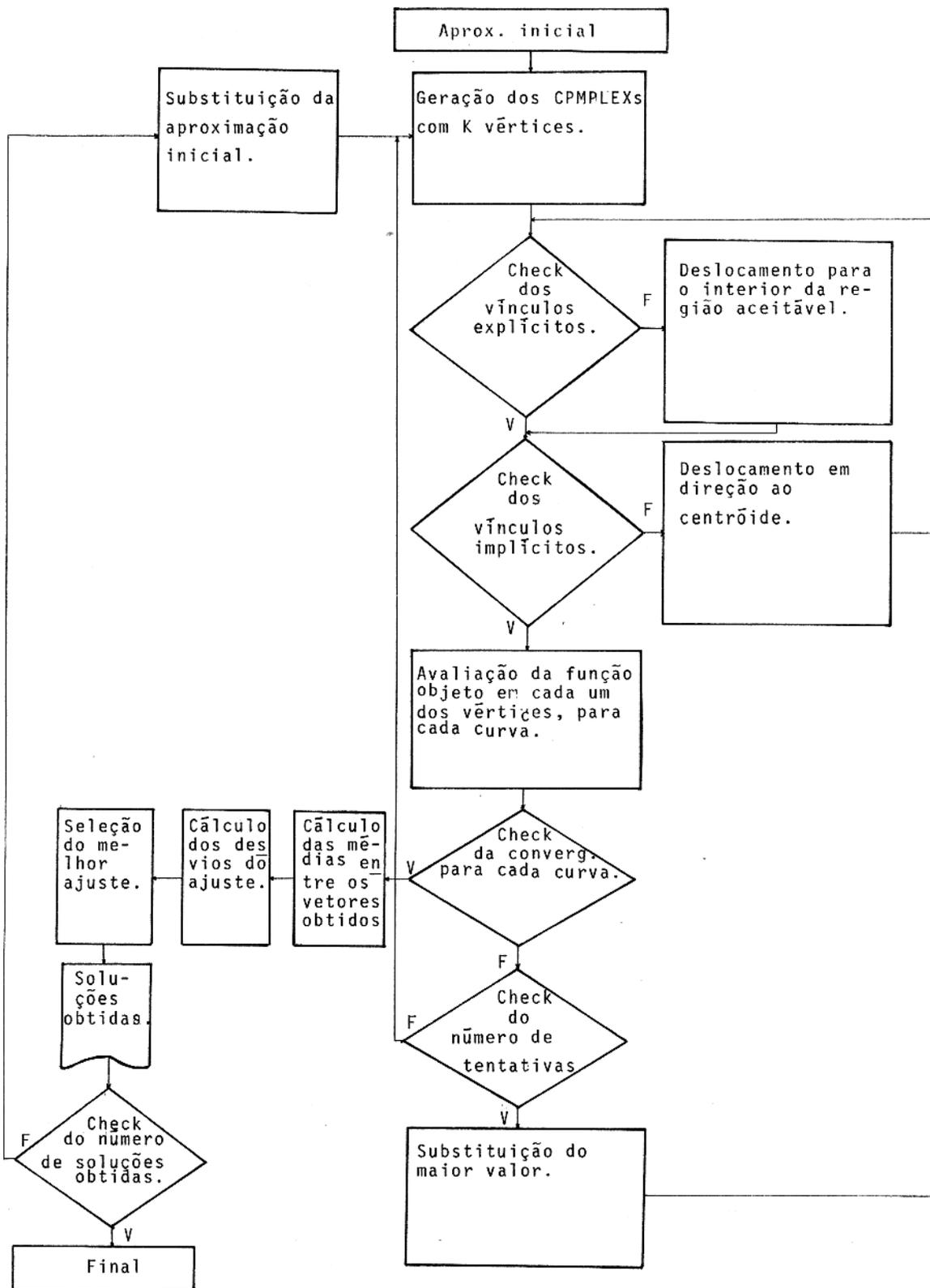


FIG. 11: Fluxograma do algoritmo de inversão (COMPLEX, modificado).

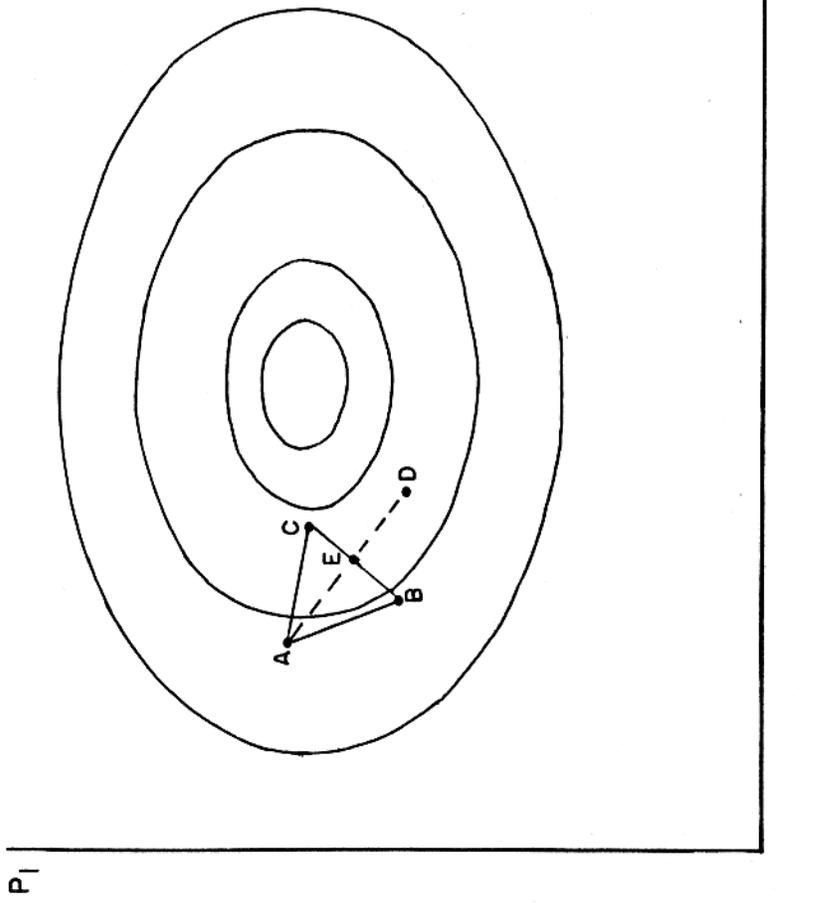


FIG. 12: Representação gráfica da busca direta para dois parâmetros P_1 e P_2 . A, B e C são vértices do Complex, e D é a reflexão do pior ponto em relação ao centróide E.

A aproximação inicial é obtida pela interpretação dos tempos de chegada para cada refrator segundo linhas retas cruzadas, no sismograma. As velocidades V de cada camada são obtidas pelo cálculo do inverso da declividade de cada reta, interpretada através da sequência de observações para cada refrator e para a onda direta, representado pela expressão,

$$V_i = 1/d_i; \quad i=1, \dots, N_f; \quad (14)$$

onde d representa a declividade em cada uma das retas. Por sua vez, as espessuras correspondentes são calculadas pela expressão,

$$H_l = (1/(d_l^2 - d_{l+1}^2)^{1/2}) \cdot ((t_{0,l+1}/2) - \sum_{j=1}^{l-1} H_j \cdot (d_j^2 - d_{l+1}^2)^{1/2}); \quad (15)$$

onde $l=1, \dots, N_f$. E $t_{0,l+1}$ é o coeficiente linear de cada uma das retas na curva tempo-distância.

4--ANÁLISE DA AMBIGUIDADE

4.1-Introdução

A obtenção das possíveis soluções do problema é apenas uma parte do processo de inversão em geofísica, a outra etapa e talvez mais importante, é a realização de um estudo a fim de ser detectada a natureza da ambiguidade existente.

O espaço das soluções do problema inverso em geofísica possui dimensão infinita. As observações por outro lado são finitas, de modo que há um espaço nulo de parâmetros, tal que qualquer solução neste espaço produz observações nulas, e podem portanto serem adicionadas a qualquer solução que satisfaça as observações, tornando-a também uma solução. Esta ambiguidade é ainda mais agravada pela introdução de erros quando da discretização e truncamento das observações.

No presente trabalho, a não unicidade do problema é representada por um conjunto de soluções que satisfazem indistintamente os critérios de otimização adotados, não sendo possível o estabelecimento de prioridades entre as mesmas, nem tampouco são conhecidas a priori as causas que influenciam tal situação. Deste modo, o principal objetivo deste capítulo é a determinação da interrelação existente entre as soluções no espaço dos parâmetros, responsáveis pela ambiguidade do problema. Para se atingir tal objetivo, utilizou-se o método da análise fatorial modo-Q, através do qual consegue-se a partir de um conjunto de soluções alternativas, identificar-se as soluções extremas no sentido da maior variação de alguns parâmetros.

4.2- Fontes de Ambiguidade

As principais fontes de ambiguidade na análise de dados de refração sísmica na curva tempo-distância são: (1) estabelecimento de modelos interpretativos errados; (2) dificuldades quanto à identificação correta dos tempos de chegada, devido a qualidade dos dados ou a inexperiência do intérprete. Neste último caso, Steinhart e Meyer (1961) mostraram que a melhor distribuição para os erros deveria estar entre as distribuições normal e exponencial (Figura 13), de modo que, o ajuste segundo os mínimos quadrados apresenta-se limitado no sentido da máxima verossimilhança, apesar de ser largamente utilizado pela facilidade de seu manuseio nos cálculos estatísticos, ao mesmo tempo que representa uma boa aproximação. Neste caso a introdução do critério dos mínimos quadrados durante o ajuste serve para refinar a interpretação.

4.3-Análise Fatorial

A escolha da análise fatorial modo-Q deve-se ao fato de que a mesma possui a importante propriedade de agrupar as soluções que se apresentam interrelacionadas, segundo propriedades comuns existentes entre as mesmas.

O estudo apresentado a seguir sobre este método de analisar a ambiguidade, tem por base os trabalhos de Davis (1973), Joreskog et al. (1976) e Menke (1984).

O conjunto de soluções obtido pelo processo de otimização é armazenado na matriz B de ordem $N \times M$, onde N é o número de soluções e M é o número de parâmetros. Cada vetor de parâmetros representa uma solução possível ao problema inverso, tais soluções são uma amostragem do espaço de soluções. O grau de similaridade entre dois quaisquer destes vetores pode ser avaliado em relação à proporção de seus constituintes pelo

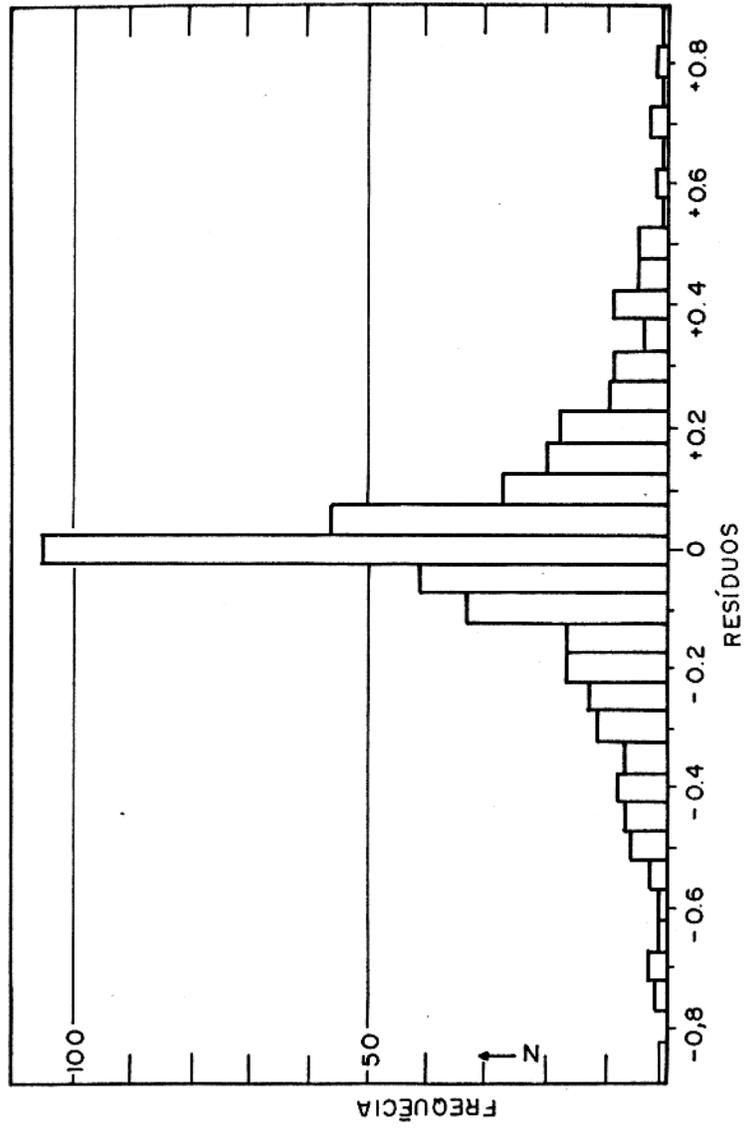


FIG. 13: Histograma para resíduos da curva tempo-distância (Steinhart e Meyer 1961, modificado).

coeficiente "cosseno-teta" (Imbrie e Purdy 1962; Joreskog et al. 1976), definido matricialmente como,

$$Q_{(N \times N)} = W_{(N \times M)} \cdot W_{(M \times N)}^t ; \quad (16)$$

onde,

$$W = P_{(N \times N)} \cdot B_{(N \times M)} ; \quad (17)$$

sendo P uma matriz diagonal cujo i-ésimo elemento é formado pelo inverso da raiz quadrada da soma dos quadrados das linhas de B. Esta operação estabelece que cada linha de W representa um vetor de comprimento euclidiano unitária, normalizando-se assim a matriz B, de modo a remover efeitos devidos às diferentes ordens de grandezas dos parâmetros.

Um determinado elemento de Q pode ser calculado pela expressão,

$$q_{ij} = \left(\sum_{k=1}^M b_{ik} \cdot b_{jk} \right) / \left(\sum_{k=1}^M b_{ik}^2 \cdot \sum_{k=1}^M b_{jk}^2 \right) ; \quad (18)$$

onde q_{ij} é o cosseno do ângulo θ_{ij} , que varia de zero a noventa graus, representando o máximo e o mínimo de similaridade possível entre os vetores-soluções i e j, da matriz B.

Em seguida, a matriz Q denominada "cosseno-teta" é decomposta em seus autovetores e autovalores, que pela simetria teremos (Lanczos 1961),

$$Q = V_{(N \times N)} \cdot S_{(N \times N)} \cdot V_{(N \times N)}^t ; \quad (19)$$

onde V é a matriz dos autovetores e S a matriz diagonal dos autovalores associados. Cada fator é um vetor com direção de

autovalor e módulo do autovalor, e as projeções de cada solução nos eixos dos fatores denominadas cargas são obtidas pelo produto de cada autovetor pela raiz quadrada do autovalor correspondente. Matricialmente os fatores são definidos por,

$$C_{(N \times N)} = V \cdot S^{1/2} ; \quad (20)$$

nas linhas de C estarão representadas as soluções, e nas colunas os fatores constituídos pelas respectivas cargas. A Figura 14 mostra uma representação geométrica para o caso particular de dois fatores e duas soluções.

A existência de informação redundante na matriz C leva à necessidade de redução do posto da mesma. A dispersão total acumulada e distribuída através dos autovalores, é utilizada como critério de escolha do número mínimo r de fatores necessários para explicar o comportamento geral das soluções. A expressão (20) é reescrita como,

$$C_{(N \times r)} = V_{(N \times r)} \cdot S_{(r \times r)}^{1/2}. \quad (21)$$

A análise final é então feita a partir da plotagem das cargas nos eixos dos r fatores dois-a-dois.

A fim de compensar a exclusão de alguns dos fatores, os eixos definidos pelos mesmos são rotacionados, tornando a configuração geométrica das cargas nos referidos eixos mais conveniente à interpretação.

4.4-Rotação nos Eixos dos Fatores

A representação das cargas nos eixos dos fatores é melhorada se os eixos sofrerem uma rotação de modo a se

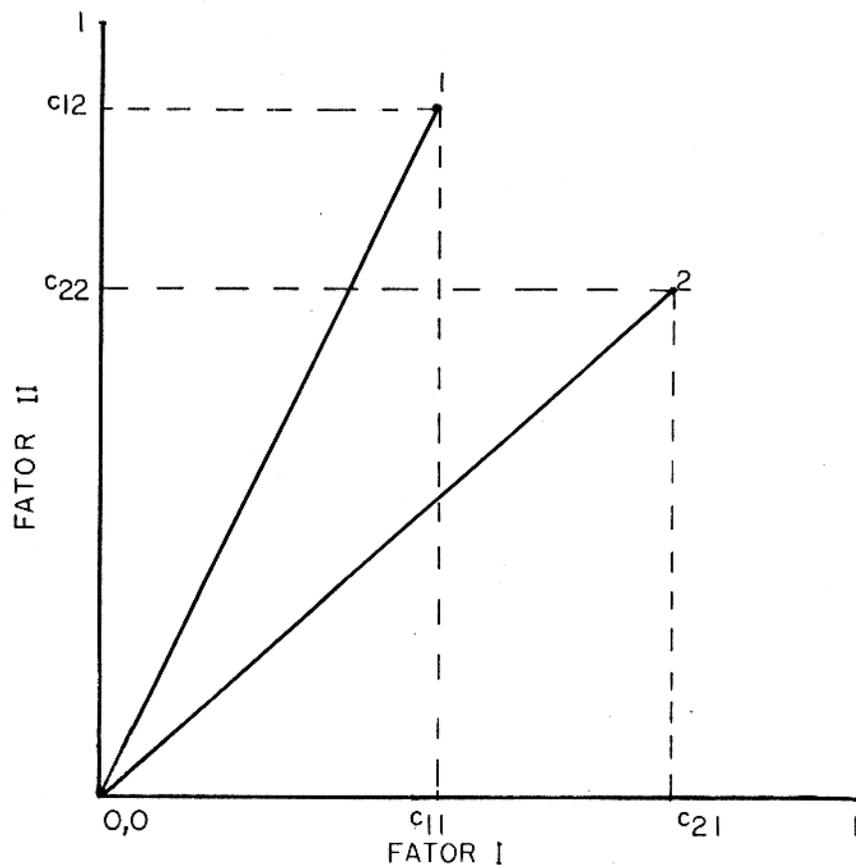


FIG. 14: Representação geométrica das cargas c_{ij} nos eixos dos fatores, exemplo de duas soluções e dois fatores.

posicionarem em relação às cargas satisfazendo aos seguintes critérios (Thurstone 1935: apud Joreskog et al. 1976): (1) existe ao menos um zero em cada linha da matriz C; (2) existe ao menos r zeros em cada coluna da matriz C, onde r é o número de fatores selecionados; (3) para cada par de fatores, as soluções devem apresentar cargas elevadas em um deles, e próximas de zero no outro; (4) para cada par de fatores, um certo número de soluções deve apresentar pequenas cargas em ambos os fatores; (5) para cada par de fatores, apenas poucas soluções devem apresentar o aparecimento de cargas em ambos.

O problema, portanto, consiste em encontrar uma matriz que pré-multiplicada pela matriz C resulta na rotação dos eixos dos fatores, preservando-se, se existir anteriormente, a ortogonalidade entre ambos. A fim de garantir a unicidade deste problema os critérios apresentados acima são incorporados como vínculos à solução procurada.

Admitindo-se a ortogonalidade entre os eixos dos fatores, este problema pode ser interpretado como a maximização da variância das cargas dos fatores, definida como (Kaiser 1958: apud Joreskog et al 1976; Menke 1984),

$$L4 = (1/N) \cdot \left(\sum_{j=1}^r \sum_{i=1}^N (c_{ij}/a_i)^4 - \sum_{j=1}^r \left((1/N) \cdot \sum_{i=1}^N (c_{ij}/a_i)^2 \right)^2 \right) \quad (22)$$

onde c_{ij} representam os elementos da matriz C, e a_i^2 representam a soma dos quadrados das cargas na linha i. Este procedimento denominado varimax, rotaciona os eixos dos fatores de modo que as cargas tornam-se próximas de um ou de zero (Figura 15).

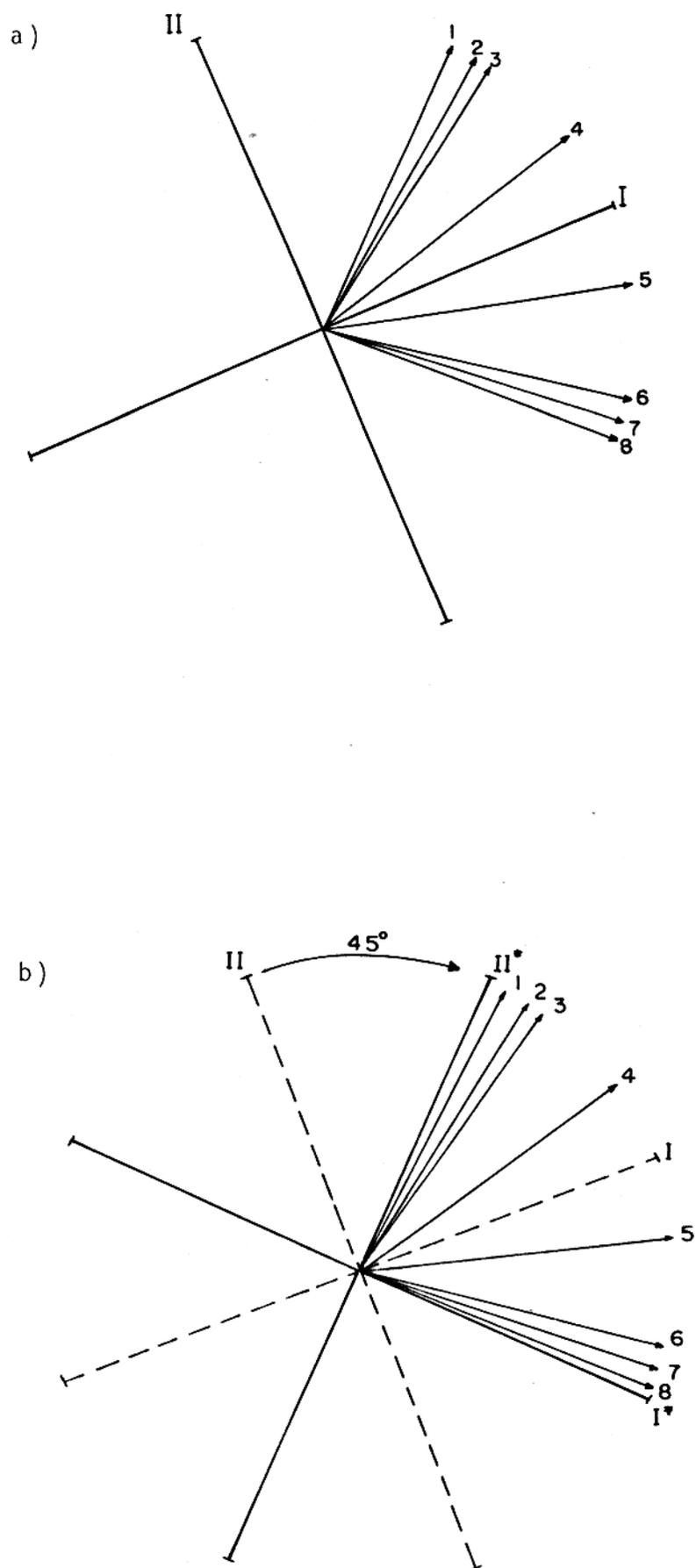


FIG. 15: Exemplo de rotação dos eixos dos fatores:
 a) antes; b) depois da rotação (Joreskog
 et al. 1976, modificado).

5-TESTES COM DADOS SINTÉTICOS

5.1-Introdução

Estes teste têm como objetivos: (1) a avaliação do desempenho do processo de inversão usando-se dados extraídos de sismogramas sintéticos contaminados artificialmente a fim de simular a presença de erros; (2) o estudo sobre a ambiguidade causada por erros de interpretação durante a correlação das fases do sismograma, produzidos pela discretização e truncamento das observações.

No primeiro caso foram utilizados dados sintéticos contaminados com ruído numérico publicados por Ansorge et al. (1982), para um modelo de quatro camadas sobre um semi-espaço com velocidades crescentes, correspondente ao sismograma da Figura 16. No segundo caso os dados foram gerados a partir do método da refletividade sem presença de ruído, através do algoritmo desenvolvido por Kind (1976), representado no sismograma da Figura 17, com um modelo de onze camadas sobre um semi-espaço, de velocidades crescentes com a profundidade, segundo um gradiente suave.

Em ambos os casos foi preestabelecido como critério de tolerância um desvio padrão estimado menor do que 0.2 segundos para o ajuste, obedecendo à análise do resíduo existente na determinação dos tempos de chegada na curva tempo-distância apresentada por Steinhart e Meyer (1961).

5.2-Teste com Modelo de Quatro Camadas sobre um Semi-Espaço

O modelo utilizado por Ansorge et al. (1982) para a geração do sismograma sintético corresponde aos valores de

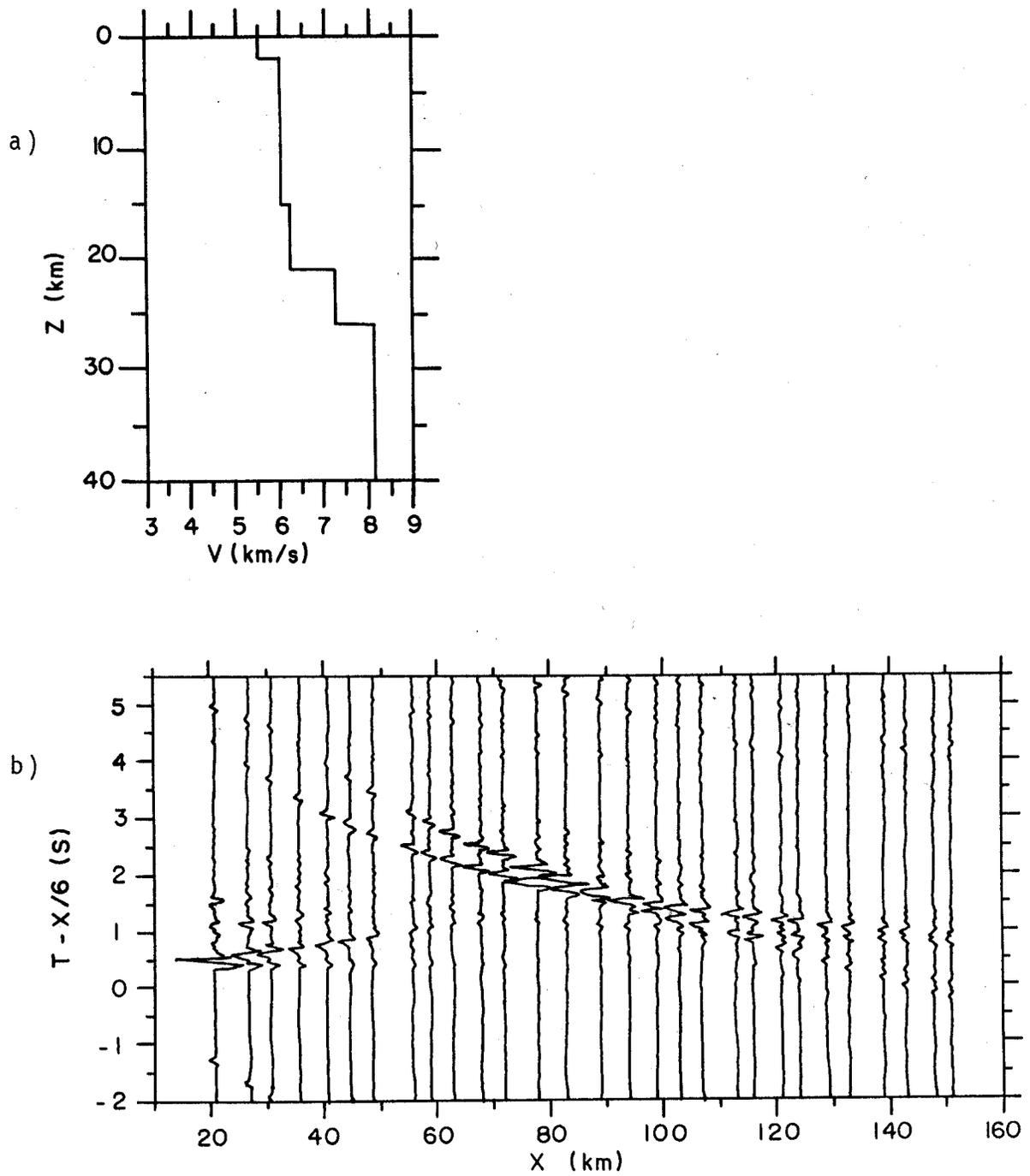
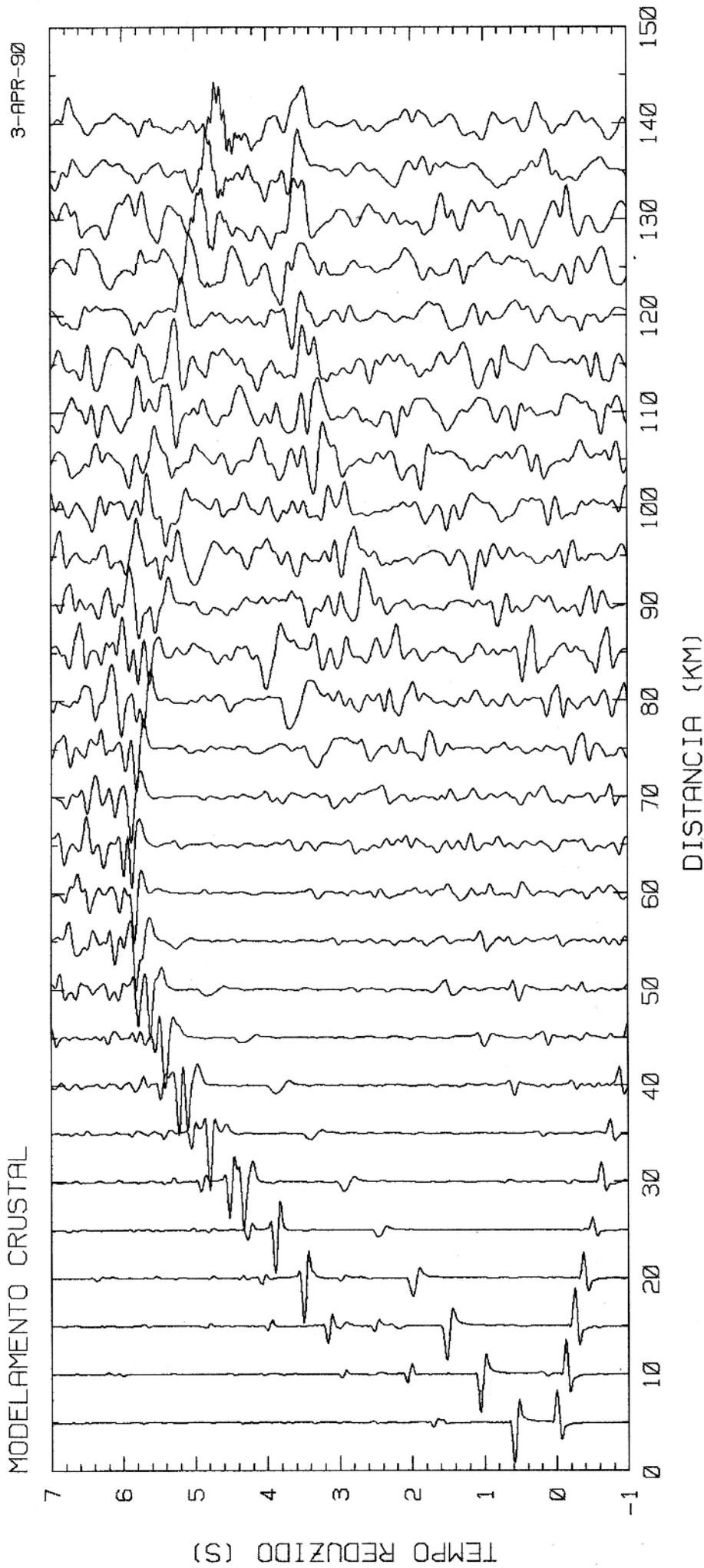


FIG. 16: a) Modelo da crosta com quatro camadas sobre um semi-espaço; b) Sismogramas sintéticos (Ansorge et al. 1982, modificado).

3-APR-90



VRED= 6.00 KM/S
COMPONENTE VERTICAL

FIG. 17: Sismogramas sintéticos para o modelo com onze camadas sobre um semi-espaço, com amplitude normalizadas para cada estação, individualmente.

velocidades e espessuras apresentados na Tabela I.

Tabela I: Modelo com velocidades (V) em km/s e espessuras (H) em km (Ansorge et al. 1982)

V ₁	V ₂	V ₃	V ₄	V ₅	H ₁	H ₂	H ₃	H ₄
5.5	6.0	6.2	7.3	8.2	1.9	12.9	6.1	4.9

O modelo inicial foi aproximado segundo a interpretação visual do sismograma da Figura 16, e calculados os parâmetros pelas expressões 13 e 14, modificando-se os valores dos parâmetros a fim de serem atendidas as exigências dos vínculos implícitos. A aproximação inicial ao modelo apresentada na tabela II, corresponde a um ajuste de desvio padrão estimado de 0.76 segundos (Figura 18).

Tabela II: Aproximação inicial para o modelo interpretado, com velocidades em km/s e espessuras em km, com os respectivos vínculos dos parâmetros.

CAMADA	VEL.	VINCULOS	ESPES.	VINCULOS	PRDF. DA BASE
1	5.4	4.8--5.6	1.8	1---3	1---3
2	5.5	5.4--6.1	13.5	10---15	11---18
3	6.2	6.0--6.5	4.2	2---6	13---24
4	7.3	6.5--7.5	6.4	4---9	17---33
5	7.9	7.5--8.5	---	---	---

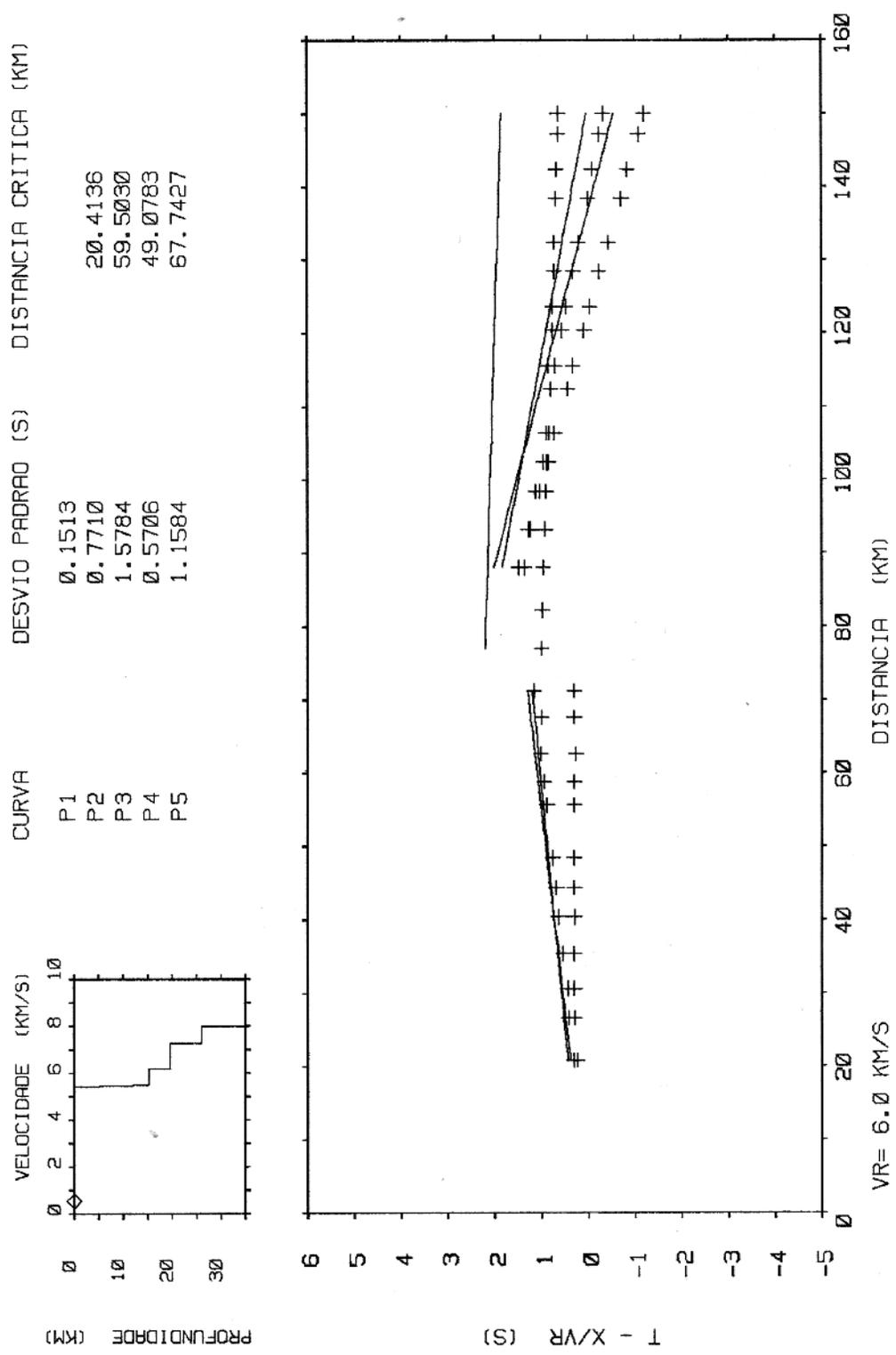


FIG. 18: Ajuste da curva tempo-distância correspondente à interpretação visual do sismograma da Figura 16.

A região de pesquisa das soluções no espaço dos parâmetros é limitada pelos vínculos explícitos, que no caso das velocidades correspondem a intervalos que variam de 1 km/s a 0.5 km/s, enquanto para as espessuras variam entre 2 e 5 Km. A utilização destes vínculos é fundamental para o sucesso na busca da região de mínimo durante o processo de ajuste das curvas. Deste modo, a utilização de informações a priori, geológicas e geofísicas, quando da aplicação a uma situação real é de extrema importância. Outros fatores que limitam a região de pesquisa são os vínculos implícitos, obtidos no próprio sismograma, dados pelos limites superiores dos valores de distância crítica para cada refrator interpretado, que neste caso são 20.8, 77.0, 88.0 e 88.0 km. A utilização dos vínculos também é importante para acelerar o processo de convergência do algoritmo.

Foram determinados, a partir da aproximação inicial, sessenta possíveis soluções. De modo que, finalmente obtiveram-se sessenta diferentes valores para os nove parâmetros procurados, satisfeitos os vínculos e o critério de discrepância.

Tendo em vista o estudo da ambiguidade, foi realizada a análise fatorial modo-Q, utilizando-se o conjunto das possíveis soluções encontradas, observando-se um baixo grau de ambiguidade na região do espaço de parâmetros definida por elas. Isto pode ser verificado pela representação geométrica das cargas das soluções extremas e cinco outras intermediárias, na Figura 19, segundo os eixos dos dois primeiros fatores retidos e que representam cerca de 99% da dispersão. Estas soluções podem ser vistas na tabela III.

5.2.1-Análise dos Resultados

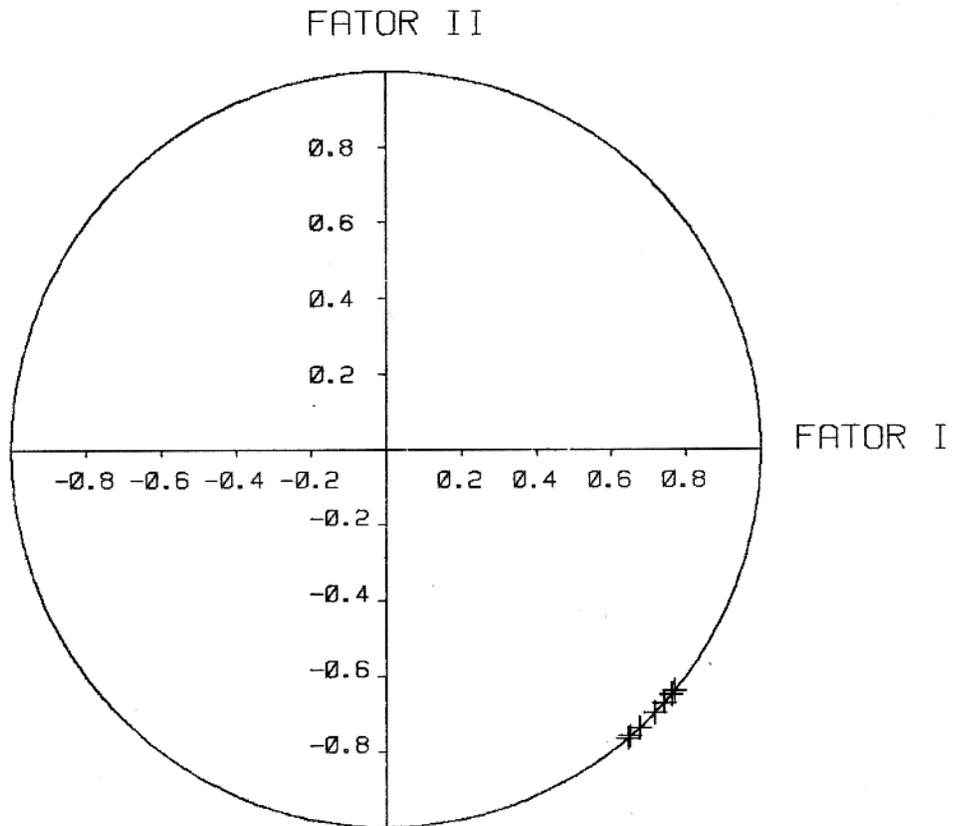


FIG. 19: Representação geométrica das cargas nos eixos dos fatores para as soluções resultantes da inversão do sismograma da Figura 16.

Pelos resultados obtidos através da análise fatorial pode-se afirmar que o problema inverso, como formulado neste trabalho, e obedecidas as restrições físicas estabelecidas, possui um conjunto de soluções próximas umas das outras. Isto pode ser explicado pela utilização de fortes restrições ao modelo, como a inadmissão de camadas de baixa velocidade, e a utilização de vínculos implícitos e explícitos.

Tabela III: Resultados obtidos pela inversão com velocidades em km/s e espessuras em km.

ORDEM	V ₁	V ₂	V ₃	V ₄	V ₅	H ₁	H ₂	H ₃	H ₄
20	5.49	5.71	6.35	6.91	8.09	1.41	10.8	5.14	7.59
7	5.48	5.69	6.37	6.92	8.00	1.38	10.8	5.22	7.41
2	5.49	5.66	6.37	6.91	7.99	1.44	10.9	4.72	6.63
22	5.46	5.76	6.41	7.22	8.09	1.21	12.7	5.19	6.26
36	5.47	5.79	6.41	7.18	8.12	1.30	12.9	5.24	5.52
54	5.50	5.78	6.37	7.18	8.03	1.24	12.6	5.59	4.76
60	5.49	5.78	6.41	7.08	8.02	1.26	12.8	5.44	4.52

Mesmo assim, foi verificado que obedecendo o critério de tolerância adotado, é possível a existência de várias combinações de parâmetros, satisfeitos os vínculos, o que implica na não-unicidade do problema. A partir da análise da distribuição das cargas nos dois primeiros fatores na análise fatorial (Figura 19), identificam-se as espessuras da última e da anti-penúltima camadas como os parâmetros com maior peso na ambiguidade do problema. Observando-se os resultados apresentados na tabela III pode-se afirmar, então, que o adelgaçamento da última camada, no sentido do espessamento da anti-penúltima, são as principais propriedades responsáveis pela ambiguidade do problema. As soluções apresentam-se bastante próximas uma das outras, quanto à forma geral das mesmas. Este resultado é semelhante a algumas das interpretações apresentadas no Workshop of the Commission on Controlled Source Seismology in the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, realizado em Karlsruhe, na Alemanha Ocidental em 1977 (Ansorge et al. 1982).

As soluções extremas no sentido da análise fatorial, com seus respectivos ajustes podem ser vistas nas Figuras 20 e 21, juntamente com os respectivos desvios padrões para cada curva, e os valores das distâncias críticas calculadas para as respectivas soluções. Observa-se também que a espessura total da crosta na solução verdadeira encontra-se distante dos respectivos valores nas soluções extremas, dentro de uma faixa de apenas 1 a 2 km.

Outro fato importante observado é a faixa bastante estreita de variação dos valores de velocidades, demonstrando serem estes parâmetros determinados com maior precisão do que aqueles relacionados com a geometria do modelo. Isto pode ser explicado pelo fato de que as velocidades possuem intervalos

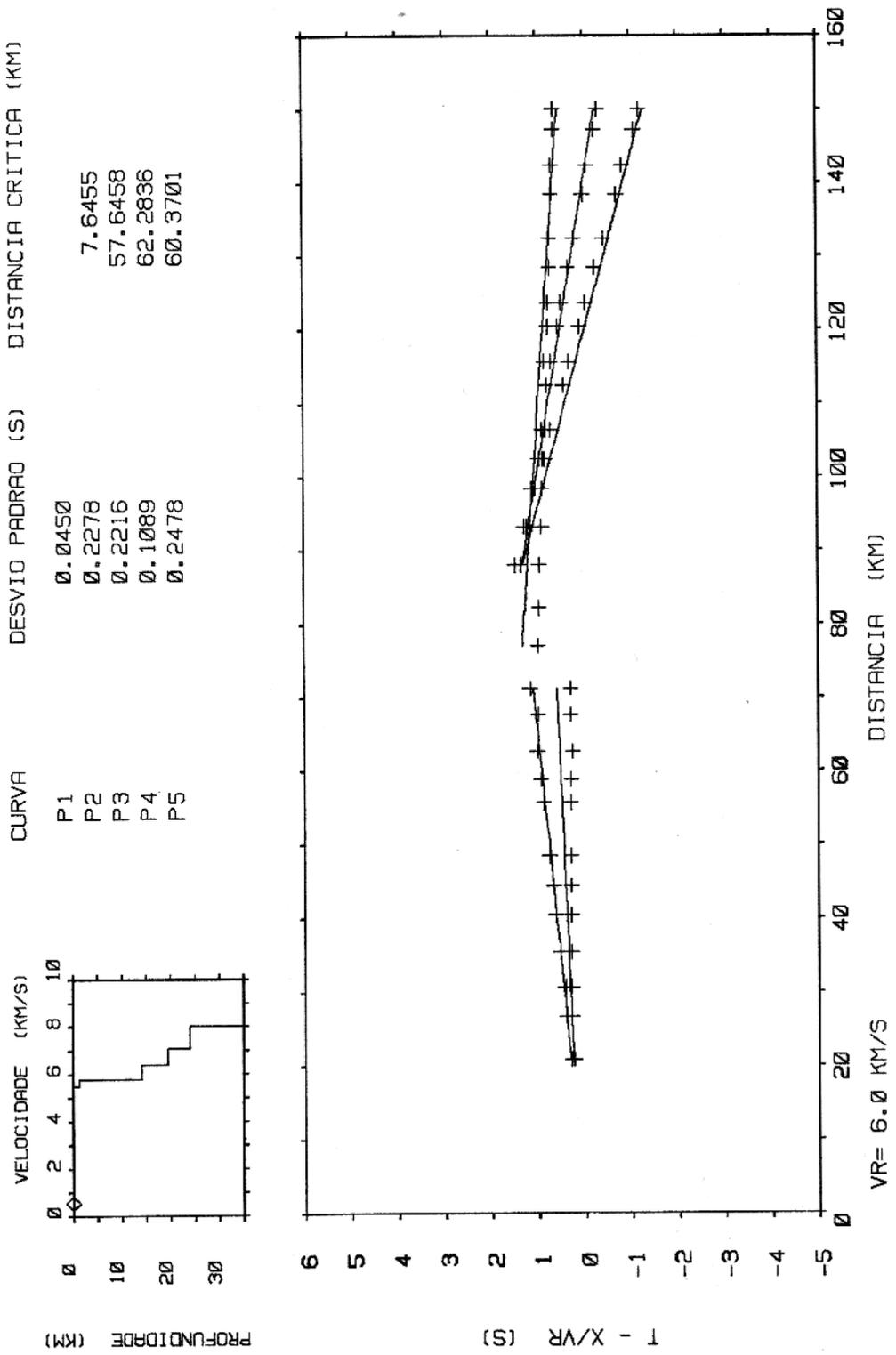


FIG. 20: Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática dos dados do sismograma da Figura 16 (solução extrema 20, Tabela III).

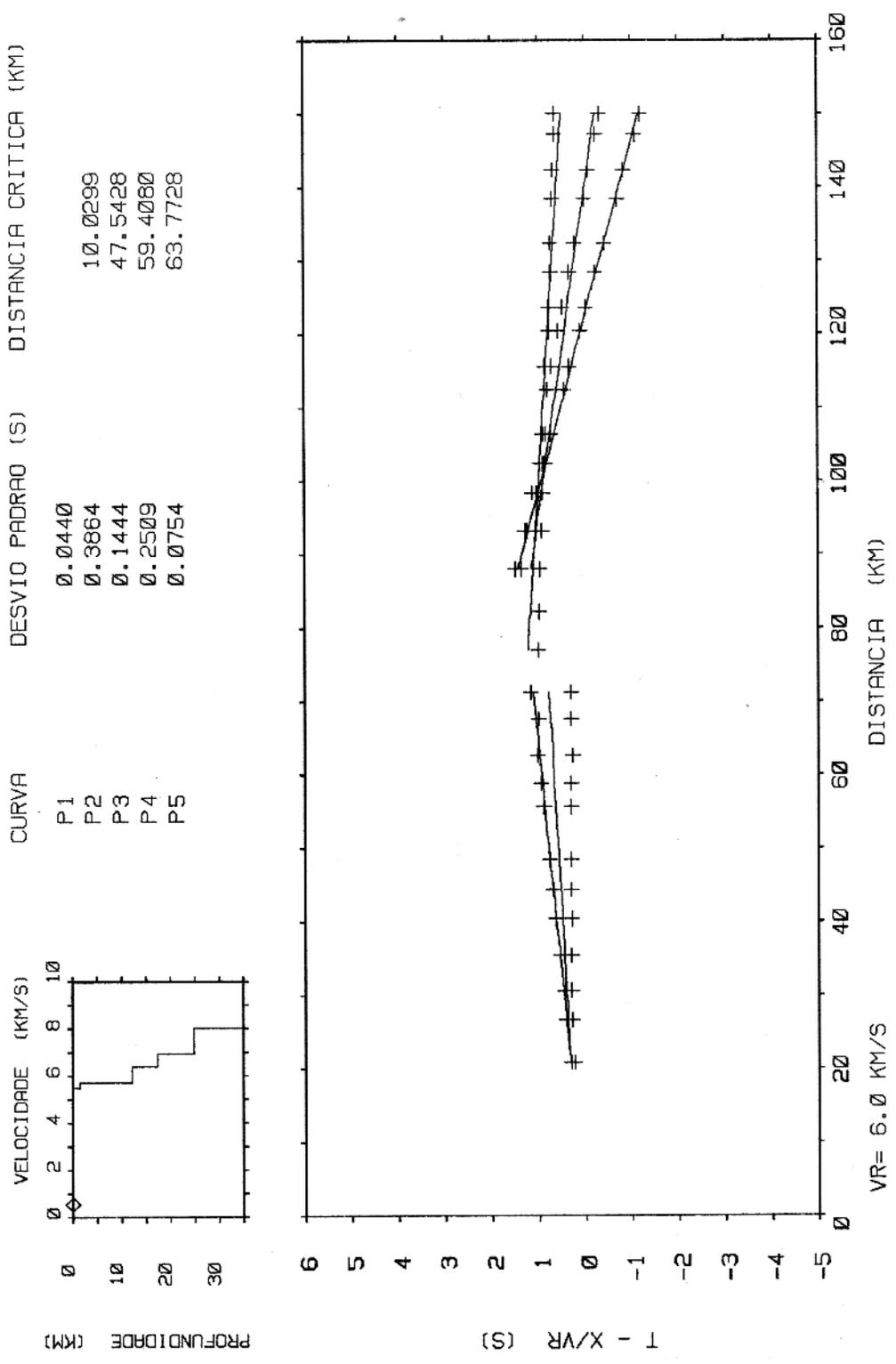


FIG. 21: Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática dos dados do sismograma da Figura 16 (solução extrema 60, Tabela III).

físicos de variação bastante estreitos em relação às espessuras.

5.3-Teste com Modelo de Onze Camadas sobre um Semi-Espaço

O modelo utilizado para se gerar o sismograma sintético da Figura 17 possui valores de velocidades que variam de 3.0 km/s a 8.2 km/s linearmente, enquanto para as espessuras a primeira camada corresponde a 0.02 km, onde se encontra a fonte, e as demais são iguais a 3.0 km (tabela IV). A interpretação das primeiras chegadas das ondas longitudinais, no sismograma, foi realizada com o auxílio do cálculo analítico das mesmas representadas na Figura 22.

Tabela IV: Modelo com onze camadas sobre um semi-espaco, com velocidades (V) em km/s e espessuras (H) em km.

V	3.00	3.23	3.70	4.18	4.64	5.11	5.58	6.05	6.52	6.99	7.47	8.20
H	0.02	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	----

A variação suave das velocidades com a profundidade introduz sérias dificuldades na determinação exata dos tempos de chegada, segundo cada refrator correspondente, durante a interpretação do sismograma, de modo que as fases indentificadas constituem apenas uma aproximação às fases verdadeiras, dadas pelo modelo real. Isto significa que o modelo interpretado a partir das observações é apenas uma aproximação grosseira do que ocorre na realidade, como pode ser visto através da Figura 23. O

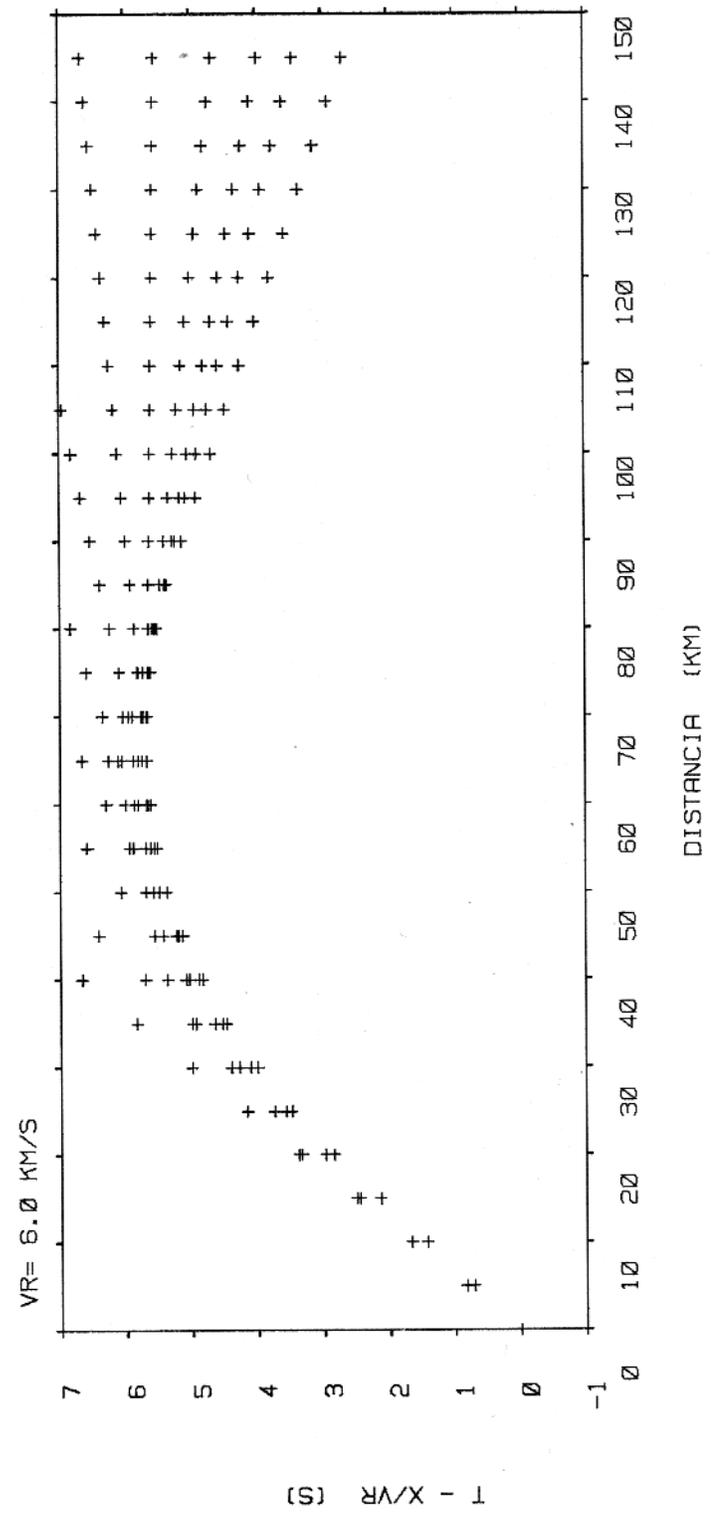
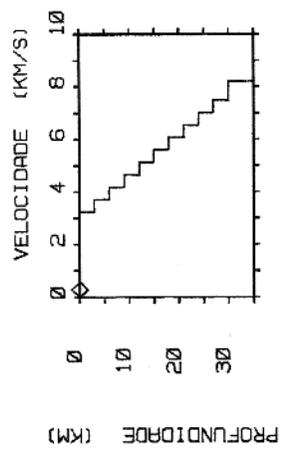


FIG. 22: Tempos de chegada das refrações das ondas P obtidas analiticamente, para o modelo de onze camadas sobre um semi-espaço.

cálculo das velocidades e espessuras do modelo interpretado visualmente foi feito como no item anterior deste capítulo.

O modelo obtido pela interpretação visual dos dados foi, então, utilizado como aproximação inicial ao processo de otimização do ajuste (Tabela V), correspondendo a um desvio padrão estimado de 0.47 segundos, representado por três camadas sobre um semi-espaço (Figura 23).

Tabela V: Aproximação inicial para o modelo interpretado, com velocidades em km/s e espessuras em km, com os respectivos vínculos dos parâmetros.

CAMADA	VEL.	VINCULOS	ESPE.	VINCULOS	PROF. DA BASE
1	3.27	3---4	6.5	5.5--7.5	5.5--7.5
2	4.66	4---5	4.26	4.0--6.0	9.5--13.5
3	5.56	5---6	13.6	12.--15.	21.5--28.5
4	8.12	7.8-8.3	----	-----	-----

A busca das possíveis soluções foi feita considerando um resíduo máximo de 0.2 segundos, para o cálculo dos desvios. Como no caso anterior, foram estimadas sessenta possíveis soluções, a partir da aproximação inicial, obtendo-se diferentes valores para os sete parâmetros procurados, satisfeitos os vínculos e o critério de tolerância.

A região de pesquisa no espaço dos parâmetros foi restringida segundo limites superiores e inferiores para cada um

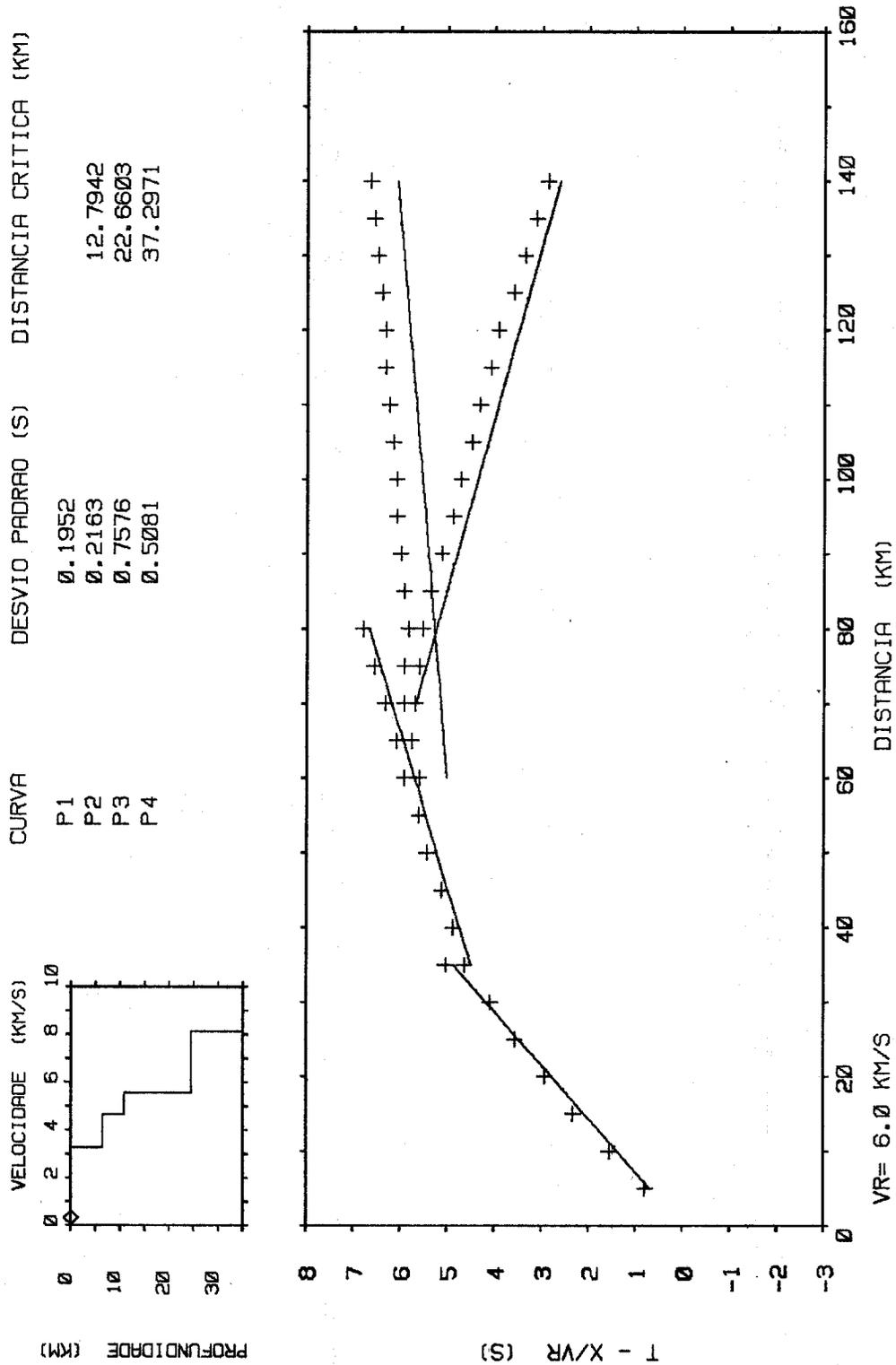


FIG. 23: Ajuste da curva tempo-distância correspondente a interpretação visual do sismograma da Figura 17.

deles, correspondendo a intervalos de 1 km/s para as velocidades e de 5 km para as espessuras; além dos limites superiores dos valores das distâncias críticas para cada um dos refratores interpretados, dados por 35.0, 60.0, e 60.0 km.

A análise fatorial foi feita utilizando-se o conjunto das possíveis soluções encontradas, e novamente foi evidenciado que o problema inverso possui um conjunto de soluções próximas umas das outras, verificado por um relativo alto grau de similaridade entre as mesmas, como pode ser visto na Figura 24, onde se tem as cargas nos eixos dos dois primeiros fatores das soluções extremas e outras quatro intermediárias. Estas soluções são apresentadas na Tabela VI e os ajustes obtidos com as soluções extremas são apresentados nas Figuras 25 e 26.

5.3.1-Análise dos Resultados

A interpretação dos tempos de chegada das ondas longitudinais em sismogramas obtidos em meios de propagação onde a velocidade apresenta uma variação suave com a profundidade, torna-se bastante difícil no que diz respeito à identificação exata das várias fases. O máximo que se pode alcançar é uma representação aproximada ao modelo real, coerente mente com o poder de resolução das observações, mesmo tratando-se de dados exatos.

Estas dificuldades podem ser atenuadas um pouco por uma melhor qualidade dos dados. Outra alternativa importante na superação deste problema, é a utilização de informação a priori, com o devido refinamento das técnicas de interpretação. Um exemplo deste último caso pode ser visto no modelamento da crosta na parte central da América do Norte, onde McEvelly (1964) usando ondas de superfície modelou a mesma com três

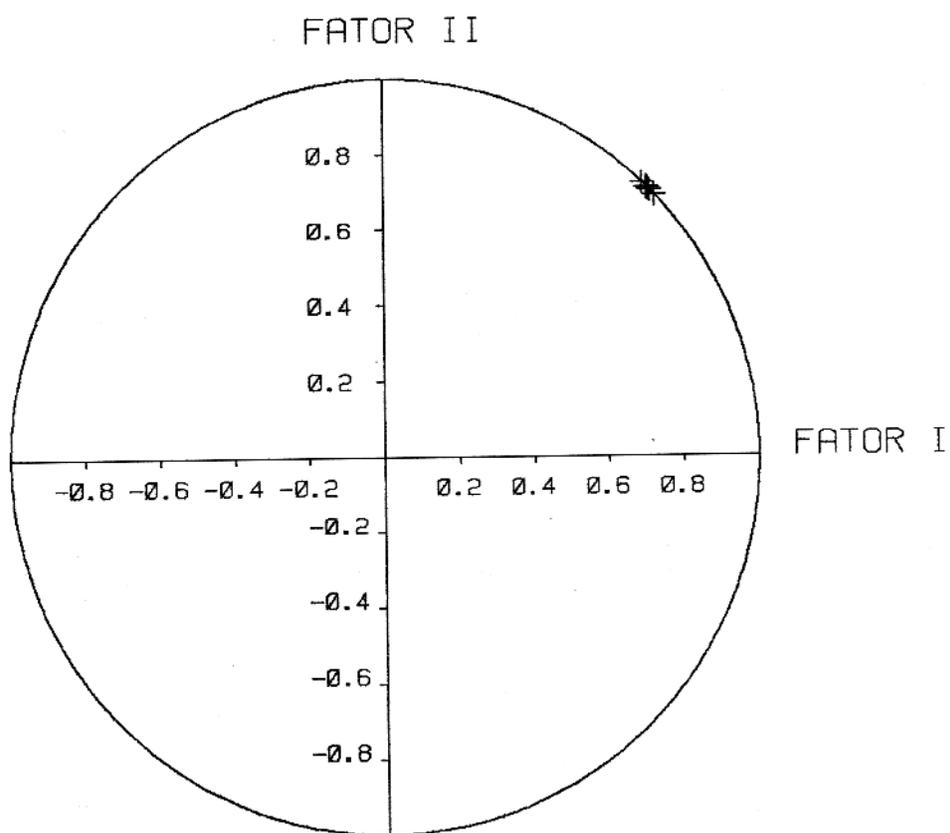


FIG. 24: Representação geométrica das cargas nos eixos dos fatores para as soluções resultantes da inversão dos dados do sismograma da Figura 17.

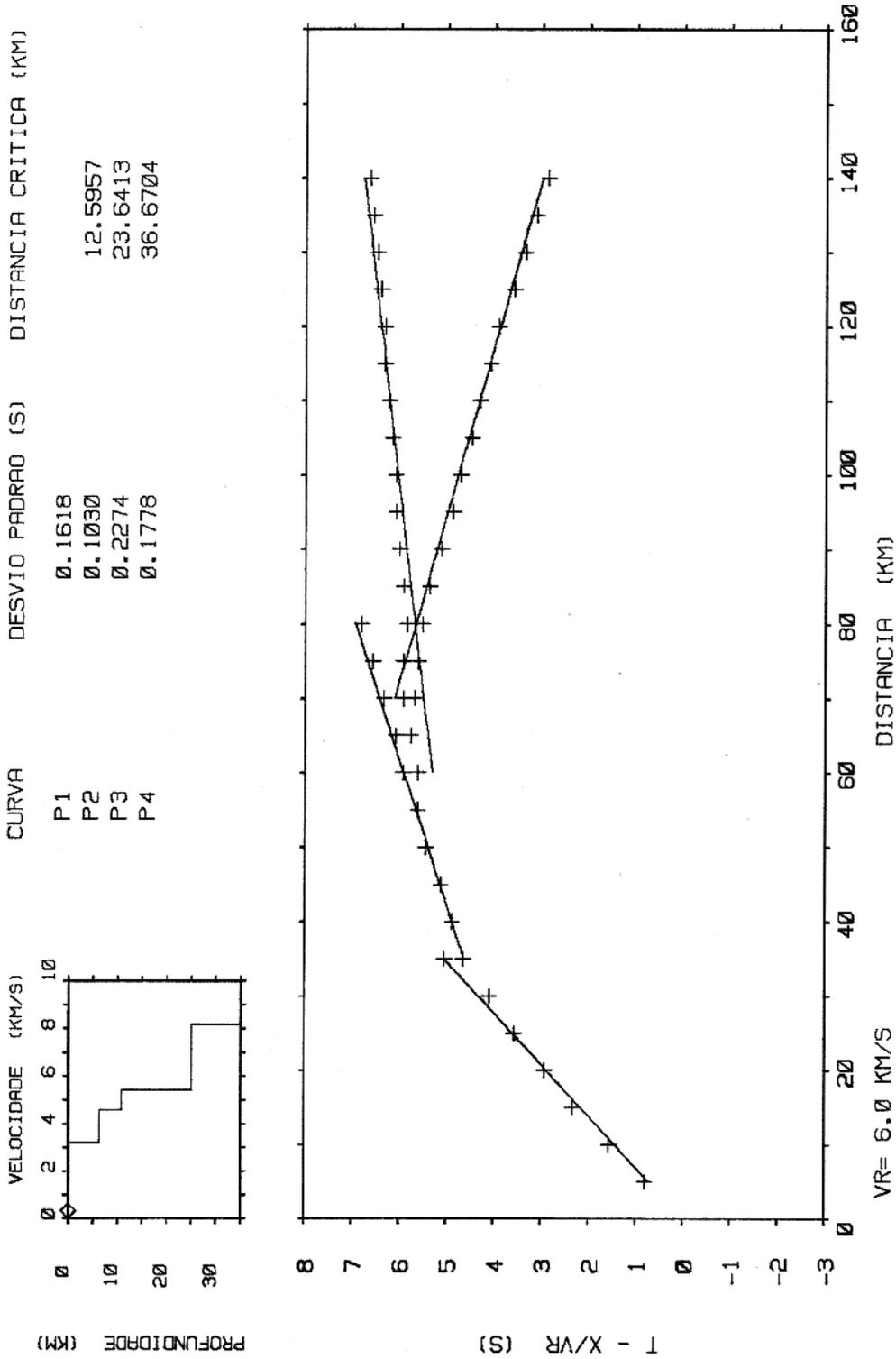
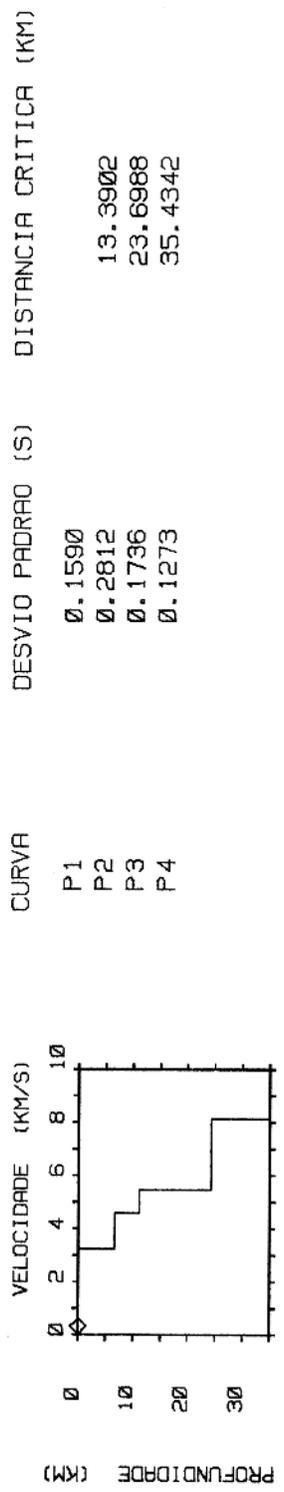


FIG. 25: Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática dos dados do sismograma da Figura 17 (solução extrema 37, Tabela VI).



CURVA
P1
P2
P3
P4

DESVIO PADRAO (S) DISTANCIA CRITICA (KM)

0.1590	13.3902
0.2812	23.6988
0.1736	35.4342
0.1273	

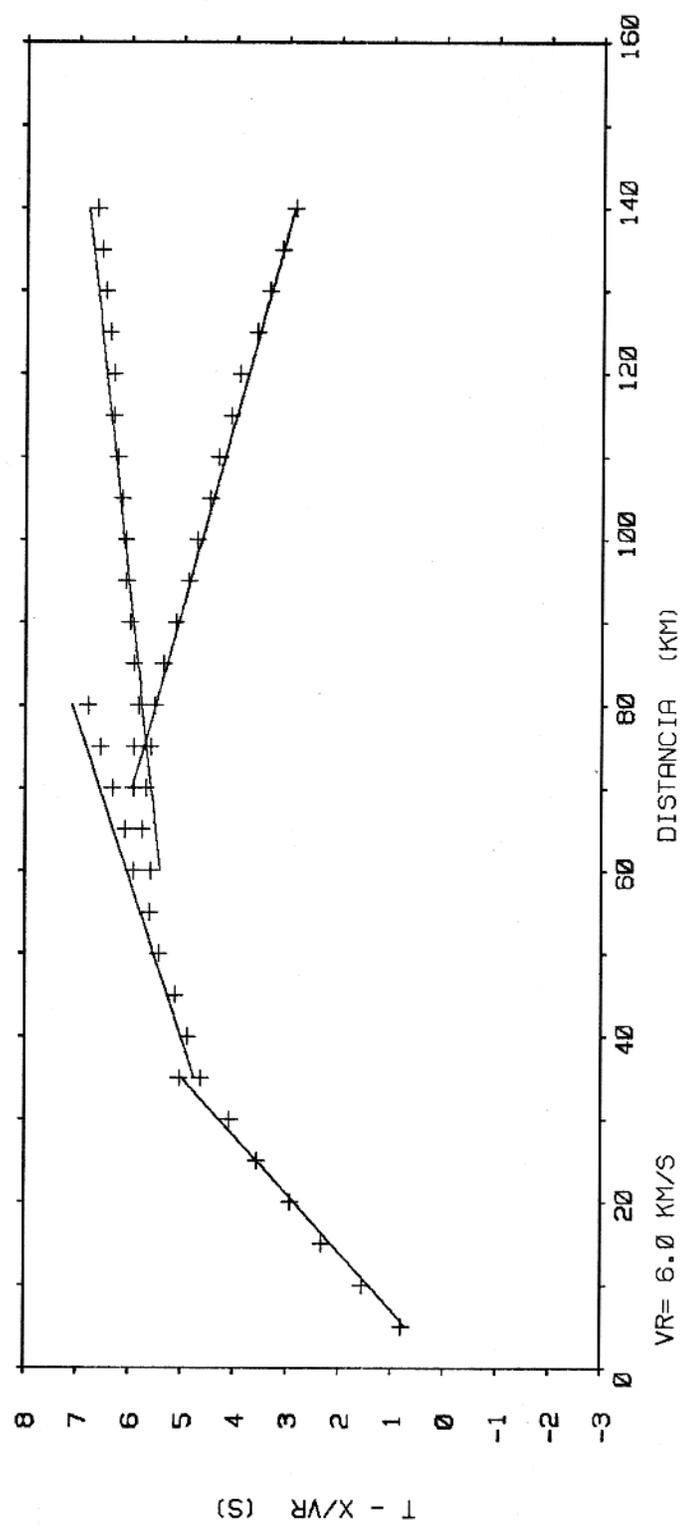


FIG. 26: Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática de dados do sismograma da Figura 17 (solução extrema 57, Tabela VI).

Tabela VI: Resultados obtidos pela inversão com velocidades em km/s e espessuras em km.

ORDEM	V_1	V_2	V_3	V_4	H_1	H_2	H_3
37	3.21	4.59	5.40	8.15	6.40	4.41	14.20
43	3.24	4.69	5.47	8.12	6.86	4.29	14.10
42	3.23	4.65	5.47	8.03	6.73	4.33	13.80
60	3.20	4.62	5.49	8.17	6.73	4.31	13.70
2	3.23	4.57	5.43	8.13	6.71	4.42	13.16
57	3.23	4.57	5.43	8.13	6.71	4.42	13.16

camadas sobre um semi-espaco, com uma espessura total de 40 km, enquanto Chen (1985), também usando ondas de superfície, interpretou a crosta segundo um modelo de 17 camadas, para uma espessura total de 49 km, usando, além disso, um algoritmo de minimização que impõe restrições a distância máxima entre os elementos do vetor de parâmetros procurados. Em ambos os casos as interfaces entre as camadas foram fixadas.

A fim de melhor caracterizar as soluções extremas obtidas através da análise fatorial, e compará-las com o modelo original, foram calculadas as velocidades médias dos respectivos modelo pela expressão,

$$V_m = \frac{\sum_{i=1}^n V_i \cdot H_i}{\sum_{i=1}^n H_i} \quad (23)$$

Para o modelo real, e para as duas soluções extremas segundo a análise fatorial, de números 37 e 57 na Tabela VI, obteve-se respectivamente 5.3 km/s, 4.70 km/s e 4.66 km/s. Verificou-se que as velocidades médias nos modelos obtidos pela inversão são compatíveis com as características físicas do modelo real. De outro modo, a espessura total para cada um dos modelos extremos mostra que os valores encontrados, 25.25 km e 24.29 km, são inferiores a espessura total no modelo real, 30.02 km, podendo aqueles serem considerados limites mínimos para a espessura do modelo real. Estes resultados podem ser explicados pelo número de camadas menor que o real utilizado na interpretação, e pelas restrições impostas pelos vínculos aos parâmetros.

Outro fato importante foi observado pela comparação da geometria dos modelos extremos com o modelo real, e suas respectivas velocidades. Na Figura 27, por exemplo, a primeira camada no modelo obtido pela inversão engloba as três primeiras no modelo real, de modo que a velocidade da mesma possui um valor intermediário em relação às velocidades da primeira e terceira camadas no modelo real; a segunda camada por sua vez, engloba a quarta camada e parte da quinta no modelo real, com uma velocidade intermediária entre as velocidades destas camadas no modelo real; e por fim, a terceira camada engloba parte da quinta camada e as três subsequentes H_i no modelo real, com uma velocidade também intermediária entre os valores da quinta e da oitava camadas no modelo real. A velocidade do manto superior, representado pelo semi-espaco e que engloba as duas últimas camadas no modelo real, apresenta valores intermediários entre os valores da velocidades da décima camada e do manto superior no modelo real. Isto torna evidente a importância das grandes discontinuidades crostais neste tipo de interpretação.

a)

$V_2 = 3.23; H_2 = 3.0$

$V_3 = 3.7; H_3 = 3.0$

$V_4 = 4.18; H_4 = 3.0$

$V_5 = 4.64; H_5 = 3.0$

$V_6 = 5.11; H_6 = 3.0$

$V_7 = 5.58; H_7 = 3.0$

$V_8 = 6.05; H_8 = 3.0$

$V_9 = 6.52; H_9 = 3.0$

$V_{10} = 6.99; H_{10} = 3.0$

$V_{11} = 7.47; H_{11} = 3.0$

$V_{12} = 8.2$

b)

$V_1 = 3.21$
 $H_1 = 6.40$

$V_2 = 4.59$
 $H_2 = 4.41$

$V_3 = 5.40$
 $H_3 = 14.20$

$V_4 = 8.15$

c)

$V_1 = 3.23$
 $H_1 = 6.71$

$V_2 = 4.57$
 $H_2 = 4.42$

$V_3 = 5.40$
 $H_3 = 13.16$

$V_4 = 8.13$

FIG. 27: a) Modelo cristal dado com onze camadas ; b) e c) Modelos obtidos com as soluções extremas. 2

6-TESTE COM DADOS REAIS

6.1-Introdução

A realização de testes com dados reais foi feita utilizando-se um perfil de sísmica profunda levantado pelo projeto Lithospheric Seismic Profile in Britain, ao norte da Grã-Bretanha (LISPB), e publicado por Bamford et al. (1978). Esta região tem sido objeto de uma intensa discussão quanto à origem da crosta, se continental ou oceânica (Moseley 1977; McKerrow et al. 1978; Moseley 1978).

A região em questão está localizada entre os meridianos 2 e 6 W, e os paralelos 54 e 58 N (Figura 28). Segundo Mitchell e McKerrow (1975), ela é constituída a norte pelo cavalgamento Moine, tendo a oeste deste sequências carbonáticas Cambro-Ordovicianas repousando discordantemente sobre rochas Pré-Cambrianas, e a sudeste xistos Pré-Cambrianos cavalgados sobre as rochas carbonáticas, citadas anteriormente. Esta sequência de xistos estende-se a sudeste, desde a falha transcorrente Great Glen até o Grampian Highlands, onde é sobreposto por uma sequência de rochas sedimentares do Pré-Cambriano Superior a Ordoviciano Inferior. Em Scottish Highlands tem-se intrusões de batólitos com ocorrência num largo intervalo de tempo do Paleozóico. As rochas denominadas Grampian Highlands são separadas do denominado Midland Valley pela falha Highland Boundary. As rochas do Midland Valley são sedimentares fluviais Devonianas, com lavas andesíticas abundantes. A sul estas rochas são separadas pela falha Southern Upland de um outro conjunto de rochas soerguidas, formadas por turbiditos repousando concordantemente sobre argilominerais, chert, e espilitos.

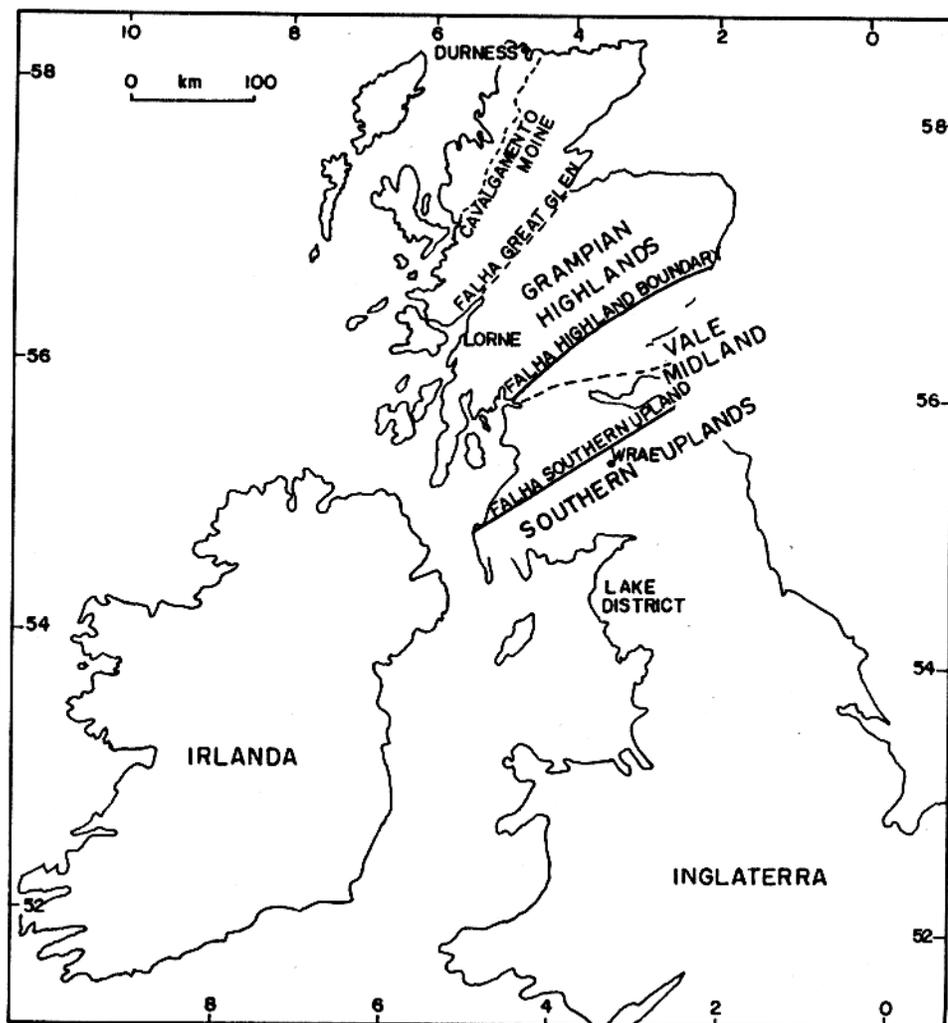


FIG. 28: Mapa com as principais feições geotectônicas da região de coleta dos dados sísmicos pelo LISPB (McKerrow et al. 1978, modificado).

Para fins de teste do algoritmo foi selecionado o perfil (1 - ALPHA) do LISPB, que engloba parte do Midland Valley, o Grampian Highlands até o extremo norte da região (Figura 29).

6.2-Aplicação e Análise dos Resultados

Os tempos de chegada das ondas longitudinais foram interpretados e extraídos do sismograma, a partir dos quais obteve-se o modelo correspondente à aproximação inicial para o processo de inversão, apresentado na Tabela VII. O ajuste obtido com esta aproximação inicial corresponde a um desvio padrão estimado de 0.31 segundos (Figura 30).

Tabela VII: Modelo inicial interpretado para o perfil (1 - ALPHA) do LISPB. Velocidades em km/s em km/s e espessuras em km, com os respectivos vínculos dos parâmetros.

CAMADA	VEL.	VINCULOS	ESPES.	VINCULOS	PROF. DA BASE
1	5.69	5.4--5.8	1.93	1--3	1---3
2	6.04	5.8--6.1	10.4	8--12	9---15
3	6.26	6.1--6.4	7.7	5.7-10	14.7-25
4	6.76	6.5--7.3	15.47	10--19	24.7-44
5	8.19	7.8--8.2	----	-----	-----

O espaço de pesquisa das possíveis soluções foi restringido pelos limites superiores e inferiores dos valores

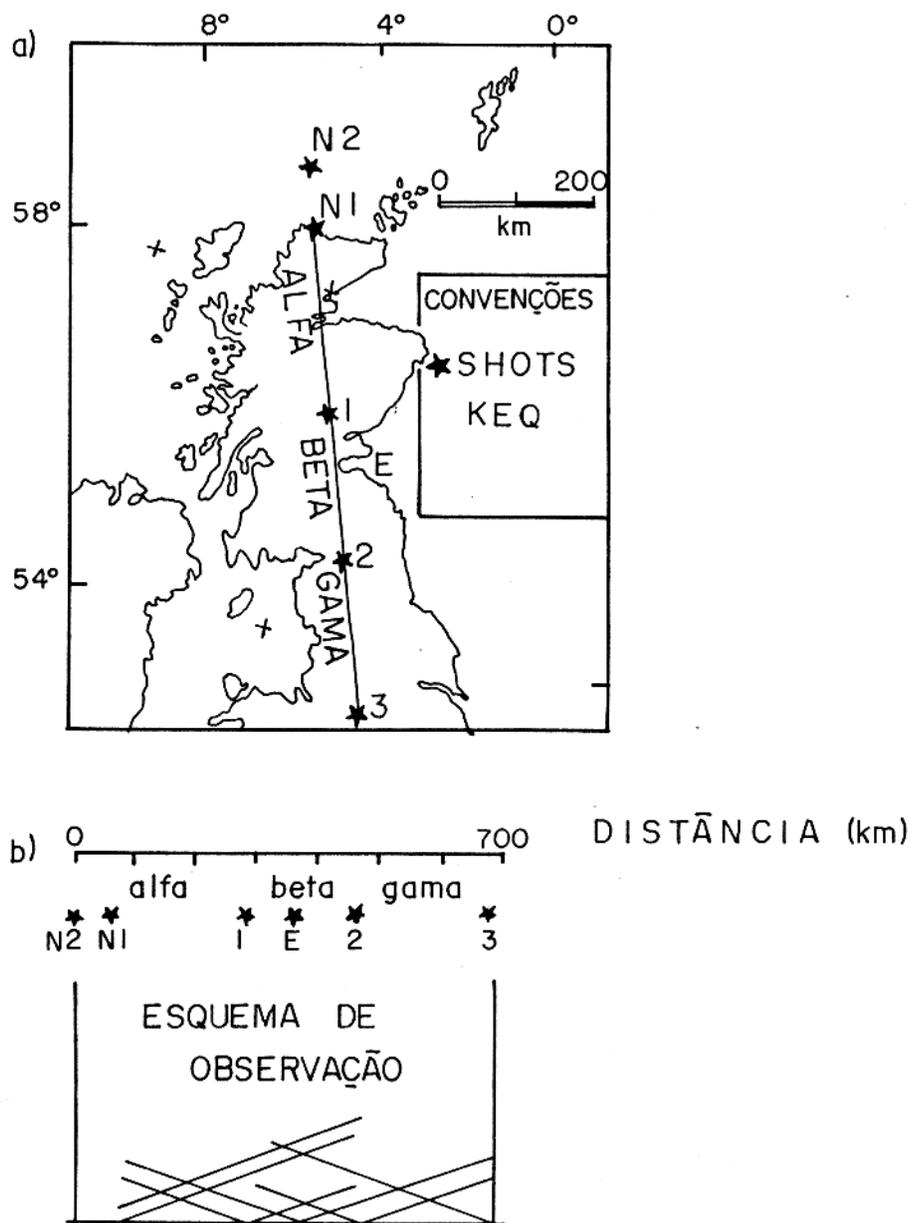


FIG. 29: a) Mapa de localização dos levantamentos de refração profunda pelo LISPB; b) Traçado das linhas sísmicas realizadas, com o respectivo esquema de observação (Bamford et al. 1978, modificado).

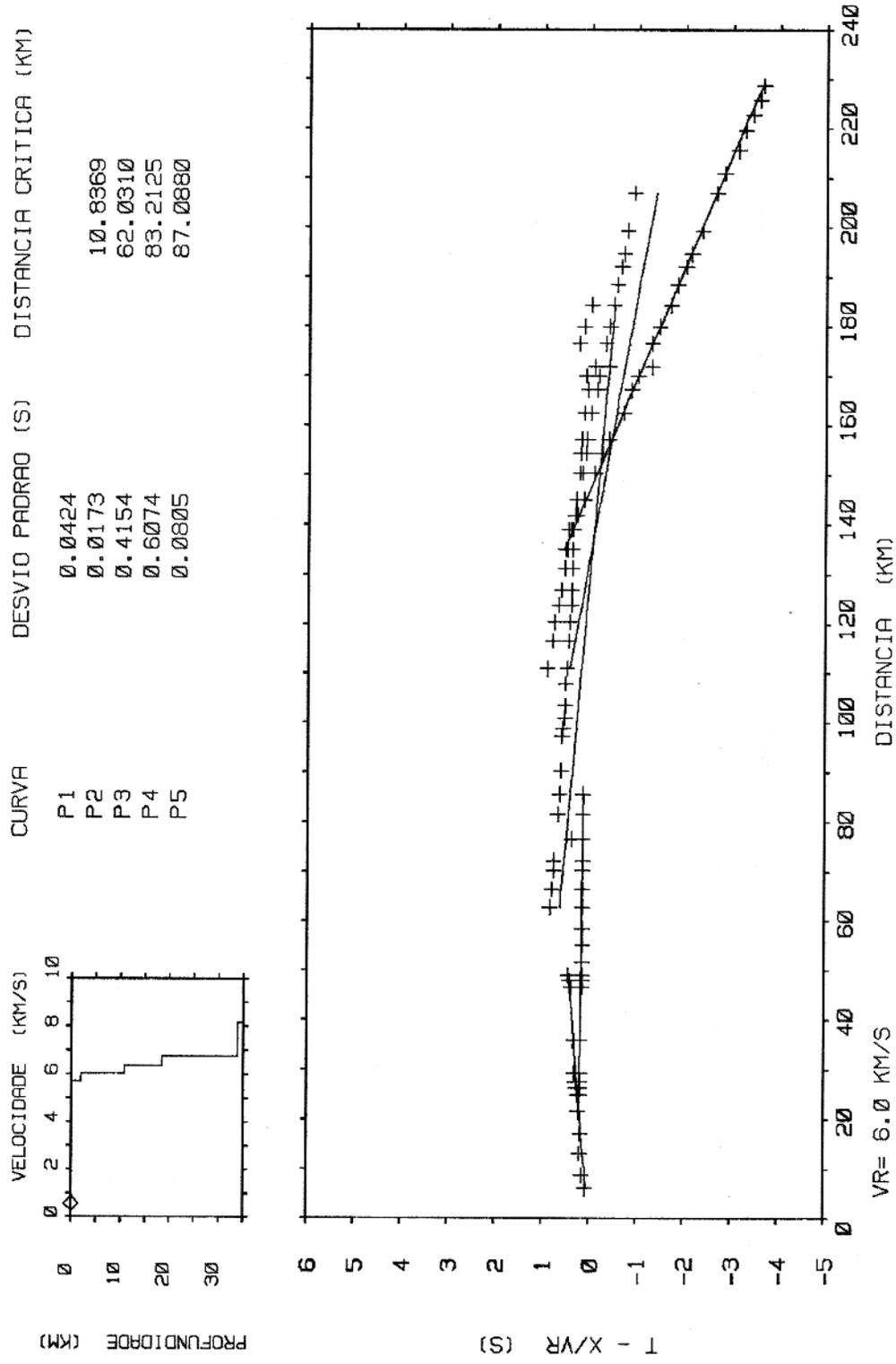


FIG. 30: Ajuste da curva tempo-distância para o modelo da interpretação visual do sismograma correspondente ao perfil sísmico I - ALPHA (LISPB).
VR= 6.0 KM/S

admitidos para os parâmetros procurados, e pelos limites superiores para as distâncias críticas. Os primeiros foram estabelecidos levando-se em conta os limites de velocidades impostos pelas características geológicas do meio para a crosta superior, e os valores conhecidos da literatura para a crosta inferior, enquanto os últimos foram estabelecidos a partir da correlação das fases no sismograma.

Seguindo o mesmo procedimento adotado nos testes do capítulo anterior, foram encontradas sessenta possíveis soluções satisfetidos os vínculos e o limite máximo para as estimativas dos desvios padrões do ajuste de 0.2 segundos. Tais soluções foram submetidas à análise fatorial, selecionando-se cinco soluções representativas do conjunto, duas extremas segundo a análise fatorial, e outras três intermediárias, conforme a Tabela VIII.

As cargas relativas a cada uma dessas soluções estão representadas na Figura 31, nos eixos dos dois primeiros fatores responsáveis por cerca de 98% da dispersão entre as soluções. Observa-se um grau de ambiguidade relativamente baixo das soluções analisadas. Novamente observa-se que a espessuras da última camada é o parâmetro de maior influência na extremização das soluções, e portanto o maior responsável pela não-unicidade do problema. Os ajustes dos modelos correspondentes às soluções extremas são apresentados nas Figuras 32 e 33.

Dois possíveis modelos, correspondentes às soluções extremas para a região estudada, obtidos pelo algoritmo apresentado neste trabalho a partir do perfil selecionado, são mostrados na Figura 34. A espessura total da crosta varia entre 32.02 e 33.36 km, enquanto a velocidade do manto superior encontra-se entre 8.19 e 8.2 km/s. Bamford et al (1978)

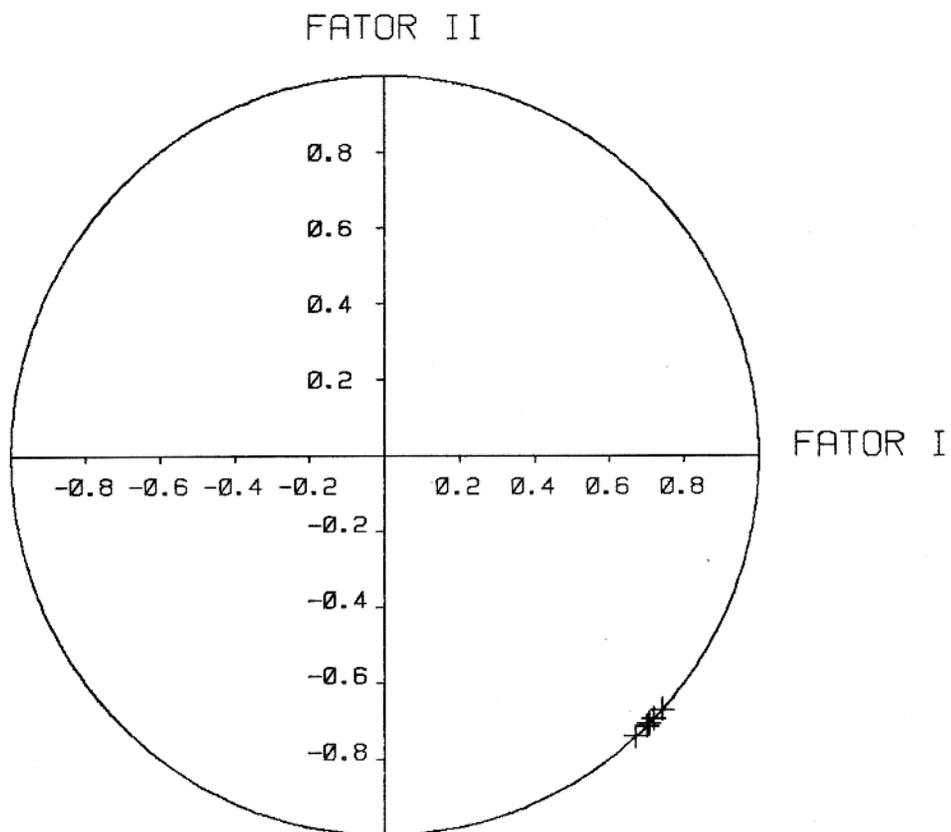


FIG. 31: Representação geométrica das cargas nos eixos dos fatores para as soluções resultantes da inversão e análise fatorial.

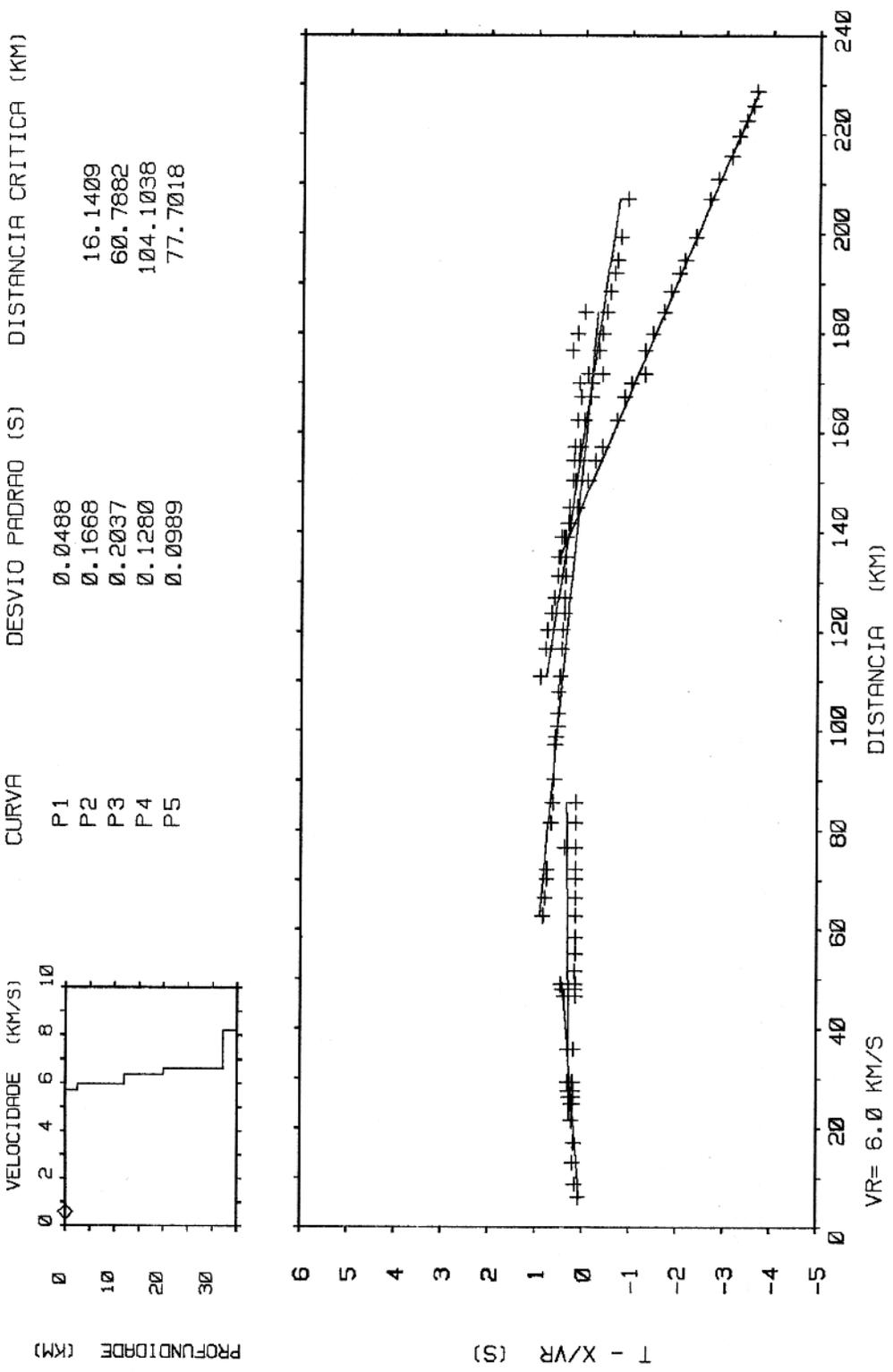


FIG. 32: Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática dos dados do perfil 1 - ALPHA (solução extrema 58, Tabela VIII).

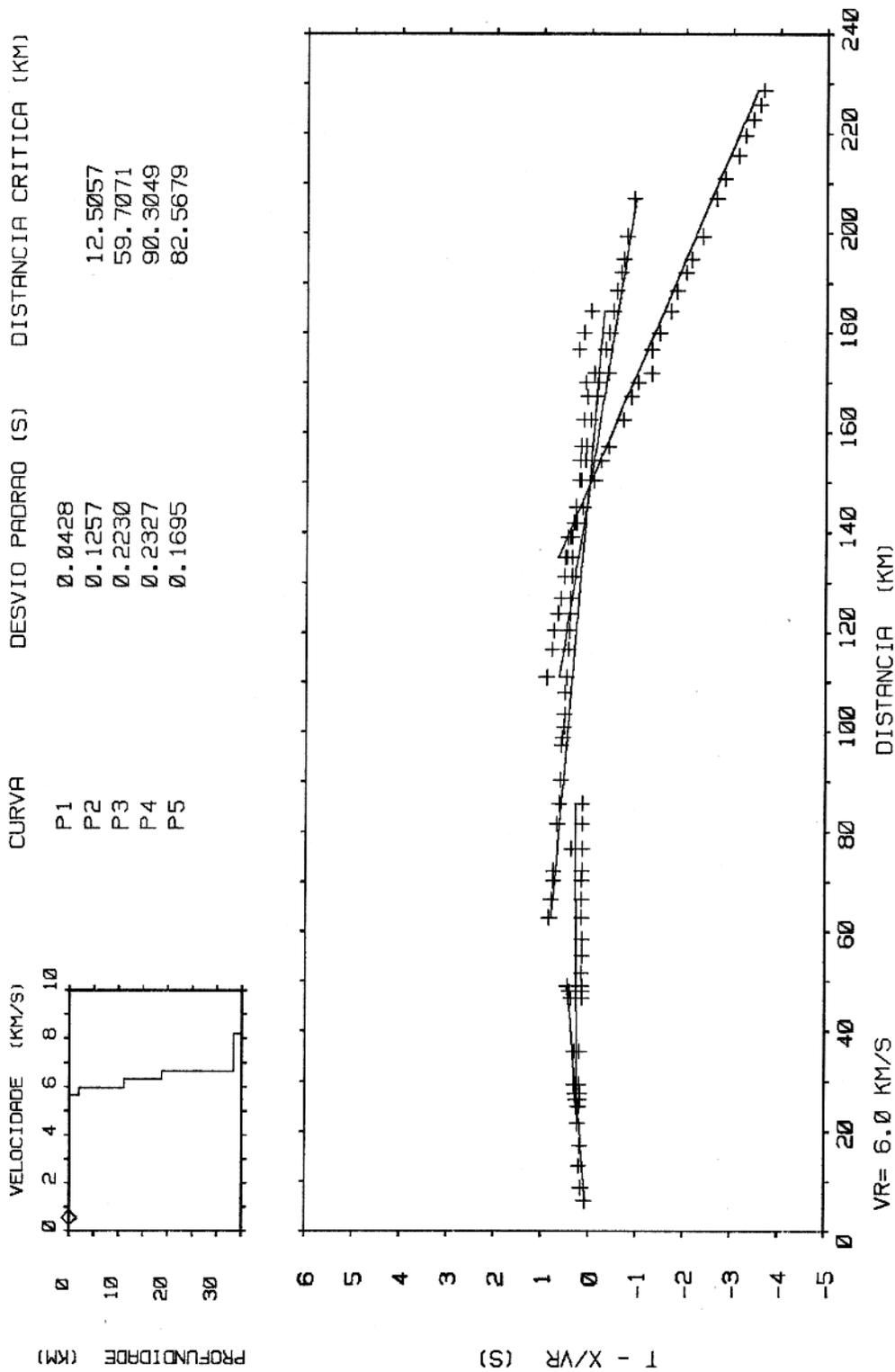


FIG. 33: Ajuste da curva tempo-distância após a inversão automática dos dados do perfil 1 - ALPHA (solução extrema 35, Tabela VIII).

encontraram, usando o mesmo perfil, uma espessura crostal de aproximadamente 33.75 km. A Figura 34 apresenta a

Tabela VIII: Resultados obtidos pela inversão do perfil $(1 - \text{ALPHA})$, LISPB, com velocidades em km/s e espessuras em km.

ORDEM	V_1	V_2	V_3	V_4	V_5	H_1	H_2	H_3	H_4
58	5.7	5.96	6.37	6.62	8.19	2.43	9.63	7.89	12.07
57	5.68	5.98	6.37	6.64	8.2	2.32	9.3	8.25	13.2
49	5.7	5.99	6.35	6.64	8.2	2.0	9.42	8.04	13.36
33	5.71	5.97	6.33	6.64	8.2	2.0	9.21	8.3	14.5
35	5.67	5.97	6.33	6.66	8.2	2.0	9.15	7.61	14.6

superposição das seções velocidade-profundidade, correspondentes aos dois modelos superpostos ao resultado de Bamford et al (1978).

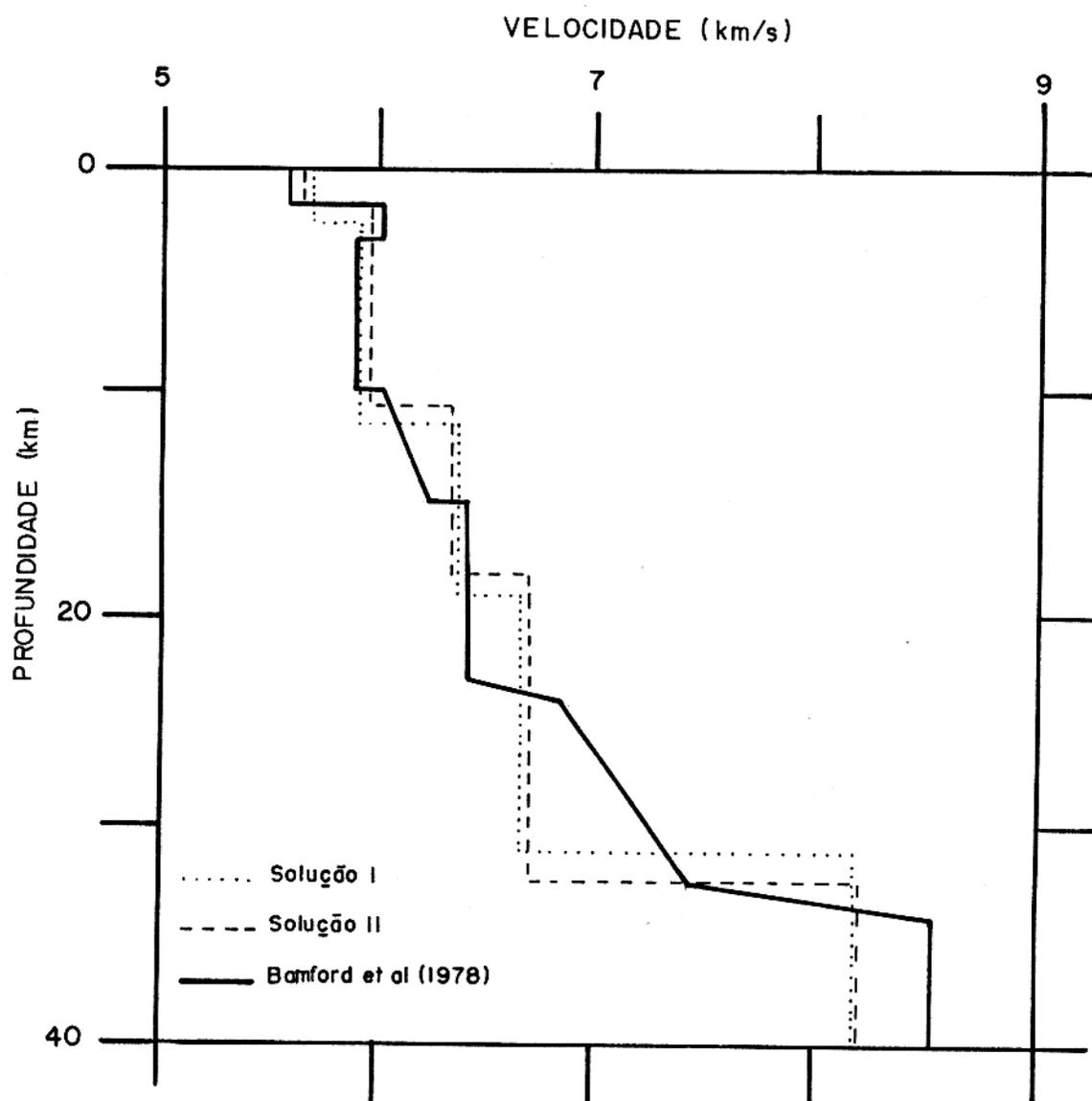


FIG. 34: Seções velocidade-profundidade para a região do perfil 1 - ALPHA (LISP).

7-CONCLUSÕES

Este trabalho teve os seguintes objetivos principais: (1) o estudo sobre a aplicação de um algoritmo de busca direta na inversão de dados de refração sísmica, com vínculos nos parâmetros, usando a curva tempo-distância; (2) análise do problema quanto à não-unicidade da solução, devido à presença de ruído ou da postulação de um modelo interpretativo errado; (3) aplicação do algoritmo a dados reais, buscando otimizar uma interpretação inicial.

O algoritmo utilizado teve por base o método COMPLEX desenvolvido por Box (1965), adaptado para o caso de múltiplas funções objetos. Este algoritmo apresenta a vantagem de ser possível um rastreamento da função objeto nas proximidades do mínimo, através das várias possíveis soluções que satisfaçam os vínculos e o critério de tolerância adotado. Caso a região de pesquisa possua mais de um mínimo, isto poderá ser detectado pelo mapeamento do espaço dos parâmetros.

O emprego de vínculos nos parâmetros explicitamente, pelos limites superiores e inferiores, e implicitamente, pelos limites superiores das distâncias críticas, que por sua vez são funções não lineares dos parâmetros procurados, introduz importantes restrições ao tamanho e à forma da região de pesquisa da função objeto, restringindo o espaço de busca dos parâmetros. Por outro, a não utilização dos vínculos torna a busca e a obtenção da condição de convergência processos lentos. Deste modo, a utilização dos vínculos nos parâmetros é um fator fundamental no bom desempenho do algoritmo aqui apresentado durante a resolução do problema em discussão, apesar de que o fato da escolha dos mesmos obedecerem critérios qualitativos, ou mesmo arbitrários, pode introduzir sérios prejuízos na obtenção

da solução correta.

A submissão das soluções obtidas à análise fatorial modo-Q possibilitou a verificação de que as mesmas apresentam um baixo grau de ambiguidade, demonstrado por um ângulo de separação entre as cargas nos eixos dos fatores, relativamente pequeno. Isto é interpretado como consequência das restrições impostas à região de pesquisa da função objeto, pela introdução de vínculos no espaço dos parâmetros.

As soluções obtidas representam a região em torno de um mínimo encontrado, cuja não-unicidade ainda existente pode ser explicada pela introdução seja de ruídos nas observações pela imprecisão do observador durante a extração dos tempos de chegada do sismograma, seja de erros na interpretação como imprecisão na correlação dos tempos de chegada traço-a-traço ou postulação de modelo interpretativo incorreto.

Também pela análise fatorial, verificou-se que a geometria do modelo possui um peso maior na ambiguidade do problema, sendo em particular a espessura da última camada o parâmetro de maior responsabilidade. Isto pode ser explicado pelas maiores restrições físicas impostas às velocidades em comparação com as espessuras, através dos vínculos.

O teste com um modelo de onze camadas sobre um semi-espaço, com velocidades crescentes com a profundidade segundo um gradiente suave, mostrou o limitado poder de resolução das observações mesmo quando se trata com dados exatos. Esta resolução pode ser melhorada pela introdução de informação a priori. Este problema é mais acentuado ainda em situações reais onde a velocidade apresenta uma variação contínua com a profundidade. A tentativa de se extrair mais informações do que seja possível de um dado conjunto de observações acentua o nível de ambiguidade existente no problema. Deste modo, é recomendável

a realização de um estudo em maior detalhe sobre o nível de detalhamento possível da estrutura cristal, e em quais condições seria viável esta demanda de informação, ao se utilizar os tipos de dados considerados neste trabalho. Por outro lado, em áreas onde os contrastes de velocidades sejam marcantes, e um modelo de poucas camadas planas possa ser considerado uma boa aproximação à situação real, a técnica aqui apresentada mostra-se bastante satisfatória. Esta última conclusão pode ser verificada pela comparação dos resultados obtidos neste trabalho, com aqueles apresentados por Ansorge et al. (1982) e Bamford et al. (1978).

Os limites encontrados quanto às restrições impostas ao cálculo do modelo direto, quando da existência de camadas de baixa velocidade, podem ser superados com o acoplamento a dados de reflexão, através da realização de inversão conjunta. Uma explicitação deste procedimento é introduzida no apêndice 9.1.

8-REFERÊNCIAS

- Alekseev, A. S.; Belonosova, A. V.; Burmakov, I. A.; Krasnopevtseva, G. V.; Mateeva, N. N.; Nersessova, G. L.; Pavlenkova, N. I.; Romanova, V. G.; Ryaboy, V. Z.-1973- Seismic Studies of Low-Velocity Layers and Horizontal Inhomogeneities within the Crust and Upper Mantle on the Territory of the USSR. In: S. Mueller (Editor), The Structure of the Earth's Crust. Tectonophysics, 20(1-4): 47-56.
- Ankeny, L. A.; Braile, L. W. & Olsen, K. H.-1986- Upper Crustal Structure Beneath the Jemez Mountains Volcanic Field, New Mexico, Determined by Three-Dimensional Simultaneous Inversion of Seismic Refraction and Earthquake Data. Journal of Geophysical Research, 91(B6):6188-6198.
- Ansorge, J.; Prodehl, C.; Bamford, D.-1982- Comparative Interpretation of Explosion Seismic Data. Journal of Geophysics, 51: 69-84.
- Asbel, I. Ja.; Keilis-Borok, V. I.; Yanovskaya, T. B.-1966- A Technique of a Joint Interpretation of Travel-Time and Amplitude-Distance Curves in the Upper Mantle Structure. Geophys. J. R. astr. Soc., 11: 25-55.
- Backus, G. E. & Gilbert, J. F.-1967- Numerical Applications of a Formalism for Geophysical Inverse Problem. Geophys. J. R. astr. Soc., 13: 247-276.
- Bamford, D.; Nunn, K.; Prodehl, C.; Jacob, B.-1978-LISPB-IV. Crustal Structure of Northern Britain. Geophys. J. R. astr. Soc., 54: 43-60.
- Banerjee, B. & Gupta, S. K.-1975- Hidden Layer Problem in Seismic Refraction Work. Geophysical Prospecting, 23(4): 642-652.

- Berry, M. J. & Fuchs, K.-1973- Crustal Structure of the Superior and Grenville Provinces of the Northeastern Canadian Shield. Bull. of the Seism. Soc. of America, 63(4): 1393-1432.
- Bevington, P. R.-1969- Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences. N. York, McGraw-Hill Book Company, 336 p.
- Box, M. J.-1965- A New Method of Constrained Optimization and a Comparison with Other Methods. Computer Journal, 8: 42-45.
- Boynton, C. H.; Westbrook, G. K.; Bott, M. H. P.-1979- A Seismic Refraction Investigation of Crustal Structure Beneath the Lesser Antilles Island Arc. Geophys. J. R. astr. Soc., 58: 371-393.
- Braile, L. W.-1973- Inversion of Crustal Seismic Refraction and Reflection Data. Journal of Geophysical Research, 78(32): 7738-7744.
- Braile, L. W.; Smith, R. B.; Keller, G. R.; Welch, R. M.; Meyer, R. P.-1974- Crustal Structure Across the Wasatch Front. Detailed Seismic Refraction Studies. Journal of Geophysical Research, 79(17): 2669-2677.
- Chen, Jing-Jang -1985- Lateral Variation of Surface Wave Velocity and Q Structure Beneath North America. Ph. D. Thesis, St. Louis University, Missouri, EUA, 227 p.
- Crosson, R. S.-1976- Crustal Structure Modeling of Earthquake Data. 1- Simultaneous Least Squares Estimation of Hypocenter and Velocity Parameters. Journal of Geophysical Research, 81 (17): 3036-3046.
- Cruz, J. C. R. & Leite, L. W. B.-1989- Determinação dos Parâmetros Crustais a Partir de Refração Sísmica Profunda. In: I Congresso Brasileiro de Geofísica, Rio de Janeiro, RJ. (no prelo).
- Davis, J. C.-1973- Statistics and Data Analysis in Geology. 2nd Ed. N. York, John Wiley & Sons, 646 p.

- Green, R.-1962- The Hidden Layer Problem. Geophysical Prospecting, 10(2): 166-170.
- Hawkins, L. V. & Maggs, D.-1961- Nomograms for Determining Maximum Errors and Limiting Condition in Seismic Refraction Survey with a Blind-Zone Problem. Geophysical Prospecting, 9: 526-532.
- Imbrie, J. & Purdy, E.-1962- Classification of Modern Bahamian Carbonate Sediments. American Assoc. Petroleum Geologists, 1:253-272.
- Joreskog, K. G.; Klovan, J. E.; Reyment, R. A.-1976- Geological Factor Analysis. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing, 178 p.
- Kaila, K. L. & Narain, H.-1970- Interpretation of Seismic Refraction Data and the Solution of the Hidden Layer Problem. Geophysics, 35(4): 613-623.
- Kaila, K. L.; Tewari, H. C.; Krishna, V. G.-1981- An Indirect Seismic Method for Determining the Thickness of Low-Velocity Layer Underlying a High-Velocity Layer. Geophysics, 46(7): 1003-1008.
- Kaiser, H. F.-1958- The Varimax Criterion for Analytic Rotation in Factor Analysis. Psychometrika, 23:187-200.
- Kind, R.-1976- Computation of Reflection Coefficients for Layered Media. Journal of Geophysics, 42:191-200.
- Kosminskaya, I. P.-1971- Deep Seismic Sounding of the Earth's Crust and Upper Mantle. O. Yu. Shmidt Institute of Terrestrial Physics. Moscow, URSS. N. York, Consultants Bureau, 184 p.
- Kuester, J. L. & Mize, J. H. - 1973- Optimization Techniques With Fortran. N. York, McGraw-Hill Book, 500 p.
- Lanczos, C.-1961- Linear Differential Operators. Londres, D. Van Nostrand, 420 p.

- Lee, W. H. & Stewart, S. W.-1981- Principles and Applications of Microearthquake Network. S. Francisco, Academic. Press., 267 p.
- McEvelly, T. V.-1964- Central U. S. Crust-Upper Mantle Structure from Love and Rayleigh Wave Phase Velocity Inversion. Bull. of the Seim. Soc. of America, 54(6): 1997-2016. Part A.
- McKerrow, W. S.; Leggett, J. K.; Eales, M. H.- 1978- Caledonian Plate Tectonics and the Place of the English Lake District: Discussion. Geol. Soc. of Am. Bull., 89: 1694.
- McMechan, G. A.-1977- Low-Velocity Zone Parameters as Functions of Focal Depth. Geophys. J. R. astr. Soc., 51: 217-228.
- Menke, W.-1984- Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory. N. York, Academic Press., 260 p.
- Merrick, N. P.; Odins, J. A.; Greenhalgh, S. A.-1978- A Blind Zone Solution to the Problem of Hidden Layers within a Sequence of Horizontal or Dipping Refractors. Geophysical Prospecting, 58: 153-174.
- Mitchell, A. H. G. & McKerrow, W. S.-1975- Analogous Evolution of the Burma Orogen and the Scottish Caledonides. Geol. Soc. of Am. Bull., 86: 305-315.
- Moseley, F.-1977- Caledonian Plate Tectonics and the Place of the English Lake District. Geolog. Soc. of Am. Bull., 88: 764-768.
- Moseley, F.-1978- Caledonian Plate Tectonics and Place of the English Lake District: Reply. Geolog. Soc. of Am. Bull., 89: 1695-1696.
- Muller, G.-1985- The Reflectivity Method: a Tutorial. Journal of Geophysics, 58: 153-174.
- Officer, C. B.-1958- Introduction to the Theory of Sound Transmission with Application to the Ocean. N. York, McGraw-Hill Book, 284 p.

- Oihovich, V.-1959- Curso de Sismologia Aplicada. México, Editorial Reverté, 382 p.
- Prodehl, C.-1985- Interpretation of a Seismic-Refracton Survey Across the Arabian Shield in Western Saudi Arabia. Tectonophysics, 111: 247-282.
- Raghava, M. S. V. & Kumar, G. N.-1970- The Blind Zone Problem in Multiple Refraction Layer Overburden Situations. Geophysics, 35: 474-479.
- Sheriff, R. E. & Geldart, L. P.-1982- Exploration Seismology. History, Theory, and Data Acquisition. Cambridge, Cambridge University Press, vol. 1.
- Slotnick, M. M.-1970- Lessons in Seismic Computing. 2nd Ed., The Society of Exploration Geophysics. Menasha, The Society of Exploration Geophysicists, 268 p.
- Steinhart, J. S. & Meyer, R. P.-1961- Minimum Statistical Uncertainty of the Seismic Refraction Profile. Geophysics, 26 (5): 574-587.
- Stewart, S. W.-1968- Crustal Structure in Missouri by Seismic Refraction Methods. Bull. of the Seism. Soc. of America, 58 (1): 291-323.
- Stuart, G. W. & Zengeni, T. G.-1987- Seismic Crustal Structure of the Limpopo Mobile Belt, Zimbabwe. Tectonophysics, 144: 323-335.
- Taber, J. J. & Lewis, B. T. R.-1986- Crustal Structure of the Washington Continental Margins from Refraction Data. Bull. of the Seism. Soc. of America, 76(4): 1011-1024.
- Thurstone, L. L.-1935- The Vectors of the Mind. Chicago, University of Chicago Press., 266 p.
- Whiteley, R. J. & Greenhalgh, S. A.-1979- Velocity Inversion and the Shallow Refraction Method. Geoexploration, 17: 125-141.

9-ANEXOS

9.1- Introdução ao Problema da Camada de Baixa Velocidade

A solução do problema inverso para a curva tempo-distância, no caso da existência de camadas de baixa velocidade no modelo proposto para a crosta, conforme formulado neste trabalho, não pode ser obtida apenas com dados de refração. Aqui apresentamos como uma das possibilidades para a solução de tal problema, a inversão conjunta dos dados de reflexão e refração sísmica a partir dos tempos dos tempos de chegada das ondas longitudinais na curva tempo-distância.

Isto pode ser feito através do algoritmo utilizado neste trabalho, bastando para isto adicionarem-se novas colunas à matriz A_0 descrita no item 3.2, correspondentes aos dados de reflexão observados no sismograma. Para o processo de minimização dos resíduos, os valores calculados para a reflexão podem ser obtidos pelas expressões (Slotnick 1959),

$$X = 2 \cdot \left(\sum_{i=1}^n H_i \cdot p \cdot V_i / (1 - p^2 \cdot V_i^2)^{1/2} \right), \quad (24)$$

e

$$T = 2 \cdot \left(\sum_{i=1}^n H_i / V_i \cdot (1 - p^2 \cdot V_i^2)^{1/2} \right), \quad (25)$$

onde,

$$\text{sen } \alpha_{i,n} = p \cdot V_i$$

correspondentes ao caso de n camadas, cada uma das quais limitada acima e abaixo por interfaces planas, paralelas à superfície livre, sendo a espessura da i -ésima camada H_i , e a velocidade V_i . Assim, o raio de parâmetro p e ângulo de partida , emergirá após reflexão na base da n -ésima camada em uma distância X da fonte, no tempo T , formando um ângulo α com a

normal a superfície (Figura 35).

O processo de inversão pode ser estruturado de modo que o modelo obtido a partir dos dados de reflexão, deve ser reparametrizado como mostrado no item 2.3, e fornecido como aproximação inicial para a inversão dos dados de refração, admitindo-se como possível solução o modelo que satisfizer os critérios de ajuste das curvas de reflexão e refração, simultaneamente.

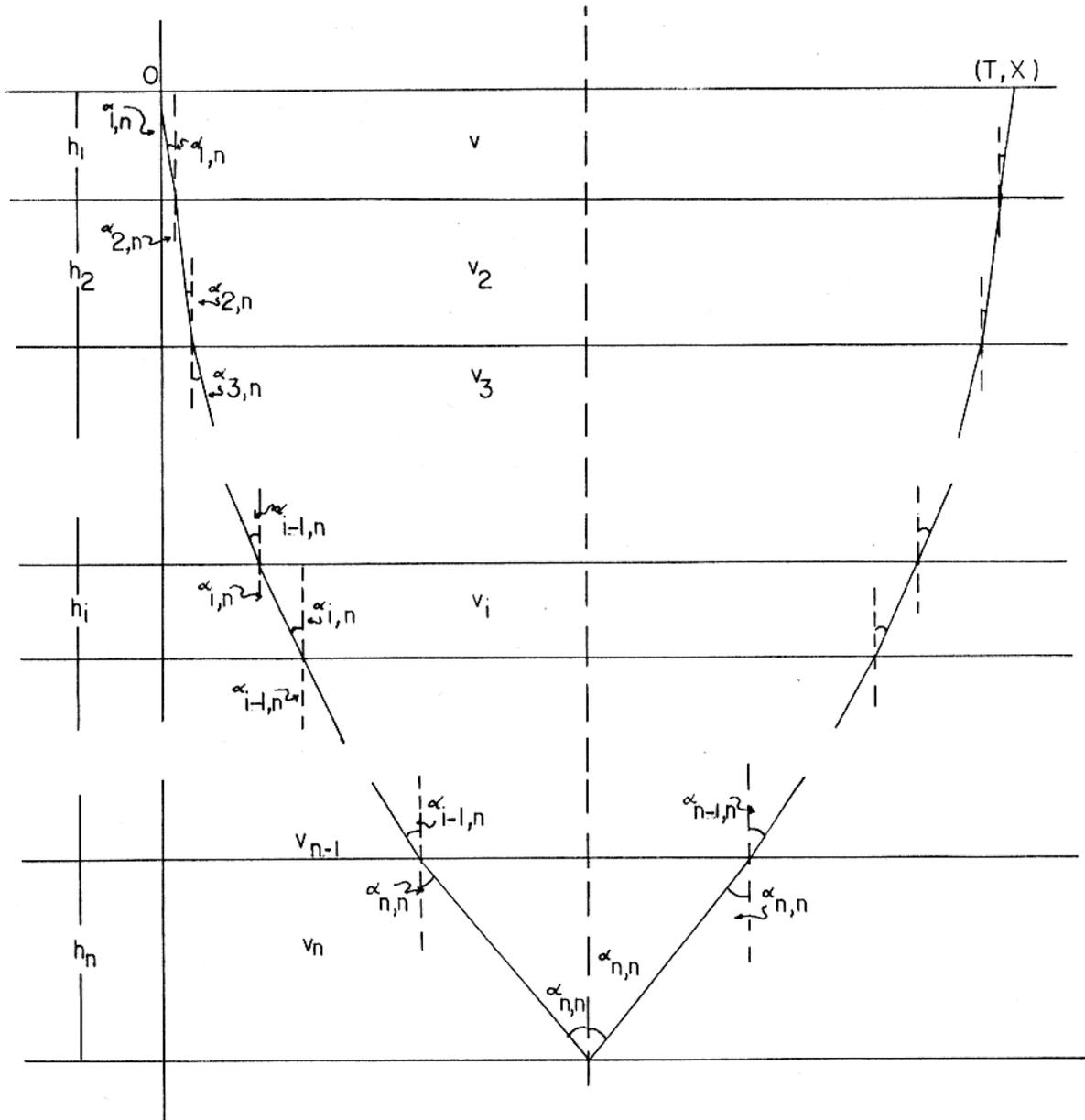


FIG. 35: Trajetória da n-ésima reflexão para um modelo de n camadas sobre um semi-espaco.