

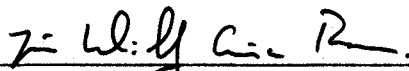
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

INVERSÃO DE DADOS DE ONDAS DE
SUPERFÍCIE RAYLEIGH


TESE APRESENTADA POR
ANTONIO NUNO DE CASTRO SANTA ROSA
COMO REQUISITO PARCIAL À OBTENÇÃO DE GRAU DE
DOUTOR EM CIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOFÍSICA

Data de Aprovação : 26/02/1996

COMITÊ DE TESE:



Dr. João Willy Corrêa Rosa (Orientador)



Dr. João Batista Corrêa da Silva



Dr. Marcelo Sousa de Assumpção



Dr. Marco Antonio Barsotelli Botelho



Dr. Wilson Moutzer Figueiró

BELÉM

1996

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	2
1. ESTUDOS ANTERIORES ENVOLVENDO O HARMÔNICO FUNDAMENTAL DAS ONDAS RAYLEIGH.....	3
1.1 INTRODUÇÃO.....	3
1.2 OBJETIVO.....	3
1.3 RESUMO DE TRABALHOS DA LITERATURA.....	4
2. MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE DE GRUPO DE ONDAS DE SUPERFÍCIE.....	25
2.1 INTRODUÇÃO AO PROCESSAMENTO DE DADOS.....	25
2.2 DIGITALIZAÇÃO DOS REGISTROS ANALÓGICOS.....	26
2.3 CORREÇÃO INSTRUMENTAL.....	29
2.4 TÉCNICA DA JANELA MÓVEL NO TEMPO.....	33
2.4.1 Fluxograma da técnica da janela móvel.....	36
2.5 TÉCNICA DO FILTRO MÚLTIPLO.....	38
2.5.1 Fluxograma da técnica do filtro múltiplo.....	39
2.6 RELAÇÃO ENTRE AS TÉCNICAS DE FILTRAGEM PARA DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE DE GRUPO.....	42
3. MODELAGEM DIRETA.....	46
3.1 INTRODUÇÃO.....	46
3.2 PROPRIEDADES BÁSICAS DA TEÓRIA ELASTODINÂMICA.....	46
3.2.1 Vetor deslocamento.....	47

3.2.2 Tensão	48
3.2.3 Equação do movimento na forma integral	49
3.2.4 Parâmetros elásticos	51
3.3 CASO DAS ONDAS LOVE	52
3.4 CASO DAS ONDAS RAYLEIGH	54
3.5 O MÉTODO DA MATRIZ DE PROPAGAÇÃO	56
3.6 INTEGRAIS DE ENERGIA	61
4. INVERSÃO LINEAR APLICADA AOS DADOS DE ONDA DE SUPERFÍCIE	65
4.1 INTRODUÇÃO	65
4.2 DESENVOLVIMENTO TEÓRICO DA INVERSÃO ESTUDADA	65
4.3 DISCRETIZAÇÃO DO MODELO	65
5. ORGANIZAÇÃO DE DADOS E DADOS PROCESSADOS DA ESTAÇÃO DE BEB	74
5.1 ORGANIZAÇÃO DOS DADOS	74
5.2 MEDIDAS DE VELOCIDADE DE GRUPO DE ONDAS RAYLEIGH REGISTRADAS POR BEB	75
5.3 INVERSÃO DOS DADOS DE VELOCIDADE DE GRUPO	76
5.3.1 Derivadas das velocidades de grupo e valores singulares	77
5.3.2 Análise dos resultados da inversão	78
5.4 PROBLEMAS CRÍTICOS DE FUNCIONAMENTO DE BEB	79
6. TRATAMENTO DOS DADOS EXISTENTES DE ESTAÇÕES DIGITAIS	105
6.1 INTRODUÇÃO	105
6.2 OBTENÇÃO DAS CURVAS DE VELOCIDADE DE GRUPO	106
6.3 INVERSÃO DAS CURVAS DE VELOCIDADE DE GRUPO	107

6.4 EXEMPLOS DE DERIVADAS PARCIAS DE VELOCIDADE DE GRUPO E VALORES SINGULARES.....	108
6.5 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA INVERSÃO.....	110
6.6 COMPARAÇÃO COM MODELOS DERIVADOS EM CAPÍTULOS ANTERIORES.....	112
6.7 ERROS ENVOLVIDOS NAS MEDIDAS ENVOLVENDO ESTAÇÕES DA REDE DIGITAL MUNDIAL.....	113
7. PROCESSAMENTO DOS DADOS DIGITAIS DAS ESTAÇÕES CDCB E PPDB.....	166
7.1 INTRODUÇÃO.....	166
7.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	167
7.3 DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE DE GRUPO DAS ONDAS RAYLEIGH.....	170
7.4 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA INVERSÃO.....	171
8. INVERSÃO 2-D PARA DETERMINAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO GLOBAL DA VELOCIDADE DE GRUPO DAS ONDAS RAYLEIGH.....	197
8.1 INTRODUÇÃO.....	197
8.2 HISTÓRICO DE MODELOS GLOBAIS DE VELOCIDADE DE GRUPO.....	198
8.3 ANÁLISE DOS DADOS.....	198
8.4 DISCRETIZAÇÃO DO MODELO.....	199
8.4.1 Histórico da tomografia para as ondas de superfície.....	200
8.4.2 Traçamento do raio para as ondas de superfície.....	201
8.5 INVERSÃO 2-D PARA A VELOCIDADE DE GRUPO.....	202
8.6 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA TOMOGRAFIA.....	202
8.7 INVERSÃO DOS DADOS EM PROFUNDIDADE PARA A AMÉRICA DO SUL.....	206
9. CONCLUSÕES.....	220
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	222
ANEXOS.....	235

**A meu Pai Orlando Silva Santa Rosa
a minha mãe Olivia de Castro Santa Rosa (in memorian)
a meu irmão Orlando Silva Santa Rosa
e as minhas irmãs Astesia e Olivia Santa Rosa.**

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todos os amigos que me estimularam para a realização deste trabalho:

Ao meu orientador Dr. JOÃO WILLY CORRÊA ROSA, pela dedicação, auxílios e conselhos na decorrer deste trabalho. Ao meu co-orientador Dr. JESSÉ CARVALHO COSTA que acreditou no êxito deste trabalho.

Aos professores da banca de exame de qualificação e defesa de tese, PROTÁZIO, SÔNIA, MARCELO, JOÃO BATISTA, MARCOS BOTELHO, WILSON.

A Universidade Federal do Pará, pela oportunidade da realização de grande parte dos meus estudos. E aos meus colegas, JACIRA, LEÃO, MACHADO, ANDRÉ ANDRADE, BRIGIDA, GUERRA, SALGADO, ZÉ ANTÔNIO, ARNALDO, PAULO ROBERTO, ELINEY, DAS VIRGENS, ISABEL, ZORANO, WALTER MEDEIROS, JOÃO CARLOS, CÍCERO. Aos funcionários da Geofísica REGINA, RONALD, ANDRÉ, RITA, LEILA, SOCORRO, MARLUCCI, FÁBIO, ANDREI, CAIO, CEILENI, PEREIRA e WILSON.

Ao Observatório Sismológico de Brasília, pela disponibilidade e atenção. Aos colegas, MÔNICA, MURI, LUCAS, VELOSO, JURACI.

A Universidade de Brasília, pela suporte material e na utilização do laboratório. Em particular ao Centro de Geociências e ao Departamento de Engenharia Elétrica. Aos colegas do GPDS (Grupo de processamento de sinais digitais), NEY, AKIRA, EDIMILSON, FÁBIO, CLÁUDIO, TOSCANO, FABBRYCCIO, BELARMINO, ROBERTO, DEMETRIUS. Aos professores do GPDS, DANIEL COBRA, LÚCIO, VON BORRIES.

A fundação SD (Sustentabilidade e Desenvolvimento), pelo carinho, apoio e esforços recebidos através de seus membros Dr. JOSÉ WILSON ROSA e a Geografa MÔNICA.

Aos amigos que de alguma forma auxiliaram-me neste trabalho CRÍS, MARCELO, LEIA, EDSON.

Ao CNPq pela bolsa de Doutorado, concedida no período de março de 1992 a 1996.

RESUMO

Neste trabalho compilamos informações sobre um grande número de medidas de velocidade de grupo para ondas Rayleigh do modo fundamental, com período até 100 segundos. Tais dados consistiram de informações retiradas da literatura geofísica e cobriram toda a Terra. Parte dos dados foi organizada em trabalhos anteriores e uma segunda parte foi apresentada aqui de forma inédita.

Para a América do Sul, selecionamos os principais conjunto de dados de tais ondas e elaboramos diversos perfis onde a distribuição de velocidade de ondas cisalhantes foi obtida a partir da inversão das curvas de dispersão de velocidade de grupo. Tais perfis serviram para termos uma idéia inicial da estrutura interna da Terra em nosso continente.

Com o conjunto global de dados de velocidade de grupo foi possível obtermos os mapas de distribuição lateral de valores de velocidade para cada período referencial entre 20 e 100 segundos. Tais mapas foram produzidos da mesma forma que os mapas de velocidade de fase de ROSA (1986), onde a amostragem foi realizada para blocos medindo 10x10 graus, englobando toda a Terra, em projeção mercator. O valor de velocidade de grupo em cada bloco, para cada período, foi obtido a partir da inversão estocástica dos dados de anomalia de velocidade em relação aos modelos regionalizados de JORDAN (1981) com os valores de velocidade de grupo de ROSA *et al.* (1992).

Os mapas de velocidade de grupo obtidos aqui foram então empregados, na América do Sul, com os valores de velocidade de fase dos mapas obtidos por Rosa (1986). Assim, foi possível determinarmos, em profundidade, os mapas de variação de velocidade de onda cisalhante e os mapas de distribuição de valores de densidade. Com isto, pudemos construir o primeiro mapa de profundidade do Moho (topo do Manto Superior) da América do Sul.

ABSTRACT

We have compiled a large set of group velocity measurements for fundamental mode Rayleigh waves with period smaller than 100 seconds. These data are composed of worldwide information gathered from the geophysical literature. Part of the data was compiled in previous works, and a second part of these data was measured in this thesis.

For the South American plate, we have selected the main sets of measurements for such waves and gathered them in several profiles, for which the depth distribution of the shear wave velocity was determined from the inversion of the group velocity dispersion curves. These depth profiles were useful to have an idea of the internal structure of the Earth underneath the South American plate.

Using the global group velocity data set, it was possible to determine the maps showing the lateral variation of group velocity for reference period values ranging from 20 to 100 seconds. These maps were produced in the same way that ROSA (1986) used to generate the corresponding phase velocity maps, using blocks measuring 10 x 10 degrees around the earth and considering the mercator projection. The group velocity value at each block was obtained, for each reference period value, from the stochastic inversion of the travel time delays from the JORDAN (1981) earth model, considering the average group velocity values determined by ROSA *et al.* (1992) for this model.

The group velocity maps obtained here were then jointly used with the phase velocity values determined by ROSA (1986) for the determination of the earth's internal distribution of shear wave velocity as well as the density distribution, from the depth inversion of both phase and group velocity dispersion curves. The results enabled us to construct the first map showing the possible depth of the Moho discontinuity (upper mantle depth) for South America.

1. ESTUDOS ANTERIORES ENVOLVENDO O HARMÔNICO FUNDAMENTAL DAS

ONDAS RAYLEIGH

1.1 INTRODUÇÃO

A variação de várias propriedades físicas da crosta e do manto superior da Terra vem sendo estudada de modo intensivo durante as últimas três décadas. Medidas da dispersão das ondas de superfície Rayleigh constituem um conjunto de dados importantes para determinação da estrutura da crosta e do manto superior.

Encontram-se na literatura geofísica diversas aplicações da metodologia de determinação de modelos crustais para diversas regiões da Terra. Como referência, podemos relacionar: BRUNE & DORMAN (1963) que determinaram modelos para o Escudo Canadense; McERILLY (1964) e KNOPOFF *et al.* (1966) que, de forma semelhante, obtiveram modelos do manto superior para algumas regiões da América do Norte; DEWART & TOKSOZ (1965), que determinaram modelos para a porção Leste da Antártica, além de BLOCH (1969) e GUMPER & POMEROY (1970), que determinaram modelos da estrutura para a África. WICKENS (1971) também determinou um modelo para o Escudo Canadense. CHEN (1985), que obteve modelos crustais usando as ondas Rayleigh para as bordas dos lados Leste e Oeste da América do Norte e RUSSELL (1987) que utilizou as ondas Rayleigh para determinar a descontinuidade entre crosta e manto sob a Arábia Saudita.

1.2 OBJETIVO

O objetivo principal da análise considerada aqui é avaliar as variações de velocidades das estruturas da crosta e no manto superior da Placa Sul-Americana, para uma quantidade de dados representativa neste estudo. A determinação de modelos elásticos para sub-superfície utilizando registros sísmicos da componente vertical das ondas Rayleigh pode ser dividida em duas etapas: a) O processamento, que consiste em obter as curvas de velocidade de grupo utilizando duas técnicas de processamento; b) A inversão, da curva de velocidade de grupo das ondas Rayleigh para obter

o modelo de subsuperfície das ondas cisalhantes. Nesta segunda fase, inclui-se a modelagem direta, que consiste na obtenção das curvas teóricas da velocidade de grupo das ondas Rayleigh. E finalizando, a tomografia utilizando a velocidade de grupo para a distribuição global de eventos sísmicos, que é o passo final do trabalho no qual temos como referências básicas os trabalhos de ROSA (1986), ZENG *et al.* (1989) e SOURIAU & SOURIAU (1983).

1.3 RESUMO DE TRABALHOS DA LITERATURA

As regiões de interesse deste estudo são: América do Sul e parte dos Oceanos Atlântico e Pacífico. Encontramos na literatura diversos trabalhos nestas regiões para a determinação da espessura da crosta utilizando os modelos de velocidade de ondas cisalhantes em profundidade (Tabela 1):

CISTERNAS (1961) desenvolveu estudos para a determinação de velocidade de grupo das ondas Rayleigh para o harmônico fundamental, utilizando a inversão da curva de velocidade de grupo, determinando assim um modelo da crosta e do manto superior para a América do Sul. Os parâmetros do modelo da estrutura de sub-superfície são: a velocidade das ondas cisalhantes; a velocidade das ondas compressoriais; a densidade para cada camada. Foram utilizados cinco sismos com localização na região compreendida entre 5 a 24.5 graus de latitude Sul, próximos à região de Huancayo, no Peru, e registrados em uma rede local de estações de período curto. Para obtenção dos valores de velocidades das ondas de superfície Rayleigh, o autor utilizou-se de um filtro passa baixa no intervalo de período de 20 a 45 segundos. Os valores de velocidade de grupo das ondas Rayleigh para as trajetórias sob os Andes são baixos, no intervalo de 2.6 a 3.5 km/s, quando comparados com os valores normalmente observados nesta faixa de períodos e este fato é observado principalmente ao Sul de Huancayo. Para a determinação da espessura da crosta o modelo de PRESS *et al.* (1956) para a região de Nevada, foi utilizado como modelo inicial para determinar a curva de dispersão teórica. Como conclusão, foi estimada a espessura da crosta em 50 km de profundidade, para as regiões estudadas.

OLIVER (1962) apresentou padrões das curvas de velocidades de fase e de grupo para ondas Rayleigh e Love com trajetórias oceânica e continental, e também os desvios padrões

correspondentes aos valores de velocidade em cada período. OLIVER (1962), mostrou as curvas de velocidade de grupo para o harmônico fundamental e para o primeiro superior, determinou valores médios para duas grandes regiões, uma continental e outra oceânica. Foram obtidos valores baixos de velocidade de grupo para períodos menores do que 15 segundos. Este efeito pode ser devido à propagação da onda em rochas Sedimentares. Para períodos menores do que 10 segundos, o desvio padrão tem valores muito elevados. Os valores de velocidade de grupo, no intervalo de período de 20 a 100 segundos, são bastante confiáveis e apresentam desvio padrão baixo, entre 0.1 e 0.4 km/s, com os valores de velocidade de grupo variando entre 3.0 e 4.4 km/s. Estes valores serão utilizados como padrão de referência na seleção das curvas de dispersão na faixa de período de 20 a 100 segundos que iremos estudar neste trabalho. Foi observado que, para trajetórias continentais, a curva de velocidade de grupo tem seu valor mínimo próximo aos vinte segundos, que é largamente afetado pela baixa velocidade das rochas da crosta, e os valores de máxima velocidade de grupo próximos ao valor de período de 100 segundos. Este fato, segundo PRESS *et al.* (1956), e OLIVER & EWING (1958) ocorre devido à propagação da onda nas rochas do manto.

JAMES (1971a) determinou uma estrutura tridimensional para a região dos Andes. Através das curvas de velocidades de fase e de grupo para as ondas Love e Rayleigh do harmônico fundamental, as curvas de dispersão foram invertidas para obtenção dos parâmetros do modelo que são: velocidade da onda compressional α ; velocidade da onda cisalhante β ; densidade de cada camada da estrutura em sub-superfície ρ . A técnica do filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969), foi utilizada para determinar a velocidade de grupo. A técnica da multiplicação cruzada, desenvolvida por BLOCH & HALES (1968), foi empregada para o cálculo da velocidade de fase no intervalo de período de 20 a 120 segundos. Foram utilizadas oito estações sismográficas de período longo, todas localizadas na América do Sul. Para a determinação da velocidade de fase, foram utilizados nove eventos e, para a determinação da velocidade de grupo, foram utilizados dez eventos. Foi empregado o método de duas estações, com oito trajetórias continentais, que cruzam o Sul do Peru, a Bolívia e o Norte do Chile. A inversão estocástica foi aplicada para obter o ajuste das curvas de dispersão, com a finalidade de determinar diretamente o parâmetro de velocidade das ondas cisalhantes que é mais sensível às variações das estruturas de sub-superfície. Os demais parâmetros, como velocidade das ondas compressionais e

densidade, foram obtidos pelas relações de BIRCH (1964) e a razão de POISSON. A razão de POISSON foi fixado o seu valor de 0.25 para a crosta continental e 0.27 para o manto. Como conclusão, JAMES (1971b) obteve modelos para três regiões distintas: a primeira, no Altiplano, e as outras localizadas a Leste e a Oeste da Cordilheira. Os melhores resultados dos ajustes foram obtidos para os modelos constituídos de quatro camadas sobre um semi-espaço. Os limites em profundidade de cada camada, para a região do Altiplano foram: 0-9 , 9-22 , 22-70 e 70-110 km. Os resultados obtidos foram comparados com resultados de interpretação de outros dados geofísicos existentes, como o mapa gravimétrico de anomalia Bouguer da região. JAMES (1971b) obteve um modelo tridimensional para a estrutura da crosta e do manto superior para as regiões ao Sul do Peru , Bolívia e Norte da Chile. O modelo tridimensional da crosta mostra uma variação de 11 km de espessura (incluindo a camada de água) na Bacia Sedimentar oceânica, para 30 km ao longo da Costa e para 70 km, para as regiões a Oeste da Cordilheira e parte Oeste do Altiplano. A crosta no lado Leste do modelo é fina e, a Leste da Cordilheira, tem apenas 50-55 km de espessura. Portanto, a crosta para as partes Norte e Sul do Altiplano tem espessura máxima nessa parte dos Andes, entre 55-60 km.

LAZCANO (1972) usou registros de sismos ocorridos no Oceano Atlântico registrados por seis estações WWSSN localizadas na América do Sul. Determinou valores de velocidade de grupo das ondas Rayleigh e Love para o harmônico fundamental, usando a técnica do filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969) no intervalo de período de 15 a 75 segundos. A localização dos eventos proporcionou trajetórias mistas, com parte oceânica e parte continental e, com isto, foi possível estimar a estrutura crustal e do manto superior do território Brasileiro. LAZCANO (1972) obteve a espessura da crosta nesta região em 39 km de profundidade, a qual foi dividida em três outras camadas de: 7, 12 e 20 km de espessura.

FORSYTH (1973, 1975) mediu os valores de dispersão das ondas de superfície Rayleigh e Love como função da idade do assoalho oceânico e determinou a estrutura de sub-superfície utilizando modelos das ondas cisalhantes. Foram determinados os valores das velocidades de fase e de grupo para ondas com o harmônico fundamental das ondas Rayleigh e Love e também com o primeiro harmônico superior. A técnica utilizada para determinação desses valores foi a da janela móvel no tempo segundo LANDISMAN *et al.* (1969), no intervalo de período de 16.4 a 156.2 segundos. Foram utilizados registros de 14 estações, sendo sete localizadas na

América do Sul (BOG, QUI, NNA, ARE, LPB, ANT, PEL). Foram selecionados 17 sismos ocorridos na porção Oeste da Placa de Nazca e apenas um localizado na Placa da Antártica. Assim, foram utilizadas 78 trajetórias a Leste do Oceano Pacífico, correspondentes a sismos registrados em estações sismográficas localizadas na América do Sul. Os valores de velocidade foram considerados satisfatórios no intervalo de período de 16.4 a 50 segundos, e o trabalho relaciona os dados referentes a 78 trajetórias para as velocidades de grupo e de fase. Os modelos resultantes da inversão dos dados de velocidade de fase e de grupo foram divididos em zonas por idades de 0-5, 5-10, 10-20 e 20-50 milhões de anos na Placa de Nazca. Para estes intervalos de idades foram determinados quatro modelos de velocidade das ondas cisalhantes com as correspondentes profundidades. Em todos os modelos, a crosta foi considerada com espessura de 10 km (com a camada da água) e os limites dos contatos entre Litosfera e Astenosfera para as quatro regiões consideradas são de: 30, 60 e 70 km de profundidade.

BOLT (1975) realizou estudos na parte Sul do Oceano Atlântico, com o objetivo de determinar o contraste da estrutura Oceano-Continente entre a América do Sul e a África. O "Método de uma estação", desenvolvido por PRESS *et al.* (1956), foi utilizado para determinar a curva da velocidade de grupo das ondas Rayleigh. Foi aplicado um método desenvolvido por ALEXANDER (1963), que utiliza um filtro banda passante, no intervalo de período de 12 a 30 segundos, para separar um envelope de ondas de superfície. Foram processados 30 eventos sísmicos com trajetórias mistas (com parte oceânica e parte continental), que foram registrados em estações de período longo localizadas na América do Sul (NAT, TRN e LPA). O número total de trajetórias utilizadas foi de 47, sendo 11 para a estação TRN, 6 para a estação LPA e 30 para a estação NAT. As curvas de velocidade de grupo observadas foram comparadas com as curvas de velocidade de grupo teóricas através da inclinação das mesmas. As curvas teóricas de velocidade de grupo foram obtidas utilizando-se o modelo continental de BRUNE & DORMAN (1963), para trajetórias continentais e o modelo de ANDERSON & TOKSOZ (1963) para trajetórias oceânicas. Como conclusão, BOLT (1975) observou uma variação lateral na região de estudo, provavelmente em decorrência do manto superior ser diferente nas zonas próximas à Cadeia Meso-Atlântica em relação a outras partes do Oceano, onde o manto é mais profundo. Foi observado que, em geral, a crosta e o manto superior da área estudada são similares às estruturas

destas partes Norte Central-Atlântica e a Leste da América do Norte, e são distintamente diferentes das estruturas das áreas adjacentes aos Escudos da América do Sul.

SHERBURNE (1975) estudou a estrutura da crosta e do manto superior da América do Sul. Foram determinados os valores de velocidade de fase e de grupo da onda de superfície Rayleigh para o harmônico fundamental e para o primeiro harmônico superior, utilizando um filtro banda passante, no intervalo de período de 15 a 80 segundos. Foram utilizados 61 sismos para o cálculo da velocidade de grupo, com 113 trajetórias na Placa Sul-Americana. Também foram usadas 14 estações sismográficas, todas localizadas na América do Sul. Os valores de velocidade de fase foram determinados para 9 trajetórias, com o "Método de duas estações". Os valores de velocidade de grupo foram determinados utilizando o "Método de uma estação". As curvas de dispersão observadas foram comparadas com doze curvas de dispersão teóricas. Para obtenção dessas doze curvas foram utilizados doze modelos diferentes das ondas cisalhantes para trajetórias em áreas de Escudos como estão situadas a seguir: BRUNE & DORMAN (1963), Canadá; BOLT & NIAZI (1964), Austrália; LUOSTO (1965), Sul Fennoscandia; DEWART & TOKSOZ (1965), Leste da Antártica; GABRIEL & KUO (1966), Índia; NOPONEN (1966), da Finlândia; BLOCH (1969), África; THOMSON & EVISON (1962), Nova Zelândia; GUMPER & POMEROY (1970), África; SHECHKOV (1972), Plataforma Russa; WICKENS (1971), Canadá; KNOPOFF (1972), América do Norte. Outros dados de geofísica foram utilizados, de forma a completar o estudo realizado, tais como: o modelo de resistividade em função da profundidade para três áreas de litologia diferente; estudos de velocidade de grupo, que estão relacionados aos estudos de distribuição do fator de qualidade Q_p^{-1} em função da profundidade. A propagação das ondas cisalhantes e a dispersão das ondas de superfície indicam que a área continental da América do Sul possui uma estrutura média tipicamente igual à de outras áreas de Escudos.

FORSYTH (1977) determinou valores de velocidade de fase e de grupo para as ondas Rayleigh no intervalo de período de 20 a 140 segundos para regiões do Oceano Pacífico. Foram utilizadas estações da América do Sul (BOG, QUI, NNA, ARE, LPB, ANT, PEL), porém também foram utilizadas estações localizadas a Leste do Oceano Pacífico e do México, assim como também da América do Norte. Os eventos são todos localizados na Placa de Nazca e na

Placa do Pacífico, em outras regiões, num total de 15 sismos. Neste estudo foram adicionadas outras informações geofísicas: medidas geotérmicas; os valores de velocidade das ondas S_n , que foram utilizados nas trajetórias que passam no Oceano Atlântico; também dados de refração profunda e estudos de anisotropia. Como conclusão, foi demonstrado que os valores de velocidade de fase e de grupo são crescentes com o aumento da idade do assoalho oceânico. Foi explicado que o crescimento dos valores de velocidade das ondas cisalhantes é devido ao resfriamento da Litosfera oceânica, à medida que nos afastamos das regiões de Rift. Com o manto resfriado, teríamos espessura da Litosfera estimada em 90 km. A velocidade de propagação das ondas cisalhantes S_n no Atlântico é de 4.4 km/s, para idades menores que 10 milhões de anos, de 4.6 km/s para áreas com idade maior que 10 milhões, e de 4.7 km/s para os assoalhos oceânicos mais velhos. Os dados considerados são consistentes com o modelo de litosfera oceânica proposto e são coincidentes com os limites das camadas definidas através de dados geotérmicos.

SUAREZ (1982) tinha, em seu trabalho, dois objetivos. O primeiro foi o de estudar a sismotectônica das regiões localizadas nos Andes (Peru, Equador e Sul da Colômbia). O segundo, foi o de usar a componente vertical das ondas Rayleigh para inverter o momento tensor ou seja, obter os parâmetros do mecanismo focal de vários sismos e a profundidade do foco dos mesmos. Foram estudados 17 eventos, registrados por 41 estações sismográficas de período longo. Os eventos estão distribuídos da seguinte forma: dez ocorreram ao longo da zona de transição entre a Região Sub-Andes e a Cordilheira Oriental, quatro nas partes elevadas dos Andes, dois nas regiões da Costa do Equador e um no Escudo Brasileiro (localizado na Colômbia). Para determinar os valores de velocidade de fase e de grupo, foi empregado o "Método de uma estação" e a técnica de filtragem da janela móvel no tempo de LANDISMAN *et al.* (1969). Este estudo foi realizado no intervalo de período de 20 a 100 segundos, para 46 trajetórias. Para o cálculo do mecanismo focal, foi utilizado o "Método do ponto de referência" descrito por PATTON (1980) e modificado por ROMANOWICZ (1982). Essas modificações dizem respeito à inversão do momento tensor, que pode ser determinado através do ajuste entre os espectros de amplitude observado e calculado das ondas de superfície Rayleigh. Os seguintes modelos de velocidades: JAMES (1971a), OCOLA *et al.* (1971) e MEISSNER & STRECHLAU (1982), foram utilizados para se obter os valores teóricos de velocidade de fase e de grupo e seus

respectivos espectros de amplitude. Foram selecionados sete sismos, todos localizados nos Andes, utilizando o critério da distância epicentral e que apresentaram pequena variação azimutal, para serem utilizados na inversão do momento tensor. Para todos os sismos, a profundidade focal e a solução do plano de falha foram determinados utilizando as ondas de corpo, e isto permitiu a verificação dos resultados obtidos após a inversão do momento tensor. Os resultados mostraram que os valores de velocidade de fase da curva de referência podem ser usados na inversão para o momento tensor e para a profundidade focal. Para a América do Sul, na região Central dos Andes, foi determinado que a distância máxima entre o ponto de referência e outros eventos a serem estudados com as curvas de referência deste trabalho deve ser menor que 800 km.

PANIAGUA (1984) estudou as ondas de superfície Rayleigh e Love, para determinar um modelo da crosta e do manto superior na Plataforma Sul-Americana. Utilizou treze sismos ocorridos ao longo dos Andes e na parte Norte da América do Sul. Dos treze sismos, onze possuem os registros das três componentes, para dois, existe apenas o registro da componente vertical. Estes eventos foram registrados nas estações sismográficas de período longo RDJ, BDF, NAT e LPB, todas na América do Sul. Foram determinadas as velocidades de grupo para as ondas Rayleigh e Love, com a técnica de filtragem múltipla de DZIEWONSKI *et al.* (1969), no intervalo de período de 10 a 50 segundos, para as treze trajetórias continentais. As curvas de dispersão observadas foram comparadas com as curvas teóricas obtidas pelo método matricial de HASKELL (1953). O ajuste das curvas foi realizado por tentativa e erro, modificando os valores dos parâmetros: velocidade das ondas compressionais, velocidade das ondas cisalhantes, espessura das camadas e densidade das camadas. O modelo inicial foi o do Escudo Canadense de BRUNE & DORMAN (1963). O modelo obtido, PSA-1, foi o que melhor ajustou a curva média de dispersão observada, para os sismos que atravessam o Escudo do Brasil-Central e Atlântico. Como conclusão, o modelo PSA-1, de espessura média da crosta fixada em 40 km, foi considerado como o modelo mais representativo da região estudada. Segundo o autor, os baixos valores de velocidade de grupo (aproximadamente de 2.85 km/s), no intervalo de período de 12 a 20 segundos, para trajetórias que cruzam a Bacia Sedimentar do Paraná, podem ser devidos à grande espessura das camadas Sedimentares.

ROSA (1986) realizou estudos de distribuição global de velocidade de fase para o harmônico fundamental das ondas Rayleigh, para um intervalo de período de 20 a 100 segundos. Foram utilizados 594 eventos e 3389 trajetórias no total, sendo 2147 selecionadas da literatura e 1242 determinadas por sismogramas processados. Preliminarmente, foram pré-selecionados 1500 sismogramas da componente vertical. Após aplicar alguns critérios de seleção restaram 1242 sismogramas, que foram filtrados pela janela móvel no tempo de LANDISMAN *et al.* (1969), no intervalo de período de 20 a 100 segundos. Todos os eventos cujos sismogramas foram processados, foram registrados pelas estações da rede WWSSN. Os valores de dispersão coletados da literatura foram obtidos por diferentes métodos com uma, duas ou três estações, sendo os valores de velocidade de fase interpolados para os valores de períodos correspondentes aos utilizados na filtragem do restante dos dados. A curva de velocidade de fase foi determinada para 45 sismos bem estudados por outros autores, com os parâmetros do mecanismo focal e de profundidade do foco por eles já determinados. A distribuição global da velocidade de fase foi possível utilizando-se a técnica de inversão desenvolvida por FRANKLIN (1970), a qual foi usada em sismologia para distribuição de velocidades por AKI *et al.* (1977). Três modelos iniciais foram utilizados para estudos de regionalização através da distribuição de velocidade de fase: OKAL (1977); LEVEQUE (1980); JORDAN (1981). Estes modelos são formados por blocos caracterizados por regiões identificadas na geologia e tectônica regionais. Os blocos têm dimensão de 5 x 5 graus cada um, com sua identidade geológica representada por um símbolo. A inversão de velocidade de fase foi feita para cada um dos blocos, utilizando o modelo inicial com blocos de dimensão 10 x 10 graus, que melhor resultado mostrou após a aplicação do teste estatístico de hipótese, que corresponde ao modelo discretizado de JORDAN (1981). A inversão foi feita separadamente para os períodos: 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 e 98 segundos. Os mesmos estudos foram realizados para a velocidade de grupo. Neste caso, porém, a inversão foi realizada somente para o período de 50 segundos. Foi verificado, na inversão, um resultado pobre em resolução quando comparado com os resultados de inversão da velocidade de fase. Em função desse resultado não foi realizada a inversão para outros dados, dos demais períodos, para a velocidade de grupo. Também foram determinados os valores de coeficiente de atenuação para os mesmos 45 sismos utilizados para a determinação das curvas de velocidade de fase. Estes podem ser usados para o cálculo do fator de qualidade Q , juntamente com os modelos de velocidade

determinados. Com o processo de inversão para a velocidade de fase, foi possível determinar anomalias bastante significativas. Para o período de 50 segundos foi possível observar duas anomalias positivas na América do Sul, localizadas na Costa Sul do Peru e na parte Leste do Brasil (Bacia Sedimentar do Parnaíba). Foram encontradas outras anomalias semelhantes, para os demais períodos estudados.

OSAGIE (1986) estudou duas regiões continentais da América do Sul, com trajetórias cruzando a parte Leste, região de Escudo e a outra atravessando a parte Oeste, região de montanhas dos Andes. O harmônico fundamental das ondas Rayleigh e Love foi utilizado para determinar os valores de velocidades de fase e de grupo e as amplitudes espectrais correspondentes. O método de duas estações foi utilizado para determinar os valores dos coeficientes de atenuação. Os coeficientes obtidos foram utilizados na inversão linear do fator de qualidade das ondas cisalhantes Q_β . Os valores de velocidade de grupo e da amplitude espectral das ondas Rayleigh e Love foram determinados utilizando a técnica de filtragem, com filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969), no intervalo de período de 18 a 80 segundos. Foram utilizados nove eventos com três trajetórias, registrados em quatro estações (ARE, LPA, BOG, NAT), todas localizadas na América do Sul e que fazem parte da rede WWSSN. O procedimento adotado para inversão linear foi descrito por DER *et al.* (1970) e por JORDAN & FRANKLIN (1971) e foram aplicadas as equações do fator de qualidade de ANDERSON *et al.* (1965), as quais assumem que Q_β é independente da frequência. O modelo de JAMES (1971b) foi utilizado para a parte Oeste da América do Sul para determinar os valores das derivadas da velocidade de fase em relação às ondas cisalhantes, para obtenção do modelo de Q_β . Para a parte Leste, foi adotado o modelo de BRUNE & DORMAN (1963). Como conclusão, os valores da inversão de Q_β indicam que os valores são diferentes para as regiões a Leste e a Oeste da América do Sul. Os valores da região Oeste são claramente mais baixos que os da região Leste ou seja, indicando regiões de tectonismo no lado Oeste e de Escudo no lado Leste.

HWANG & MITCHELL (1987) determinaram valores de velocidade de grupo e de fase para as ondas Rayleigh no harmônico fundamental e primeiro harmônico superior. Os coeficientes de atenuação também foram determinados para o continente Sul-Americano. Foi realizada a inversão das curvas de velocidade de grupo e de fase, com o objetivo de determinar a

estrutura de sub-superfície da Placa Sul-Americana, correspondendo ao modelo de melhor ajuste das velocidades das ondas cisalhantes. Também foi feita inversão para obter a estrutura Q_{β} , bem como a variação lateral destes parâmetros nessas regiões. Na determinação da velocidade de grupo, foi utilizada a técnica do filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al* (1969). Para os eventos utilizados no cálculo de velocidade de fase, eram conhecidos o mecanismo focal, sendo possível determinar as fases iniciais. Para a parte Leste da América do Sul, os valores de velocidade de fase foram determinados no intervalo de período de 2.5 a 100 segundos. Os valores de velocidade de grupo foram determinados para o intervalo de período de 20 a 70 segundos, sendo nove curvas determinadas pelo método de uma estação e dezesseis com o método de duas estações. No lado Oeste da América do Sul a velocidade de fase foi determinada para 13 eventos, com o método de duas estações, no intervalo de período de 20 a 50 segundos. A velocidade de grupo foi determinada para o intervalo de período de 4 a 80 segundos, sendo os dados de 12 eventos analisados pelo método de uma estação e os dados de 10 eventos com o método de duas estações. De forma semelhante, foram calculados os valores de atenuação para a parte Leste da América do Sul, com 16 eventos, no intervalo de período de 4 a 100 segundos, com o método de duas estações. Para o método de uma estação, não houve boa resolução para obtenção deste parâmetro. Na parte Oeste da América do Sul, os coeficientes de atenuação foram determinados no intervalo de período de 4 a 70 segundos, para vinte trajetórias e, de forma semelhante, na parte Leste da América do Sul não foi obtida boa resolução para os resultados com o método de uma estação. Como conclusão, o autor obteve um modelo, para a parte Leste da Placa Sul-Americana, constituído de três discontinuidades nas profundidades de 15, 35 e 40 km. Para a parte Oeste da América do Sul, o modelo obtido mostra também três discontinuidades: em 10, 20 e 55 km. Os valores do modelo de fator de qualidade Q_{β} obtido para a parte Leste são maiores que os valores do modelo obtidos para a parte Oeste, da região estudada.

SOUZA (1988) processou dados de ondas de superfície Rayleigh, com o objetivo de determinar a estrutura da crosta na Placa Sul-Americana. Foram utilizados dois eventos, com epicentros localizados na região ao Sul das Ilhas Sandwich. Os sismos foram registrados nas estações sismográficas BDF e RDJ. Foram determinadas as velocidades de fase e de grupo utilizando o método de duas estações. No cálculo dos valores de velocidades, foi utilizado o

método de deslocamento de fase e o filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969). Os valores de amplitude espectral correspondentes aos valores de velocidade de grupo foram utilizados no cálculo do fator de atenuação. O intervalo de período para o cálculo da velocidade de fase foi de 10.24 a 36.57 segundos e, para a determinação da velocidade de grupo, de 15.05 a 36.57 segundos. As curvas de dispersão observadas foram comparadas com as curvas teóricas obtidas pelos modelos de MASSÉ (1973), PANIAGUA (1984) e OSAGIE (1986). Como conclusão, foi obtido um modelo semelhante ao introduzido por PANIAGUA (1984), que gerou o melhor ajuste das curvas de dispersão. Foi determinada a espessura da crosta em 40 km, sendo a crosta dividida em duas camadas, de 20 km de espessura, neste modelo.

SANTA ROSA & LEITE (1988) realizaram estudos das ondas de superfície Rayleigh, determinando os valores de velocidade de grupo do harmônico fundamental no intervalo de período de 4 a 50 segundos. Os valores de velocidade de grupo para ondas Rayleigh foram determinados utilizando a técnica do filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969). Foram selecionados 20 sismos, pelos critérios: localização; magnitude M_b ; profundidade. Foram determinadas medidas para 20 trajetórias continentais, que cruzam regiões do Brasil, como o Escudo Brasileiro e a Bacia Amazônica. Os eventos foram registrados nas estações sismográficas BDF, RDJ, CAI. Como conclusão, foram determinadas curvas médias para as regiões estudadas e observou-se mudanças significativas de inclinação das curvas nas diferentes regiões de Escudos e Bacias Sedimentares.

SANTA ROSA (1989), de forma semelhante ao apresentado no trabalho de SANTA ROSA & LEITE (1988), determinou valores de velocidade de grupo das ondas Rayleigh, do harmônico fundamental e do primeiro superior, para 44 trajetórias continentais empregando dados gerados por 34 sismos. As estações sismográficas de período longo BDF, BEB, CAI e RDJ, que registraram os eventos, estão localizadas em território brasileiro. Como conclusão, foram determinadas três curvas médias, denominadas de famílias, caracterizadas por propagação da onda em trajetórias diferentes, conforme a geologia regional. As curvas de dispersão apresentam inclinações diferentes para distintas trajetórias distribuídas em Estruturas Sedimentares e cruzando Embasamento Cristalino.

SANTA ROSA & LEITE (1989) apresentaram os primeiros resultados de inversão de curvas de dispersão de velocidade de grupo das ondas Rayleigh para o harmônico fundamental,

utilizando as três curvas determinadas por SANTA ROSA (1989). O modelo inicial foi obtido com os valores médios para o modelo, de estrutura crustal, de BOTT (1982). A partir desse modelo, foram feitas modificações sistemáticas nos valores de espessura das camadas e na velocidade da onda cisalhante. Os demais parâmetros, como densidade e velocidade das ondas compressionais, foram obtidos da relação de ANSORGE *et al.* (1982) e a razão de POISSON. Foram determinados diversos modelos que ajustaram as curvas de dispersão com boa resolução, ou seja, com valor de variância baixo. Entre todos os modelos, três representam melhor a estrutura da Placa Sul-Americana. Em todos estes três modelos, temos descontinuidade na crosta e no manto superior, nas respectivas profundidades de 46, 43 e 39 km.

SOUZA (1991) determinou a inversão das curvas de velocidade de fase e de grupo para as ondas de Rayleigh, com o objetivo de determinar a estrutura na Costa do Brasil. Foram utilizados dois eventos registrados na estação do Rio de Janeiro (RDJ), ocorridos nas proximidades da cidade de João Câmara (R.N.). Os valores de velocidade de grupo foram determinados com a técnica do filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969), no intervalo de período de 24 a 39 segundos. Para determinar os valores de velocidade de fase, foi utilizado o método de uma estação. A fase inicial foi calculada usando-se o procedimento descrito por BEN-MENAHEM & HARKRIDER (1964). Para o processo de inversão, foram utilizados os programas computacionais de RUSSELL (1987). A técnica aplicada no processo de inversão, foi a diferencial, e o modelo inicial foi o de LAZCANO (1972). Com os modelos das ondas cisalhantes, obtidos no processo de inversão, foi impossível definir, com boa precisão, um maior número de camadas em subsuperfície da região estudada. Porém, as análises da inversão da velocidade de fase e de grupo, indicam que a espessura total da crosta varia entre 30 e 39 km.

SAYER *et al.* (1991) determinaram valores de velocidade de grupo para as ondas Rayleigh e Love no harmônico fundamental com trajetória continental. Na determinação da velocidade de grupo, foi utilizada a técnica do filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969), no intervalo de período de 10 a 100 segundos. Os eventos foram registrados na estação sismográfica de período longo de Brasília (BDF). Os epicentros dos eventos sísmicos estão localizados na região ao Norte do Chile. As trajetórias são tipicamente continentais, cruzando a Bacia Sedimentar do Paraná e parte do Escudo Brasileiro. O método de uma estação foi empregado para a determinação das curvas de dispersão. Os dados de dispersão para todos os eventos foram agrupados em curvas

médias, referentes a quatro grupos, para serem utilizados no processo de inversão. O modelo inicial utilizado para inversão foi o modelo continental de GUTENBERG (1913), listado por AKI & RICHARDS (1980). Foi feito assim o ajuste das curvas de dispersão, gerando como resultado os modelos de velocidade das ondas cisalhantes em função da profundidade, para a região entre epicentro e estação. Os modelos de velocidade resultantes apresentam características de Escudo, com pequenas variações em relação ao modelo inicial.

SANTA ROSA *et al.* (1993) obtiveram os valores dos coeficientes de atenuação para as trajetórias estudadas por PENNA *et al.* (1993) e fizeram a inversão linear, para obtenção da distribuição do fator de qualidade das ondas cisalhantes, Q_{β} , para trajetórias continentais Peru-BEB, Peru-BDF e Colômbia-BDF. O modelo inicial adotado foi o de PENNA *et al.* (1993). As curvas de dispersão foram invertidas para o intervalo de período de 4 a 80 segundos. Também foram utilizados os valores das derivadas parciais da velocidade de fase. Em seguida, foram calculados os coeficientes de atenuação. As curvas de atenuação se diferenciam quanto à suavidade para as trajetórias sobre o Escudo (registradas por BDF), daquelas sobre a Bacia Sedimentar (obtidas com dados de BEB). Quanto às distribuições dos valores de Q_{β} , observou-se também diferenciação para as trajetórias sobre o Escudo (registros de BDF), e sobre a Bacia Sedimentar (registros de BEB). Os valores obtidos indicam coerência quando comparados com os valores determinados por autores de outros trabalhos nestas mesmas trajetórias, como OSAGIE (1986) e HWANG & MITCHELL (1987).

ROSA (1993) considerou modelos para a estrutura da crosta e do manto superior na América do Sul. Foram usados estudos com as ondas de superfície Rayleigh para o harmônico fundamental, em que a velocidade de grupo foi determinada para diversos eventos, com epicentros na borda Oeste da América do Sul, e registrados em três estações sismográficas localizadas em território Brasileiro (BDF, RDJ, BEB). Os valores de velocidade de grupo foram determinados utilizando a janela móvel no tempo de LANDISMAN *et al.* (1969), no intervalo de período de 20 a 100 segundos. Os modelos clássicos que geraram as curvas de dispersão teórica foram o modelo continental de GUTENBERG (1913), listado por AKI & RICHARDS (1980) e o modelo Oceânico 8099, de DORMAN (1963). As curvas teóricas de dispersão foram comparadas com as curvas de dispersão médias observadas em diferentes direções. Com isto, foi

possível determinar quais os modelos clássicos que melhor ajustavam-se às curvas médias de dispersão.

MIANO (1993) realizou um trabalho cujo objetivo foi a regionalização da velocidade de grupo do harmônico fundamental das ondas de Rayleigh na Placa Sul-Americana, utilizando 37 eventos sísmicos registrados na estação sismográfica do Rio de Janeiro (RDJ). Foram determinadas as curvas de velocidade de grupo para as ondas de superfície Rayleigh. A estas curvas observadas foram ajustadas as curvas teóricas de velocidade de grupo, para os modelos de JORDAN (1981), LEVEQUE (1980) e OKAL (1977), com objetivo da regionalização na Placa Sul-Americana. A metodologia de regionalização se encontra descrita por ROSA (1986) e ROSA & AKI (1991). Foram filtrados 37 eventos sísmicos, com o filtro da janela móvel no tempo de LANDISMAN *et al.* (1969), no intervalo de período de 18.2 a 109.9 segundos. As curvas de dispersão foram agrupadas em onze grupos. Estes grupos de curvas de velocidades incluem eventos com azimutes próximos, correlacionados por terem mais de 40 por cento da trajetória do percurso em um mesmo tipo tectônico em relação aos três modelos iniciais utilizados pelos autores. Os dados de dispersão obtidos refletem uma típica crosta oceânica, em áreas de Bacias oceânicas profundas no Atlântico Norte e Sul, enquanto que, nas áreas do Atlântico Central, foram observadas velocidades de grupo mais baixas. Para as trajetórias continentais foi possível obter uma boa comparação das curvas de dispersão observadas com as teóricas geradas pelo modelo de GUTENBERG (1913) listado por AKI & RICHARDS (1980).

JAMES *et al.* (1993) determinaram valores de velocidade de grupo e de fase das ondas de superfície Rayleigh e Love. Foi utilizada uma rede local de 9 estações de período curto que estão localizadas a sudeste do Brasil (latitude aproximada de 20 graus Sul). Foram selecionadas duas estações (PPDB e RIFB) nas quais o método de duas estações foi utilizado para o cálculo das velocidades de grupo e de fase para um sismo, com epicentro localizado na parte central do Chile. As curvas de velocidade de grupo foram obtidas utilizando a técnica do filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969), no intervalo de período de 10 a 100 segundos. Os valores de velocidade de fase foram determinados utilizando-se o desenvolvimento teórico de BLOCH & HALES (1968), no intervalo de período de 10 a 100 segundos. Para a inversão das curvas de velocidade de grupo, foi utilizada a inversão diferencial, com os programas computacionais desenvolvidos por RUSSELL (1987). Estes programas aplicam inversão do modelo de

velocidades das ondas cisalhantes em profundidade. Como resultados, os autores obtiveram a espessura da crosta em 40 km, com uma incerteza nas medidas estimada em 10 km. Para as áreas próximas ao Craton de São Francisco os resultados indicam uma espessura da crosta de 40 a 42 km, com as velocidades crescentes não evidenciando descontinuidades na crosta média. Os valores apresentados pelo modelo das ondas cisalhantes são em torno de 4.8 a 4.9 km/s para a profundidade de 40 km, para a trajetória que cruza a Bacia Sedimentar do Paraná.

ROSA & GUERREIRO (1993) desenvolveram estudos com registros de eventos sísmicos da estação sismográfica de Brasília (BDF). Os eventos usados estão distribuídos na borda da Placa Sul-Americana. Foram determinados valores de velocidades de grupo das ondas Rayleigh para o harmônico fundamental. Foi utilizado o filtro de janela móvel no tempo de LANDISMAN *et al.* (1969), no intervalo de períodos de 20 a 100 segundos. As curvas de dispersão correspondentes aos 32 eventos foram agrupadas em nove grupos e foi calculada a curva média para cada um deles. A regionalização foi aplicada utilizando os procedimentos descritos por ROSA (1986). Foi observada uma boa correlação das medidas de velocidade de grupo com as medidas de outros autores, principalmente considerando a variação azimutal dos percursos. Para a borda Oeste da América do Sul foi observado que a espessura da crosta pode ser menor do que 60 km, estabelecida quando foi utilizado o modelo de PATTON (1978), para a região do Tibet (Ásia). Os resultados também foram comparados com os obtidos por SOUZA (1988) na região do Escudo Brasileiro.

PENNA (1993,1994) apresenta um zoneamento regional, que corresponde ao estudo comparativo entre trajetórias das ondas de superfície Rayleigh sobre a Bacia Sedimentar do Amazonas e sobre o Escudo Brasileiro. Foram pré-selecionados 23 eventos, que foram registrados nas estações sismográficas BEB e BDF, estando ambos eventos e estações localizados na América do Sul, e correspondentes a 21 trajetórias. Após aplicação de alguns critérios, foram selecionados 13 eventos, e determinados os valores das curvas de velocidade de grupo e de amplitude espectral. A técnica do filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969) foi utilizada para determinar os valores de velocidade de grupo e a amplitude espectral, no intervalo de períodos de 4 a 50 segundos. A partir da curva de velocidade de grupo foi realizado o processo de inversão ao modelo em sub-superfície. Em seguida, as medidas de atenuação foram obtidas utilizando-se as amplitudes espectrais, no mesmo intervalo de período da filtragem. Finalmente,

foi feita a inversão da atenuação, para se obter a distribuição do fator de qualidade em função da profundidade. As curvas de velocidade de grupo das ondas Rayleigh observadas foram invertidas para obtenção do modelo de velocidade das ondas cisalhantes em profundidade. As trajetórias com maior densidade de dados, como: Colômbia-Peru, Equador-BEB e Equador-BDF foram as que tiveram suas curvas de dispersão invertidas e, em seguida, determinados os coeficientes de atenuação. Com estes coeficientes, foi possível determinar os modelos de distribuição do fator de qualidade para as seguintes trajetórias: Peru-BEB, Peru-BDF e Colômbia-BDF. Valores dos coeficientes de atenuação e do fator de qualidade Q_p , foram obtidos para os modelos de melhor ajuste para as trajetórias estudadas. Os modelos de ondas cisalhantes obtidos pela inversão da curva de velocidade de grupo indicam uma espessura da crosta entre 40 e 42 km.

SANTA ROSA & ROSA (1994) determinaram valores de velocidade de grupo para as ondas de superfície de Rayleigh correspondentes ao harmônico fundamental. Foram selecionados inicialmente 116 sismos registrados na estação sismográfica de Belém (BEB), que posteriormente foram filtrados, utilizando-se dois métodos de processamento dos dados de onda de superfície. O filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969) e a janela móvel, de LANDISMAN *et al.* (1969), no intervalo de período de 20 a 100 segundos. As curvas de velocidade de grupo foram selecionadas após a verificação de que a janela móvel apresentou o maior número de bons resultados para os dados registrados na estação de BEB. Os resultados obtidos pela filtragem da janela móvel foram agrupados em dezessete curvas de velocidade de grupo médias, correspondendo a sessenta e sete trajetórias continentais, oceânicas e mistas (continental e oceânica). Dezessete curvas de velocidade de grupo médias foram ajustadas às curvas de velocidade de grupo teóricas obtidas utilizando-se diversos modelos iniciais da literatura como: ANDERSON & TOKSOZ (1963), modelo oceânico; GUTENBERG (1913), continental; DORMAN (1963), modelo oceânico 8099; BRUNE & DORMAN (1963), Canadá; DEWART & TOKSOZ (1965), Leste da Antártica; GABRIEL & KUO (1966), Índia; BLOCH (1969), África; GUMPER & POMEROY (1970), África; JAMES (1971a), região dos Andes na América do Sul; WICKENS (1971), Canadá; e PATTON (1978), Tibet na Ásia. As curvas de velocidade de grupo observadas foram invertidas utilizando-se a técnica de inversão diferencial de RUSSELL (1987). Também foram determinados os espectros dos valores médios da transformada de Fourier e os espectros de autocorrelação dos sismos estudados. Os espectros de amplitude média

e de autocorrelação para a estação sismográfica de Belém (BEB) foram comparados com os espectros das estações de símbolos BCAA, BDF, BOCO, SLR e ZOBO, todas localizadas na América do Sul e na África, dados estudados por CARDOSO *et al.* (1994). Foi apresentado também neste trabalho o levantamento de dados da literatura para a velocidade de grupo das ondas Rayleigh com trajetórias na América do Sul correspondentes às últimas duas décadas de dados de velocidade de grupo. Como conclusão, os modelos obtidos para as trajetórias continentais na placa Sul-Americana indicam descontinuidade entre 39 e 40 km de profundidade, e para as trajetórias oceânicas, em 12 km de profundidade, particularmente em trajetórias no Atlântico Sul onde se tem o maior número de curvas de velocidade de grupo. Os espectros de valores médios para a transformada de Fourier e de autocorrelação para estação de Belém, indicam baixos valores da razão sinal/ruído no intervalo de período estudado na filtragem dos sismos. Estes resultados negativos devem-se possivelmente a um problema na sua calibração.

CARDOSO *et al.* (1994) obtiveram as curvas de velocidade de grupo para as ondas de superfície Rayleigh, para o harmônico fundamental. Inicialmente foram selecionados 859 sismos registrados nas estações sismográficas de símbolos BCAA, BDF, BOCO, CAY, SLR e ZOBO. Todas estas estações fazem parte do sistema DWWSSN, SRO e GEOSCOPE. Os sismos foram registrados no intervalo dos anos 1981 a 1987, e as estações estão localizadas na América do Sul e na África. Os valores de velocidade de grupo foram obtidos utilizando-se o método de filtragem da janela móvel de LANDISMAN *et al.* (1969), no intervalo de períodos de 20 a 100 segundos. Após a filtragem, restaram 610 sismos, que apresentaram curvas de velocidade de grupo com resultados dentro dos padrões estabelecidos nos trabalhos de OLIVER (1962) para as trajetórias continentais e oceânicas das ondas de Rayleigh. Foram identificadas 695 trajetórias entre continentais, oceânicas e mistas (continentais e oceânicas) e as curvas foram agrupadas pelo critério azimutal. As curvas agrupadas correspondem ao número resultante de 60 grupos de curvas de velocidade de grupo média. As curvas de velocidade de grupo correspondentes aos grupos foram invertidas utilizando-se a técnica de inversão diferencial de RUSSELL (1987). Os modelos iniciais utilizados na inversão das curvas de velocidade de grupo foram os mesmos aplicados por SANTA ROSA & ROSA (1994). Foram obtidos modelos continentais com descontinuidade em 39 e 40 km de profundidade e para os modelos oceânicos em 12 km de profundidade.

SNOKE & JAMES (1994) definiram alguns valores de velocidade das ondas cisalhantes para as estruturas da crosta e manto superior para a região sudoeste do Brasil. Para esta região apresentaram um modelo geofísico de Leste-Oeste de 20 graus de latitude Sul e com profundidade Leste-Oeste de 800 km. Para percursos que cruzam a Bacia Sedimentar do Paraná e o Craton de São Francisco, foram invertidas as curvas de velocidades de grupo e de fase para a onda Rayleigh (harmônico fundamental e primeiro superior) e onda de Love (somente fundamental). Também foi invertida velocidade de grupo para percursos que cruzam o Pantanal, e que se estende do subAndes até a parte Oeste da Bacia Sedimentar do Paraná. Os valores de velocidade de grupo foram determinados utilizando o "Método de uma estação" para eventos rasos com epicentro na região do subAndes. Os dados do "travel time" da onda P. O Moho foi definido como estando na profundidade de 45 km e que é próximo a profundidade determinada para o eixo da Bacia Sedimentar do Paraná. No Craton, o Moho foi definido entre 40-42 km de profundidade. Foi verificado que até a profundidade de 200 km os modelos propostos para a região estudada apresentam boa resolução. Os valores de velocidades no manto superior podem ser de 1% a 2% mais baixos do que nos Cinturões Moveis, porém não são bem definidos. A velocidade do manto superior é 4% mais baixa no Pantanal.

JAMES *et al.* (1994) mostram a análise conjunta das ondas de volume e de superfície para eventos regionais e telesísmicos registrados em um arranjo de estações instalados no sudeste do Brasil (BLSP). As trajetória estudadas foram divididas em quatro grupos: o primeiro que vai do Chaco/Pantanal (regiões do Pantanal a Leste da Bolívia), cruza o Paraguai e Oeste do Brasil, o segundo corresponde a Bacia intraCratonica do Paraná, o terceiro no Cinturão Móvel Brasileiro (o qual inclui extensivas "lamproito" e "pipes de kimberlitos" do Alto Parnaíba), e o último percurso para o Craton do São Francisco. Foi observado com os percursos que cruzam o Pantanal, que a espessura da crosta vai até 37 km de profundidade. A descontinuidade crosta-manto é bem definida abaixo do arranjo, através dos valores de velocidade determinada por SNOKE & JAMES (1994). Com o "travel time" das ondas de volume e a inversão das ondas de superfície Rayleigh e de Love, foi possível determinar significativas variações de velocidade ao longo percursos que cruzam as regiões estudadas como: a região do "Pantanal" a velocidade média no manto superior é de $v_s = 4.4$ km/s e $v_p = 7.95$ km/s, com valores maiores para o manto superior. A velocidade v_s do manto na região da Bacia Sedimentar do Paraná é alta, em torno de

4.65 km/s, porém a velocidade v_s apresenta valores maiores no Cinturão Móvel e o Craton de São Francisco.

VanDeCAR & JAMES (1994) realizaram a inversão robusta do "travel time" das ondas P e S. Os registros sísmicos foram adquiridos utilizando um arranjo de onze estações de banda ampla de 3-componentes que fazem parte do projeto de sismica da litosfera do Brasil (BLSP). O objetivo deste projeto é de determinar modelos tridimensionais de subsuperfície da parte sudeste do Brasil. As trajetórias estudadas cruzam quatro principais províncias tectônicas do sudeste do Brasil: a primeira é o arco do Craton de São Francisco, a segunda é adjacente ao Cinturão Móvel do Proterozóico Brasileiro/Pan-Africano, a terceira é a Bacia intra-Cratônica do Paraná, e a quarta a Costa do Cinturão da Ribeira. Os "travel times" foram obtidos utilizando os procedimentos de multi-canais e correlação-cruzada. Em seguida foi realizada a tomografia para as regiões definidas anteriormente, os resultados indicaram os seguintes resultados: a Bacia Sedimentar do Paraná é constituída de material de alta velocidade, a interface da Bacia Sedimentar do Paraná com o Cinturão Móvel Brasileiro declina suavemente para o Oeste.

CARVALHO (1995) determinou 48 curvas de velocidade de grupo das ondas Rayleigh utilizando a técnica da janela móvel de LANDISMAN *et al.* (1969), para o intervalo de período de 17 a 85 segundos. Estas curvas foram invertidas para determinar o modelo em subsuperfície da Terra, com trajetórias cruzando o Oceano Atlântico e a Placa Sul-Americana. Como resultado para as trajetórias oceânicas obteve quatro discontinuidades que são: 14, 40, 74 e 110 km de profundidade e atribui a espessura da crosta em 40 km de profundidade. Também observou que a velocidade das ondas cisalhantes para estas trajetórias têm valor médio de 3.6 km/s e o manto superior está em torno de 20 km de profundidade. Para as trajetórias continentais cruzando a América do Sul, observou também quatro discontinuidades que são: 6, 20, 50 e 120 km de profundidade. Determinou a zona de transição entre crosta e manto em 50 km de profundidade e com valor médio das ondas cisalhantes em 4.36 km/s.

TABELA 1. RESUMO DOS TRABALHOS DA LITERATURA (continua)

Ano	Espessura da Crosta (km)	Intervalo de Período (s)	Região Estudada	Método de filtragem do sismograma	Método pelo número de estações	Número de eventos	Número de trajetória
1961	-	300-500	Chile	-	ISM	1	3
1961	50	20-45	Andes (Peru)	fil. pass. baixa.	ISM	5	5
1962	-	20-1000	Global	-	-	-	-
1971	55-60	20-120	Andes (Peru, Bolívia, Chile)	multiplicação cruzada.	2SM	10	8
1972	39	15-75	Brasil	MFT	ISM	-	-
1973,75	10	16.4-156.2	Placa de Nazca	MWA	ISM	17	78
1975	-	12-30	América do Sul	fil. pass. baixa	ISM	30	47
1975	-	15-80	Atlântico, África	-	ISM, 2SM	61	113
1977	-	20-140	América do Sul	fil. banda passante	ISM	15	-
1982	-	20-100	Atlântico, Pacífico	MWA	ISM	17	46
			Peru, Equador, Bolívia, Colômbia.	MWA	ISM		
1984	40	10-50	América do Sul	FMT	ISM	13	13
1986	-	20-100	Global	MWA	ISM, 2SM, 3SM	594	3389
1986	-	18-80	América do Sul	FMT	2SM	9	3
1987	40-55	20-70 (vel. grupo) 2.5-100 (vel. fase)	América do Sul	FMT	2SM	29	47
1988	40	10.24-36.57 (vel fase.) 15.05-36.57 (ve. grupo)	América do Sul	FMT	ISM e 2SM	2	13
1988	-	4-50	América do Sul	FMT	2SM	20	20
1989	-	4-50	América do Sul	FMT	ISM	34	44
1989	46, 43, 39	4-50	América do Sul	FMT	ISM	34	3
1991	30-39	24-39	Costa do Brasil	FMT	ISM	2	1
1991	-	10-100	Norte do Chile	FMT	ISM	-	-

TABELA 1. RESUMO DOS TRABALHOS DA LITERATURA (final)

Autor	Ano	Espessura da Crosta (km)	Intervalo de Período (s)	Região Estudada	Método de filtragem do sismograma	Método pelo número de estações	Número de eventos	Número de trajetórias
Penna <i>et al.</i>	1993	42	4-50	América do Sul	FMT	ISM	13	13
Santa Rosa <i>et al.</i>	1993	-	4-80	América do Sul	FMT	ISM	13	13
Rosa	1993	-	20-100	América do Sul	MWA	ISM	-	-
Miano	1993	-	18.2-109.9	América do Sul, Oceano Atlântico	MWA	ISM	37	37
James <i>et al.</i>	1993	40	10-100	Sudeste do Brasil	FMT	2SM	1	2
Rosa & Guerreiro	1993	-	20-100	América do Sul	MWA	ISM	32	32
Penna	1993,94	40-42	4-50	América do Sul	FMT	ISM	13	13
Cardoso <i>et al.</i>	1994	39,40 e 12	20-100	Continente Oceano	MWA	ISM	810	695
Santa Rosa & Rosa	1994	39,40 e 12	20-100	América do Sul Oceano Atlântico	FMT e MWA	ISM	116	67
Snoke & James	1994	45	4-100	Continente	FMT	ISM	-	-
James	1994	42	4-100	Continente	FMT	ISM	-	-
VanDecar & James	1994	-	4-100	Continental	FMT	ISM	-	-
Carvalho	1995	50 e 40	17-85	Contin. /Oceânica	MWA	ISM	48	48

2. MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE DE GRUPO DE ONDAS DE SUPERFÍCIE

2.1 INTRODUÇÃO AO PROCESSAMENTO DE DADOS

O processamento dos dados de ondas de superfície consiste da digitalização, condução de correções e filtragem dos registros sísmicos, para obtenção das curvas de velocidade de grupo do harmônico fundamental das ondas de Rayleigh. Neste capítulo discutimos todos os aspectos da digitalização dos registros sísmicos, em seguida descrevemos as duas técnicas de filtragem das ondas de superfície que foram utilizadas neste trabalho. Ao final, discutimos a relação entre estas duas técnicas de filtragem utilizadas.

2.2 DIGITALIZAÇÃO DOS REGISTROS ANALÓGICOS

Parte dos registros sísmológicos se encontram normalmente na forma analógica. Assim faz-se necessária inicialmente sua digitalização. A digitalização do sismograma é feita com espaçamento irregular no eixo do tempo, sendo necessária a interpolação destes valores com relação a um valor constante no respectivo eixo.

No trabalho de ROSA (1986) encontramos especificadas as etapas **a**, **b**, **c**, **d** e **e** descritas abaixo, que relatam os passos da metodologia para a digitalização dos sismogramas. As correções discutidas por JAMES & LINDE (1971) (descrevemos com mais detalhes essas correções nas seções 2-2a e 2-2b) foram utilizadas antes da interpolação. Na interpolação foi utilizada a técnica "Spline Cúbica", sendo este interpolador indicado por WIGGINS (1976) como sendo o mais adequado para sinais sísmicos. Todas as etapas da digitalização e as correções se encontram descritas abaixo na seguinte ordem:

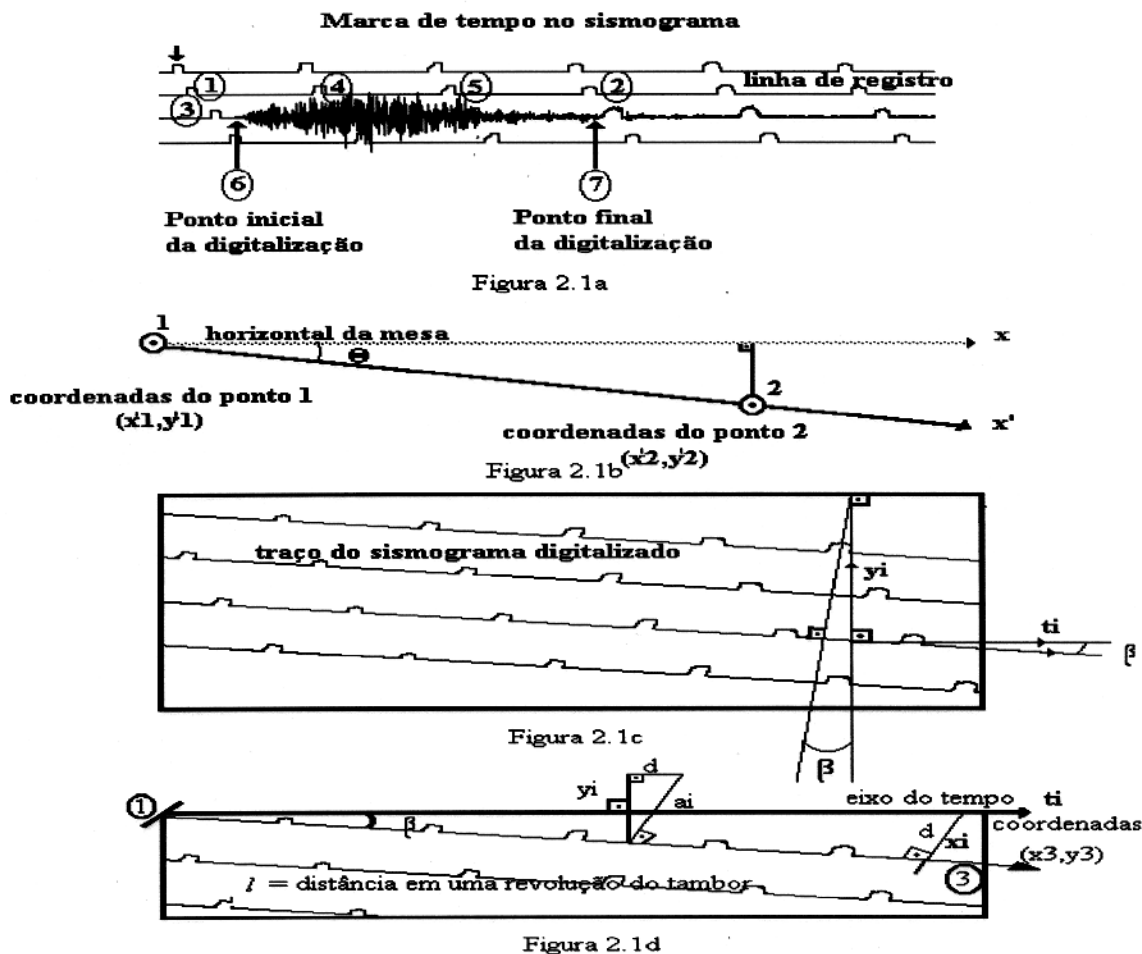
- a) Para orientação na mesa digitalizadora são digitalizados pontos de referência, pontos de (1) a (5) mostrados na Figura 2.1a.
- b) São digitalizados dois pontos (1) e (2), Figura 2.1b, para definir o ângulo de inclinação θ entre o traço do sismograma e uma linha horizontal da mesa, tendo em vista que o sismograma é

sempre posicionado inclinado em relação à mesa. Este ângulo será usado para corrigir as coordenadas (x, y) de cada ponto digitalizado.

c) O ponto (3), também mostrado na Figura 2.1d, é digitalizado para definir o ângulo β' (Figura 2.1c) entre a direção de movimentação do traço luminoso, ou pena, no papel, Figura 2.1c, e a normal ao traço do sismograma. O ângulo β' é também usado para corrigir a posição (x, y) dos pontos digitalizados.

d) Dois pontos, (4) e (5), mostrados na Figura 2.1a, são digitalizados sobre duas marcas consecutivas de minuto, que permitem converter a distância entre as duas marcas de minutos em unidades da mesa digitalizadora.

e) O ponto inicial (6) da Figura 2.1a, é digitalizado, começando assim a digitalização do sismograma, que é finalizado no ponto final (7) (Figura 2.1a)



As correções descritas por JAMES & LINDE (1971) tratam da inclinação do sismograma em relação ao eixo horizontal da mesa digitalizadora e da inclinação do traço sísmico em relação à margem do papel. Estes fatos geram incorreções nas coordenadas dos pontos amostrados. Em seguida, os itens 2-2a e 2-2b abaixo, tratam detalhadamente destas correções.

2-2a- Na primeira correção são eliminadas as eventuais inclinações existentes entre o eixo (x') e o eixo horizontal da mesa digitalizadora (x), mostrado na Figura 2.1b. Isto é realizado utilizando-se a matriz de rotação com o ângulo θ , para todos os pontos digitalizados. Em seguida, é escrita a expressão para obter o valor de θ :

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{|y_2 - y_1|}{l} \right), \quad (2.1)$$

y_1 = é a ordenada do ponto inicial da digitalização (obtida no passo e),

y_2 = é a ordenada de um ponto do traço sísmico da digitalização (obtida no passo e),

l = comprimento do traço digitalizado (Figura 2.1d).

As coordenadas em relação aos novos eixos são obtidas pelo produto escalar da matriz rotação pelo vetor de coordenadas (x_i, y_i) utilizando o ângulo θ , o que resulta nas novas coordenadas, corrigidas, de cada ponto, seguindo as expressões:

$$x'_i = x_i \cos\theta + y_i \operatorname{sen}\theta \quad (2.2)$$

$$y'_i = y_i \cos\theta - x_i \operatorname{sen}\theta$$

2-2b Esta segunda correção é devida ao fato normal do traço do sismograma não coincidir com a direção do movimento do feixe luminoso, ou do traço da pena, no papel. O efeito é um incremento provocado pelo movimento de translação do tambor em cada rotação do mesmo. Este incremento é necessário para não haver sobreposição do traço sísmico no papel. Isto resulta no fato que as linhas dos sismogramas são paralelas entre si, porém não o são em relação à borda do papel, criando um ângulo β' , mostrado na Figura 2.1d. O valor de β' é muito pequeno, logo, podemos fazer a seguinte aproximação: $\tan \beta' \cong \beta'$. Então, o valor de $d \cong y_3 - y_1$, em que y_1 e y_3 são as ordenadas dos pontos (1) e (3) da Figura 2.1d, do traço digitalizado. Assim, usando-se a aproximação citada, qualquer ponto de índice inteiro i terá suas coordenadas (x'_i, y'_i) corrigidas pelas expressões:

$$a_i = \sqrt{d^2 + y_i^2} \quad (2.3)$$

$$t_i = x_i + d$$

onde a_i e t_i são respectivamente, a amplitude e o tempo corrigidos.

Os valores de amplitude e de tempo corrigidos são então usados no processo de interpolação. O interpolador "Spline Cúbica" é aconselhável para sinais sísmicos, devido a sua quasi periodicidade segundo WIGGINS (1976), no qual a amostragem discreta se faz mais concentrada nos picos do sinal. A seguir, descrevemos o procedimento de interpolação de sismogramas digitalizados.

Seja a função $f(t)$ definida no intervalo (t_i, t_{i+1}) para $i = 1, \dots, N$. Podemos fazer aproximações de $f(t)$ em subintervalos de (t_i, t_{i+1}) para diferentes polinômios. Três principais condições têm que ser satisfeitas para definirmos a interpolação da "Spline":

- 1- A curva é cúbica por partes, isto é, os coeficientes do polinômios são diferentes em cada subintervalo de (t_i, t_{i+1}) .
- 2- A curva passa através dos pontos dados $(t_i, a_i, i = 1, \dots, N)$.
- 3- As derivadas $f'(t_i), f''(t_i)$ são contínuas nos pontos de amostragem.

A expressão para o interpolador "Spline Cúbica" é obtida através da aproximação polinomial de Lagrange quando dois pontos são dados. O interpolador é representado pela expressão abaixo,

$$a_{im}(t) = \frac{1}{h_i^3} \{ a'_i(t_i - t)^2 [(t - t_{i-1}) + h_i] + a'_{i-1}(t - t_{i-1})^2 [(t_i - t)(2 - h_i) + h_i] \}, \quad (2.4)$$

em que $h_i = t_i - t_{i-1}$ representa o intervalo entre as amostras consecutivas e $a'_i(t_i)$ é a inclinação média ponderada, obtida a partir da média das inclinações m_i das linhas retas conectadas por pontos amostrais. Então, a expressão para $a'_i(t_i)$ é definida como:

$$a'_i(t_i) = \frac{w_i m_i + w_{i+1} m_{i+1}}{w_i + w_{i+1}},$$

sendo

$$m_i = \frac{a_i(t) - a_{i-1}(t)}{t_i - t_{i-1}},$$

e $\alpha_i(t_i)$ é o valor da amostra na posição $t = t_i$. O valor de w_i , que funciona como um peso de $\alpha_i(t_i)$, é definido na expressão

$$w_i = \frac{1}{(\max |m_i| + \varepsilon)},$$

em que ε é um número muito pequeno comparado com m_i , que é usado quando o valor máximo $m_i = 0$.

2.3 CORREÇÃO INSTRUMENTAL

Os traços dos registros sísmicos das estações sismográficas são o resultado da convolução do movimento do solo com a função transferência dos sismógrafos. Então definiremos de forma genérica $x(t)$ como o movimento do solo e ϕ o movimento do galvanômetro. HAGIWARA (1958), define a equação diferencial que relaciona os valores de x e ϕ , da seguinte forma:

$$\frac{d^4 \phi}{dt^4} + m \frac{d^3 \phi}{dt^3} + n \frac{d^2 \phi}{dt^2} + o \frac{d\phi}{dt} + p\phi = -q \frac{d^3 x}{dt^3} \quad (2.5)$$

as constantes m, n, o, p e q são dependentes dos parâmetros do sismômetro e do galvanômetro. A equação (2.5) leva em consideração apenas o harmônico fundamental e tem para solução as equações descritas em (2.6):

$$x = x_m e^{i\alpha} e^{i\omega t} \quad (2.6)$$

$$\phi = \phi_m e^{i\beta} e^{i\omega t}$$

Estas equações se aplicam ao caso estacionário. ϕ_m é a amplitude do sinal que sai do galvanômetro e β é o ângulo de fase (radianos). x_m é a amplitude do deslocamento do solo e α é a fase do deslocamento, expressa em radianos. Substituindo-se as equações (2.6) e suas derivadas na equação (2.5), determinamos a expressão:

$$\frac{\phi_m e^{i(\beta-\alpha)}}{x_m} = \frac{i\omega^3 q}{\omega^4 - i\omega^3 m - \omega^2 n + i\omega o + p} \quad (2.7)$$

Da equação (2.7), definimos a razão entre amplitudes $\left(\frac{\phi_m}{x_m}\right)$ e entre as fases $e^{i(\beta-\alpha)}$, que podemos representar por $\tan(\beta - \alpha)$. A equação (2.7) se encontra no domínio complexo, então definiremos as razões de amplitude e fase em termos da parte real e da parte imaginária (R_f, I_f) ,

$$\frac{\phi_m}{x_m} = \frac{q}{\eta_1} f(h_1, h_2, \vartheta, \sigma, \vartheta_1) \quad \text{e} \quad \tan(\beta - \alpha) = \frac{I_f}{R_f} \quad (2.7a)$$

sendo $f(h_1, h_2, \vartheta, \sigma, \vartheta_1) = \frac{\vartheta_1}{\sqrt{I_f^2 + R_f^2}}$ para $\eta_1 = \sqrt{\frac{v}{\kappa}}$, então os valores de I_f e de R_f , são

dados por:

$$I_f = \left[1 - \left\{ (1 + 1/\vartheta^2) + 4 h_1 h_2 1/\vartheta^2 (1 - \sigma^2) \right\} \vartheta_1^2 + (1/\vartheta^2) \vartheta_1^4 \right]$$

e

$$R_f = \left[-2(h_1 + 1/\vartheta h_2) \vartheta_1 + 2(h_1/\vartheta + h_2) \vartheta_1^3 / \vartheta \right],$$

os valores de todos os parâmetros das equações se encontram definidos abaixo:

h_1 = constante de amortecimento do sismômetro,

h_2 = constante de amortecimento do galvanômetro,

T_1 = período do sismômetro,

T_2 = período do galvanômetro,

T_w = período natural do solo,

$$\vartheta = \frac{T_2}{T_1},$$

$$\vartheta_1 = \frac{T_w}{T_1},$$

q = constante relacionada com a massa do pêndulo,

σ^2 = fator de acoplamento (entre sismômetro e galvanômetro),

$\kappa =$ é o momento de inércia do pêndulo sobre o eixo de rotação do pêndulo,

$\nu =$ é o coeficiente da força restitutiva do galvanômetro.

Em um sistema de registros analógico, do tipo empregado pelas estações do sistema WWSSN, o movimento do galvanômetro é amplificado no sistema de registradores que usam o tambor para prender o papel onde vai ser registrado o traço sísmico.

No sistema óptico de registro, pode-se observar a deflexão no foco de luz no registro do tambor. É dada pela relação abaixo:

$$y_m = L \phi_m,$$

em que y_m é a amplitude do sismograma, registrada no tambor, L é o comprimento do desvio óptico, que é duas vezes a distância entre o espelho do galvanômetro e o registro no tambor. Então, substituindo-se o valor de ϕ_m da expressão acima na equação (2.7a), determinamos as expressões abaixo,

$$\frac{y_m}{x_m} = \frac{qL}{\eta_1} f(h_1, h_2, \vartheta, \sigma, \vartheta_1) \quad \text{e} \quad Q = \frac{qL}{\eta_1} \quad (2.8)$$
$$x_m = \frac{y_m}{Q f(h_1, h_2, \vartheta, \sigma, \vartheta_1)}$$

em que f representa a amplitude característica e $(\beta - \alpha)$ as fases características do sismógrafo na equação (2.7). A razão $\frac{y_m}{x_m}$ é chamada de magnificação do sismógrafo.

Para corrigir os registros do sistema WWSSN são necessárias as seguintes informações: O período do sismômetro, o período do galvanômetro e a magnificação MAG. O valor de MAG é o pico da magnificação, isto ocorre quando o valor de f é máximo, f_{max} , então pela equação (2.8) $Q = \left(\frac{MAG}{f_{max}} \right)$. Substituindo-se o valor de Q na equação (2.8), ficamos com a seguinte expressão:

$$x_m = \frac{y_m f_{max}}{MAG f(h_1, h_2, \vartheta, \sigma, \vartheta_1)}, \quad (2.9)$$

que é a equação da amplitude corrigida.

No trabalho de CHANDRA (1970) encontramos a equação que fornece os valores de amplitudes que serão utilizados para correção do instrumento. O trabalho de CHANDRA (1970)

baseia-se nas expressões teóricas para sismógrafo eletromagnético desenvolvidas por KISSLINGER (1967). A amplitude do instrumento (A_{ins}) é dada pela expressão como segue

$$A_{ins}(\omega) = \frac{m\omega^3}{\left\{ \left[(\omega^2 - \omega_n^2)(\omega^2 - \omega_{n1}^2) - 4\xi\xi_1\omega_n\omega_{n1}(1 - \sigma^2)\omega^2 \right]^2 + 4\omega^2 \left[\xi_1\omega_1(\omega_n^2 - \omega^2) + \xi\omega_n(\omega_{n1}^2 - \omega^2) \right]^2 \right\}^{1/2}}, \quad (2.10).$$

em que

$\omega_n = 2\pi/T_n$, frequência circular do sismômetro e T_n é o período do sismômetro,

$\omega_{n1} = 2\pi/T_2$, frequência circular para o galvanômetro, onde T_2 é o período do galvanômetro,

ξ, ξ_1 = são as constantes eletromagnéticas do sismômetro e do galvanômetro,

σ^2 = fator de acoplamento entre sismômetro e galvanômetro,

m = constante normalizada apropriada para o pico de magnificação de um sismógrafo individual,

ω = frequência circular natural do sistema.

Os valores das constantes são tabelados de acordo com os picos de magnificação, sendo o valor de $m = MAG/Max$. Substituindo este valor na expressão (2.10), obtemos

$$(Max)^2 = \frac{m\omega^3}{\left\{ \left[(\omega^2 - \omega_n^2)(\omega^2 - \omega_{n1}^2) - 4\xi\xi_1\omega_n\omega_{n1}(1 - \sigma^2)\omega^2 \right]^2 + 4\omega^2 \left[\xi_1\omega_1(\omega_n^2 - \omega^2) + \xi\omega_n(\omega_{n1}^2 - \omega^2) \right]^2 \right\}^{1/2}_{max}} \quad (2.11).$$

o valor de Max , corresponde ao valor de amplitude máximo da função instrumento.

Os valores das amplitudes determinadas pela equação (2.9) de HAGIWARA (1958) e pela equação (2.10) de CHANDRA (1970) são utilizados na correção do instrumento. PUJOL (1982) descreve que existe uma pequena diferença, da ordem de 1%, quando aplicamos a correção de amplitude, utilizando as equações de HAGIWARA (1958) e CHANDRA (1970).

Sobre a correção da fase do movimento do solo, que também é discutida por AKI & RICHARDS (1980): a fase obtida utilizando a equação de HAGIWARA (1958) pode ser corrigida adicionando-se o valor de π . Como foi convencionado, o movimento do galvanômetro é para cima quando o movimento do solo for para cima também. Então, podemos escrever a equação da fase corrigida para o movimento do solo como sendo

$$\alpha = \beta - \arctan \left(\frac{I_f}{R_f} \right) - \pi, \quad (2.12)$$

sendo α a fase do deslocamento em radianos; β é a fase do galvanômetro em radianos. Os valores de I_f e R_f foram descritos anteriormente como parte imaginária e real da função característica do sismógrafo, $f(h_1, h_2, \nu, \sigma, \nu_1)$, (equação 2.7).

As respectivas equações de correção de amplitude (2.9) e (2.11), (2.12) e de fase de HAGIWARA (1958) e de CHANDRA (1970), serão utilizadas, com a técnica de filtragem da janela móvel de LANDISMAN *et al.* (1969) e a técnica do filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969). Ambas técnicas de filtragem serão em seguida estudadas nas seções 2.4 e 2.5.

2.4 TÉCNICA DA JANELA MÓVEL NO TEMPO

Nesta seção apresentamos a técnica de filtragem da janela móvel no tempo, que tem como objetivo separar as informações dos harmônicos que compõem a observação das ondas de superfície de Rayleigh. A separação consiste em obter a curva de velocidade de grupo do harmônico fundamental e as amplitudes espectrais correspondentes.

Um filtro variável no tempo pode ser usado para atenuar os harmônicos superiores e a interferência de propagação das ondas de múltiplas trajetórias. Tal filtro foi primeiro aplicado para dados de onda de superfície por PILANT & KNOPOFF (1964) e discutido por LANDISMAN *et al.* (1969). Como aplicações temos os trabalhos de FORSYTH (1973), SUAREZ (1982), ROSA (1986), ROSA & AKI (1991), ROSA & GUERREIRO (1993), MIANO & ROSA (1993), SANTA ROSA & ROSA (1994) e CARDOSO *et al.* (1994). O trabalho básico utilizado para o desenvolvimento do filtro é o de LANDISMAN *et al.* (1969), que trata das propriedades do filtro. Um fluxograma incluído na subseção 2-4.1 descreve os passos utilizados no procedimento da análise da janela móvel.

O problema da largura do filtro no domínio do tempo está relacionado com os efeitos combinados do truncamento do sismograma pela função $W(t)$ e a operação pela função modulante $q(t)$. O truncamento é efetivamente realizado pela especificação dos limites finitos de integração na integral de Fourier (equação 2.13 abaixo).

O espectro do sinal sísmico é representado por um sinal monocromático escrito como:

$$F(\omega) = \int_{-1/2 PT}^{1/2 PT} q(t) \cos(\omega_n t) e^{-i\omega t} dt \quad (2.13)$$

sendo:

T = período considerado,

$\omega_n = \frac{2\pi}{T_n}$: frequência do sinal monocromático,

$\omega = \frac{2\pi}{T}$: frequência da análise,

P = comprimento da janela em unidade de período analisado,

$q(t)$ = função janela simétrica no intervalo $-0.5 PT < t < 0.5 PT$.

Podemos escrever a equação anterior como:

$$F(\omega) = \int_{-1/2 PT}^{1/2 PT} q(t) \cos \omega_n t \cos \omega t dt + i \int_{-1/2 PT}^{1/2 PT} q(t) \cos \omega_n t \operatorname{sen} \omega t dt. \quad (2.14)$$

A segunda parcela desta soma é zero pois temos o produto de duas funções que resulta em uma função ímpar. A integral de uma função ímpar em um intervalo simétrico é nula. Como representação do sinal janelado e modulado no domínio da frequência, temos

$$F(\omega) = \int_{-1/2 PT}^{1/2 PT} q(t) \cos \omega_n t \cos \omega t dt. \quad (2.15)$$

Observe que o intervalo de integração é igual ao comprimento da janela, e também igual ao produto do fator P pelo período selecionado na análise, T .

Nos estudos de LANDISMAN *et al.* (1969), foram testadas três funções modulantes $q(t)$.

As três funções estudadas são:

$$q(t) = 1$$

$$q(t) = \cos \left(\frac{\pi t}{PT} \right) \quad (2.16)$$

$$q(t) = \cos^2 \left(\frac{\pi t}{PT} \right)$$

Para estas três funções foram realizados testes com larguras diferentes das janelas, com os respectivos valores do parâmetro P de : 3 , 4.5 e 6. No resultado dos testes, as amplitudes relativas (F/F_{max}) são dadas em decibel (dB) em função do período relativo (T/T_n) . O estudo com respeito à resolução das componentes adjacentes ao lobo principal é dado pela largura de $q(t)$. A função modulante \cos^2 é a mais larga, sendo medianamente larga a função \cos , e mais estreita a função unitária. Foi observado que o ruído diminui quando a amplitude máxima nas vizinhanças do lobo principal decai rapidamente em ambos os lados. As envoltórias dos picos decaem com o crescimento do período. Para a função modulante \cos^2 o decaimento é de 40 dB com P^2 , para a função modulante *coseno* o decaimento é de 20 dB com P . Os valores das amplitudes espectrais para as respectivas funções modulantes são:

$$\begin{aligned}
 F_1(\omega, P) &= \frac{P}{\omega} \left[\frac{\text{sen}(\frac{\omega_n - \omega}{\omega} P \pi)}{\frac{\omega_n - \omega}{\omega} P} + \frac{\text{sen}(\frac{\omega_n + \omega}{\omega} P \pi)}{\frac{\omega_n + \omega}{\omega} P} \right] \\
 F_2(\omega, P) &= \frac{P}{2\omega} \left[\frac{\cos(\frac{\omega_n - \omega}{\omega} P \pi)}{(\frac{\omega_n - \omega}{\omega} P - 1/2)(\frac{\omega_n - \omega}{\omega} P + 1/2)} + \frac{\cos(\frac{\omega_n + \omega}{\omega} P \pi)}{(\frac{\omega_n + \omega}{\omega} P - 1/2)(\frac{\omega_n + \omega}{\omega} P + 1/2)} \right] \\
 F_3(\omega, P) &= \frac{P}{2\omega} \left[\frac{\text{sen}(\frac{\omega_n - \omega}{\omega} P \pi)}{(\frac{\omega_n - \omega}{\omega} P)(\frac{\omega_n - \omega}{\omega} P - 1)(\frac{\omega_n - \omega}{\omega} P + 1)} + \frac{\text{sen}(\frac{\omega_n + \omega}{\omega} P \pi)}{(\frac{\omega_n + \omega}{\omega} P)(\frac{\omega_n + \omega}{\omega} P - 1)(\frac{\omega_n + \omega}{\omega} P + 1)} \right]
 \end{aligned} \tag{2.17}$$

Foi verificado para as três funções modulantes que utilizando os valores de período menores do que T_n , que as amplitudes nos lobos laterais decaem os seus valores em relação aos valores do lobo principal. Os valores dos espectros das funções modulantes F_1 , F_2 e F_3 são determinados de forma assintótica quando o valor do limite $(\lim_{\omega \rightarrow \infty})$ e o valor do parâmetro P é mudado para se obter o valor ideal:

$$\begin{aligned}
 F_1(\omega, P) &= 1/\omega \\
 F_2(\omega, P) &= \frac{\omega}{\omega(\omega + 1/2)(\omega - 1/2)} \\
 F_3(\omega, P) &= \frac{1}{\omega(\omega + 1)(\omega - 1)}
 \end{aligned} \tag{2.18}$$

Foi observado também que a resposta do pico para todos os três lobos principais é ligeiramente deslocada na direção de períodos longos. É possível uma avaliação determinando-se as suas respectivas derivadas em relação a ω :

$$\left. \frac{dF_i(\omega, P)}{d\omega} \right|_{\omega=\omega_n} \quad (2.19)$$

os resultados das derivadas apresentados são negativos, indicando que o valor de ω associado com o máximo do lobo principal está situado nas frequências menores do que ω_n , ou seja, encontra-se deslocado de fase. O sinal monocromático que tiver um deslocamento de fase com relação ao centro da janela não afeta substancialmente os resultados derivados no caso em que a defasagem for nula. Então, os máximos dos lobos principais são encontrados através de avaliações numéricas das três funções modulantes. A perturbação relativa no período para cada harmônico é função da largura da janela, P .

Os valores das amplitudes espectrais, embora diferentes de seus valores verdadeiros, ou seja, sem a defasagem de fase, não perdem a propriedade de que o máximo é deslocado para os períodos longos. Ou seja, os valores de amplitudes que pertencem ao intervalo que contem a amplitude máxima (ω, ω_n), possui no sismograma um tempo τ_n , que é usado para calcular a velocidade de grupo.

2.4.1 FLUXOGRAMA DA TÉCNICA DA JANELA MÓVEL

O fluxograma descreve a análise do truncamento e a seleção de uma porção do sismograma, pela multiplicação por uma função modulante que tem como objetivo eliminar a contaminação do sinal por baixas frequências presentes no mesmo. Na fase final da aplicação da técnica, é necessário o cálculo da transformada de Fourier do sinal preparado e, em seguida, são determinadas as amplitudes e fases do sinal para cada valor de período analisado. Nesta última etapa é removido o efeito instrumental do sinal original. As etapas são descritas abaixo:

- 1- O sismograma $f(t)$.
- 2- Avaliação dos parâmetros da janela retangular,

- definição do tempo $\tau_l = \frac{r}{U_l}$ (r é a distância epicentral , $l =$ índice que controla o número de velocidades de grupo U para cada período analisado).

- definição da janela retangular

$$W(t) = \begin{cases} 1 & , \quad \tau_l - 0.5 P T_k < t < \tau_l + 0.5 P T_k \\ 0 & , \quad \forall t \text{ fora do intervalo.} \end{cases}$$

O índice k corresponde ao número de períodos a serem analisados pelo filtro, P , sendo um parâmetro a determinar.

3- Multiplicação da janela pelo sismograma,

$$S(t) = f(t) \cdot W(t).$$

4- A raiz quadrada da função modulante $q_p(t)$ é $p(t)$. A função é avaliada para o parâmetro P ,

$$p(t) = \sqrt{q_p(t)}.$$

5- Remoção da média e da tendência linear do sismograma pelo método dos mínimos quadrados (reduzindo o nível dc a zero), introduzidas pela multiplicação do sinal da janela retangular,

$$S(t) \rightarrow \overline{S(t)}.$$

6- Multiplicação do sinal pela raiz quadrada $p(t)$ da função modulante $q(t)$,

$$e(t) = \overline{S(t)} p(t).$$

7- Remoção da média e da tendência linear introduzida pela modulação,

$$e(t) \rightarrow \overline{e(t)}.$$

8- Multiplicação pela raiz quadrada da função modulante,

$$h(t) = \overline{e(t)} p(t).$$

9- Transformada de Fourier,

$$F_{l,k} = \int_{-\frac{1}{2} P T_k}^{\frac{1}{2} P T_k} h(t) e^{-i 2 \pi p \frac{t}{T_k}} dt.$$

10- Avaliação da amplitude e da fase, Amplitude $A_{lk} = |F_{lk}|$, fase $Ph_{l,k} = \tan^{-1} \left[\frac{I_m(F_{l,k})}{\text{Re}(F_{l,k})} \right]$.

Nesta etapa é realizada a correção do efeito do instrumento. Os valores de amplitude determinados estão correlacionados com o tempo correspondente à velocidade de grupo. Para cada período são repetidos os passos de 2 a 10.

2.5 TÉCNICA DO FILTRO MÚLTIPLO

Os trabalhos utilizados para o desenvolvimento do filtro são DZIEWONSKI *et al.* (1969) e HERRMANN (1973), que tratam diretamente sobre as propriedades do filtro, bem como das suas limitações e forma de uso. Algumas aplicações foram realizadas por SANTA ROSA & LEITE (1988), SANTA ROSA (1989), SANTA ROSA & LEITE (1989), PENNA *et al.* (1993) e SANTA ROSA & ROSA (1994). O registro é transformado do domínio da frequência para o domínio do tempo, pela expressão

$$f(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega) e^{-i \omega t} d\omega, \quad (2.20)$$

sendo $|F(\omega)|$ o espectro de amplitude do sinal em propagação, tendo sido retirado o efeito da fonte, ficando apenas o efeito do meio. A velocidade de propagação de uma onda monocromática de frequência angular ω é obtida a partir da condição de propagação $\omega t - \kappa(\omega) r = \text{constante}$, sendo $r =$ distância epicentral e $k(\omega)$ como o número de onda. Derivando-se em relação a t , temos

$$\omega - \kappa(\omega) \left(\frac{dr}{dt} \right) = 0. \quad (2.21)$$

A velocidade de fase é definida a partir da equação (2.21): $c(\omega) = \frac{dr}{dt} = \frac{\omega}{\kappa(\omega)}$.

A velocidade de grupo é obtida avaliando-se a expressão (2.20) e para intervalos definidos ao redor da frequência ω_n , que corresponde à velocidade de propagação simultânea das fases no intervalo $(\omega_n - \varepsilon, \omega_n + \varepsilon)$. Derivando-se a equação (2.21) em relação a $\kappa(\omega)$, obtém-se a

velocidade de grupo dada por $U(\omega) = \frac{d\omega}{d\kappa(\omega)}$. Podemos reescrever a equação anterior como

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{d\kappa} \quad (2.22)$$

O deslocamento do solo é representado pela combinação dos efeitos dos $(m+1)$ harmônicos e expresso na equação abaixo,

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \sum_{j=0}^m \int_{-\infty}^{+\infty} |F_j(\omega)| e^{i(\omega t - \kappa_j r)} d\omega. \quad (2.23)$$

O filtro Gaussiano é simétrico em relação ao ponto central, ω_n , é um filtro banda passante, ou seja, que tem a seguinte expressão:

$$H_n(\omega - \omega_n) = \begin{cases} e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2}, & |\omega| < \omega_c \\ 0 & , |\omega| > \omega_c \end{cases} \quad (2.24)$$

Então, o filtro múltiplo corresponde a uma janela espectral assimétrica, cuja largura é controlada por α = parâmetro do filtro e ω_c = largura da janela de corte do filtro. Aplicando-se o filtro na representação (2.23), temos que $f(t)$ muda para a forma $h(t)$, que é o sinal filtrado e, para sinais multimodais, chegamos à expressão complexa:

$$h(t) = \frac{\omega_n}{2\pi} \sqrt{\frac{\pi}{\alpha}} \sum_{j=1}^M |F_j(\omega)| e^{i(\omega_n t - \kappa_{nj} r)} e^{-\frac{\omega_n^2}{4\alpha} \left(t - \frac{r}{U_{nj}} \right)^2} \quad (2.25)$$

A finalidade do filtro é recuperar as amplitudes espectrais de cada harmônico, bem como as velocidades de grupo para cada frequência. A amplitude de $h(t)$, dá o envelope (onde cada harmônico contribui com um máximo) a partir da qual se extrai o valor de velocidade de grupo da amplitude espectral. As frequências ω_n são devidamente selecionadas, e o parâmetro α do filtro é estudado com o objetivo de aumentar a resolução, segundo BHATTACHARYA (1981). O número de onda para o j -ésimo harmônico é k_{nj} e a velocidade de grupo para o j -ésimo harmônico é U_{nj} .

2.5.1 Fluxograma da técnica do filtro múltiplo

O processamento é realizado com a seqüência de etapas: correções da tendência linear, do nível dc, do espalhamento geométrico, cálculo da transformada de Fourier do sismograma e deconvolução do efeito do instrumento. Finalmente, aplicamos ao sinal corrigido o filtro múltiplo de HERRMANN (1973). Todas as etapas formam a seqüência:

- 1- Digitalização do sismograma $f(t)$ e interpolação para dt constante.

2- Correção da tendência linear.

Então podemos determinar os coeficientes de uma reta $y_i = a + b i \Delta t$, que melhor ajusta-se aos dados observados,

$$a = \frac{\sum y_i \sum i^2 - \sum i \sum i y_i}{N \sum i^2 - (\sum i)^2} \quad \text{e} \quad b = \frac{N \sum i y_i - \sum i \sum y_i}{N \sum i^2 - (\sum i)^2},$$

onde

$$i = 1, 2, \dots, N-1$$

y_i = Amplitude das observações,

N = Número de observação,

Δt = espaçamento de tempo constante.

O nível dc é corrigido de forma simples, apenas calculando a média aritmética dos valores de amplitude, dada pela expressão:

$$dc = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N y_j.$$

O espalhamento geométrico é uma correção necessária devido a diferentes distâncias epicentrais quando um evento sísmico é registrado por diferentes estações sismográficas, sendo possível reduzir este efeito corrigindo os sismogramas para uma mesma distância de referência r_d . O valor médio das distâncias é utilizado na expressão abaixo:

$$|f(t)| = |f_o(t)| \sqrt{\frac{r}{r_d}}$$

onde:

$|f(t)|$ = amplitude corrigida,

$|f_o(t)|$ = amplitude observada.

3- Em seguida, é realizada a complementação da série temporal, de modo que o número de pontos N obedeça à regra $N = 2^n$, onde n é um inteiro. Então, é calculada a transformada de Fourier direta aplicando-se a técnica da FFT (Fast Fourier Transform). Finalmente, o valor da transformada é multiplicado por um fator de escala.

$$f_o(t) \rightarrow F_o(\omega).$$

4- Com a transformada de Fourier obtemos, no domínio da frequência, o espectro do sismograma $F_o(\omega)$ decomposto em amplitude e fase. A deconvolução do efeito do instrumento é possível utilizando-se a função $H(\omega)$, que é a inversa da função transferência do instrumento,

$$\bar{F}_o(\omega) = H(\omega) F_o(\omega).$$

5- As frequências do espectro de Fourier $\omega_i = n 2 \frac{\pi}{T_i}$, são determinadas. O vetor de frequências centrais ω_n do filtro é calculado de forma que o quociente seja constante entre as frequências adjacentes $\omega_n = k\omega_{n-1}$. Assim sendo, não haverá coincidência entre os harmônicos da FFT e os do filtro $\omega_i \neq \omega_n$, então procura-se selecionar as frequências de Fourier mais próximas possíveis das frequências centrais definidas para representar os valores.

6- O filtro Gaussiano tem a banda relativamente constante, e pode ser expresso como:

$$H_n(\omega - \omega_n) = \begin{cases} 0 & , \omega < (1-b)\omega_n \\ e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n}\right)^2} & , (1-b)\omega_n < \omega < (1+b)\omega_n \\ 0 & , \omega > (1+b)\omega_n. \end{cases}$$

Os valores dos parâmetros B e b, são definidos pela expressão abaixo,

$$B = \ln \left| \frac{H_n(\omega_n)}{H_n(\omega_{e,n})} \right| = \ln \left| \frac{H_n(\omega_n)}{H_n(\omega_{u,n})} \right|, \quad \alpha = 16\pi, \quad b = 0.25 \quad \text{e} \quad B = 3.15. \quad \text{Então, o valor inferior da}$$

banda é $\omega_{e,n} = (1-b)\omega_n$, e o valor superior é $\omega_{u,n} = (1+b)\omega_n$.

7- Multiplicação da janela spectral $H_n(\omega)$ pelo espectro do sinal $\bar{F}_o(\omega)$. Podemos escrever o espectro do sismograma filtrado como:

$$F_n(\omega) = \bar{F}_o(\omega) \cdot H_n(\omega).$$

8- Aplicando a transformação inversa do sinal filtrado, $F_n(\omega)$, determinam-se as componentes em quadratura, $q_n(t)$ e em fase, $\bar{h}_n(t)$ logo:

$$\mathfrak{F}^{-1}\{F_n(\omega)\} = \bar{h}_n(t) + i q_n(t).$$

Então, os valores de amplitude e de fase instantâneas podem ser escritos como:

$$h_n(t) = |\bar{h}_n^2(t) + q_n^2(t)|^{1/2} \quad \text{e} \quad \text{Ph}_n = \tan^{-1} \left| \frac{q_n(t)}{\bar{h}_n(t)} \right|.$$

9- Em seguida, é aplicado um algoritmo de procura dos valores máximos de amplitude $h_n(t)$, que formam a envelope para os valores de t_n e o valor de velocidade de grupo pela equação

$$U_n = r/t_n. \quad \text{A distância mínima entre dois harmônicos é dada por } t_d = T_n \sqrt{\frac{\alpha}{\pi}} = 4 T_n. \quad \text{Os}$$

valores das amplitudes são determinados pela relação:

$$h_n = h(T_n, U_n) = 4 T_n h_n(t_{max}) \quad ; \quad \text{sendo } t_n = t_{max} = r/U_n.$$

Os passos de (5) a (9) são todos repetidos até que se tenham todos os valores de velocidade de grupo versus período. Os valores das frequências centrais são designados por ω_n . Os valores das amplitudes espectrais dos harmônicos são também recuperados no processo.

10- A transformada de Fourier do sismograma é plotada e também é plotado o espectro de amplitude observado e a curva de velocidade de grupo.

2.6 RELAÇÕES ENTRE AS TÉCNICAS DE FILTRAGEM PARA DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE DE GRUPO

Nesta seção comparamos o filtro variável no tempo de LANDISMAN *et al.* (1969) e a técnica do filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969). Esta abordagem se encontra tratada por RUSSELL *et al.* (1988).

Nos estudos de ondas de superfície, o objetivo é processar o sismograma $f(t)$, que é uma onda de superfície no tempo histórico da onda, por uma série de convoluções de filtros desenhados para isolar o harmônico fundamental. A maior parte dos filtros de ondas de superfície pode ser expressa pelas seguintes relações:

$$\psi(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P_j(\omega) W_r(\omega) F(\omega) e^{i\omega t} d\omega, \quad (2.26)$$

$$h(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega - \omega_n) \Psi(\omega) e^{i\omega t} d\omega, \quad (2.27)$$

$$f_j(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P_j^{-1}(\omega) \Psi(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (2.28)$$

$h(t)$ = transformada de Fourier de $\psi(t)$ filtrado,

$\psi(t)$ = função pseudo-autocorrelação,

$\Psi(\omega)$ = transformada de Fourier de $\psi(t)$,

$$F(\omega) = \sum_j |F_j(\omega)| e^{-ik_j(\omega)r} + N(\omega), \quad (2.29)$$

Na equação (2.30), analizaremos o caso particular para o filtro de empilhamento de fase

$$P_j(\omega) = e^{i\bar{k}_j(\omega)r} \equiv 1 \quad \text{e} \quad P_j^{-1}(\omega) = e^{-i\bar{k}_j(\omega)r} \equiv 1. \quad (2.30)$$

Em seguida, descrevemos cada uma das expressões citadas anteriormente: $F(\omega)$ é o espectro do sismograma e composto da soma dos harmônicos normais e da componente $N(\omega)$, que corresponde à parte aleatória do espectro, ou seja, a sinais de multi-trajetórias, eventos interferentes e ruídos inerentes. Se considerarmos que os filtros isolam o j -ésimo harmônico, $|F_j(\omega)|$ é a amplitude do espectro F_j e k_j é o número de onda fixo, com o entendimento de que o espectro pode conter os efeitos da fonte e do meio por onde a onda se propaga. $W_r(t, \omega)$, a janela variável no tempo, é usada para isolar os harmônicos de interesse e para melhorar a razão sinal/ruído, é simétrica na posição τ no domínio do tempo com largura controlada por uma frequência ω . A função $H(\omega - \omega_n)$, representa o filtro de correlação, usado para isolar, no espectro do sismograma, a energia de propagação do harmônico fundamental. A função $P_j(\omega)$ representa o filtro de empilhamento de fase de RUSSELL *et al.* (1988).

Caso 1: Filtro múltiplo. Na equação (2.26) para o filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969). Neste caso assumimos,

$$P_j(\omega) \equiv 1$$

$$W_r(\omega) \equiv 1,$$

substituindo-se os valores nas expressões (2.26 e 2.28):

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (2.31)$$

$$\psi(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \Rightarrow \Psi(\omega) = F(\omega),$$

então o espectro do sinal é substituído ($\Psi(\omega) = F(\omega)$) na equação (2.27), de modo que obtemos o sinal filtrado $h(t)$ no intervalo $(\omega_n - \varepsilon, \omega_n + \varepsilon)$, onde se determina a velocidade de grupo pela fórmula abaixo:

$$h(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{\omega_n - \varepsilon}^{\omega_n + \varepsilon} H(\omega - \omega_n) F(\omega) e^{i\omega t} d\omega,$$

que é o filtro múltiplo para análise em ω_n (frequência central). O filtro banda passante $H(\omega - \omega_n)$ é representado pela função Gaussiana de banda limitada, simétrica sobre ω_n . A simetria sobre a frequência positiva torna o sinal filtrado $h(t)$ uma função complexa. Nos módulos máximos são determinados os valores de velocidade de grupo para cada harmônico. HERRMANN (1973) mostra que as mesmas aproximações para o espectro de amplitude e para o espectro de fase do j -ésimo harmônico, segundo a largura de $H(\omega - \omega_n)$, são escritas na forma:

$$h(t) = \frac{\omega_n}{2\pi} \sqrt{\frac{\pi}{\alpha}} \sum_j |F_j(\omega)| e^{i(\omega_n t - \kappa_j(\omega_n) r)} e^{-\frac{\omega_n^2}{4\alpha} (t - \frac{r}{U_n})^2} \quad (2.32)$$

onde α é a constante que controla a largura da janela do filtro Gaussiano, e $t_j = \frac{r}{U_j}$ é a velocidade de grupo do j-ésimo harmônico. Esta equação determina o j-ésimo harmônico se ele é ligeiramente suave.

Caso 2: Filtro variável no tempo. As condições para o filtro variável no tempo (LANDISMAN *et al.* 1969) são:

$$P_j(\omega) \equiv 1$$

$$W_r(t, \omega) \equiv W_{t_j}(\omega),$$

substituindo-se esses valores na equação (2.26), temos

$$\psi(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} W_{t_j}(t, \omega) F(\omega) e^{i\omega t} d\omega.$$

A expressão $\psi(t) = W_{t_j}(t, \omega) f_j(t)$ representa a função de pseudo-autocorrelação do sismograma com a janela. Logo, o tempo $t_j(\omega)$ é utilizado para determinar a velocidade de grupo, e também é utilizado para definir a janela W_r que trunca o sismograma. A função W_r é simetricamente centrada e a sua largura corresponde a um múltiplo do período selecionado para a filtragem. Portanto, $\psi(t)$ pode conter somente energia associada ao harmônico de interesse e assim, será equivalente a ter o sinal no domínio do tempo para o harmônico isolado. Esta técnica corresponde a janela móvel no tempo descrita na seção 2.4.

RUSSELL *et al.* (1988) descreve tanto a janela móvel no tempo como o filtro múltiplo. Para os eventos sísmicos processados neste trabalho a primeira técnica apresenta um melhor desempenho no isolamento das ondas de superfície, para o harmônico fundamental.

3. MODELAGEM DIRETA

3.1 INTRODUÇÃO

Neste estudo, tratamos de responder a duas perguntas básicas relacionadas às ondas de superfície Rayleigh. A primeira, como obter os valores de velocidade de grupo $U(t)$ a partir de um modelo pré-especificado. A segunda, como determinar as derivadas parciais da velocidade de grupo em relação aos parâmetros do modelo.

Os valores de velocidade de grupo $U(t)$ são determinados para cada período. As derivadas parciais especificam as mudanças de velocidade de grupo em relação aos parâmetros elásticos de um modelo estratificado, e tornam possíveis o processamento da curva de velocidade de grupo das ondas de superfície.

Apresentamos em seguida o desenvolvimento teórico utilizado para a modelagem, tomando os trabalhos básicos da literatura: JEFFREYS (1961), HASKELL (1964), HARKRIDER & ANDERSON (1966), SAITO (1967), HERRMANN(1972), AKI & RICHARDS (1980) e WANG (1981). Todos esses autores desenvolveram trabalhos teóricos com aplicações nas áreas de interesse deste estudo.

O modelo geofísico consta, neste caso, essencialmente de uma distribuição de camadas planas horizontais homogêneas e isotrópicas caracterizadas pelos valores dos parâmetros de propagação das ondas elásticas, que são as velocidades da onda compressional α e da onda cisalhante β , a densidade ρ e a espessura das camadas, as quais serão estabelecidas no Capítulo 4 que especifica o processo de inversão.

3.2 PROPRIEDADES BÁSICAS DA TEORIA ELASTODINÂMICA

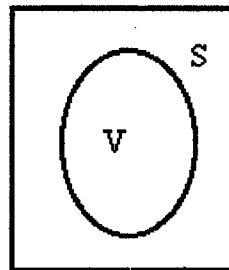
Nesta seção, daremos uma breve introdução nas definições dos vetores de deslocamento e de tensão. Dentro desta seção descreveremos as relações deslocamento, velocidade e aceleração da partícula e também de tração e tensão. Em seguida, determinaremos a equação do movimento na forma integral e trataremos os casos particulares das ondas de superfície de Love e Rayleigh.

Para ambos os casos, descreveremos a solução do problema da equação diferencial, utilizando o método da matriz de propagação. Finalmente, mostramos como são determinados os valores de velocidade de grupo, utilizando as integrais de energia, que atendem ao operador de densidade Lagrangiana.

3.2.1 Vetor deslocamento

Tome o volume V de um corpo no espaço R^3 e S a sua superfície. Os efeitos das forças que atuam em V e na superfície S , podem-se dividir como sendo: a translação, a rotação e a deformação do corpo.

Particularmente, a deformação do corpo é de nosso interesse neste estudo, sendo então necessária a definição de certas quantidades físicas. O volume V e a sua superfície S estão esquematicamente representados na figura abaixo:



Definimos o sistema de coordenadas cartesianas x_1, x_2, x_3 como tendo a origem em O . Consideramos o elemento do volume infinitesimal, que chamamos de partícula, situada no ponto $P[x_1 \ x_2 \ x_3]$ no instante t_0 , e o ponto $P'[X_1 \ X_2 \ X_3]$ no instante t . Podemos escrever

$$X_i = x_i + u_i \quad (3.1)$$

O vetor u , com componentes u_i , é chamado de vetor deslocamento. Podemos investigar u como sendo função do tempo t e das coordenadas do ponto inicial P (que são fixas); ou seja,

$$u = u(x_i, t). \quad (3.2)$$

Em Sismologia, o que estudamos é o movimento da partícula, quando investigamos $u(x_i, t)$ como uma função do tempo, para um ponto fixo x_i . Em Sismologia definimos também as seguintes quantidades:

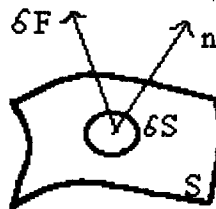
$$\dot{u}_i(x_i, t) = \frac{\partial u_i(x_i, t)}{\partial t} \quad \text{velocidade da partícula, e} \quad (3.3)$$

$$\ddot{u}_i(x_i, t) = \frac{\partial^2 u_i(x_i, t)}{\partial t^2} \quad \text{aceleração da partícula}$$

3.2.2 Tensão

Podemos considerar que existem dois tipos de forças que atuam no meio: a) Forças volumétricas: atuam em partículas, porém como se estas não estivessem em contato, ou seja, situadas a uma certa distância uma das outras. b) Forças de contato: as partículas estão situadas em uma superfície, uma ao lado da outra. O esforço praticado por estas forças constitui as chamadas forças de superfície.

Considerando a superfície S , seja δS , uma unidade elementar da superfície S e \underline{n} , a normal apontada para fora de S , em δS . Considere o elemento de força δF , atuando em δS , e a partícula atua em ambos os lados de S . Observe o desenho abaixo:



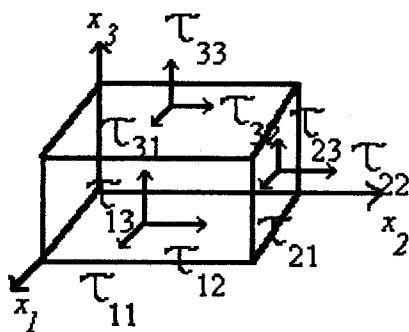
Com esses elementos definimos a **tração**, como sendo:

$$T = \lim_{\delta S \rightarrow 0} \frac{\delta F}{\delta S}, \quad (3.4)$$

que depende da direção do vetor normal \underline{n} . Observa-se que a tração tem uma orientação diferente da normal à superfície.

A tensão depende da orientação da normal \underline{n} , na superfície S . Existe uma infinidade de orientações \underline{n} . Podemos mostrar que as componentes de tensão nas vizinhanças de um ponto podem ser representadas por nove quantidades particulares, representadas por Γ_{ji} , $i, j = 1, 2, 3$, formando o chamado tensor de tensão Γ . Eles correspondem às três trações que atuam nas três

superfícies perpendiculares ao sistema cartesiano



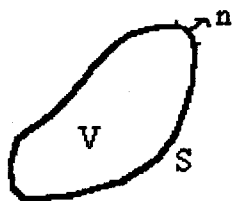
As componentes Γ_{ji} do tensor Γ têm a seguinte interpretação: o índice i denota a orientação da superfície (perpendicular ao eixo x_i) e o índice j denota a orientação da tração paralela ao eixo x_j . Se introduzirmos essas nove quantidades, então podemos descrever a tensão na vizinhança da origem do sistema de eixos. A tração T próxima da origem pode ser definida em termos dessas nove quantidades, como:

$$T_i = \Gamma_{ji} n_j \quad (3.5)$$

A normal \underline{n} será representada por $\underline{n} = (\cos \alpha_1, \cos \alpha_2, \cos \alpha_3)^t$, onde $\alpha_i =$ ângulo entre \underline{n} e a direção α_i (do eixo) e o símbolo t é a operação de transposição de matrizes.

3.2.3 Equação do movimento na forma integral

Suponhamos um corpo V , com a superfície S e vetor normal \underline{n} , como mostra a figura abaixo,



A força volumétrica em V , deriva uma força externa $\underline{f} = (f_1, f_2, f_3)^t$ que pode ser representada por:

$$\iiint_V f_i dV;$$

para as forças de contato que atuam na superfície S, temos:

$$\iint_S T_i dS.$$

A soma das forças que estão atuando em todo o corpo será então:

$$\iiint_V f_i dV + \iint_S T_i dS. \quad (3.6)$$

Aplicando a primeira lei de Newton ao sistema, obtém-se

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint_V \rho v_i dV = \iiint_V f_i dV + \iint_S T_i dS. \quad (3.7)$$

Considerando a densidade ρ independente do tempo, (3.7) pode ser escrita como a seguinte relação:

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint_V \rho v_i dV = \iiint_V \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV. \quad (3.8)$$

A substituição de (3.8) em (3.7), nos dá, a expressão:

$$\iiint_V \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV = \iiint_V f_i dV + \iint_S T_i dS \quad i = 1,2,3. \quad (3.9)$$

Aplicando-se o teorema de Gauss na última integral e substituindo (3.5) em (3.9), obtemos a seguinte equação:

$$\frac{\partial \Gamma_{ij}}{\partial x_j} + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad i = 1,2,3. \quad (3.10)$$

A equação (3.10) é definida como equação da Elastodinâmica para o deslocamento em um meio sólido. Admitindo desprezíveis as forças f_i , e escrevendo a equação (3.10) na forma vetorial, que é mais compacta, e também considerando o deslocamento na direção ao longo do eixo i , temos:

$$\rho \ddot{u}_i = \Gamma_{j i, j} \quad (3.11)$$

3.2.4 Parâmetros elásticos

Para investigarmos a propagação das ondas sísmicas, utilizamos a relação chamada de Lei de Hooke, ou relação constitutiva, escrita da seguinte forma:

$$\Gamma_{ij} = C_{ijkl} e_{kl}. \quad (3.12)$$

Os valores de C_{ijkl} representam as constantes elásticas do meio, e e_{kl} a dilatação no meio elástico. A quantidade dos parâmetros elásticos diminui com as condições de simetria e quando se define o meio. A equação vetorial (3.11) pode ser determinada completamente quando substituirmos os valores das constantes definidas pela equação (3.12) para o meio isotrópico e homogêneo.

Com meio isotrópico homogêneo. Neste caso, existe apenas duas constantes que são: λ e μ , que são chamadas constantes de LAMÉ. μ é denominado constante de rigidez e a constante λ é o mesmo nome. A partir desses parâmetros podemos escrever outros, como a relação de POISSON, que é definida por:

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}, \quad 0 < \sigma < \frac{1}{2} \quad (3.13)$$

Com as condições impostas sobre o meio de ser isotrópico e homogêneo com densidade ρ , podemos definir as quantidades

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \text{e} \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (3.14)$$

definimos α e β como sendo as velocidades das ondas compressoriais e das ondas cisalhantes, respectivamente.

Uma solução da equação (3.11) para o meio elástico é dada pela equação (3.15), chamada solução para ondas planas e em coordenadas cartesianas. Foram levadas em consideração as condições do meio descrito pelos parâmetros das equações (3.13) e (3.14):

$$u_i(x, z, t) = r_i(k, z, \omega) e^{i(kx - \omega t)}. \quad (3.15)$$

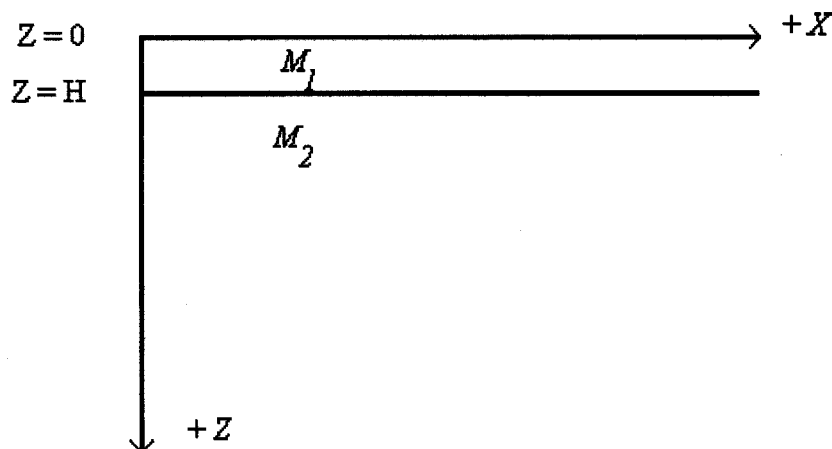
A equação (3.15) é uma das soluções da equação (3.11). Na seção 3-3 descreveremos alguns aspectos teóricos para determinarmos as condições de propagação das ondas de superfície de Love e Rayleigh.

3.3 CASO DAS ONDAS LOVE

Após demonstrarmos que as ondas compressionais e cisalhantes satisfazem a equação (3.11), devemos dizer que existem também outros dois tipos de básicos de ondas que satisfazem a mesma equação. Neste caso, são ondas que explicam a movimentação de energia no limite superficial do meio, conhecidas assim como ondas de superfície.

A Terra pode ser representada por um meio estratificado sobre um semi-espaço homogêneo, onde $z = 0$ é na superfície da Terra. Neste caso, consideraremos o caso mais simples, para ondas de Love, que é uma camada sobre o semi-espaço. Uma propriedade das ondas de superfície é que a amplitude da onda decai exponencialmente com a profundidade. Com esta restrição, há uma relação fixa entre k , o número de ondas e ω , a frequência angular, para existência destas ondas na forma $k(\omega)$.

Adotaremos assim o modelo de uma camada homogênea sobre um semi-espaço, que é o modelo mais simples para a geração de ondas de superfície. As duas porções do meio são representadas pelos parâmetros $M_1 (\alpha_1, \beta_1, \rho_1)$ e $M_2 (\alpha_2, \beta_2, \rho_2)$:



A solução da equação do movimento e as condições de contorno do deslocamento e tensão para as ondas de Love são: A continuidade do deslocamento e de tensão na interface $Z = H$, e

que a tensão seja nula em $Z = 0$. Logo, podemos escrever estas condições como considerando-se que estas ondas envolvem apenas deslocamento na direção y , perpendicular e horizontal em relação à direção de propagação da onda:

$$\begin{aligned} u = w = 0 \quad v &= l_1(\kappa, z, \omega) e^{i(\kappa x - \omega t)} \\ \Gamma_{xx} = \Gamma_{yy} = \Gamma_{zz} = \Gamma_{zx} &= 0 ; \Gamma_{yz} \neq 0, \Gamma_{xy} \neq 0 \\ \Gamma_{xz} &= \Gamma_{zx} \end{aligned} \quad (3.16)$$

l_1 é a autofunção que representa o deslocamento horizontal. Os valores das componentes da tensão que são diferentes de zero podem ser escritas como:

$$\begin{aligned} \Gamma_{yz} &= \mu \frac{\partial v}{\partial z} = \mu \frac{dl_1}{dz} e^{i(\kappa x - \omega t)} \\ \Gamma_{xy} &= \mu \frac{\partial v}{\partial x} = i\kappa\mu l_1 e^{i(\kappa x - \omega t)} \end{aligned} \quad (3.17)$$

Então, podemos substituir os valores da equação (3.16) na equação (3.11), e obter a equação da onda para os valores dos índices $i = 1, j = 1$,

$$-\omega^2 \rho(z) l_1 = \frac{d}{dz} \left[\mu(z) \frac{dl_1}{dz} \right] - \kappa^2 \mu l_1 \quad (3.18)$$

Como ocorre somente a descontinuidade no plano horizontal, a componente da tensão Γ_{yz} é necessária e escrita em função de l_2 , que é a autofunção da tensão horizontal:

$$\Gamma_{yz} = l_2(\kappa, z, \omega) e^{i(\kappa x - \omega t)} \quad (3.19)$$

Utilizando as equações (3.17, 3.18, 3.19), podemos escrever as equações diferenciais ordinárias dadas como:

$$\frac{dl_1}{dz} = \mu^{-1} l_2(\kappa, z, \omega) \quad (3.20)$$

$$\frac{dl_2}{dz} = (\kappa^2 \mu(z) - \omega^2 \rho(z)) l_1$$

as equações (3.20) podem ser escritas na forma matricial, ou seja:

$$\frac{d}{dz} \begin{pmatrix} l_1 \\ l_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & \mu^{-1}(z) \\ \kappa^2 \mu(z) - \omega^2 \rho(z) & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} l_1 \\ l_2 \end{pmatrix} \quad (3.21)$$

ou

$$\frac{\partial \underline{f}(z)}{\partial z} = \underline{A}(z) \underline{f}(z) \quad (3.22)$$

Na equação (3.21) apresentamos o sistema de equações diferenciais cuja solução é determinar o vetor $(I_1, I_2)'$. Este vetor representa o deslocamento e tensão para as ondas de Love. Observe que I_1 e I_2 são também a transformada dupla de Fourier em função de (u_y, Γ_{yz}) , para o caso das ondas de volume SH ao longo do movimento da partícula na direção y .

3.4 CASO DAS ONDAS RAYLEIGH

O vetor deslocamento-tensão para as ondas de Rayleigh é obtido utilizando-se a conveniência de estabelecer um movimento anti-horário da partícula na superfície. Para o tensor simétrico, as componentes que entram na equação da onda são:

$$\begin{aligned} \Gamma_{zx} &= \mu \left(\frac{dr_1}{dz} - k r_2 \right) e^{i(kx - \omega t)} & \Gamma_{yz} &= 0, \\ \Gamma_{zz} &= i \left[(\lambda + 2\mu) \frac{dr_2}{dz} + k\lambda r_1 \right] e^{i(kx - \omega t)} & \Gamma_{xy} &= 0, \\ \Gamma_{yy} &= i \left[\lambda \frac{dr_2}{dz} + k\lambda r_1 \right] e^{i(kx - \omega t)} & \Gamma_{yz} &= \Gamma_{zy}, \\ \Gamma_{xx} &= i \left[k(\lambda + 2\mu) r_1 + \lambda \frac{dr_2}{dz} \right] e^{i(kx - \omega t)} & \Gamma_{yx} &= \Gamma_{xy}, \quad \Gamma_{zx} = \Gamma_{xz}. \end{aligned} \quad (3.23)$$

Todas as relações descritas na equação (3.23) são substituídas na equação da onda (3.11), para as componentes de índice $i = 1, 2, 3, 4$ e $j = 1, 2, 3$. Deslocamento e tensão são funções contínuas com a condição de superfície livre em $z = 0$, e decaimento exponencial para $z \rightarrow \infty$.

Com estas condições, usamos a solução para as ondas de Rayleigh da equação do movimento que obedece a relação constitutiva, e substituímos estas relações na equação de movimento, obtendo o seguinte sistema de equações diferenciais para as autofunções r_1, r_2, r_3 e r_4 :

$$\frac{d}{dz} \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & k & \frac{1}{\mu} & 0 \\ \frac{-k\lambda(z)}{\lambda(z) + 2\mu(z)} & 0 & 0 & \frac{1}{\lambda(z) + 2\mu(z)} \\ k^2 \zeta(z) - \omega^2 \rho(z) & 0 & 0 & \frac{\kappa\lambda(z)}{\lambda(z) + 2\mu(z)} \\ 0 & -\omega^2 \rho(z) & -\kappa & 0 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} \quad (3.24)$$

onde $\lambda, \mu =$ constantes de LAMÉ ;

$$\zeta(z) = 4\mu(z) [\lambda(z) + \mu(z)] / [\lambda(z) + 2\mu(z)];$$

$\rho =$ densidade;

$\omega =$ frequência angular ;

$\kappa =$ número de onda;

$r_1 =$ autofunção do deslocamento radial;

$r_2 =$ autofunção do deslocamento vertical;

$r_3 =$ autofunção da tensão radial;

$r_4 =$ autofunção da tensão vertical.

As condições de fronteira são :

$$\lim_{z \rightarrow \infty} r_1(z) = 0,$$

$$z \rightarrow \infty$$

$$\lim_{z \rightarrow \infty} r_2(z) = 0,$$

$$z \rightarrow \infty$$

$$r_3(z=0) = 0,$$

$$r_4(z=0) = 0,$$

com r_1, r_2, r_3 e r_4 contínuos e limitados para todo z . Então, podemos escrever a equação (3.24) na forma matricial, como na equação (3.21), ou como a equação diferencial de matriz e vetores:

$$\frac{\partial \underline{f}(z)}{\partial z} = \underline{A}(z) \underline{f}(z) \quad (3.25)$$

As equações (3.25) e (3.21) representam um sistema de equações diferenciais acopladas. A solução da equação (3.25) significa encontrar \underline{f} , e então propagá-lo, através do meio, da fonte até o ponto de observação. O vetor \underline{f} decai com a profundidade z . Um método numérico de resolver a equação (3.22) é a definição da matriz de propagação (ou matrizante) $\underline{P}(z, z_0)$, que descreveremos na seção seguinte.

3-5 O MÉTODO DA MATRIZ DE PROPAGAÇÃO

Existem alguns métodos para resolver a equação (3.25). Os métodos numéricos, como RUNGE-KUTTA e RAYLEIGH-RITZ levam em consideração uma Terra formada por um modelo de variação suave dos parâmetros. Quanto à estrutura, o modelo formado de camadas planas sobre um semi-espaco. O método matricial, desenvolvido por THOMSON e aperfeiçoado por HASKELL (1953), tem sido utilizado na análise de ondas de superfície durante as últimas décadas. O método de THOMSON-HASKELL é um caso especial do método de propagador matricial introduzido em Sismologia por GILBERT & BACKUS (1966).

Com a utilização da equação (3.25) na forma generalizada, onde estão correlacionados o deslocamento e a tensão, podemos escrever $\underline{P}(z, z_0)$ como:

$$\underline{P}(z, z_0) = \underline{I} + \int_{z_0}^z \underline{A}(\xi_1) d\xi_1 + \int_{z_0}^z \underline{A}(\xi_1) \int_{z_0}^{\xi_1} \underline{A}(\xi_2) d\xi_2 d\xi_1 + \dots; \quad (3.26)$$

onde a integral da matriz corresponde à integral de cada elemento. Nos termos compostos há uma alternância entre integração e o produto matricial. Se assumirmos que a matriz \underline{A} é independente de z , então podemos escrever o matrizante na forma:

$$\underline{P}(z, z_0) = \underline{I} + (z - z_0) \underline{A} + \frac{1}{2} (z - z_0)^2 \underline{A} \underline{A} + \dots = e^{(z - z_0) \underline{A}}, \quad (3.27)$$

usando a regra de diferenciação de LEIBNITZ (KAPLAN, 1965), podemos escrever a equação (3.25) na forma matricial:

$$\frac{d}{dz} \underline{P}(z, z_0) = \underline{A} \underline{P}(z, z_0) \quad (3.28)$$

se $z = z_0$, na equação (3.28), podemos verificar a propriedade $\underline{P}(z, z_0) = \underline{I}$. Podemos agora montar o produto matricial, como sendo:

$$\underline{g}(z) = \underline{P}(z, z_0) \underline{f}(z_0). \quad (3.29)$$

Se determinarmos a derivada de $g(z)$ em relação à z obtemos a expressão seguinte:

$$\frac{d \underline{g}(z)}{dz} = \frac{d \underline{P}(z, z_0)}{dz} \underline{f}(z_0) \quad (3.30)$$

das equações (3.28), (3.29) e (3.30) e podemos escrever a propriedade mais importante do matrizante, a seguinte relação (3.31):

$$\underline{f}(z) = \underline{P}(z, z_0) \underline{f}(z_0), \quad (3.31)$$

onde a propriedade mostra que $\underline{P}(z, z_0)$ transfere o vetor deslocamento tensão de um nível z a partir do vetor do nível z_0 com as mesmas propriedades. Outra propriedade importante é a transferência entre camadas.

Então, para um meio estratificado de camadas planas horizontalmente, podemos generalizar o nosso resultado como sendo:

$$\underline{f}(z) = \underline{P}^*(z, z_0) \underline{f}(z_0), \quad (3.32)$$

aplicando as propriedades podemos obter a expressão para a matriz propagação $\underline{P}^*(z, z_0)$ na seguinte forma:

$$\underline{P}^*(z, z_0) = e^{(z-z_{k-1}) \underline{A}_k} \prod_{l=1}^{k-1} e^{(z_l - z_{l-1}) \underline{A}_l}, \quad (3.33)$$

já definidas as propriedades do matrizante a partir da matriz \underline{A} . Então, aplicando a fórmula de SYLVESTRE (HILDEBRAND, 1952) sobre expansão de uma função cujo argumento é uma matriz, temos a forma :

$$F(\underline{A}) = \sum_{k=1}^n F(\lambda_k) \frac{\prod_{r \neq k} (\underline{A} - \lambda_r \underline{I})}{\prod_{r \neq k} (\lambda_k - \lambda_r)}. \quad (3.34)$$

A matriz \underline{A} é quadrada com autovalores distintos de λ_k ($k = 1, 2, 3, 4, \dots, n$). Podemos aplicar estas definições como segue:

$$\begin{aligned} F(\underline{A}) &= \underline{P}(z, z_0) = e^{(z-z_0) \underline{A}} \\ F(\lambda_k) &= e^{(z-z_0) \lambda_k}. \end{aligned} \quad (3.35)$$

A matriz $\underline{P}(z, z_0)$ acima mostra a dependência em z . A matriz \underline{A} para a propagação das ondas SH, foi obtida da equação (3.21) e tem como autovalores para as ondas de superfície de Love as seguintes expressões:

$$\lambda_{1,2} = \pm \nu = \pm \left[k^2 - \left(\frac{\omega}{\beta} \right)^2 \right]^{1/2}; \quad \kappa^2 > \left(\frac{\omega}{\beta} \right)^2 \quad (3.36)$$

substituindo-se os autovalores nas equações (3.33) e (3.34) para os valores de $n = 2$, $r = 1, 2$, $r \neq \kappa$, $k = 1, 2$ e realizando as operações indicadas nas equações, temos a matriz propagação:

$$P(z, z_0) = e^{(z-z_0)\underline{A}} = \begin{pmatrix} \cosh \nu (z - z_0) & (\nu \mu)^{-1} \sinh \nu (z - z_0) \\ \nu \mu \sinh \nu (z - z_0) & \cosh \nu (z - z_0) \end{pmatrix}. \quad (3.37)$$

De forma semelhante, podemos analisar o caso para as ondas P-SV. Os autovalores obtidos para as ondas de superfície Rayleigh (usando a equação (3.24)) são:

$$\lambda_{1,2} = \pm \gamma = \pm \left[k^2 - \left(\frac{\omega}{\alpha} \right)^2 \right]^{1/2}; \quad \kappa^2 > \left(\frac{\omega}{\alpha} \right)^2 \quad (3.38)$$

$$\lambda_{3,4} = \pm \nu = \pm \left[k^2 - \left(\frac{\omega}{\beta} \right)^2 \right]^{1/2}; \quad \kappa^2 > \left(\frac{\omega}{\beta} \right)^2$$

os autovalores são utilizados na determinação de $\underline{P}(z, z_0) = \{P_{ij}\}$ usando a equação de $\{F(\underline{A})\}$. Esta matriz é quadrada, de ordem quatro, e se encontra escrita na sua forma total por AKI & RICHARDS (1980).

O problema original está posto na forma homogênea, sua solução pelo método matricial generalizado e utilizando a solução particular de HASKELL (1964). Para as ondas de superfície, se estabelece a resposta do meio partindo da superfície superior ($z = z_0$) até a interface inferior, que define o semi-espaco. Agora, iremos determinar o procedimento para modelos de múltiplas camadas.

Considere a solução do problema de autovalores e autovetores escrito para as ondas de volume SH, temos:

$$\frac{\partial f}{\partial z} = \underline{A} \underline{f} ; \quad \underline{f} = \underline{F} \underline{w}, \quad (3.39)$$

no vetor \underline{w} são as constantes que fornecem as amplitudes de deslocamento para as ondas subindo e descendo.

Para o caso das ondas de superfície, a matriz camada \underline{F} deve ter o exponencial real. Portanto reescrevemos o número de onda vertical $\omega \eta$, que é substituído por $i\nu$. Utilizando a definição de vagarosidade "p" vertical e horizontal e os ângulos de incidência para os dois meios considerados, i e i' , podemos escrever as relações abaixo:

$$p = \frac{\text{sen } i}{\alpha} = \frac{\text{sen } i'}{\beta},$$

$$\xi = \frac{\text{cos } i}{\alpha} = \sqrt{(\alpha^2 - p^2)} \quad \text{e} \quad \eta = \frac{\text{cos } i'}{\beta} = \sqrt{(\beta^2 - p^2)},$$

isto é, temos $\eta = \omega [\beta^2 - p^2]^{1/2}$, com os autovalres $\nu = \left[\kappa^2 - \left(\frac{\omega}{\alpha} \right)^2 \right]^{1/2}$; onde $\kappa = \omega p$.

A partir da relação (3.33) se obtém a relação entre κ e ω , de modo que ν seja real. A matriz \underline{F} para a propagação SH, é obtida pelo produto matricial abaixo:

$$\underline{F} = \begin{pmatrix} 1 & 1 \\ -\nu\mu & \nu\mu \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e^{-\nu z} & 0 \\ 0 & e^{\nu z} \end{pmatrix}$$

de forma semelhante podemos escrever a matriz \underline{F} para a propagação das ondas P-SV, que geram as ondas de Rayleigh:

$$\underline{F} = \underline{w}^{-1} \begin{pmatrix} \alpha\kappa & \beta\nu & \alpha\kappa & \beta\nu \\ \alpha\gamma & \beta\kappa & -\alpha\gamma & -\beta\kappa \\ -2\alpha\mu\kappa\gamma & -\beta\mu(\kappa^2 + \nu^2) & 2\alpha\mu\kappa\gamma & \beta\mu(\kappa^2 + \nu^2) \\ -\alpha\mu(\kappa^2 + \nu^2) & -2\beta\mu\kappa\nu & -\alpha\mu(\kappa^2 + \nu^2) & -2\beta\mu\kappa\nu \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e^{-\gamma z} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & e^{-\nu z} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & e^{\gamma z} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & e^{\nu z} \end{pmatrix}.$$

No caso das ondas Love, \underline{w} representa o vetor das amplitudes das ondas SH descendo e subindo $\begin{bmatrix} \backslash \\ \hat{S} & \hat{S} \end{bmatrix}$ e para as ondas Rayleigh, \underline{w} representa o vetor das amplitudes das ondas, P-SV descendo e subindo $\begin{bmatrix} \backslash & \backslash \\ \hat{P} & \hat{S} & \hat{P} & \hat{S} \end{bmatrix}$. Para obtermos os coeficientes na camada, aplicamos

$\underline{w} = \underline{F}^{-1} \underline{f}$; usando o vetor deslocamento tensão expresso anteriormente, pois relacionamos condições de contorno no nível $z = z_o$, na superfície e no nível $z = z_n$, que representa a interface do semi-espaco com a camada sob ele, podemos escrever:

$$\underline{f}(z_n) = \underline{P}^*(z_n, z_o) \underline{f}(z_o) = \underline{F}_{n+1} \underline{w}_{n+1}$$

$$\underline{w}_{n+1} = \underline{F}_{n+1}^{-1} \underline{P}^*(z_n, z_o) \underline{f}(z_o) \quad (3.40)$$

$$\underline{w}_{n+1} = \underline{B} \underline{f}(z_o), \quad \text{onde se observa que} \quad \underline{B} = \underline{F}_{n+1}^{-1} \underline{P}^*(z_n, z_o)$$

Para a onda SH, levando em consideração as condições de fronteira, $\dot{S}_{n+1} = 0$ e $l_2(z_o) = 0$ teremos a seguinte relação:

$$\begin{pmatrix} \dot{S}_{n+1} \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} B_{11} & B_{12} \\ B_{21} & B_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} l_1(z_o) \\ 0 \end{pmatrix} \quad (3.41)$$

e, para uma solução não trivial de \underline{f} , devemos determinar o autovalor com a seguinte condição:

$$B_{21} = 0. \quad (3.42)$$

De forma semelhante, procedemos para o caso das ondas P-SV, onde o vetor deslocamento tensão tem elementos r_1, r_2, r_3 e r_4 e o vetor amplitude \underline{w} é descrito por $\begin{bmatrix} \dot{P} & \dot{S} & \dot{P} & \dot{S} \end{bmatrix}$. Assim sendo, temos a matriz \underline{F} , vista anteriormente, onde γ e ν são reais e positivos para as ondas heterogêneas (ondas de superfície). Considerando a expressão (3.40) e as condições de contorno na superfície (tensão zero) e na interface do semi-espaco (n+1) $\left(\dot{P} = \dot{S} = 0 \right)$ ou seja, reescrevendo a equação (3.39), temos:

$$\begin{pmatrix} \dot{P}_{n+1} \\ \dot{S}_{n+1} \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} B_{11} & B_{12} & B_{13} & B_{14} \\ B_{21} & B_{22} & B_{23} & B_{24} \\ B_{31} & B_{32} & B_{33} & B_{34} \\ B_{41} & B_{42} & B_{43} & B_{44} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} r_1(z_o) \\ r_2(z_o) \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} \quad (3.43)$$

Fazendo o mapeamento das raízes para o caso das ondas P-SV, necessitamos calcular o determinante de parte da matriz \underline{B} , onde a condição de ser insensível determina o valor da velocidade de grupo para as ondas de superfície de Rayleigh:

$$\begin{vmatrix} B_{31} & B_{32} \\ B_{41} & B_{42} \end{vmatrix} = 0 \quad (3.44)$$

fazendo-se o mapeamento das raízes para as ondas P-SV, cujo processo para encontrar os autovalores já foi descrito na equação (3.34).

Ao calcularmos os determinantes das equações (3.42) e (3.44), para o caso conjunto das ondas de Love e Rayleigh, determinaremos os valores de velocidade de fase $c = \frac{\omega}{\kappa(\omega)}$ e a

velocidade de grupo $U = \frac{d\omega}{d\kappa(\omega)}$ tomando um valor de κ fixo e ω variando de valores.

A razão entre profundidade do semi-espaco e comprimento de onda, possui um valor grande (H / λ), onde H é a profundidade do semi-espaco e λ o comprimento de onda. Foi observado um problema numérico, que se encontra descrito por AKI & RICHARDS (1980), que descrevem como solução para este problema a utilização do propagador matricial de segunda ordem, ou seja, obtenção das soluções em função das autofunções de r_1 e r_2 .

Os valores das velocidade de fase e de grupo são determinados utilizando outras técnicas numéricas como as integrais de energia descritas nos trabalhos de HWANG (1981) e de RUSSELL (1987) os quais são descrito na seção 3.6.

3.6 INTEGRAIS DE ENERGIA

Uma vez obtidos os autovalores, as autofunções são calculadas como descrito na equação (3.35). Dadas as autofunções para uma determinada profundidade, podemos evoluir observando pequenas perturbações nas mesmas. O princípio variacional, se encontra descrito, para as ondas de superfície, por JEFFREYS (1961), TAKEUCHI & SAITO (1972), AKI & RICHARDS (1980) e RUSSELL (1987). AKI & RICHARDS (1980), apresentaram, de forma clara, a aplicação do cálculo variacional às ondas de superfície, utilizando a densidade Lagrangiana " L ". Considerando o meio isotrópico verticalmente heterogêneo e um corpo linearmente elástico, a

energia total é dada, de forma geral, pela diferença entre energia cinética e energia elástica de deformação:

$$L = \frac{1}{2} \rho \dot{u}_i \dot{u}_i - \left[\frac{1}{2} \lambda (e_{kk})^2 + \mu e_{ij} e_{ij} \right], \quad (3.45)$$

Logo, podemos escrever, para ondas de Love:

$$\langle L \rangle = \frac{1}{4} \rho \omega^2 I_1^2 - \frac{1}{4} \mu \left[\kappa^2 I_1^2 + \left(\frac{dI_1}{dz} \right)^2 \right], \quad (3.46)$$

Para ondas de Rayleigh, escrevemos:

$$\langle L \rangle = \frac{1}{4} \rho \omega^2 (r_1^2 + r_2^2) - \frac{1}{4} \left[\lambda \left(\kappa r_1 + \frac{dr_2}{dz} \right)^2 + \mu \left(\frac{dr_1}{dz} - \kappa r_2 \right)^2 + 2\mu \kappa^2 r_1^2 + 2\mu \left(\frac{dr_2}{dr} \right)^2 \right] \quad (3.47)$$

os valores que se encontram entre os símbolos $\langle \rangle$ representam os valores médios, para as quantidades $\cos^2(\kappa x - \omega t)$ e $\sin^2(\kappa x - \omega t)$, que se encontram presentes na equação (3.45) e são substituídos nas equações (3.46) e (3.47).

As integrais de energia definem a densidade Lagrangiana, que fisicamente satisfazem o princípio de Hamilton, onde a energia total contida em um harmônico é igual à energia cinética total. Estas integrais são proporcionais às perturbações ocorridas com a velocidade de grupo das ondas Rayleigh e Love em profundidade (principalmente devido à rigidez e às densidades das rochas). Definimos κ como o número de onda, enquanto c é a velocidade de fase, e I_i são integrais de energia que satisfazem as respectivas densidades.

Para as ondas de Love, escrevemos a densidade Lagrangiana como sendo da forma:

$$L_1 = \omega^2 I_1 - \kappa^2 I_2 - I_3 \quad (3.48)$$

As integrais de energia são escritas como:

$$\begin{aligned}
I_1 &= \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \rho l_1^2 dz \\
I_2 &= \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \mu l_1^2 dz \\
I_3 &= \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \mu \left(\frac{dl_1}{dz} \right)^2 dz
\end{aligned} \tag{3.49}$$

De forma semelhante, podemos escrever a expressão para a densidade Lagrangiana para as ondas de Rayleigh como sendo:

$$L_r = \omega^2 I_1 - \kappa^2 I_2 - k I_3 - I_4, \tag{3.50}$$

As integrais de energia que resolvem a densidade Lagrangiana, são escritas neste caso como:

$$\begin{aligned}
I_1 &= \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \rho (r_1^2 + r_2^2) dz \\
I_2 &= \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \rho ((\lambda + 2\mu)r_1^2 + \mu r_2^2) dz \\
I_3 &= \int_0^{\infty} (\lambda r_1 \frac{dr_2}{dz} - \mu r_2 \frac{dr_1}{dz}) dz \\
I_4 &= \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \left((\lambda + 2\mu) \left(\frac{dr_2}{dz} \right)^2 - \mu \left(\frac{dr_1}{dz} \right)^2 \right) dz.
\end{aligned} \tag{3.51}$$

A velocidade de grupo a partir da formulação variacional, pela aplicação do princípio de HAMILTON, para as ondas de Love e de Rayleigh, segundo AKI & RICHARDS (1980), são dadas pelas expressões (3.52) e (3.53) respectivamente:

$$\text{velocidade de grupo para as ondas de Love } U = \frac{I_2}{I_1 c} \tag{3.52}$$

$$\text{velocidade de grupo para ondas de Rayleigh } U = \frac{(I_2 + (I_1 + \kappa))}{I_1 c} \tag{3.53}$$

Os valores de velocidade de grupo calculadas e determinadas nas equações (3.52) e (3.53), serão avaliados para diferentes períodos. Os valores das derivadas da velocidade de grupo e da velocidade de fase são:

$$\frac{\partial U_i}{\partial \beta_j} = P_i \frac{\partial c_i}{\partial \beta_j} + Q_i \left(\frac{\partial c_{i+1}}{\partial \beta_j} - \frac{\partial c_{i-1}}{\partial \beta_j} \right) \quad (3.54)$$

onde os valores, de P_i e Q_i , são determinados como:

$$P_i = \frac{U_i}{c_i} \left(2 - \frac{U_i}{c_i} \right)$$

$$Q_i = \frac{\omega_i U_i^2}{2\Delta\omega c_i^2},$$

onde ω_i é a frequência considerada, $\Delta\omega$ é o intervalo de amostragem na frequência e c é a velocidade de fase. As derivadas $\frac{\partial c_i}{\partial \beta_j}$ são calculadas empregando a expressão abaixo:

$$\frac{\partial c_i}{\partial \beta_j} = \int_{z_j}^{z_{j+1}} A_i(z) dz,$$

As variáveis A_i representam funções que são obtidas utilizando a derivada de Frechét. A obtenção dos valores das derivadas de fase e grupo em relação à onda cisalhante se encontra detalhado no Capítulo 4 a seguir.

4. INVERSÃO LINEAR APLICADA AOS DADOS DE ONDAS DE SUPERFÍCIE

4.1 INTRODUÇÃO

Consideramos neste estudo uma inversão no sentido dos mínimos quadrados, que presume aproximação local do problema não-linear por um problema linear. Neste caso, o funcional é aproximado por uma matriz de primeira ordem que representa a curva de velocidade de grupo das ondas Rayleigh na série de TAYLOR. Neste estudo iremos inverter os dados de velocidade de grupo $U(T)$ do harmônico fundamental das ondas de superfície de Rayleigh. O objetivo é obter a curva de velocidade de grupo teórica para modelos geofísicos que representem as estruturas de subsuperfície da crosta e do manto.

O problema da inversão neste contexto se encontra bem estudado na literatura: nos trabalhos de BACKUS & GILBERT (1967, 1968, 1970), que tratam da construção da matriz inversa do problema e que mostram a relação entre esta matriz e as matrizes de covariância e de resolução dos parâmetros. Já WIGGINS (1972) e JACKSON (1972) utilizaram a decomposição ortogonal da matriz, seguindo o desenvolvimento matemático da teoria de LANCZOS (1956). LAWSON & HANSON (1974) mostraram a decomposição em valores singulares para a matriz inversa do problema baseado na transformação de Householder. Encontramos nos trabalhos de RUSSELL (1980), CHEN (1985) e RUSSELL (1987) aplicações de inversão diferencial para as ondas de superfície Rayleigh. Estes autores mostraram sua praticabilidade com modelos de uma camada sobre o semi-espaço e também múltiplas camadas.

4.2 DESENVOLVIMENTO TEÓRICO DA INVERSÃO ESTUDADA

O problema de inversão para as ondas de superfície consiste na determinação de parâmetros, como a velocidade das ondas cisalhantes. Utilizando o critério de ajuste das curvas de velocidade de grupo observada e calculada para um dado modelo geofísico de subsuperfície. O modelamento matemático para este problema pode ser expresso pela integral de Fredholm de primeira espécie, conforme o trabalho de TWOMEY (1977),

$$\underline{y}(t) = \int_R \underline{A}(t,r) \underline{x}(r) dr, \quad (4.1)$$

em que:

t, r = são variáveis que geram os espaços dos dados e dos parâmetros, respectivamente,

$\underline{x}(r)$ = vetor dos parâmetros do modelo (velocidades das ondas cisalhantes),

$\underline{y}(t)$ = medidas observadas de velocidade de grupo das ondas de superfície Rayleigh,

$\underline{A}(t,r)$ = matriz sensibilidade, que relaciona os parâmetros do modelo com as observações.

Neste contexto, a equação (4.1), que admite solução para uma inversão linear se \underline{A} for não singular, pode determinar soluções fisicamente aceitáveis para o modelo $\underline{x}(r)$ o qual irá satisfazer os dados observados em $\underline{y}(t)$. No Capítulo 2, discutimos as técnicas de processamento para obter a curva de velocidade de grupo $\underline{y}(t)$ observadas e no Capítulo 3 as curvas teóricas. No trabalho de BACKUS & GILBERT (1967,1968), eles mostram que o problema geofísico pode ser generalizado em função de sub-regiões R_j ($j = 1,2,\dots,n$) do espaço dos parâmetros, o que em geral implica grupos discretos de pontos. Neste caso, a equação (4.1) pode ser modificada para

$$\underline{y}(t) = \int_{R_j} A_i(t,r) \underline{x}(r) dr \quad ; \quad i = 1,2,\dots,m \text{ e } j = 1,2,\dots,n, \quad (4.2)$$

onde m é o número total de observações. Existem várias abordagens para se estimar o vetor dos parâmetros $\underline{x}(r)$, a partir das observações \underline{y} .

4.3 DISCRETIZAÇÃO DO MODELO

O método de discretização possui uma particular aplicação para ondas de superfície. Para isto, temos que resolver um problema em que a estrutura da Terra é um corpo formado de camadas planas horizontais e que o meio é lateralmente homogêneo. Este tipo de parametrização do problema é também muito aplicada em tomografia. A estrutura de velocidade inicialmente é

subdividida em um grande número de blocos, com a velocidade constante em cada bloco. O tempo de percurso observado é obtido como função da vagarosidade (inverso da velocidade) das ondas de superfície Rayleigh que cruzam a estrutura.

Este método pode ser aplicado nos casos em que os modelos podem ser aproximados por modelos discretos no espaço dos modelos, onde não há perda de generalidade na equação (4.2), que pode ser reescrita como a soma das integrais sobre a sub-região no espaço dos modelos (ou espaço dos parâmetros),

$$\underline{y}_i(t) = \sum_{j=1}^n \int_{R_j} A_i(t,r) \underline{x}_j(r) dr \quad ; i = 1,2,\dots,m, \quad (4.3)$$

se $\underline{x}_j(r)$ é constante em cada sub-região, ela pode ser fatorada nas seguintes integrais,

$$\underline{y}_i(t) = \sum_{j=1}^n \left\{ \int_{R_j} A_i(t,r) dr \right\} \underline{x}_j \quad (4.4)$$

onde $\underline{x}_j(r)$ é o valor de $\underline{x}(r)$ na sub-região. Esta relação pode ser simplificada para:

$$\underline{y}_i(t) = \sum_{j=1}^n \underline{A}_{ij} \underline{x}_j \quad (4.5)$$

e

$$\underline{A}_{ij} = \int_{R_j} A_i(t,r) dr .$$

A análise requer descobrir a solução da equação (4.5) em termos de \underline{x}_j . Isto pode ser complicado pelo fato do sistema (4.5) ser instável, ocasionando que pequenos erros em \underline{y}_i são amplificados no processo de obtenção de \underline{x}_j .

A velocidade de grupo $U(T)$ é uma relação não linear com os parâmetros elásticos. Isto leva à utilização de métodos iterativos para solução do problema. A linearização do problema é

feita através da expansão da velocidade de grupo em série de Taylor a partir de um modelo inicial β^0 ,

$$U_i^l = U_i(\beta^0) + \sum_{j=1}^n \frac{\partial U_i}{\partial \beta_j} \delta \beta_j + \varepsilon_i \quad (4.6)$$

i, j = são os índices correspondentes às observações e aos parâmetros, respectivamente,

$U_i(\beta^0)$ = velocidade de grupo para o modelo inicial.

U_i^l = velocidade de grupo para o i -ésimo período e l é o índice do número do harmônico,

β_j = velocidade das ondas cisalhantes na j -ésima camada,

ε_i = erro na i -ésima observação (referente à medida realizada no i -ésimo período),

As derivadas parciais $\frac{\partial U_i}{\partial \beta_j}$ não são passíveis de determinação de forma analítica. Uma

aproximação estável, utilizando diferenças centrais, em termos das derivadas parciais da velocidade de fase, é dada por RUSSEL (1987),

$$\frac{\partial U_i}{\partial \beta_j} = P_i \frac{\partial c_i}{\partial \beta_j} + Q_i \left(\frac{\partial c_{i+1}}{\partial \beta_j} - \frac{\partial c_{i-1}}{\partial \beta_j} \right) \quad (4.7)$$

onde os valores de P_i e Q_i são definidos como

$$P_i = \frac{U_i}{c_i} \left(2 - \frac{U_i}{c_i} \right)$$

$$Q_i = \frac{\omega_i U_i^2}{2 \Delta \omega c_i^2}$$

$\Delta \omega$ é o intervalo de amostragem na frequência e c é a velocidade de fase. As derivadas $\frac{\partial c_i}{\partial \beta_j}$

para a Terra formada de camadas planas são dadas pela equação:

$$\frac{\partial c_i}{\partial \beta_j} = \int_{z_j}^{z_{j+1}} A_i(z) dz, \quad (4.8)$$

utilizamos a aproximação na equação (4.8) devido ao cálculo da derivada numérica. As funções $A_i(z)$ são obtidas a partir das expressões analíticas da derivada de Frechét das autofunções do modelo. A velocidade de fase é determinada como função discreta da velocidade β , calculada através de métodos variacionais, como sintetizado por AKI & RICHARDS (1980).

Neste caso o valor de $A_i(z)$ é definido para onda Rayleigh,

$$A_i(z) = \frac{\mu c}{\beta \kappa W} \left[\left(\kappa r_2 + \frac{dr_1}{dz} \right)^2 + 4\kappa r_1 \frac{dr_2}{dz} \right], \quad (4.9)$$

$$W = \kappa \int_0^{\infty} \left[(\lambda + 2\mu) r_1^2 + \mu r_2^2 \right] dz + \int_0^{\infty} \left(r_2 \frac{dr_1}{dz} - \lambda r_1 \frac{dr_2}{dz} \right) dz.$$

κ, μ = São respectivamente, número de onda e constante de rigidez,

l_1, r_1, r_2 = as autofunções para as ondas Love e Rayleigh respectivamente.

A cada iteração, resolvemos o seguinte sistema linear,

$$U_i^l - U_i^o = \sum_{j=1}^n \frac{\partial U_i^l}{\partial \beta_j} \delta \beta_j + \varepsilon_j. \quad (4.10)$$

O problema inverso consiste em determinar o valor de $\delta \beta_j$, de forma a minimizar o resíduo ε_j . Em seguida, o modelo de velocidade de onda cisalhante é atualizado, somando-se os incrementos do parâmetro velocidade da onda cisalhante ao valor anterior para a ξ -ésima iteração como descreve a equação abaixo,

$$\beta^\xi = \beta^o + \delta \beta \quad (4.11)$$

e o processo é repetido até que o resíduo δU_i esteja na faixa dos erros das medidas e que as perturbações $\delta \beta$ não tenham mudanças.

$\underline{\underline{A}}$ = Matriz A ;

\underline{x} = vetor x

$\underline{\underline{A}}^t$ = matriz transposta de A .

Então podemos re-escrever o sistema da equação (4.10) na forma matricial como sendo,

$$\underline{y} = \underline{\underline{A}} \underline{x} . \quad (4.12)$$

A matriz e os vetores estão relacionados com as seguintes identidades,

$$\begin{aligned} \underline{y} &= \delta U = [\delta U_i] \\ \underline{x} &= \delta \beta = [\delta \beta_j] \\ \underline{\underline{A}} &= [A_{ij}] = \left[\frac{\partial U_i^m}{\partial \beta_j} \right] . \end{aligned} \quad (4.13)$$

Embora o sistema (4.12) seja sobre-determinado, por sempre apresentar o número de observações maior do que o número de parâmetros, o problema em geral é mal-condicionado (exemplos deste problema serão mostrados no Capítulo 5 na Figura 5.5a e 5.5b no Capítulo 6 nas Figuras 6.5a, b, c, d e e). Este fato, segundo MENKE (1984), expressa a instabilidade do problema inverso. Na equação (4.14) introduzimos informação a priori envolvendo vínculos no espaço dos parâmetros, onde definimos um novo sistema:

$$\underline{y} = \underline{\underline{A}}^{\approx} \underline{x}^{\approx} , \quad (4.14)$$

e as relações com o sistema da equação (4.12), como sendo:

$$\underline{\underline{A}} \underline{\underline{R}}^{-1} = \underline{\underline{A}}^{\approx}$$

e

$$\underline{\underline{R}} \underline{x} = \underline{x}^{\approx} .$$

A matriz arbitrária $\underline{\underline{R}}$ contém a informação a priori através de vínculos relativos e absolutos do espaço de parâmetros. Então, a matriz $\underline{\underline{R}}$ é definida com o produto das matrizes $\underline{\underline{N}}$ e $\underline{\underline{W}}$.

$$\underline{\underline{R}} = \underline{\underline{N}} \underline{\underline{W}} . \quad (4.15)$$

A matriz $\underline{\underline{N}}$ carrega a informação a priori de suavidade entre os parâmetros e o vínculo absoluto para o primeiro e último parâmetros. Este vínculo é definido por considerarmos que os parâmetros tenham poucas variações na crosta superior e no manto superior. Então definimos a matriz $\underline{\underline{N}}$ abaixo como:

$$\underline{\underline{N}} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & -1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix},$$

a matriz inversa da matriz $\underline{\underline{N}}$ é a matriz $\underline{\underline{N}}^{-1}$, descrita abaixo

$$\underline{\underline{N}}^{-1} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 1 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & 1 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}.$$

Os elementos da matriz $\underline{\underline{W}}$, definimos como pesos que permitem uma maior liberdade no critério de suavidade entre os parâmetros. Com o objetivo de perceber a maior descontinuidade em termos de velocidade entre crosta e manto, utilizamos os pesos neste intervalo de profundidade. Então, podemos escrever a matriz $\underline{\underline{W}}$ como

$$\underline{\underline{W}} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \xi_j & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}, \text{ e os pesos } \xi_j \text{ para } j=1, 2, \dots, n.$$

Então a matriz $\underline{\underline{R}}$ é definida pelo produto definido na equação (4.15),

$$\underline{\underline{R}} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & -1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \xi_j & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}.$$

Definimos a função-objetivo, que minimiza a soma dos quadrados dos resíduos RUSSELL (1987):

$$\Phi(\underline{\tilde{x}}) = \left| \underline{y} - \underline{\tilde{A}} \underline{\tilde{x}} \right|^2 + k^2 \left| \underline{\tilde{x}} \right|^2, \quad (4.16)$$

no qual o valor da constante k^2 é positiva e funciona como um estabilizador no estimador a ser empregado. Os valores a serem utilizados neste estudo se encontram bem discutidos nos trabalhos da literatura de inversão como: DER *et al.* (1970), FRANKLIN (1970), WIGGINS (1972) e RUSSELL (1987).

O estimador que utilizamos é definido na seguinte equação:

$$\underline{\tilde{x}} = \left(\begin{array}{cc} \underline{\tilde{A}}^t & \underline{\tilde{A}} + k^2 \underline{I} \end{array} \right)^{-1} \underline{\tilde{A}}^t \underline{y}, \quad (4.17)$$

o vetor de parâmetros estimados $\hat{\underline{x}}$ é determinado substituindo-se o vetor $\underline{\tilde{x}}$ na equação (4.17):

$$\hat{\underline{x}} = \underline{R}^{-1} \left(\begin{array}{cc} \underline{\tilde{A}}^t & \underline{\tilde{A}} + k^2 \underline{I} \end{array} \right)^{-1} \underline{\tilde{A}}^t \underline{y}. \quad (4.18)$$

Esta mesma equação pode ser escrita utilizando-se a decomposição da matriz $\underline{\tilde{A}}$ em valores singulares e se encontra detalhada no trabalho de LAWSON & HANSON (1974).

MENKE (1984), descreve a matriz resolução \underline{H} como sendo a matriz que contém informações de cada elemento e de suas combinações no espaço de parâmetros. As identidades abaixo descrevem a utilização desta matriz como:

$$\underline{H} = \underline{R}^{-1} \left(\begin{array}{cc} \underline{\tilde{A}}^t & \underline{\tilde{A}} + k^2 \underline{I} \end{array} \right)^{-1} \underline{\tilde{A}}^t \underline{\tilde{A}} \underline{R} \quad (4.19)$$

logo cada linha desta matriz define o "resolving kernel" para uma determinada profundidade. Os elementos da matriz \underline{H} indicam melhor resolução de cada parâmetro estimado quando satisfazem a expressão abaixo:

$$\hat{\underline{x}} = \underline{H} \underline{x} \approx \underline{I} \underline{x} = \underline{x}. \quad (4.20)$$

Realizando a decomposição da matriz resolução em valores singulares, temos a forma:

$$\underline{H} = \underline{R}^{-1} \underline{V} \underline{S}^{-1} \underline{V}^t \underline{R} \quad (4.21)$$

temos $\underline{S}^{-1} = \left(\underline{s}_j / (\underline{s}_j^2 + k^2 \underline{I}) \right)$ é uma matriz quadrada de ordem n e \underline{s}_j^2 são os elementos da respectiva matriz. Observe que, se $k^2 = 0$ e se os dados estiverem contaminados com ruído, os valores de \underline{s}_j amplificam o ruído e, como consequência, a pseudo inversa da matriz sensibilidade é instável.

5. ORGANIZAÇÃO DE DADOS DA LITERATURA E EVENTOS SÍSMICOS PROCESSADOS DA ESTAÇÃO DE BEB

5.1 ORGANIZAÇÃO DOS DADOS

Foram organizados da literatura os dados de velocidade de grupo das ondas de superfície Rayleigh para o harmônico fundamental (ver Tabela 5.1). Da literatura, foram 882 sismos estudados, que correspondem a 2302 trajetórias. Estes dados correspondem a medidas feitas em escala mundial nas últimas quatro décadas, para todos os autores citados na Tabela 5.2, com exceção do trabalho de ROSA *et al.* (1992), descrevemos no Capítulo 1, de forma clara, os resumos dos respectivos trabalhos.

Encontramos no trabalho de ROSA *et al.* (1992), uma grande quantidade de curvas de velocidade de grupo selecionadas. Constam deste trabalho 606 curvas de velocidade de grupo das ondas de superfície Rayleigh, para o harmônico fundamental e que foram selecionadas de 35 trabalhos da literatura. Não relacionamos os resumos destes trabalhos no Capítulo 1, pois os dados de velocidade de grupo são globais e só parte dos mesmos cobrem as regiões de interesse neste trabalho, ou seja, a Placa Sul-Americana (ver Tabela 5.2).

A distribuição de trajetórias para as diversas curvas de velocidade de grupo obtidas por diversos autores reunidas por ROSA *et al.* (1992), pode ser visualizada na Figura 5.1a. As trajetórias apresentam uma distribuição global, obtidas pelos diversos autores que constam na (Tabela 5.1). A Figura 5.1b ilustra as trajetórias cobertas por ROSA (1986). Novos dados de velocidade de grupo são adicionados aos dados da literatura existentes com o objetivo aumentar o número de trajetórias, ou seja, a cobertura nas áreas de interesse deste estudo. Os trabalhos de SANTA ROSA & ROSA (1994), e de CARDOSO *et al.* (1994), processaram 975 sismos registrados por diversas estação (veja Capítulo 6) e respondem a novas trajetórias. Após a filtragem resultaram 610 curvas de velocidade de grupo (veja Tabela 6.1). São utilizados aqui um total de dados de 1857 sismos, que correspondem aos dados da literatura e os processados pelos autores citados anteriormente. Foram obtidas,

destes sismos, 3279 trajetórias bem definidas e que são de extrema utilidade no estudo de tomografia que desenvolveremos no Capítulo 8.

SANTA ROSA & ROSA (1994) organizaram e determinaram as curvas de velocidade de grupo das ondas de superfície Rayleigh para o harmônico fundamental, no intervalo de período de 20 a 100 segundos, com sismos que foram registrados na estação sismográfica de Belém (BEB). Estes dados foram utilizados em inversões das curvas médias de velocidade de grupo, utilizando a técnica de inversão diferencial, com os programas computacionais desenvolvidos por RUSSELL (1987) e modificado por nós.

5.2 MEDIDAS DE VELOCIDADE DE GRUPO DE ONDAS RAYLEIGH REGISTRADAS POR BEB

Os sismos foram inicialmente selecionados segundo três critérios práticos: localização, magnitude m_b e profundidade do hipocentro. Estes critérios se encontram bem explicados por SANTA ROSA (1989). Com estes critérios, foram selecionados 116 sismos registrados na estação sismográfica de Belém (BEB). Na Tabela 5.3 apresentamos os sismos registrados em BEB e suas respectivas coordenadas. Todas as trajetórias entre epicentro e estação se encontram na Figura 5.2a, que mostra uma distribuição de trajetória continentais, oceânicas e mistas (com parte continental e parte oceânica).

A estação sismográfica de Belém (BEB) possui registradores do tipo analógico com sistema composto por pena que marca no papel. Por este motivo, existe a necessidade da digitalização dos registros dos sismos selecionados. A digitalização dos registros foi realizada utilizando todas as etapas descritas na seção 2-1 deste trabalho. Foi percebido um sério problema de marcação de tempo nos registros de marcas de minuto desta estação sismográfica. A distância de 15 mm é padrão entre as marcas de tempo de 1 minuto nos registros analógicos, porém foram encontrados vários registros com as distâncias inferiores a 10 mm, o que indica problema mecânico ou falha no relógio da estação. Observaremos mais tarde as conseqüências deste problema na qualidade dos dados tratados aqui.

Dois métodos existentes foram utilizados no processamento de ondas de superfície, para a determinação da velocidade de grupo das ondas Rayleigh para o harmônico fundamental: o

primeiro método empregado foi o filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969) ou (TMF) e o segundo foi a janela móvel no tempo de LANDISMAN *et al.* (1969) ou (MWA), ambos descritos no Capítulo 2. Ambos foram aplicados aos dados no intervalo de período de 20 a 100 segundos e os resultados da segunda técnica apresentaram melhores resultados. Após as filtragens, as curvas de velocidade de grupo foram agrupadas por trajetória e determinadas curvas médias, definidas por grupos. Foram formados dezessete grupos para trajetórias diferentes (ver Figuras 5.2b, c, d, e, f, g, h, i e j). Na seção 5-4 iremos discutir alguns possíveis motivos que levaram a mais de cinquenta por cento dos dados a não serem aproveitados após a filtragem.

5.3 INVERSÃO DOS DADOS DE VELOCIDADE DE GRUPO

O problema de inversão aqui proposto é o de determinar o ajuste entre as curvas de velocidade de grupo correspondentes ao harmônico fundamental das ondas de superfície Rayleigh observada e calculada. O procedimento de determinação da curva de velocidade de grupo calculada se encontra explicado no Capítulo 3. O procedimento empregado parte de um modelo geofísico construído para a subsuperfície cujos parâmetros são: a velocidade das ondas compressoriais, a velocidade de ondas cisalhantes e a densidade de cada camada.

A técnica de inversão aplicada aqui foi a utilizada por RUSSELL (1987), porém com a introdução de informação a priori no espaço dos parâmetros como descrito no Capítulo 4. Neste Capítulo apresentamos nossos dados medidos no intervalo de 20 a 100 segundos em média. Isto corresponde a não se ter boa resolução do primeiro parâmetro se este estiver a uma profundidade menor que a indicada pelos dados como possível de determinação. Como exemplo prático: a velocidade de grupo de 3.0 km/s que corresponda ao período de 20 segundos deve ser observada em uma camada, de no mínimo, 20 km de espessura. Como descrito no Capítulo 4, utilizamos um vínculo absoluto para o primeiro parâmetro e para o último parâmetro e, para os demais parâmetros, aplicamos vínculos relativos, ou seja, que seja suave a variação entre esses parâmetros.

O processo de inversão é realizado de forma automática, sendo o número de iterações é estabelecido inicialmente e, neste caso, não ultrapassamos de 5 iterações para obtermos a convergência dos modelos resultantes da inversão. Alguns valores relacionados à estabilidade do problema numérico são considerados, como o valor de "damping" = k^2 , que assume valores menores do que 10^{-2} e os valores dos pesos, que correspondem aos elementos ξ_{jj} , da matriz \underline{W} já discutida no Capítulo 4, seção 4-4.

Para analisarmos os resultados da inversão da curva de velocidade de grupo, que gera o modelo obtido, observamos os valores do resíduo correspondentes ao ajuste entre as curvas de velocidade de grupo observada e calculada, ajuste este verificado considerando-se a média de erro entre a curva de velocidade de grupo observada e a calculada.

5.3.1 Derivadas das velocidades de grupo e valores singulares

Apresentamos aqui alguns exemplos das derivadas parciais de velocidade de grupo em relação ao parâmetro velocidade da onda cisalhante para o grupo 8 para observarmos em que profundidade as derivadas são mais sensíveis em cada período. Também realizamos a decomposição em valores singulares da matriz sensibilidade e, utilizamos valores de "damping" diferentes com o objetivo de percebermos se tínhamos mudanças significativas nos valores singulares das respectivas matrizes.

No grupo 8, os dados correspondem a ondas com trajetória continental, com grande parte do percurso cruzando a Bacia Sedimentar do Amazonas. Foram determinadas as derivadas parciais da velocidade de grupo em relação à velocidade das ondas cisalhantes para os seguintes períodos: 18.2, 26.1, 53.5 e 86.4 segundos. Para todos os períodos avaliados, os valores de máximo das derivadas estão, respectivamente nas profundidades de: 20, 30, 140 e 142 km (Figuras 5.3a, b, c, d). Podemos observar que os períodos maiores, das Figuras 5.3c e 5.3d, indicam maior variação do parâmetro para profundidades acima de 100 km de profundidade, o que não é de interesse neste estudo, pois estamos interessados em determinar o Moho, que deve estar em profundidade menor que 100 km.

A matriz do problema é decomposta em valores singulares conforme o procedimento descrito no Capítulo 4. Em seguida, são plotados os valores singulares na Figura 5.4. Neste exemplo, ficou bastante caracterizado que mais da metade dos valores singulares são próximos entre si e também próximos de zero. Foi observado, que para treze parâmetros deste modelo, os valores singulares chegam a ordem de 10^{-8} , o que indica o mal condicionamento da matriz sensibilidade a ser invertida. Então, no Capítulo 4, nos referimos à necessidade da introdução de informação a priori e do fator de amortecimento ("damping" $=k^2$) em função do mal condicionamento do problema, caracterizado pela instabilidade numérica da matriz pseudo-inversa do problema.

5.3.2 Análise dos resultados da inversão

Na Figura 5.2c. encontram-se as distribuições das trajetórias correspondentes ao grupo 8. Estas trajetórias cruzam grande parte da Bacia Sedimentar Amazônica e os Andes, por terem os seus epicentros localizados nas regiões entre Chile e Peru. Observe que este percurso realizado pela onda cruza duas estruturas geológica diferentes e com efeitos distintos nas velocidades das mesmas.

A curva de velocidade de grupo correspondente ao grupo 8 foi determinada no intervalo de período de 18 a 70 segundos. Como modelo inicial, utilizamos o modelo de JAMES (1971b) com 5 camadas (ver parte inferior da Figura 5.5). O ajuste das curvas de velocidade de grupo permitiu identificar a descontinuidade no modelo das ondas cisalhantes, resultante da inversão, a 70 km de profundidade, aproximadamente.

Na Figura 5.6 mostramos o resultado da inversão para a curva de velocidade de grupo para o mesmo grupo, porém utilizando, como modelo inicial, o modelo de BRUNE & DORMAN (1963), para o Escudo Canadense. O resultado da inversão apresenta, no modelo resultante de ondas cisalhantes, uma descontinuidade em 44 km de profundidade, aproximadamente. Já na Figura 5.7, observamos uma descontinuidade significativa em 42 km de profundidade, aproximadamente, quando utilizamos o mesmo modelo inicial, apenas subdividimos as camadas em camadas menos espessas. Esta descontinuidade, presente nos dois resultados, foi identificada aqui como sendo a base da crosta (Moho).

Nas Figuras 5.8 e 5.9, repetimos os mesmos procedimentos realizados nas duas figuras anteriores, porém utilizando, como modelo inicial, o modelo de GUMPER & POMEROY (1970), para o Escudo Africano. Observamos, nos dois modelos de ondas cisalhantes resultantes das inversões, nas mesmas figuras (linhas contínuas), que os resultados da inversão, mostram duas descontinuidades em 40 km de profundidade, aproximadamente.

Na Figura 5.10 mostramos os modelos de ondas cisalhantes resultantes da inversão utilizando os três modelos originais citados anteriormente nas Figuras 5.5, 5.6 e 5.8. Os modelos resultantes da inversão gerados com os modelos iniciais de BRUNE & DORMAN (1963) e de GUMPER & POMEROY (1970), indicam a profundidade da base da crosta (Moho) em 40 km de profundidade, aproximadamente, com velocidade da onda cisalhante em torno de 4.6 km/s, a esta profundidade.

Este resultado é bastante razoável, quando se tem o percurso da onda cisalhante cruzando duas estruturas geológicas distintas e com efeitos diferentes na velocidade da mesmas. Observou-se que o modelo resultante da inversão utilizando como modelo inicial o de JAMES (1971b), não é satisfatório, pois grande parte do percurso realizado pela onda é na Bacia Sedimentar do Amazonas, que possivelmente não apresenta uma profundidade da base da crosta em torno de 70 km de profundidade.

5.4 PROBLEMAS ENCONTRADOS COM OS DADOS DE BEB

De 144 sismos registrados na estação sismográfica de BEB, após o processamento descrito ter sido aplicado, apenas 23 sismos produziram curvas de velocidade de grupo para o harmônico fundamental das ondas de superfície Rayleigh, dentro dos padrões de curvas de velocidade de grupo por trajetórias estabelecido em trabalhos da literatura como o de OLIVER (1962).

Em função deste fato, determinamos o espectro médio de amplitude da transformada de Fourier para os sismos registrados em BEB e o espectro médio de autocorrelação (ver Figuras 5.11 e 5.12). De forma semelhante, foram determinados também os espectros médios de amplitude da transformada de Fourier para os registros das estações do sistema

DWWSSN, sendo todas localizadas na América do Sul e na África (BACO, BDF, BOCO, SLR, ZOBO), o que foi feito por CARDOSO *et al.* (1994). No caso destas outras estações, foram utilizados mais de 800 sismos nos cálculos citados, estando os espectros mostrados nas Figuras 5.13 e 5.14.

Os espectros obtidos dos registros da estação de Belém (BEB), no intervalo de período de 20 a 100 segundos, foram comparados com os demais espectros das estações do sistema DWWSSN. Os valores dos espectros de registros da estação de Belém (BEB) indicam um nível de oscilação muito elevado quando comparados com os espectros obtidos para as demais estações. Estes resultados nos levaram a concluir que o baixo percentual do aproveitamento de sismos registrados nesta estação é possivelmente devido a problemas de calibração da estação. Também como mencionamos na seção 5-2, a estação apresenta outro problema gravíssimo relacionado a um defeito que identificamos na distância entre marcas consecutivas de minutos e que acreditamos relacionar-se a uma falha no relógio.

Os resultados de BEB apresentaram também baixo nível de aproveitamento dos registros sismológicos, quando comparados com o nível de aproveitamento das estações sismográficas de BDF (Brasília) e RDJ (Rio de Janeiro), cujos registros foram estudados de forma similar à empregada aqui nos trabalhos de MIANO (1993) e ROSA & GUEREIRO (1993).

Tabela 5.1. Dados da literatura de velocidade de grupo das ondas Rayleigh para o harmônico fundamental.

Autor	Ano	Estações	Intervalo de Período (s)	Região Estudada	Método de filtragem	Método	Número de eventos	Número de trajetórias
Bolt	1975	LPA,NAT,TRN	12-30	América do Sul Atlântico,Africa	filt. passa baixa	ISM	30	47
Sherburne	1975	RDJ,NAT,BDF,LPB	15-80	América do Sul	filt. banda passante	ISM,2SM	61	113
Suarez	1982	GIE,LPA,ANT,SPA, SBA, TRN,NAT	20-100	Peru, Equador, Bolívia, Brasil	MWA	ISM	7	7
Paniagua	1984	RDJ, NAT,BDF,LPB	10-50	América do Sul	FMT	ISM	13	13
Rosa	1986	Rede WWSSN	20-100	Global	MWA	ISM,2SM,3S	45	1242
Souza	1988	RDJ	10.24-36.57	América do Sul	FMT	M 2SM	2	1
Santa Rosa	1989	RDJ,CAI,BEB,BDF	4-50	América do Sul	FMT	ISM	34	44
Rosa et al.	1992	Rede WWSSN	10-100	Global	-	ISM	606	606
Miano	1993	RDJ	20-100	América do Sul Oceano Atlântico	MWA	ISM	37	37
Penna	1993	BDF,BEB	4-50	América do Sul	FMT	ISM	15	15
Rosa & Guerreiro	1993	BDF	20-100	América do Sul, Oceano Atlântico	MWA	ISM	32	10

Tabela 5.2. Curvas de velocidade de grupo retiradas da literatura.

Autor	Ano	Número de curvas determinadas	Intervalo de Período (Seg)
Bullen	1939	01	17-32
Delisle	1941	16	17-39
Oliver <i>et al.</i>	1955	49	1-37
Berckheimer	1956	08	1-34
Press	1956	02	11-71
Nagamune	1956	06	16-41
Koach	1959	03	6-54
Oliver <i>et al.</i>	1959	02	4-46
Santo	1960a	06	10-56
Santo	1960b	27	9-68
Santo	1960c	03	20-47
Shubert	1960	01	20-27
Kovach & Press	1961	24	10-35
Santo	1961a	02	18-37
Santo	1961b	33	11-48
Santo	1962a	37	1-59
Santo	1962b	30	20-55
Tryggvason	1962	06	3-15
Santo	1963	41	10-37
Santo	1963	23	25-35
Santo & Bath	1963	22	16-37
Sykes & Oliver	1964	07	11-32
Hunkins & Kuo	1965	11	11-27
Ben-Menahem	1965	01	50-125
Ocal	1965	01	28-58
Santo & Sato	1966	37	1-40
Gupta & Narain	1967	05	18-66
Thatcher & Brune	1973	20	10-35
Yoshii	1975	27	40-90
Sneff	1975	15	24-120
Yoshii	1075	03	19-121
Forsyth	1975	78	16-107
Yu & Mictchell	1979	05	16-110
Souriau <i>et al.</i>	1980	01	25-90

Tabela 5.3. Sismos registrados na estação de BEB. (continua)

ANO	MÊS	DIA	HORA	MINUTO	SEGUNDO	LATITUDE	LONGITUDE
1987	9	19	9	21	40.85	-15.001	-75.667
1987	9	19	21	18	25.78	-9.186	-79.059
1987	9	28	12	41	5.52	-18.122	167.731
1987	11	15	22	0	49.62	-9.434	-75.663
1988	3	26	4	3	32.6	-33.541	-71.718
1988	3	26	6	26	59.64	-22.994	-13.623
1988	6	24	8	57	53.33	10.209	-60.559
1988	7	1	2	55	32.76	-16.247	-177.629
1988	7	1	3	47	55.66	-12.538	116.862
1988	8	20	23	9	9.56	26.755	86.616
1988	8	21	13	51	42.82	-42.903	-85.773
1988	9	22	5	47	40.85	-32.695	-71.555
1990	1	6	21	44	56.26	-10.681	92.987
1990	1	7	9	6	43.44	-15.947	-74.245
1990	1	16	7	56	33.47	-31.725	-177.996
1990	1	18	12	45	23.6	-30.141	-177.688
1990	1	20	7	20	21.83	-15.262	-173.376
1990	1	20	16	59	0.89	-6.082	-81.224
1990	1	23	7	47	9.58	-12.451	-75.069
1990	2	10	3	34	31.94	-18.756	-71.456
1990	2	10	17	12	10.49	-3.17	-80.829
1990	4	19	12	40	38.69	1.108	123.429
1990	4	30	1	38	59.14	-17.26	-72.781
1990	4	30	5	54	41.49	-54.279	1.271
1990	5	30	16	49	26.88	-6.018	-77.127
1990	6	3	14	56	49.63	-42.474	-82.642
1990	6	6	2	1	8.24	-6.131	-77.213
1990	6	8	13	49	22.93	-17.573	-71.824
1990	6	9	1	14	34.57	-6.062	-77.13
1990	6	17	4	51	45.51	27.398	65.719
1990	7	9	15	11	20.38	5.395	31.654
1990	7	12	23	8	22.53	14.647	-60.458
1990	7	13	8	36	36.91	-13.295	-112.27
1990	7	17	18	48	51.68	17.377	121.053
1990	7	23	5	27	8.31	9.481	-84.546
1990	7	29	15	29	12.51	-4.893	-80.857
1990	7	30	16	24	53.87	-41.333	-88.411
1990	8	11	2	59	54.97	-0.059	-78.449
1990	8	18	13	55	7.51	-40.229	78.308
1990	8	25	11	47	31.24	5.792	-77.504
1990	9	4	23	15	11.35	-31.262	-69.063

Tabela 5.3. Sismos registrados na estação de BEB. (continua)

ANO	MÊS	DIA	HORA	MINUTO	SEGUNDO	LATITUDE	LONGITUDE
1990	9	12	20	16	18.96	-60.447	-65.029
1990	9	14	9	20	18.91	-60.689	-22.794
1990	9	23	6	50	33.09	-14.989	-173.632
1990	9	23	17	54	2.96	-17.732	167.612
1990	10	15	1	35	44.56	-2.211	92.249
1990	10	25	11	1	38.72	8.307	126.462
1990	10	26	6	4	15.73	-35.368	-16.108
1990	10	27	16	31	21.7	6.75	-71.949
1990	11	4	18	13	43.06	-15.721	-72.619
1990	11	7	19	5	27.97	-55.974	-27.538
1990	11	15	3	28	27.97	23.895	92.937
1990	11	16	7	20	10.16	-59.707	-26.244
1990	11	23	22	35	34.71	4.707	-75.574
1990	11	25	4	19	55.2	-31.01	-178.992
1990	11	25	12	32	45.19	-2.692	-77.773
1990	12	11	14	41	42.55	-15.461	-173.117
1990	12	14	11	22	39.33	-9.691	-78.982
1990	12	21	3	26	43.09	-16.626	-177.556
1990	12	21	6	1	23.08	54.344	167.455
1990	12	22	17	27	54.84	9.869	-84.302
1991	1	1	17	28	2.49	-21.208	-174.149
1991	1	8	22	4	9.49	-18.057	-173.534
1991	1	18	10	45	18.47	-51.145	139.415
1991	1	29	16	4	0.06	-14.998	-75.74
1991	2	13	6	17	23.07	-44.361	-79.529
1991	2	14	23	31	23	-22.336	-112.578
1991	3	5	13	49	6.36	3.231	-83.343
1991	3	11	21	15	56.42	-51.154	29.255
1991	3	29	20	13	48.39	-3.959	-80.907
1991	4	9	6	2	24.51	-9.788	-74.702
1991	4	9	15	35	21.4	-5.971	-77.02
1991	4	11	17	51	18.67	-11.036	166.787
1991	4	13	0	59	37.25	-5.728	-77.135
1991	4	24	19	13	2.11	9.741	-83.517
1991	4	29	18	12	23.21	-11.258	-77.672
1991	4	30	2	16	33.05	5.926	-82.612
1991	5	10	13	33	52.32	-16.114	-174.147
1991	6	3	5	5	14.8	-40.622	-74.801

Tabela 5.3. Sismos registrados na estação de BEB. (final)

ANO	MÊS	DIA	HORA	MINUTO	SEGUNDO	LATITUDE	LONGITUDE
1991	6	10	17	35	49.48	23.771	-45.368
1991	6	11	5	26	31.17	8.403	-103.021
1991	6	15	20	23	21.96	0.535	-25.452
1991	6	19	20	14	17.69	-58.198	-24.837
1991	6	25	23	6	57.21	5.244	-72.912
1991	7	5	4	30	52.55	-9.585	114.673
1991	7	23	19	44	50.24	-15.679	-71.574
1991	7	30	15	56	24.02	-45.413	-77.102
1991	10	12	16	26	24.86	-13.742	166.6
1991	10	27	22	5	3.58	-57.761	-25.37
1991	11	1	2	51	12.77	1.235	122.105
1991	11	5	21	16	16.02	-16.908	66.162
1991	11	13	13	21	47.59	2.914	-76.434
1991	11	13	20	27	35.28	3.14	-78.576
1991	12	2	17	32	20.77	-17.864	-13.836
1991	12	5	9	15	28.1	-41.266	80.401
1991	12	13	2	33	51.85	45.578	156.56
1991	12	15	18	56	5.61	-17.521	-70.422
1991	12	21	8	1	18.35	-22.68	-64.207
1992	1	2	16	40	40.6	48.738	-129.233
1992	2	13	1	29	13.19	-15.894	166.318
1992	3	7	1	53	37.76	10.21	-84.323
1992	4	2	3	17	55.65	-37.562	-17.164
1992	4	2	6	42	42.01	-37.298	-17.351
1992	4	2	21	3	3.68	7.173	-34.047
1992	4	5	11	46	35.05	-11.938	166.324
1992	4	5	14	13	40.22	11.27	-86.366
1992	4	6	13	54	40.22	50.724	-130.092
1992	4	24	7	7	23.91	27.55	66.065
1992	4	24	13	12	40.17	-9.658	-79.731
1992	4	24	17	38	53.1	-9.028	-109.735
1992	4	24	22	14	33	-9.747	-79.758
1992	4	25	4	25	45.3	-10.248	-80.208
1992	5	18	23	19	20.87	7.446	-82.311
1992	5	20	12	20	32.85	33.377	71.317
1992	5	22	1	20	39.96	-33.669	-71.942

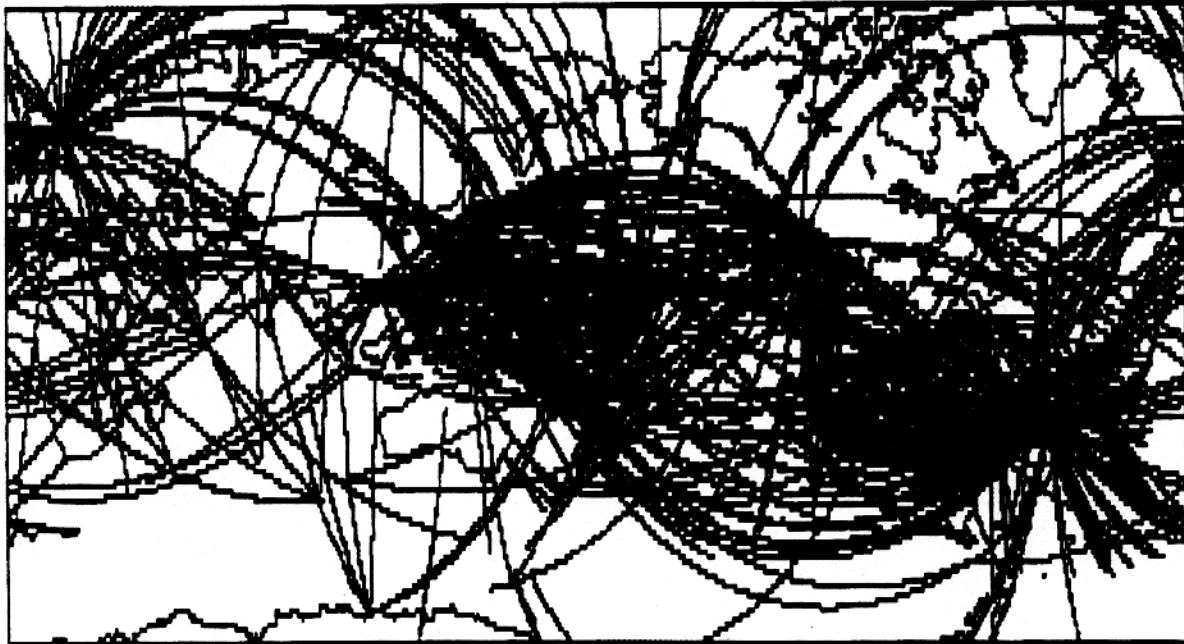


Figura 5.1a. Mostra a distribuição de trajetórias correspondente a (Tabela 5.1)

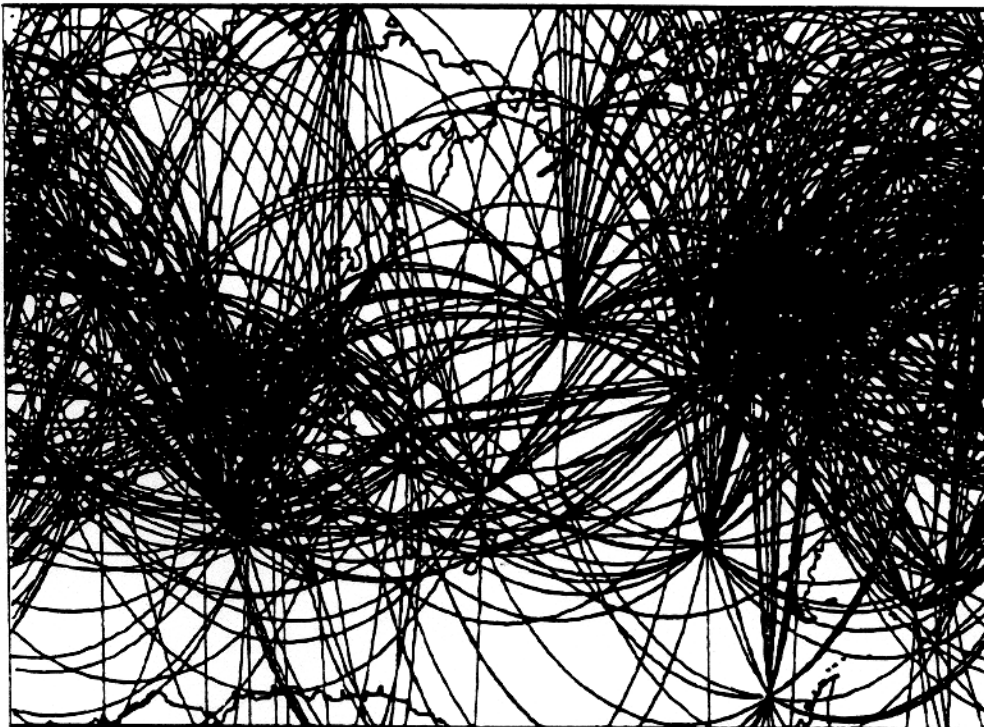


Figura 5.1b. Mostra a distribuição de trajetórias estudadas por ROSA (1986), e que parte das trajetórias devem ser estudadas no capítulo de tomografia.

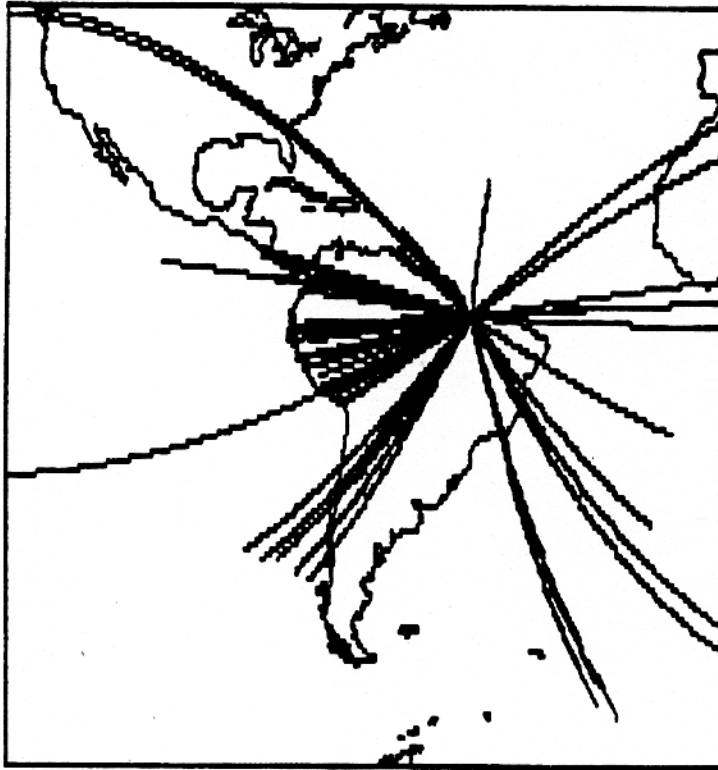


Figura 5.2a. Trajetórias medidas na estação de BEB.

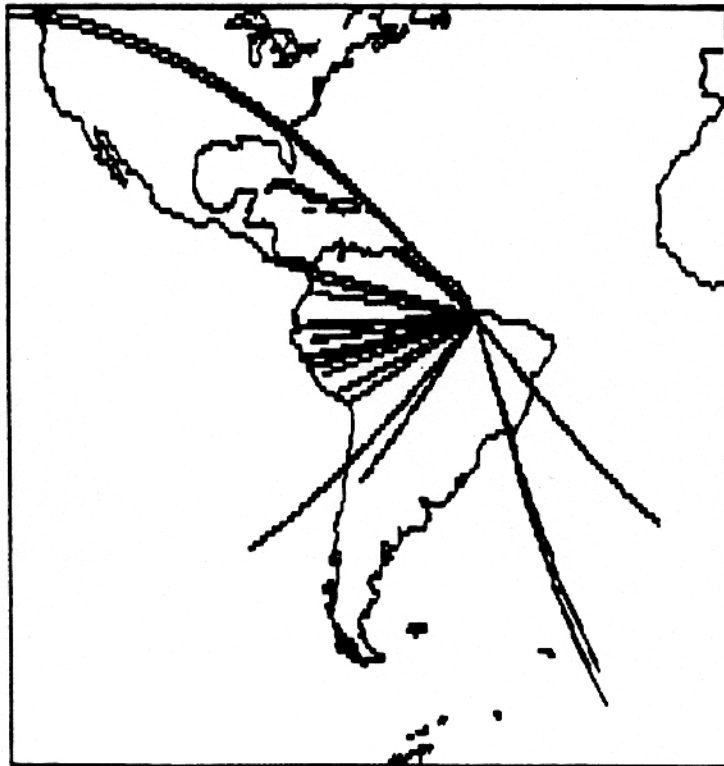


Figura 5.2b. Trajetórias estudadas da estação de BEB.



Figura 5.2c. Trajetória correspondente ao grupo 8.



Figura 5.2d. Trajetória correspondente ao grupo 10.



Figura 5.2e. Trajetória correspondente ao grupo 11.

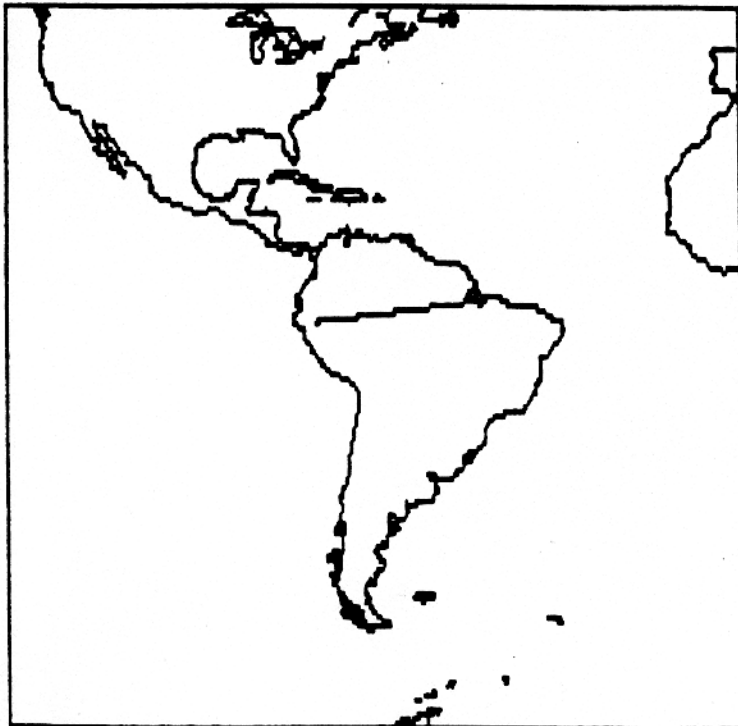


Figura 5.2f. Trajetória correspondente ao grupo 11a.



Figura 5.2g. Trajetória correspondente ao grupo 6.



Figura 5.2h. Trajetória correspondente ao grupo 7.

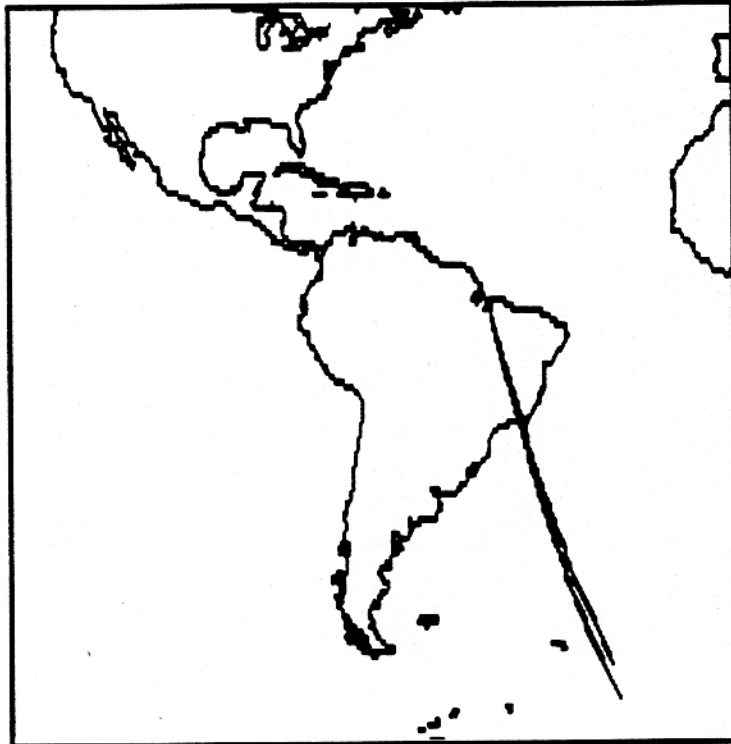


Figura 5.2i. Trajetória correspondente ao grupo 3.

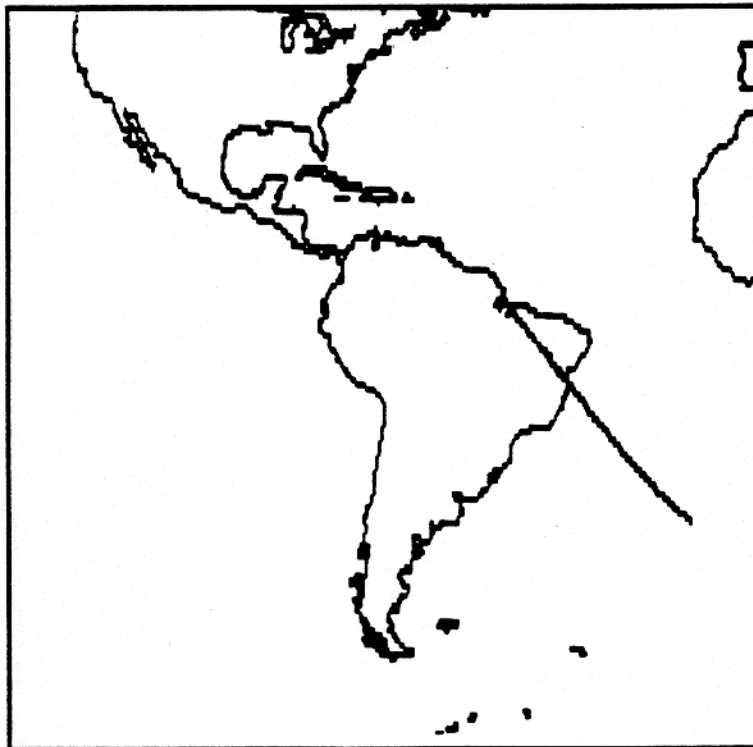


Figura 5.2j. Trajetória correspondente ao grupo 4.

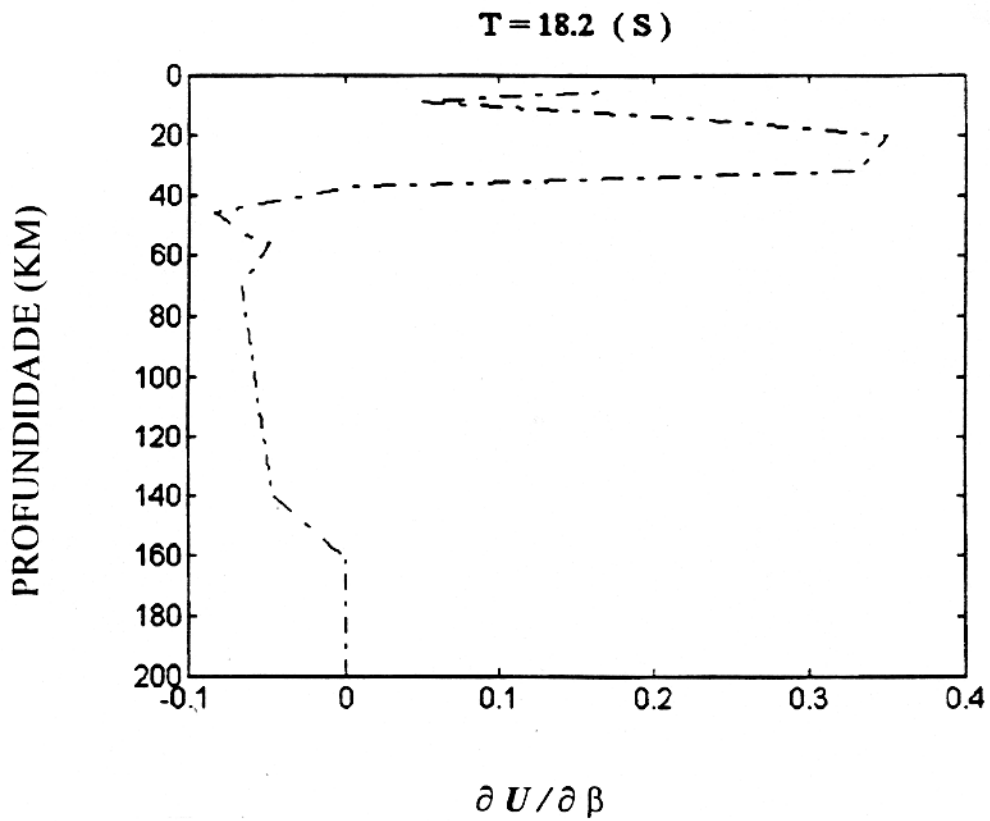


Figura 5.3a. Valores das derivadas do grupo 8 para o período de 18.2 s.

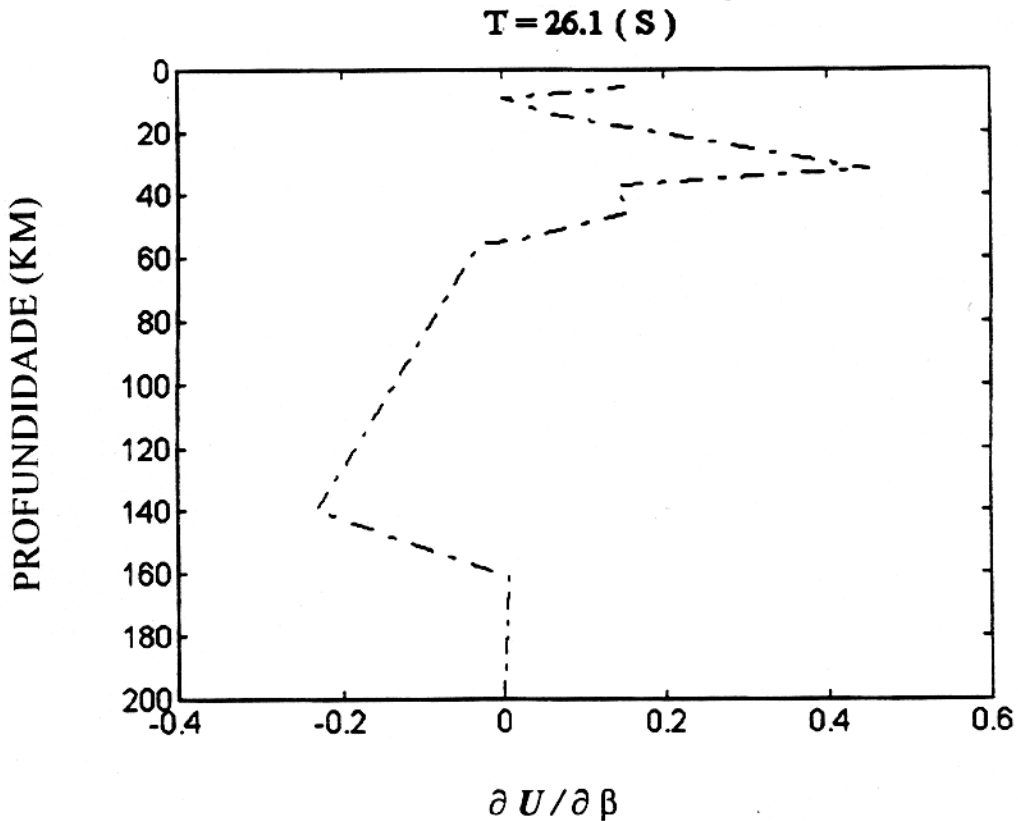


Figura 5.3b. Valores das derivadas do grupo 8 para o período de 26.1 s.

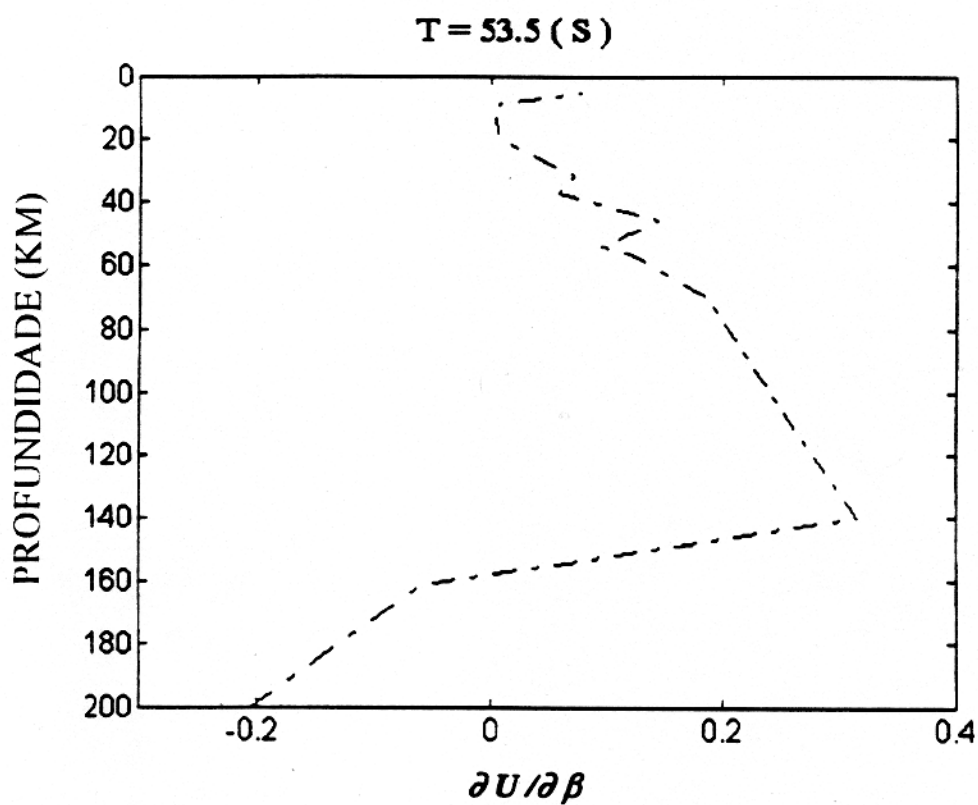


Figura 5.3c. Valores das derivadas do grupo 8 para o período de 53.5 s.

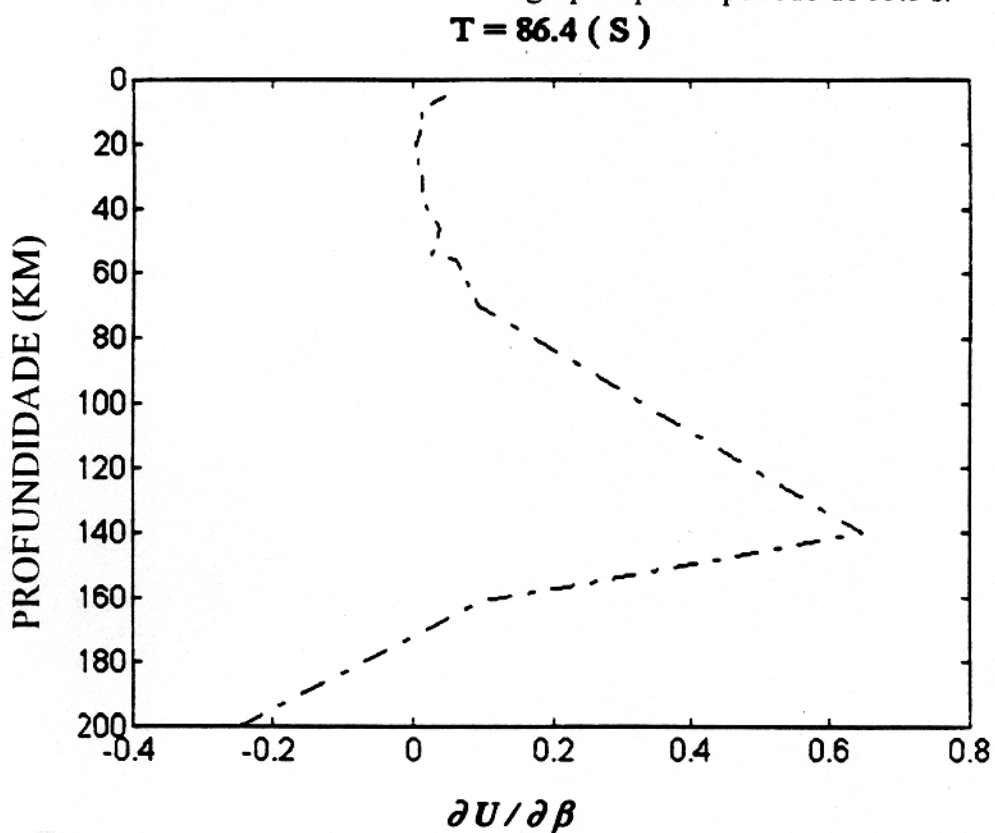


Figura 5.3d. Valores das derivadas do grupo 8 para o período de 86.4 s.

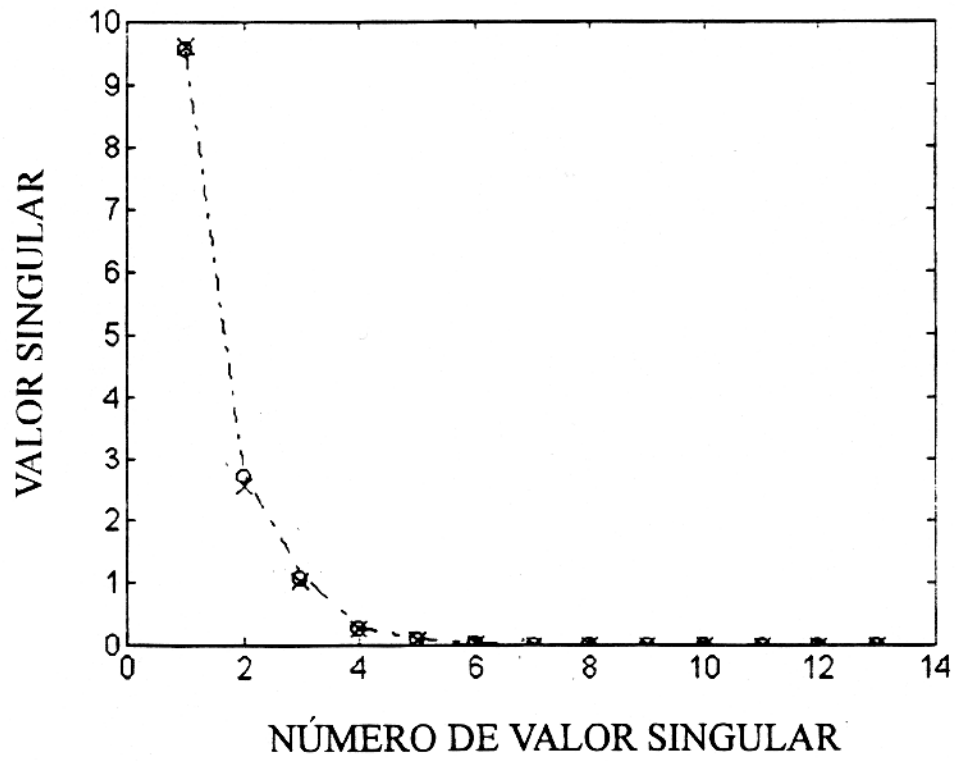


Figura 5.4. Valores singulares correspondente ao grupo 8 para modelos continentais.

GRUPO 8

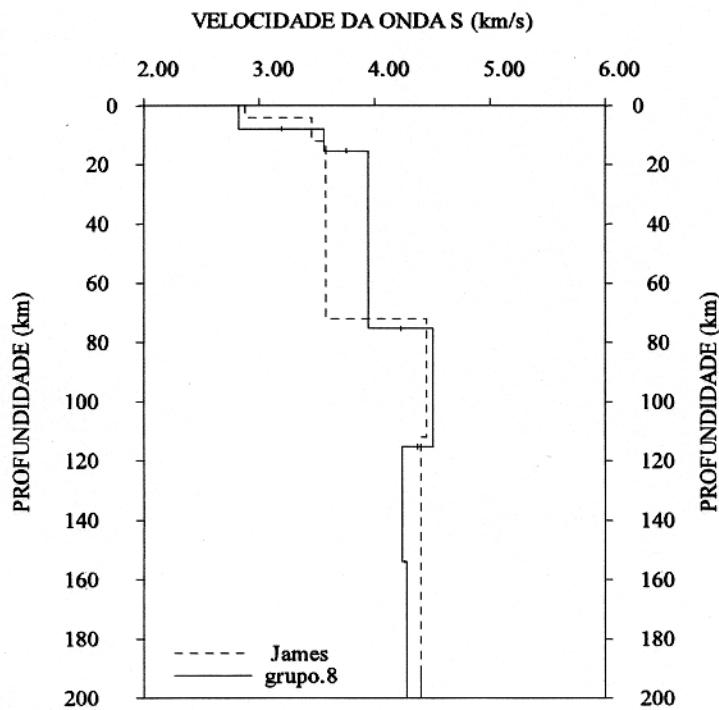
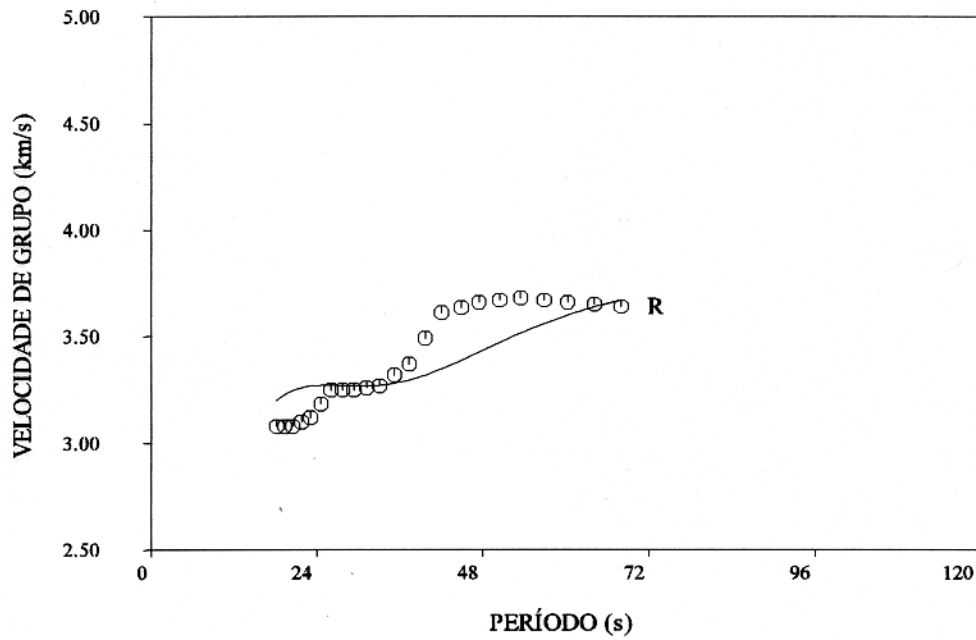


Figura 5.5. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo JAMES (1971). Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de JAMES (1971) comparado o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

GRUPO 8

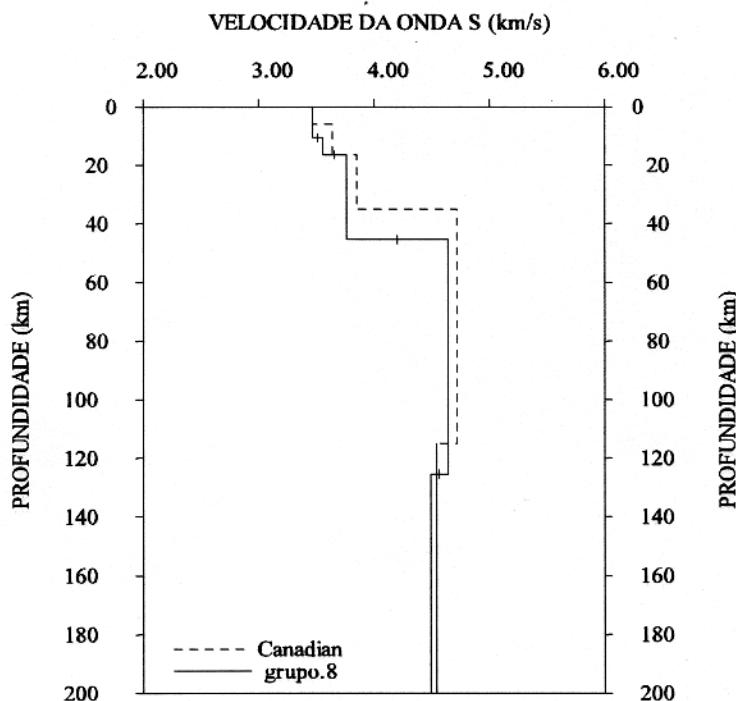
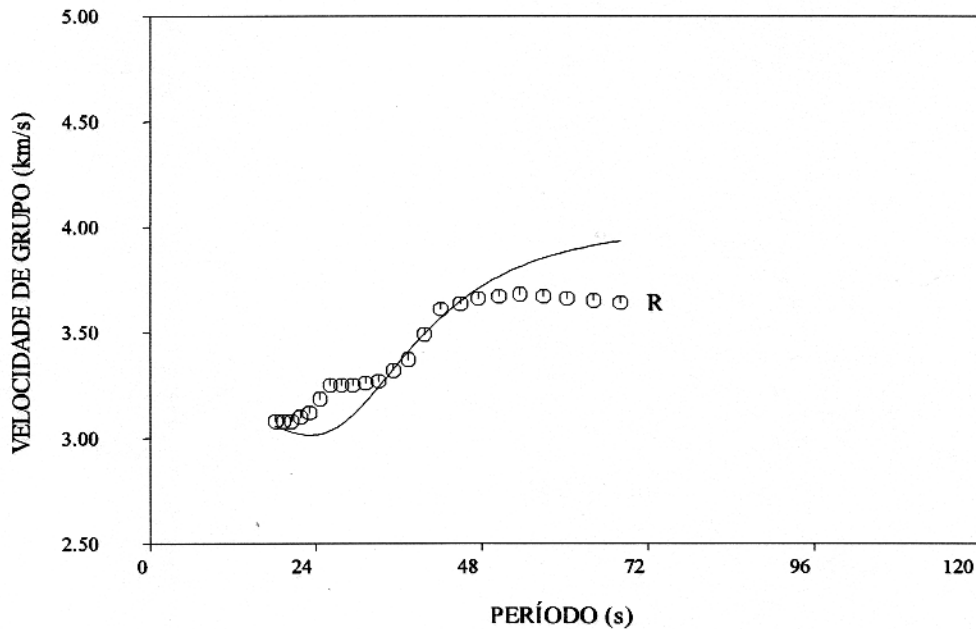


Figura 5.6. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comprada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense considerando as camadas originais do modelo, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

GRUPO 8

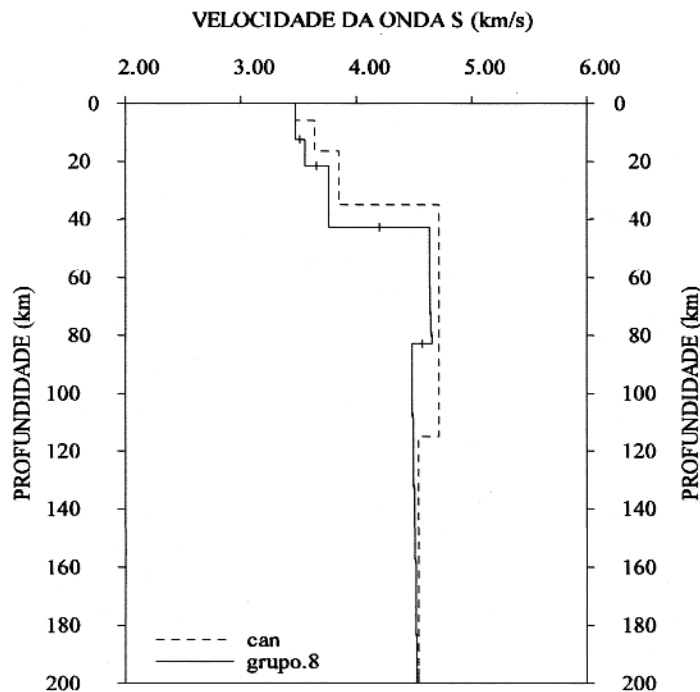
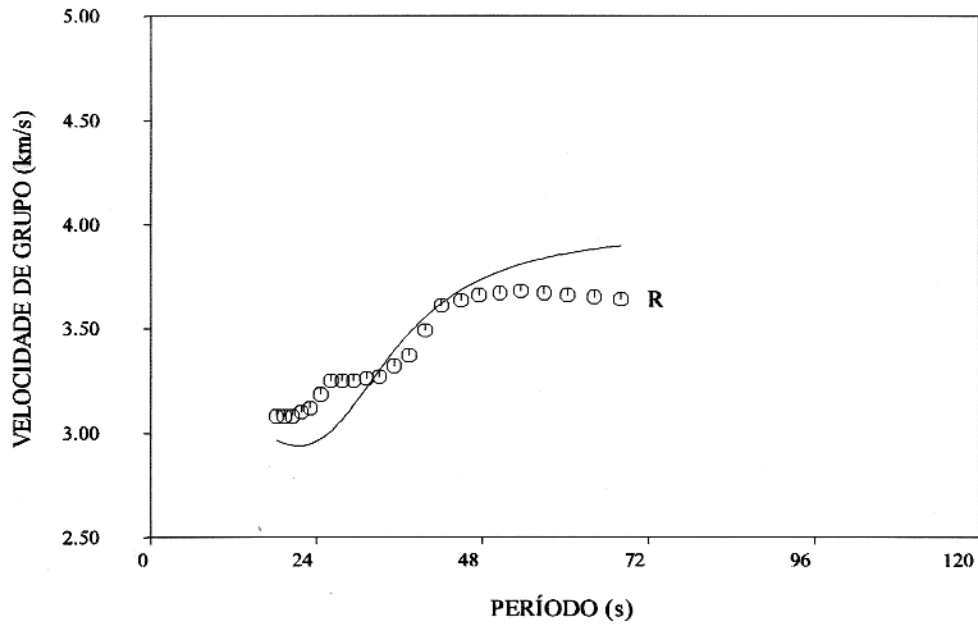


Figura 5.7. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para Escudo Canadense considerando as camadas do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

GRUPO 8

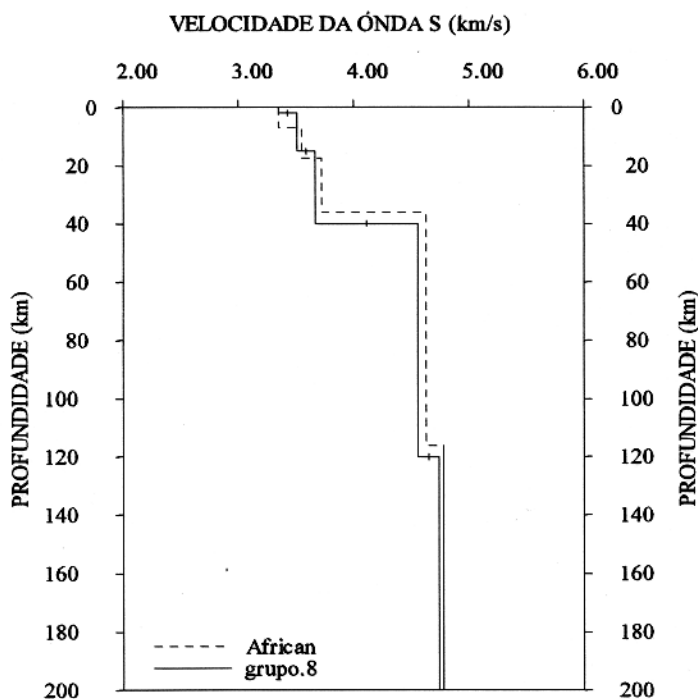
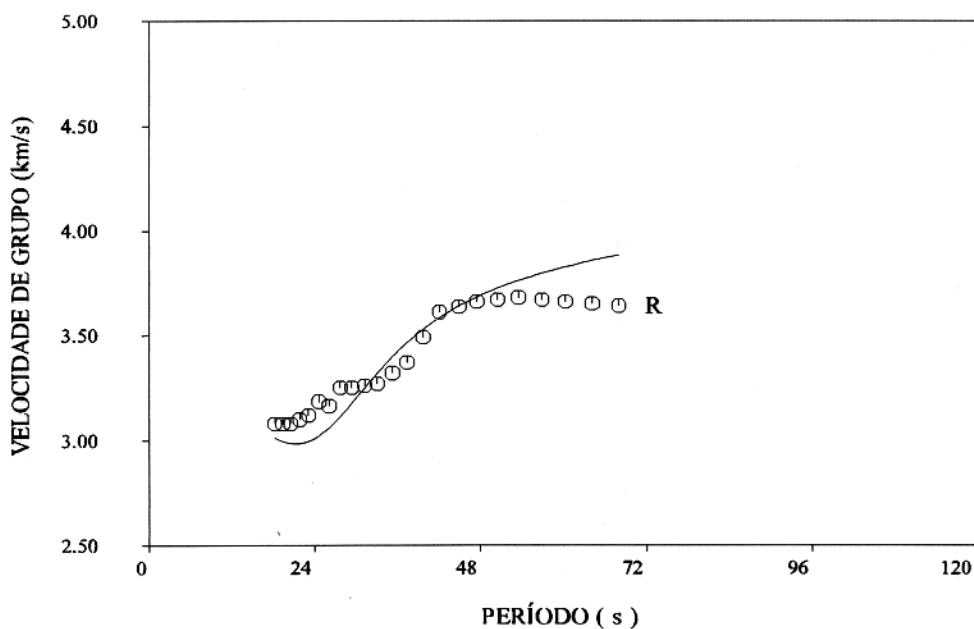


Figura 5.8. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de GUMPER & POMEROY (1970) para o Escudo Africano. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de GUMPER & POMEROY (1970) para o Escudo Africano considerando as camadas do modelo original, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

GRUPO 8

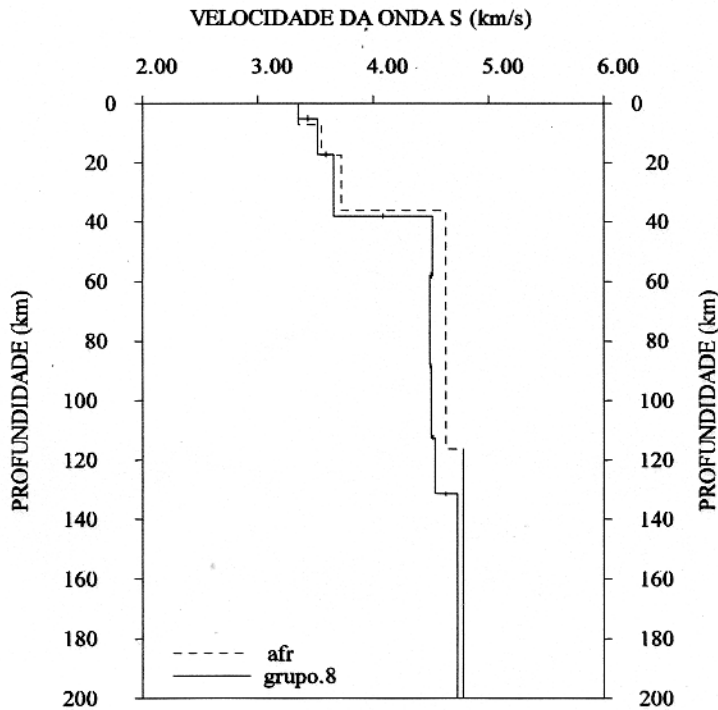
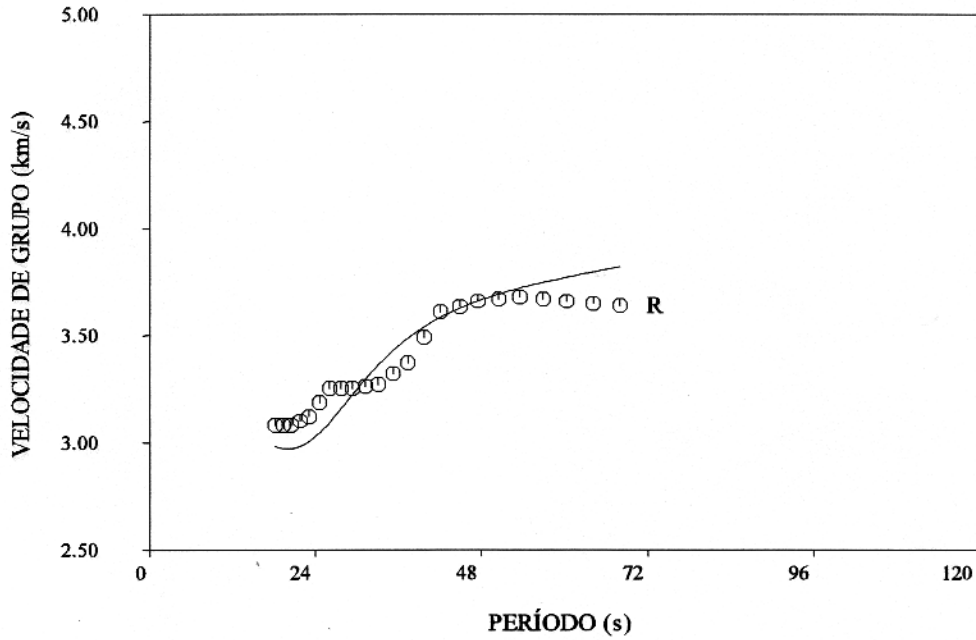


Figura 5.9. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de GUMPER & POMEROY (1970) para o Escudo Africano considerando as camadas do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

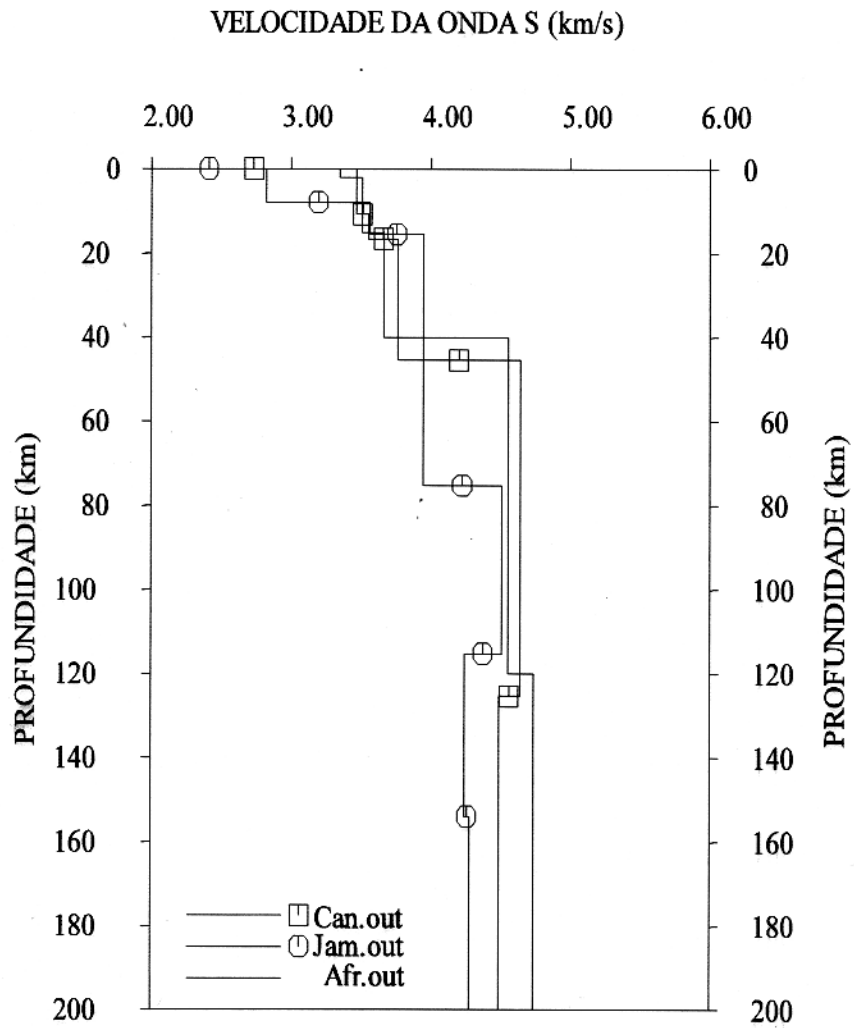


Figura 5.10. Comparação dos resultados obtidos da inversão da média dos dados de dispersão do grupo 8, a partir dos modelos computados com modelos iniciais de BRUNE & DORMAN (1963) e de GUMPER & POMEROY (1970), a profundidade da base da crosta (Moho) situa-se a, aproximadamente, em 40 km.

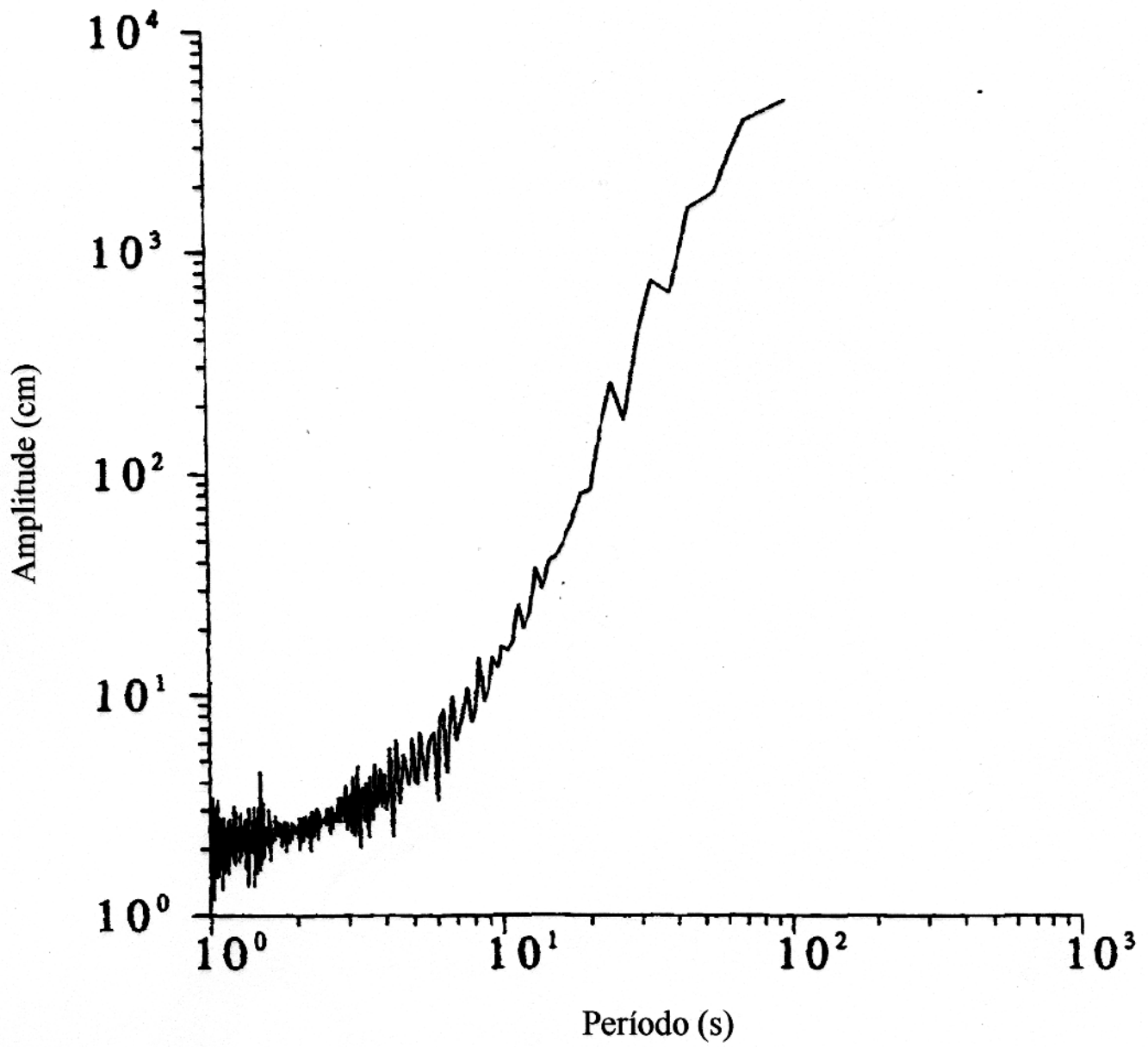


Figura 5.11. Espectro de amplitude média da componente vertical da estação de Bélem (BEB).

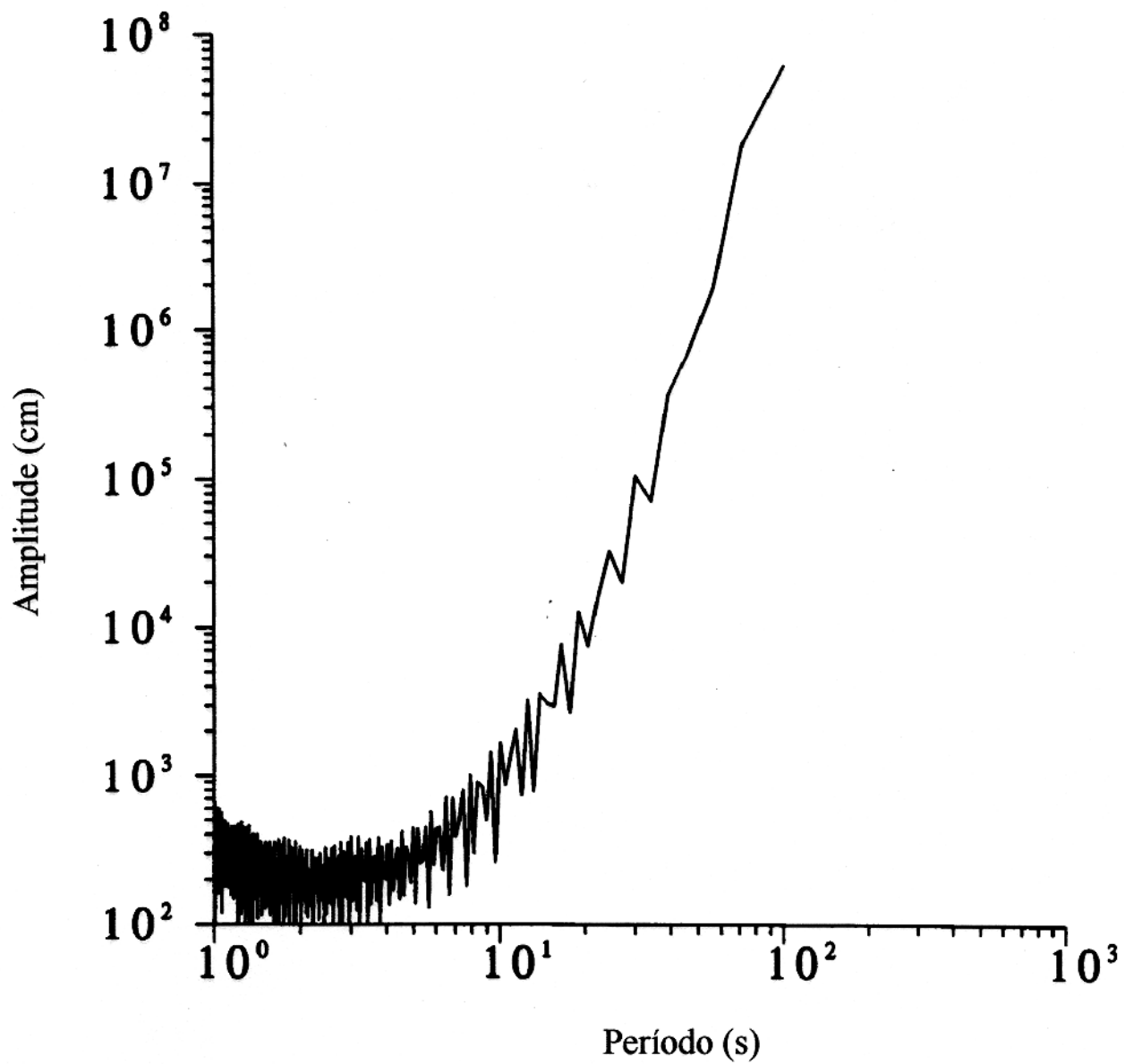


Figura 5.12. Espectro médio de autocorrelação para a estação de Belém (BEB).

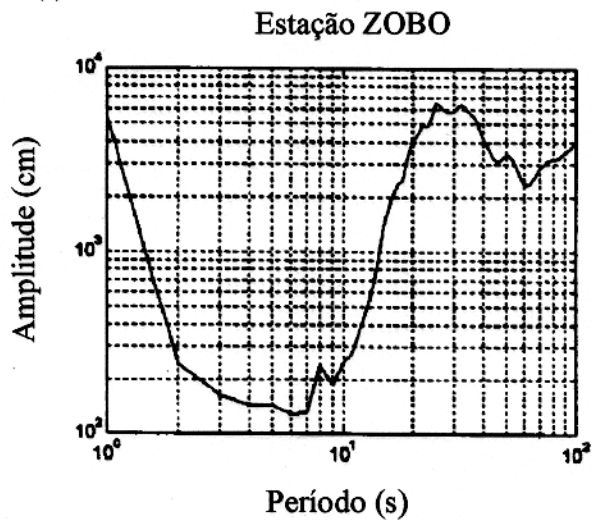
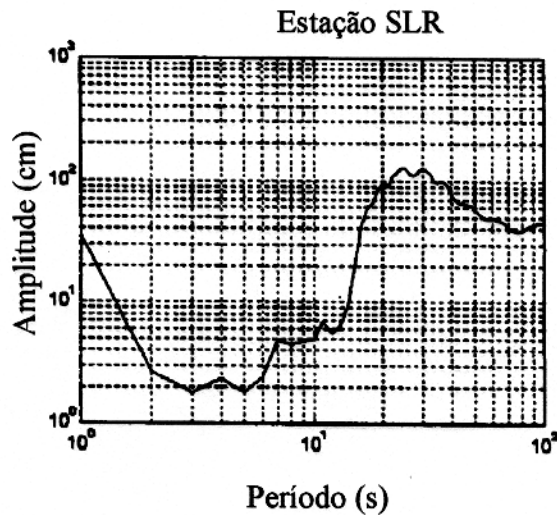
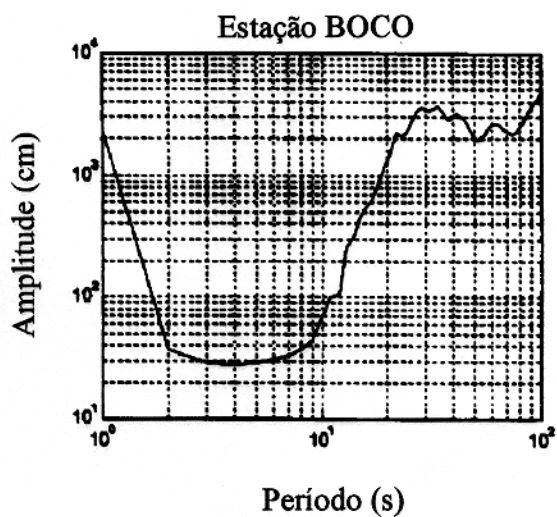
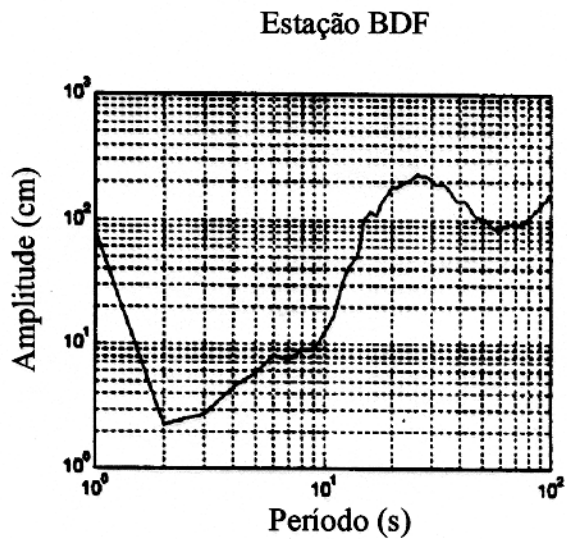
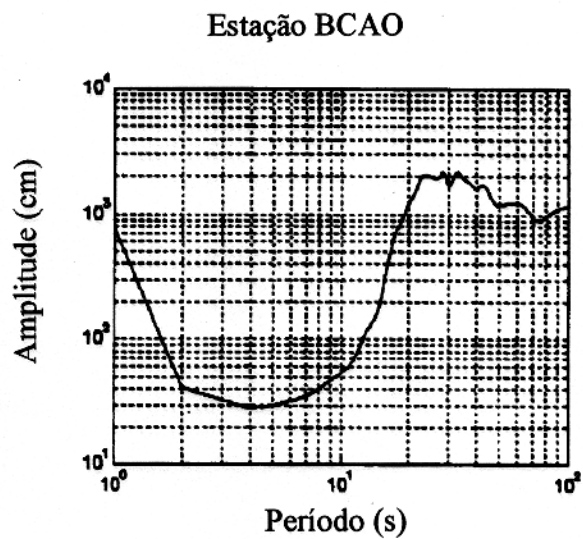


Figura 5.13. Espectros de amplitude média para as componentes verticais das estações digitais.

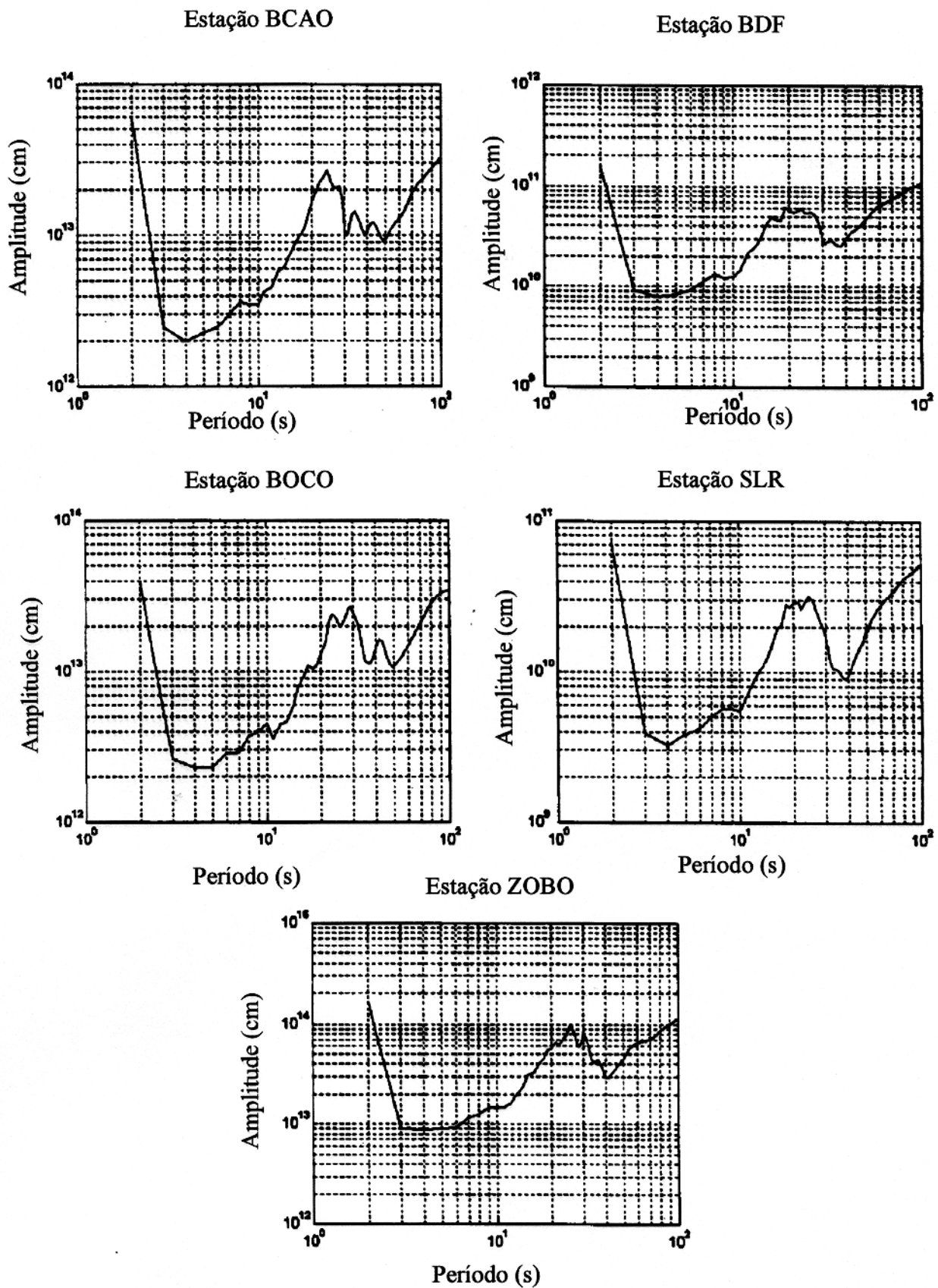


Figura 5.14. Espectros médio de autocorrelação das componentes verticais das estações digitais.

6. TRATAMENTO DOS DADOS EXISTENTES DE ESTAÇÕES DIGITAIS

6.1 INTRODUÇÃO

Foram selecionados 859 registros de sismos, todos obtidos das estações sismográficas digitais de símbolos CAY, BDF, BCAO, ZOBO, SLR, BOCO, que fazem parte das redes DWSSN, SRO e GEOSCOPE, e que estão localizadas na América do Sul ou na África. Os sismos registrados ocorreram no período de 1981 a 1987, todos possuem epicentros localizados ao redor da Placa Sul-Americana, Placa de Nazca, Placa Africana ou Placa Norte-Americana. Os registros sismológicos foram processados para determinarmos as curvas de velocidade de grupo das ondas de superfície Rayleigh para o harmônico fundamental, ao longo das trajetórias que cruzam a América do Sul, regiões do Atlântico Sul e Placa de Nazca. A distribuição das trajetórias se encontra da seguinte forma: para a estação BCAO (África Central) foram filtrados 230 sismos e 176 foram selecionados, para a estação BDF (Brasil) 126 foram considerados e 98 selecionados, de BOCO (Colômbia) 87 sismos foram considerados e 54 usados, de SLR (África do Sul) foram considerados 168 e selecionados 136 e de ZOBO (Bolívia) 245 trajetórias foram consideradas e 146 foram usadas, na estação de CAY foram consideradas três trajetórias e nenhuma destas foi considerada satisfatória. Para cada estação, subdividimos grupos de sismos, utilizando basicamente o critério prático da direção azimutal dos percursos considerados (Tabela 6.1). Determinamos as curvas médias de velocidade de grupo para cada grupo, conforme as trajetórias continentais, oceânicas e mistas (parte continental e parte oceânica). As curvas médias de velocidade de grupo foram invertidas, utilizando a técnica de inversão descrita no Capítulo 4. Como resultado, apresentamos os modelos das ondas cisalhantes que melhor representam as estruturas de subsuperfície para as regiões que envolvem cada trajetória estudada.

6.2 OBTENÇÃO DAS CURVAS DE VELOCIDADE DE GRUPO

Os sismogramas registrados pelas estações mencionadas na seção 6-1, são todos digitais. Seus registradores são digitais, porém seus sensores são analógicos, ou seja, os mesmos da rede WWSSN. Esses dados são medidos e amostrados nos próprios registradores a um intervalo de tempo constante. Realizamos todas as correções necessárias a este tipo de dados, entre elas a correção instrumental. No Capítulo 5, mostramos nas Figuras 5.13 e 5.14, respectivamente, os espectros de amplitude média e de autocorrelação para as componentes verticais das estações da rede digital mundial localizadas na América do Sul e na África (os mesmos registros considerados aqui). Tais espectros mostram como temos, em média, os dados considerados nesta parte de nosso trabalho.

Após as correções, aplicamos o filtro aos registros sísmicos para determinamos as curvas de velocidade de grupo para as ondas de Rayleigh, utilizando o método de uma estação. As curvas de velocidade de grupo foram obtidas aplicando-se a técnica de filtragem da janela móvel no tempo de LANDISMAN *et al.* (1969), no intervalo de período de 20 a 100 segundos, considerando-se individualmente cada par de estação e epicentro. Os programas computacionais da janela móvel no tempo foram implementados na linguagem computacional C por CARDOSO *et al.* (1994). A nova versão do programa possibilitou a leitura dos dados de forma mais acessível e rápida (formatação compatível para a leitura dos dados digitais), o que tornou o processamento mais rápido.

Como resultado, temos as curvas de velocidade de grupo para as ondas de Rayleigh no harmônico fundamental. As curvas de velocidade foram então separadas por trajetórias, quando continental ou oceânica, utilizando os dados dos percursos de onda envolvidos e as curvas padrão de velocidade de grupo determinadas por OLIVER (1962) como referência. Todas as curvas de velocidade de grupo foram selecionadas por estes critérios, que definem um valor mínimo e um valor máximo de velocidade de grupo, e adicionando-se a estes valores, o valor do desvio padrão esperado para os dados observados. Estes valores de desvio padrão foram também retirados do trabalho de OLIVER (1962). Algumas curvas foram eliminadas por não ficarem no intervalo do desvio padrão esperado para os dados. O segundo critério de eliminação utilizado foi o do número de observações ser superior a quatro valores de período

do filtro aplicado ao sinal. Após a utilização destes dois critérios práticos, restaram 610 curvas de velocidade de grupo, que correspondem a mais de 80% dos dados processados. Este percentual comprova a boa qualidade dos dados coletados e o bom funcionamento das estações sismográficas utilizadas. A única exceção deste aspecto foi a estação CAY (Cayenne), que não teve registro aproveitado dos sismos considerados, sendo os únicos três registros considerados inadequados ao presente estudo.

Foram caracterizados sessenta grupos pelo critério azimutal, sendo trinta e três com trajetórias oceânicas e vinte e sete com trajetórias continentais. Em seguida, foram calculadas as curvas médias de velocidade de grupo para cada grupo com pequenas variações azimutais de seus epicentros e sua variância para cada período. As curvas médias de velocidade de grupo foram em seguida invertidas para cada trajetória média, com o objetivo de determinarmos os modelos das estruturas de subsuperfície para cada uma delas. As trajetórias que apresentam parte do percurso no continente e parte no Oceano, foram interpretadas como curvas de trajetórias mistas. Os modelos iniciais utilizados na inversão para essas trajetórias foram modificados, de forma a representarem melhor as curvas de dispersão medidas. Logo após, foi realizada a inversão das curvas médias de velocidade de grupo, correspondente aos nove grupos que apresentaram os melhores resultados.

6.3 INVERSÃO DAS CURVAS DE VELOCIDADE DE GRUPO

A inversão das curvas de velocidade de grupo foi realizada utilizando informação a priori através dos vínculos relativos para todos os parâmetros e vínculos absolutos no primeiro e último parâmetros. Também utilizamos pesos para termos mais liberdade nas estimativas dos parâmetros. Foram utilizadas, conforme já mencionamos, as curvas de velocidade de grupo de valores médios no processo de inversão. As mesmas curvas foram invertidas utilizando a técnica de inversão já descrita no Capítulo 4. Os programas computacionais utilizados na inversão são de autoria de RUSSELL (1987), modificados por nós para atender melhor os interesses deste trabalho. A inversão tem como objetivo aqui determinar os modelos de velocidade das ondas cisalhantes que representem o modelo geofísico da estrutura média em subsuperfície, para a crosta e para o manto superior na Placa Sul-Americana.

As curvas de velocidade de grupo, mesmo quando agrupadas azimutalmente, apresentavam número de períodos diferentes, sendo necessária a interpolação de alguns valores de velocidade de grupo para determinados períodos. Foram obtidos os valores das derivadas parciais da velocidade de grupo em relação à velocidade das ondas cisalhantes, que constituem a matriz sensibilidade do problema. Em seguida, realizamos a decomposição da matriz sensibilidade em valores singulares e que representa a transformação da matriz sensibilidade em matrizes ortogonais, de acordo com a teoria apresentada por GOLUB & REINSCH (1971). Utilizamos a técnica da inversão diferencial por ser esta mais estável do que a inversão estocástica, por introduzir informação a priori no processo de inversão das ondas de superfície, como demonstrado por HWANG & MITCHELL (1987) e pelo autor deste trabalho, no Capítulo 4. Demonstramos tal situação, com exemplos, na seção 6-4 abaixo.

Os resultados da inversão foram avaliados utilizando-se os valores de RMS (são os resultados pelo mínimos quadrados, que correspondem à perturbação do modelo das ondas cisalhantes). Por ser um problema linearizado, resolvemo-lo de forma iterativa e, a cada iteração do processo, o modelo das ondas cisalhantes é atualizado. Também observamos o erro no ajuste entre as curvas de velocidade de grupo observadas e calculadas.

A informação a priori é introduzida no modelo inicial através de vínculos absolutos e relativos, como indicado no Capítulo 4. O valor de "damping", ou amortecimento, é dado pela constante k^2 utilizada por FRANKLIN (1970). Na técnica da inversão diferencial, utilizamos a matriz \underline{W} de pesos e seus elementos da diagonal principal são ξ_{jj} , que podem assumir valores diferentes. Isto corresponde a fornecer informação a priori no espaço dos parâmetros, ou seja, quanto menor o valor do peso, maior a liberdade de variação dos parâmetros em relação aos vínculo.

6.4 EXEMPLOS DE DERIVADAS PARCIAIS DE VELOCIDADE GRUPO E VALORES SINGULARES

Nesta seção, exemplificamos os resultados obtidos para alguns grupos, mostrando os valores determinados das derivadas parciais da velocidade de grupo em relação à velocidade

das ondas cisalhantes. Mostramos os valores de derivadas versus profundidade para alguns períodos selecionados, e também plotamos os valores singulares correspondentes à decomposição da matriz sensibilidade em valores singulares de LAWSON & HANSON (1974). As derivadas são determinadas em função do parâmetro velocidade da onda cisalhante para cada camada, ou seja, no centro da camada, estes valores indicam o quanto a velocidade de grupo é sensível ao parâmetro velocidade da onda cisalhante. A importância de se determinar os valores das derivadas em cada período é o de ter a curva de velocidade de grupo observada num intervalo limitado de período, ou seja, o valor máximo da derivada para cada período deve mostrar o intervalo de profundidade referente ao comprimento de onda, da ordem de algumas dezenas de quilômetros, que é melhor estudado pelos dados invertidos neste estudo. Os valores singulares são determinados a cada atualização do modelo, no processo de determinação da matriz sensibilidade.

Como exemplo inicial de nossa análise, consideramos o grupo BDF-G, para o qual determinamos os valores das derivadas parciais para os períodos 23.1 e 53.5 segundos, para o qual temos os valores máximos nas profundidades de 40 km e 120 km, respectivamente (ver as Figuras 6.1a e 6.1b), o que indica boa sensibilidade do parâmetro neste intervalo de profundidade (entre 40 km e 120 km).

Para o grupo ZOBO-C, determinamos os valores de derivadas nos períodos de 26.1, 53.5 e 97.5 segundos (Figuras 6.2a, b e c). Os valores máximos das derivadas foram obtidos nas seguintes profundidades: 26, 76 e 137 km, indicando as maiores taxas de variação do parâmetro para o período de 97.5 segundos (veja Figura 6.2c).

No caso do grupo ZOBO-G, calculamos os valores das derivadas para os períodos de 18.2, 37.4 e 53.5 segundos (ver Figuras 6.3a, b e c). Para o valor período 37.4 segundos, a derivada apresenta um máximo bem definido em 80 km de profundidade.

O grupo BCAO-E representa trajetórias oceânicas. Seus valores de derivadas foram plotados para os períodos de 20.5, 42.1 e 86.4 segundos (Figuras 6.4a, b e c). No caso do período de 42.1 segundos, o valor máximo da derivada se encontra na profundidade de 55 km, o que corresponde a um bom resultado para esta profundidade considerando-se o intervalo de período amostrado.

A decomposição em valores singulares das pseudo-matrizes correspondente aos grupos BDF-G, ZOBO-C, BCAO-E (ver Figuras 6.5a, b, c e d), são plotadas conjuntamente na Figura 6.5e, onde observamos como os valores decaem rapidamente para estes dez valores singulares. Este exemplo evidencia como o problema inverso é mal-condicionado, e a necessidade de utilizarmos valores de "damping", que possibilitam a diminuição do mal-condicionamento da matriz a ser invertida.

6.5 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA INVERSÃO

Na Figura 6.6a, mostramos a distribuição de trajetórias dos sismos registrados na estação sismográfica BCAO (África Central). Foram consideradas 230 trajetórias (176 medidas) para esta estação. Na Figura 6.6a temos a distribuição de trajetórias utilizadas para a seleção das 176 medidas consideradas boas. Os sismos registrados em BDF (Brasil), envolvendo 126 trajetórias consideradas e 98 medidas, têm as trajetórias de ondas correspondentes mostradas na Figura 6.6b.

São apresentados na Figura 6.6c, a distribuição de trajetórias, correspondentes aos sismos registrados na estação de BOCO (Colômbia). Foram consideradas 87 trajetórias, sendo 54 selecionadas. Para a estação SLR (ao Sul da África), ver Figura 6.6d, foram consideradas 168 trajetórias e selecionadas 136. Para a estação ZOBO, localizada na Bolívia, foram consideradas 245 trajetórias e selecionadas 146 (observe a Figura 6.6e).

A distribuição de trajetórias da Figura 6.7 corresponde ao grupo BDF-G, que é constituído de sismos registrados na estação sismográfica BDF, com os epicentros localizados no Chile. Os raios traçados mostram trajetórias continentais que cruzam o Escudo Brasileiro e a Bacia Sedimentar do Paraná. A curva média de velocidade de grupo deste agrupamento foi invertida utilizando-se a técnica de inversão diferencial descrita acima. No processo de inversão da curva média deste grupo foram considerados os dois modelos continentais: BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense e o modelo de GUMPER & POMEROY (1970) para o Escudo Africano, respectivamente.

Encontramos, na parte superior da Figura 6.8, os resultados da inversão da curva de velocidade de grupo correspondente ao grupo BDF-G. A curva de dispersão se encontra definida no intervalo de período de 23 a 54 segundos e, neste caso, o modelo inicial utilizado foi o de BRUNE & DORMAN (1963) com suas camadas originais sub-divididas em maior número de camadas menos espessas. O modelo das ondas cisalhantes resultante da inversão se encontra na parte inferior da Figura 6.8, que indica uma descontinuidade em 42 km de profundidade, aproximadamente.

Observamos, na parte superior da Figura 6.9, o ajuste da inversão para a curva de velocidade de grupo correspondente ao grupo BDF-G, com o modelo inicial de GUMPER & POMEROY (1970) porém com maior número de camadas com o objetivo de distinguirmos as maiores descontinuidades. O modelo de velocidade das ondas cisalhantes resultante da inversão indica uma descontinuidade em 40 km de profundidade, aproximadamente.

Na Figura 6.10 também mostramos trajetórias mistas, com sismos ocorridos na borda Leste da placa Sul-Americana, com epicentro no Oceano Atlântico Sul e registrados na estação sismográfica de ZOBO (localizada na Bolívia). A trajetória estudada corresponde ao grupo ZOBO-C e apresenta maior parte do percurso no oceano Atlântico. Parte da trajetória continental cruza a Bacia Sedimentar do Paraná.

Mostramos, na parte superior da Figura 6.11, o ajuste determinado para a curva de velocidade de grupo correspondendo ao grupo ZOBO-C, sendo a curva definida no intervalo de períodos de 26 a 110 segundos. Foi utilizado na inversão, como modelo inicial, o modelo oceânico de FORSYTH (1975) com suas camadas originais sub-divididas em maior número de camadas menos espessas. Foi observada na parte inferior da Figura 6.11 a pequena descontinuidade em, aproximadamente, 15 km de profundidade.

Na Figura 6.12 mostramos a trajetória continental do grupo ZOBO-G. Temos a curva de velocidade de grupo definida no intervalo de período de 18 a 54 segundos. O melhor resultado obtido para a curva de velocidade de grupo invertida se encontra na Figura 6.13 (parte superior). O modelo inicial utilizado na inversão foi o modelo de JAMES (1971b), modelo com 5 camadas bastante espessas devido a trajetória ser em cima dos Andes. O resultado da inversão indica uma descontinuidade em 70 km de profundidade, mostrado na parte inferior da Figura 6.13.

Apresentamos, na Figura 6.14, a distribuição de trajetórias oceânicas do grupo BCAO-E. São trajetórias associadas a sismos ocorridos na região do Oceano Atlântico Sul e registrados na estação de BCAO (na África Central).

A curva de velocidade de grupo definida no intervalo de período de 21 a 86 segundos do grupo BCAO-E, mostrada na parte superior da Figura 6.15, indica o ajuste determinado na inversão, utilizando como modelo inicial o modelo de FORSYTH (1975). São mostrados, na parte inferior da Figura 6.15, o modelo de ondas cisalhantes resultante da inversão que indica uma descontinuidade em 15 km, que identificamos como o Moho.

Finalmente, devemos acrescentar que determinamos também os espectros de amplitude média da transformada de Fourier das funções transferência, para as componentes verticais de todas as cinco estações sismográficas utilizadas: BCAO, BDF, BOCO, ZOBO e SLR (ver Figura 5.13). Os respectivos espectros mostram a boa qualidade dos dados na faixa de períodos estudados. Também foram determinados os espectros médios de autocorrelação para as funções de transferência da componente vertical das estações sismográficas utilizadas (veja Figura 5.14). A suavidade dos espectros médios de amplitude e de autocorrelação no intervalo de período de 20 a 100 segundos indicam, neste caso, a boa qualidade dos registros das estações utilizadas.

6.6 COMPARAÇÃO COM MODELOS DERIVADOS EM CAPÍTULOS ANTERIORES

O grupo BDF-G (Figura 6.7) apresenta trajetória continental, parte desta trajetória é sobre o Escudo Brasileiro, na Bacia Sedimentar do Paraná e nas regiões dos Andes. Como foi descrito no capítulo anterior, a curva de velocidade de grupo foi invertida fazendo-se o experimento com dois modelos iniciais diferentes: o de BRUNE & DORMAN (1963) e o de GUMPER & POMEROY (1970). O resultado da inversão gerou dois modelos de ondas cisalhantes com descontinuidades em, aproximadamente, 40 km de profundidade, o que entendemos como sendo a base da crosta (Moho). Estes resultados mostram a consistência da inversão, nos dados de onda de superfície Rayleigh para a obtenção dos parâmetros do modelo de superfície para as regiões estudadas.

Resultado semelhante para a profundidade da base da crosta (Moho) foi observado para o grupo 8 do Capítulo 5 (nas Figuras 5.6, 5.7), que apresenta modelos de ondas cisalhantes resultantes da inversão, com descontinuidade em 40 km de profundidade. Este grupo apresenta trajetórias sobre a Bacia sedimentar Amazônica e regiões dos Andes.

Nas trajetórias dos grupos ZOBO-C e BCA0-E (Figuras 6.11 e 6.15), grande parte do percurso cruza o Oceano Atlântico. Foi observada a descontinuidade 10 km de profundidade descontada a profundidade de 5 km de água, aproximadamente e este resultado definimos como sendo o Moho.

6.7 ERROS ENVOLVIDOS NAS MEDIDAS COM ESTAÇÕES DA REDE DIGITAL MUNDIAL

Temos, neste capítulo, um conjunto de dados significativamente diferente dos dados considerados no Capítulo 5, onde digitalizamos e interpolamos sismogramas registrados em papel da Estação Sismológica de Belém (BEB). Naquele caso, além dos erros inerentes ao registro (erros normalmente envolvendo problemas de operação e de manutenção da estação BEB), tínhamos erros relativos ao processo de digitalização e de interpolação dos registros, discutidos no Capítulo 2.

Neste caso, com dados envolvidos registrados por estações das redes DWWSSN e SRO e pela estação CAY da rede GEOSCOPE, concluímos que não temos que nos preocupar com a calibração e com o tempo nestas estações.

Assim, acreditamos que nossas medidas de velocidade de grupo possuam, para quase toda a faixa de períodos envolvido, erros de, no máximo, 0.02 km/s. No caso da banda de períodos mais baixos (entre 20 e 30 segundos), acreditamos que tais erros devem ser da ordem de 0.04 km/s.

Como uma maneira de conferir nosso resultado, optamos por selecionar alguns resultados de medidas de velocidade de grupo envolvendo os mesmos dados que empregamos aqui, realizadas por autores em estudos similares anteriores a este. Assim, encontramos um conjunto de três sismos, estudados pelo Dr. SNOKE (do Virgínia Tech.), cujas curvas de

dispersão (medidas com a técnica do filtro múltiplo) nos foram gentilmente cedidas (Figuras 6.16, 6.18 e 6.20).

No primeiro caso (Figura 6.16), consideramos o sismo ocorrido em 7 de março de 1985 (00:54:56.96), registrado pela estação BDF (Brasília). O mesmo sismo foi estudado aqui (vide, por favor, dados epicentrais na Tabela 6.1), empregando-se a técnica da janela móvel. Os resultados de nossa análise estão mostrados na Figura 6.17. Notem como ambos os resultados têm valores similares nas medidas, mesmo considerando-se que a escolha da janela temporal do sismograma tratado é feita de modo subjetivo, assim como é diferente a técnica de procedimento de medida.

Para o segundo e terceiro casos (Figuras 6.18 e 6.20), consideramos os sismos ocorridos, respectivamente, em 19 de Maio de 1985 (18:09:15.49), e em 17 de janeiro de 1986 (04:15:00.01), ambos também registrados pela estação BDF. Notem, nas figuras correspondentes (Figuras 6.19 e 6.21), onde plotamos os resultados de nossa análise, que aqui também os resultados são, de modo bem claro, coincidentes, para toda a banda de período considerado.

É importante notar que adotamos, em todos os casos de nossos resultados (Figuras 6.17, 6.19 e 6.21), uma escala logarítmica para os valores de período, de modo a sermos coerentes com as figuras compiladas do trabalho do Prof. SNOKE. Tal escolha não compromete nossas comparações acima, visto que a escala importante na mesma (a escala segundo a qual são plotados os dados de velocidade de grupo) é linear, preservando a diferença existente entre os valores absolutos entre os dois resultados.

Assim, com as comparações destes resultados (conseguimos os resultados do Prof. SNOKE apenas após termos concluído todas as nossas medidas incluídas neste capítulo), visualizamos serem estas de qualidade bem superior às medidas realizadas com os dados de estação de BEB, confirmando mais uma vez que existe algum problema com os equipamentos desta última estação. Tal fato, já discutido na Capítulo 5 e ilustrado naquela parte deste trabalho já com figuras de alguns dos dados discutidos no presente capítulo, mostra que devemos nos concentrar mais na coleta e no tratamento de dados de estações mais modernas, de preferência envolvendo sistema de coleta e de registro digitais que, com um controle de qualidade adequado, fornecem dados de qualidade muito superior.

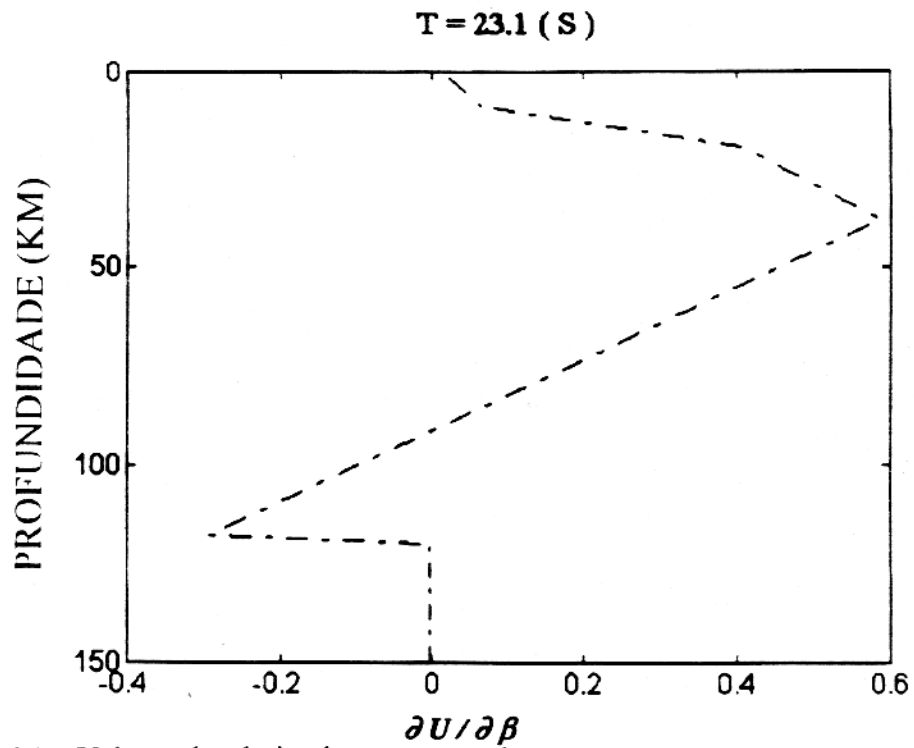


Figura 6.1a. Valores das derivadas correspondente ao grupo BDF-G, para o período de 32.1 (s).

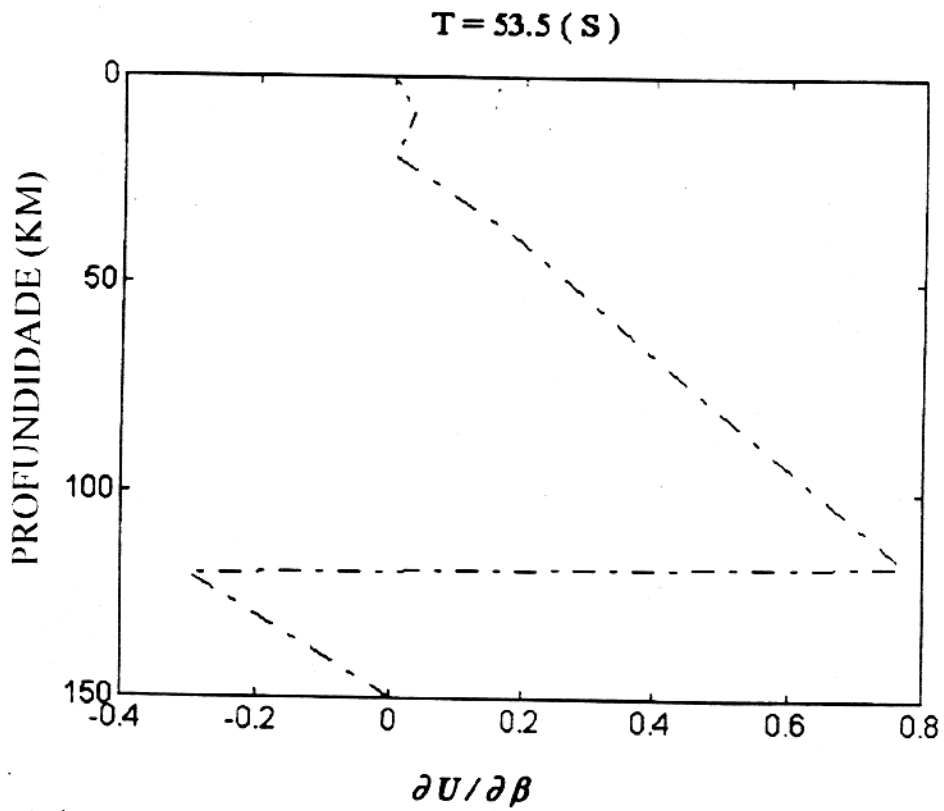


Figura 6.1b. Valores das derivadas correspondente ao grupo BDF-G, para o período de 53.5 (s).

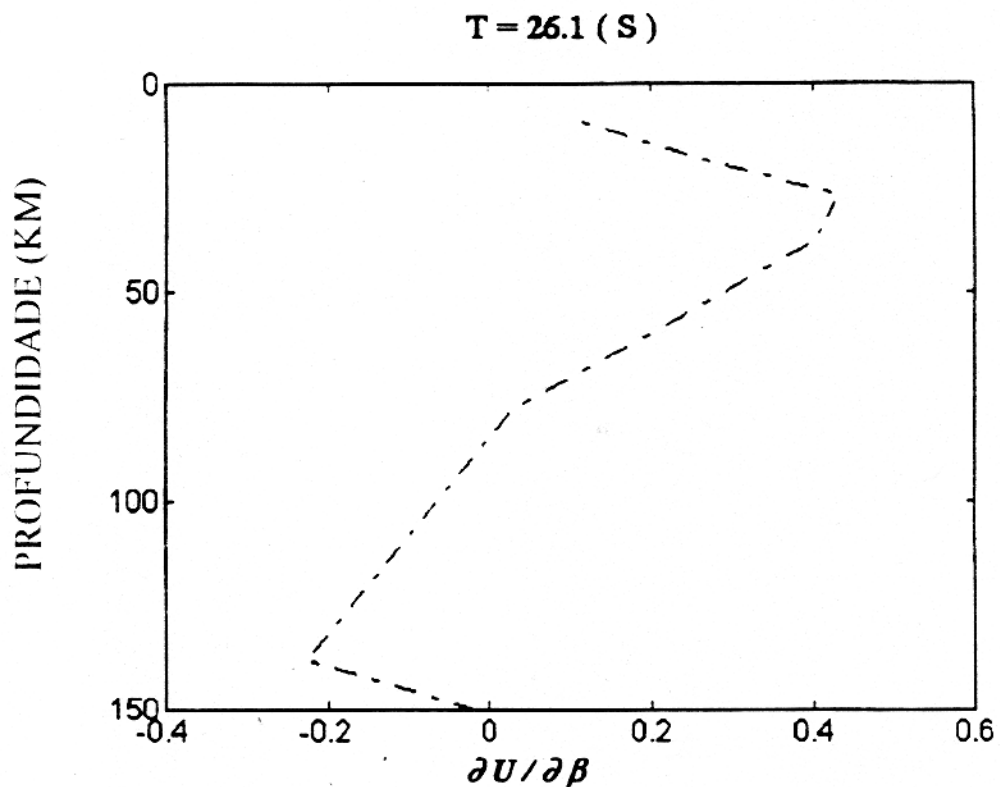


Figura 6.2a. Valores das derivadas correspondente ao grupo ZOBO-C, para o período de 26.1 (s).

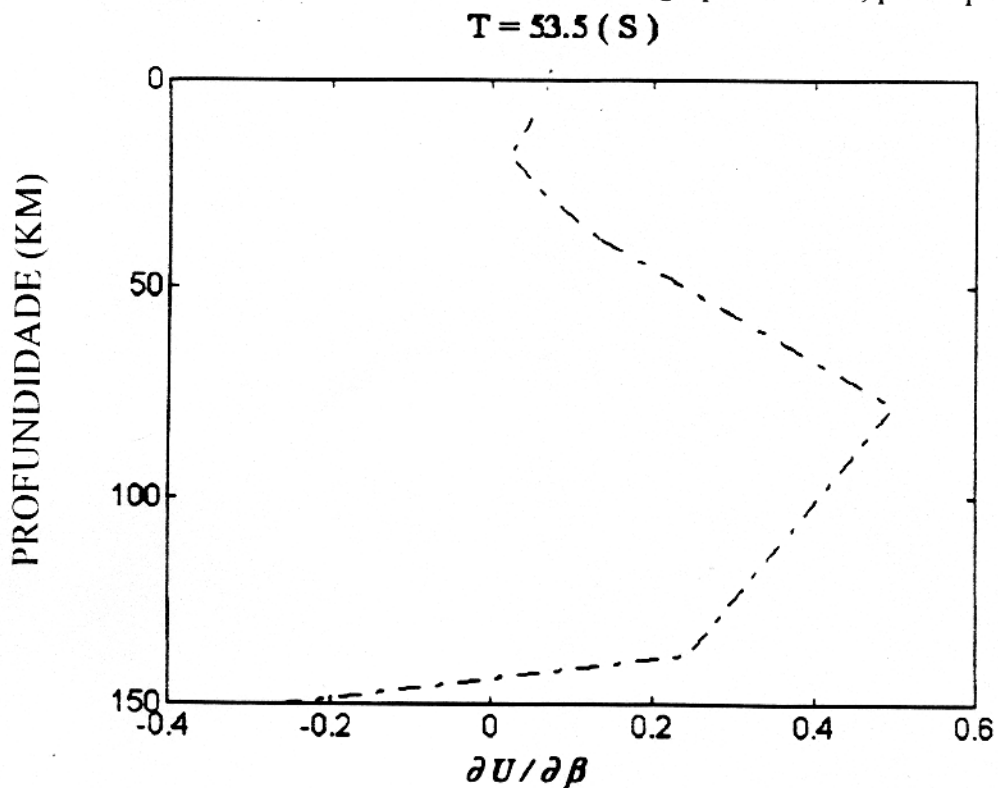


Figura 6.2b. Valores das derivadas correspondente ao grupo ZOBO-C, para o período de 53.5 (s).

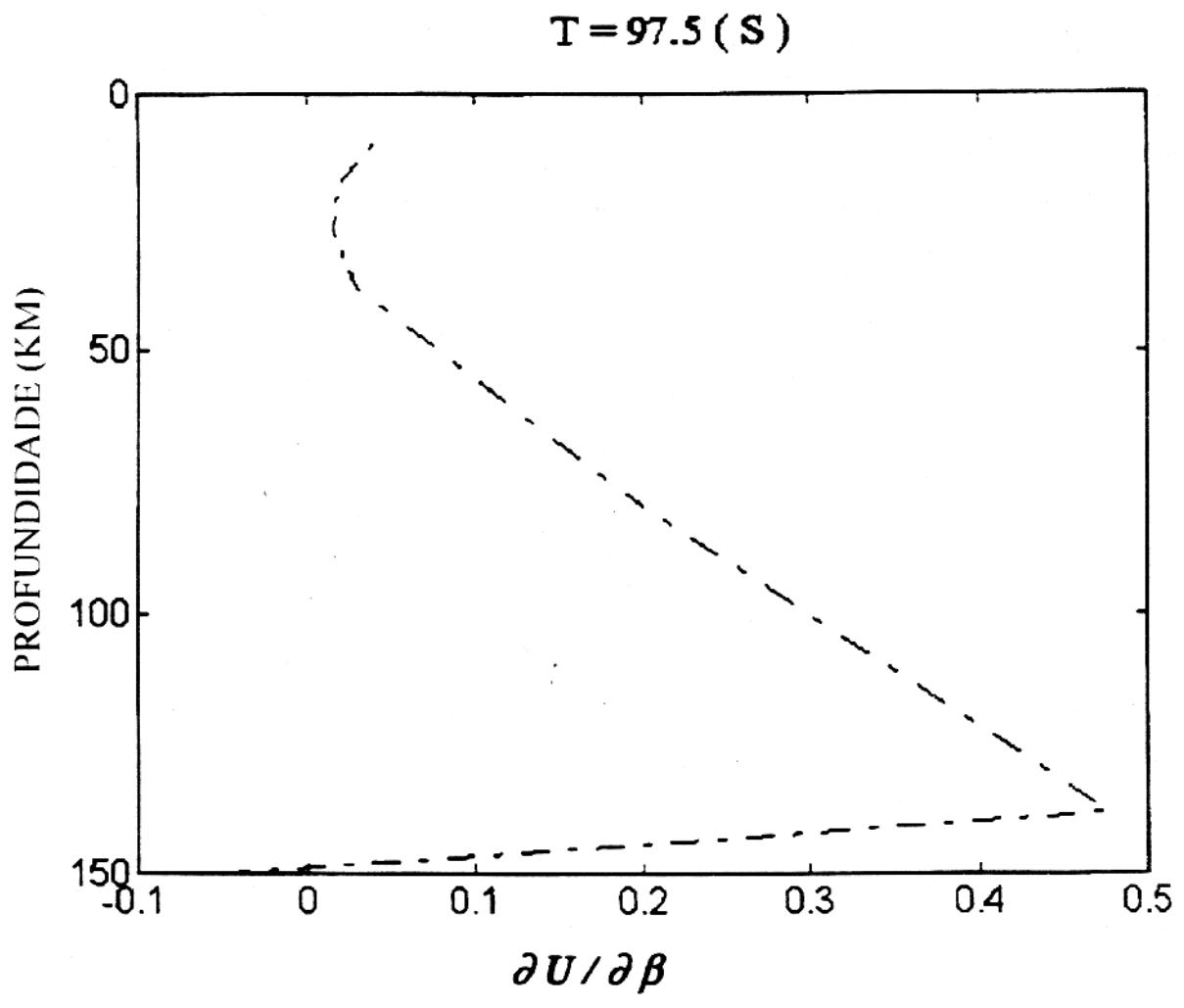


Figura 6.2c. Valores das derivadas correspondente ao grupo ZOBO-C, para o período de 97.5 (s).

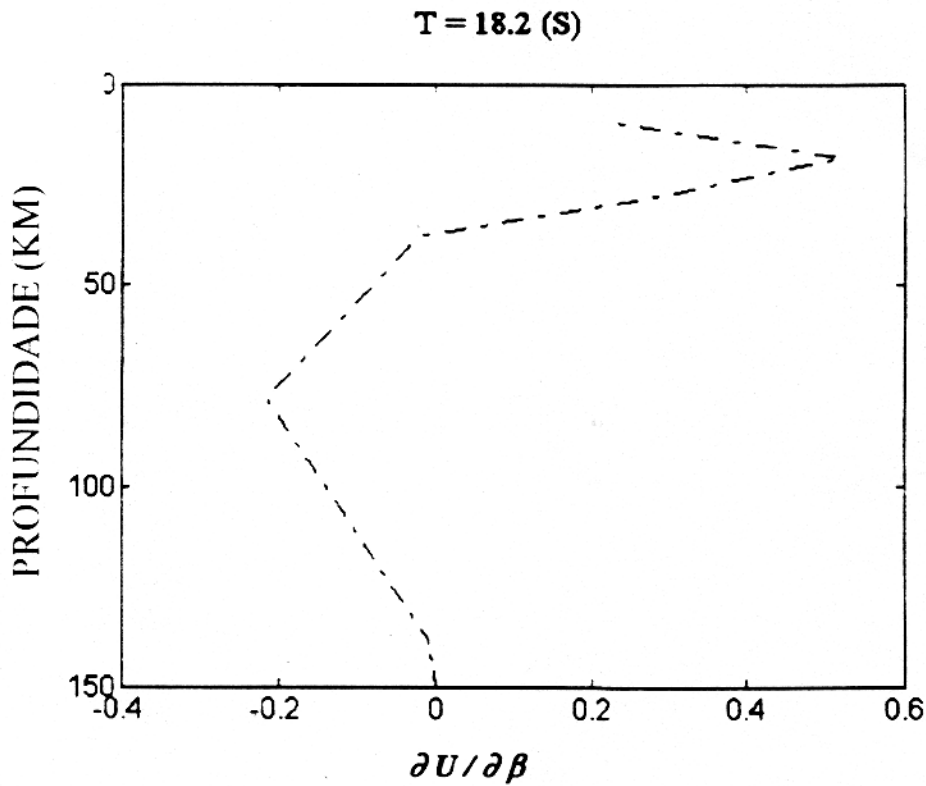


Figura 6.3a. Valores das derivadas correspondente ao grupo ZOBO-G, para o período de 18.2 (s).

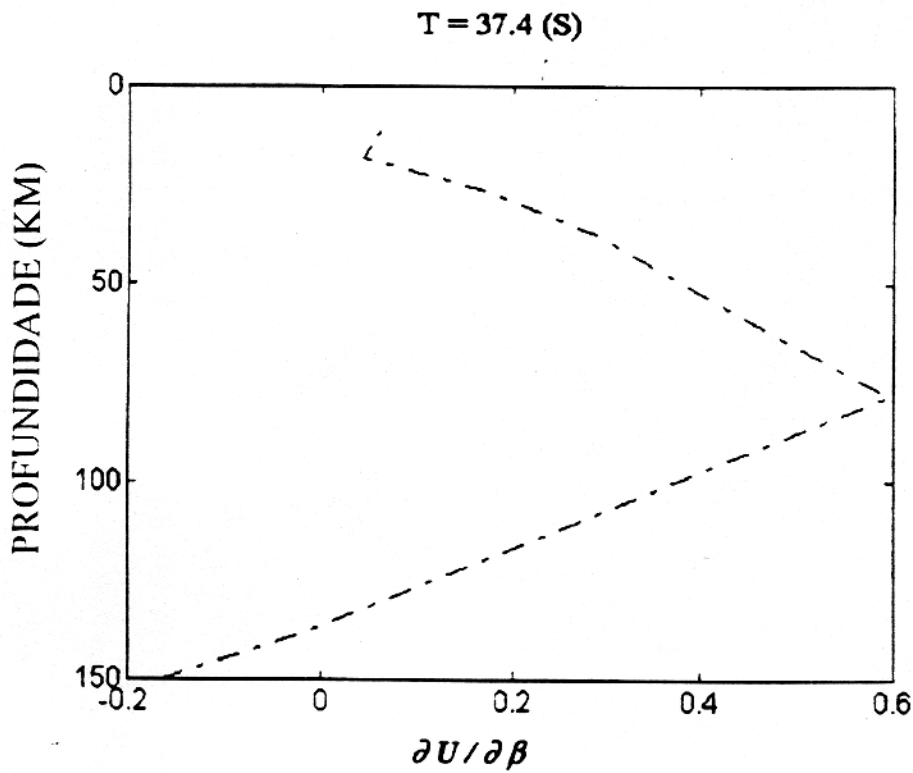


Figura 6.3b. Valores das derivadas correspondente ao grupo ZOBO-G, para o período de 37.4(s).

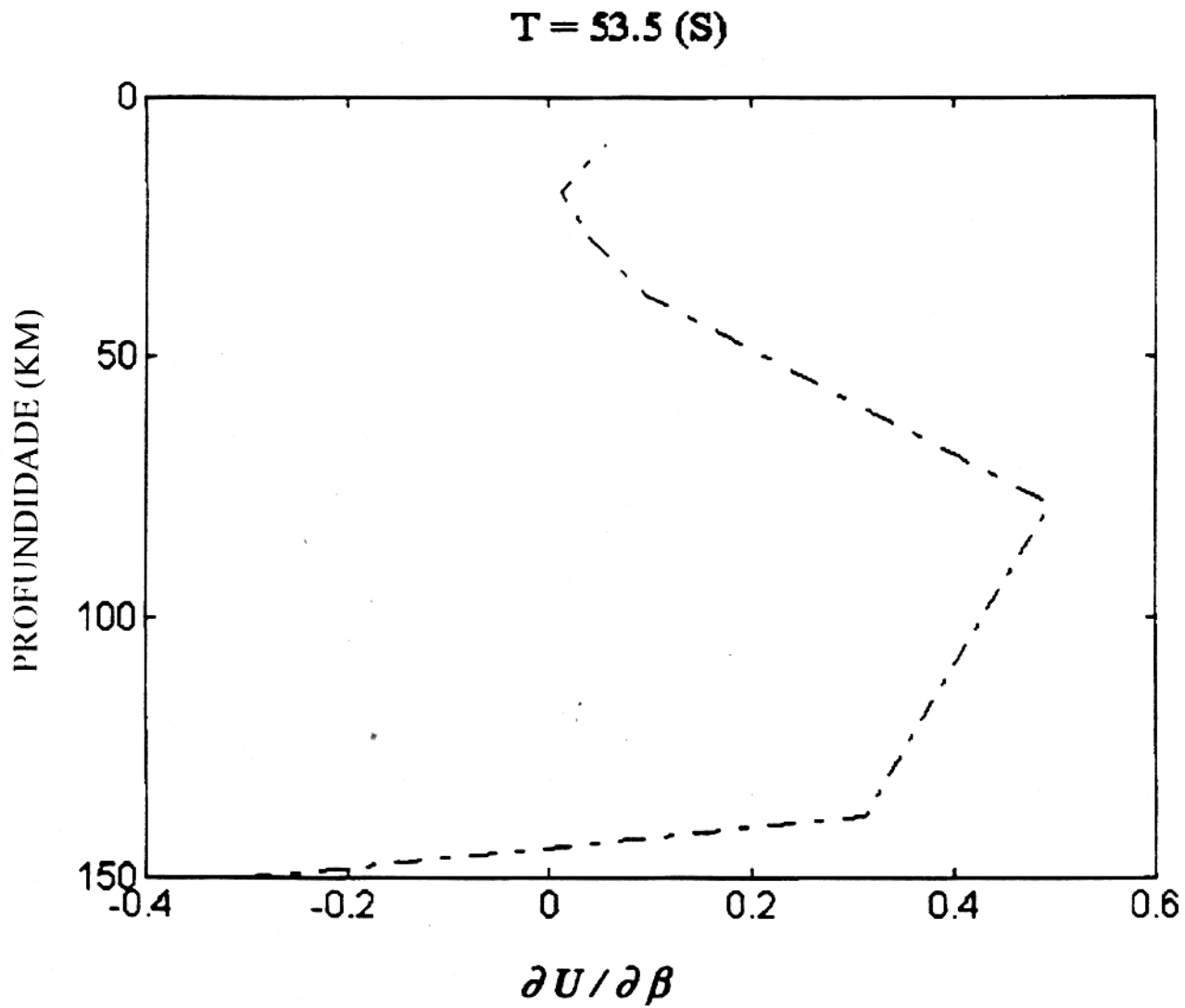


Figura 6.3c. Valores das derivadas correspondente ao grupo ZOBO-G, para o período de 53.5 (s).

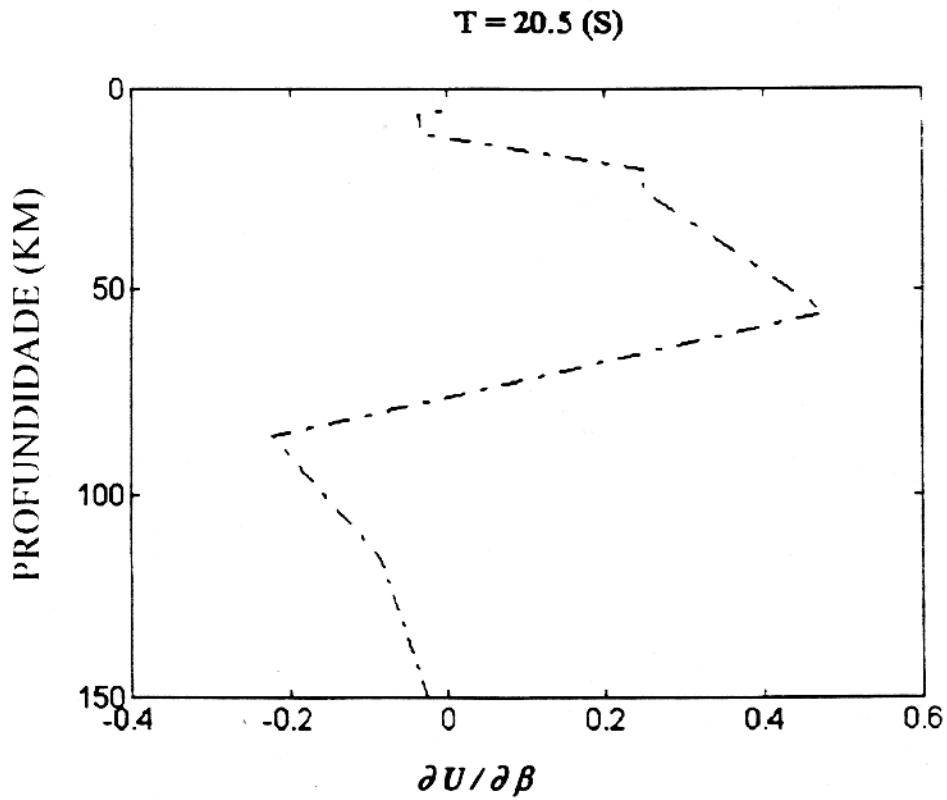


Figura 6.4a. Valores das derivadas correspondente ao grupo B CAO-E, para o período de 20.5 (s).

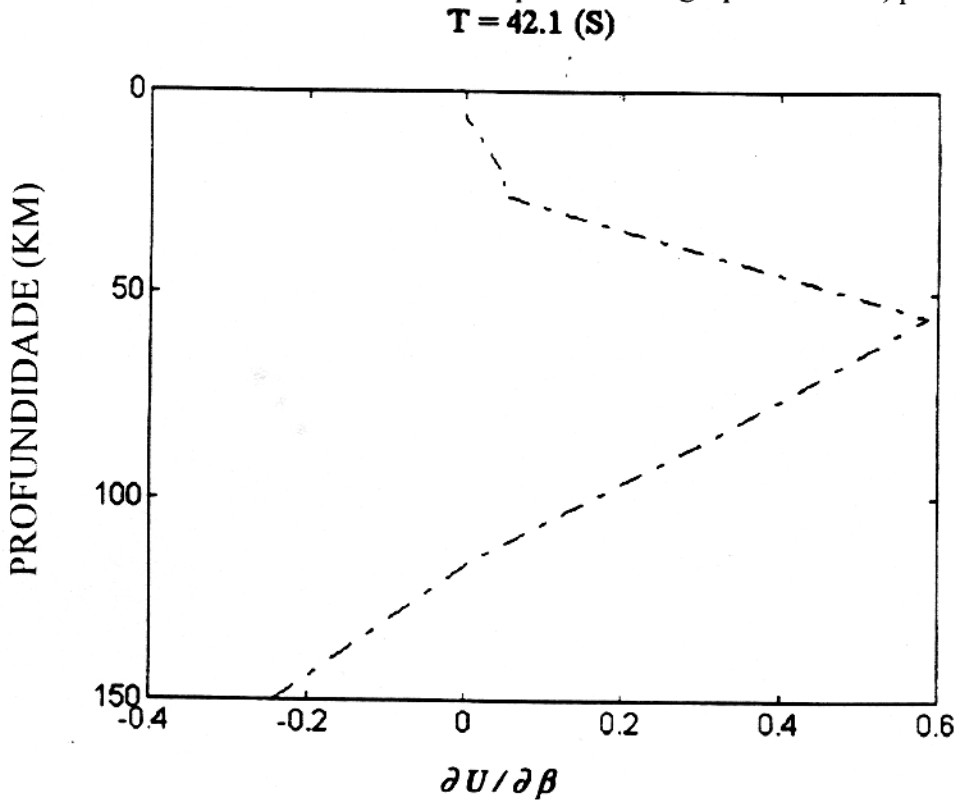


Figura 6.4b. Valores das derivadas correspondente ao grupo B CAO-E, para o período de 42.1 (s).

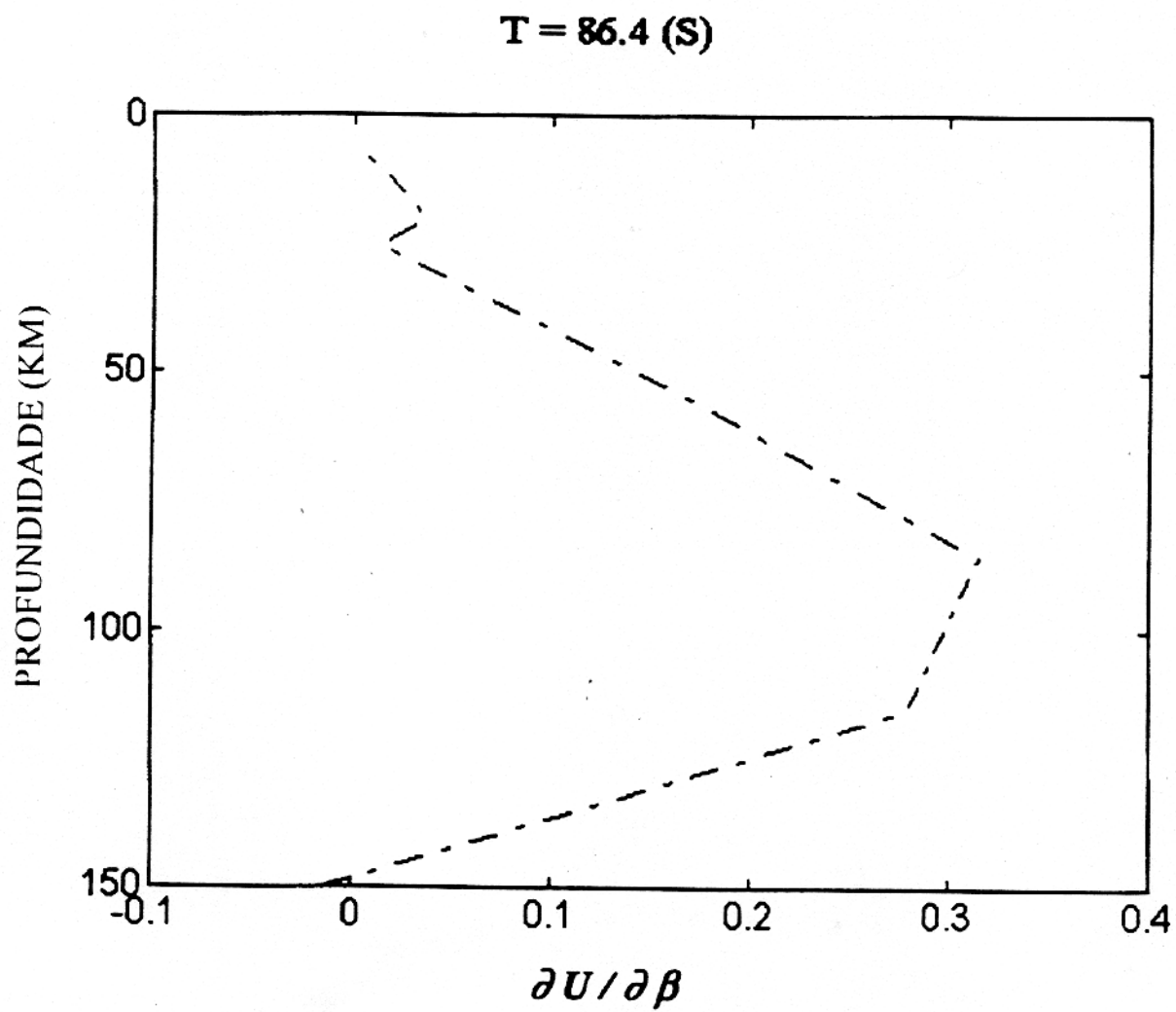


Figura 6.4c. Valores das derivadas correspondente ao grupo B CAO-E, para o período de 86.4 (s).

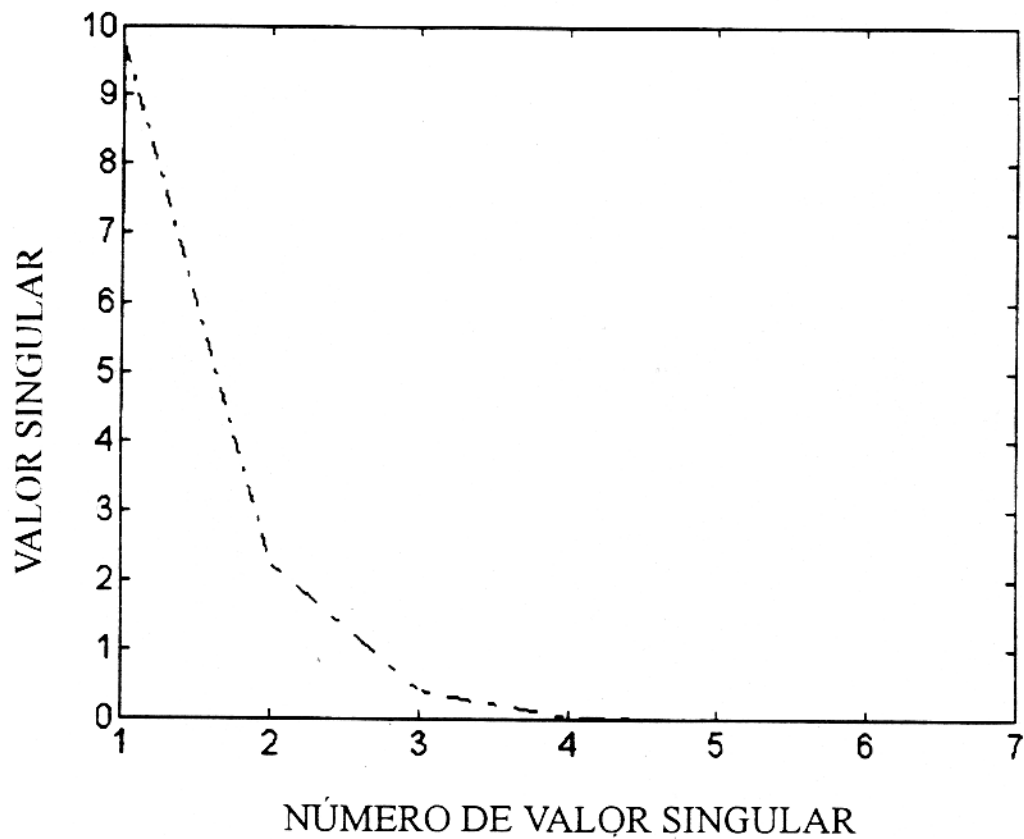


Figura 6.5a. Valores singulares do grupo BDF-G, para modelo continental.

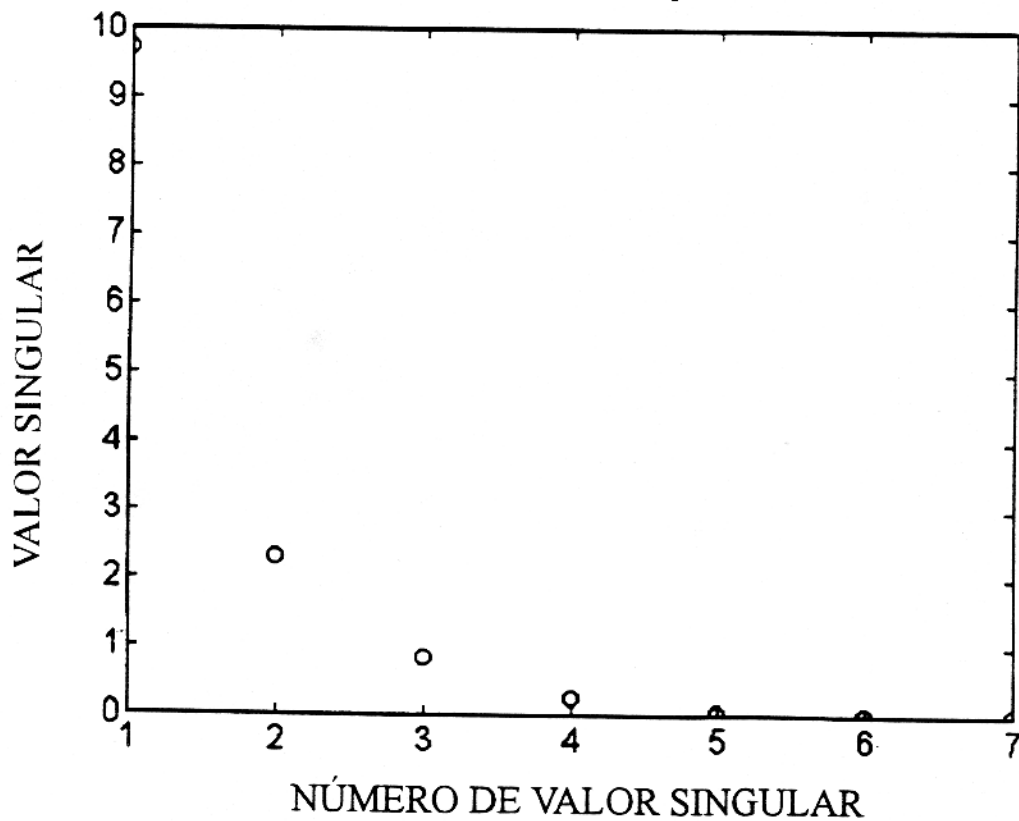


Figura 6.5b. Valores singulares do grupo ZOBO-C, para modelo continental.

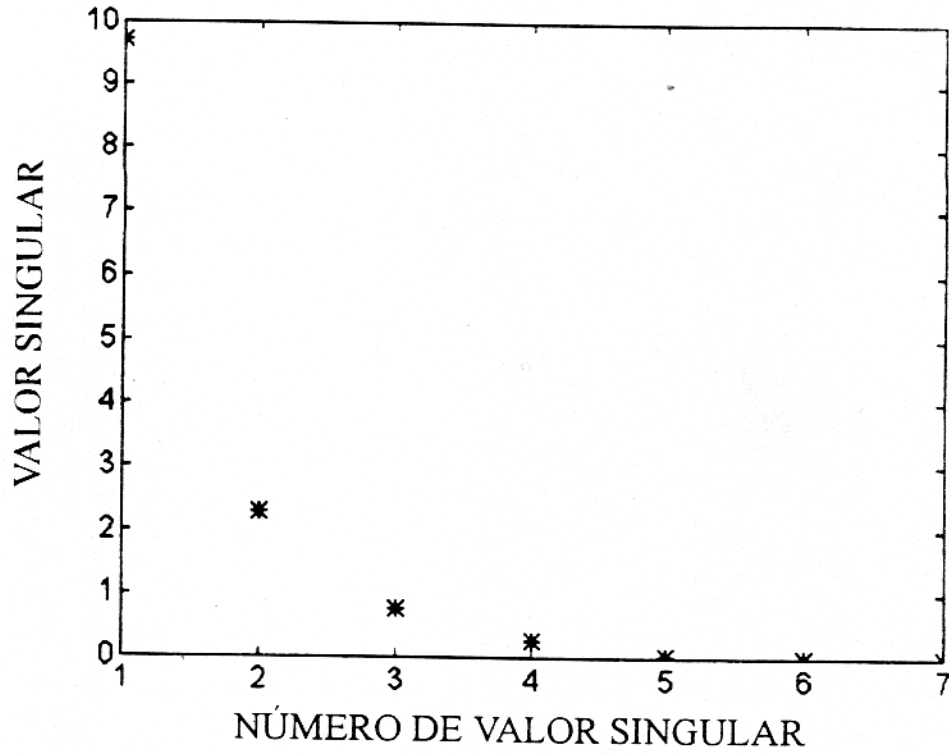


Figura 6.5c. Valores singulares do grupo ZOBO-G, para modelo continental.

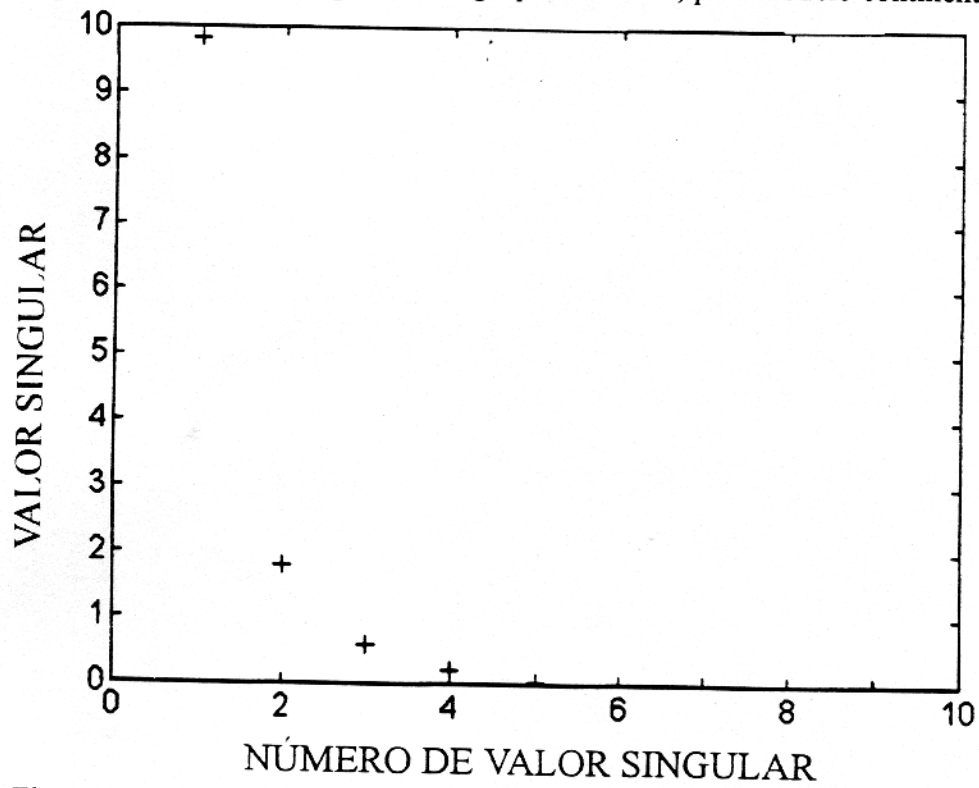


Figura 6.5d. Valores singulares do grupo B CAO-E, para modelo oceânico

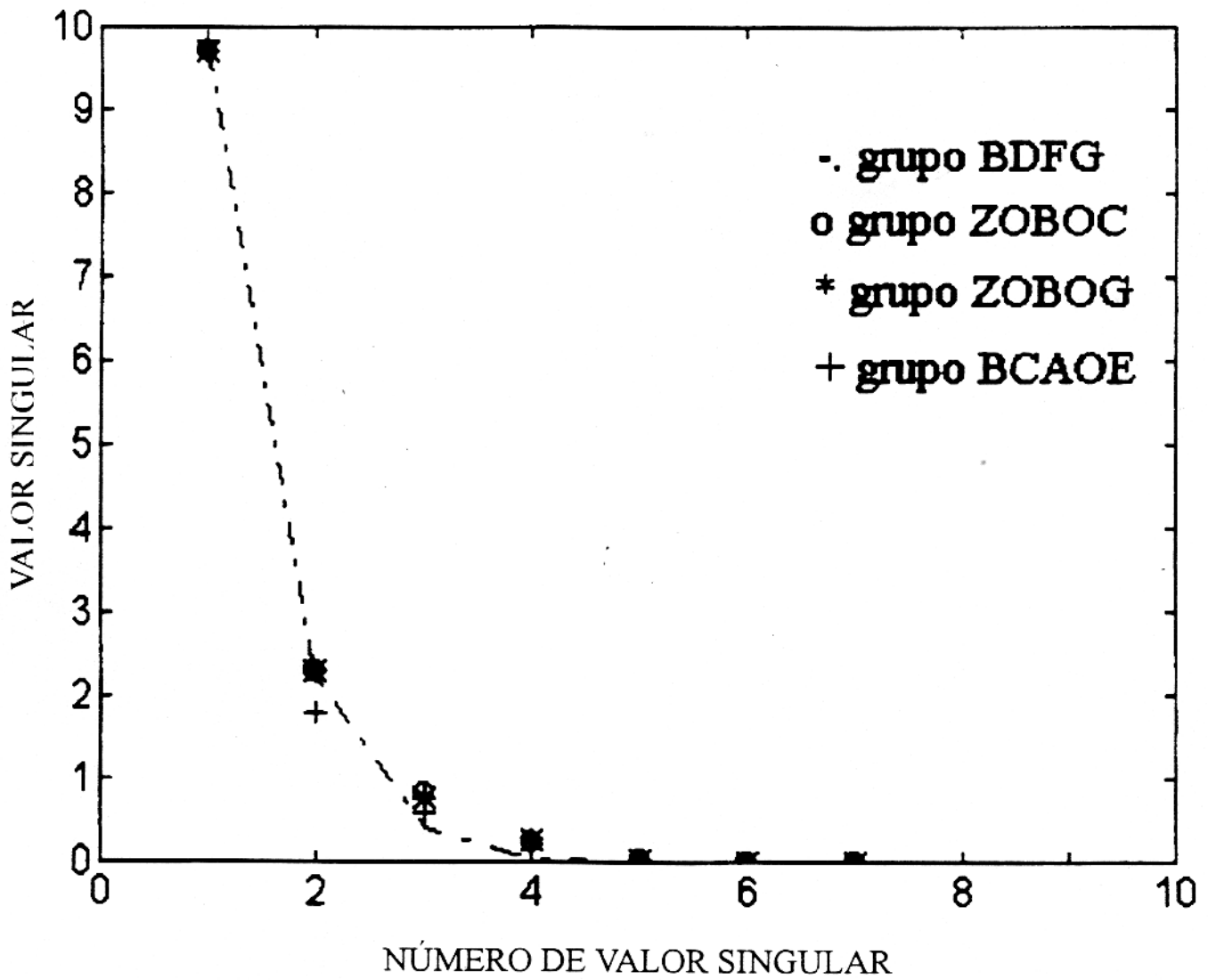


Figura 6.5e. Valores singulares dos grupo estudados.

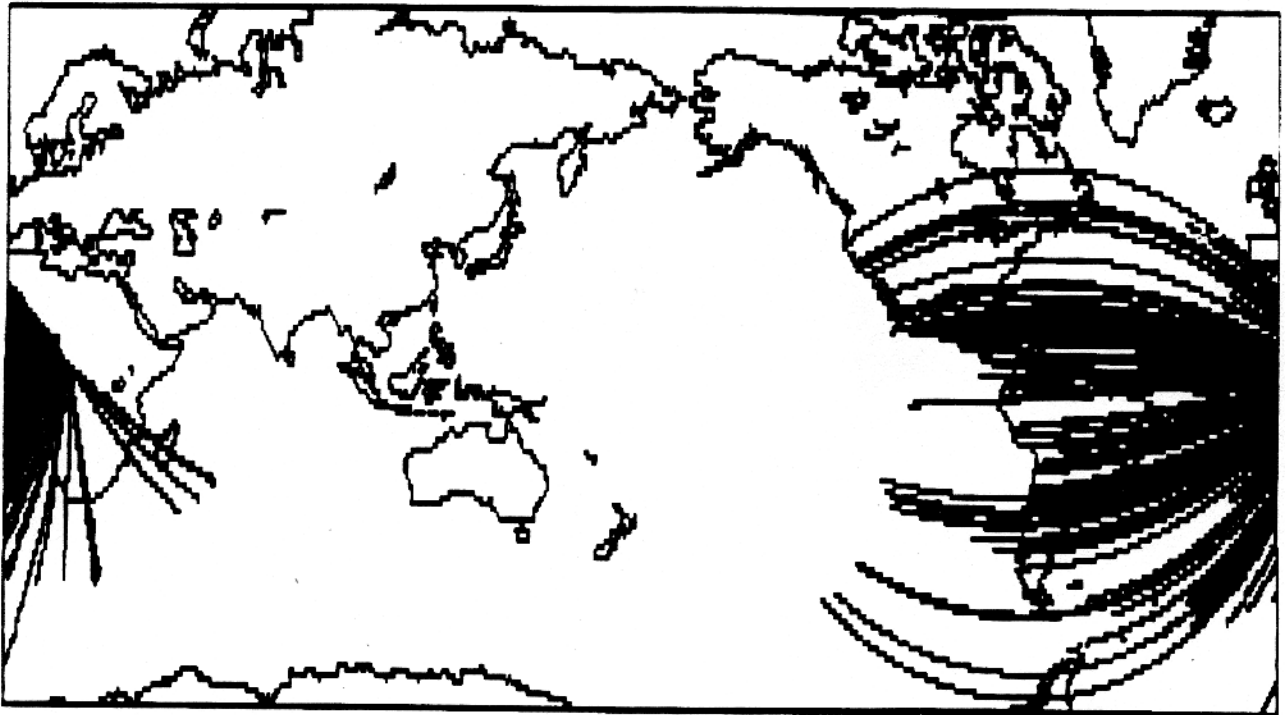


Figura 6.6a. Mapa contendo a distribuição de trajetórias para a estação BCAA, foram consideradas 230 trajetórias e 176 medidas.

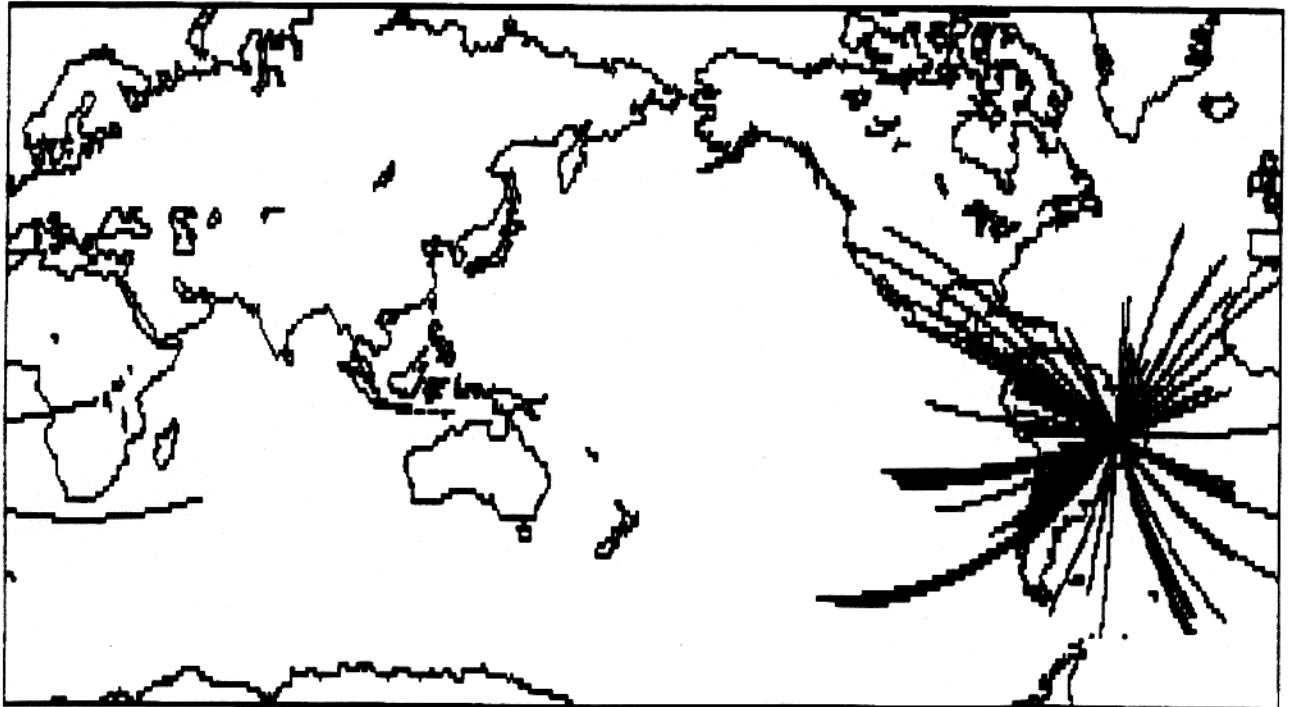


Figura 6.6b. Mapa contendo a distribuição de trajetórias para a estação BDF, foram consideradas 126 trajetórias e 98 medidas.

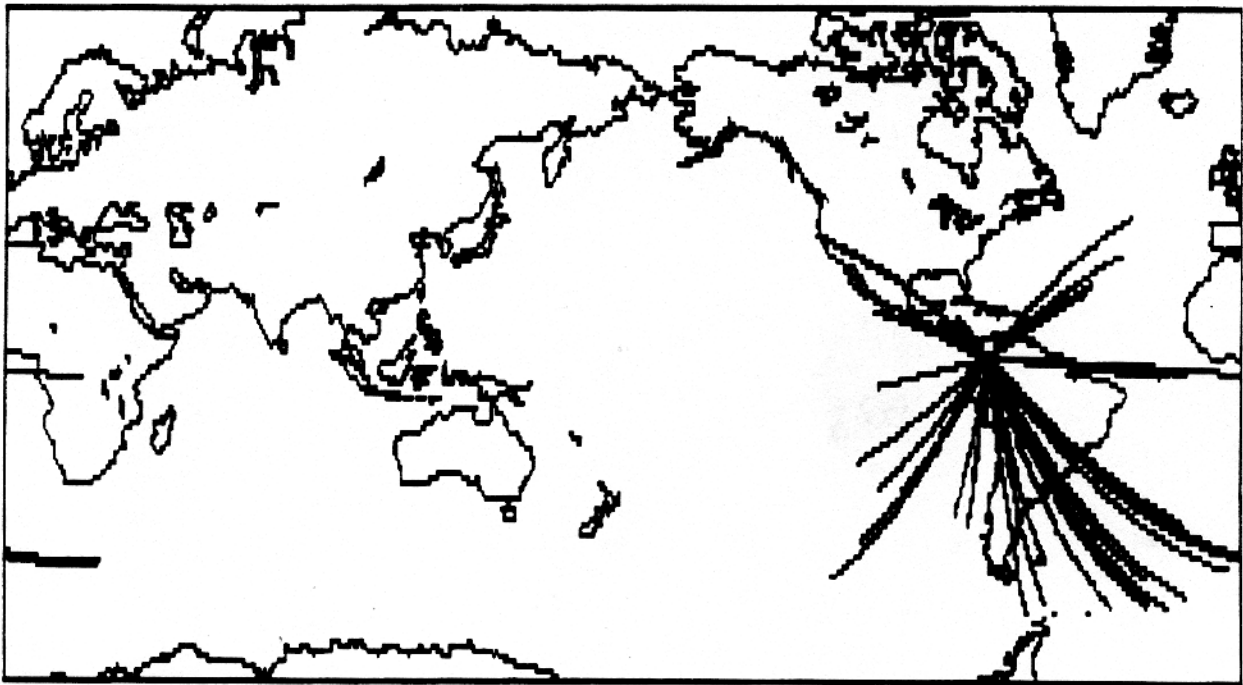


Figura 6.6c. Mapa contendo a distribuição de trajetórias para a estação BOCO, foram consideradas 87 trajetórias e 54 medidas.

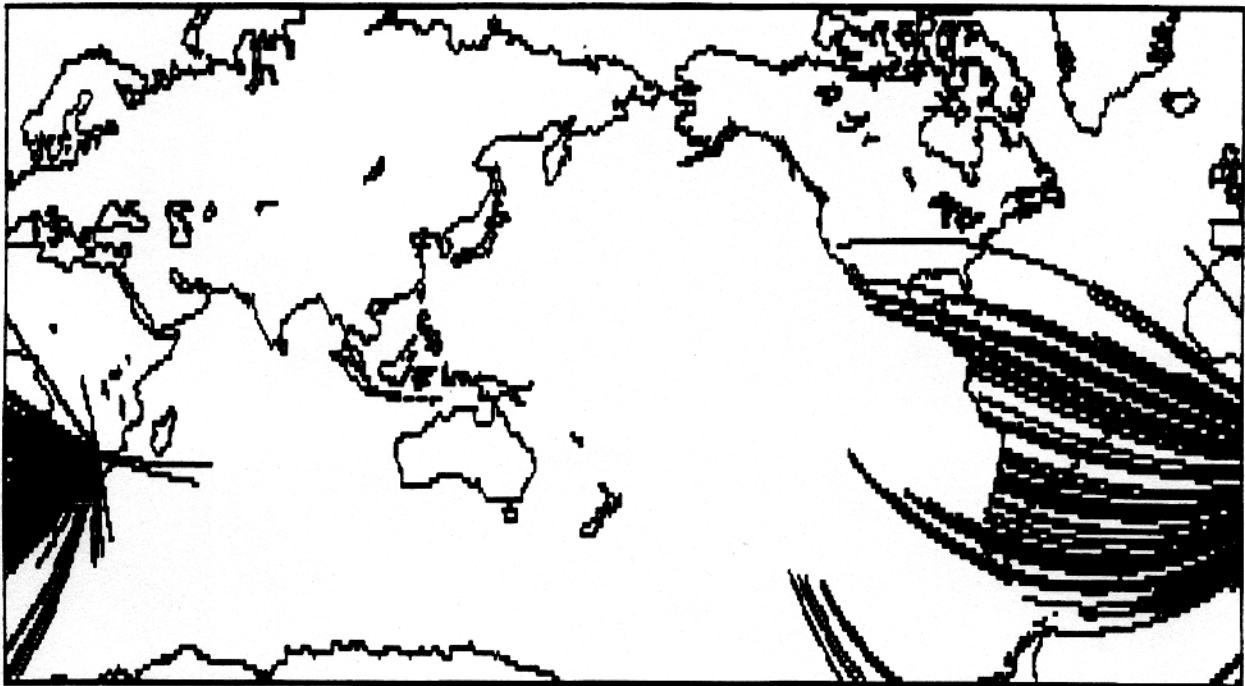


Figura 6.6d. Mapa contendo a distribuição de trajetórias para a estação SLR, foram consideradas 168 trajetórias e 136 medidas.

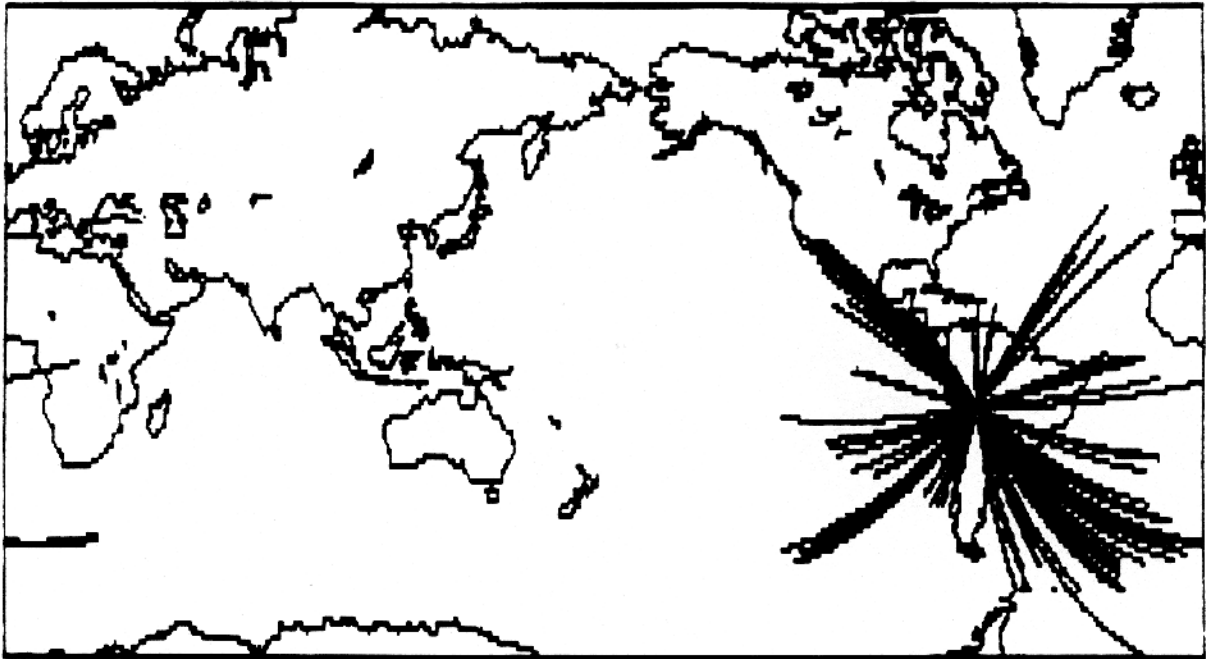


Figura 6.6e. Mapa contendo a distribuição de trajetórias para a estação ZOBO, foram consideradas 245 trajetórias e 146 medidas.

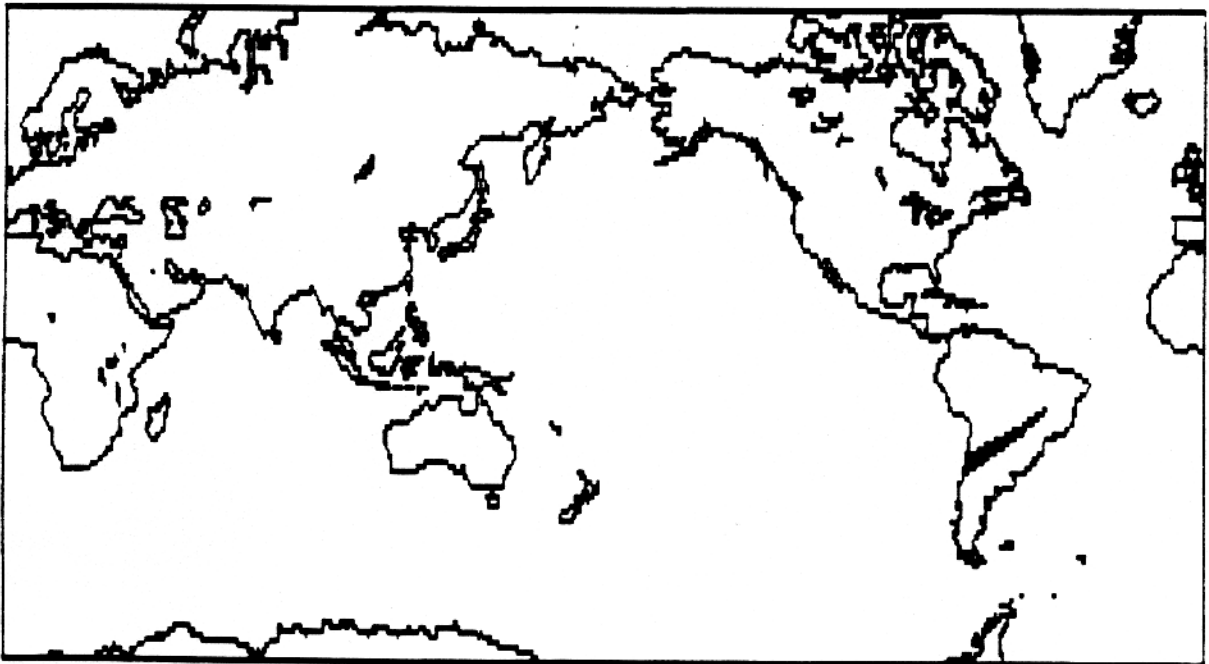


Figura 6.7. Mapa contendo a distribuição de trajetórias para o grupo BDF-G.

GRUPO BDF-G

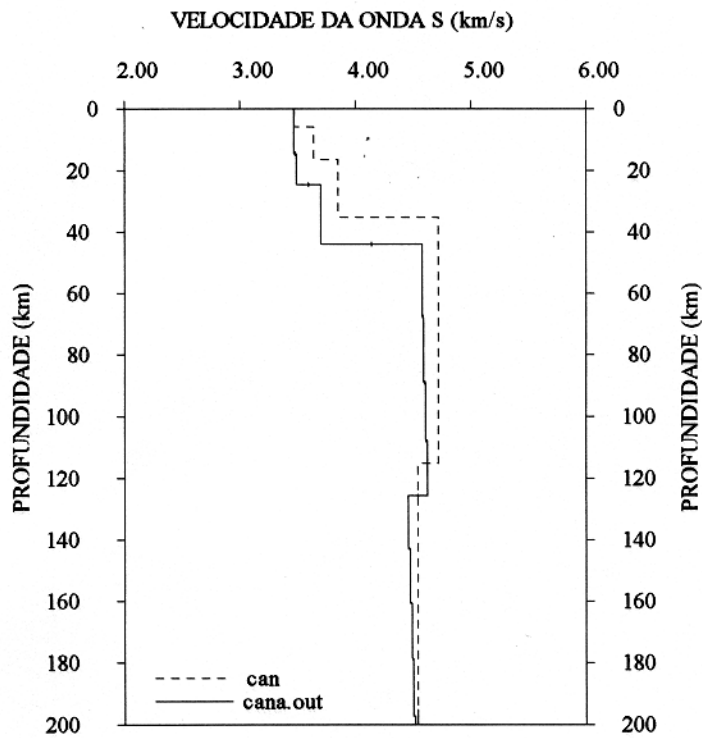
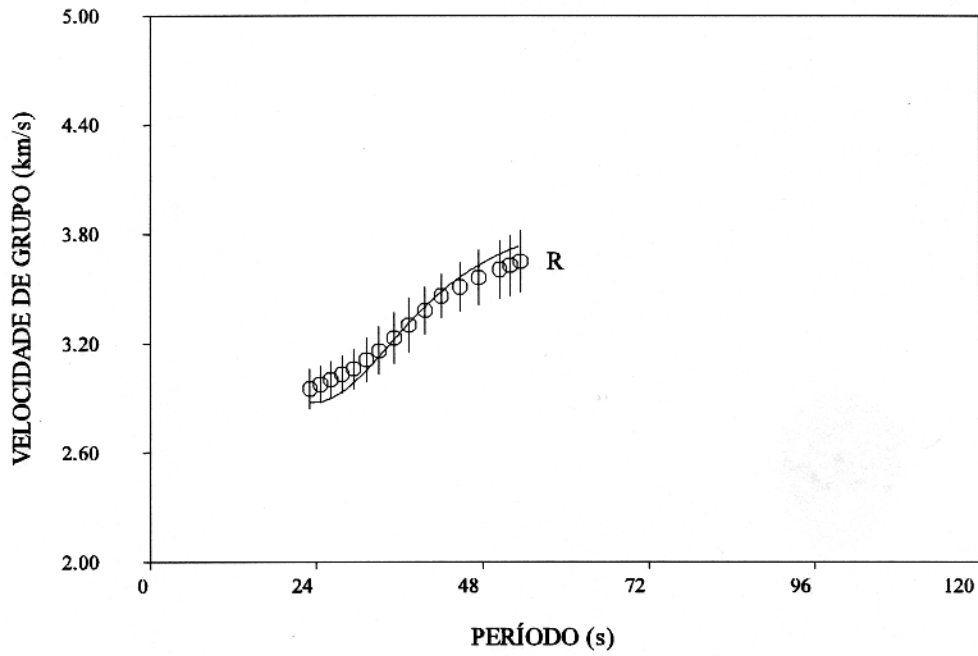


Figura 6.8. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense considerando as camadas originais do modelo original subdivididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

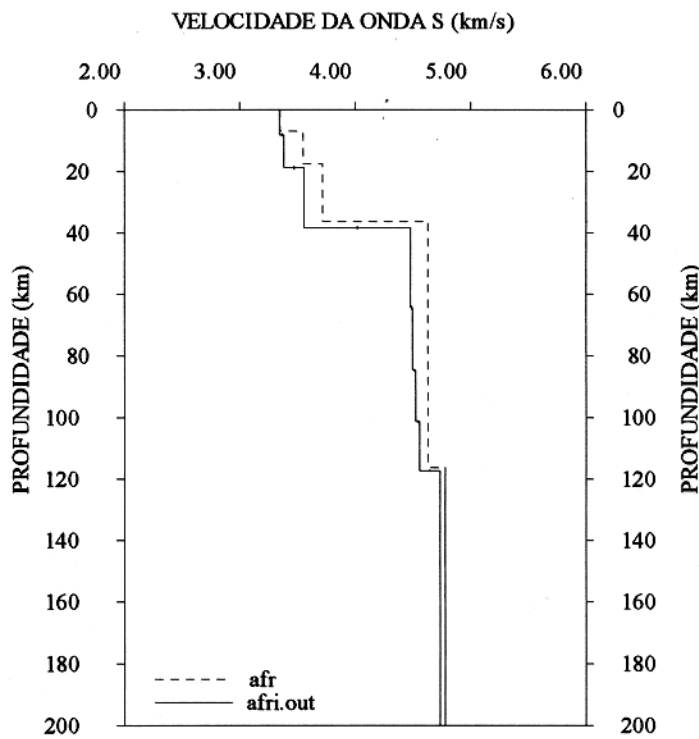
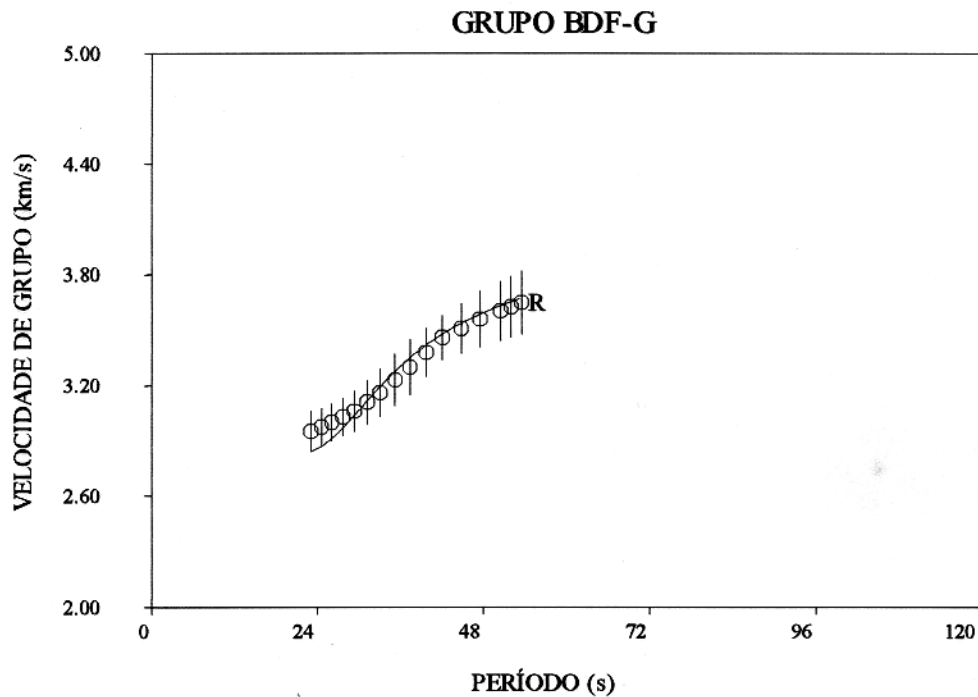


Figura 6.9. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de GUMPER & POMEROY (1970) para o Escudo Africano. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de GUMPER & POMEROY (1970) para o Escudo Africano considerando as camadas originais do modelo sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.



Figura 6.10. Mapa mostrando a distribuição de trajetórias para o grupo **ZOBO-G**

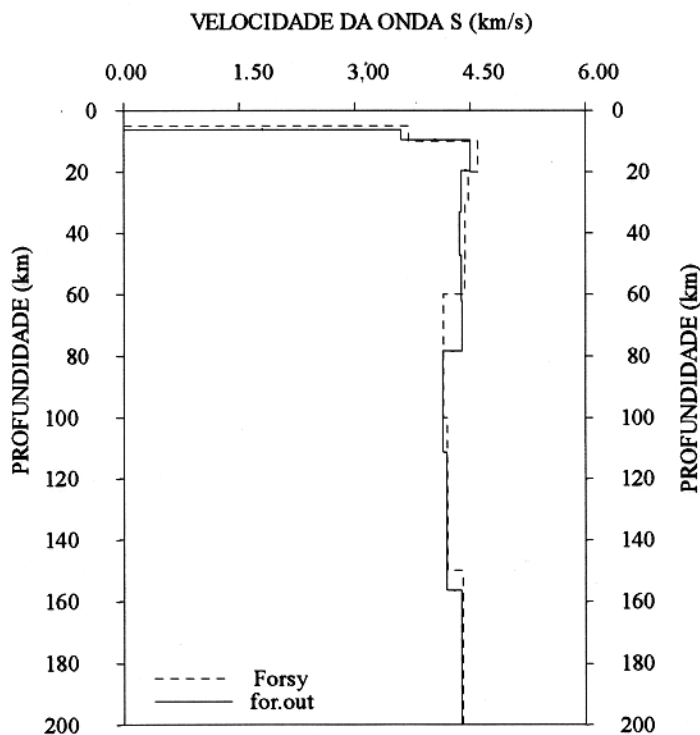
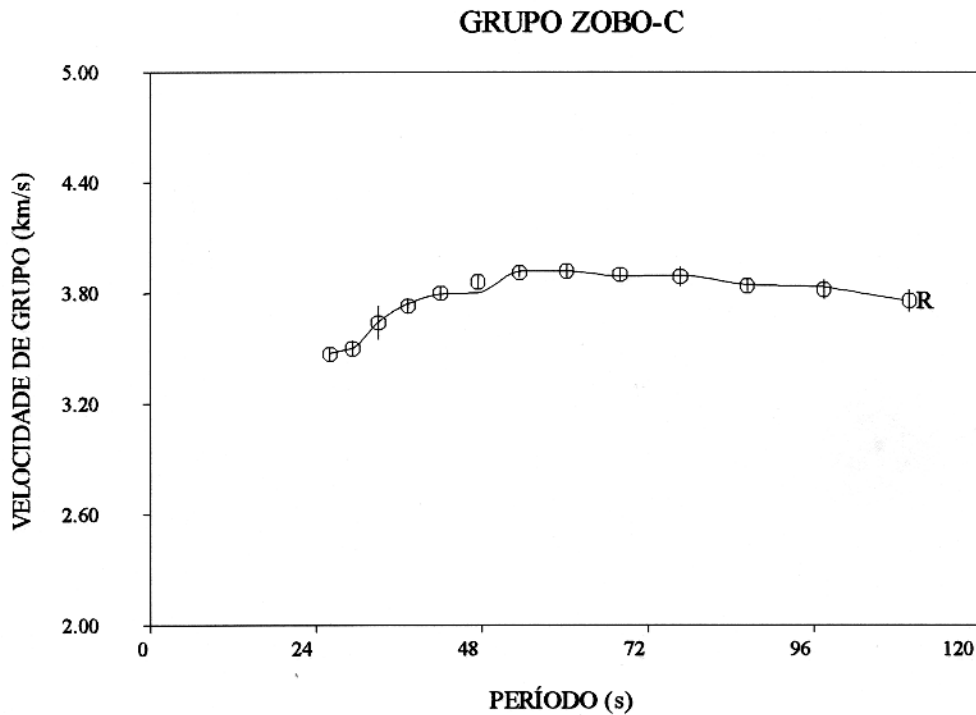


Figura 6.11. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975). Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) considerando as camadas originais do modelo sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.



Figura 6.12. Mapa mostrando a distribuição de trajetórias para o grupo ZOBO-G.

GRUPO ZOBO-G

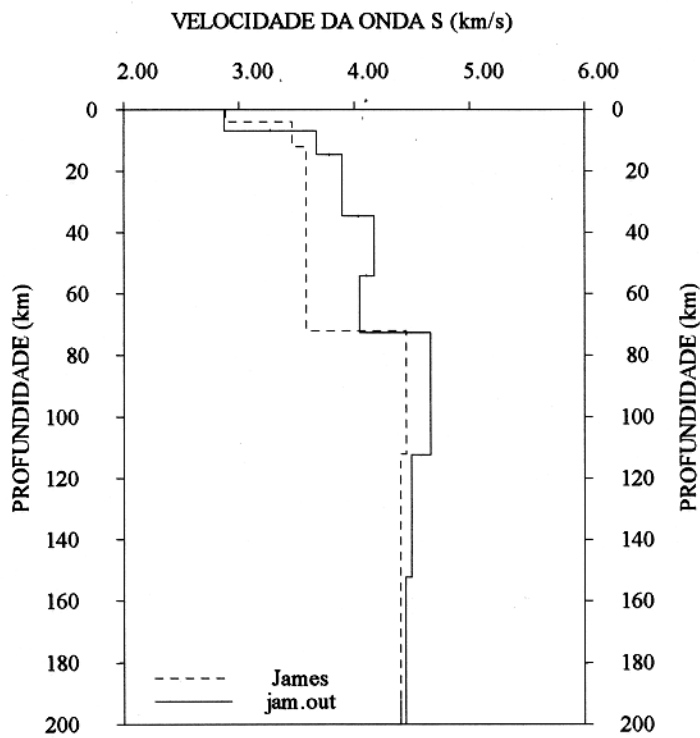
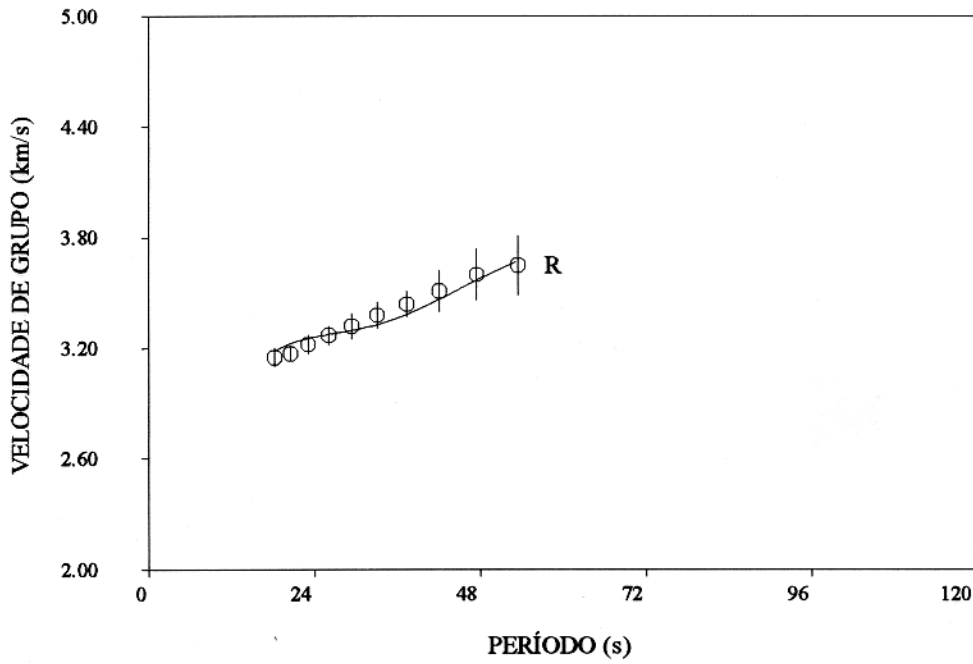


Figura 6.13. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de JAMES (1971). Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de JAMES (1971) considerando as camadas originais do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

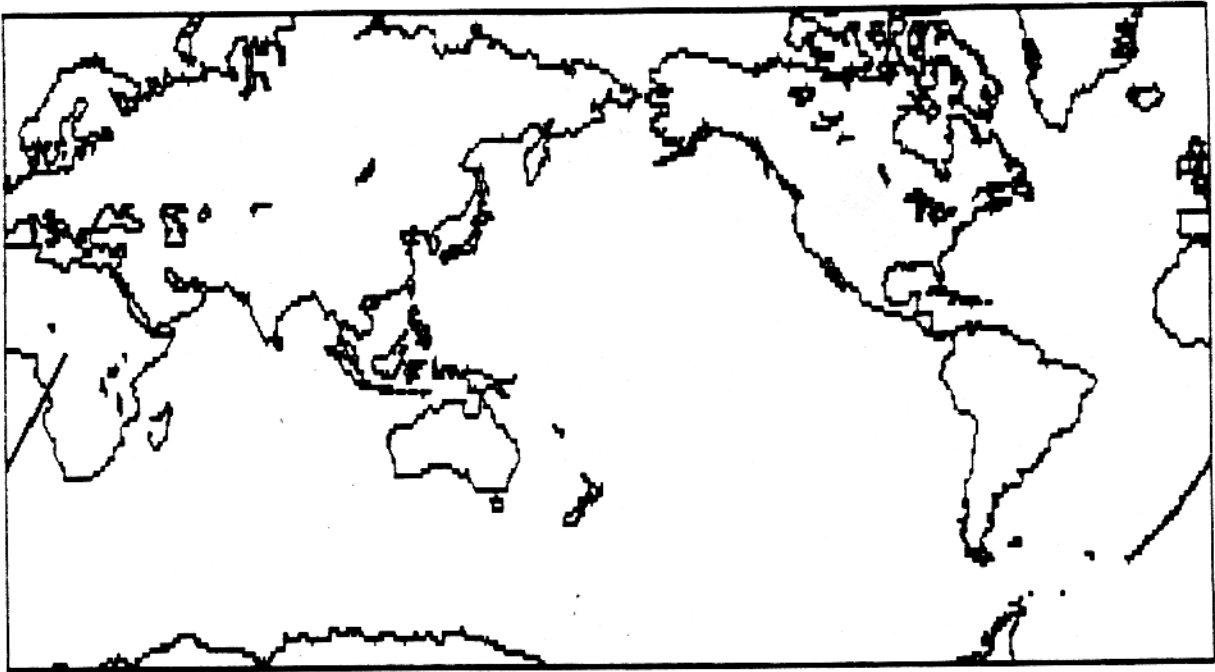


Figura 6.14. Mapa mostrando a distribuição de trajetórias para o grupo BCAA-E.

GRUPO BCAO-E

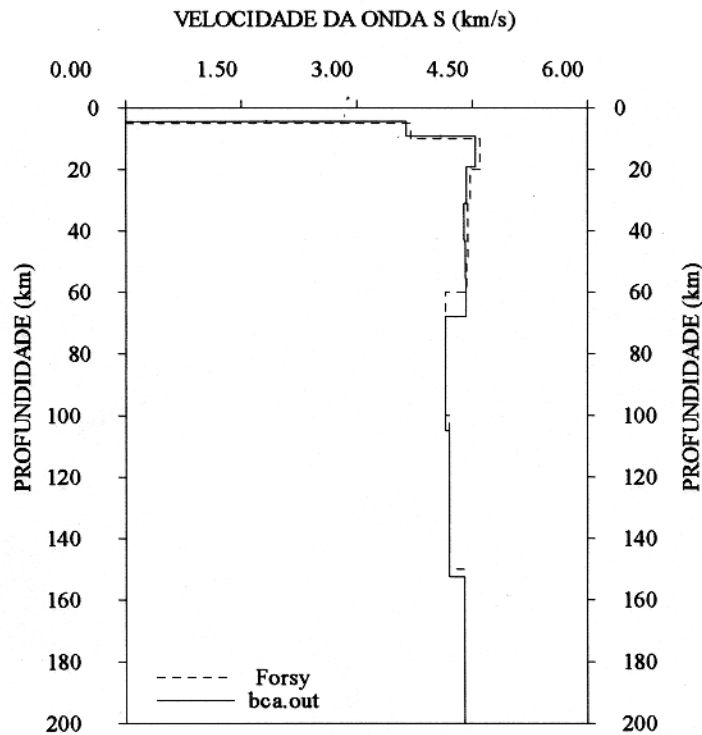
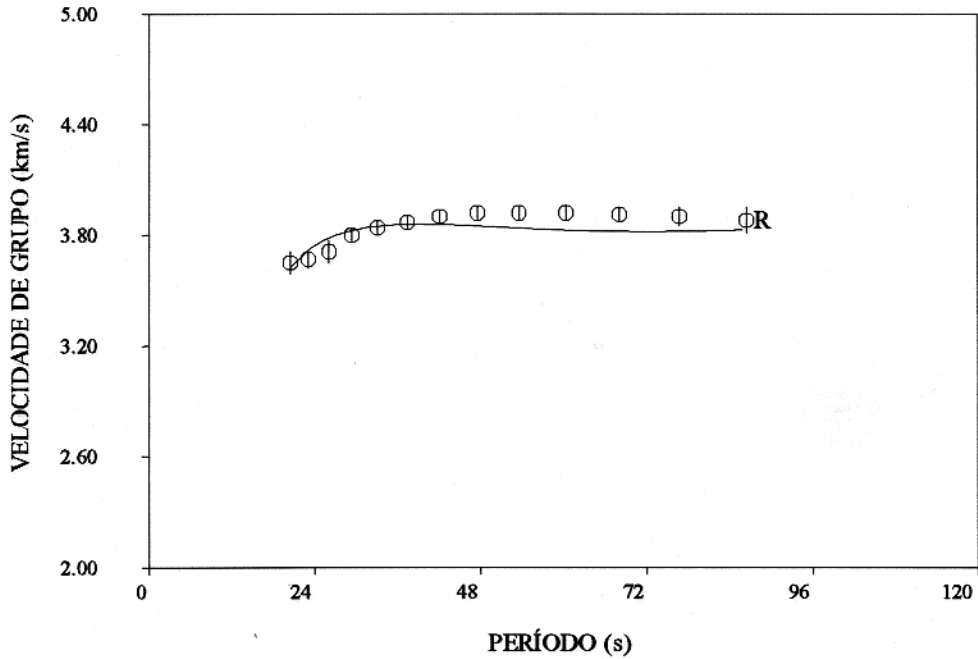


Figura 6.15. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975). Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) considerando as camadas originais do modelo sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

07-MAR-85 00:54:56.96 BDF
 $\Delta = 3106.7$ km $bAz = 227^\circ$ Comp.: lz
Inst. corr. 0.0142- 0.1000

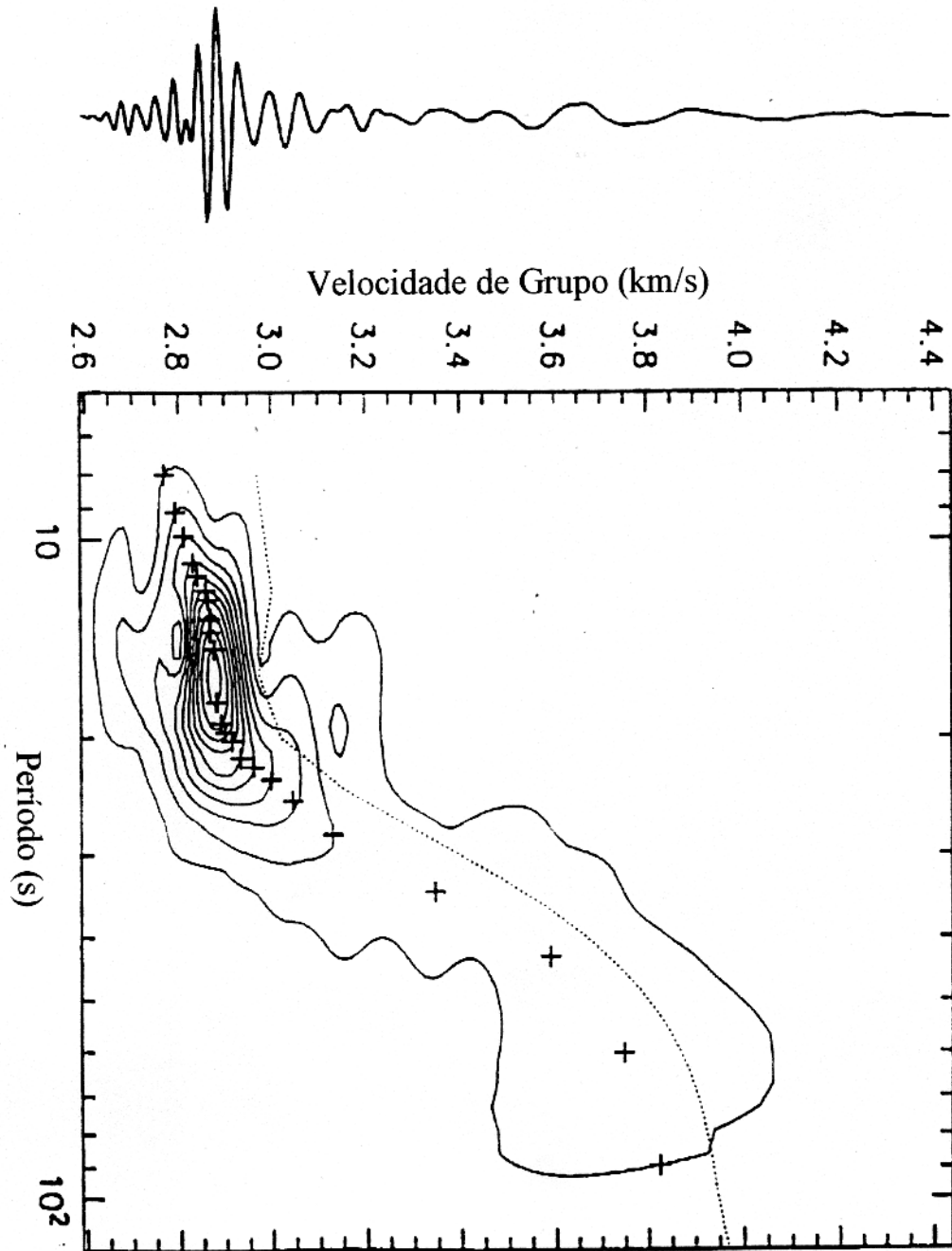


Figura 6.16. Mostrando a curva de velocidade de grupo determinada pelo Dr. SNOKE.

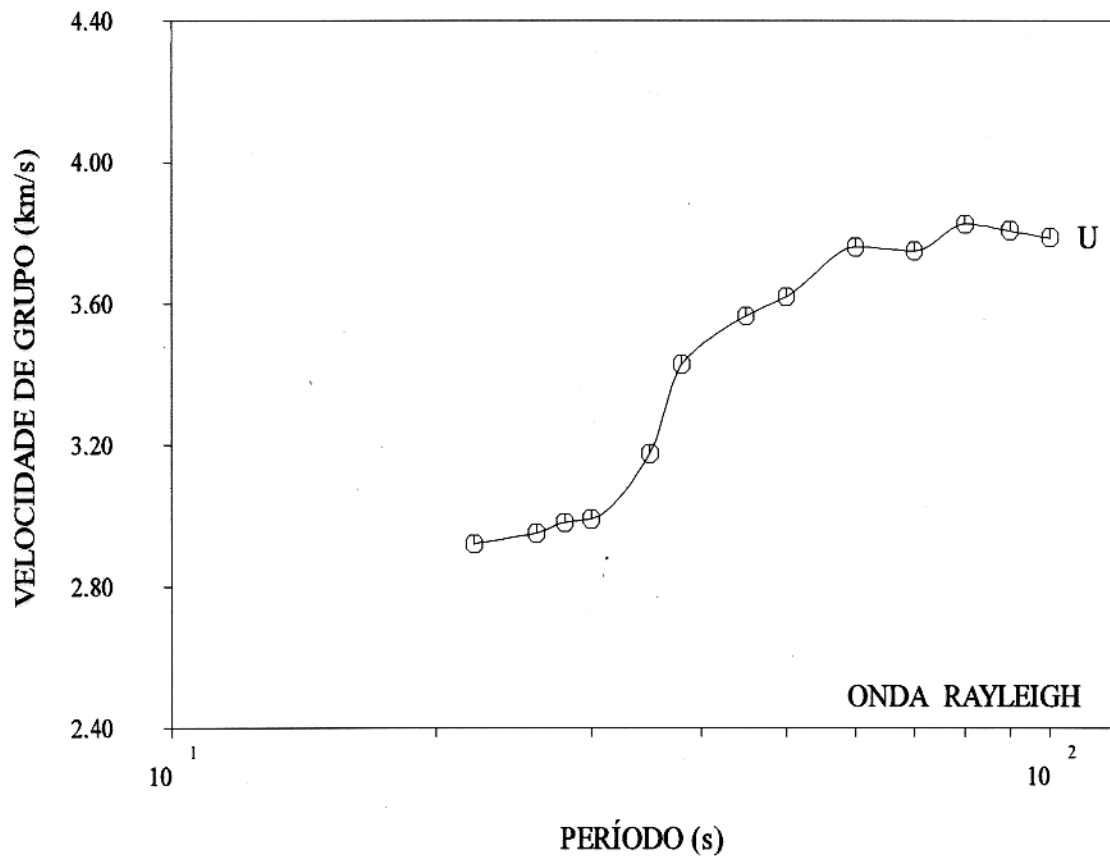


Figura 6.17. Mostrando a curva de velocidade de grupo determinada pelo autor.

19-MAY-85 18:09:15.49 BDF
 $\Delta = 2879.7$ km $bAz = 232^\circ$ Comp.: lz
Inst. corr. 0.0139- 0.1000

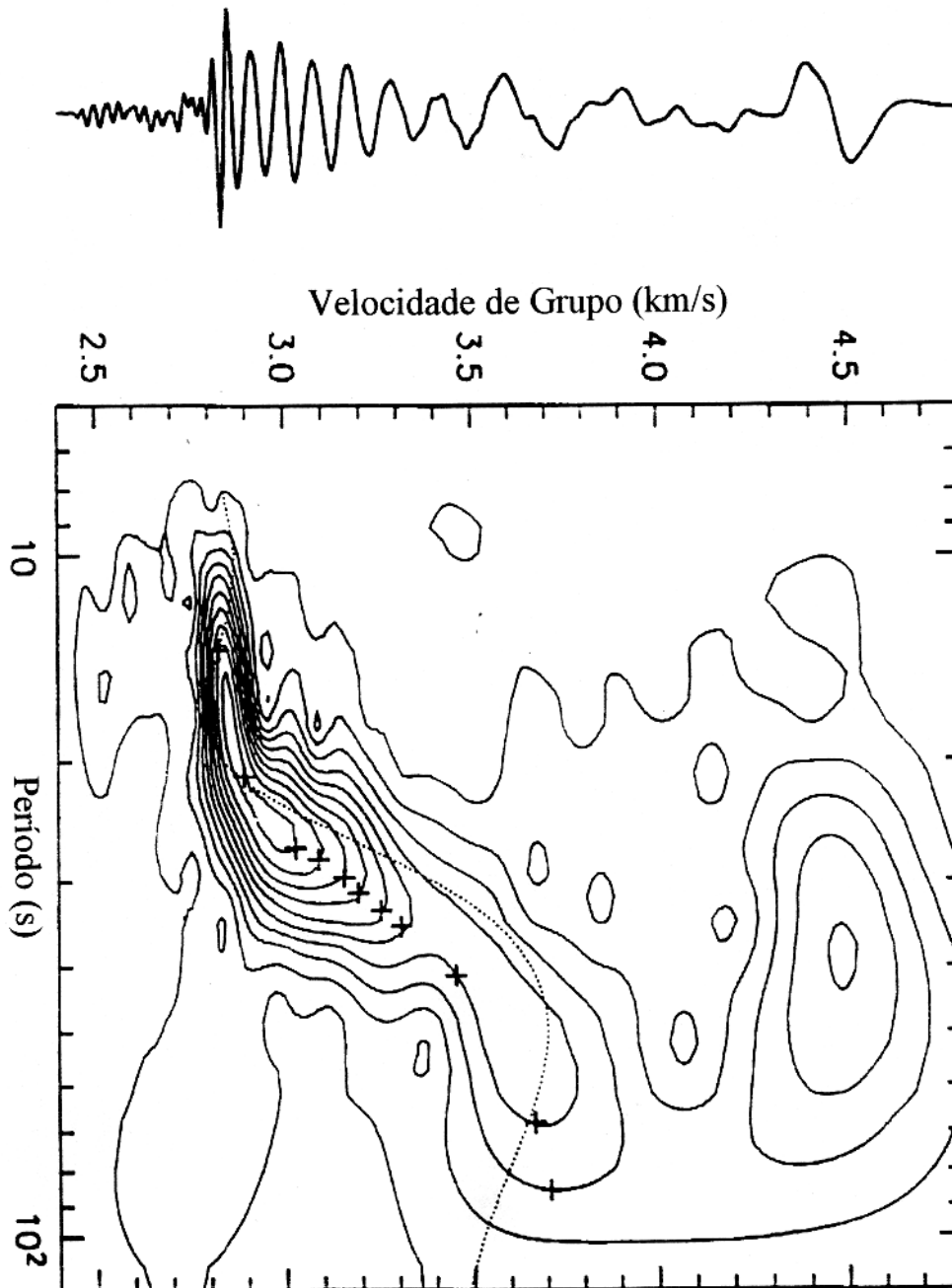


Figura 6.18. Mostrando a curva de velocidade de grupo determinada pelo Dr. SNOKE.

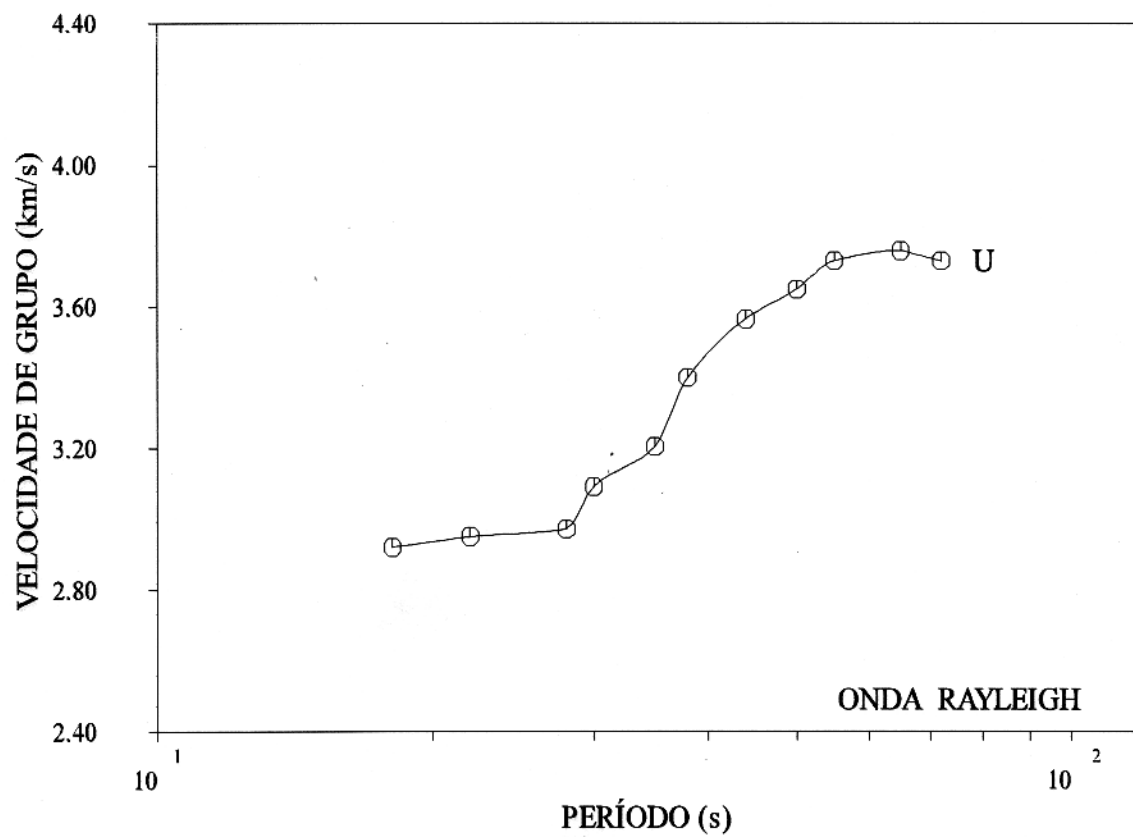


Figura 6.19. Mostrando a curva de velocidade de grupo determinada pelo autor.

17-JAN-86 04:15:00.01 BDF
 $\Delta = 3345.6 \text{ km}$ $bAz = 276^\circ$ Comp.: lz
Inst. corr. 0.0139- 0.1000

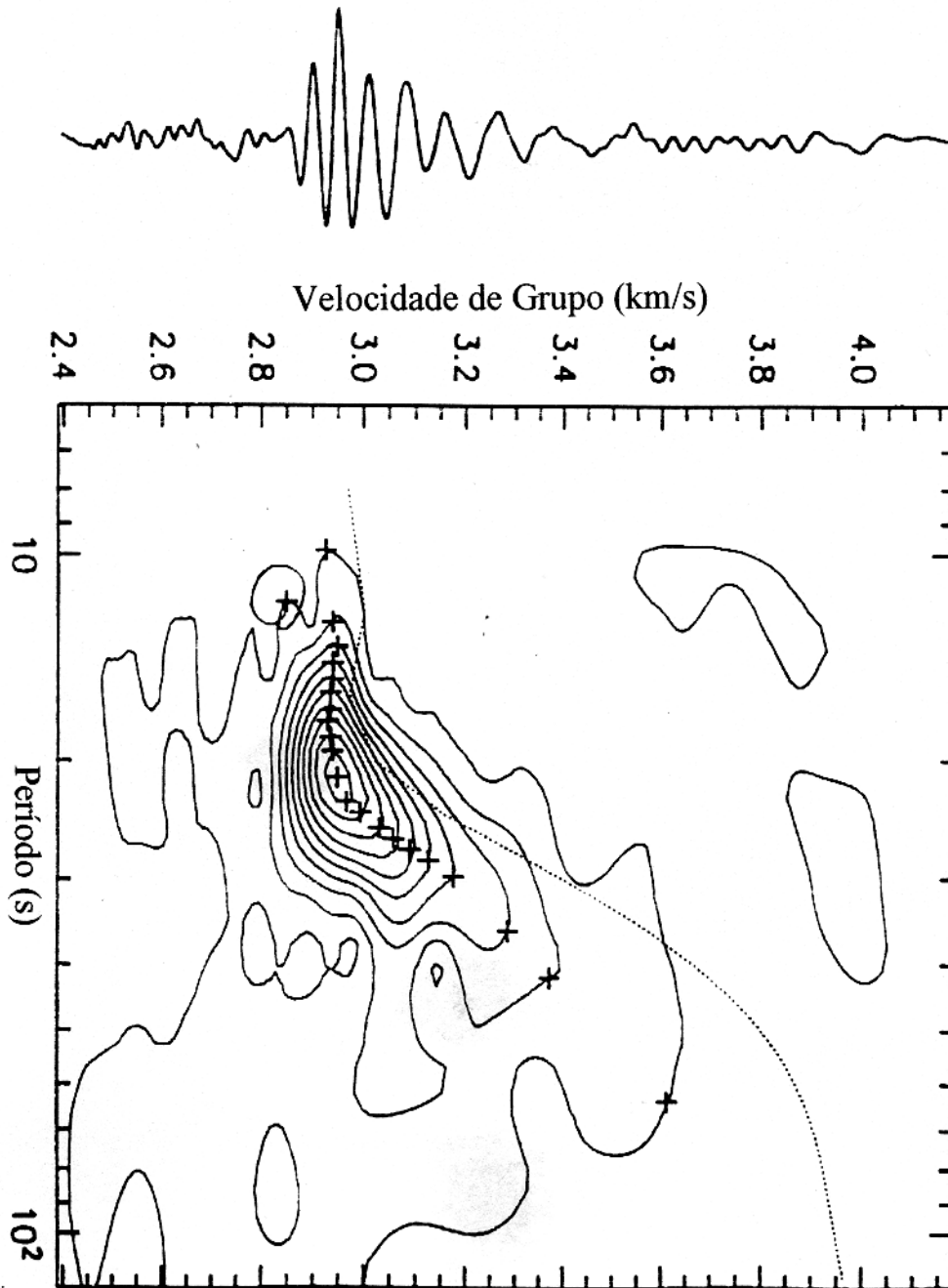


Figura 6.20. Mostrando a curva de velocidade de grupo determinada pelo Dr. SNOKE.

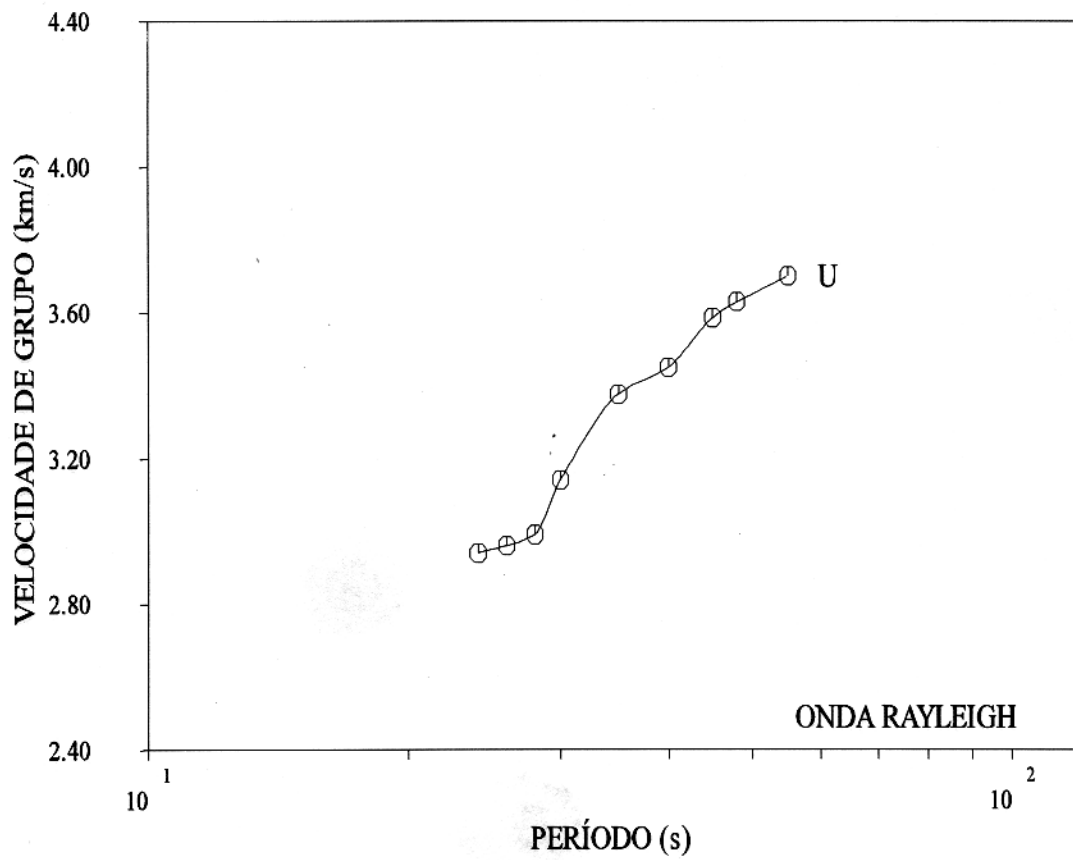


Figura 6.21. Mostrando a curva de velocidade de grupo determinada pelo autor.

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de BDF. (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1982	11	12	0	8	56.4	-55.79	-26.87
1982	11	18	0	27	50.8	-54.38	-56.22
1982	11	19	10	57	35.5	-54.42	-56.31
1982	12	22	15	40	13.3	46.05	-27.59
1983	01	03	6	4	2.0	-59.49	-26.26
1983	01	18	15	23	36.9	-57.97	-24.31
1983	01	23	16	36	39.3	-37.22	-95.18
1983	01	24	16	34	8.5	39.74	-14.48
1983	06	01	20	9	57.8	-53.05	9.72
1983	07	03	17	14	23.2	9.65	-83.69
1983	07	04	11	32	45.9	-55.58	-27.99
1983	07	05	5	58	21.5	-55.85	-123.40
1983	07	11	12	56	28.4	-60.89	-53.02
1983	07	12	3	39	27.7	23.95	-108.29
1983	08	05	6	21	42.7	-3.60	-62.15
1983	08	21	18	58	19.6	-28.73	-112.59
1983	09	01	18	18	8.0	-29.41	-111.90
1983	09	24	15	51	57.8	-41.85	-83.61
1983	10	11	22	41	11.0	27.16	-44.50
1983	10	12	3	39	38.8	8.06	-82.74
1983	10	13	12	22	15.1	24.46	-46.28
1983	10	13	13	6	38.2	-0.85	-21.82
1983	10	17	19	36	21.5	37.59	-17.52
1983	10	22	5	53	23.7	-60.40	-24.86
1983	10	22	13	7	39.2	-60.62	-25.39
1983	10	22	22	8	28.9	-60.28	-25.25
1983	10	24	0	36	6.5	-12.85	-76.66
1983	10	28	14	6	6.6	44.06	-113.86
1983	10	29	23	39	5.5	44.28	-114.11
1983	11	28	19	10	7.1	-44.95	-76.01
1983	12	20	10	41	9.5	40.41	-124.90
1983	12	22	4	11	29.3	11.95	-13.60
1984	01	11	18	40	30.4	-6.11	27.72
1984	01	15	7	14	10.8	28.83	-14.52

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de BDF. (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1984	01	16	12	27	13.9	-30.00	-112.29
1984	02	03	8	29	47.7	-29.46	-71.13
1984	02	10	16	51	21.2	28.33	-112.08
1984	02	17	20	33	41.6	20.50	-109.23
1984	03	01	19	21	24.6	-4.65	-106.05
1984	04	19	8	28	53.1	-31.80	-71.90
1984	04	22	6	14	21.8	-0.52	-19.86
1984	04	28	20	12	6.4	-1.77	-78.20
1984	05	25	13	20	23.9	-42.62	-75.13
1984	05	25	21	49	51.8	-60.22	-26.88
1984	06	05	4	15	24.8	-7.76	-76.86
1984	06	11	2	5	33.9	-30.72	-71.21
1984	06	22	15	55	28.0	-58.31	-15.65
1984	07	24	4	49	45.3	-25.79	-70.52
1984	08	31	4	42	58.3	12.97	-87.07
1984	09	05	22	27	54.3	-25.51	-116.06
1984	11	01	4	48	49.9	8.15	-38.76
1984	11	16	6	55	0.5	-13.90	-76.10
1984	11	22	0	50	43.5	-30.93	-13.51
1984	12	07	10	19	10.8	-1.40	-15.06
1985	01	05	11	11	31.2	10.17	-80.02
1985	01	10	17	47	56.1	10.83	-43.43
1985	03	04	6	6	57.8	-33.58	-71.86
1985	03	04	19	3	7.3	-32.75	-71.60
1985	03	07	0	54	57.0	-33.01	-72.14
1985	03	09	15	11	43.1	-33.70	-72.01
1985	03	12	8	23	15.4	-33.10	-72.15
1985	03	16	8	19	11.0	-55.21	-28.20
1985	03	16	14	54	1.1	17.07	-62.41
1985	03	17	10	41	37.9	-32.66	-71.56
1985	03	19	4	1	6.6	-33.28	-71.76
1985	03	19	10	28	36.6	-18.57	-63.60
1985	03	22	14	2	47.4	-18.50	-63.65
1985	03	23	13	45	19.4	-34.28	-72.11

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de BDF. (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1985	03	23	14	36	57.1	-33.30	-72.22
1985	03	25	5	14	33.2	-34.34	-72.28
1985	03	30	15	39	27.7	-55.47	-127.60
1885	04	03	13	6	19.9	-32.62	-71.61
1985	04	07	0	19	33.9	-56.12	-122.24
1985	04	20	18	23	48.3	8.98	-77.53
1985	04	28	8	30	32.7	-39.70	-75.61
1985	05	03	7	2	47.5	11.91	-86.77
1985	05	15	20	12	45.7	-56.62	-25.36
1985	05	19	18	9	15.5	-30.24	-71.28
1985	06	02	16	26	58.0	-37.80	-73.59
1985	06	03	17	56	50.6	-28.05	-71.07
1985	06	06	2	40	12.9	0.95	-28.43
1985	06	10	3	23	31.9	3.01	-78.64
1985	06	14	13	14	14.9	-40.74	-74.92
1985	06	26	17	10	2.0	18.91	-64.60
1985	07	02	13	48	18.9	-33.80	56.43
1985	07	07	11	25	12.0	-32.88	-72.00
1985	07	21	13	10	33.3	19.04	-67.97
1985	07	27	16	26	45.6	-26.93	-113.41
1985	07	28	22	59	54.6	-60.31	-26.91
1985	08	01	23	15	15.4	-57.71	-25.37
1985	08	04	4	54	2.0	-44.89	-75.45
1985	08	12	0	4	50.9	-38.42	-73.49
1985	09	07	5	0	47.4	-59.56	-26.13
1985	09	11	18	23	2.9	-54.47	-131.86
1985	09	19	13	17	47.9	18.18	-102.57
1985	09	21	1	37	13.8	17.82	-101.67
1985	09	21	10	54	44.6	-46.71	-13.52
1985	09	22	18	23	12.2	12.49	-44.33
1985	10	27	19	34	57.1	36.40	6.75
1985	11	10	19	40	34.0	-29.04	-13.19
1985	11	12	3	34	19.8	-36.25	-98.02

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de BDF. (final)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1985	11	18	18	18	35.0	-32.25	-13.43
1985	12	16	2	44	35.7	11.72	-85.85
1986	01	10	22	16	22.4	-53.06	9.65
1986	01	17	4	15	0.0	-10.69	-78.38
1986	07	31	7	22	40.3	37.47	-118.36
1986	07	31	9	37	24.0	-52.58	18.44
1986	08	01	14	9	24.9	-35.89	-103.75
1986	08	06	13	56	4.6	-55.06	-129.34
1987	02	14	15	44	15.9	-45.71	-75.99
1987	03	06	1	54	50.8	0.13	-77.67
1987	03	06	4	10	42.0	0.15	-77.83
1987	03	06	4	17	32.4	0.34	-77.43
1987	03	06	6	33	4.2	0.05	-77.65
1987	03	06	7	6	43.5	-24.23	-70.10
1987	03	12	12	18	11.9	15.72	-94.50
1987	03	21	12	8	59.6	8.77	-83.43
1987	05	14	16	4	26.5	-5.62	-81.39
1987	05	19	12	56	25.1	-30.33	-71.59
1987	05	20	13	54	13.6	-61.15	-52.02
1987	06	07	13	30	15.9	16.83	-98.69
1987	06	21	10	8	58.6	-57.29	-66.82
1987	06	24	4	21	51.5	-47.82	31.06
1987	06	25	2	49	39.7	47.30	-27.46
1987	06	27	9	9	5.9	-14.10	-75.98

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de BOCO. (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1980	01	01	16	42	40.0	38.81	-27.78
1980	01	14	21	51	1.8	-33.19	-69.46
1980	01	27	16	38	1.1	-35.38	-105.87
1980	04	09	8	17	55.1	-31.65	-67.48
1980	04	09	19	56	26.0	-44.61	-80.10
1980	05	25	19	44	51.4	37.57	-118.82
1980	05	27	14	50	57.1	37.47	-118.81
1980	06	09	3	28	18.9	32.22	-114.99
1980	06	12	17	15	0.1	37.28	-116.45
1980	06	16	5	45	6.9	-22.03	-68.46
1980	06	21	20	19	26.4	-57.97	-10.66
1980	07	24	21	20	15.0	0.86	-29.60
1980	07	25	29	5	0.1	37.26	-116.48
1980	07	30	6	56	16.7	5.28	-82.67
1980	08	09	5	45	9.5	15.89	-88.52
1980	08	14	5	5	53.6	-56.01	-121.50
1980	09	03	22	12	39.1	3.24	-78.19
1980	09	15	4	28	13.7	-61.39	-56.43
1980	10	08	20	19	46.5	-4.86	-105.92
1980	10	22	22	59	54.1	-36.49	-98.61
1980	10	24	14	53	35.1	18.21	-98.24
1980	10	27	8	46	40.8	-0.15	-24.85
1980	11	01	22	52	19.6	18.95	-107.63
1980	11	10	16	24	40.5	-31.58	-64.47
1980	11	11	10	36	58.2	-51.42	28.80
1980	11	12	5	50	20.4	19.44	-69.61
1980	12	11	18	15	3.5	-21.27	-68.15
1981	01	07	20	31	12.1	-49.91	-114.14
1981	01	18	3	6	45.5	-61.09	-53.43
1981	01	21	19	29	18.4	-59.32	-27.01
1981	02	13	19	58	52.2	-15.59	-74.53

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de BOCO. (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1981	09	19	11	40	56.9	-30.08	-74.81
1981	10	16	3	25	42.2	-33.13	-73.07
1981	10	16	15	43	20.2	-0.20	-16.51
1981	10	17	14	35	40.9	-45.51	-15.18
1981	11	06	10	42	57.2	-59.71	-26.24
1981	11	18	9	17	30.5	-2.28	22.81
1982	01	03	14	9	50.4	-0.97	-21.87
1982	01	12	1	44	48.0	-52.48	27.99
1982	01	12	5	48	17.6	13.16	-87.59
1982	01	23	17	55	46.8	21.65	-45.48
1982	01	30	2	35	10.6	16.74	-61.43
1982	03	25	5	5	39.6	-52.73	-46.78
1982	04	10	16	25	33.6	17.38	-83.50
1982	05	07	5	38	34.9	-60.60	-20.88
1982	06	06	10	20	31.4	35.36	-36.02
1982	06	24	9	16	44.3	-44.01	-15.98
1982	08	12	8	41	49.3	-1.57	-24.29
1982	08	17	18	24	4.7	9.54	-84.16
1982	09	29	5	50	32.3	14.49	-89.12
1982	10	05	21	39	12.5	-53.45	-3.47
1982	11	12	0	8	56.4	-55.79	-26.87
1982	11	18	0	27	50.8	-54.38	-56.22
1982	11	19	10	57	35.5	-54.42	-56.31
1983	08	21	18	58	19.6	-28.73	-112.59
1983	08	24	13	36	30.9	40.31	-124.77
1983	09	01	18	18	8.0	-29.41	-111.90
1983	09	17	12	46	56.0	-60.37	-27.07
1983	09	20	8	50	58.3	18.18	-68.47
1983	09	23	23	44	30.3	8.42	-83.39
1983	09	24	15	51	57.8	-41.85	-83.61

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de BOCO. (final)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1983	10	06	15	1	48.4	-26.72	-70.91
1983	10	09	11	25	40.6	-26.14	-70.52
1983	10	11	22	41	11.0	27.16	-44.50
1983	10	12	3	39	38.8	8.06	-82.74
1983	10	13	12	22	15.1	24.46	-46.28
1983	10	13	13	6	38.2	-0.85	-21.82
1983	10	28	14	6	6.6	44.06	-113.86
1983	11	26	20	18	23.5	7.38	-82.26
1983	12	02	3	9	5.7	14.05	-91.94
1983	12	20	10	41	9.5	40.41	-124.90
1984	03	30	7	59	53.7	17.32	-59.66
1984	03	30	16	40	14.1	-63.00	-61.77
1984	05	25	21	49	51.8	-60.22	-26.88
1984	06	22	15	55	28.0	-58.31	-15.65
1986	06	24	6	56	53.1	-0.02	-17.88
1986	07	02	12	53	7.8	-59.53	-26.17
1986	09	05	2	47	18.3	-59.43	-29.47
1986	09	13	9	28	24.2	-60.90	-37.02
1986	09	25	6	15	53.8	22.90	-108.07
1986	10	06	7	10	56.4	-56.81	-26.36
1986	10	15	23	4	15.2	-56.36	-25.55
1986	10	27	8	2	53.3	-34.11	-78.84
1987	06	10	19	51	30.3	-60.17	-26.95
1987	06	21	10	8	58.6	-57.29	-66.82
1987	06	24	4	21	51.5	-47.82	31.06
1987	06	25	2	49	39.7	47.30	-27.46

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de SLR (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1981	11	02	3	44	55.3	-52.94	27.30
1981	11	06	10	42	57.2	-59.71	-26.24
1981	11	18	9	17	30.5	-2.28	22.81
1982	05	07	5	38	34.9	-60.60	-20.88
1982	06	07	10	59	40.2	16.56	-98.36
1982	06	24	9	16	44.3	-44.01	-15.98
1982	08	12	8	41	49.3	-1.57	-24.29
1982	08	19	15	59	1.5	6.72	-82.68
1982	12	08	18	4	47.2	-41.39	-87.65
1982	12	09	1	41	37.7	-29.04	-112.55
1982	12	12	19	57	32.8	-63.06	-60.73
1983	06	01	20	9	57.8	-53.05	9.72
1983	06	07	20	40	26.5	-50.69	29.10
1983	06	17	11	33	16.7	-36.38	-97.52
1983	07	01	11	57	22.0	-57.93	-25.37
1983	07	03	17	14	23.2	9.65	-83.69
1983	07	04	11	32	45.9	-55.58	-27.99
1983	07	05	5	58	21.5	-55.85	-123.40
1983	07	05	16	37	6.1	-57.88	-25.61
1983	07	11	12	56	28.4	-60.89	-53.02
1983	07	12	3	39	27.7	23.95	-108.29
1983	07	25	22	31	39.2	36.22	-120.41
1983	07	31	14	9	23.6	-48.28	-75.85
1983	08	05	6	21	42.7	-3.60	-62.15
1983	08	21	18	58	19.6	-28.73	-112.59
1983	08	24	13	36	30.9	40.31	-124.77
1983	09	01	17	59	29.1	-52.48	25.84
1983	09	01	18	18	8.0	-29.41	-111.90
1983	09	20	8	50	58.3	18.18	-68.47
1983	09	24	15	51	57.8	-41.85	-83.61
1983	10	09	11	25	40.6	-26.14	-70.52
1983	10	11	22	41	11.0	27.16	-44.50
1983	10	13	12	22	15.1	24.46	-46.28
1983	10	17	19	36	21.5	37.59	-17.52
1983	10	22	5	53	23.7	-60.40	-24.86
1983	10	22	13	7	39.2	-60.62	-25.39
1983	10	22	22	8	28.9	-60.28	-25.25
1983	10	24	0	36	6.5	-12.85	-76.66
1983	11	22	14	20	58.8	0.41	-79.94

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de SLR (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1983	11	26	20	18	23.5	7.38	-82.26
1983	11	28	19	10	7.1	-44.95	-76.01
1983	12	02	3	9	5.7	14.05	-91.94
1983	12	08	10	21	56.9	18.62	-102.55
1984	02	10	16	51	21.2	28.33	-112.08
1984	02	17	20	33	41.6	20.50	-109.23
1984	02	25	7	16	0.0	-47.90	31.87
1984	03	30	16	40	14.1	-63.00	-61.77
1984	04	19	8	28	53.1	-31.80	-71.90
1984	04	22	6	14	21.8	-0.52	-19.86
1984	04	24	21	15	19.0	37.32	-121.69
1984	05	04	17	36	56.2	-58.01	-65.81
1984	05	25	13	20	23.9	-42.62	-75.13
1984	05	25	21	49	51.8	-60.22	-26.88
1984	06	05	4	15	24.8	-7.76	-76.86
1984	06	11	2	5	33.9	-30.72	-71.21
1984	06	22	15	55	28.0	-58.31	-15.65
1984	06	24	11	17	12.0	17.99	-69.35
1984	07	07	15	47	11.9	-56.10	-27.26
1984	07	24	4	49	45.3	-25.79	-70.52
1984	08	24	16	53	7.6	-59.28	-16.83
1984	12	25	11	41	48.9	-59.11	-26.58
1985	01	05	11	11	31.2	10.17	-80.02
1985	01	10	17	47	56.1	10.83	-43.43
1985	01	26	3	7	2.5	-33.15	-68.54
1985	02	11	7	39	33.1	4.67	-32.62
1985	02	19	13	53	19.9	-61.07	-23.66
1985	02	21	18	53	8.5	-33.28	-71.71
1985	02	22	9	33	38.1	-55.67	-26.40
1985	03	04	3	32	49.9	-32.65	-71.63
1985	03	04	13	49	29.7	-33.95	-71.96
1985	03	04	15	1	6.3	-33.83	-71.32
1985	03	04	17	0	9.8	-34.12	-72.01
1985	03	04	19	3	7.3	-32.75	-71.60
1985	03	07	0	54	57.0	-33.01	-72.14
1985	03	09	15	11	43.1	-33.70	-72.01

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de SLR (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1985	03	12	8	23	15.4	-33.10	-72.15
1985	03	16	8	19	11.0	-55.21	-28.20
1985	03	16	14	54	1.1	17.07	-62.41
1985	03	17	10	41	37.9	-32.66	-71.56
1985	03	19	4	1	6.6	-33.28	-71.76
1985	03	19	10	28	36.6	-18.57	-63.60
1985	03	23	13	45	19.4	-34.28	-72.11
1985	03	23	14	36	57.1	-33.30	-72.22
1985	03	25	5	14	33.2	-34.34	-72.28
1985	03	30	15	39	27.7	-55.47	-127.60
1885	03	04	13	6	19.9	-32.62	-71.61
1985	04	07	0	19	33.9	-56.12	-122.24
1985	04	20	18	23	48.3	8.98	-77.53
1985	04	28	8	30	32.7	-39.70	-75.61
1985	04	28	22	56	51.1	-55.52	-26.12
1985	05	02	15	20	0.1	37.25	-116.32
1985	05	03	7	2	47.5	11.91	-86.77
1985	05	15	20	12	45.7	-56.62	-25.36
1985	05	19	18	9	15.5	-30.24	-71.28
1985	06	02	16	26	58.0	-37.80	-73.59
1985	06	06	2	40	12.9	0.95	-28.43
1985	06	10	3	23	31.9	3.01	-78.64
1985	06	14	13	14	14.9	-40.74	-74.92
1985	06	26	17	10	2.0	18.91	-64.60
1985	07	02	13	12	33.0	-33.85	56.35
1985	07	02	13	48	18.9	-33.80	56.43
1985	07	07	11	25	12.0	-32.88	-72.00
1985	07	10	5	6	33.2	-38.63	-91.65
1985	07	21	13	10	33.3	19.04	-67.97
1985	07	27	16	26	45.6	-26.93	-113.41
1985	07	28	22	59	54.6	-60.31	-26.91
1985	08	01	23	15	15.4	-57.71	-25.37

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação SLR. (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Mínuto	Segundo	Latitude	Longitude
1985	08	04	4	54	2.0	-44.89	-75.45
1985	08	12	0	4	50.9	-38.42	-73.49
1985	09	11	18	23	2.9	-54.47	-131.86
1985	09	21	10	54	44.6	-46.71	-13.52
1985	09	22	18	23	12.2	12.49	-44.33
1985	06	06	2	40	12.9	0.95	-28.43
1985	10	12	22	30	37.7	0.86	-29.88
1985	11	10	19	40	34.0	-29.04	-13.19
1985	11	12	3	34	19.8	-36.25	-98.02
1985	11	18	18	18	35.0	-32.25	-13.43
1985	11	30	2	28	11.6	-29.23	61.24
1985	12	16	2	44	35.7	11.72	-85.85
1986	01	10	22	16	22.4	-53.06	9.65
1986	01	26	7	48	22.9	-27.12	-70.86
1986	05	09	16	23	51.2	-17.11	-65.67
1986	06	11	13	48	3.3	10.60	-62.95
1986	06	14	3	50	25.4	-57.81	-23.32
1986	06	16	17	15	9.9	-47.19	-13.33
1986	06	20	18	41	28.7	-58.58	-25.01
1986	07	02	12	53	7.8	-59.53	-26.17
1986	07	05	21	19	58.8	-57.28	-25.89
1986	07	13	10	14	35.0	-28.11	-70.89
1986	07	18	17	22	41.7	10.72	-69.50
1986	07	20	18	9	6.6	-56.60	-3.49
1986	07	21	14	42	26.6	37.54	-118.45
1986	07	21	22	7	18.0	37.50	-118.40
1986	08	01	14	9	24.9	-35.89	-103.75
1986	08	02	20	35	35.9	-58.32	-15.21
1986	08	06	13	56	4.6	-55.06	-129.34
1986	09	05	2	47	18.3	-59.43	-29.47
1986	09	13	9	28	24.2	-60.90	-37.02

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de SLR (final)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1986	09	25	6	15	53.8	22.90	-108.07
1986	12	05	1	45	37.4	-36.27	-97.53
1986	12	07	16	56	36.4	18.90	-107.20
1986	12	22	14	18	41.3	-56.95	-48.90
1986	12	25	17	17	39.8	-44.46	-78.84
1986	12	27	2	43	54.0	-56.20	-27.41
1987	01	04	17	52	36.6	5.92	-82.67
1987	01	13	13	23	59.8	5.80	-79.08
1987	01	16	15	14	59.1	-52.88	27.50
1987	01	25	10	31	24.8	3.08	-79.30
1987	01	30	22	29	39.8	-60.15	-26.83
1987	02	01	6	56	1.3	-0.13	-17.76
1987	02	03	16	42	41.4	-37.78	-72.87
1987	02	18	10	32	14.4	-55.68	-26.99
1987	02	23	2	43	40.9	-57.96	-25.65
1987	03	05	9	56	6.6	-24.49	-70.38
1987	03	05	10	55	11.7	-24.57	-70.58
1987	03	12	12	18	11.9	15.72	-94.50
1987	03	19	1	44	52.2	-7.37	-13.62
1987	03	21	12	8	59.6	8.77	-83.43
1987	03	22	3	23	57.7	-24.08	-70.08
1987	03	28	5	4	11.0	-57.89	-25.44
1987	04	08	17	42	36.1	11.66	-86.36
1987	04	14	17	20	39.8	-58.26	-25.27
1987	04	26	15	47	41.4	-57.32	-24.67
1987	05	05	10	50	55.3	-0.04	-19.14
1987	05	20	13	54	13.6	-61.15	-52.02
1987	06	10	19	51	30.3	-60.17	-26.95
1987	06	24	4	21	51.5	-47.82	31.06
1987	06	27	9	9	5.9	-14.10	-75.98

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de ZOBO (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1980	01	01	16	42	40.0	38.81	-27.78
1980	01	27	16	38	1.1	-35.38	-105.87
1980	02	04	0	56	7.2	5.44	-82.65
1980	02	04	3	45	56.0	-71.91	-7.19
1980	03	06	20	37	2.2	-44.32	-82.08
1980	03	23	23	33	10.6	-29.95	-71.54
1980	04	09	8	17	55.1	-31.65	-67.48
1980	04	09	19	56	26.0	-44.61	-80.10
1980	05	25	19	44	51.4	37.57	-118.82
1980	05	27	14	50	57.1	37.47	-118.81
1980	06	09	3	28	18.9	32.22	-114.99
1980	06	11	14	21	18.9	-32.72	-71.64
1980	06	21	20	19	26.4	-57.97	-10.66
1980	07	20	0	24	4.9	16.35	-91.94
1980	07	24	21	20	15.0	0.86	-29.60
1980	07	25	29	5	0.1	37.26	-116.48
1980	07	30	6	56	16.7	5.28	-82.67
1980	08	09	5	45	9.5	15.89	-88.52
1980	08	14	5	5	53.6	-56.01	-121.50
1980	08	18	15	7	52.6	-1.95	-80.02
1980	09	03	22	12	39.1	3.24	-78.19
1980	09	15	4	28	13.7	-61.39	-56.43
1980	09	28	14	29	41.5	-55.97	-27.57
1980	10	08	20	19	46.5	-4.86	-105.92
1980	10	22	22	59	54.1	-36.49	-98.61
1980	10	24	14	53	35.1	18.21	-98.24
1980	10	27	8	46	40.8	-0.15	-24.85
1980	11	01	22	52	19.6	18.95	-107.63
1980	11	10	16	24	40.5	-31.58	-64.47
1980	11	11	10	36	58.2	-51.42	28.80
1980	11	12	5	50	20.4	19.44	-69.61
1981	01	02	7	37	1.3	2.14	-79.17
1981	01	03	1	23	40.0	2.16	-79.23
1981	01	07	7	1	39.8	2.00	-79.29
1981	01	07	16	26	42.5	-23.75	-70.62
1981	01	18	3	6	45.5	-61.09	-53.43
1981	01	21	19	29	18.4	-59.32	-27.01
1981	02	13	19	58	52.2	-15.59	-74.53
1981	02	16	4	58	12.1	-11.43	-12.98
1981	02	28	21	56	13.5	-6.41	-81.42
1981	03	09	22	38	51.9	18.83	-103.91

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de ZOBO (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1981	03	23	19	28	10.7	-33.66	-71.89
1981	03	25	5	28	15.3	-48.14	-9.92
1981	05	06	21	36	6.8	-1.89	-80.89
1981	06	03	5	47	44.4	-35.56	-17.04
1981	06	06	18	0	0.1	37.30	-116.33
1981	06	16	18	56	3.2	-56.40	-24.81
1981	09	19	11	40	56.9	-39.08	-74.81
1981	10	16	3	25	42.2	-33.13	-73.07
1981	10	28	4	34	17.8	-31.27	-110.65
1981	11	06	10	42	57.2	-59.71	-26.24
1981	11	18	9	17	30.5	-2.28	22.81
1982	06	06	10	20	31.4	35.36	-36.02
1982	06	07	10	59	40.2	16.56	-98.36
1982	06	24	9	16	44.3	-44.01	-15.98
1982	08	12	8	41	49.3	-1.57	-24.29
1982	08	17	18	24	4.7	9.54	-84.16
1982	08	19	15	59	1.5	6.72	-82.68
1982	09	29	5	50	32.3	14.49	-89.12
1982	10	05	21	39	12.5	-53.45	-3.47
1982	11	12	0	8	56.4	-55.79	-26.87
1982	11	18	0	27	50.8	-54.38	-56.22
1982	11	19	10	57	35.5	-54.42	-56.31
1982	12	22	15	40	13.3	46.05	-27.59
1983	01	03	6	4	2.0	-59.49	-26.26
1983	01	24	16	34	8.5	39.74	-14.48
1983	02	07	11	54	48.6	16.87	-98.36
1983	02	22	9	36	46.9	16.36	-95.01
1983	03	15	16	56	15.8	-55.00	-1.02
1983	04	02	5	58	35.0	-28.53	-66.60
1983	04	03	3	4	13.9	8.65	-83.33
1983	04	07	19	29	14.9	7.99	-82.69
1983	04	11	8	18	10.1	10.42	-62.76
1983	04	23	23	33	59.0	-53.07	-117.84
1983	05	05	7	33	46.2	5.43	-82.60
1983	05	09	10	58	25.4	-40.93	-74.91
1983	05	09	15	53	3.1	8.23	-82.96
1983	05	12	10	51	49.7	17.63	-46.53
1983	05	12	11	2	41.8	17.63	-46.57

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de ZOBO (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1983	05	19	19	7	18.6	0.15	-77.12
1983	06	01	20	9	57.8	-53.05	9.72
1983	06	07	20	40	26.5	-50.69	29.10
1983	06	17	11	33	16.7	-36.38	-97.52
1983	07	01	11	57	22.0	-57.93	-25.37
1983	07	03	17	14	23.2	9.65	-83.69
1983	07	05	5	58	21.5	-55.85	-123.40
1983	07	05	16	37	6.1	-57.88	-25.61
1983	07	11	12	56	28.4	-60.89	-53.02
1983	07	12	3	39	27.7	23.95	-108.29
1983	07	25	22	31	39.2	36.22	-120.41
1983	07	31	10	26	0.3	-20.13	-126.93
1983	08	01	14	9	23.6	-48.28	-75.85
1983	08	21	18	58	19.6	-28.73	-112.59
1983	08	24	13	36	30.9	40.31	-124.77
1983	09	01	18	18	8.0	-29.41	-111.90
1983	09	17	12	46	56.0	-60.37	-27.07
1983	09	20	8	50	58.3	18.18	-68.47
1983	09	23	23	44	30.3	8.42	-83.39
1983	09	24	15	51	57.8	-41.85	-83.61
1983	10	06	15	1	48.4	-26.72	-70.91
1983	10	09	11	25	40.6	-26.14	-70.52
1983	10	11	22	41	11.0	27.16	-44.50
1983	10	12	3	39	38.8	8.06	-82.74
1983	10	13	12	22	15.1	24.46	-46.28
1983	10	13	13	6	38.2	-0.85	-21.82
1983	10	17	19	36	21.5	37.59	-17.52
1983	10	22	4	21	35.0	-60.67	-25.45
1983	10	22	22	8	28.9	-60.28	-25.25
1983	10	24	0	36	6.5	-12.85	-76.66
1983	10	28	14	6	6.6	44.06	-113.86
1983	10	29	23	39	5.5	44.28	-114.11
1983	11	22	14	20	58.8	0.41	-79.94
1983	11	26	20	18	23.5	7.38	-82.26

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de ZOBO (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1983	12	08	10	21	56.9	18.62	-102.55
1985	09	22	18	23	12.2	12.49	-44.33
1985	02	19	13	53	19.9	-61.07	-23.66
1985	02	21	18	53	8.5	-33.28	-71.71
1985	02	22	9	33	38.1	-55.67	-26.40
1985	03	04	3	17	54.2	-34.17	-71.93
1985	03	04	3	32	49.9	-32.65	-71.63
1985	03	04	6	6	57.8	-33.58	-71.86
1985	03	04	13	49	29.7	-33.95	-71.96
1985	03	04	15	1	6.3	-33.83	-71.32
1985	03	04	17	0	9.8	-34.12	-72.01
1985	03	04	19	3	7.3	-32.75	-71.60
1985	03	07	0	54	57.0	-33.01	-72.14
1985	03	09	15	11	43.1	-33.70	-72.01
1985	03	12	8	23	15.4	-33.10	-72.15
1985	03	16	8	19	11.0	-55.21	-28.20
1985	03	16	14	54	1.1	17.07	-62.41
1985	03	17	10	41	37.9	-32.66	-71.56
1985	03	19	4	1	6.6	-33.28	-71.76
1985	03	19	10	28	36.6	-18.57	-63.60
1985	03	22	14	2	47.4	-18.50	-63.65
1985	03	23	13	45	19.4	-34.28	-72.11
1985	03	23	14	36	57.1	-33.30	-72.22
1985	03	24	16	16	33.1	-34.35	-72.13
1985	03	25	5	14	33.2	-34.34	-72.28
1985	03	30	15	39	27.7	-55.47	-127.60
1985	04	02	20	0	0.1	37.10	-116.03
1985	04	03	13	6	19.9	-32.62	-71.61
1985	04	07	0	19	33.9	-56.12	-122.24
1985	04	09	1	56	58.6	-34.17	-71.54
1985	04	20	18	23	48.3	8.98	-77.53
1985	04	28	8	30	32.7	-39.70	-75.61
1985	04	28	22	56	51.1	-55.52	-26.12
1985	05	03	7	2	47.5	11.91	-86.77
1985	05	15	2	52	32.0	-51.84	28.23
1985	05	15	20	12	45.7	-56.62	-25.36
1985	05	19	18	9	15.5	-30.24	-71.28
1985	06	02	16	26	58.0	-37.80	-73.59
1985	06	03	17	56	50.6	-28.05	-71.07
1985	06	06	2	40	12.9	0.95	-28.43

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de ZOBO (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1985	06	10	3	23	31.9	3.01	-78.64
1985	06	12	11	3	1.8	15.77	-93.88
1985	06	14	13	14	14.9	-40.74	-74.92
1985	07	21	13	10	33.3	19.04	-67.97
1985	07	27	16	26	45.6	-26.93	-113.41
1985	07	28	22	59	54.6	-60.31	-26.91
1985	08	04	4	54	2.0	-44.89	-75.45
1985	08	12	0	4	50.9	-38.42	-73.49
1985	09	07	5	0	47.4	-59.56	-26.13
1985	09	11	18	23	2.9	-54.47	-131.86
1985	09	21	10	54	44.6	-46.71	-13.52
1985	11	18	18	18	35.0	-32.25	-13.43
1985	12	16	2	44	35.7	11.72	-85.85
1986	01	10	22	16	22.4	-53.06	9.65
1986	01	26	7	48	22.9	-27.12	-70.86
1986	01	29	13	34	9.7	6.89	-76.86
1986	03	14	10	30	50.2	-47.65	-12.93
1986	03	14	21	28	27.4	-54.71	-23.83
1986	03	22	16	56	51.0	-4.45	-104.82
1986	04	09	22	10	15.5	-55.96	-26.92
1986	04	27	3	24	6.0	-31.16	-13.46
1986	04	30	7	7	18.8	18.41	-102.98
1986	05	28	13	33	44.2	19.98	-115.93
1986	06	11	13	48	3.3	10.60	-62.95
1986	06	16	17	15	9.9	-47.19	-13.33
1986	06	24	6	56	53.1	-0.02	-17.88
1986	07	02	12	53	7.8	-59.53	-26.17
1986	07	08	9	20	44.0	34.00	-116.61
1986	07	13	10	14	35.0	-28.11	-70.89
1986	07	13	13	47	8.1	33.02	-117.79
1986	07	18	17	22	41.7	10.72	-69.50
1986	07	20	18	9	6.6	-56.60	-3.49
1986	07	21	14	42	26.6	37.54	-118.45
1986	07	21	22	7	18.0	37.50	-118.40
1986	09	13	9	28	24.2	-60.90	-37.02
1986	09	25	6	15	53.8	22.90	-108.07
1986	10	06	7	10	56.4	-56.81	-26.36
1986	10	27	8	2	53.3	-34.11	-78.84
1986	11	14	6	33	25.0	-58.77	-25.18
1986	11	18	12	2	23.5	-57.78	-25.19
1986	12	05	1	45	37.4	-36.27	-97.53

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação de ZOBO (final)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1986	12	22	14	18	41.3	-56.95	-48.90
1986	12	25	17	17	39.8	-44.46	-78.84
1986	12	27	2	29	0.3	-23.92	-70.13
1986	12	27	2	43	54.0	-56.20	-27.41
1987	01	04	17	52	36.6	5.92	-82.67
1987	01	25	10	31	24.8	3.08	-79.30
1987	01	30	22	29	39.8	-60.15	-26.83
1987	02	01	6	56	1.3	-0.13	-17.76
1987	02	03	16	42	41.4	-37.78	-72.87
1987	02	07	3	45	13.9	32.39	-115.39
1987	02	10	2	48	55.9	3.10	-79.28
1987	02	14	15	44	15.9	-45.71	-75.99
1987	02	16	4	44	35.8	-30.53	-71.43
1987	02	16	18	32	54.5	-24.11	-70.24
1987	02	18	10	32	14.4	-55.68	-26.99
1987	02	23	2	43	40.9	-57.96	-25.65
1987	03	05	9	56	6.6	-24.49	-70.38
1987	03	05	10	55	11.7	-24.57	-70.58
1987	03	06	1	54	50.8	0.13	-77.67
1987	03	06	9	39	54.3	-24.20	-70.07
1987	03	06	12	40	5.2	-0.09	-77.57
1987	03	09	6	5	25.0	-24.16	-69.77
1987	03	12	12	18	11.9	15.72	-94.50
1987	03	14	20	18	37.6	-38.89	-92.19
1987	03	15	5	11	17.3	15.67	-94.52
1987	03	19	1	44	52.2	-7.37	-13.62
1987	03	21	12	8	59.6	8.77	-83.43
1987	03	22	3	23	57.7	-24.08	-70.08
1987	03	28	5	4	11.0	-57.89	-25.44
1987	04	08	15	45	9.8	11.50	-87.37
1987	04	08	17	42	36.1	11.66	-86.36
1987	04	14	17	20	39.8	-58.26	-25.27
1987	04	18	13	40	0.6	37.25	-116.51
1987	04	26	15	47	41.4	-57.32	-24.67
1987	05	05	10	50	55.3	-0.04	-19.14
1987	05	14	15	57	26.9	-33.75	-72.18
1987	05	14	16	4	26.5	-5.62	-81.39
1987	05	15	13	49	14.2	-49.97	-115.22
1987	05	19	12	56	25.1	-30.33	-71.59
1987	05	20	13	54	13.6	-61.15	-52.02
1987	06	07	13	30	15.9	16.83	-98.69
1987	06	10	19	51	30.3	-60.17	-26.95
1987	06	15	6	23	9.8	-12.48	-76.73

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação BCAA. (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1980	01	01	16	42	40.0	38.81	-27.78
1980	01	14	21	51	1.8	-33.19	-69.46
1980	01	27	16	38	1.1	-35.38	-105.87
1980	02	04	0	56	7.2	5.44	-82.65
1980	02	04	3	45	56.0	-71.91	-7.19
1980	03	06	20	37	2.2	-44.32	-82.08
1980	03	07	8	25	7.8	-16.69	-72.95
1980	03	23	23	33	10.6	-29.95	-71.54
1980	03	26	20	43	37.9	23.87	-45.56
1980	03	29	6	41	50.5	-43.08	-72.20
1980	04	09	8	17	55.1	-31.65	-67.48
1980	04	09	19	56	26.0	-44.61	-80.10
1980	05	25	19	44	51.4	37.57	-118.82
1980	05	27	14	50	57.1	37.47	-118.81
1980	06	09	3	28	18.9	32.22	-114.99
1980	06	11	14	21	18.9	-32.72	-71.64
1980	06	16	5	45	6.9	-22.03	-68.46
1980	06	21	20	19	26.4	-57.97	-10.66
1980	07	24	21	20	15.0	0.86	-29.60
1980	07	25	29	5	0.1	37.26	-116.48
1980	08	09	5	45	9.5	15.89	-88.52
1980	08	14	5	5	53.6	-56.01	-121.50
1980	08	18	15	7	52.6	-1.95	-80.02
1980	09	03	22	12	39.1	3.24	-78.19
1980	09	15	4	28	13.7	-61.39	-56.43
1980	09	28	14	29	41.5	-55.97	-27.57
1980	10	08	20	19	46.5	-4.86	-105.92
1980	10	22	22	59	54.1	-36.49	-98.61
1980	10	24	14	53	35.1	18.21	-98.24
1980	10	27	8	46	40.8	-0.15	-24.85
1980	11	01	22	52	19.6	18.95	-107.63
1980	11	10	16	24	40.5	-31.58	-64.47
1980	11	11	10	36	58.2	-51.42	28.80
1980	12	11	18	15	3.5	-21.27	-68.15
1981	01	02	7	37	1.3	2.14	-79.17
1981	01	03	1	23	40.0	2.16	-79.23
1981	01	07	7	1	39.8	2.00	-79.29
1981	01	07	16	26	42.5	-23.75	-70.62
1981	01	07	20	31	12.1	-49.91	-114.14
1981	01	15	20	25	0.1	37.09	-116.04

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação BCAA. (continua).

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1981	01	18	3	6	45.5	-61.09	-53.43
1981	01	21	19	29	18.4	-59.32	-27.01
1981	01	23	21	54	41.6	-29.68	60.84
1981	02	28	21	56	13.5	-6.41	-81.42
1981	03	06	19	42	59.5	3.89	-85.92
1981	03	09	22	38	51.9	18.83	-103.91
1981	03	23	19	28	10.7	-33.66	-71.89
1981	07	07	21	10	57.8	-0.17	-18.84
1981	07	28	3	3	21.6	-41.57	-73.20
1981	11	02	3	44	55.3	-52.94	27.30
1981	11	06	10	42	57.2	-59.71	-26.24
1982	11	12	0	8	56.4	-55.79	-26.87
1982	11	18	0	27	50.8	-54.38	-56.22
1982	11	19	4	27	13.8	-10.60	-74.70
1982	11	19	10	57	35.5	-54.42	-56.31
1982	11	24	10	23	0.1	12.77	-91.00
1982	12	08	18	4	47.2	-41.39	-87.65
1982	12	22	15	40	13.3	46.05	-27.59
1983	01	03	6	4	2.0	-59.49	-26.26
1983	01	13	9	23	48.0	-35.81	-102.63
1983	01	18	15	23	36.9	-57.97	-24.31
1983	01	23	16	36	39.3	-37.22	-95.18
1983	01	24	16	34	8.5	39.74	-14.48
1983	01	26	4	43	20.6	-49.56	-114.08
1983	02	07	11	54	48.6	16.87	-98.36
1983	02	22	9	36	46.9	16.36	-95.01
1983	02	27	5	5	17.5	-13.45	-76.79
1983	02	28	22	44	19.5	-43.98	-79.06
1983	03	02	7	7	41.0	-11.53	-77.80
1983	03	15	16	56	15.8	-55.00	-1.02
1983	04	02	5	58	35.0	-28.53	-66.60
1983	04	03	3	4	13.9	8.65	-83.33
1983	04	07	19	29	14.9	7.99	-82.69
1983	04	11	8	18	10.1	10.42	-62.76
1983	04	13	0	35	44.5	-39.72	-74.53
1983	04	14	19	5	0.1	37.07	-116.05
1983	07	11	12	56	28.4	-60.89	-53.02
1983	07	12	3	39	27.7	23.95	-108.29
1983	07	25	22	31	39.2	36.22	-120.41
1983	07	31	10	26	0.3	-20.13	-126.93
1983	07	31	14	9	23.6	-48.28	-75.85
1983	11	26	20	18	23.5	7.38	-82.26

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação BCAA. (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1983	11	28	19	10	7.1	-44.95	-76.01
1983	12	02	3	9	5.7	14.05	-91.94
1983	12	20	10	41	9.5	40.41	-124.90
1984	01	15	7	14	10.8	28.83	-14.52
1984	01	16	12	27	13.9	-30.00	-112.29
1984	01	19	23	48	19.9	-56.26	-17.91
1984	02	03	8	29	47.7	-29.46	-71.13
1984	02	10	16	51	21.2	28.33	-112.08
1984	02	17	20	33	41.6	20.50	-109.23
1984	08	24	16	53	7.6	-59.28	-16.83
1984	09	28	10	40	24.1	-31.63	-110.89
1984	10	07	1	56	19.1	-37.60	50.95
1984	10	13	17	18	14.2	15.06	-94.24
1984	11	16	6	55	0.5	-13.90	-76.10
1984	11	22	0	50	43.5	-30.93	-13.51
1984	12	08	12	24	41.9	-0.99	-23.48
1984	12	25	11	41	48.9	-59.11	-26.58
1985	01	05	11	11	31.2	10.17	-80.02
1985	01	10	17	47	56.1	10.83	-43.43
1985	01	26	3	7	2.5	-33.15	-68.54
1985	02	11	7	39	33.1	4.67	-32.62
1985	02	21	18	53	8.5	-33.28	-71.71
1985	02	22	9	33	38.1	-55.67	-26.40
1985	03	04	0	11	45.3	-32.89	-71.41
1985	03	04	0	32	21.5	-33.23	-71.76
1985	03	04	3	32	49.9	-32.65	-71.63
1985	03	04	6	6	57.8	-33.58	-71.86
1985	03	04	13	49	29.7	-33.95	-71.96
1985	03	04	15	1	6.3	-33.83	-71.32
1985	03	04	17	0	9.8	-34.12	-72.01
1985	03	04	19	3	7.3	-32.75	-71.60
1985	03	07	0	54	57.0	-33.01	-72.14
1985	03	09	15	11	43.1	-33.70	-72.01
1985	03	12	8	23	15.4	-33.10	-72.15
1985	03	16	8	19	11.0	-55.21	-28.20
1985	03	16	14	54	1.1	17.07	-62.41
1985	03	17	10	41	37.9	-32.66	-71.56
1985	03	19	4	1	6.6	-33.28	-71.76
1985	03	19	10	28	36.6	-18.57	-63.60
1985	03	23	13	45	19.4	-34.28	-72.11
1985	03	23	14	36	57.1	-33.30	-72.22
1985	03	24	16	16	33.1	-34.35	-72.13

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação BCAA. (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1986	07	21	14	42	26.6	37.54	-118.45
1986	07	21	22	7	18.0	37.50	-118.40
1986	07	31	7	22	40.3	37.47	-118.36
1986	07	31	9	37	24.0	-52.58	18.44
1986	08	02	20	35	35.9	-58.32	-15.21
1986	08	06	13	56	4.6	-55.06	-129.34
1986	09	05	2	47	18.3	-59.43	-29.47
1986	09	13	9	28	24.2	-60.90	-37.02
1986	09	25	6	15	53.8	22.90	-108.07
1986	10	06	7	10	56.4	-56.81	-26.36
1986	10	15	23	4	15.2	-56.36	-25.55
1986	10	16	19	25	0.1	37.22	-116.46
1986	11	14	6	33	25.0	-58.77	-25.18
1986	11	18	12	2	23.5	-57.78	-25.19
1986	12	05	1	45	37.4	-36.27	-97.53
1986	12	07	16	56	36.4	18.90	-107.20
1986	12	22	14	18	41.3	-56.95	-48.90
1986	12	25	17	17	39.8	-44.46	-78.84
1986	12	27	2	29	0.3	-23.92	-70.13
1986	12	27	2	43	54.0	-56.20	-27.41
1987	01	04	17	52	36.6	5.92	-82.67
1987	01	13	13	23	59.8	5.80	-79.08
1987	01	16	15	14	59.1	-52.88	27.50
1987	01	25	10	31	24.8	3.08	-79.30
1987	01	30	22	29	39.8	-60.15	-26.83
1987	02	01	6	56	1.3	-0.13	-17.76
1987	02	03	16	42	41.4	-37.78	-72.87
1987	02	16	4	44	35.8	-30.53	-71.43
1987	02	16	18	32	54.5	-24.11	-70.24
1987	02	18	10	32	14.4	-55.68	-26.99
1987	02	23	2	43	40.9	-57.96	-25.65
1987	03	05	9	17	0.1	-24.49	-70.17
1987	03	05	9	56	6.6	-24.49	-70.38
1987	03	05	10	55	11.7	-24.57	-70.58
1987	03	06	1	54	50.8	0.13	-77.67
1987	03	06	4	10	42.0	0.15	-77.83
1987	03	06	4	17	32.4	0.34	-77.43
1987	03	06	7	6	43.5	-24.23	-70.10
1987	03	06	8	14	48.6	0.10	-77.95
1987	03	06	9	39	54.3	-24.20	-70.07
1987	03	12	12	18	11.9	15.72	-94.50
1987	03	14	20	18	37.6	-38.89	-92.19

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação BCAA. (continua)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1985	05	15	2	52	32.0	-51.84	28.23
1985	05	15	20	12	45.7	-56.62	-25.36
1985	05	19	18	9	15.5	-30.24	-71.28
1985	06	02	16	26	58.0	-37.80	-73.59
1985	06	26	17	10	2.0	18.91	-64.60
1985	07	02	13	12	33.0	-33.85	56.35
1985	07	02	13	48	18.9	-33.80	56.43
1985	07	07	11	25	12.0	-32.88	-72.00
1985	07	10	5	6	33.2	-38.63	-91.65
1985	07	21	13	10	33.3	19.04	-67.97
1985	07	27	16	26	45.6	-26.93	-113.41
1985	09	11	18	23	2.9	-54.47	-131.86
1985	09	19	13	17	47.9	18.18	-102.57
1985	09	21	1	37	13.8	17.82	-101.67
1985	09	21	10	54	44.6	-46.71	-13.52
1985	09	22	18	23	12.2	12.49	-44.33
1985	09	26	8	33	27.2	-33.64	-71.64
1984	07	07	15	47	11.9	-56.10	-27.26
1985	11	18	18	18	35.0	-32.25	-13.43
1985	11	30	2	28	11.6	-29.23	61.24
1985	12	16	2	44	35.7	11.72	-85.85
1986	01	10	22	16	22.4	-53.06	9.65
1986	01	29	13	34	9.7	6.89	-76.86
1986	03	14	10	30	50.2	-47.65	-12.93
1986	03	14	21	28	27.4	-54.71	-23.83
1986	03	22	16	56	51.0	-4.45	-104.82
1986	04	09	22	10	15.5	-55.96	-26.92
1986	04	14	14	52	13.8	-57.71	-24.39
1986	04	27	3	24	6.0	-31.16	-13.46
1986	04	30	7	7	18.8	18.41	-102.98
1986	05	09	16	23	51.2	-17.11	-65.67
1986	05	10	12	2	1.7	-37.04	-94.03
1986	06	11	13	48	3.3	10.60	-62.95
1986	06	14	3	50	25.4	-57.81	-23.32
1986	06	16	17	15	9.9	-47.19	-13.33
1986	06	20	18	41	28.7	-58.58	-25.01
1986	07	02	12	53	7.8	-59.53	-26.17
1986	07	05	21	19	58.8	-57.28	-25.89
1986	07	08	9	20	44.0	34.00	-116.61
1986	07	13	13	47	8.1	33.02	-117.79
1986	07	18	17	22	41.7	10.72	-69.50
1986	07	20	18	9	6.6	-56.60	-3.49

Tabela 6.1. Sismos registrados na estação BCAO. (final)

Ano	Mês	Dia	Hora	Minuto	Segundo	Latitude	Longitude
1987	03	15	5	11	17.3	15.67	-94.52
1987	03	15	6	3	3.2	-24.30	-70.55
1987	03	15	6	17	50.9	-23.92	-70.33
1987	03	19	1	44	52.2	-7.37	-13.62
1987	03	21	12	8	59.6	8.77	-83.43
1987	03	22	3	23	57.7	-24.08	-70.08
1987	03	28	5	4	11.0	-57.89	-25.44
1987	04	08	17	42	36.1	11.66	-86.36
1987	04	14	17	20	39.8	-58.26	-25.27
1987	04	26	15	47	41.4	-57.32	-24.67
1987	05	05	10	50	55.3	-0.04	-19.14
1987	05	14	16	4	26.5	-5.62	-81.39
1987	05	15	13	49	14.2	-49.97	-115.22
1987	05	19	12	56	25.1	-30.33	-71.59
1987	05	25	11	31	54.5	63.88	-19.75
1987	06	07	13	30	15.9	16.83	-98.69
1987	06	07	14	48	50.0	-0.38	-19.08
1987	06	10	19	51	30.3	-60.17	-26.95
1987	06	21	10	8	58.6	-57.29	-66.82
1987	06	24	4	21	51.5	-47.82	31.06
1987	06	25	2	49	39.7	47.30	-27.46
1987	06	27	9	9	5.9	-14.10	-75.98

7. PROCESSAMENTO DOS DADOS DIGITAIS DAS ESTAÇÕES CDCB E PPDB

7.1 INTRODUÇÃO

Foram registrados 47 sismos no período de novembro de 1992 a fevereiro de 1995 nas estações sismográficas CDCB e PPDB. Destes sismos, foram selecionados apenas 18, que apresentaram curvas de velocidade de grupo consideradas boas. A localização dos eventos está mostrada no mapa de distribuição de eventos sísmicos (Figura 7.1). A magnitude m_s destes eventos está no intervalo de (5.0 a 6.1). Os epicentros dos sismos estudados estão localizados ao longo da costa Oeste da América do Sul e distribuídos também nos oceanos Atlântico e Pacífico e na África (Figura 7.1). Determinamos as curvas de velocidade de grupo correspondentes às 18 trajetórias distintas, sendo 7 continentais e 11 mistas (parte continental e parte oceânica), porém com maior parte dos percursos cruzando os Oceanos. As trajetórias continentais cruzam províncias geológicas muito importantes na América do Sul como: a Bacia Sedimentar do Paraná, parte da Bacia Sedimentar do Amazonas e grandes estruturas tectonicamente ativas, como trechos da Cadeia Andina. Das 11 trajetórias mistas, a gerada pelo epicentro localizado no Atlântico Norte é de grande importância por cruzar a Bacia Sedimentar do Parnaíba. As demais trajetórias mistas têm a maior parte do percurso no Oceano Atlântico Sul e na faixa equatorial do Atlântico.

As estações digitais utilizadas localizam-se no Brasil, sendo CDCB localizada na cidade de Carmo do Cajuru, no estado de Minas Gerais e PPDB em Presidente Prudente, no estado de São Paulo. Estas estações têm sensores de banda larga que podem registrar, de forma completa, o sismograma, incluindo as chegadas das ondas de volume e das ondas de superfície. Nas seções seguintes descreveremos as etapas de processamento dos dados considerados aqui, empregadas com o objetivo de determinarmos os valores de velocidade de grupo das ondas Rayleigh para o harmônico fundamental no intervalo de período de 10 a 100 segundos.

7.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS

O processamento consiste basicamente em três etapas: a primeira, no janelamento do sismograma; a segunda, na filtragem do sismograma janelado e a terceira consiste em retirarmos o efeito do instrumento. Para a realização das duas primeiras etapas utilizamos o pacote de programas computacionais SAC (SEISMIC ANALYSIS CODE) organizado por TAPLEY & TULL (1993). Na terceira etapa, utilizamos o programa computacional xspins.f, desenvolvido por HERRMANN (1972), que faz parte do pacote de programas computacionais COMPUTER PROGRAMS IN SEISMOLOGY, VOLUME II.

Na primeira etapa, o sismograma é corrigido da tendência linear na forma já descrita no Capítulo 3. Em seguida, realizamos o janelamento do sismograma, onde tratamos de identificar o intervalo de tempo no sismograma onde localiza-se a onda de superfície Rayleigh. Para isto, utilizamos o reconhecimento visual das ondas no sismograma e, em caso de dúvidas, também o programa computacional edabac.f do pacote computacional COMPUTER PROGRAMS IN SEISMOLOGY, VOLUME II, desenvolvido por HERRMANN (1972). O programa edabac.f determina os tempos de chegada das ondas compressoriais e cisalhantes. Com estes valores de tempo obtidos, podemos calcular a diferença dos tempos de chegada das ondas de volume e ter uma aproximação do tempo de chegada das ondas Rayleigh para uma determinada distância epicentral. Como exemplo, mostramos na Figura 7.2 (a) o evento registrado no dia 19/03/93 às 01 horas, 49 minutos e 59 segundos. O janelamento foi inicializado em 600 segundos após a chegada da onda compressional e finalizado em 1150 segundos. Selecionamos este intervalo por observamos as maiores amplitudes, que correspondem possivelmente às ondas de superfície Rayleigh.

Na segunda, etapa realizamos a filtragem do sismograma janelado, com o objetivo de separar as informações na banda de frequência que gostaríamos de estudar. O filtro digital que utilizamos foi o filtro banda passante BUTTERWORTH, descrito por OPPENHEIM & SCHAFER (1989), de segunda ordem e com as frequências de corte no intervalo de (0.005 a 0.25

(Hz)). O intervalo de frequência escolhido é apropriado para o tipo de estudo que desenvolvemos. A seguir, incluímos uma síntese sobre o filtro digital utilizado:

Seja a função $h(t)$ em intervalos equidistantes T no domínio do tempo. Para transformarmos esta função para o domínio Z , utilizamos a transformada- Z , que é definida como sendo,

$$H(z) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} h(nT) Z^{-n} \quad (7.1)$$

o parâmetro Z significa $Z = e^{j\omega T}$, onde ω = frequência digital, n = ordem de Z e $j = \sqrt{-1}$. A expressão para o filtro banda passante digital de BUTTERWORTH, transcrita de OPPENHEIM & SCHAFER (1989), é deduzida da expressão do filtro digital passa-baixa de BUTTERWORTH, também descrito por OPPENHEIM & SCHAFER (1989). Em seguida, apresentamos a expressão do filtro banda passante,

$$F_{passb}(z) = \frac{\left(\frac{2k}{T}\right)(1 - 2\alpha z^{-1} + z^{-2})}{(1 - z^{-2})}, \quad (7.2)$$

onde :

$$\alpha = \frac{\cos\left[\left(\omega_u + \omega_l\right) \frac{T}{2}\right]}{\cos\left[\left(\omega_u - \omega_l\right) \frac{T}{2}\right]}$$

e

$$k = \cot\left[\left(\omega_u - \omega_l\right) \frac{T}{2}\right] \tan\left(\omega_c \frac{T}{2}\right),$$

ω_c = Frequência de corte do filtro passa baixa, obtida a partir do filtro ideal,

$\omega_{upper}, \omega_{lower}$ = Frequências superior e inferior de corte do filtro banda passante.

O gráfico do filtro banda passante de BUTTERWORTH de segunda ordem, descrito por OPPENHEIM & SCHAFER (1989), é exemplificado na Figura 7.2 (b). Nesta figura apresentamos uma rejeição de 20 db (decibel) por década logarítmica nas frequências mais baixas e, para as frequências altas, uma rejeição de 40 db. Sua banda passante encontra-se no intervalo de frequência de (0.05 a 0.25 (Hz)).

O sinal filtrado é mostrado na Figura 7.2 (c). Podemos observar claramente as ondas de superfície Rayleigh, que correspondem às maiores amplitudes do sinal filtrado no intervalo de 600 a 1150 segundos do sismograma. Podemos verificar também que, neste intervalo de tempo, as ondas apresentam-se bastante dispersivas.

Em seguida, determinamos a FFT (Transformada rápida de Fourier) do sismograma filtrado com o objetivo de observarmos o intervalo de frequência que definimos para estudo do sinal. O espectro de amplitude do sinal filtrado (Figura 7.2 (d)) apresenta-se bastante suave no intervalo de interesse deste estudo (0.1 a 0.01 (Hz)). Em seguida, descreveremos como retiramos o efeito do instrumento deste mesmo espectro.

Na terceira etapa, retiramos o efeito do instrumento do sismograma registrado, que corresponde a ganho de amplitude e possíveis distorções na fase devido ao tipo de instrumento utilizado na estação. Cada instrumento possui sua função transferência. Esta função descreve a forma como o instrumento responde a determinados intervalos de frequência e é composta de espectros de amplitude e de fase. A estação CDCB possui a função transferência definida na equação (7.3) abaixo,

$$T(f) = 2\pi i f S / (1 - 2 i f_0 h / f - (f_0 / f)^2), \quad (7.3)$$

onde :

S = Constante do gerador, 1500 *V seg / m*,

f_0 = Frequencia central, 0.00833 *Hz*,

h = Valor de damping, 0.707.

Utilizando um programa computacional, calculamos os valores da equação (7.3), no intervalo de frequência de (0.001 a 10 (Hz)), com os valores das constantes S , f_0 e h definido anteriormente. A saída desta função é representada por espectros de amplitude e de fase do deslocamento. Para removermos o efeito do instrumento, utilizamos um outro programa, que faz parte do pacote computacional COMPUTER PROGRAMS IN SEISMOLOGY, VOLUME II, desenvolvido por HERRMANN (1972). Neste programa, inserimos os valores dos espectros de

amplitude e de fase do deslocamento para o intervalo de frequência utilizado para este estudo. Os espectros de amplitude e de fase do deslocamento encontram-se respectivamente plotados nas Figuras 7.3 e 7.4.

O espectro de amplitude calculado (Figura 7.3) no intervalo de frequência de interesse deste trabalho (0.01 a 0.1 (Hz)), apresenta valor constante de 1490 (V seg/m) e, no espectro medido (Figura 7.5) o valor é de 700 (V seg/m) para o mesmo intervalo de frequência. Este problema é devido a um problema de calibração e, para corrigir este problema, os valores foram multiplicados por dois.

Para o espectro de fase calculado (Figura 7.4), não observamos mudanças em relação ao espectro de fase medido (Figura 7.6) para o intervalo de frequência de interesse. Os espectros de amplitude e fase do deslocamento do instrumento foram deconvolvidos do espectro do deslocamento do solo.

Todos os 18 registros sísmicos selecionados (Tabela 7.1 e Tabela 7.2), após o processamento inicial (etapas 1 e 2) foram corrigidos para retirarmos o efeito do instrumento (etapa 3). No passo seguinte, iremos mostrar como determinamos a velocidade de grupo para as ondas Rayleigh utilizando estes registros processados.

7.3 DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE DE GRUPO DAS ONDAS RAYLEIGH

Para a determinação da velocidade de grupo das ondas Rayleigh utilizamos a técnica de filtragem do filtro múltiplo de DZIEWONSKI *et al.* (1969). Esta técnica de filtragem encontra-se descrita na seção 2-5 do Capítulo 2 deste trabalho, incluindo a comparação com a técnica da janela móvel de LANDISMAN *et al.* (1969).

O programa computacional que utilizamos para determinar a velocidade de grupo foi desenvolvido por HERRMANN (1972), e faz parte do pacote COMPUTER PROGRAMS IN SEISMOLOGY, VOLUME II, com os períodos centrais selecionados anteriormente.

Esta técnica utiliza o filtro banda passante representado por uma função Guassiana simétrica em relação ao eixo das ordenadas. Suas frequências de corte são determinadas a partir das frequências centrais (ou períodos centrais). Para este trabalho, utilizamos 31 períodos centrais, que estão no intervalo de 4 a 100 segundos. A largura do filtro é definida pelo

parâmetro α (descrito na seção 2-5 do Capítulo 2 deste trabalho), este parâmetro do filtro pode assumir diversos valores, na Figura 7.7, o valor deste parâmetro é representado pela constante $A0 = 50.270$.

Como exemplo, tomamos o evento do dia 01/11/92, ocorrido às 10 horas, 06 minutos e 59 segundos, cujo epicentro localiza-se na Ilhas Sandwich, no Oceano Atlântico (veja mapa da Figura 7.1, de distribuição de eventos sísmicos). A curva de velocidade de grupo (Figura 7.7) encontra-se bem definida pelas curvas de contorno com 4 símbolos diferentes (quadrado, círculo, triângulo e sinal +), que estão correlacionados com os valores de amplitude de forma decrescente, respectivamente.

No intervalo de período de 9 a 100 segundos da curva da Figura 7.7, temos os contornos bem definidos. Porém, observamos pequenas oscilações de velocidade de grupo no intervalo de período de 50 a 55 segundos. A curva de velocidade de grupo se apresenta bem definida no intervalo de 9 a 50 segundos, o que corresponde a 14 períodos bem definidos em termos de velocidade de grupo e que podem ser utilizados para estudos posteriores de inversão já exemplificados nos Capítulos 5 e 6 deste trabalho.

Calculamos a velocidade de grupo para os 18 sismos registrados, que correspondem a 15 trajetórias distintas. Dos valores obtidos, apenas 17 mostraram curvas de dispersão confiáveis no intervalo de interesse deste estudo, de 10 a 100 segundos.

7.4 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA INVERSÃO

Foram formados sete grupos que têm percursos continentais, e que cruzam estruturas geológicas importantes como: Bacia Sedimentar do Paraná, o Escudo Brasileiro e os Andes. Os grupos são os seguintes relacionados: 92322, 93078, 93074, 92313, 92308, 94256 e 94260. Os resultados das inversões da velocidade da onda cisalhante correspondentes a todos os grupos mencionados anteriormente estão plotados nas Figuras 7.8 a 7.12 e Figuras 7.24, 7.25.

Como todos os percursos citados anteriormente são continentais, utilizamos como modelo inicial o modelo de BRUNE & DORMAN (1963), com suas camadas originais sub-divididas em camadas menos espessas. A velocidade da onda cisalhante determinada na base da crosta é de 4.6

km/s, aproximadamente, para todos os grupos estudados. Os valores de "damping = k^2 " utilizados na inversão da velocidade são menores do que 10^{-2} .

Observamos, em cada um dos modelos resultantes da inversão, uma descontinuidade em 40 km de profundidade, aproximadamente, que entendemos que seja a base da crosta (Moho).

Definimos também os grupos que apresentam grande parte dos percursos em oceanos com sismos registrados nas estações sismográficas CDCB e PPDB. Os grupos são: 93010, 93069, 92326, 92335, 94169, 94349, 94244, 94230, 942301, 95041 e 95044. Todos estes grupos apresentam percursos com parte continental e sua maior parte oceânica. O modelo inicial utilizado foi de FORSYTH (1975), com velocidade da onda cisalhante de 4.5 km/s, para a crosta oceânica, e constituído de número variado de camadas em relação ao modelo original. Os modelos resultantes da inversão estão plotados nas Figuras de 7.13 a 7.23.

Os modelos resultantes da inversão para todos os grupos oceânicos apresentaram descontinuidade em, aproximadamente 15, km de profundidade, que entendemos como sendo o Moho.

Tabela 7.1. Eventos sísmicos que foram registrados na estação CDCB e selecionados após a filtragem. As curvas de velocidade de grupo correspondem aos grupos das Figuras 7.8 a 7.16.

ANO	MÊS	DIA	HORA	MINUTO	SEGUNDO	LATITUDE	LONGITUDE
1992	11	08	10	24	59.994	-23.503	-70.081
1992	11	17	04	25	59.962	-30.565	-71.117
1992	11	21	22	42	59.962	-56.485	-26.084
1992	11	30	09	38	59.949	35.617	-34.576
1992	12	26	19	54	59.902	-0.412	-19.418
1993	01	10	14	42	59.902	-59.368	-26.292
1993	03	10	12	43	59.968	-59.980	-26.440
1993	03	15	16	10	59.978	-26.714	-70.962
1993	03	19	01	49	59.978	-26.593	-70.768

Tabela 7.2. Eventos sísmicos que foram registrados na estação PPDB e selecionados após a filtragem. As curvas de velocidade de grupo correspondem aos grupos das Figuras 7.17 a 7.25.

ANO	MÊS	DIA	HORA	MINUTO	SEGUNDO	LATITUDE	LONGITUDE
1994	06	18	03	25	19.6	-42.864	171.465
1994	08	18	00	45	48.0	-7.431	31.792
1994	08	18	01	20	59.958	-7.431	31.792
1994	09	01	15	15	53.2	40.406	-125.648
1994	09	13	10	01	34.9	7.082	-76.714
1994	09	17	12	22	14.9	-32.186	-71.671
1994	09	15	11	20	22.3	-37.334	177.549
1995	02	10	01	55	59.902	-37.968	178.472
1995	02	13	00	11	47.7	-37.541	178.543

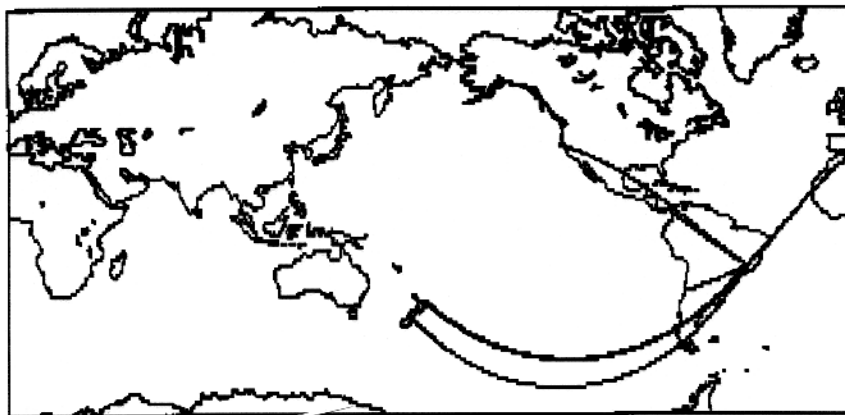
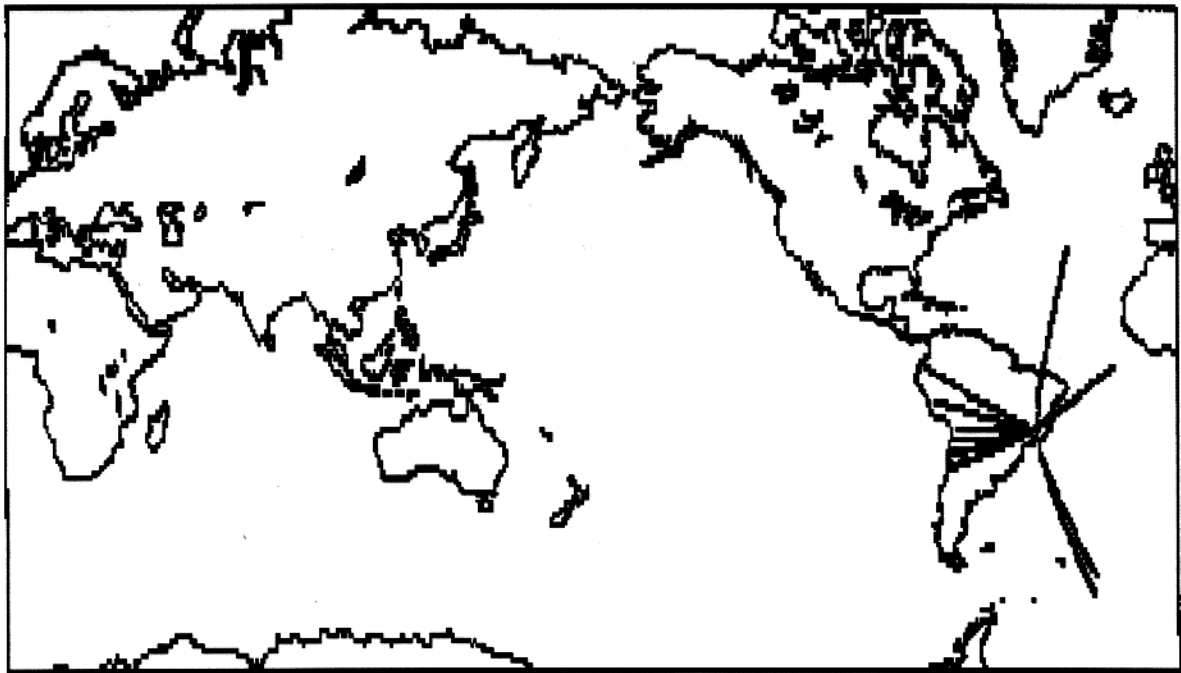


Figura 7.1. Na parte superior da figura mostramos a localização dos 19 sismos registrados em CDCB e 15 percursos selecionados. Os percursos cruzam o Oceano Atlântico e províncias geológicas de grande importância. Na parte inferior, da figura mostramos a localização dos 9 sismos registrados em PPDB, com trajetórias continentais e oceânicas.

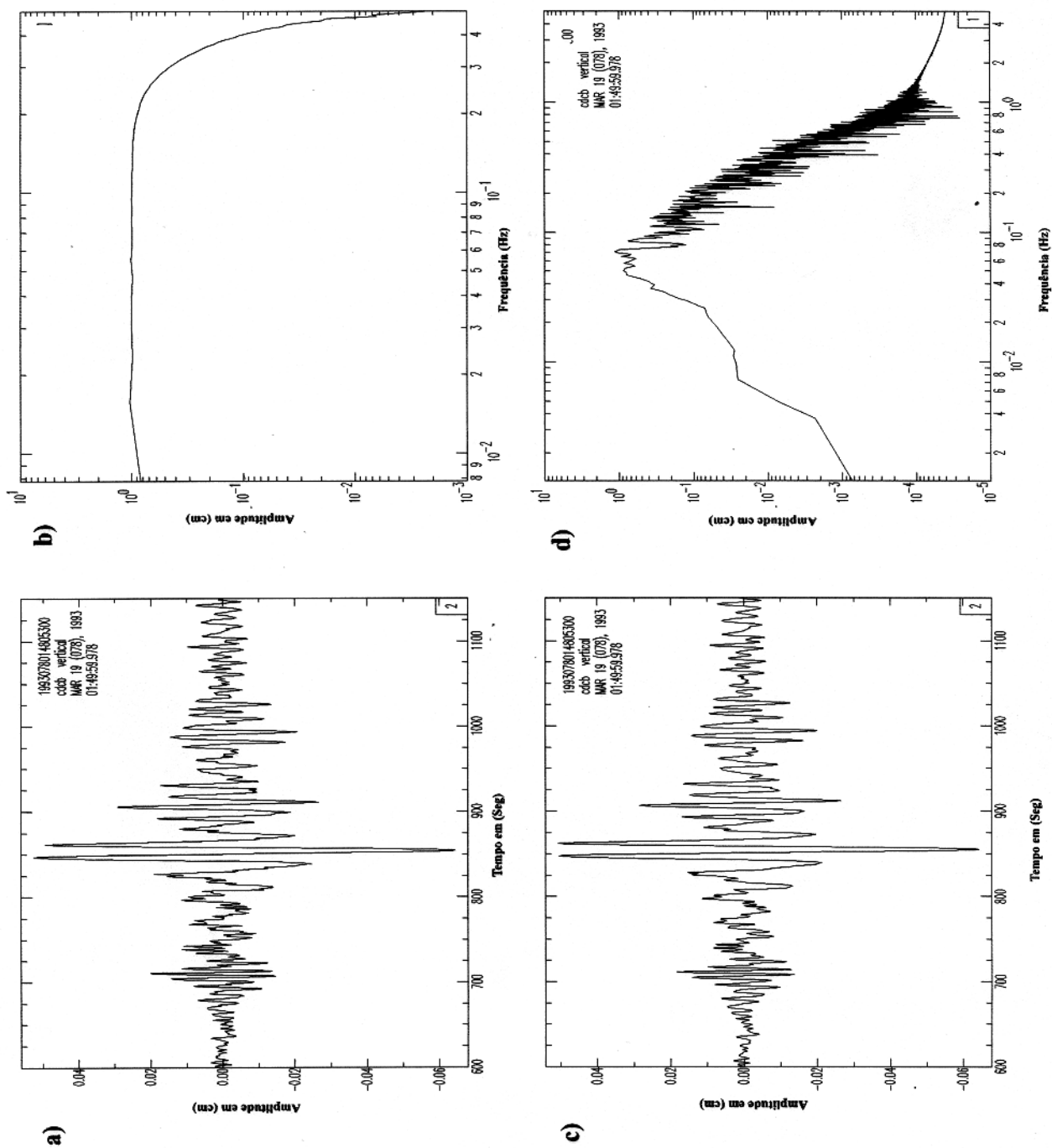


Figura 7.2. Na Figura a, mostramos o sismograma janelado e corrigido do trend linear, na Figura b, plotamos o filtro digital de Butterworth definido para dois polos e no intervalo de frequências de 0.005 a 0.25 (Hz). Na Figura c, plotamos o sismograma janelado e filtrado utilizando o filtro mencionado anteriormente e, na Figura d, mostramos o espectro de amplitude da transformada de Fourier do sinal filtrado.

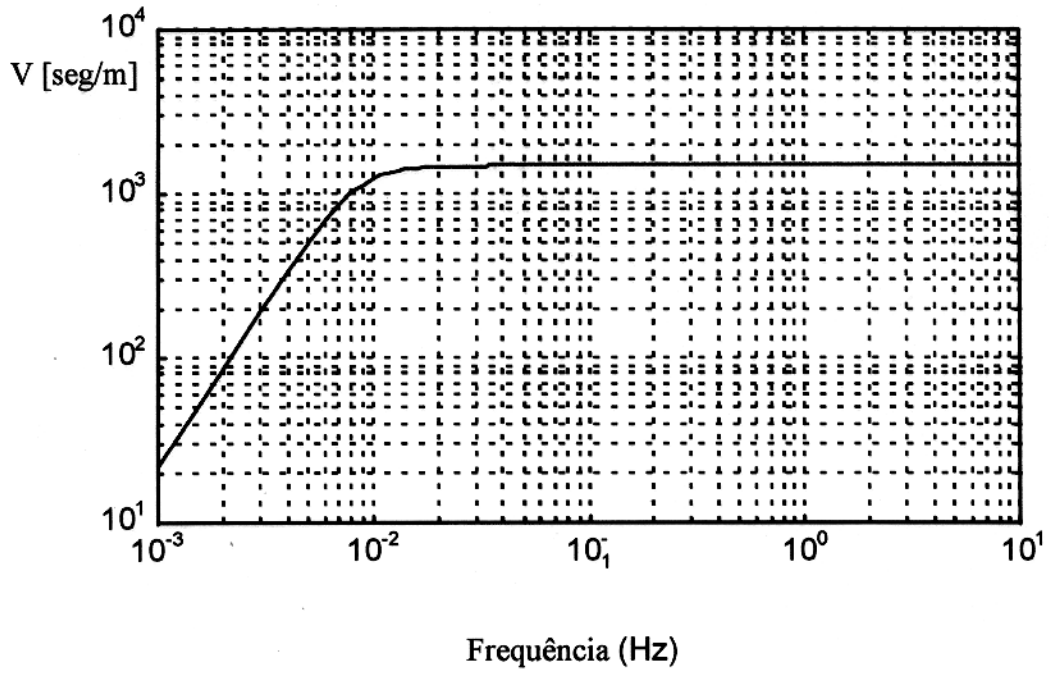


Figura 7.3. Espectro de amplitude do deslocamento do solo calculado.

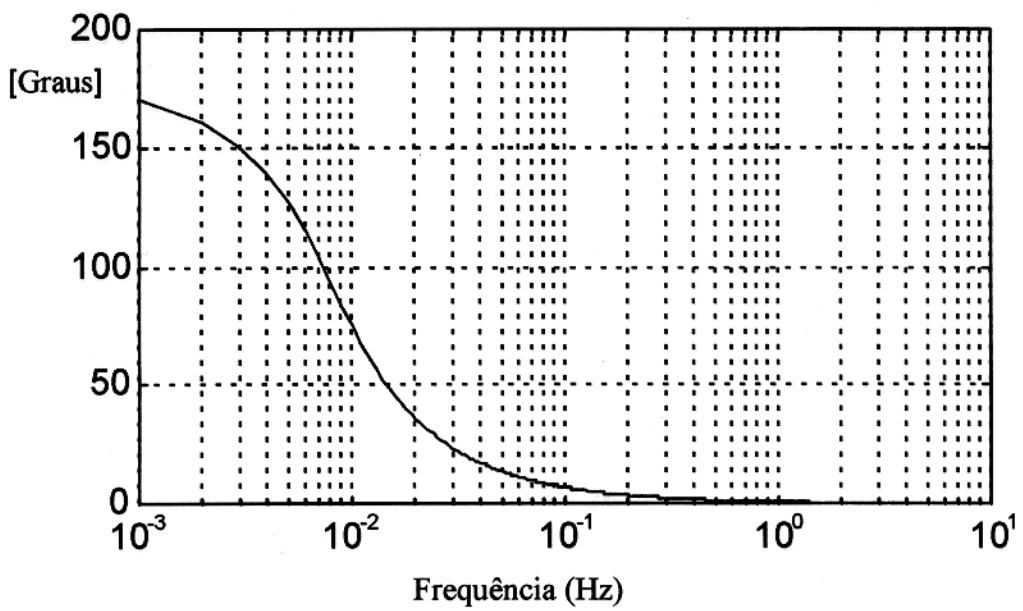


Figura 7.4. Espectro de fase do deslocamento do solo calculado.

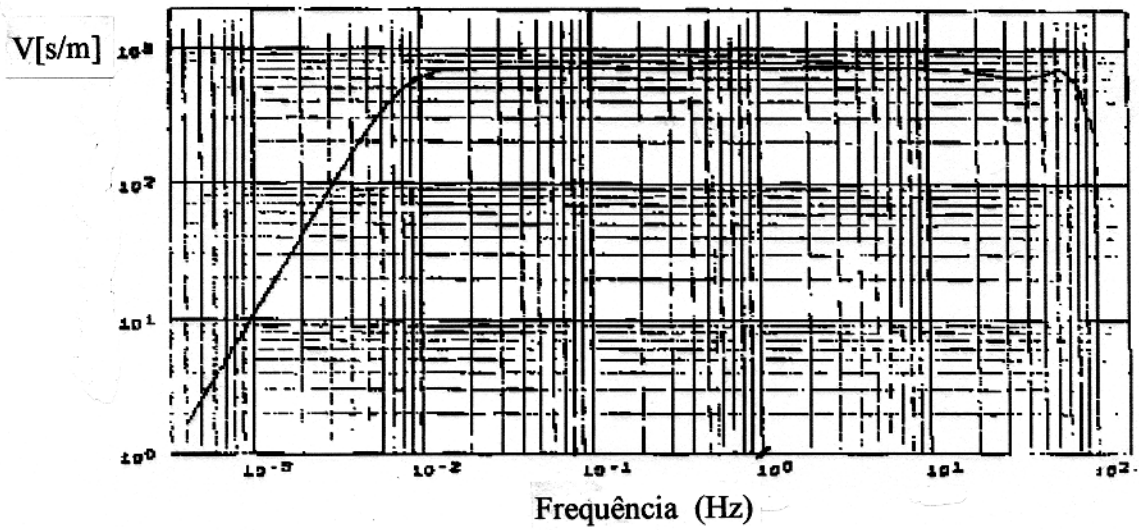


Figura 7.5. Espectro de amplitude do deslocamento do solo medido.

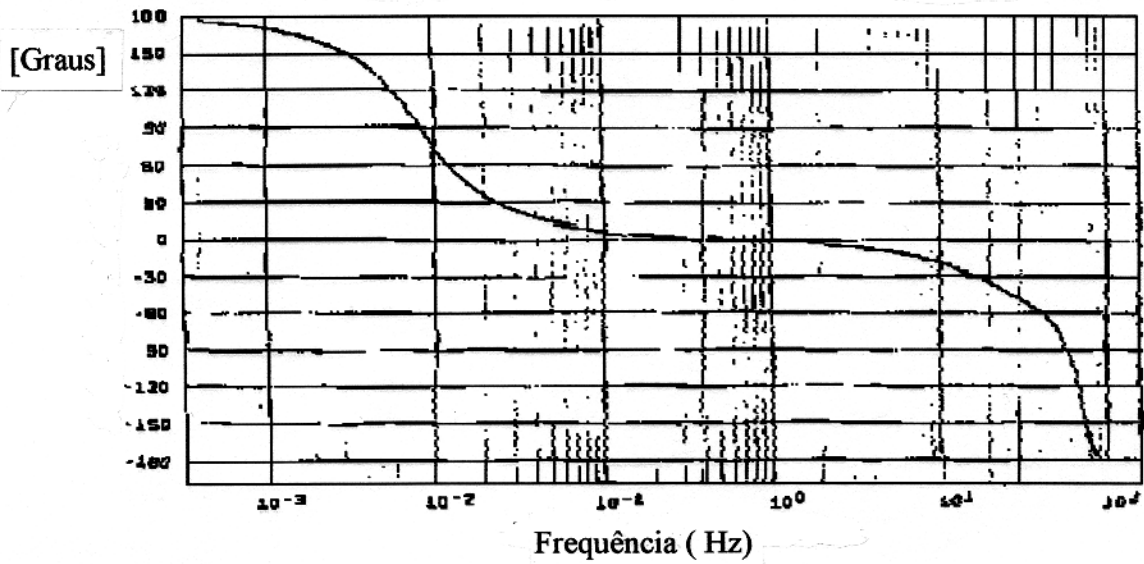


Figura 7.6. Espectro de fase do deslocamento do solo medido.

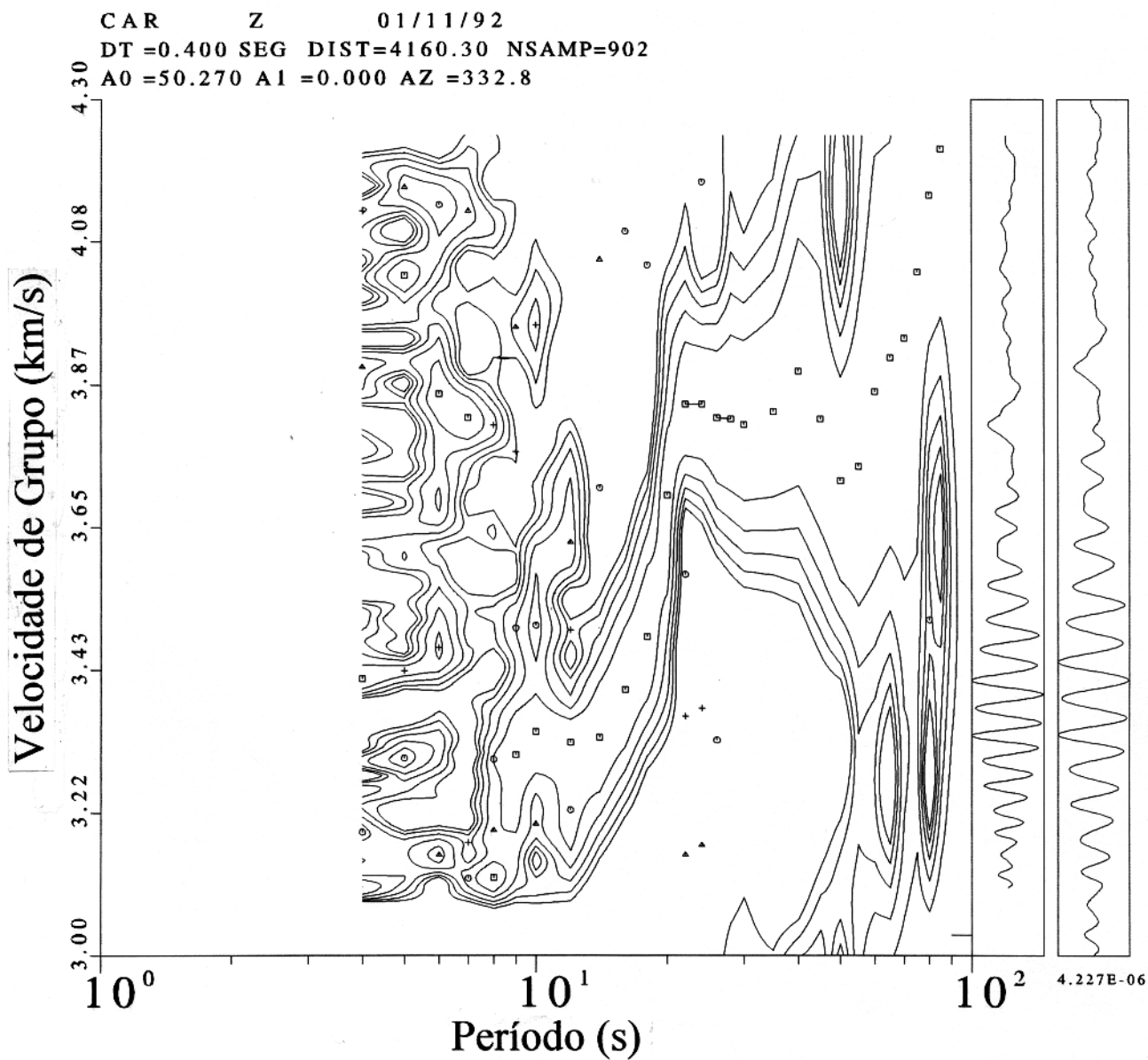


Figura 7.7. Exemplo da saída do filtro múltiplo para o sismograma registrado em CDCB. A curva de velocidade de grupo das ondas Rayleigh é definida pelos símbolos no contorno (quadrados). Foram selecionamos os valores de velocidade no intervalo de período de 10 a 50 segundos.

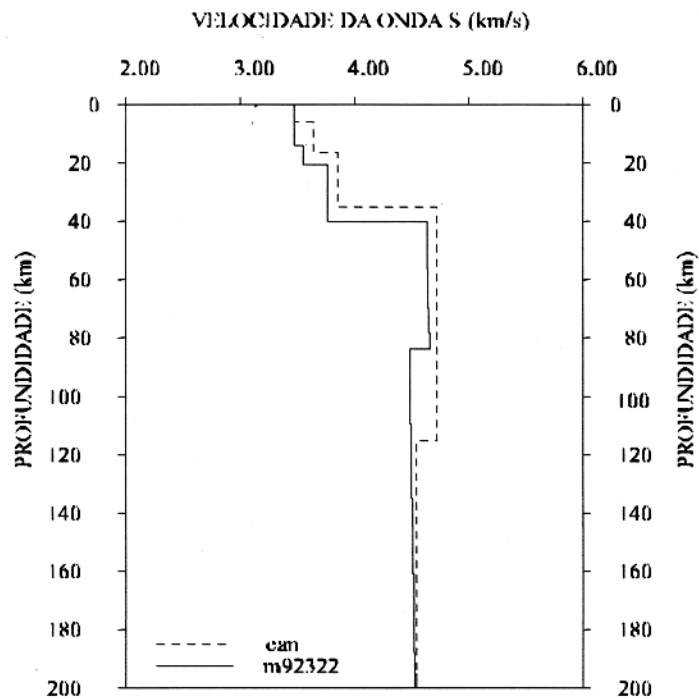
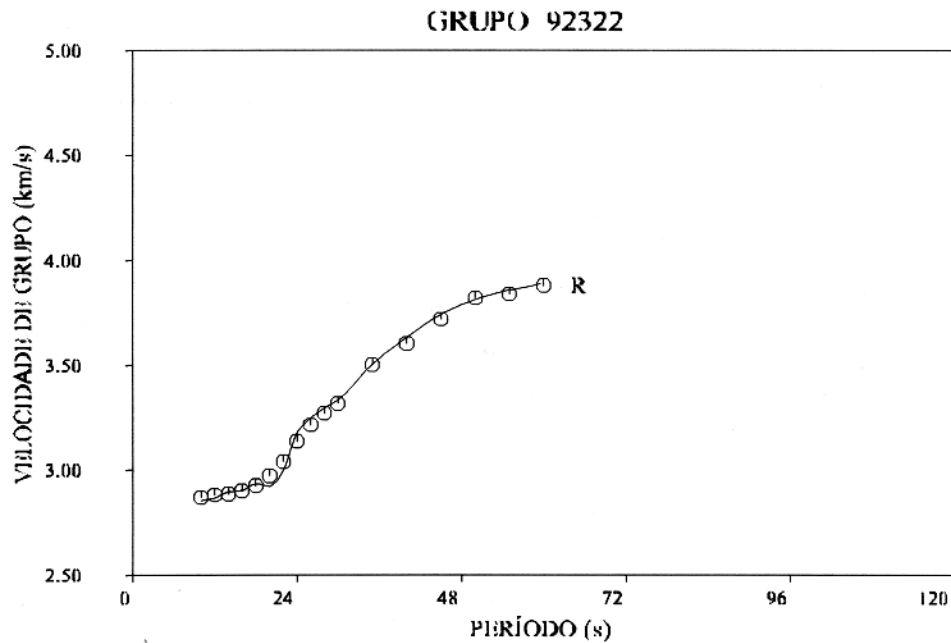


Figura 7.8. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense considerando as camadas originais do modelo original subdivididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

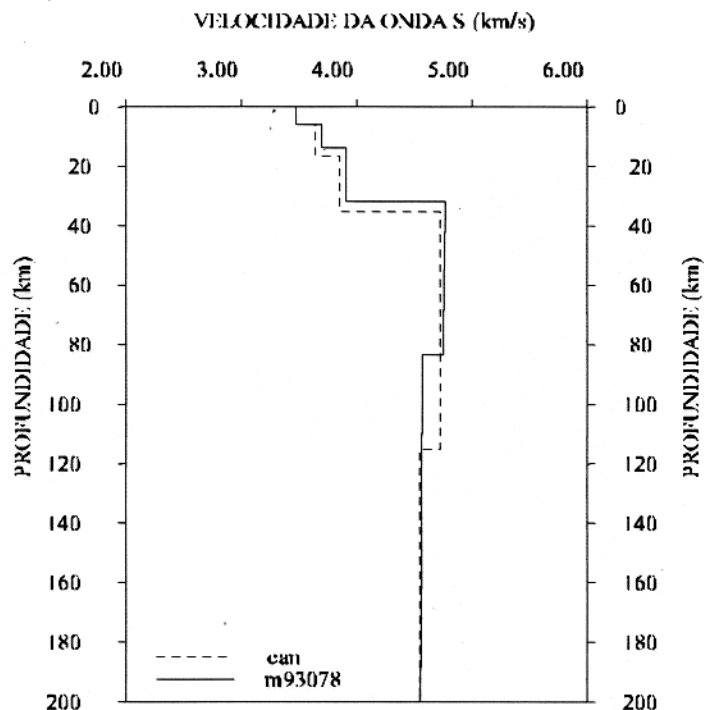
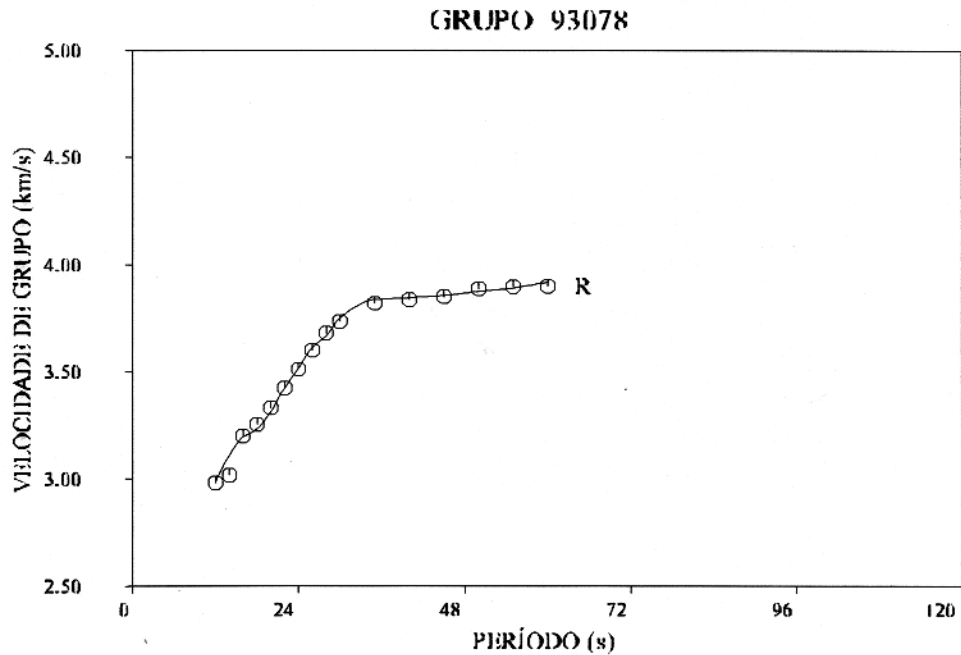


Figura 7.9. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense considerando as camadas originais do modelo original subdivididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

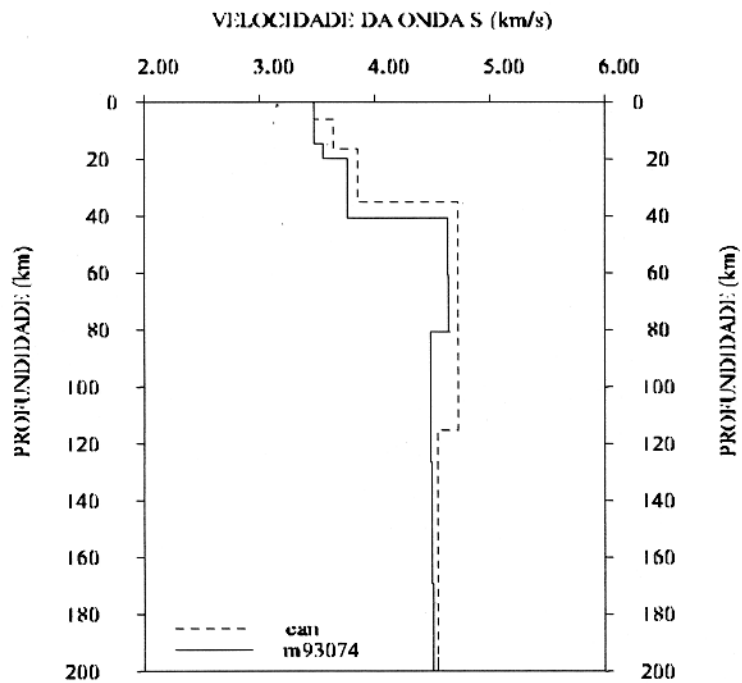
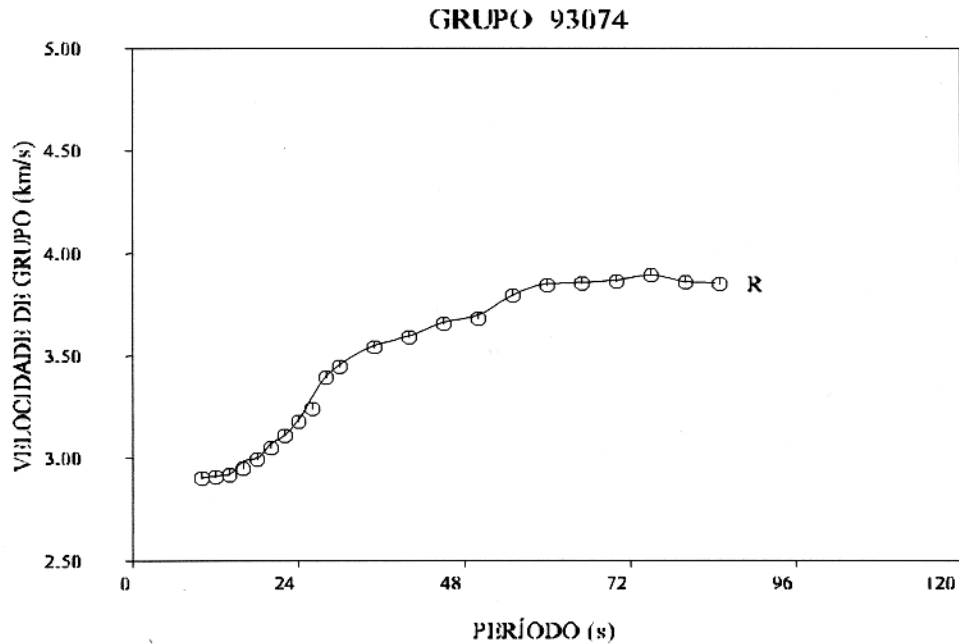


Figura 7.10. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense considerando as camadas originais do modelo original subdivididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

GRUPO 92313

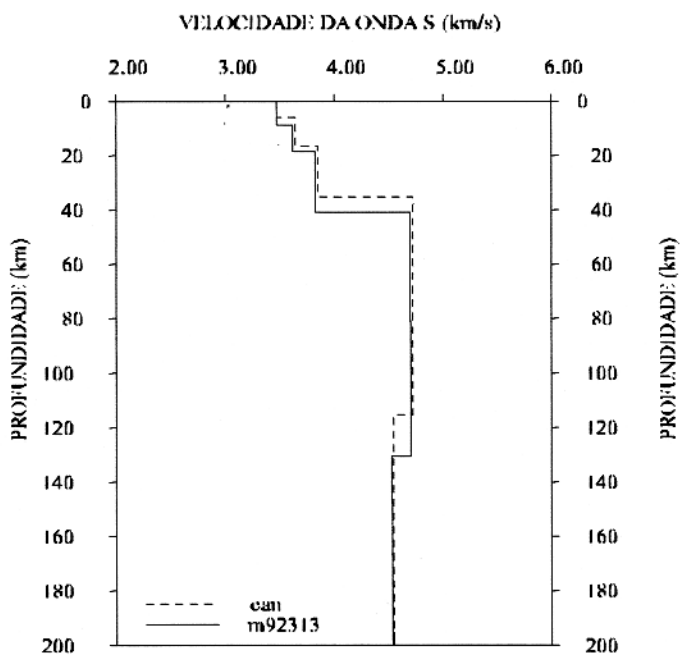
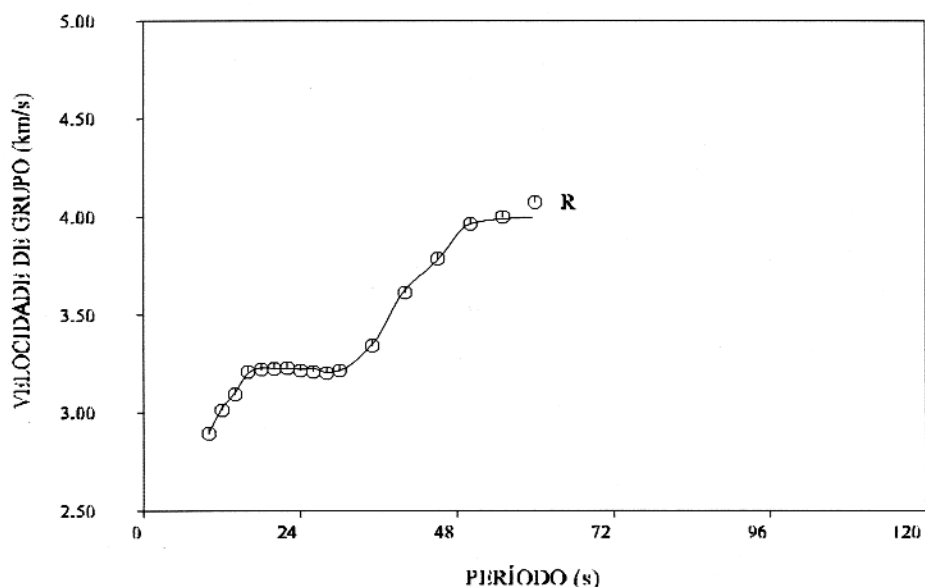


Figura 7.11. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense considerando as camadas originais do modelo original subdivididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

GRUPO 92308

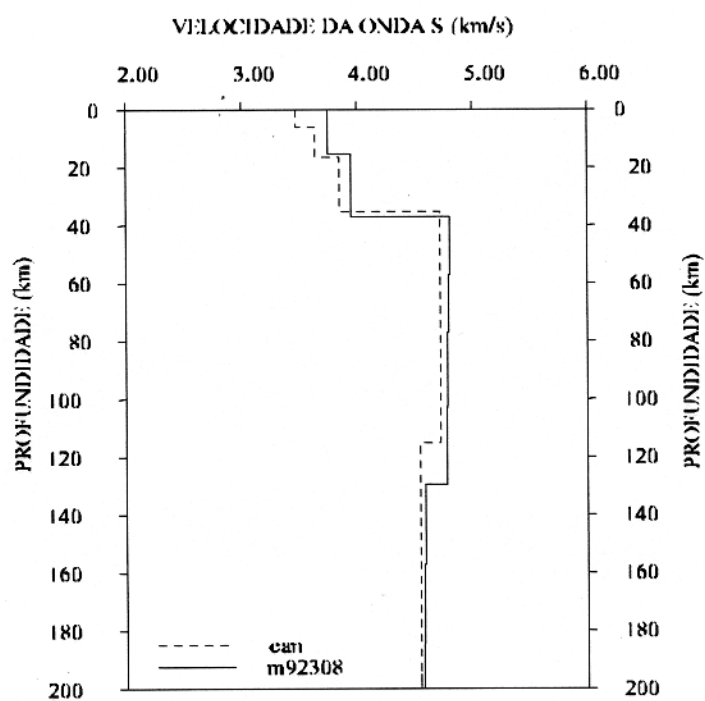
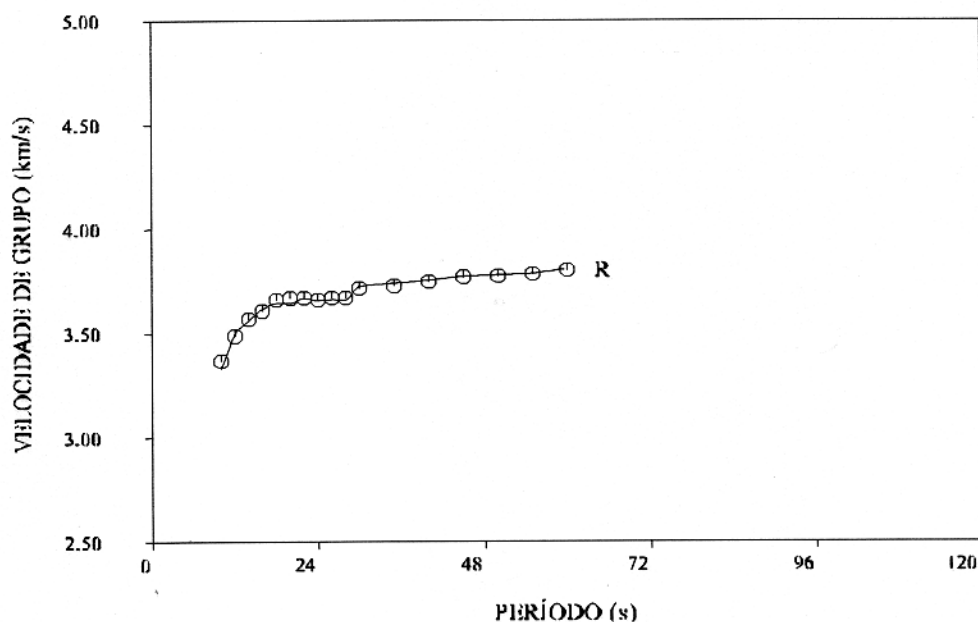


Figura 7.12. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense considerando as camadas originais do modelo original subdivididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

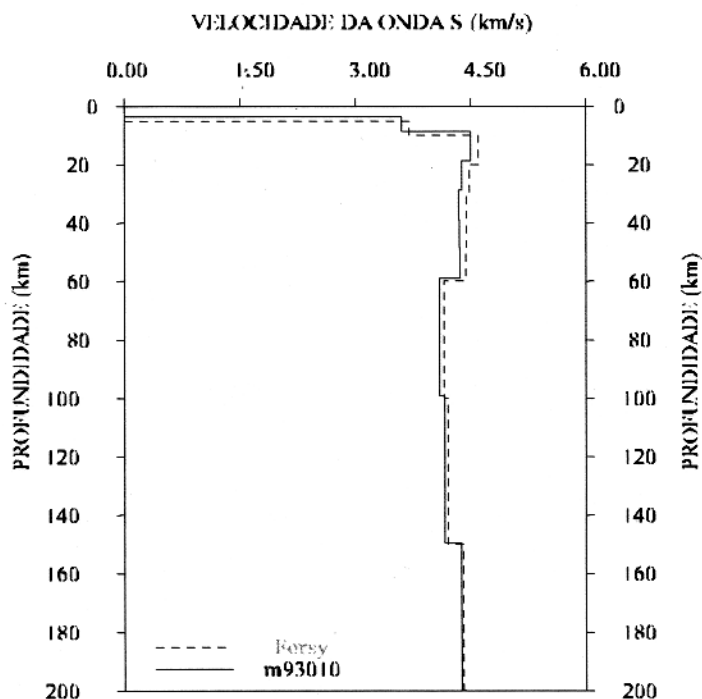
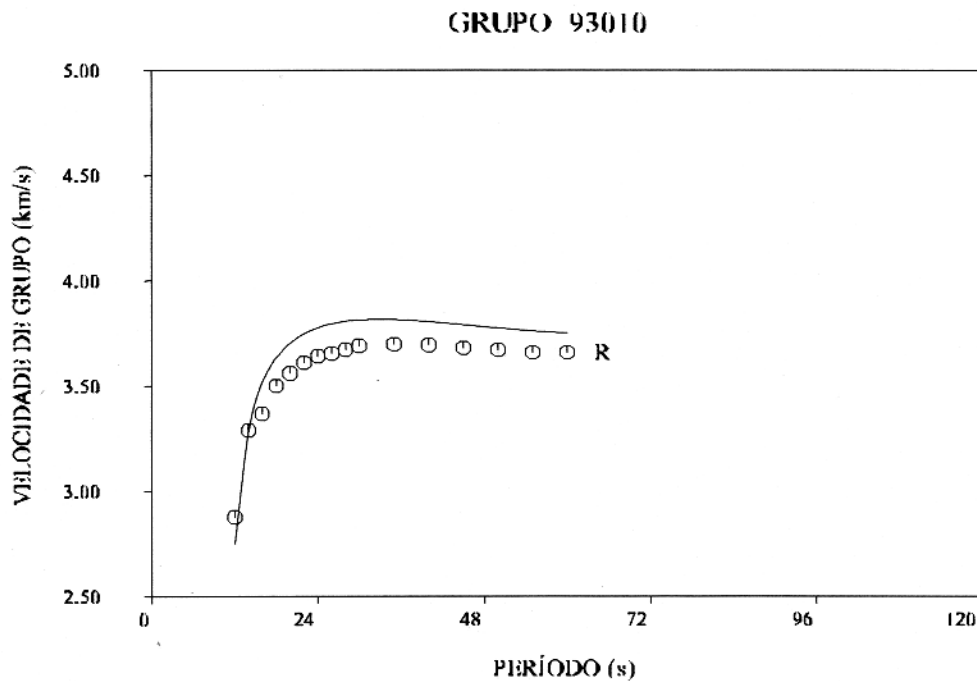


Figura 7.13. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico considerando as camadas originais do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

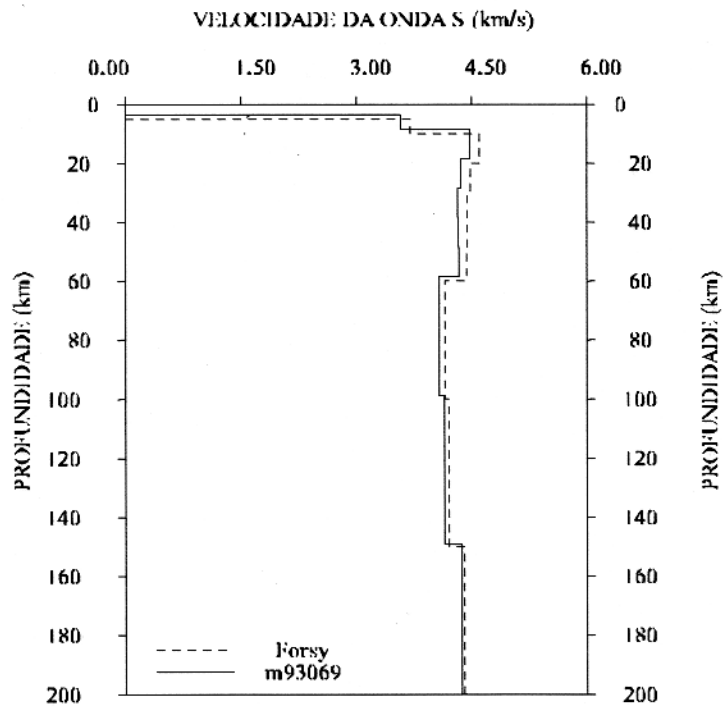
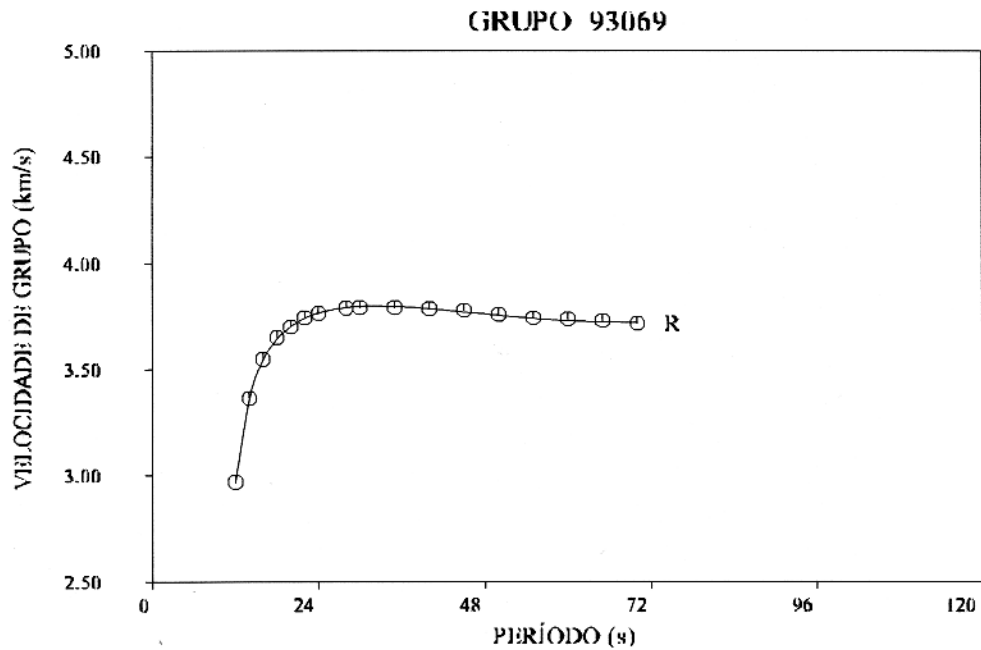


Figura 7.14. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico considerando as camadas originais do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

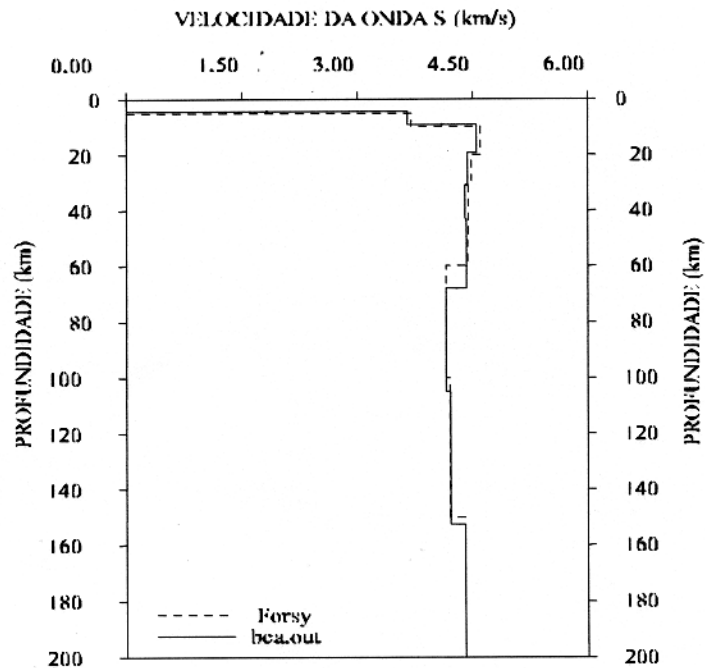
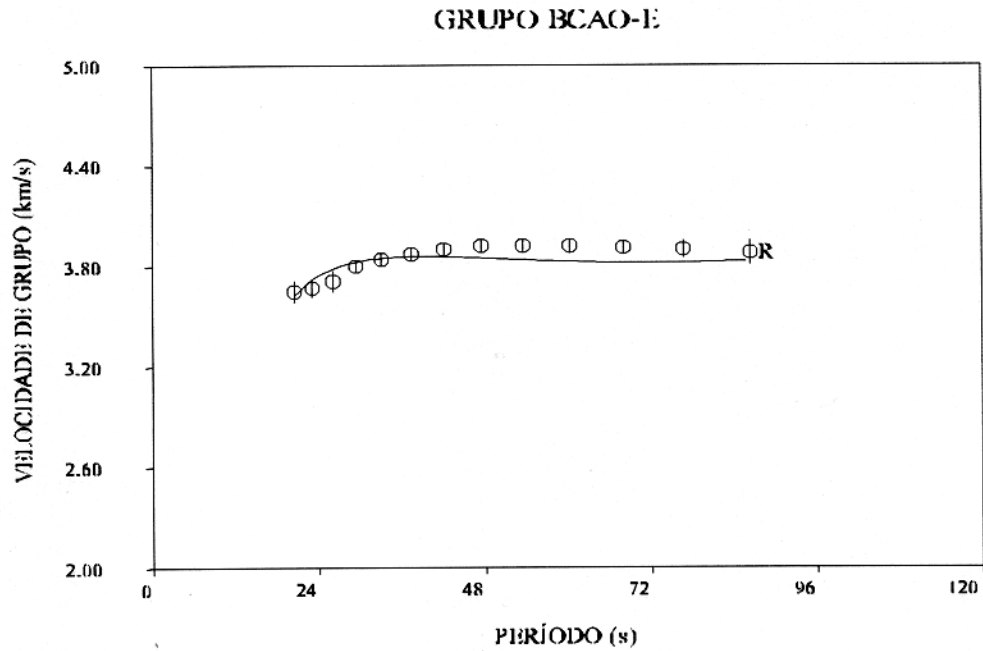


Figura 6.15. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975). Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) considerando as camadas originais do modelo sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

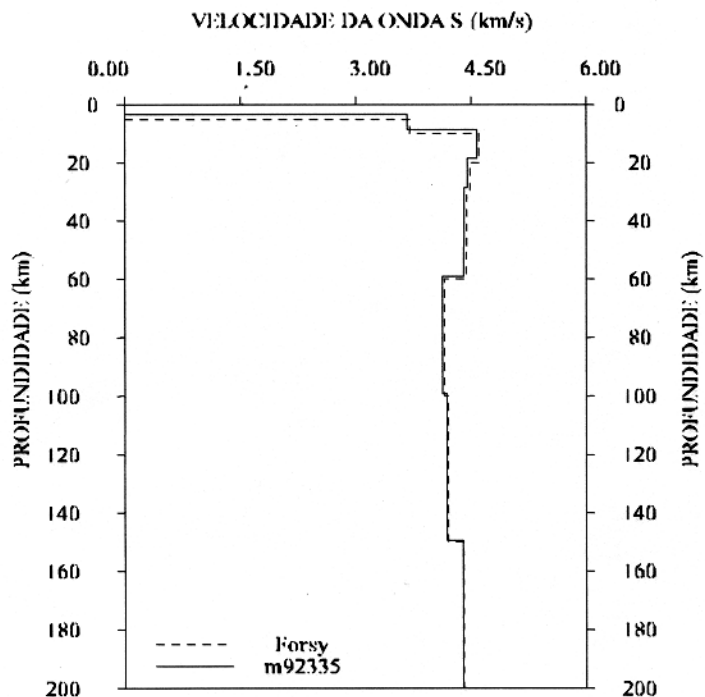
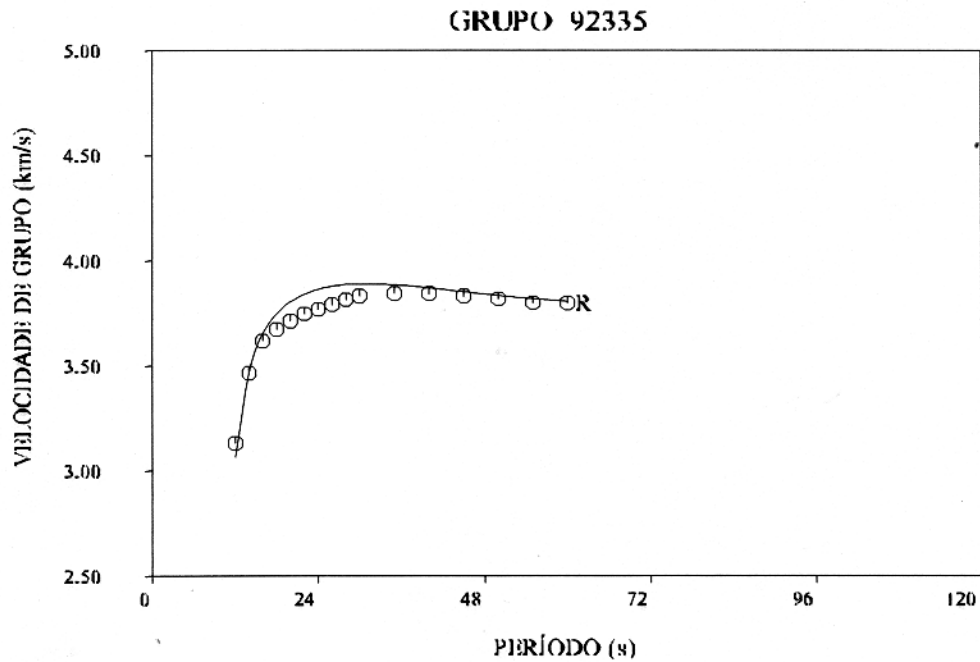


Figura 7.16. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico considerando as camadas originais do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

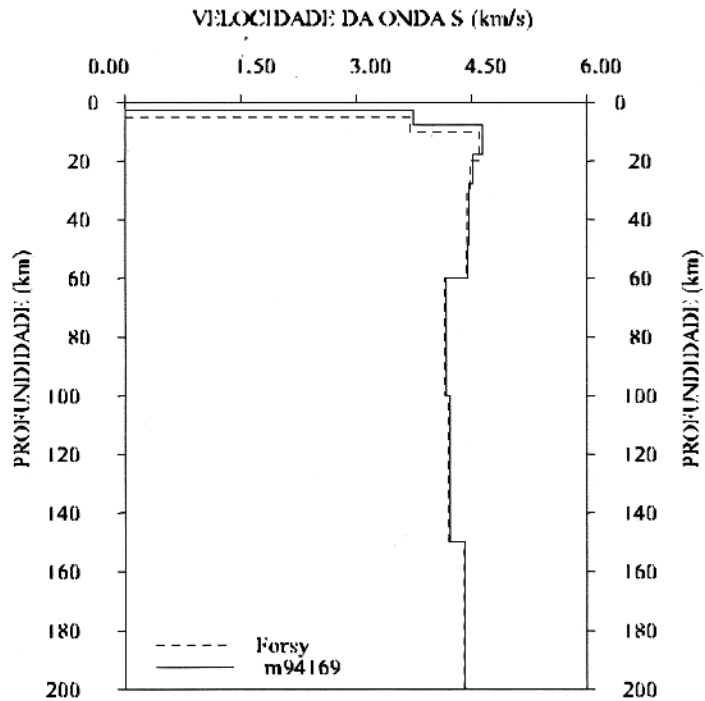
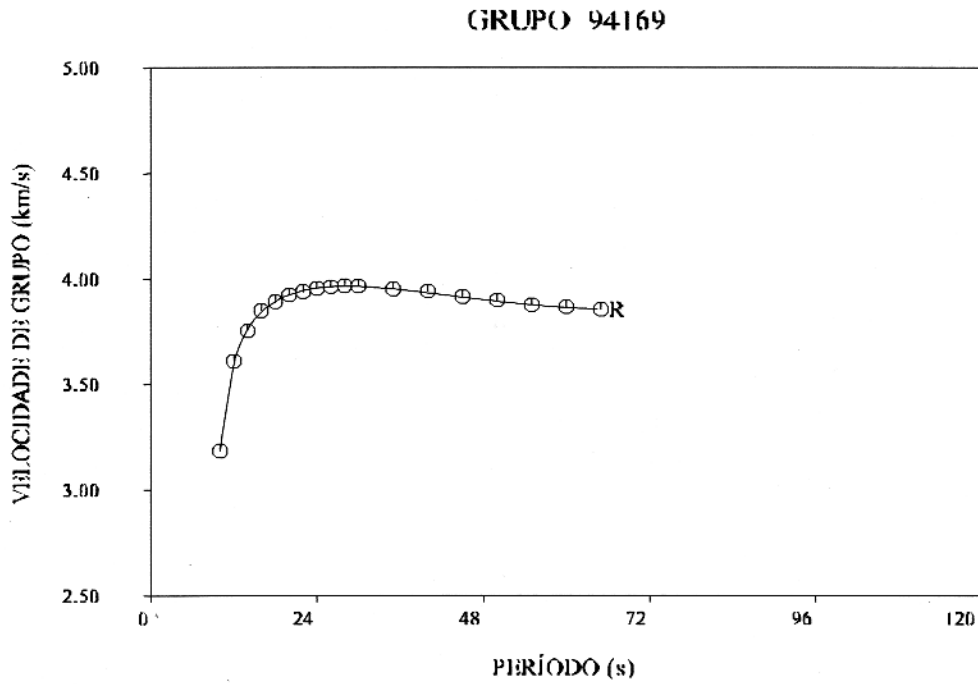


Figura 7.17. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico considerando as camadas originais do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

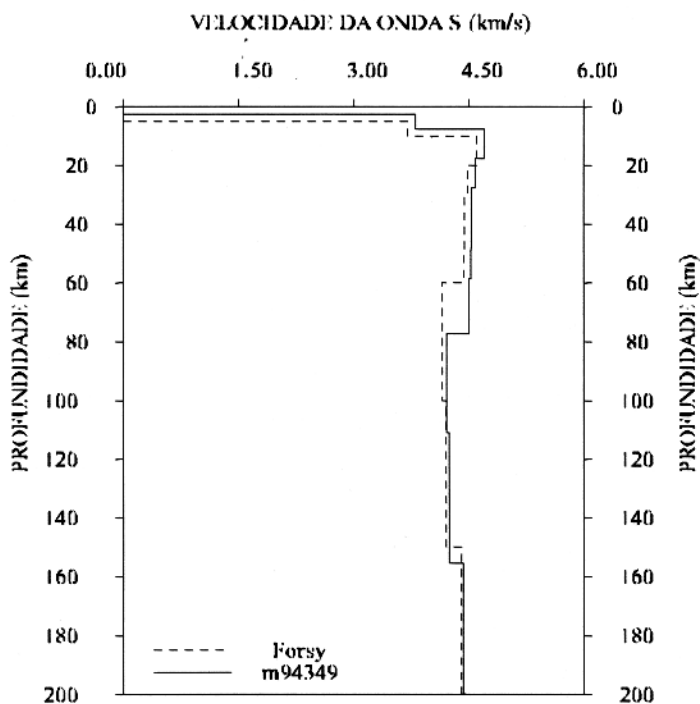
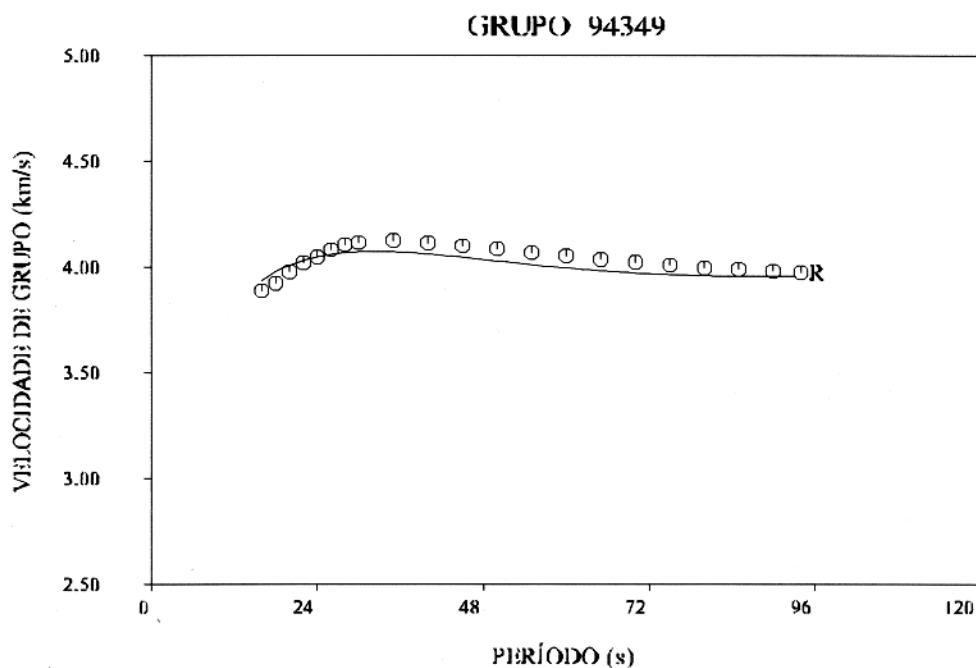


Figura 7.18. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico considerando as camadas originais do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

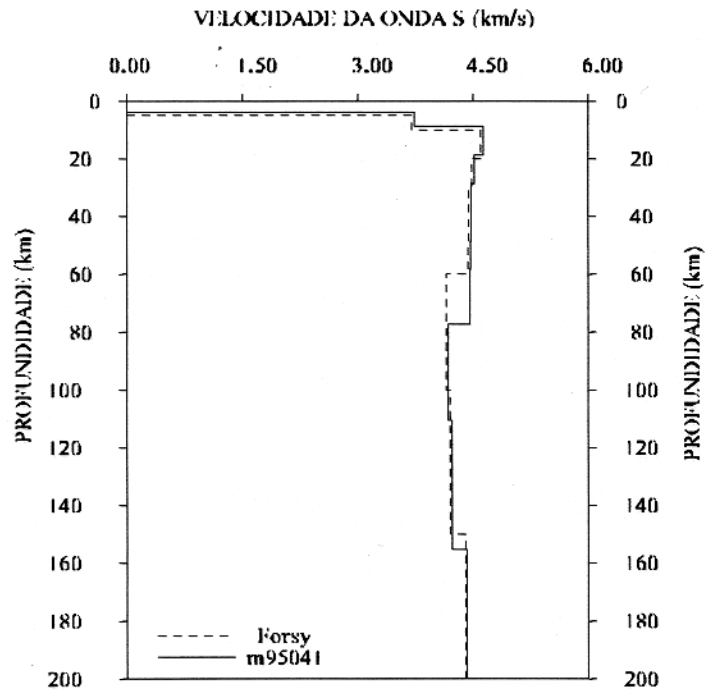
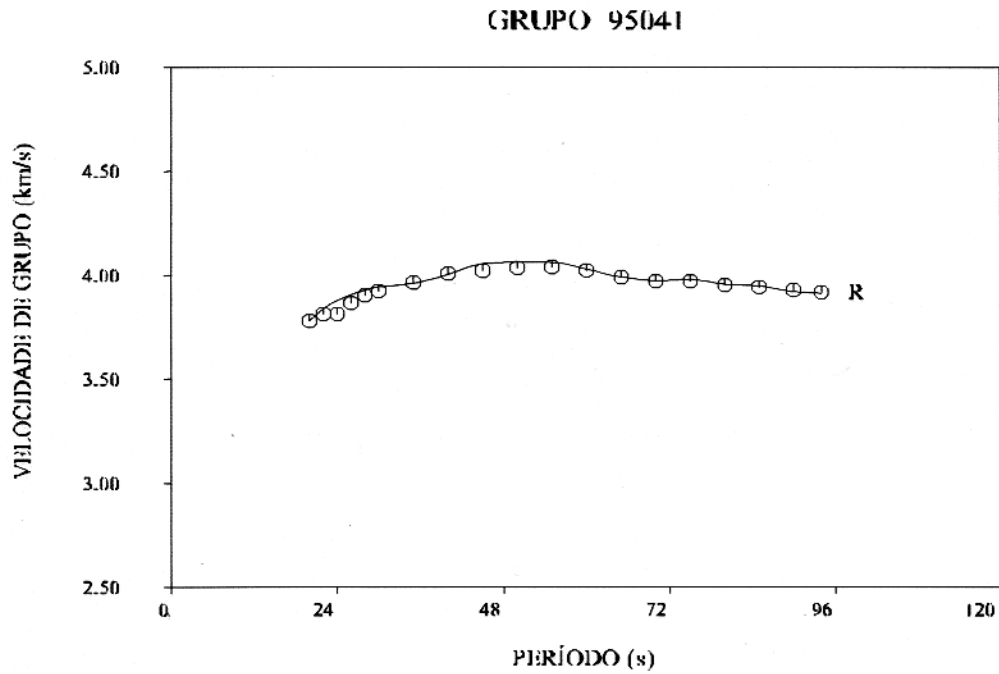


Figura 7.19. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico considerando as camadas originais do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

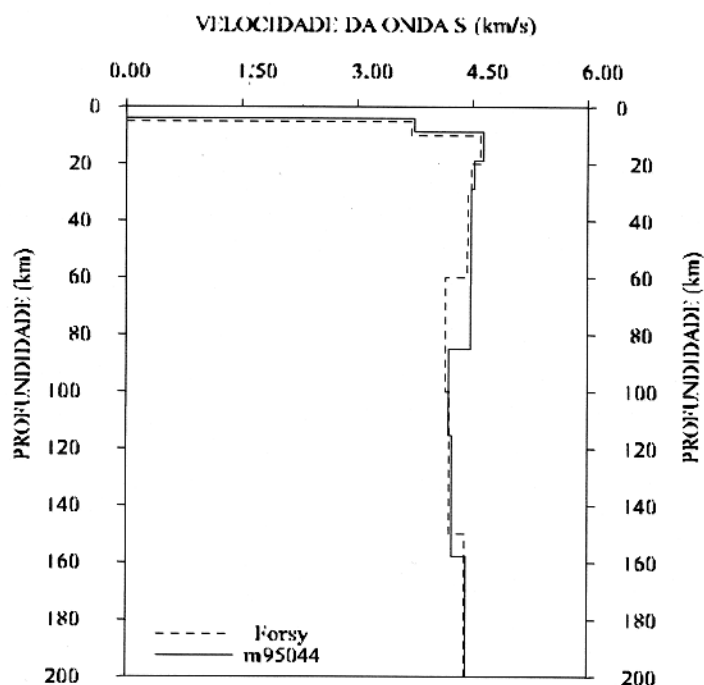
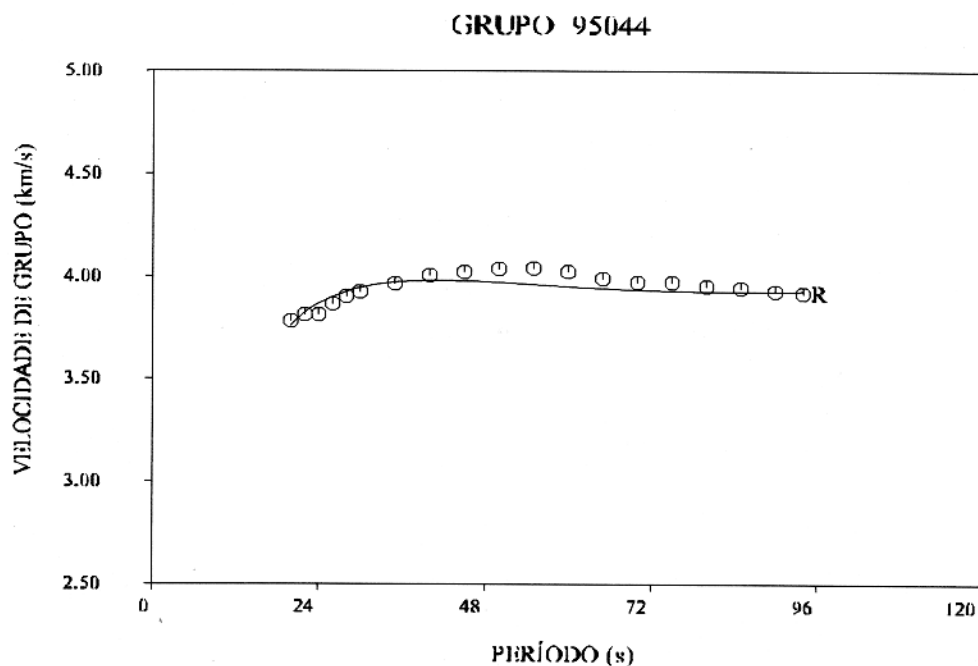


Figura 7.20. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico considerando as camadas originais do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

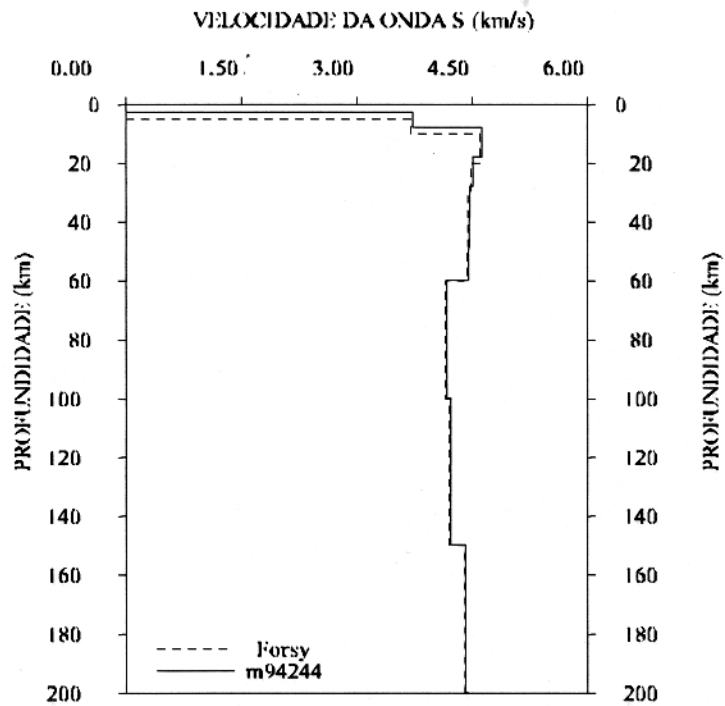
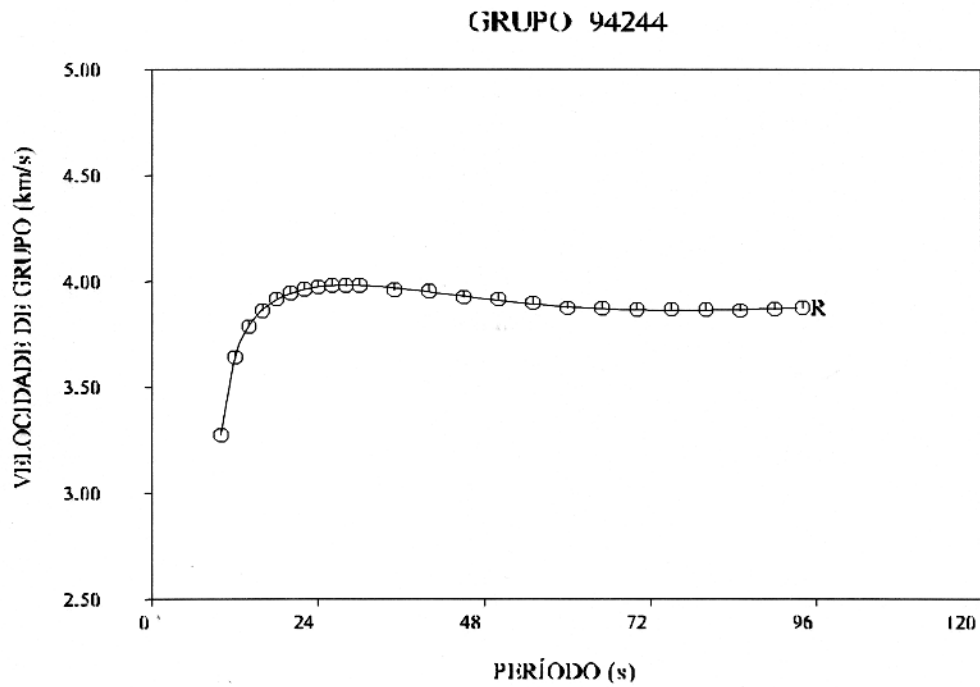


Figura 7.21. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico considerando as camadas originais do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

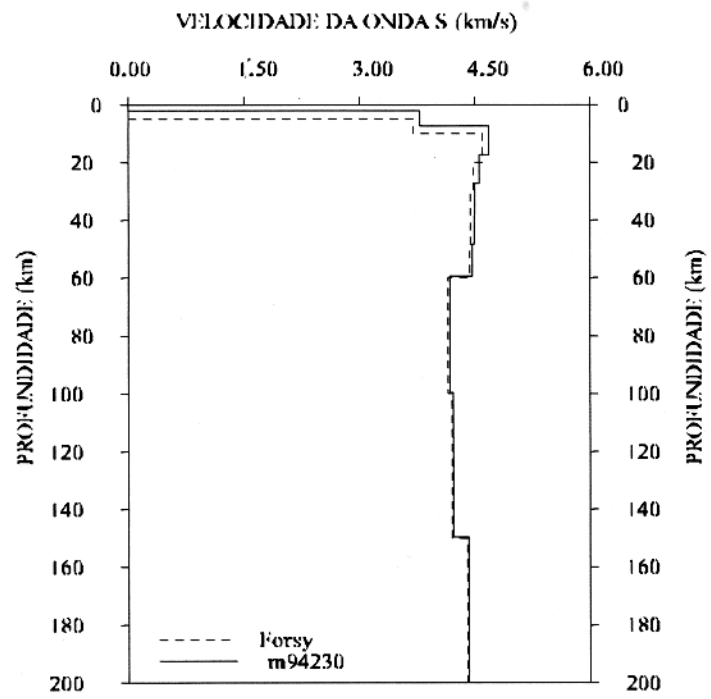
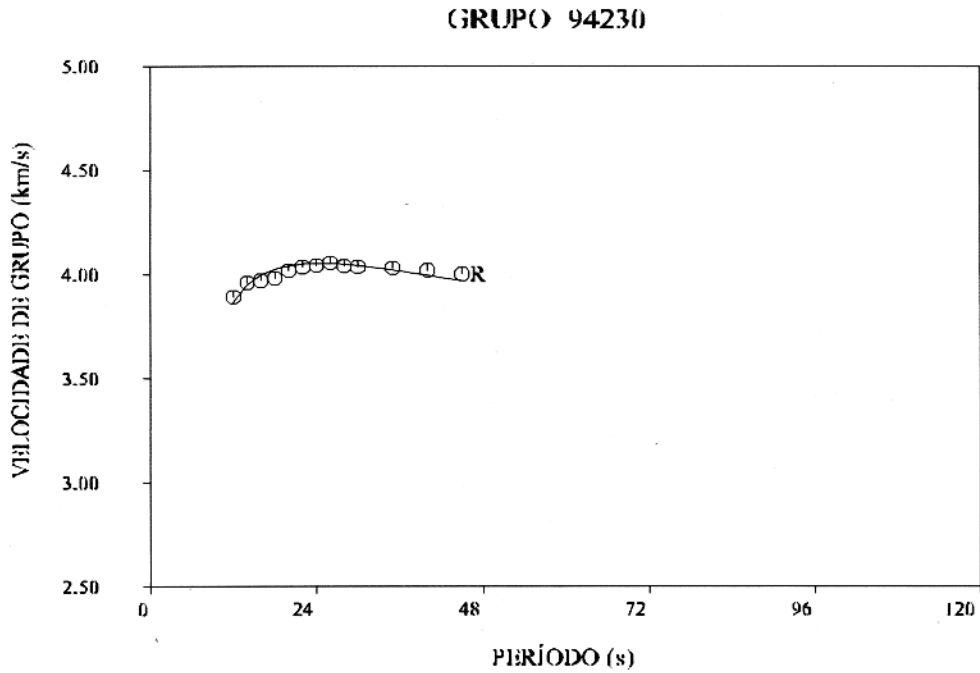


Figura 7.22. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico considerando as camadas originais do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

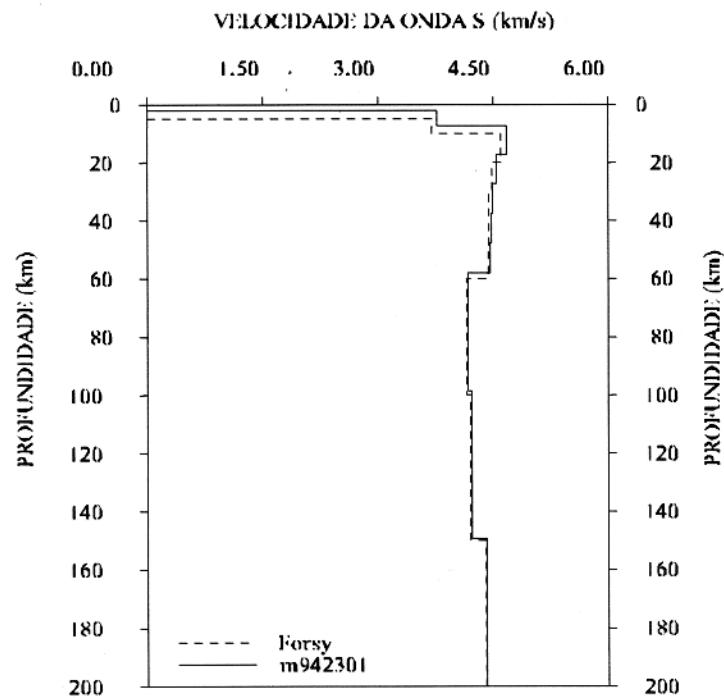
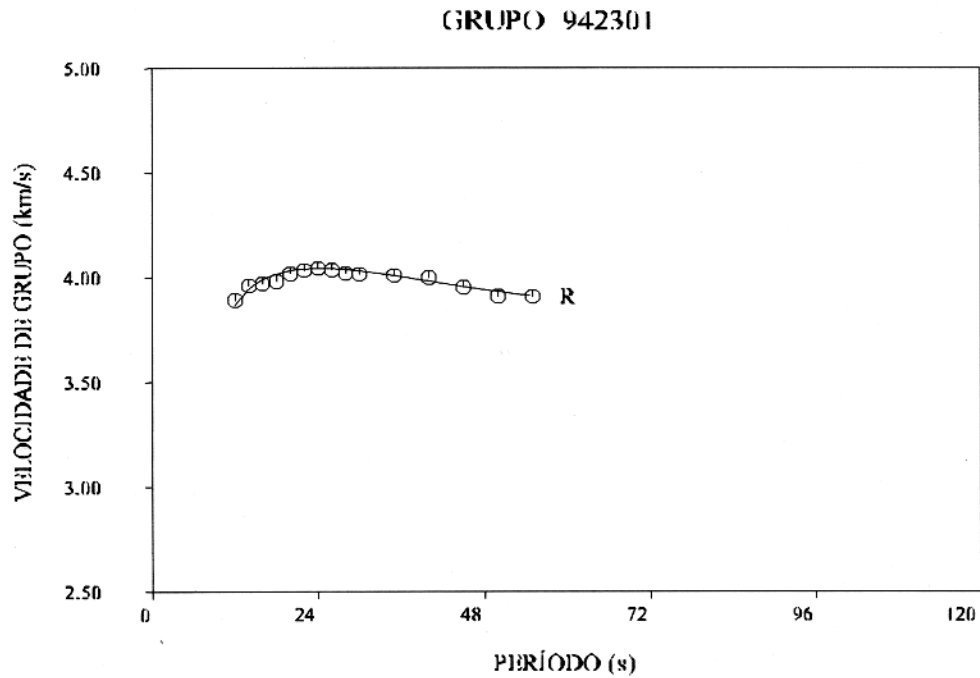


Figura 7.23. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico considerando as camadas originais do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

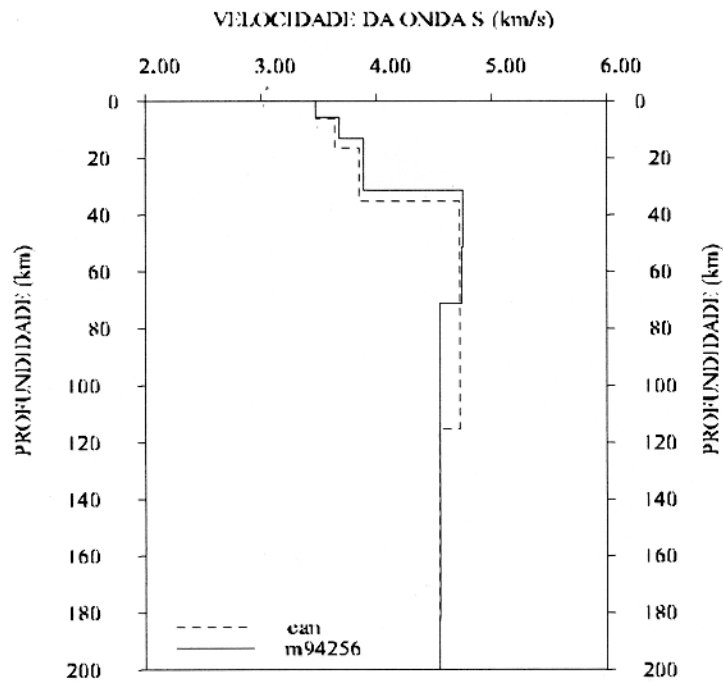
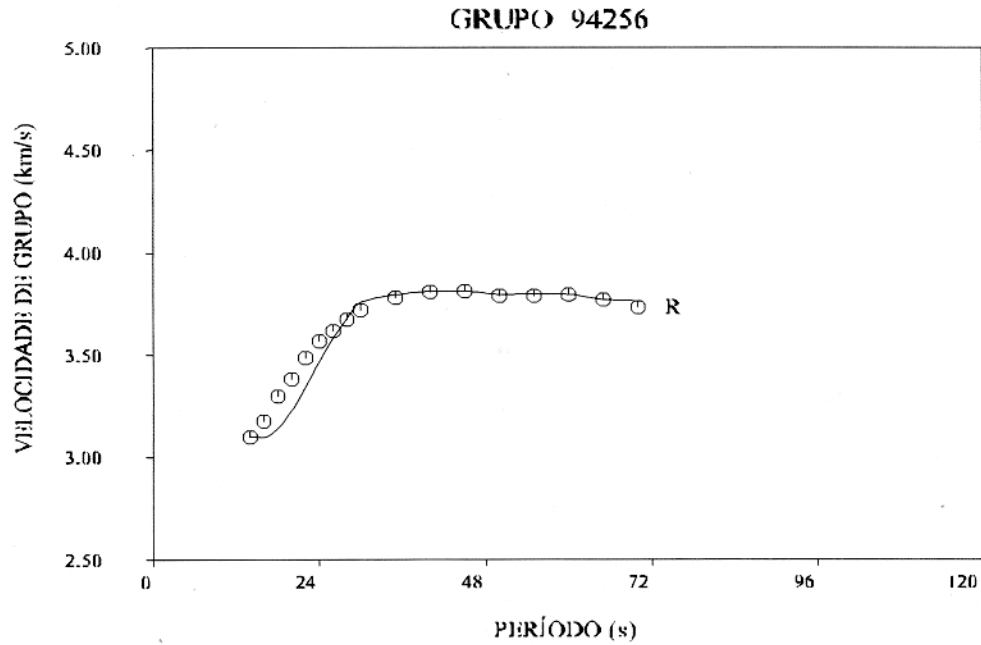


Figura 7.24. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense considerando as camadas originais do modelo original subdivididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

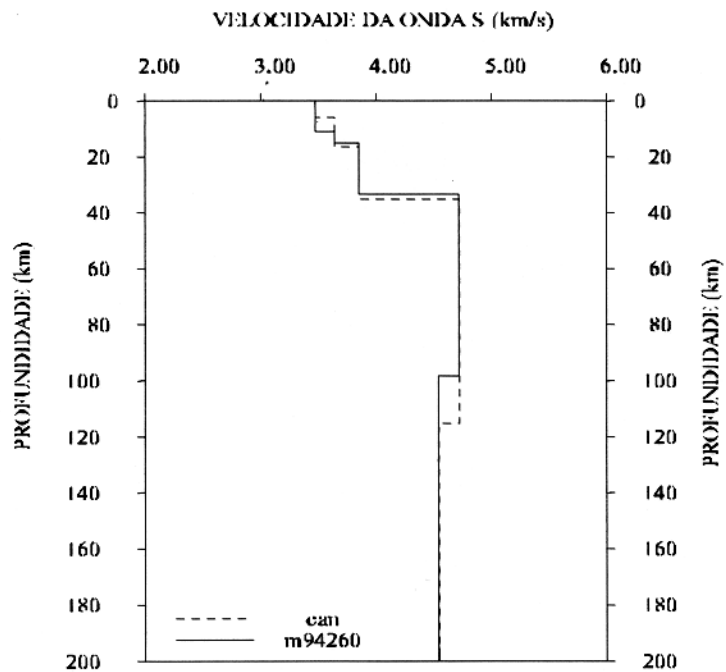
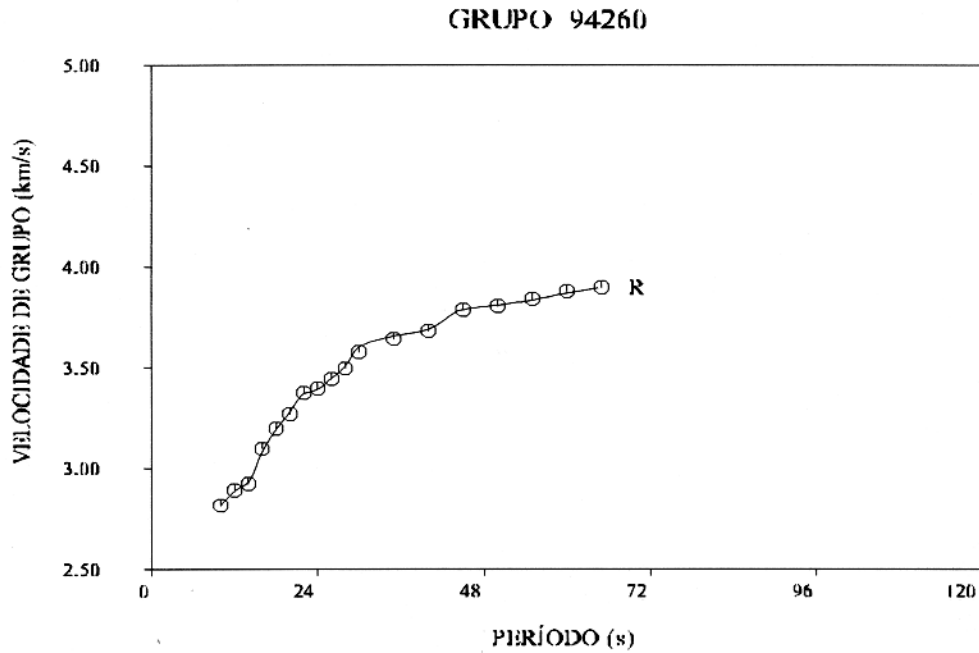


Figura 7.25. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense considerando as camadas originais do modelo original subdivididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

8. INVERSÃO 2-D PARA DETERMINAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO GLOBAL DA VELOCIDADE DE GRUPO DAS ONDAS RAYLEIGH

8.1 INTRODUÇÃO

Tratamos, neste capítulo, do processo de inversão global utilizando as curvas de velocidade de grupo das ondas de superfície Rayleigh no intervalo de período de 20 a 98 segundos. As curvas de velocidade de grupo foram organizadas através dos dados da literatura e dos dados empregados no processamento realizado aqui neste trabalho. As curvas de velocidade de grupo obtidas da literatura foram descritas no Capítulo 5, seção 5-1. As curvas de velocidade de grupo obtidas através do processamento realizado neste trabalho são objetos do Capítulo 5, seção 5-2, e dos Capítulos 6 e 7. Neste capítulo, realizamos a inversão 2-D (bidimensional) para a distribuição global de velocidade de grupo utilizando tanto as curvas obtidas da literatura, como as curvas dos Capítulos 5, 6 e 7.

Estas curvas de velocidade de grupo foram processadas e invertidas em profundidade nos Capítulos 5, 6 e 7 com o objetivo de determinarmos os possíveis modelos de onda cisalhante que estejam relacionados com as grandes estruturas geológicas em subsuperfície. Aqui, estas mesmas curvas de velocidade de grupo são invertidas com o objetivo de construirmos um mapa global de velocidade de grupo, no qual determinamos a variação lateral da velocidade sob estruturas geológicas em escala regional. A localização geográfica de epicentros e de estações possibilitou o traçamento dos raios sísmicos por grandes estruturas geológicas continentais e oceânicas. A partir destes dados, podemos definir modelos geofísicos globais onde as estruturas geológicas estão relacionadas com os valores de velocidade de grupo das ondas Rayleigh.

O modelo geofísico global de JORDAN (1981), com os valores de velocidade de grupo de ROSA (1986), foi utilizado como modelo inicial no processo de inversão 2-D (Tabela 8.1). Este modelo corresponde à distribuição da velocidade de grupo da onda de superfície Rayleigh, em cada período selecionado para este estudo. A discretização original deste modelo foi realizada por JORDAN (1981), em blocos de 5 x 5 graus, porém utilizamos, nos processos de inversão de dados globais, a mesma discretização adotada por ROSA (1986), que é em blocos de 10 x 10 graus.

8.2 HISTÓRICO DE MODELOS GLOBAIS DE VELOCIDADE DE GRUPO

Historicamente os modelos geofísicos que são utilizados na regionalização global, são três: o primeiro, de OKAL (1977), o segundo de LEVEQUE (1980) e o terceiro de JORDAN (1981). Estes modelos foram usados por ROSA (1986) como modelo inicial no processo de inversão 2-D de velocidade de grupo e de fase. Os modelos correlacionam estruturas geológicas aos valores médios de velocidade de grupo da onda Rayleigh para diversas regiões globalmente distribuídas.

Apresentamos sucintamente algumas aplicações da literatura destes modelos: SOURIAU & SOURIAU (1983), utilizaram três modelos com os blocos no tamanho de 5 x 5 graus. ROSA (1986) utilizou também três modelos, porém discretizados em blocos de 10 x 10 graus. O mesmo demonstrou que os três modelos, após a inversão 2-D de velocidade de fase, apresentaram resultados bastante próximos entre si e confiáveis em termos de resolução. Decidimos utilizar o modelo de JORDAN (1981) como modelo inicial na inversão 2-D de velocidade de grupo, por observarmos que as estruturas geológicas se encontram melhor detalhadas na sua distribuição global.

8.3 ANÁLISE DOS DADOS

Descrevemos no Capítulo 5, seção 5-1, como foram determinadas as curvas de velocidade de grupo. Estes dados foram organizados inicialmente por ROSA (1986), que realizou pesquisa na literatura, mediu a velocidade de fase e de grupo para um grande número de novos percursos de ondas, e realizou a inversão 2-D da velocidade de fase e de grupo de todos os dados compilados e medidos de velocidade de fase. ROSA (1986) realizou apenas a inversão da velocidade de grupo para o período de 50 segundos. Observamos, na Figura 5.1b, o mapa com a distribuição dos raios sísmicos dos dados de velocidade de grupo medidos por ROSA (1986), que ainda apresentam deficiências na cobertura de raios sobre a América do Sul. Com o objetivo de melhorar esta cobertura para a América do Sul, foram organizados os dados da literatura mostrados nas Figuras 8.1, 8.2, 8.3, 8.4 e 8.5. Como se pode observar em todas as figuras citadas, a cobertura dos dados sobre a América do Sul aumentou significativamente, o que possibilita o melhor estudo deste

continente com mais detalhes em uma inversão 2-D feita em escala global para a distribuição de velocidade de grupo.

Mostramos, na Tabela 8.2, os períodos selecionados para montarmos a matriz de velocidade de grupo destes dados globais, incluindo-se ali o número de trajetórias por período a serem invertidas, a velocidade média de grupo das ondas Rayleigh e o desvio padrão dos referidos dados. Em algumas curvas de velocidade foi necessário interpolar seus valores para os períodos de referência listados na mesma tabela. Os valores de velocidade de grupo foram assim interpolados, para os períodos de 20 a 98 segundos, utilizando já o procedimento descrito na seção 2-2. Podemos observar também na Tabela 8.2 que, para o intervalo de período de 35 a 55 segundos, temos o maior número de trajetórias de nosso banco de dados.

Os valores de desvio padrão da velocidade listados Tabela 8.2 para cada período foram utilizados no processo de inversão 2-D da velocidade de grupo. Para efeito de comparação temos que: ROSA (1986) utilizou 1241 trajetórias na inversão de velocidade de grupo distribuídas globalmente. Utilizamos aqui 2666 trajetórias com distribuição continental e oceânica, o que corresponde um aumento de mais de 100% no número de trajetórias utilizadas por ROSA (1986) na parte de seu estudo referente à velocidade de grupo destas ondas para o mesmo intervalo de período considerado.

8.4 DISCRETIZAÇÃO DO MODELO

Na seção 8-4.1 incluímos um pequeno histórico de alguns trabalhos que descrevem o processo tomográfico das ondas de superfície. Em seguida, na seção 8-4.2, mostramos a técnica que utilizamos para o traçamento do raio sísmico a ser utilizada na determinação dos tempos de percursos, e incluímos a referência da literatura com respeito aos programas computacionais utilizados nesta etapa.

O procedimento de discretização consiste em dividirmos a Terra em blocos de 10 x 10 graus, entre a latitude de 90 graus Sul e 90 graus Norte e longitude de 180 graus Leste a 180 graus Oeste. Agora, podemos observar a Terra de forma plana e cobrir as regiões geograficamente definidas em cada bloco, onde teremos um valor de velocidade de grupo correspondente à estrutura geológica que caracteriza a geologia predominante no bloco. Devido ao efeito do comprimento de onda este modelo é definido de forma distinta para períodos menores ou iguais a

50 segundos do que para os períodos maiores que 50 segundos, com o tamanho dos blocos diferentes nas maiores latitudes.

Finalmente, o modelo de JORDAN (1981), é representado pelos símbolos indicando a estrutura geológica correspondente, que são: " a " para áreas oceânicas jovens (0-25 Ma), " b " para regiões de idade intermediária (25-100 Ma), " c " corresponde a regiões oceânicas mais antigas (com idade do fundo oceânico acima de 100 Ma). Para as regiões continentais, temos: " p " Plataformas Fanerozóicas, " q " representa Zonas Orogenéticas Fanerozóicas e "magmatic belts", e " s " para Escudos e Plataformas pré-cambrianas.

8.4.1 Histórico da tomografia para as ondas de superfície

Desde 1960, tem-se observado grande desenvolvimento técnico dos instrumentos com PRESS (1956) e SANTO & SATO (1966). Os registros disponíveis das estações digitais são obtidos das redes como: GDSN, IDA, IRIS e GEOSCOPE. Com todo este avanço, a precisão das medidas cresceu e, como consequência disto, a tomografia utilizando dados de período longo, pode ser usada para, em grandes escalas, observar a heterogeneidade lateral de modelos na Terra. Temos, como exemplos destes trabalhos: SOURIAU & SOURIAU (1983), onde foi considerada a inversão de dados de velocidade de fase. Com os trabalhos de ROSA (1986), o mapa de velocidade foi obtido pela inversão das medidas de velocidades de fase e de grupo. Como resultados, se observam anomalias relacionadas às grandes estruturas tectônicas na crosta e no manto da Terra.

8.4.2 Traçamento do raio para as ondas de superfície

No clássico método de traçamento de raio para as ondas de superfície, é suposto que as ondas se propagam em torno da Terra ao longo de um "grande círculo". Considerando o princípio de FERMAT, isto é válido levando em consideração aproximações de primeira ordem, quando consideramos pequenas e suaves as heterogeneidades laterais. Com a técnica de traçamento de raio utilizando o "grande círculo", é possível a regionalização, que é realizada para obtermos, em termos regionais, a "trajetória pura" da velocidade em regiões consideradas como homogêneas. As observações da vagarosidade (slowness) ao longo das trajetórias são consideradas como sendo a

soma, no "grande círculo", das perturbações na "slowness" local correspondente a um relativo comprimento de onda para uma "trajetória pura". Isto é, a velocidade de grupo observada é parametrizada determinando comprimentos finitos no "grande círculo" de trajetórias por uma aproximação utilizando a integral da velocidade de grupo, com valores de velocidade de grupo locais.

Então, podemos representar os valores do tempo de percurso t_j para cada trajetória j estudada pela seguinte expressão:

$$t_i(T) = \int_{a_{ij}} \frac{1}{U_j(T)} da \quad (8.1)$$

onde os valores de a_{ij} representam as distâncias da i -ésima trajetória no j -ésimo bloco, t_i é o "travel time" ou o tempo de percurso da i -ésima trajetória para o período T e $U_j(T)$ é a velocidade de grupo para o j -ésimo bloco. Em seguida, representaremos a discretização da expressão (8.1), como já foi descrito com mais detalhes no Capítulo 4, seção (4-3) e representado na equação (4.5).

Para realizarmos estas etapas, utilizamos o programa computacional desenvolvido por ROSA (1986), que realiza o traçamento do raio e a inversão 2-D de velocidade de grupo ou de fase no modelo que inclui blocos de 10 graus de lado mencionado acima.

8.5 INVERSÃO 2-D PARA A VELOCIDADE DE GRUPO

Como observamos nos exemplos dos Capítulos 5 e 6, através da decomposição em valores singulares da matriz sensibilidade, o problema de inversão da curva de velocidade de grupo das ondas Rayleigh é mal-posto por não satisfazer o segundo critério de HADAMARD (1902). O segundo critério estabelece que a solução deve ser estável em relação às perturbações das observações (ou seja, a matriz \underline{A} , descrita na equação 4.13, deve ser bem condicionada). Para a transformação de um problema geofísico mal-posto em um outro bem-posto, introduzimos informação a priori, utilizando o método da regularização de TIKHONOV & ARSENIN (1977). A regularização de TIKHONOV & ARSENIN (1977) garante soluções estáveis.

Então, podemos re-escrever a equação do tempo de percurso na sua forma discretizada como sendo,

$$t_i = \sum_{j=1}^m a_{ij} / U_j(t). \quad (8.2)$$

Para o problema inverso, trabalharemos com o resíduo do tempo de percurso, ou seja, $\Delta t_i = t_i^0 - t_i^c$, que assumimos como sendo devido à perturbação da velocidade. O valor de t_i^0 corresponde ao tempo de percurso observado e t_i^c ao tempo de percurso calculado. Temos que a_{ij} corresponde à distância percorrida pelo raio em cada bloco e $1/U_j$ corresponde à vagarosidade (ao "slowness"). Todos os procedimentos utilizados nesta inversão foram descritos por ROSA (1986).

8.6 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA TOMOGRAFIA

Nesta seção, descrevemos como foram obtidos os dados de velocidade de grupo, em escala global, para cada um dos valores de período de referência considerados. Cumpre enfatizarmos que, da mesma forma que ROSA (1986), obtivemos os resultados para a Terra dividida em blocos medindo 10 x 10 graus, de forma a podermos ter mapas de velocidade de grupo correspondentes aos mapas de velocidade de fase de ROSA (1986). Assim, o processo denominado aqui de "tomografia" indica o emprego de inversão lateral (similar ao processo de inversão 3-D de AKI *et al.*, 1977) para obtenção dos mapas de distribuição de velocidade. Tais mapas serão usados, em conjunto com os mapas de distribuição de valores de velocidade de fase de ROSA (1986), para obtenção dos perfis de distribuição de valores de velocidade de propagação de ondas S e de variação de densidade em profundidade, na seção final deste capítulo (seção 8.7 a seguir).

Foi utilizado um intervalo de amostragem de 5 segundos para cada uma das frequências escolhidas (*i.e.* obtivemos a velocidade de grupo, através do processo descrito na seção acima, usando os períodos de: 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 80, 85, 90, 95 e 98 segundos). A escolha do fator de amortecimento ("damping") obedeceu, em cada caso, uma decisão qualitativa e quantitativa, que considerou tanto o resultado obtido pelo processo (as anomalias geradas), como os níveis de erro e de resolução associados aos resultados conseguidos. Tal decisão foi tomada a partir da consideração dos seguintes parâmetros:

- a) o número de observações empregadas na inversão;
- b) o número de blocos (de tamanho de 10x10 graus) resolvidos na inversão;
- c) a distância média (em km) das trajetórias de ondas de superfície consideradas na inversão;
- d) a variância a priori dos dados;
- e) a variância do resíduo dos dados após a inversão ter sido realizada;
- f) a melhoria da variância a priori (expressa como "variância a posteriori"), que indica a melhoria obtida na variância do resíduo em relação à variância inicial dos dados;
- g) o parâmetro de amortecimento (θ^2);
- h) a variância estimada para o modelo (σ^2);
- i) o tipo geológico/tectônico do modelo de JORDAN (1981) empregado como modelo inicial na inversão (tipos a, b, c, p, q, s);
- j) a variância (RMS) das anomalias de velocidade observadas nos blocos após o processo de inversão ter sido realizado;
- k) o número de blocos representando cada um dos tipos geológicos no modelo inicial;
- l) a média dos elementos da diagonal da matriz de resolução para os blocos estudados;
- m) a média do erro total para cada bloco estudado;
- n) a média do erro devido ao ruído dos dados (calculado usando-se a matriz de covariância) para cada bloco;
- o) a média do erro devido à má resolução do processo de inversão (obtido subtraindo-se o efeito calculado da matriz de covariância do erro total calculado);
- p) A porcentagem estimada do erro total que é devida à má resolução do processo de inversão aplicado.

Tendo sido computados todos os parâmetros acima, cujas médias foram apresentadas na saída do programa de inversão, pudemos plotar os mapas (em escala global) de cada um deles: anomalias de velocidade obtidas, resolução do processo de inversão (elementos da diagonal principal da matriz de resolução), erro total, erro devido ao ruído nos dados (dado pela matriz de covariância), erro devido à má resolução do processo e os mapas de velocidade (computados usando-se os mapas de modelo inicial e os mapas de anomalia obtidos no processo de inversão). Ao contrário de ROSA (1986), que plotou todos estes mapas para os dados de velocidade de fase, decidimos plotar aqui apenas os resultados finais (os mapas de distribuição de velocidade de grupo obtidos), empregando apenas os valores de período de 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 e de 98

segundos. Tais mapas, mostrados no Anexo A, indicam a distribuição de velocidade de grupo, em escala global, para todos os períodos referenciais considerados.

Poderíamos, como mencionado acima, ter plotado todos os mapas de resolução, de erro, de modelo inicial usado e mesmo os mapas de anomalias obtidas da inversão dos dados utilizados. No entanto, tal escolha implicaria um grande número de figuras, o que tornaria este trabalho volumoso demais. Assim, mostramos apenas os resultados finais no Anexo A.

Nota-se, no Anexo A, grande similaridade com os resultados de velocidade de fase (que compõem um conjunto de dados inteiramente diferente do considerado aqui), assim como mostra também grande similaridade com as principais feições tectônicas conhecidas na Terra. Poderíamos argumentar que tal similaridade corresponde a um efeito causado pelo modelo inicial utilizado, que utiliza-se de mapas em escala mundial de velocidade de grupo que mostram as mesmas feições tectônicas. No entanto, as anomalias de velocidade obtidas (que chegam a superar em 10 por cento os valores de velocidade usados nos modelos iniciais) mostram um padrão totalmente diferente do padrão dos modelos iniciais. Desta forma, os resultados mostrados no Anexo A são, a nosso ver, efetivamente resultados próximos do real, indicando pouca contaminação pelo modelo inicial nos resultados finais.

Se plotarmos os resultados do Anexo A em sequência (em figuras onde agrupamos tais mapas), o que é mostrado no Anexo B, podemos visualizar melhor as anomalias de velocidade com o enfoque nas feições tectônicas existentes na Terra:

- nota-se, para períodos baixos (20 a 45 segundos), que a América do Sul indica baixos valores de velocidade em relação aos Oceanos Atlântico e Pacífico, sem grandes diferenças regionais dentro do continente;
- para períodos superiores a 50 segundos (períodos de 50 a 75 segundos), nota-se regiões de baixa velocidade correspondente à Cadeia dos Andes, Bacia Amazônica, Cadeia do Pacífico Leste, etc., e regiões de alta velocidade correspondentes aos Escudos Brasileiro e das Guianas.
- para períodos superiores a 80 segundos (períodos de 80 a 98 segundos), nota-se que a região de baixa velocidade correspondente à Bacia Amazônica está presente apenas no mapa de velocidade para ondas com período de 80 segundos, desaparecendo nos demais, o que indica que tal bacia tem efeito mais ameno que a Cadeia dos Andes, cujo efeito persiste até os períodos mais longos, onde ainda podemos observar a anomalia correspondente à mesma. Nota-se também que a

anomalia correspondente à Cadeia do Pacífico Leste tem uma largura bem maior nestes mapas para períodos superiores (períodos entre 80 e 98 segundos).

A análise apresentada acima para os resultados mostrados no Anexo B é apenas um exemplo, restrito à região da América do Sul, de um método de análise que pode ser feito com os mapas de velocidade de grupo obtidos. Tais análises são úteis para verificarmos a consistência de nossos resultados. No entanto, como mostrado nos capítulos anteriores desta tese, é possível usar os resultados de distribuição em frequência de velocidade de grupo para determinarmos a variação, em profundidade, da velocidade de propagação das ondas S, assim como da distribuição, também em profundidade, dos valores de densidade. Tais perfis em profundidade são mais interessantes para as análises globais de profundidade da base da crosta. Assim, mostramos na próxima seção, como foram obtidos, para a América do Sul, tais resultados em profundidade.

8.7 INVERSÃO DOS DADOS EM PROFUNDIDADE PARA A AMÉRICA DO SUL

Após realizarmos a inversão 2-D de velocidade de grupo para uma distribuição global de dados, detalharemos o nosso resultado para os blocos localizados sob a América do Sul. Os blocos estão localizados entre as latitudes de 15 graus Norte a 55 graus Sul e longitude de 35 a 85 graus Oeste. São 48 blocos que cobrem toda a América do Sul com parte continental e parte oceânica. O ponto central de cada um dos blocos considerados na porção norte da América do Sul está mostrado na Figura 8.10.

A inversão destes blocos consiste nas seguintes etapas: A primeira em determinarmos as curvas de velocidade de grupo para cada bloco selecionado. Na etapa seguinte reproduzimos a inversão da curva de velocidade de fase obtida por ROSA (1986), selecionada para os mesmos 48 blocos. Em seguida, invertemos as curvas de velocidade de grupo e de fase usando o pacote computacional de HERRMANN (1972), descrito anteriormente nesta tese. Como resultado final, determinamos o modelo de velocidade de ondas cisalhantes versus profundidade. Com os valores das ondas cisalhantes obtidos da inversão e com a razão de POISSON fixa, determinamos os valores da onda compressional versus profundidade e utilizando a relação de BIRCH (1964) obtemos os valores de densidade versus profundidade.

Os resultados em profundidade deste processo de inversão foram então separados para cada uma das profundidades de referência escolhidas (a 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90,

100 km de profundidade) e plotados em conjunto com o modelo de densidade em profundidade no Anexo C.

Consideremos a inversão dos dados de velocidade de grupo e de fase referentes ao bloco denominado de bloco 34, mostrado na linha G da Figura 8.10 (quarto bloco, quando percorremos a linha G de oeste para leste). Para mostrar que a solução em profundidade para este bloco escolhemos quatro tipos de modelo inicial de distribuição de velocidade de propagação de ondas cisalhantes em profundidade, para a inversão dos dados de velocidade de grupo e de velocidade de fase. Mostramos respectivamente, nas Figuras 8.6, 8.7, 8.8 e 8.9, as estimativas da inversão usando os modelos de: GUMPER & POMEROY (1970), BRUNE & DORMAN (1963), FORSYTH (1975) e de JAMES (1971). Nota que a estimativa que produziu o melhor ajuste foi aquela obtida com o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Tal estimativa foi bastante similar à obtida com o modelo de GUMPER & POMEROY (1970) para uma região de escudo na África. Os modelos de JAMES (1971), para uma região dos Andes e de FORSYTH (1975), para o Oceano Pacífico (Placa de Nazca) não produzem ajustes tão bons. No caso do modelo oceânico, percebemos que a inversão tende a tornar as velocidades entre 20 e 40 km mais baixas (Figura 8.8), enquanto que, no caso do modelo para os Andes (Figura 8.9), as velocidades finais para esta profundidade são superiores às velocidades iniciais propostas por JAMES (1971). Os modelos determinados em cada profundidade apresentam-se de forma não única, mas que podem se *localmente* estáveis como indicado nas Figuras 8.6, 8.7 e 8.9, que ilustram modelos relativamente próximos. No entanto, a Figura 8.8 mostra um modelo bastante diferente dos anteriores, indicando que, *globalmente*, o problema apresenta certa instabilidade. Tanto os resultados obtidos com o modelo de escudo para uma área no Canadá (Figura 8.7), como aqueles obtidos com o modelo de escudo para uma área na África (Figura 8.6), indicam uma profundidade para o Moho de, aproximadamente, 40 km, o que nos leva a um resultado *localmente* estável, conforme mencionado acima.

Dos mapas de distribuição de velocidade de ondas cisalhantes e de densidade obtidos da inversão em profundidade, podemos observar diversas feições interessantes, dentre elas:

- entre 15 e 30 km de profundidade, visualizamos as seguintes feições principais nos mapas de velocidade: existe uma região central do continente de menor velocidade característica, associada à porção continental da placa Sul-Americana.;
- entre as profundidades de 35 e de 40 km, encontramos a transição da maior parte continental para o manto superior, restando na imagem correspondente à profundidade de 50 km apenas anomalias relacionadas à Cadeia dos Andes e à Bacia Amazônica, onde a crosta parece ser mais espessa;
- nas profundidades de 60 a 80 km, visualizamos ainda a anomalia de velocidade referente à crosta espessa na região entre o Norte do Chile e a parte setentrional da Colômbia, onde o processo de subducção parece é mais profundo.;
- nas profundidades superiores de nosso modelo (de 90 a 100 km de profundidade), parece haver uma estabilização do resultado, com a velocidade de propagação das ondas S nos continentes igualando a velocidade de propagação destas ondas sob os oceanos.

Como resumo de nossos resultados para a América do Sul, plotamos, na Figura 8.11, o primeiro mapa de espessura da crosta (profundidade de Moho) para este continente. Nota-se que tais resultados são consistentes com a tectônica conhecida para a região, com o espessamento maior (em torno de 70 km) nas regiões Andinas, e espessamento entre 30 e 40 km para os escudos. De forma anômala, encontramos, para a porção central da Bacia Amazônica e na porção ocidental da Bacia do Parnaíba, um espessamento da crosta, que chega a ter espessura superior a 40 km nesta área.

Com tal exposição, concluímos a análise dos resultados da inversão dos dados em profundidade. Esperamos agora poder detalhar os dados em um trabalho futuro, onde a malha de pontos de amostragem de 10 x 10 graus deverá ser detalhada para outra de espessamento de 5 x 5 graus.

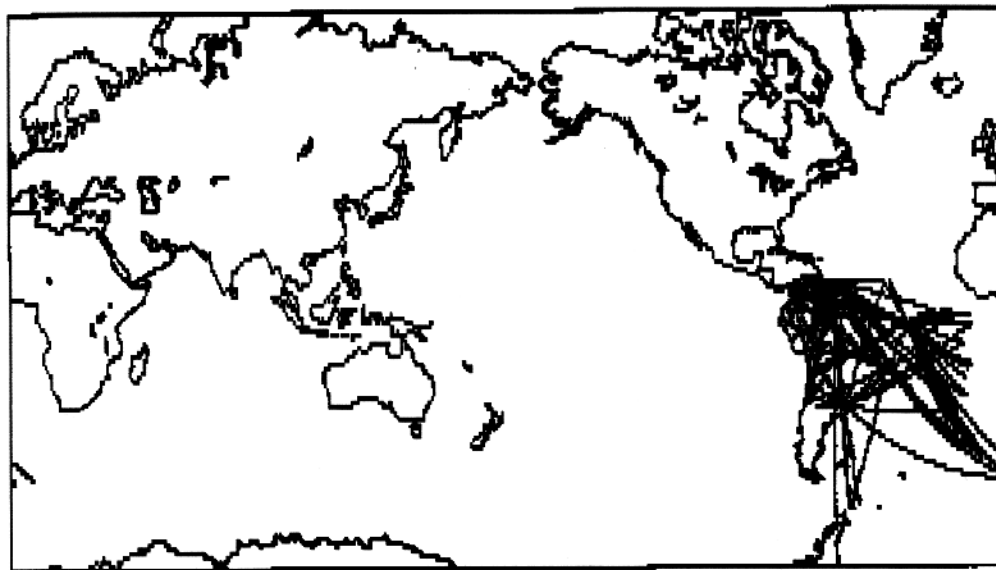
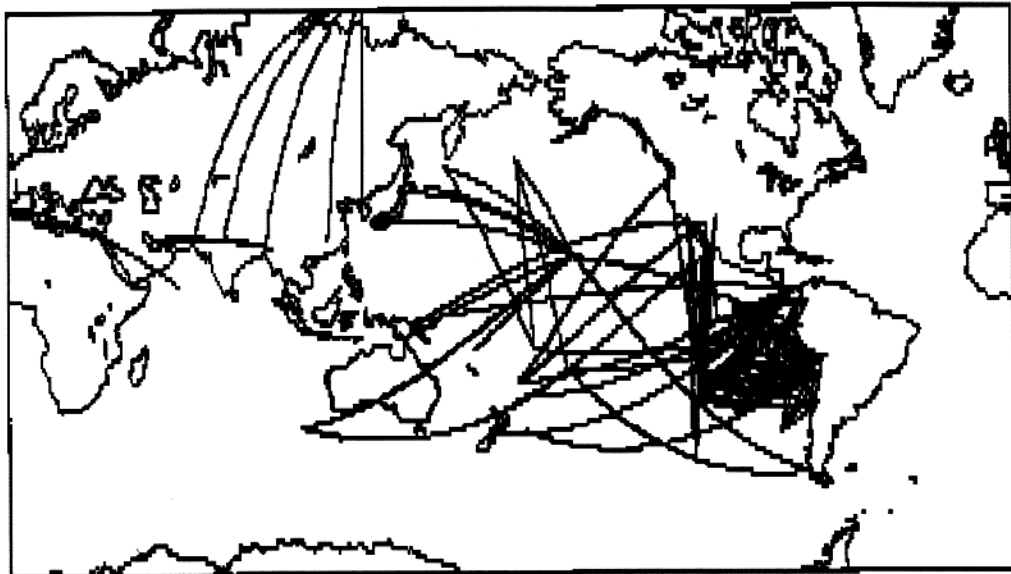


Figura 8.1. A figura superior mostra o mapa de distribuição de eventos sísmicos estudados por BOLT (1975). Na figura inferior temos o mapa com a distribuição dos eventos sísmicos estudados por SHERBURNE (1975). Estas distribuições de eventos sísmicos mostram a cobertura de raios sísmicos principalmente sobre o Oceano Pacífico e sobre a América do Sul.

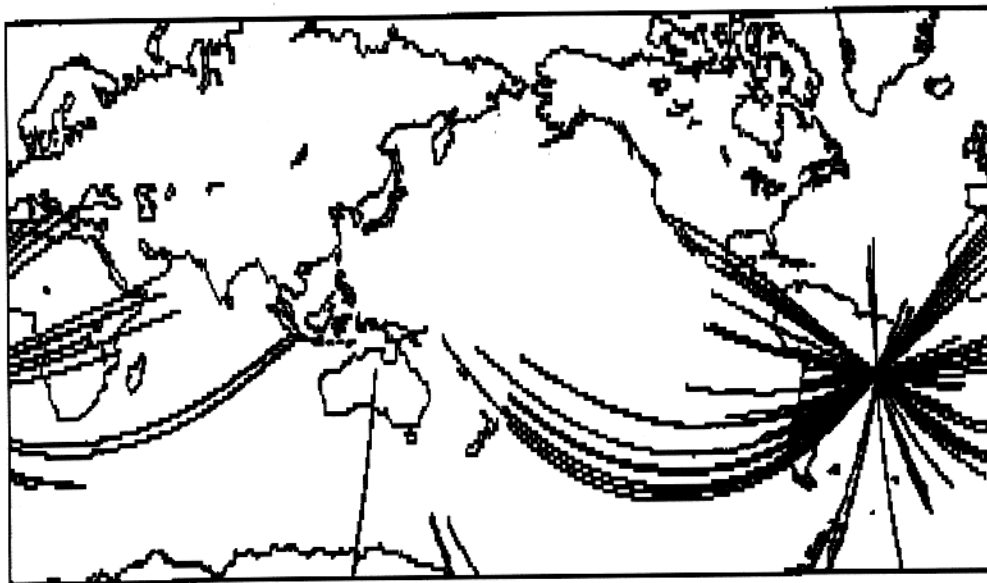
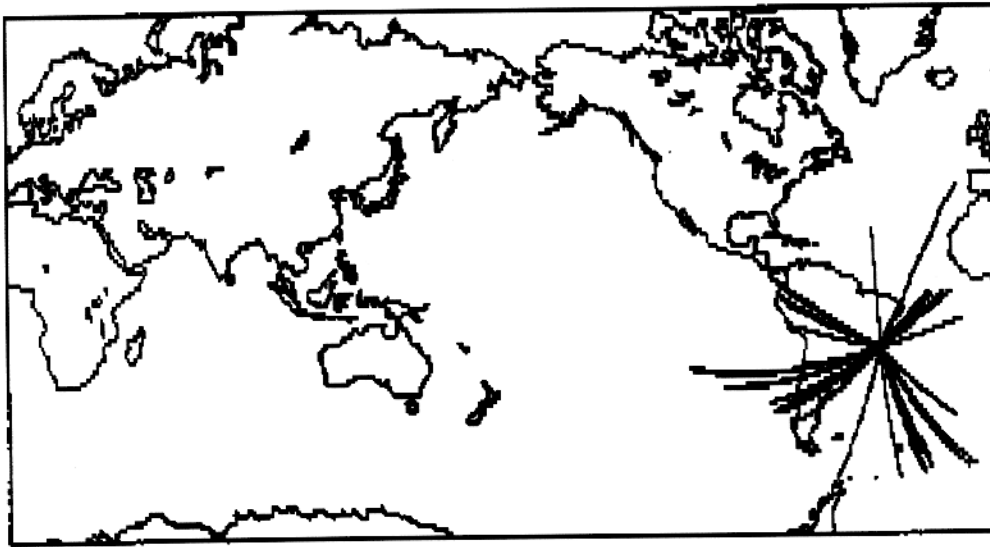


Figura 8.2. A figura superior mostra o mapa de distribuição de eventos sísmicos registrados na estação sismográfica RDJ (Rio de Janeiro). Na figura superior mostramos os eventos estudados por MIANO (1993) e, na figura inferior, os eventos estudados por CARVALHO (1995). Os percursos cobrem partes dos Oceanos Atlântico e Pacífico e da América do Sul.

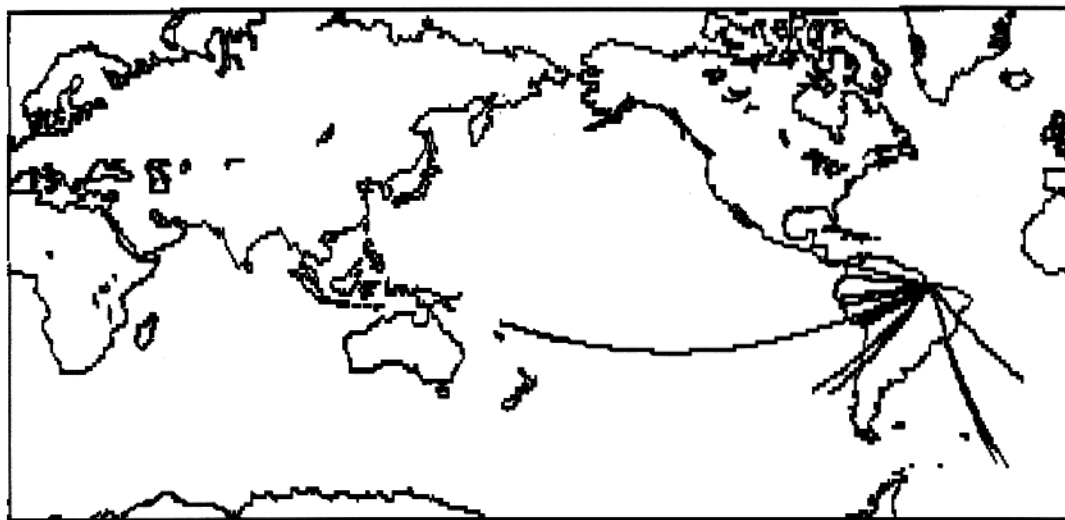
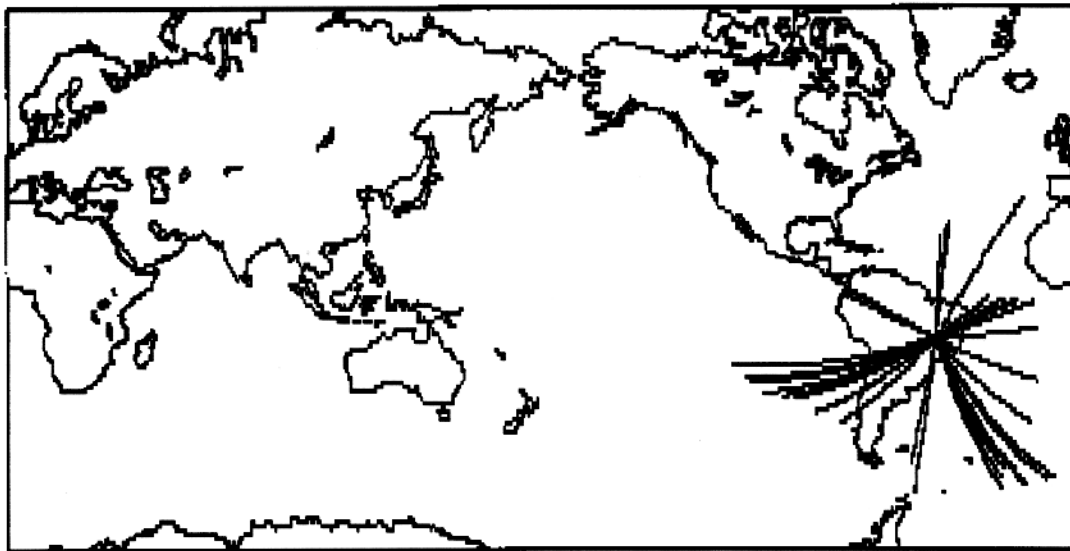


Figura 8.3. A figura superior mostra o mapa de distribuição de eventos sísmicos e os raios para cada um dos percursos estudados por ROSA & GUERREIRO (1994). As trajetórias estudadas aqui cruzam estruturas geológicas importantes como: Bacia Sedimentar Amazônica e do Paraná. Os eventos estudados por SANTA ROSA & ROSA (1994), mostrados na parte inferior da figura cruzam particularmente a Bacia Sedimentar Amazônica.

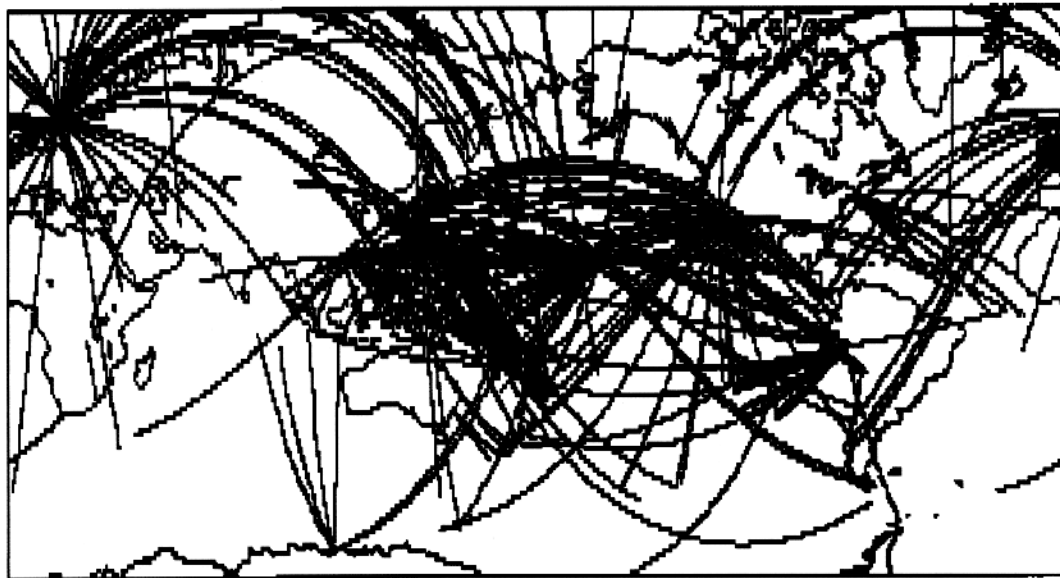
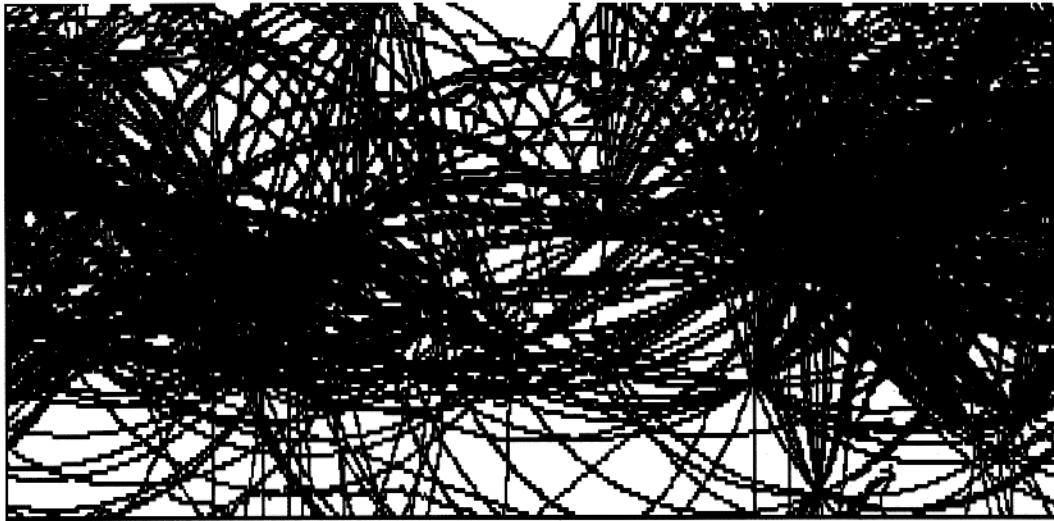


Figura 8.4. A figura superior mostra o mapa de distribuição de eventos sísmicos estudados por ROSA (1986), utilizados no processo de inversão 2-D com velocidade de fase. Na figura inferior o mapa as trajetórias dos eventos sísmicos cujos dados de velocidade de grupo foram coletados por ROSA *et al.* (1993).

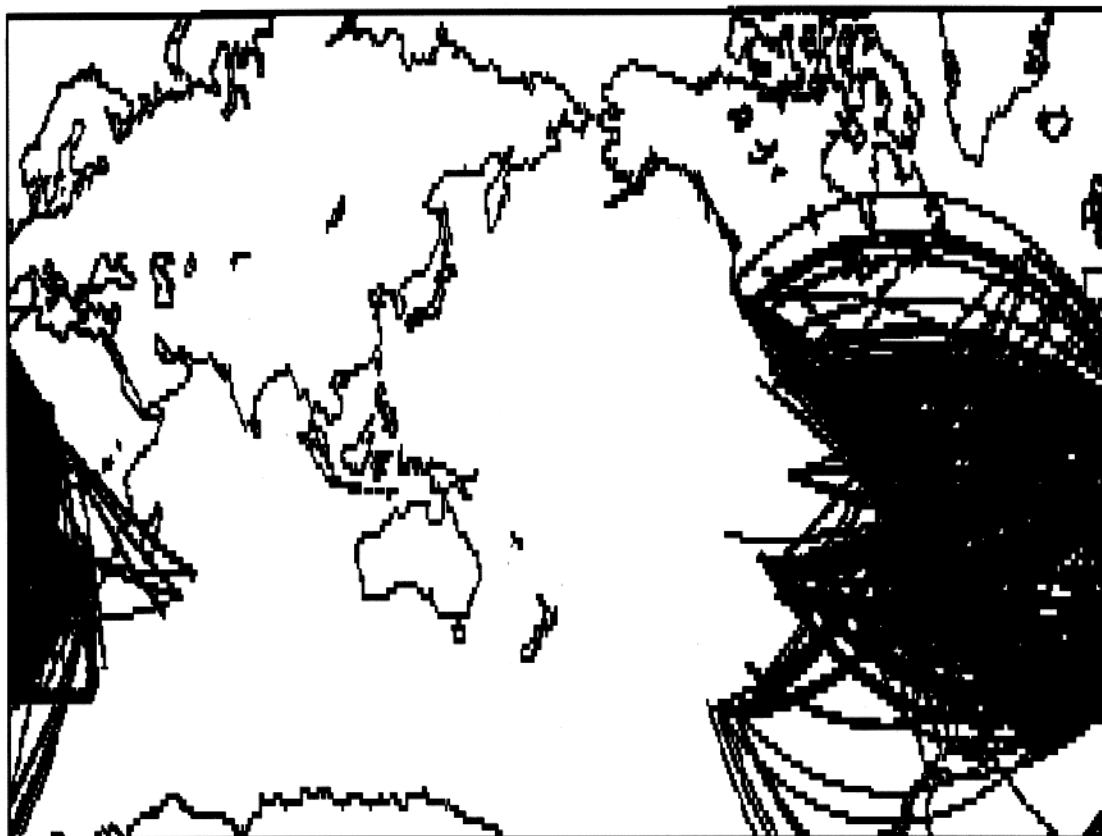


Figura 8.5. A figura acima mostra o mapa de distribuição dos eventos sísmicos estudados por CARDOSO *et al.* (1994). Estes dados são de grande importância por apresentarem o número grande de percursos que cruzam a América do Sul. As curvas de velocidade de grupo foram invertidas para a distribuição em profundidade de velocidade de ondas cisalhantes no Capítulo 6 deste trabalho.

GRUPO CU34

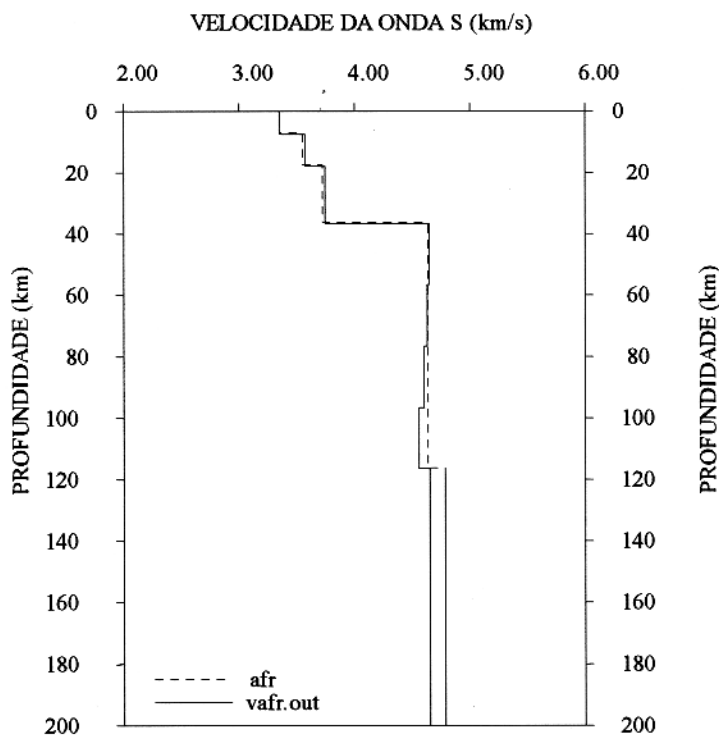
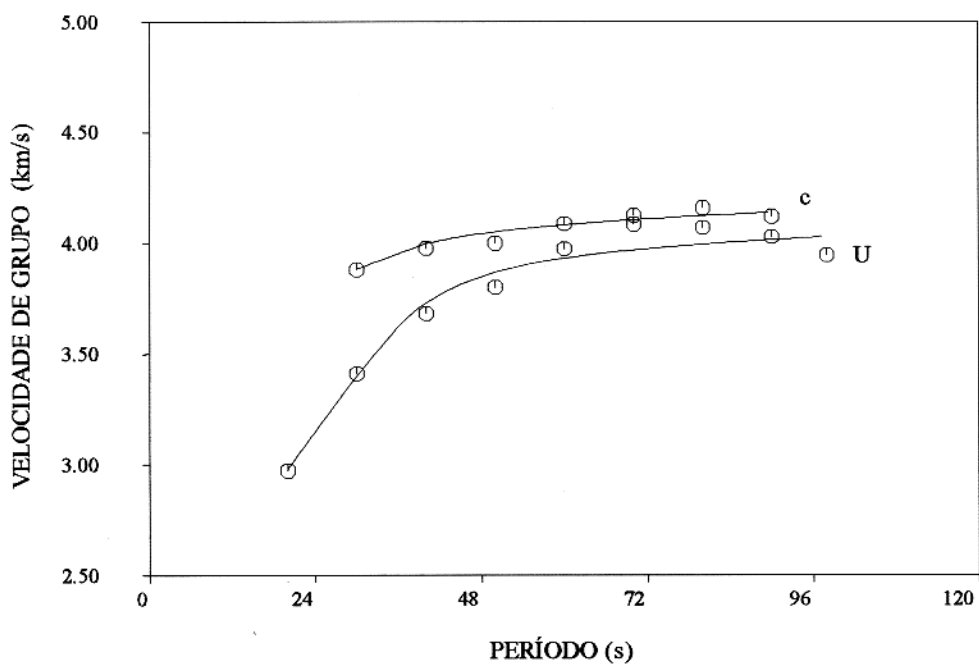


Figura 86. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (Velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teorica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de GUMPER & POMEROY (1970) para o Escudo Africano. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de GUMPER & POMEROY (1970) para o Escudo Africano considerando as camadas original do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

GRUPO CU34

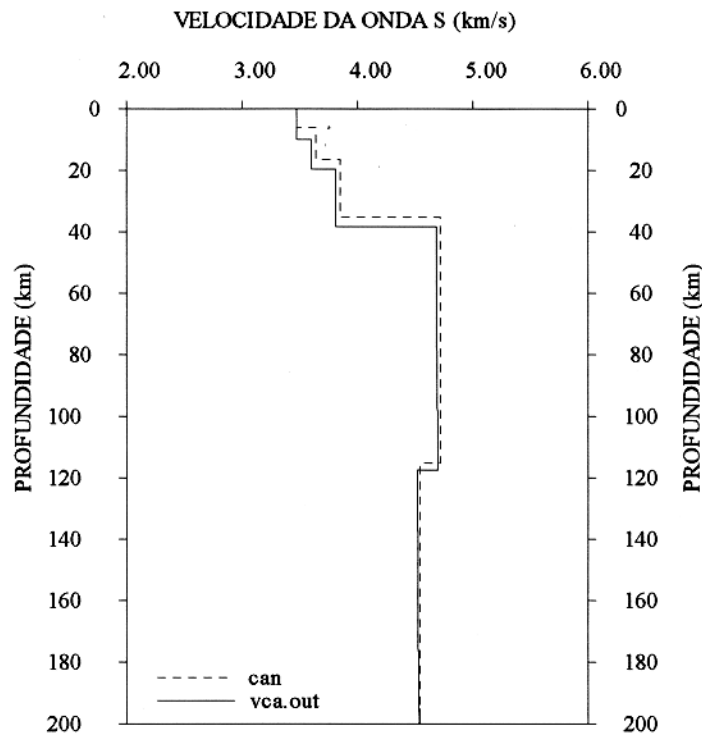
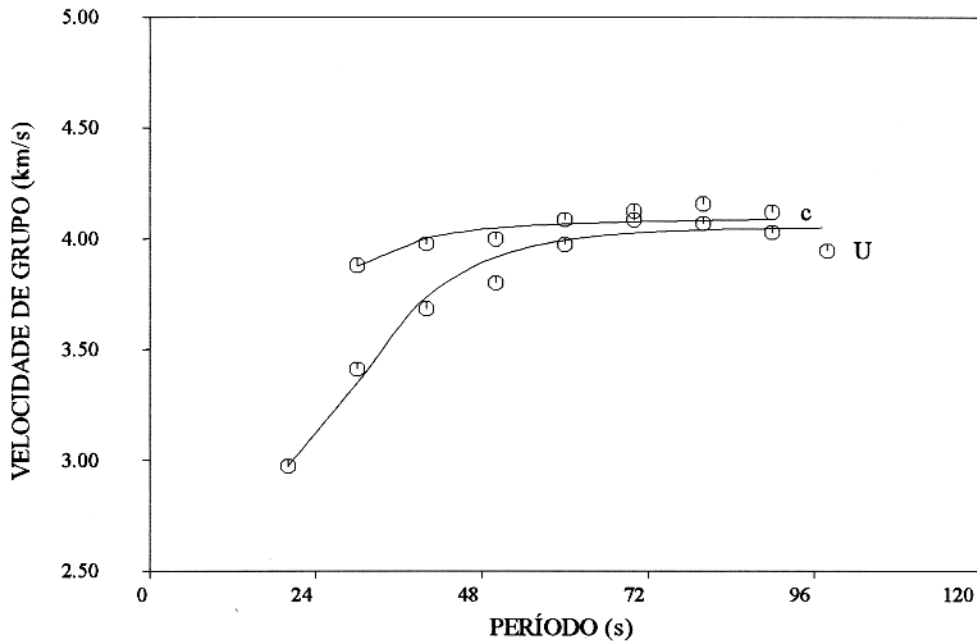


Figura 87. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (Velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de BRUNE & DORMAN (1963) para o Escudo Canadense considerando as camadas original do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelofinal, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

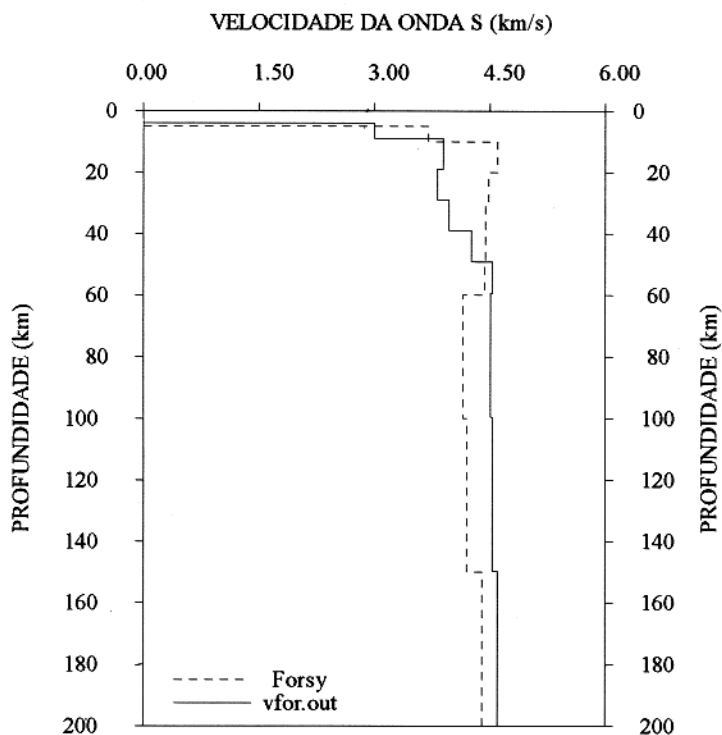
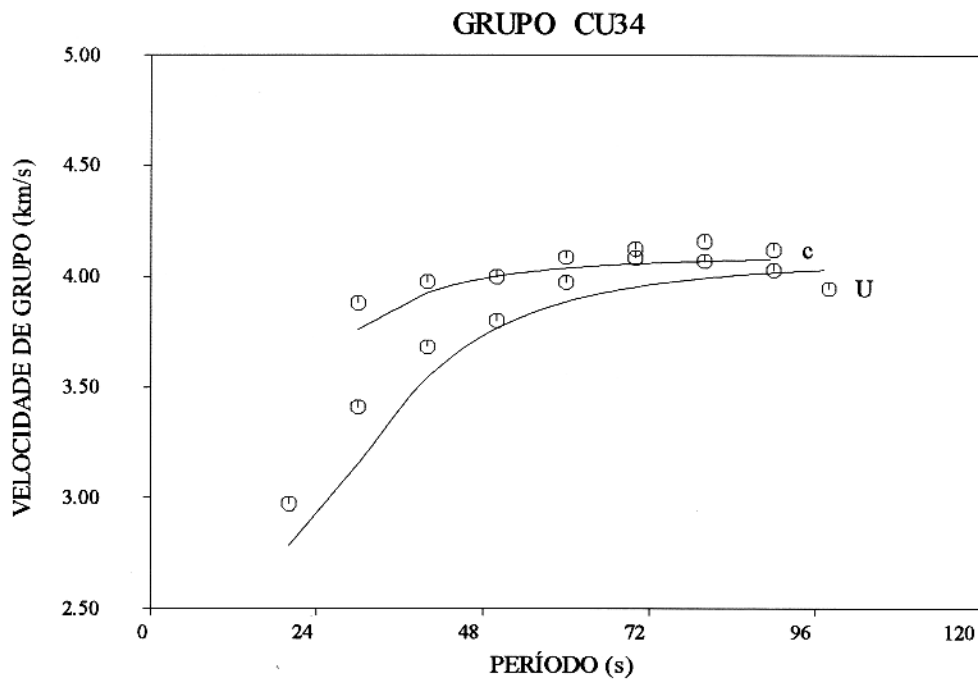


Figura 88. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (Velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teórica (curva contínua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de FORSYTH (1975) para o Oceano. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de FORSYTH (1975) para o Oceano Pacífico considerando as camadas original do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

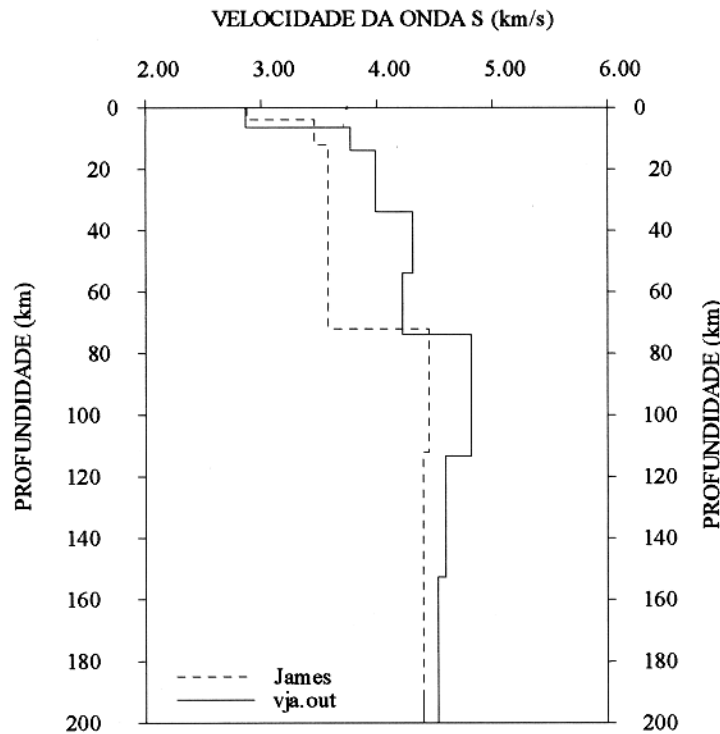
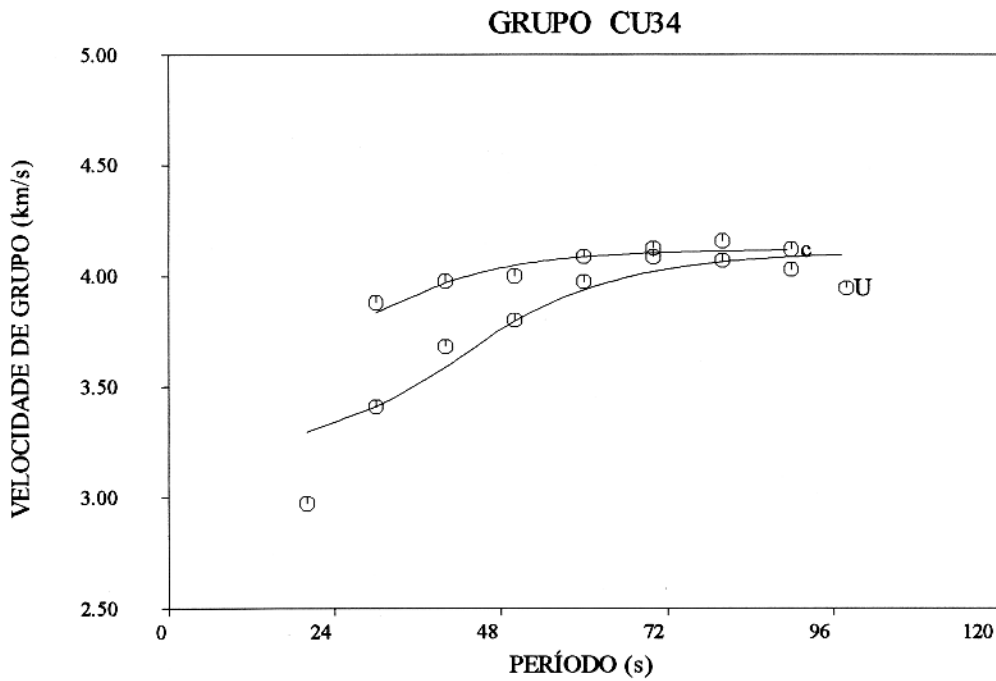


Figura 89. Na parte superior da figura mostramos a curva de dispersão (Velocidade de grupo) observada (indicada por símbolos) comparada com a curva de dispersão teorica (curva continua), obtida do modelo ajustado a partir do modelo de JAMES (1971) para o Andes. Na parte inferior da figura mostramos o modelo inicial de JAMES (1971) para o Andes considerando as camadas original do modelo original sub-divididas em camadas menos espessas, comparado com o modelo final, obtido do ajuste da curva de dispersão observada.

PONTOS DE AMOSTRAGEM

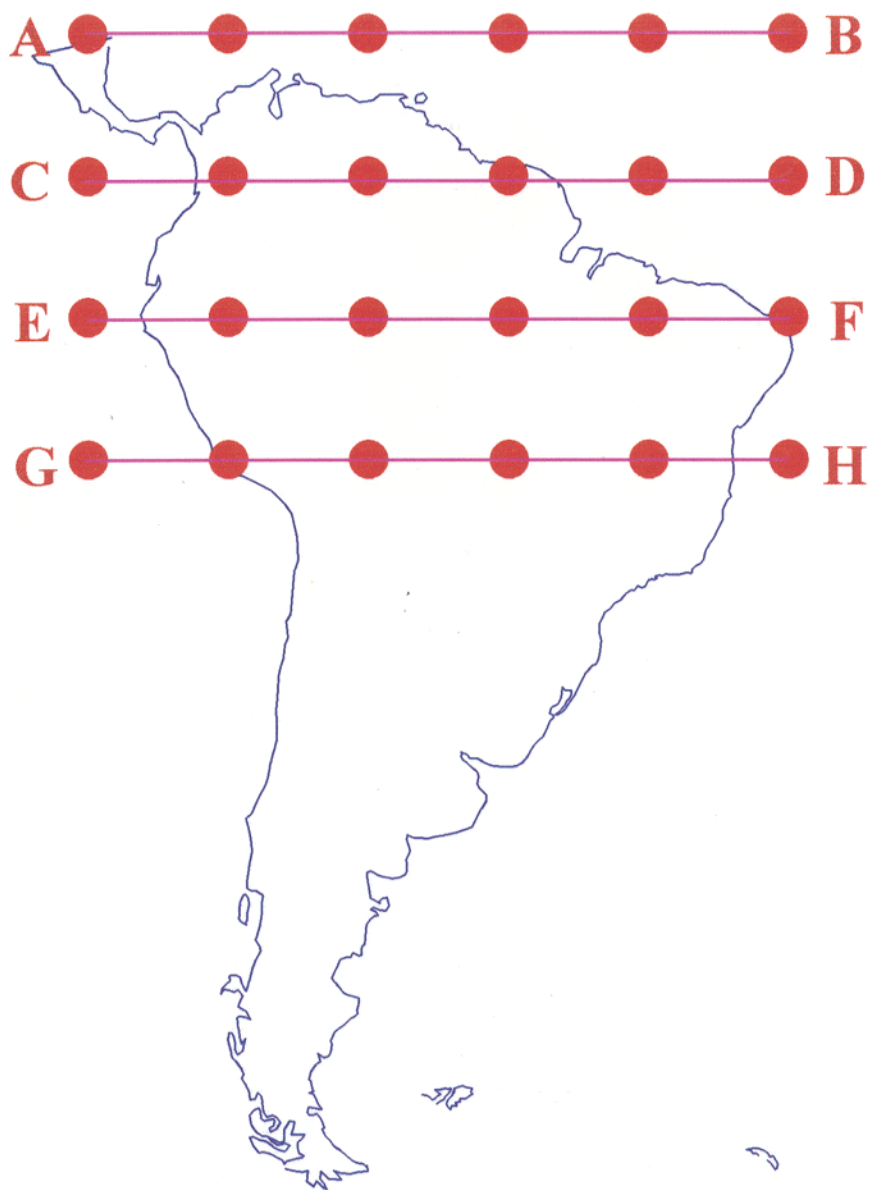


Figura 8.10. Mapa de pontos amostrados.

PROFUNDIDADE DO MOHO

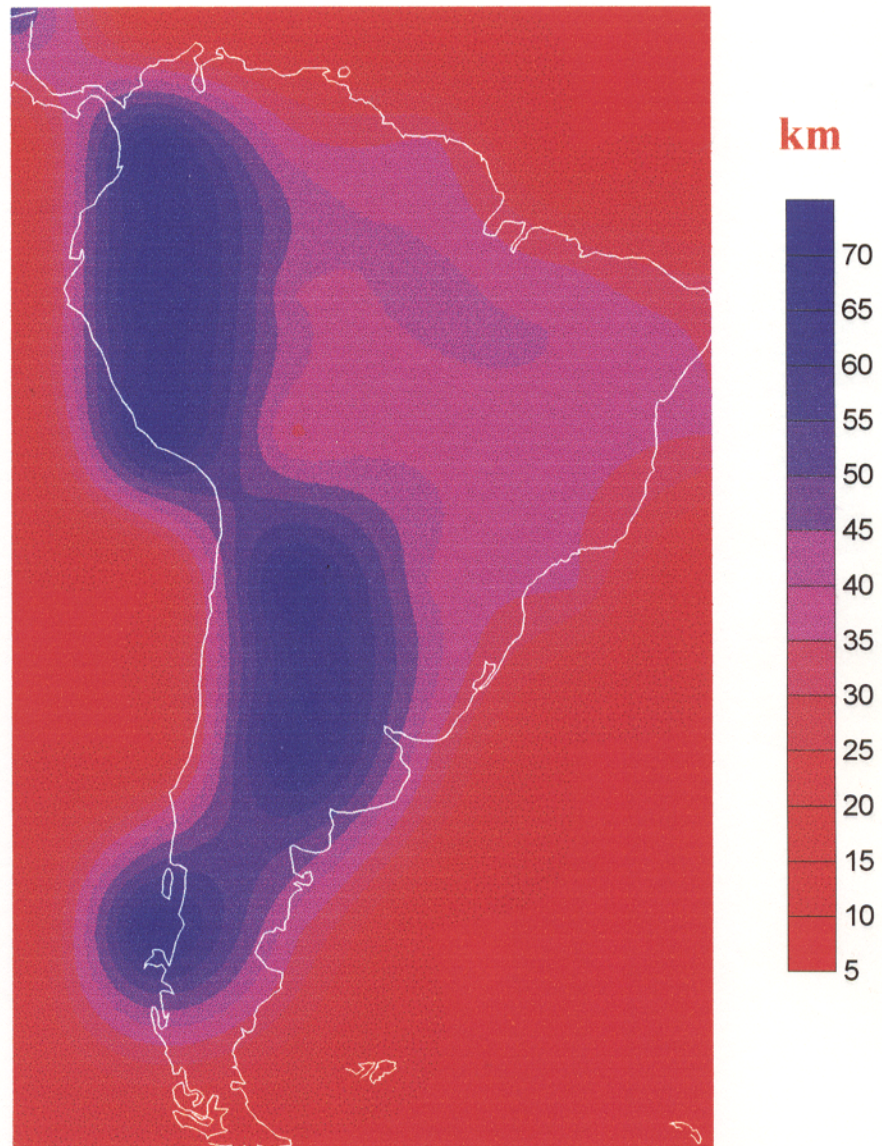


Figura 8.11. Mapa de profundidade do Moho para América do Sul.

Tabela 8.1. Valores de velocidade de grupo para as estruturas geológicas no modelo de JORDAN (1981). Os valores médios de velocidade de grupo são obtidos para cada período em suas respectivas estruturas.

PERÍODO (s)	GEOLOGIA	a	b	c	p	q	s	VELOCIDADE MÉDIA (km/s)
20		3.646	3.544	3.487	3.072	3.169	3.194	3.440
25		3.688	3.622	3.584	3.203	3.287	3.313	3.523
30		3.748	3.731	3.720	3.387	3.454	3.480	3.641
35		3.773	3.778	3.779	3.465	3.525	3.551	3.691
40		3.816	3.856	3.876	3.597	3.644	3.671	3.775
45		3.809	3.862	3.888	3.663	3.688	3.745	3.799
50		3.802	3.868	3.901	3.729	3.733	3.819	3.824
55		3.789	3.863	3.901	3.755	3.745	3.852	3.828
60		3.776	3.858	3.901	3.781	3.758	3.885	3.833
65		3.762	3.845	3.886	3.786	3.760	3.894	3.827
70		3.748	3.832	3.871	3.792	3.763	3.903	3.822
75		3.735	3.818	3.855	3.791	3.761	3.898	3.813
80		3.723	3.804	3.840	3.740	3.760	3.894	3.804
85		3.710	3.789	3.827	3.791	3.753	3.883	3.793
90		3.697	3.774	3.864	3.793	3.747	3.873	3.783
95		3.687	3.763	3.815	3.788	3.749	3.868	3.774
98		3.681	3.757	3.787	3.785	3.751	3.866	3.769

Tabela 8.2. A tabela contendo os períodos selecionados para a inversão 2-D, o número de trajetórias estudadas por período e os valores médios de velocidade de grupo e desvio padrão para cada caso.

PERÍODO (s)	NÚMERO DE TRAJETÓRIAS	VELOCIDADE MÉDIA de GRUPO (km/s)	DESVIO PADRÃO (km/s)
20	958	3.472	0.264
25	1617	3.397	0.261
30	1883	3.658	0.224
35	2031	3.702	0.209
40	2023	3.756	0.176
45	2019	3.795	0.155
50	1990	3.818	0.130
55	1914	3.829	0.118
60	1899	3.834	0.114
65	1904	3.829	0.109
70	1967	3.824	0.105
75	1757	3.816	0.105
80	1595	3.808	0.105
85	1582	3.796	0.409
90	1339	3.787	0.105
95	1328	3.776	0.105
98	1074	3.771	0.105

9. CONCLUSÕES

Processamos 144 registros da estação sismográfica de Belém (BEB), localizada ao Norte do Brasil, calculando a velocidade de grupo para diversas trajetórias. É a primeira vez que uma quantidade tão grande de dados de BEB, é processado.

Problemas foram determinados com os registros da estação de Belém (BEB) que podem estar relacionados com o mal funcionamento do relógio e na calibração da estação, o que deve ter gerado o baixo nível de aproveitamento dos registros sismográficos da mesma.

Com os bons registros, através do processo de inversão da velocidade de grupo, determinamos a espessura da crosta no intervalo de 25 a 50 km de profundidade. As trajetórias consideradas nesses caso incluem parte das regiões dos Andes, Bacia Amazônica e Escudo Brasileiro. Para as trajetórias especificamente sob a Bacia Amazônica determinamos a descontinuidade mais significativa em termos de velocidade de onda cisalhante no intervalo de 40 a 43 km de profundidade, o qual definimos como sendo o Moho. Já para as trajetórias com parte oceânica, determinamos descontinuidades em 15 e 25 km de profundidade. A primeira descontinuidade sendo a mais significativa, então entendemos como sendo o Moho.

Mostramos também que agora temos organizado uma grande quantidade de dados de velocidade de grupo das ondas Rayleigh para o harmônico fundamental publicados anteriormente na literatura geofísica. Nossas medidas de velocidade de grupo foram adicionadas às da literatura, com o objetivo final de construirmos um mapa de espessura da crosta na placa Sul-Americana, baseada na inversão deste grande conjunto de dados.

Foram processados 859 sismos e selecionados 610 sismos registrados nas estações sismográficas que fazem parte da rede DWWSSN localizadas na América do Sul e na África. As curvas de velocidade de grupo foram agrupadas levando em consideração o critério da direção azimutal. O índice de aproveitamento dos dados corresponde a mais de 80%, isto indica a boa qualidade dos dados e o bom funcionamento das estações sismográficas envolvidas.

As curvas médias de velocidade de grupo foram invertidas para se obter o modelo de ondas cisalhantes em profundidade. Com os resultados da inversão para as diversas trajetórias continentais estudadas foi possível determinar modelos da estrutura em subsuperfície para a América do Sul e para trajetórias envolvendo ainda regiões do Oceano Atlântico. Mostrando,

no caso da parte Oeste da América do Sul, uma descontinuidade clara em aproximadamente 45 km de profundidade. Esta descontinuidade pode caracterizar um valor médio de limite de separação crosta e manto superior, ou seja, o Moho para a porção Oeste da América do Sul.

Para as trajetórias oceânicas que cruzam o Oceano Atlântico Sul, determinamos uma descontinuidade: em 15 km de profundidade identificamos a interface como sendo o Moho. O valor médio de profundidade para o Moho é de 15 km para as regiões estudadas no Oceano Atlântico.

Também utilizamos os registros das estações digitais CDCB e PPDB que cruzam províncias geológicas importantes como as Bacias sedimentares do Paraná e do Parnaíba. Como os resultados da inversão determinamos os modelos de velocidade da onda cisalhante, com as descontinuidades entre 39 e 42 km de profundidade para as trajetórias continentais e para as trajetórias oceânicas em 15 km de profundidade.

Para resumir os resultados obtidos no Capítulo 8, decidimos analisar separadamente os perfis obtidos em profundidade para os pontos do modelo de velocidade localizados na América do Sul. Para isto, utilizamos o seguinte procedimento: para os pontos representando blocos em áreas oceânicas, fixamos o valor da profundidade do Moho em 12 km. Para os demais pontos, localizados no continente, utilizamos o critério normalmente empregado na análise destas curvas, com a variação de velocidade de ondas S para valores superiores a 4.1 km/st, indicando a passagem para o manto. Feita esta análise para todos os pontos do modelo de blocos medindo 10 x 10 graus, plotamos os resultados de profundidade do Moho, onde podemos ver que as maiores espessuras da crosta são localizadas na região dos Andes, havendo espessuras superiores a 40 km na área da Bacia Amazônica (porção central) e em parte da Bacia do Parnaíba. Tanto na porção central do Escudo Brasileiro e na porção referente ao Escudo das Guianas, a espessura varia entre 30 e 40 km. Esperamos que tal resultados possam ser melhorados em resolução lateral em trabalhos futuros. Tendo em vista, no entanto, que tal mapa é o primeiro para a espessura crustal da América do Sul a ser produzido, esperamos ter contribuído para o avanço do conhecimento geofísico e geológico desta região com este trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AKI, K., & LEE, W. H. K., 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from earthquakes, 1, A homogeneous initial model. **J. Geophys. Res.**, 81: 4381-4399.
- AKI, K. & RICHARDS, P. 1980. **Quantitative seismology: Theory and methods**. W. H. Freeman and Co.
- AKI, K., CHRISTOFFERSON, A.; HUSEBYE, E. S. 1977. Three-dimensional seismic structure of the lithosphere. **J. Geophys. Res.**, 82: 277-296.
- ALEXANDER, S., 1963. **Surface wave dispersion in the western United States**. Pasadena, Calif. Inst. Tech. . 242 p. Thesis (PhD). Calif. Inst. Tech, 1963.
- ANDERSON, D. L. & TOKSÓZ, M., N. 1963. Surface waves on a spherical Earth, upper mantle structure from Love waves. **J. Geophys. Res.**, 68: 3478-3483.
- ANDERSON, D. L.; BEN-MENAHEN, A. ; ARCHAMBEAU, C. B. 1965. Attenuation of seismic energy in the upper mantle. **J. Geophys. Res.**, 70 : 1441-1448.
- ANSORGE, J.; EMTER, D.; FUCHS, K.. 1982 . Comparative interpretation of explosion seismic data. **J. Geophys. Res.** , 51: 69-84
- BACKUS, G. & GILBERT, F. 1967. Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems. **Geophys. J. R. Astr. Soc.**, 47: 362-371.
- BACKUS, G. & GILBERT, F. 1968. The resolving power of gross Earth data. **Geophys. J. R. Astr. Soc.**, 16: 169-205.
- BACKUS, G. & GILBERT, F. 1970. Uniqueness in inversion of inaccurate gross Earth data. **Philosophical Transactions of the Royal Soc. of London**, A 266: 123-192.
- BEN-MENAHEN, A. 1965. Observed attenuation and Q values of seismic surface waves in the upper mantle. **J. Geophys. Res.**, 70: 4641-4651.
- BEN-MENAHEN, A. & HARKRIDER, D., G. 1964. Radiation of seismic surface waves from buried dipolar point sources in a flat stratified Earth. **J. Geophys. Res.**, 69: 2605-2620.
- BERCKHEMER, H. 1956. Rayleigh-wave dispersion and crustal structure in the east Atlantic ocean basin. **Bull. Seism. Soc. Am.** , 46: 83-86.

- BHATTACHARYA, S. N. 1981. Observation and inversion of surface wave group velocities across central India. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 71:1489-1501.
- BIRCH, F. 1964. Density and composition of mantle and core. **J. Geophys. Res.**, 69: 4377-4388.
- BLOCH, S. 1969. **Surface wave dispersion in Southern Africa**. Univ. of the Witwatersand. 148 p. Thesis (PhD). Univ. of Witwatersand, 1969.
- BLOCH, S. & HALES, A., L. 1968. New techniques for the determination of surface wave phase velocities. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 58: 1021-1034.
- BOLT, C. T. 1975. **An investigation of the structure in the South Atlantic Ocean West of the Mid-Atlantic Ridge from Rayleigh Wave Dispersion**. Pennsylvania, University The Pennsylvania State University. 61 p. Thesis (Master). Pennsylvania State University, 1975.
- BOLT, B., A., & NIAZI, M. 1964. Dispersion of Rayleigh waves across Australia. **Geophys. J. R. Astr. Soc.**, 9: 21-35.
- BOTT, M. H. P. 1982. **The Interior of the Earth: Its structure, constitution and Evolution**. Londres, Elsevier. 403 p.
- BRUNE, J. N. & DORMAN J. 1963. Seismic Waves and Earth in the Canadian Sheild. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 53: 167-210.
- BULLEN, K. E. 1939. On Rayleigh waves across the Pacific Ocean. **Royal Astr. Soc. Monthly Notices. Geophys. Suppl.**, 4: 579-582.
- CARDOSO, F., A., C., M., ; ROSA, J., W., C., ; MARQUES, F., R., V. ; SANTA ROSA, A., N., C. 1994. Group velocity of fundamental mode Rayleigh waves in South America and South Atlantic and the crustal and upper mantle structure of these regions determined from the inversion of surface wave velocity data. In: INT. SYMP. ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE, São Paulo, 1994. p. 108-110.
- CARVALHO, M. A. 1995. Lithosphere structure of the South American Plate from Dispersion of surface waves. In: CONG. INT. DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 4. v.1, p. 1064-1067.

- CHANDRA, U. 1970. Analysis of body wave spectra for earthquake energy determination. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 60: (2) 539-563.
- CHEN, J. J. 1985. **Lateral variation of surface wave velocity And Q structure beneath north America**. Missouri, Saint Louis University. 110 p. Thesis (PhD). Saint Louis, 1985.
- CISTERNAS, A. 1961. Crustal struture of the Andes from Rayleigh wave dispersion. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 51: (3) 381-388.
- CROSSON, R. S. 1976. Crustal modeling of earthquake data. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. **J. Geophys. Res.**, 81: 3036- 3046.
- DeLISLE, J. F. 1941. On dispersion of Rayleigh waves from the North Pacific earthquake of november 10, 1938. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 31: 303-308.
- DER, Z., A.; MASSE, R.; LANDISMAN, M. 1970. Effects of observational erros on the resolution of surface waves at intermediate distances. **J. Geophys. Res.**, 75: 3399-3409.
- DEWART, G. & TOKSÖZ, M. 1965. Crustal structure in East Antarctica from surface wave dispersion. **J. Geophys. Res.** , 62: 1706-1711.
- DORMAN, J., 1963. Modelo oceânico 8099. **J. Geophys. Res.** , 64: 2304-2311.
- DZIEWONSKI, A.; BLOCH, S.; LANDISMAN, M. 1969. A Technique for the analysis of transient seismic signal. **Bull. Seism. Am.**, 59:(1), 427-444.
- FORSYTH, D. W. 1973. **Anisotropy and the structural evolution of the oceanic upper mantle**. Cambridge, Mass. Ins. of Tech. . 253 p. Thesis (PhD). Mass. Ins. of Tech., 1973.
- FORSYTH, D. W. 1975. The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle. **Geophys J. R. Astr. Soc**, 43: 103-162.
- FORSYTH, D. W. 1977. The evolution of the upper mantle beneath mid-ocean ridges. **Tectonophysics**, 38: 89-118.
- FRANKLIN, J. N. 1970. Well-posed stochastic extension of ill-posed linear problems. **J. Math. Anal. Appl.**, 31: 682-716.
- GABRIEL, V. G. & KUO, J. T.. 1966. High Rayleigh wave phase velocities for the New Delhi, India-Lahore, Pakistan profile. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 56: 1137.
- GILBERT, F. & BACKUS, G. 1966. Propagator matrices in elastic wave and vibration problems. **Geophysics**, 31: 326-332.

- GUMPER, F. & POMEROY, P. 1970. Seismic wave velocities and Earth structure on the African continent. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 60: 651-668.
- GUPTA, H. K. & H. NARAIN. 1967. Crustal structure in the Himalayan and Tibet Plateau region from surface wave dispersion. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 57: 235-248.
- GUTENBERG, B. 1913. Über die konstitution des erdinnem erschlossen aus erdbebenbeobachtungen. **Zeitschrift für Geophysik** , 14: 1217-1218.
- GUTENBERG, B. 1959. **Physics of the Earth's interior**. N.Y., Academic Press, Inc.. 240 p.
- HADAMARD, J. 1902. Sur les problèmes aux dérivées partielles et leur signification physique. **Bull. Princeton Univ.**, 13: 1-20.
- HAGIWARA, T. 1958. A note on the theory of the eletromagnetic seismograph. **Bull. Earthq. Res. Inst.**, 36: 139-164.
- HARKRIDER, D. G. & ANDERSON, D. L. 1966. Surface wave energy from point sources in plane layered Earth models. **J. Geophys. Res.**, 71: 2967-2980.
- HASKELL, N. A. 1953. The dispersion of surface waves in multilayered media. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 43: 17-34.
- HASKELL, N. A. 1964. Radiation pattern of waves from point sources in a multi-layered medium. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 54: 377-394.
- HERRMANN, R. B. 1972. **Computer programs in earthquake seismology**. Missouri, Saint Louis University. 185 p.
- HERRMANN, R. B. 1973. Some aspect of band-pass filtering of surface waves. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 63: 665-671.
- HILDEBRAND, F. B. 1952. **Methodos of applied mathematics**. New Jersey, Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 362 p.
- HUNKINS, K. & KUO, J. T. 1965. Surface wave dispersion in the Tonga-Fiji region. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 55: 135-145.
- HWANG, H.J. & MITCHELL, B. J. 1987. Shear velocities, Q , and frequency dependence of Q in stable and tectonically active regions from surface wave observations. **Geophys. J. R. Astr. Soc.** , 90: 575-613.
- JACKSON, D. , D.. 1972. Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data. **Geophys. J.**, 28: 97-109.

- JAMES, D. E. 1971a. Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 82 : 3325-3346.
- JAMES, D. E. , 1971b. Andean crustal and upper mantle structure. **J. Geophys. Res.** , 76: 3246-3271.
- JAMES, D. E. & LINDE, L. T. 1971. A source of major errors in the digital analysis of world wide standard station seismogram. **Bull. Seism. Soc. Am.** , 61: 723-728.
- JAMES, D. E.; ASSUMPÇÃO, M.; SNOKE, A.; RIBOTTA, L., C.; KUEHNEL, R. 1993. Seismic studies of continental lithosphere beneath SE Brazil. **Anais Academia Brasileira de Ciência**, 2: 227-250.
- JAMES, D. E., SNOKE, J. A., VANDECAR, J. 1994. Subduction zone to craton: Deep lithospheric structure beneath South America along 20 s. **Fall Meeting**, 1: 462-462.
- JEFFREYS, H. 1961. Small correction in the theory of surface waves. **Geophys. J. R. Astr. Soc.**, 6: 115-117
- JORDAN, T. H. 1981. Global tectonic regionalization for seismological data analysis. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 71: 1131-1141.
- JORDAN, T., H. & FRANKLIN, J. 1971. Optimal solutions to a linear inverse problem in geophysics. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, 70: 291-293.
- KISSLINGER, C. 1967. **Seismological Instrumentation**. Tóquio, Inter. Inst. Seism. and Earthq. Engineering. 142 p.
- KNOPOFF, L. 1972. Observation and inversion of surface-wave dispersion. **Tectonophysics**, 13: 497-519.
- KNOPOFF, L. S; MULLER, W; PILANT, L. 1966. Structure of the crust and upper mantle in the Alps from the phase velocity of Rayleigh waves. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 56: 1009-1044.
- KOVACH, R. L. 1959. Surface wave dispersion for an asio-african and a eurasian path. **J. Geophys. Res.**, 64: 805-813.
- KOVACH, R. L. & PRESS, F. 1961. Rayleigh wave dispersion and crustal structure in the Eastern pacific and indian ocean. **Geophys. J. R. Astr. Soc.** , 4: 202-216.
- LANCZOS, C. 1956. **Applied Analysis**. New Jersey, Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 132 p.
- LANDISMAN, M. ; DZIEWONSKI, A. ; SATÔ, Y. 1969. Recent improvements in the analysis of surface wave observations. **Geophys. J. R. Astr. Soc.** , 17: 369-403.

- LAWSON, C. L. & HANSON, D. L. 1974. **Solving least squares problems**. New Jersey, Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 233 p.
- LAZCANO, J. O. 1972. **Estructura del escudo brasileño a partir de la dispersion de ondas superficiales**. Universidad de Chile, Facultad de Ciências Físicas Y Matemáticas, Departamento de Geofísica, Sismología Y Geodesia. 66 p.
- LEVEQUE, J. J. 1980. Regional upper mantle S-velocity models from phase velocities of great-circle Rayleigh waves. **Geophys. J. R. Astr. Soc.**, 63: 2343.
- LUOSTO, U. 1965. Phase velocities of Rayleigh waves in Southern Fennoscandia. **Geophysica**, 9: 167-172.
- MASSÉ, R. P. . 1973. Shear velocity distribution beneath the Canadian shield. **J. Geophys. Res.**, 78: 6943-6950.
- McERILLY, T. V. 1964. Central U. S. crust-upper mantle structure from Love e Rayleigh wave phase velocity inversions. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 82, 54: 1997-2015.
- MEISSNER, R. & STREHLAU, J. 1982. Limits of stresses in continental crust and their relation to depth-frequency distribution of shallow earthquakes. **Tectonics**, 1: 73-89.
- MENKE, W.. 1984. **Geophysical data analysis: discrete inverse theory**. Orlando, Academic Press. 141p.
- MIANO, S. C.. 1993. Estudo da dispersão de ondas Rayleigh na Placa Sul-Americana Observatório Nacional. 70 p . Tese (Mestrado). 1993.
- MIANO, S. C. & ROSA, J. W. 1993. Estudo da dispersão de ondas Rayleigh na Placa Sul-Americana. In: CONG. BRAS. DE GEOFÍSICA, 3., Rio de Janeiro, 1993. SB Gf . v. 1, p 700-707.
- NAG, S. K. 1969. Surface wave dispersion and crustal structure in Asia-Indo-Pakistan sub-continent. **Indian J. Met. Geophys.** : 279-282.
- NAGAMUNE, T. 1956. On the travel time and the dispersion of surface waves (II). **Geophys. Mag**, 27: 93-104.
- NOPONEM, I. 1966. Surface wave phase wave velocities in Finland. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 56: 1093-1104.
- OCAL, N. 1965. The dispersion of surface waves and crustal structure in African continent. **Pure and Applied Geophys.**, 60: 74-79.
- OCOLA, L., C.; MEYER, R. P.; ALDRICH, L., T.. 1971. Gross crustal structure under

- OKAL, E. A. 1977. The effect of intrinsic oceanic upper-mantle heterogeneity on regionalization of long-period Rayleigh-wave phase velocities. **Geophys. R. Astr. Soc.**, 49: 357-370.
- OLIVER, J. 1962. A Summary of observed seismic surface wave dispersion. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 52: 81-86.
- OLIVER, J. & M. EWING. 1958. Normal modes of continental surface waves. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 48: 33-50.
- OLIVER, J.; DORMAN J; SUTTON G. 1959. The second shear mode of continental Rayleigh waves. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 49: 379-389.
- OLIVER, J.; EWING, M; PRESS, F. 1955. Coastal structure and surface-wave dispersion. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 1: 913-946.
- OPPENHEIM, A. V. & SCHAFER, R. W. 1989. **Discrete-time signal processing**. New Jersey, Prentice Hall, Englewood Cliffs. 879 p.
- OSAGIE, E. O. 1986. Anelasticity of the crust and upper mantle of South America from the inversion of observed surface wave attenuation. **Geophys. J. R. astr. Soc.**, 86: 117.
- PANIAGUA, R. D. A. 1984. **Dispersão de ondas de superfície na placa Sul-Americana**, S. Paulo, Universidade de São Paulo. Inst. de Geociências. 71 p. Tese (Doutorado) Ins. de Geociências, USP, 1984.
- PATTON, H., J. . 1978. **Source and propagation effects of Rayleigh waves from central Asian earthquakes**. Cambridge, Mass. Inst. of Tech.. 342 p. Thesis (PhD). Mass. Inst. of Tech., 1978.
- PATTON, H., J.. 1980. Reference point equalization method for determining the source and path effects of surface waves. **J. Geophys. Res.**, 85: 821-848.
- PENNA, D., E.. 1994. **Zoneamento da plataforma Sul-Americana através da dispersão das ondas de superfície**. Belém, UFPa. Centro de Geociências. 90 p. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geofísica. Centro de Geociências, UFPa, 1994.
- PENNA, D. E. P.; SANTA ROSA, A. N. C.; LEITE, L. W. B. 1993. Zoneamento da plataforma Sul-Americana através da dispersão das ondas de superfície. In: CONG. BRAS. DE GEOF., 3., Rio de Janeiro, 1993. SBGf. v 1. p. 684-687.
- PILANT, W., L.. & KNOPOFF, L.. 1964. Observations of multiple seismic events. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 54: 19-39.

- OKAL, E. A. 1977. The effect of intrinsic oceanic upper-mantle heterogeneity on regionalization of long-period Rayleigh-wave phase velocities. **Geophys. R. Astr. Soc.**, 49: 357-370.
- OLIVER, J. 1962. A Summary of observed seismic surface wave dispersion. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 52: 81-86.
- OLIVER, J. & M. EWING. 1958. Normal modes of continental surface waves. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 48: 33-50.
- OLIVER, J.; DORMAN J; SUTTON G. 1959. The second shear mode of continental Rayleigh waves. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 49: 379-389.
- OLIVER, J.; EWING, M; PRESS, F. 1955. Coastal structure and surface-wave dispersion. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 1: 913-946.
- OPPENHEIM, A. V. & SCHAFER, R. W. 1989. **Discrete-time signal processing**. New Jersey, Prentice Hall, Englewood Cliffs. 879 p.
- OSAGIE, E. O. 1986. Anelasticity of the crust and upper mantle of South America from the inversion of observed surface wave attenuation. **Geophys. J. R. astr. Soc.**, 86: 117.
- PANIAGUA, R. D. A. 1984. **Dispersão de ondas de superfície na placa Sul-Americana**, S. Paulo, Universidade de São Paulo. Inst. de Geociências. 71 p. Tese (Doutorado) Ins. de Geociências, USP, 1984.
- PATTON, H., J. . 1978. **Source and propagation effects of Rayleigh waves from central Asian earthquakes**. Cambridge, Mass. Inst. of Tech.. 342 p. Thesis (PhD). Mass. Inst. of Tech., 1978.
- PATTON, H., J. 1980. Reference point equalization method for determining the source and path effects of surface waves. **J. Geophys. Res.**, 85: 821-848.
- PENNA, D., E.. 1994. **Zoneamento da plataforma Sul-Americana através da dispersão das ondas de superfície**. Belém, UFPa. Centro de Geociências. 90 p. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geofísica. Centro de Geociências, UFPa, 1994.
- PENNA, D. E. P.; SANTA ROSA, A. N. C.; LEITE, L. W. B. 1993. Zoneamento da plataforma Sul-Americana através da dispersão das ondas de superfície. In: CONG. BRAS. DE GEOF., 3., Rio de Janeiro, 1993. SBGf. v 1. p. 684-687.
- PILANT, W., L. & KNOPOFF, L.. 1964. Observations of multiple seismic events. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 54: 19-39.

- PRESS, F. ; EWING, M; OLIVER, J.. 1956. Crustal structure and surface-wave dispersion in Africa. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 46: 97-103.
- PUJOL, J. M. 1982. **Rayleigh waves spectral studies of some Alaskan intraplate earthquakes**. ASKA, Fairbanks. 78 p. Thesis (Master). Fairbanks, 1982.
- ROMANOWICZ, B., A.. 1982. Lateral heterogeneity in continents: moment-tensor inversion of long-period surface waves and depth resolution of crustal events; body-wave modeling and phase-velocity calibrations. **Phys. Earth Planet. Inter.**, 30: 269-271.
- ROSA, J. W. C. 1986. **A global study on phase velocity, group velocity and attenuation of Rayleigh waves in the period range 20 to 100 seconds**. Cambridge, Mass. Inst. of Tech. . 859 p. Thesis (PhD). Mass Inst. 1986.
- ROSA, J. W. C. 1993. Regional Surface Wave Studies in South America. In: **CONG. BRAS. DE GEOF.**, 3. , Rio de Janeiro, 1993. SBGf. v. 2, p. 1031-1036.
- ROSA, J. W. C. & AKI, K. 1991a. Global compilation of phase and group velocities of fundamental mode Rayleigh waves in the period range 20 to 100 seconds. **Rev. Brasileira de Geofisica**, 9: 223-248.
- ROSA, J. W. C. & AKI, K. 1991b. Global inversion of phase and group velocities of fundamental mode Rayleigh waves in the period range 20 to 100 seconds. **Rev. Brasileira de Geofisica**, 9: 249-273.
- ROSA, J. W. C. & GUERREIRO, S. D. C. 1993. Group velocity dispersion of Rayleigh waves recorded by BDF and the crustal and upper mantle structure of the South America plate. **J. South American Earth Sciences**, p 120.
- ROSA, J. W. C. ; FUCH, R. F. ; S., E. R. 1993. Regionalized Rayleigh waves global dispersion models. **Eos. Transactions American Geophysical Union**, 73: p 199.
- RUSSELL, D., R. 1980. **Constrained inversion techniques applied to surface wave analysis**. El Paso. University of Texas at El Paso. 130 p. Thesis (Master) Univ. of Texas at El Paso.
- RUSSELL, D. R. 1987. **Multi-channel processing of dispersed surface waves**. Missouri, Saint Louis University. 107 p. Thesis (PhD). Saint Louis Univ. 1987.
- RUSSELL, D. R. ; HERRMANN, R. B. ; HWANG, H. J. 1988. Application of frequency variable filters to surface-wave amplitude analysis. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 78: 339-354.

- SATO, Y. & SANTO, T. A. 1969. World-wide distribution of the group velocity of Rayleigh wave as determined by dispersion data. **Bull. Earthq. Res. Inst.**, 47: 31-41.
- SAITO, M. 1967. Excitation of free oscillations and surface waves by a point source in a vertically heterogeneous Earth. **J. Geophys. Res.**, 72: 3689-3699.
- SANTA ROSA, A. N. C. 1989. **Dispersão das ondas de Rayleigh na plataforma Sul-Americana**. Belém, UFPa. Centro de Geociências. 69 p. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Centro de Geociências, UFPa, 1989.
- SANTA ROSA, A. N. C. & LEITE, L. W. B. 1988. Medidas de dispersão das ondas de superfície de Rayleigh na plataforma Sul-americana. In: CONG. BRAS. DE GEOL., 35., Belém, 1988. Belém, SBGf. v. 4, p. 1500-1509.
- SANTA ROSA, A. N. C. & LEITE, L. W. B. 1989. Modelamento da crosta na plataforma Sul-Americana usando as ondas de superfície de Rayleigh-z. In: CONG. BRAS. GEOF. 1., Rio de Janeiro, 1989. Rio de Janeiro, SBGf. v. 1, p 332-337.
- SANTA ROSA, A. N. C. & ROSA, J. W. C. 1994. Group velocity of fundamental mode Rayleigh waves recorded by the seismological station of Belém, northern Brazil, and a compiled data set of phase and group velocity measurements on great circle paths including South America, South Atlantic and the Nazca plate regions. In: INT. SYMP. ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE, São Paulo, 1994. p. 142-144.
- SANTA ROSA, A. N. C.; LEITE, L. W. B.; PENNA, D. E. P. 1993. Zoneamento da plataforma Sul-Americana através da atenuação e do Fator de Qualidade. In: CONG. BRAS. GEOF., 3., Rio de Janeiro, 1993. Rio de Janeiro, SBGf. v.1, p. 678-683.
- SANTO, T. A. 1960a. Observation of surface waves by Columbia-type seismograph installed at Tsukuba station, Japan (part I) - Rayleigh wave dispersion across the oceanic basin. **Bull. Earthq. Res. Inst.**, 38: 219-240.
- SANTO, T. A. 1960b. Rayleigh wave dispersion across the oceanic basin around Japan (part II). **Bull. Earthq. Res. Inst.** , 38: 385-401.
- SANTO, T. A. 1960c. Rayleigh wave dispersion across the oceanic basin around Japan (part III)- On the crust of the south-western Pacific ocean. **Bull. Earthq. Res. Inst.**, 39: 1-22.

- SANTO, T. A. 1961a. Division of the South-Western Pacific area into several regions in each of which Rayleigh waves have the same dispersion characters. **Bull. Earthq. Res. Inst.**, 39: 707-729.
- SANTO, T. A. 1961b. Division of the south-western Pacific area into several regions in each of which Rayleigh waves have the same dispersion characters. **Bull. Earthq. Res. Inst.**, 39: 603-630.
- SANTO, T. A. 1962a. Dispersion of surface waves along various paths to Uppsala, Sweden. **Annali di Geifisica**, 15: 245-276.
- SANTO, T. A. 1962b. Dispersion of surface waves along various paths to Uppsala, Sweden. **Annali di Geifisica**, 16: 145-206.
- SANTO, T. A. 1963. Division of the Pacific area into seven regions in each of which Rayleigh waves have the same group velocities. **Bull. Earthq. Res. Inst.**, 41: 719-741.
- SANTO, T. A. 1967. Lateral variation of Rayleigh wave dispersion character- Part IV: The Gulf of Mexico and Caribbean Sea. **Bull. Earthq. Res. Inst.**, 45: 963-971.
- SANTO, T. A. & BATH, M. 1963. Crustal struture of Pacific ocean area from dispersion of Rayleigh waves. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 53: 151-165.
- SANTO, T. A. & SATO Y. 1966. World-wide survey of the regional characteristics of group velocity dispersion of Rayleigh waves. **Bull. Earthq. Res. Inst.**, 44: 939-964.
- SAYER, S. ; SNOKE J. A. ; JAMES, D. E. 1991. Preliminary results on lateral strutral variation in the Brazilian shield from surface wave dispersion , **Eos. Transctions American Geophysical Union** , 72: 347.
- SCHWAB, F. & KNOPOFF, L. 1970. Surface-wave dispersion computations. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 60: 321-344.
- SHECHKOV, B. 1972. Group velocities of surface waves on trajectories in Eurasia. **Izv. Phys. Solid Earth**, 8: 505.
- SHERBURNE, R. W. 1975. **Crust-mantle struture in continental South America and its relation to sea floor spreading**. Pennsylvania, Pennsylvania State University. 70 p. Thesis (PhD). Pennsylvania State University, 1975.
- SHURBET, D. H. . 1960. The effect of the Gulf of Mexico on Rayleigh wave dispersion. **J. Geophys. Res.**, 65: 1251-1255.

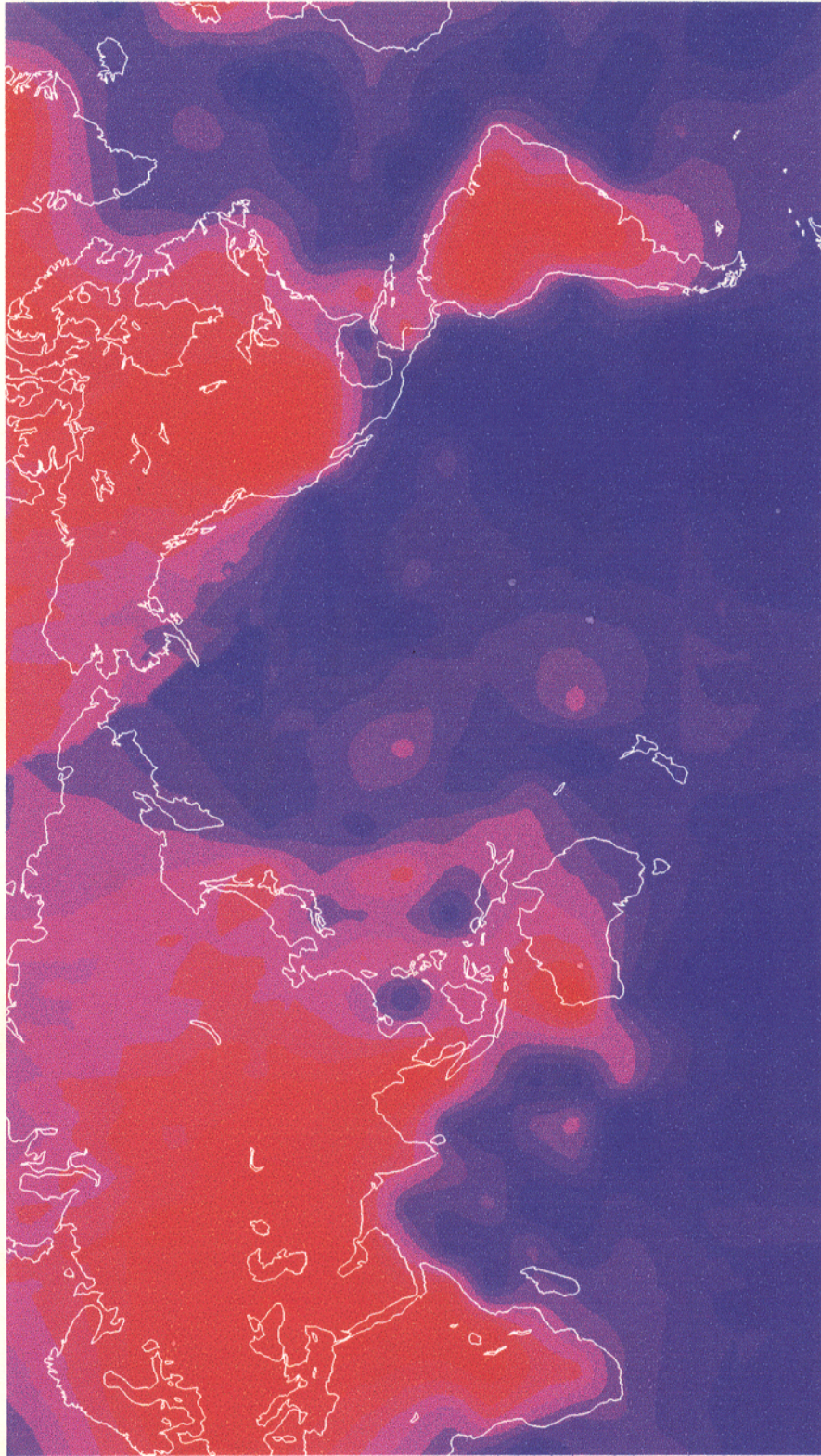
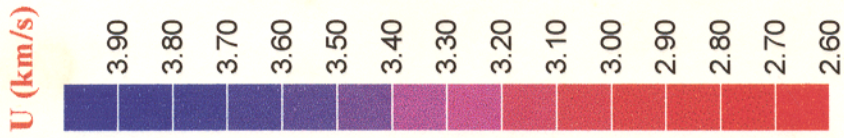
- SNEFF, S. 1965. **A fast new method for frequency filter analysis of surface waves: application in the west Pacific.** MIT Lincoln Lab unpublished manuscript, Cambridge, 43 p.
- SNOKE, J. A. & JAMES, D. E. 1994. Structure of the crust and upper mantle beneath Southern Brazil along 20° S latitude from surface wave inversion, **Fall Meeting**, p. 462.
- SOURIAU, A. & SOURIAU, M. 1983. Test of tectonic models by great circle Rayleigh waves. **Geophys. J. R. astr. Soc.**, 73: 533-551.
- SOURIAU, A.; CORREIG, A. M.; SOURIAU, M. 1980. Attenuation of Rayleigh waves across the volcanic area of the massif central, France. **Phys. Earth and Planet. Inter.**, 23: 62-71.
- SOUZA, J. L. 1988. **Estrutura da crosta terrestre na região do escudo Atlântico Brasileiro**, Observatório Nacional, p 195. Tese (Mestrado). 1988.
- SOUZA, J. L. 1991. Crustal and upper mantle structures of the Brazilian coast. **Pageoph**, 136: 245-264.
- SUAREZ, G. 1982. **Seismicity, tectonics, and surface wave propagation in the central Andes.** Mass. Inst. Tech., p 260. Thesis (PhD). Mass. Inst. Tech, 1982.
- SYKES, L. R. & J. OLIVER 1964. The propagation of short-period seismic surface waves across oceanic areas, Part II - Analysis of seismograms. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 54: 1373-1415.
- TAKEUCHI, H. & SAITO, M. 1972. **Seismic surface waves, methods of computational physics.** N. Y. , Academic Press. 12: 217-295.
- TAPLEY, C. L. & TULL, J. E. 1993. **Seismic analysis code**, Washington, Inst. Seismo..
- THATCHER, W. & BRUNE, J. N. 1973. Surface waves and crustal structure in the Gulf of California region. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 63: 1689-1698.
- THOMSON, A., A. & EVISON, F., F. 1962. Thickness of the Earth's crust in New Zealand. **N. Z. J. Geol. Geophys.**, 5: 29-45.
- TIKHONOV, A. N. & ARSENIN., V. Y. 1977. **Solutions of ill-posed problems.** V. H, Winston & Sons.
- TRYGGVASON, E.. 1962. Crustal structure of the Iceland region from dispersion of surface waves. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 52: 359-388.

- TWOMEY, S. 1977. **Introduction to the mathematics of inversion in remote sensing and indirect measurements**. Amsterdam Elsevier Scientific Publishing Co.. 234 p.
- VANDECAR, J. & JAMES, D. 1994. Teleseismic travel-time inversion for P and S wave velocity structure beneath Southeastern Brazil. **Fall Meeting**, : 423.
- WANG, C. Y. 1981. **Wave theory for seismogram synthesis**. Missouri, Saint Louis Univ.. 120 p. Thesis (PhD). Saint Louis, 1981.
- WANG, C. Y. & HERMMANN, R. B. 1980. A numerical study of P, SV, and SH wave generation in a plane layered medium. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 70 : 1015-1036.
- WICKENS, A. 1971. Variations in lithospheric thickness in Canada. **Canad. J. Earth Sc.**, 8: 1154.
- WIGGINS, R. A. 1972. The general linear inverse problems implication of surface waves and free oscillations for earth structure. **Rev. Space Phys.**, 10: 251-285.
- WIGGINS, R., A. 1976. Interpolation of digitized waves. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 66: 2077-2081.
- YOSHII, T. 1975. Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate. **Earth and Plan. Sci. Lett.**, 25: 305-312.
- YU, G. K. & B. J. MITCHELL 1979. Regionalized shear velocity models of the Pacific upper mantle from observed Love and Rayleigh wave dispersion. **Geophys. J. R. Astr. Soc.**, 57: 311-341.
- ZENG, Y. ; TEMG, T. L. , AKI, K. 1989. Surface-wave mapping of the crust and upper mantle in the Arctic region. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 79: 1520-154.

ANEXOS

Anexo A

$T = 20 s$

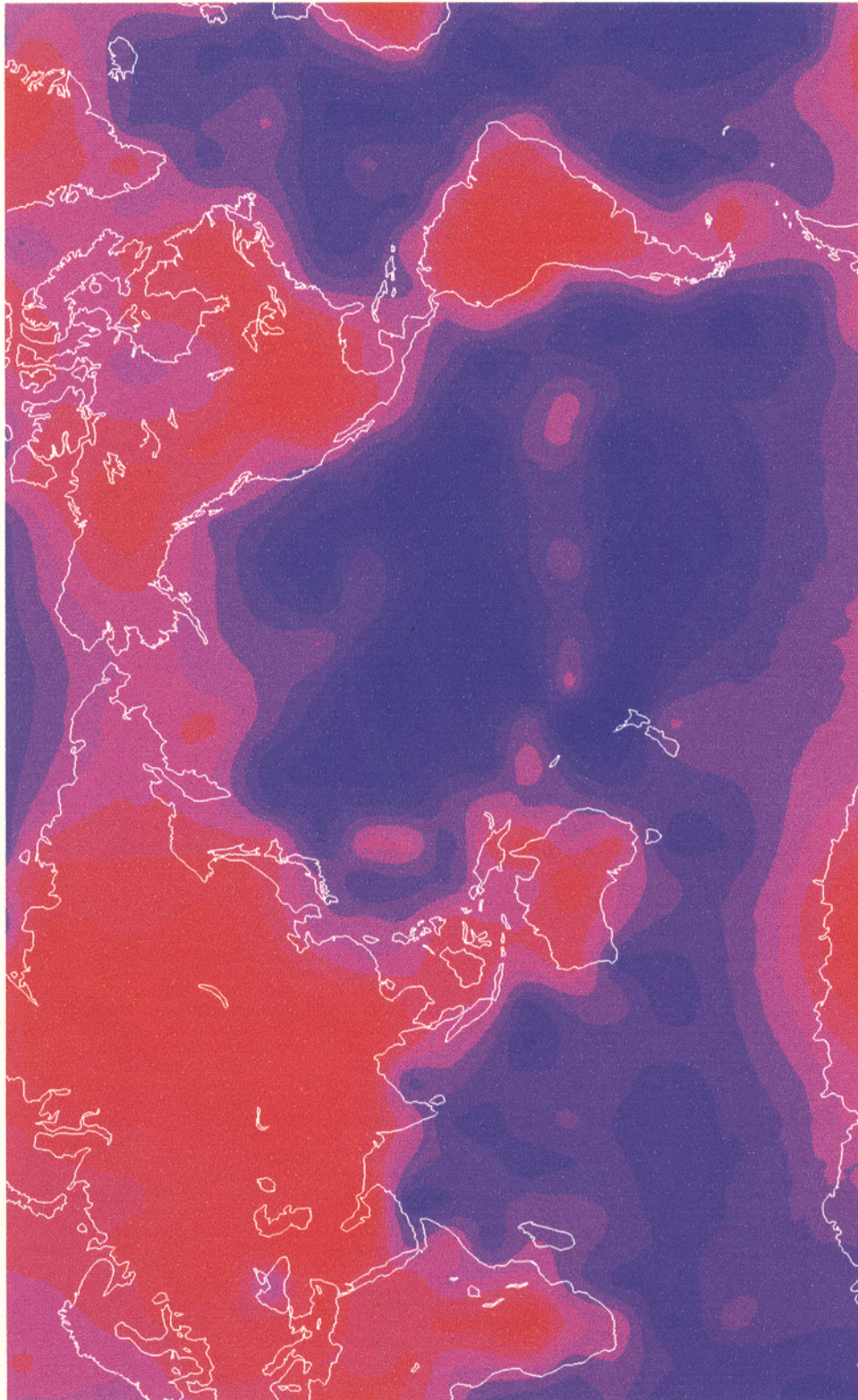


Anexo A

U (km/s)



$T = 30 \text{ s}$

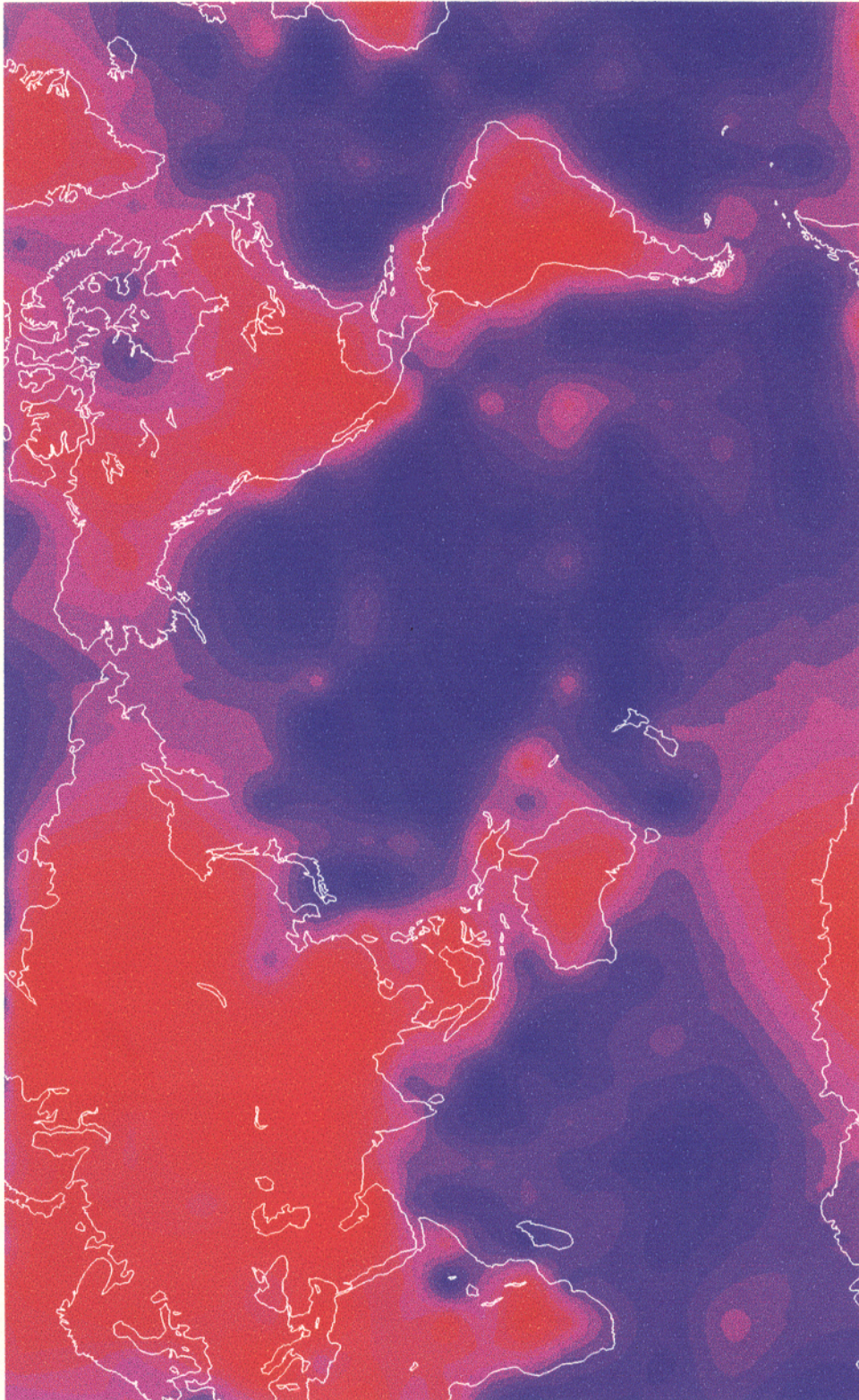


Anexo A

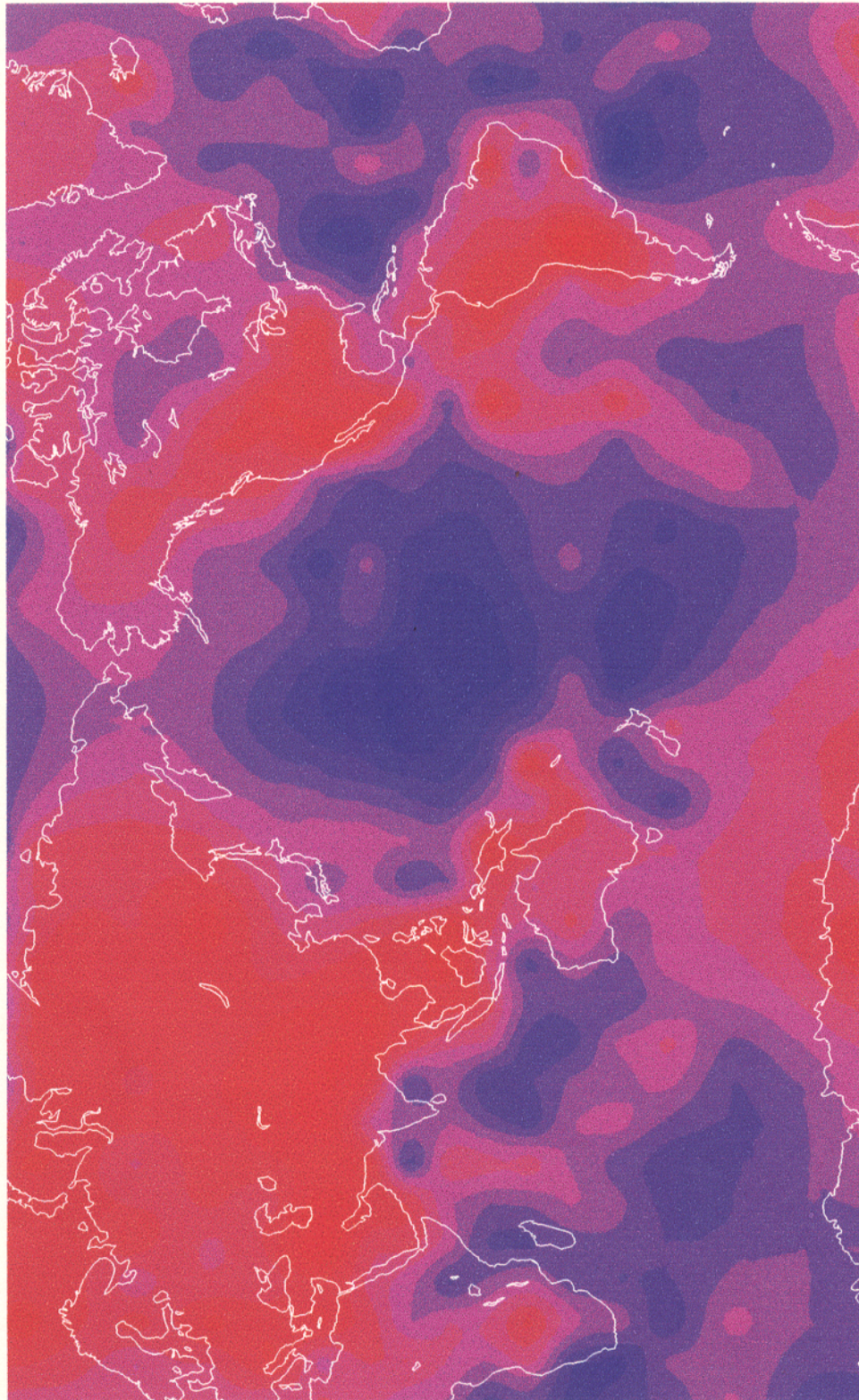
U (km/s)



T = 40 s



T = 50 s



Anexo A

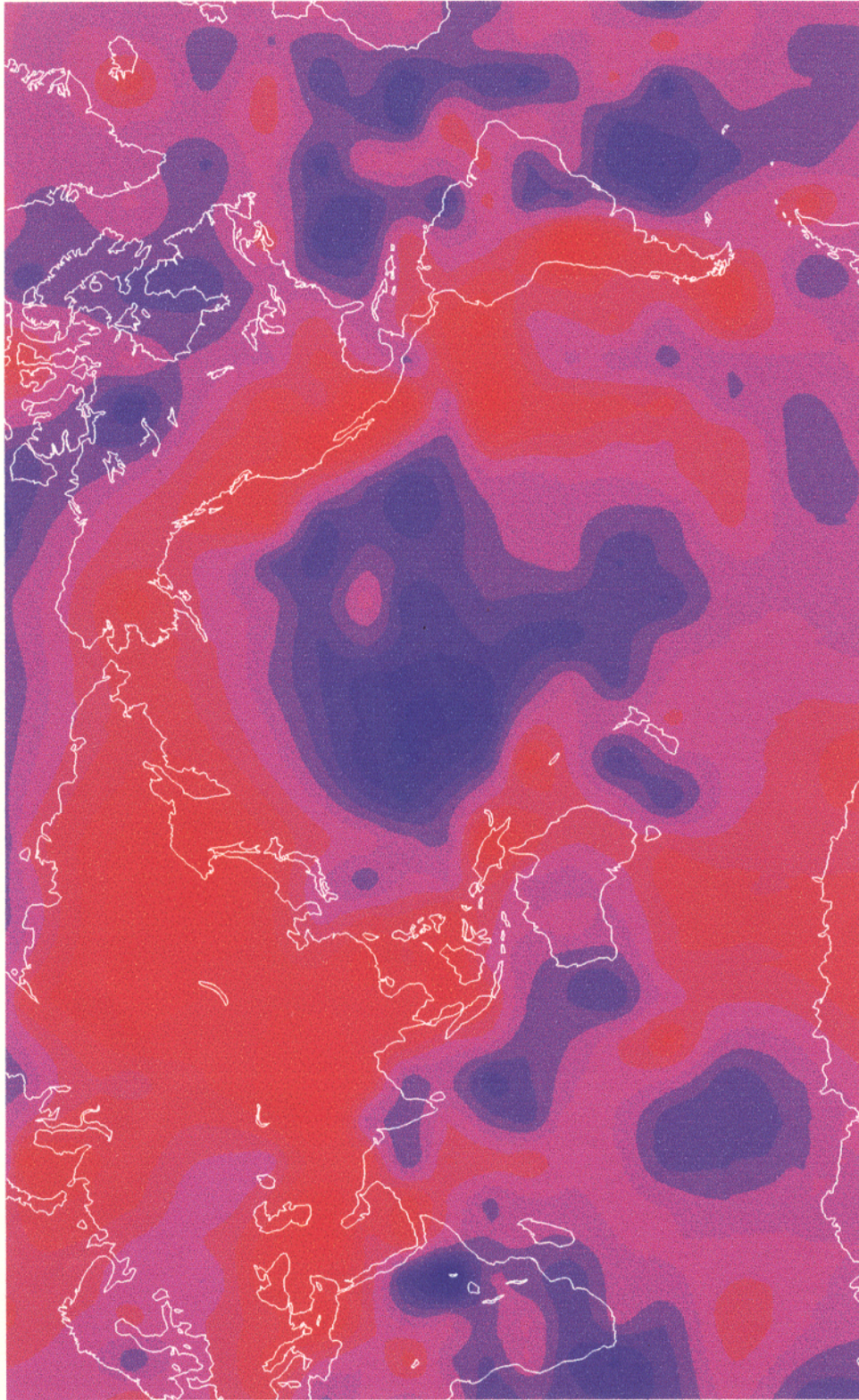
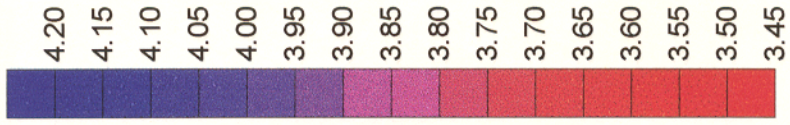
U (km/s)



Anexo A

T = 60 s

U (km/s)

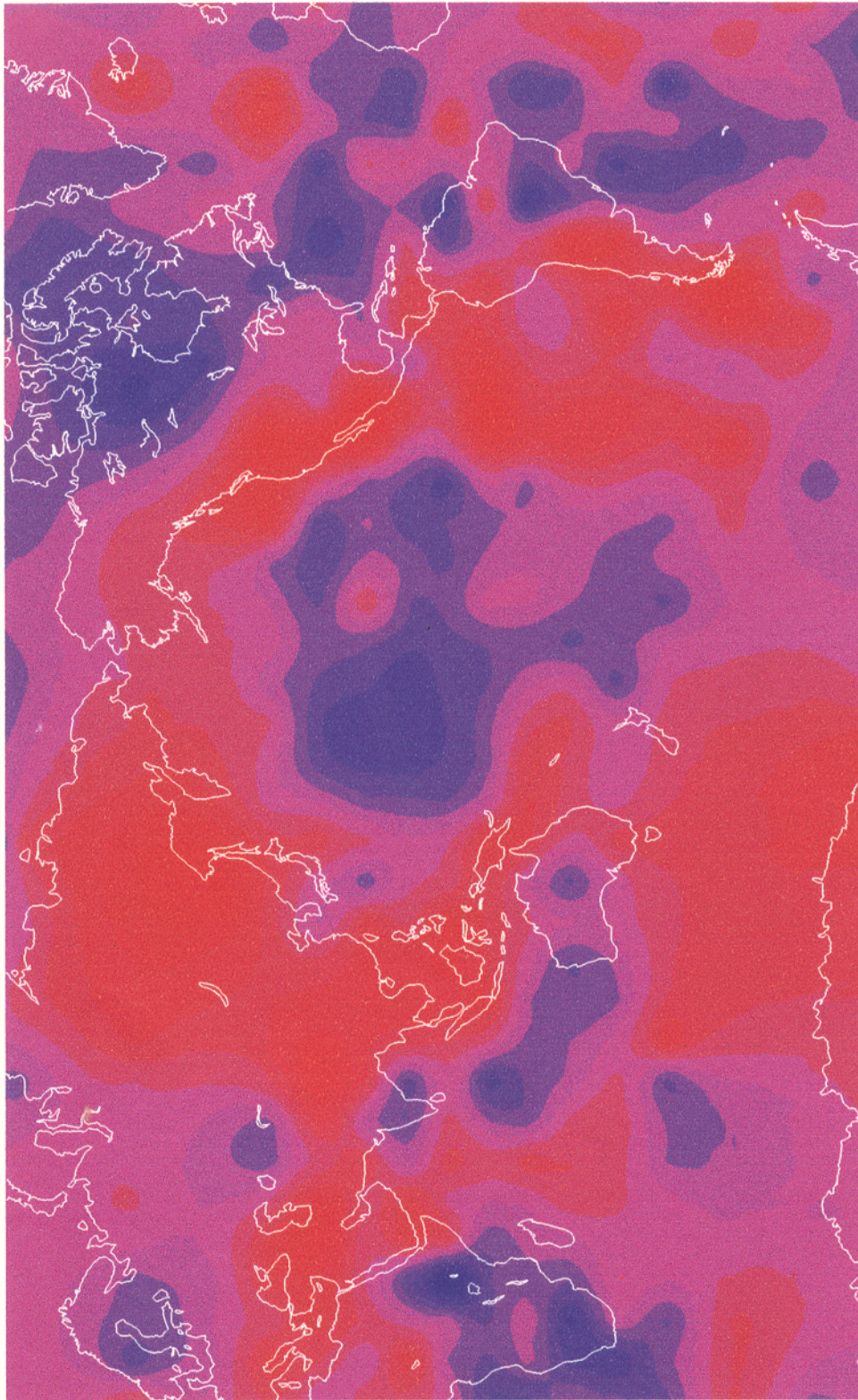


Anexo A

U (km/s)



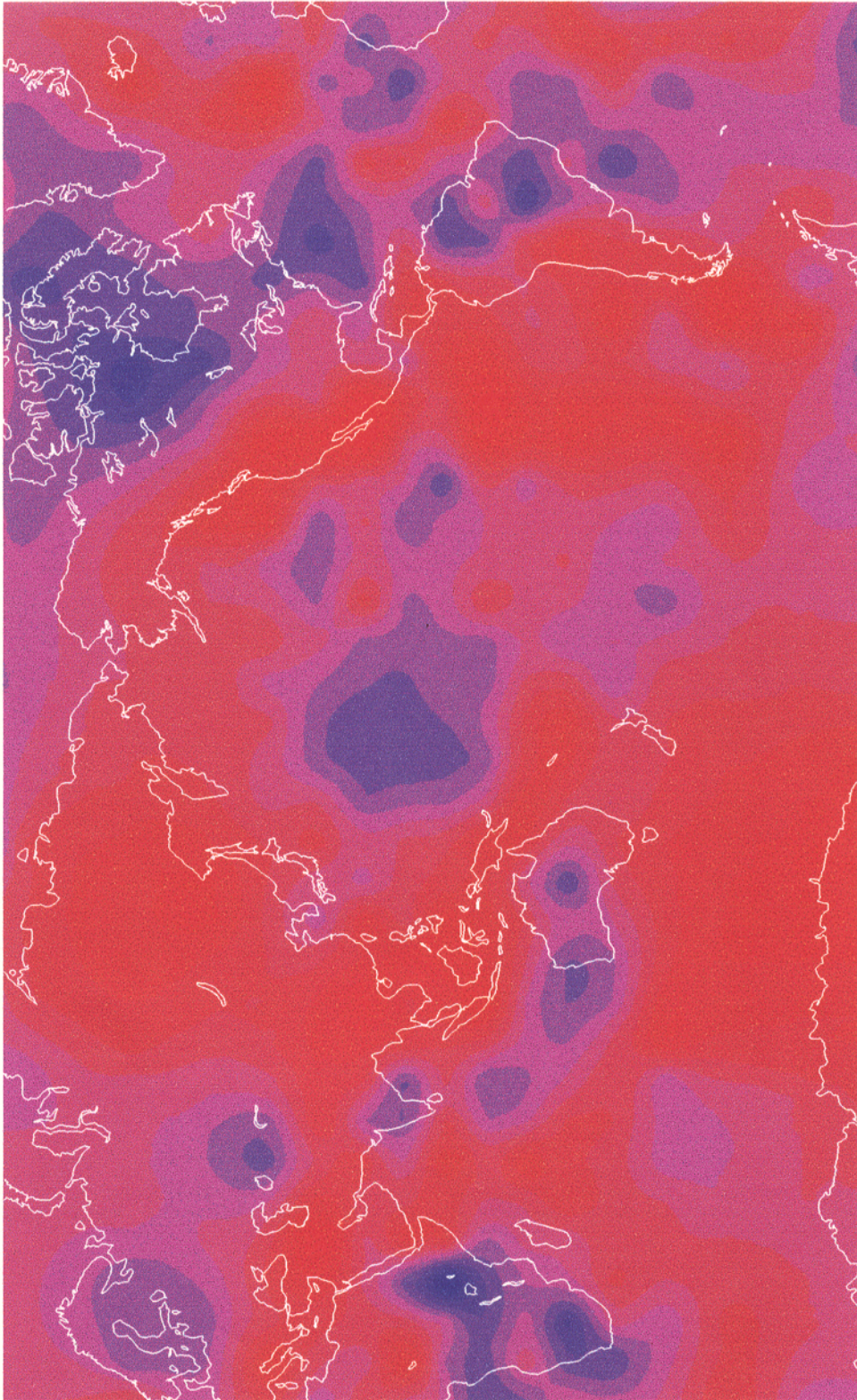
$T = 70 \text{ s}$



Anexo A

$T = 80 \text{ s}$

U (km/s)

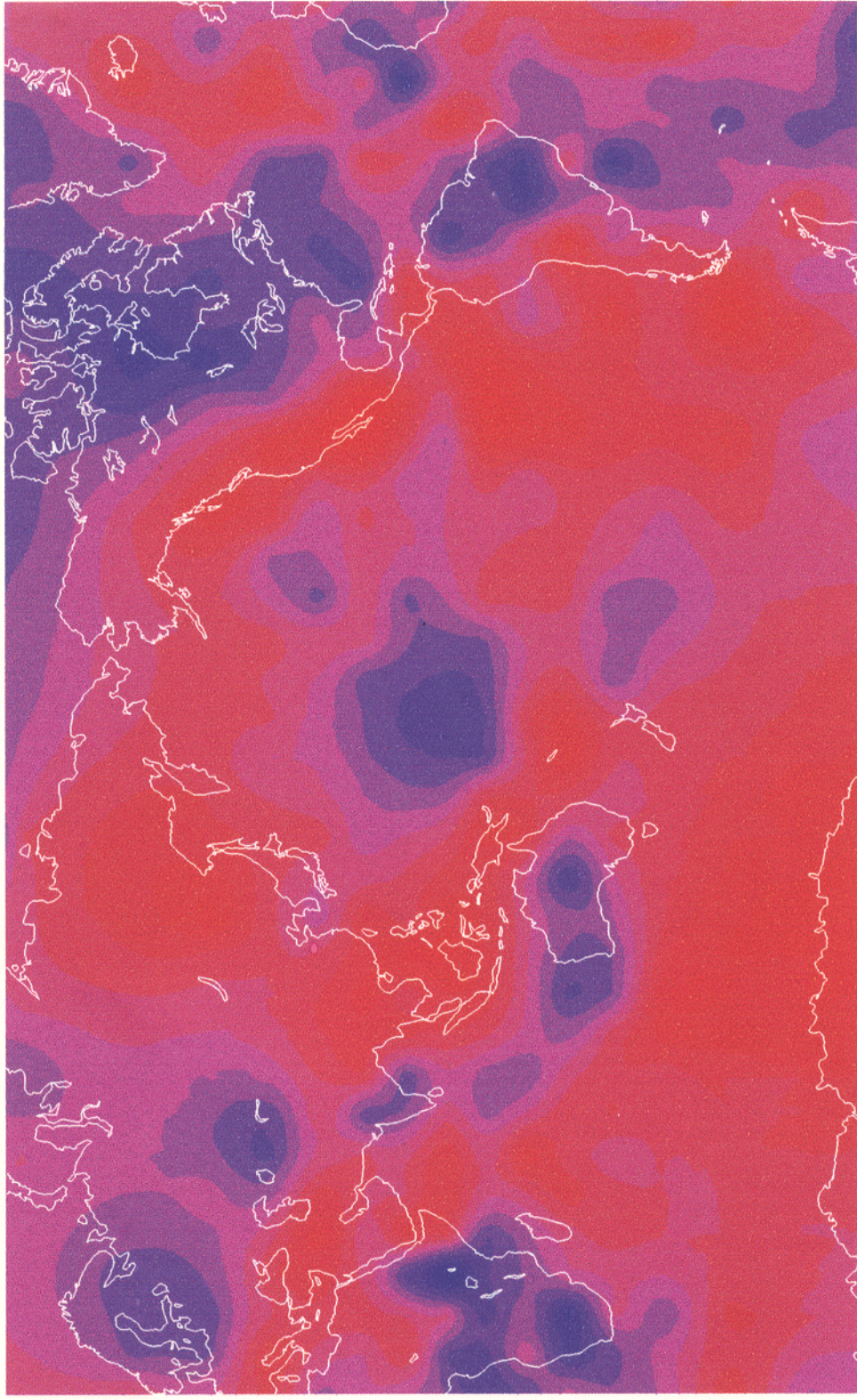


Anexo A

U (km/s)



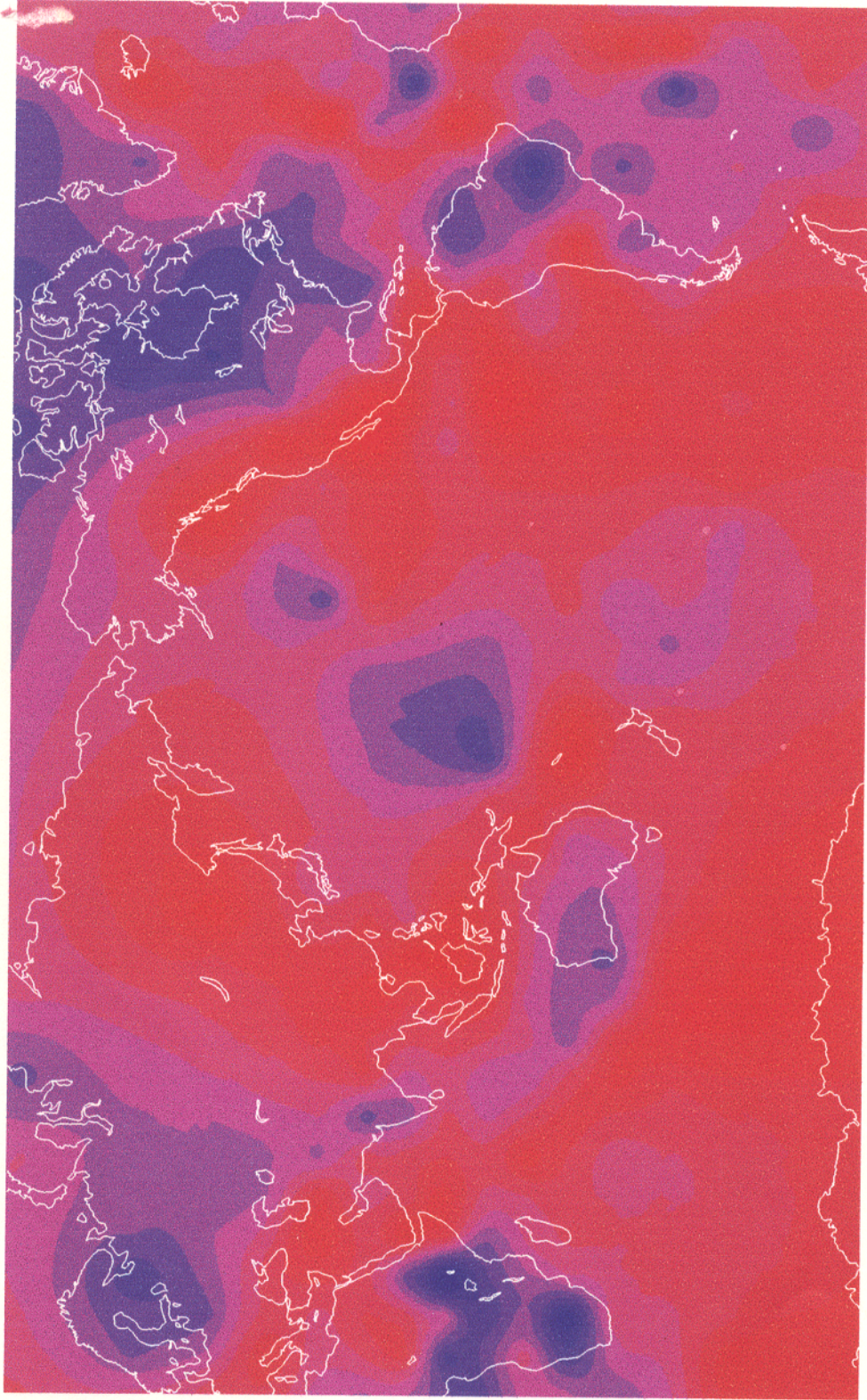
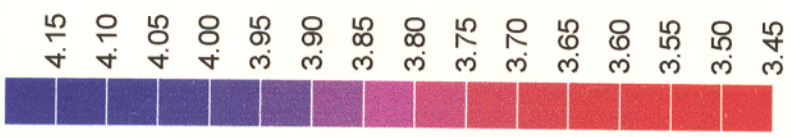
T = 90 s



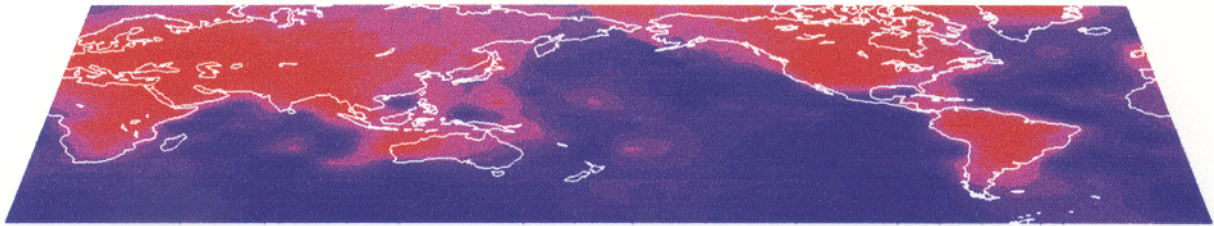
Anexo A

$T = 98 s$

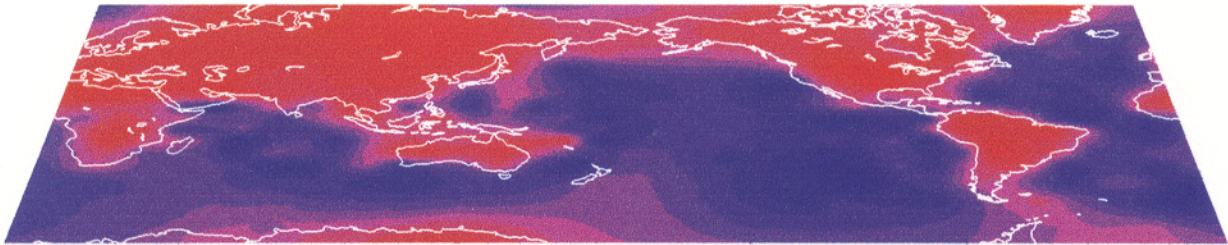
U (km/s)



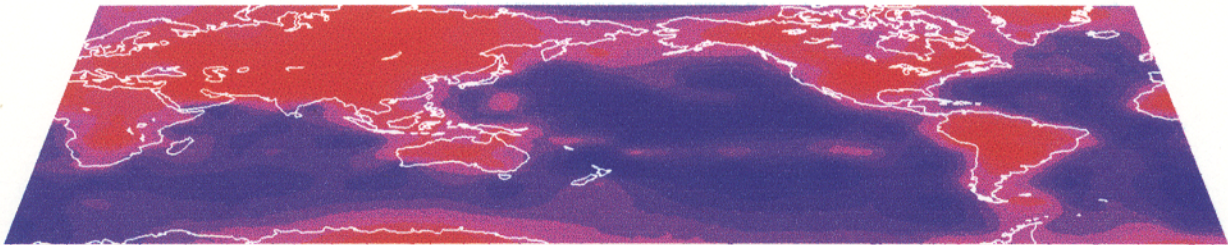
Anexo B



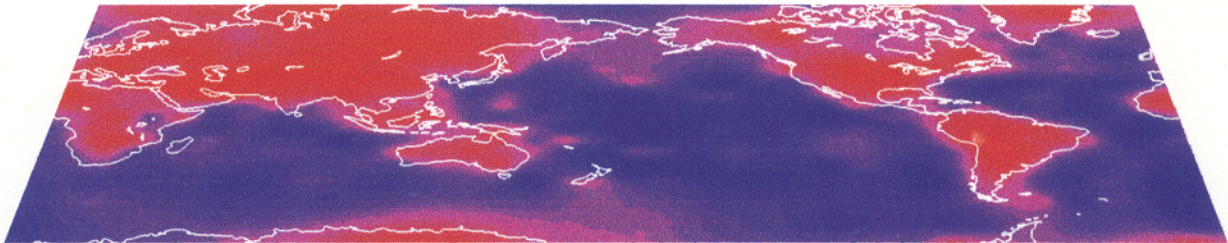
$T = 20 \text{ s}$



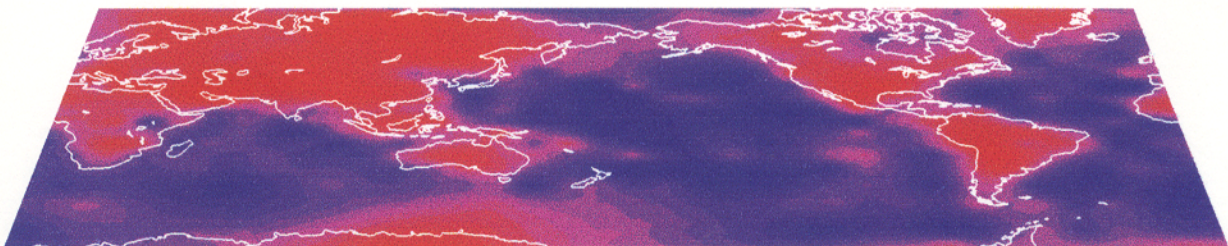
$T = 25 \text{ s}$



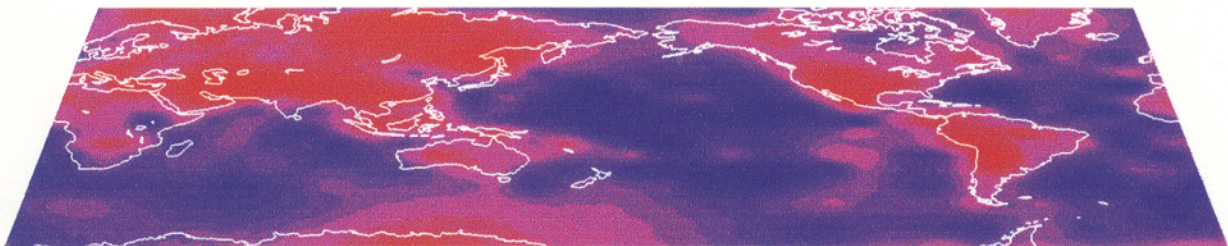
$T = 32 \text{ s}$



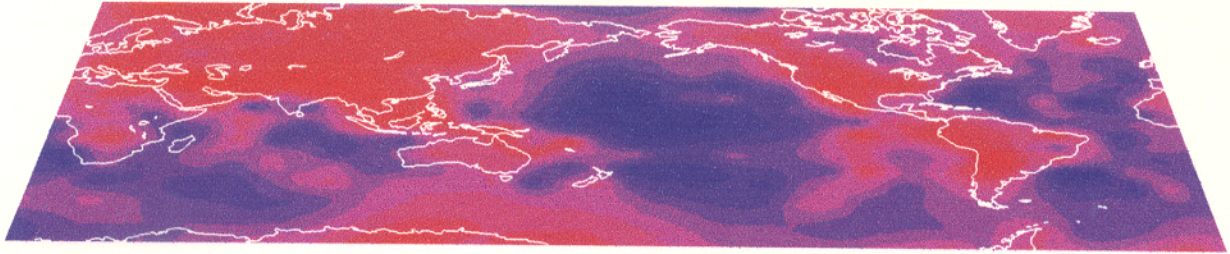
$T = 35 \text{ s}$



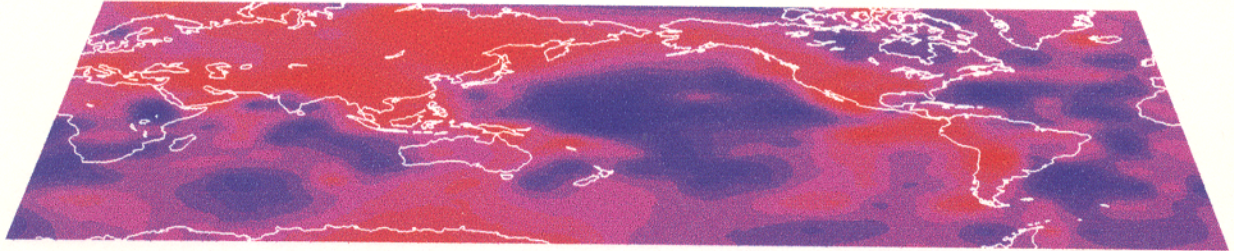
$T = 40 \text{ s}$



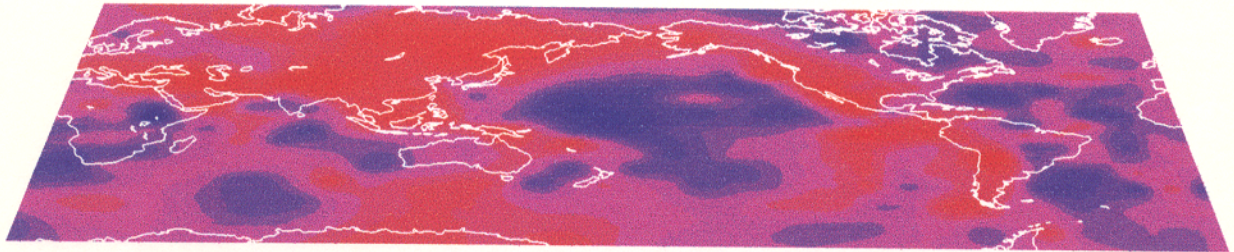
$T = 45 \text{ s}$



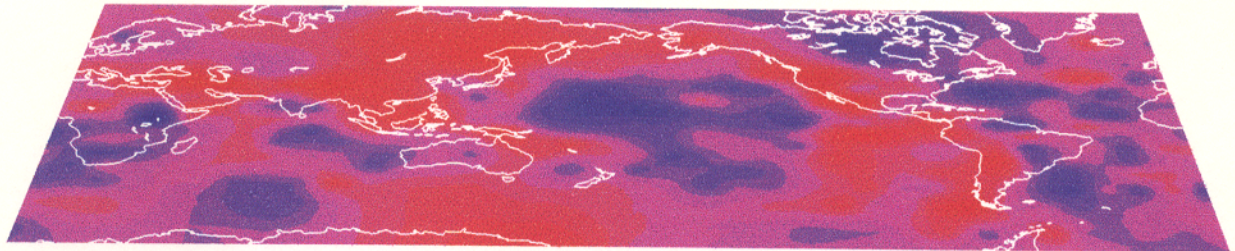
$T = 50 \text{ s}$



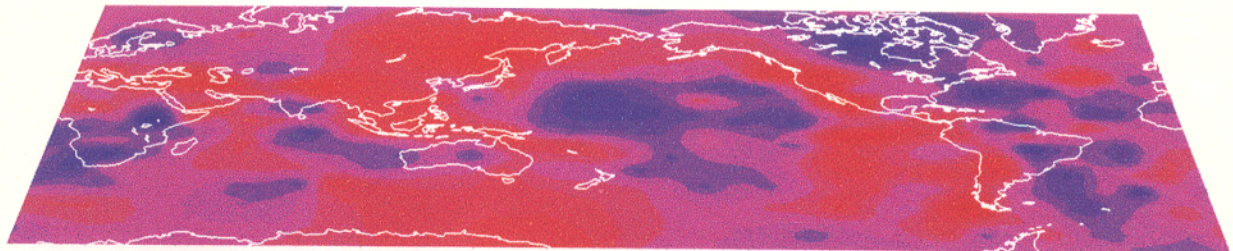
$T = 55 \text{ s}$



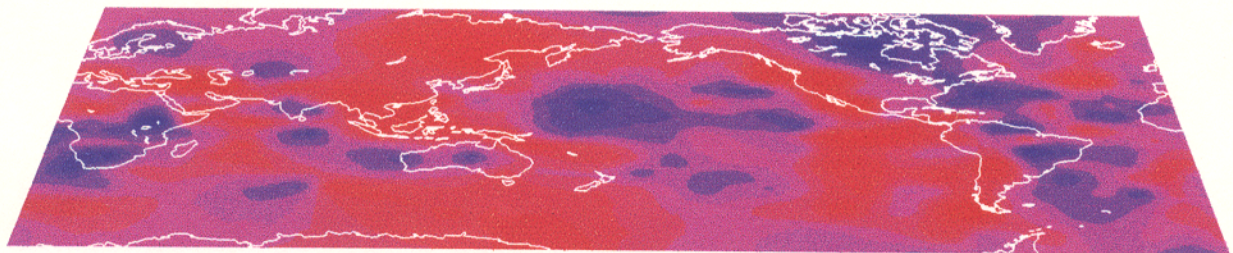
$T = 60 \text{ s}$



$T = 65 \text{ s}$

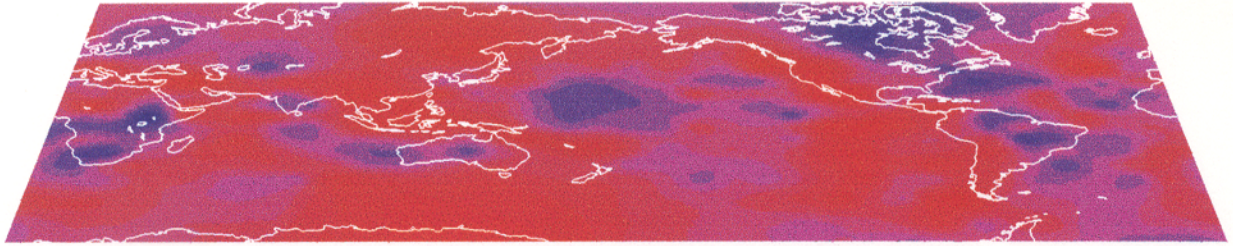


$T = 70 \text{ s}$

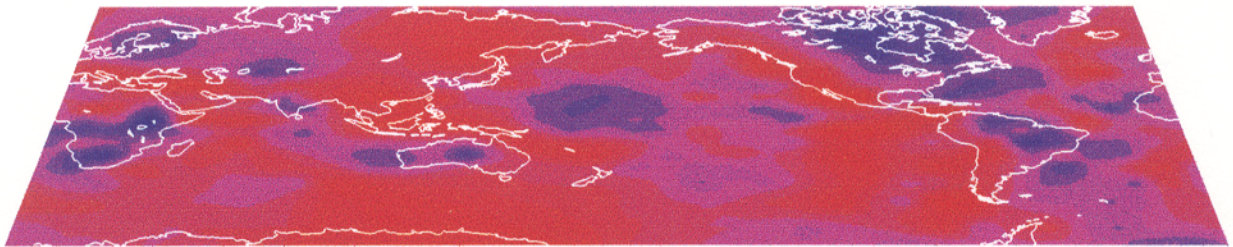


$T = 75 \text{ s}$

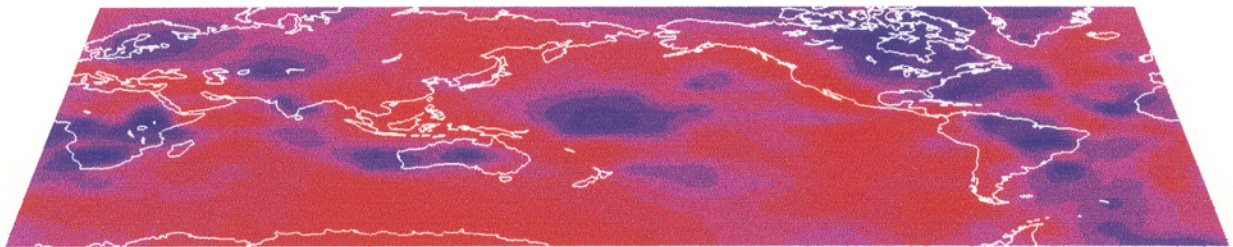
Anexo B



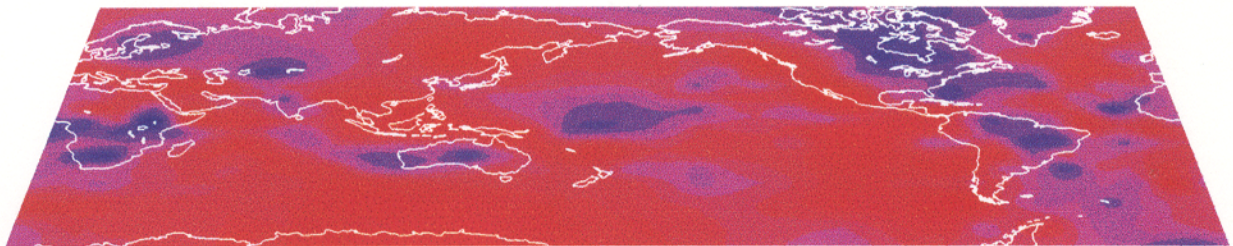
$T = 80 \text{ s}$



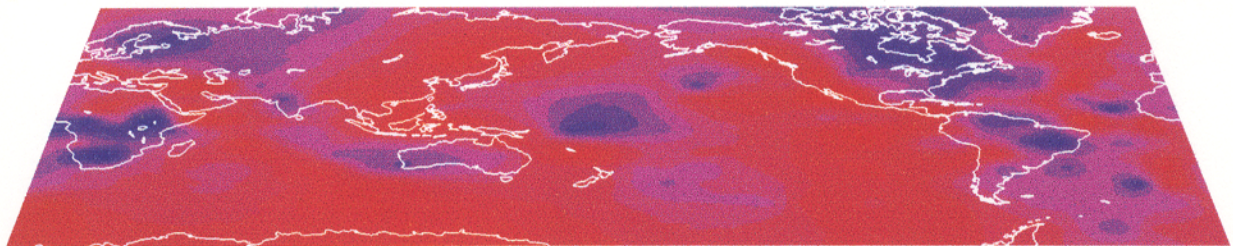
$T = 85 \text{ s}$



$T = 90 \text{ s}$



$T = 95 \text{ s}$

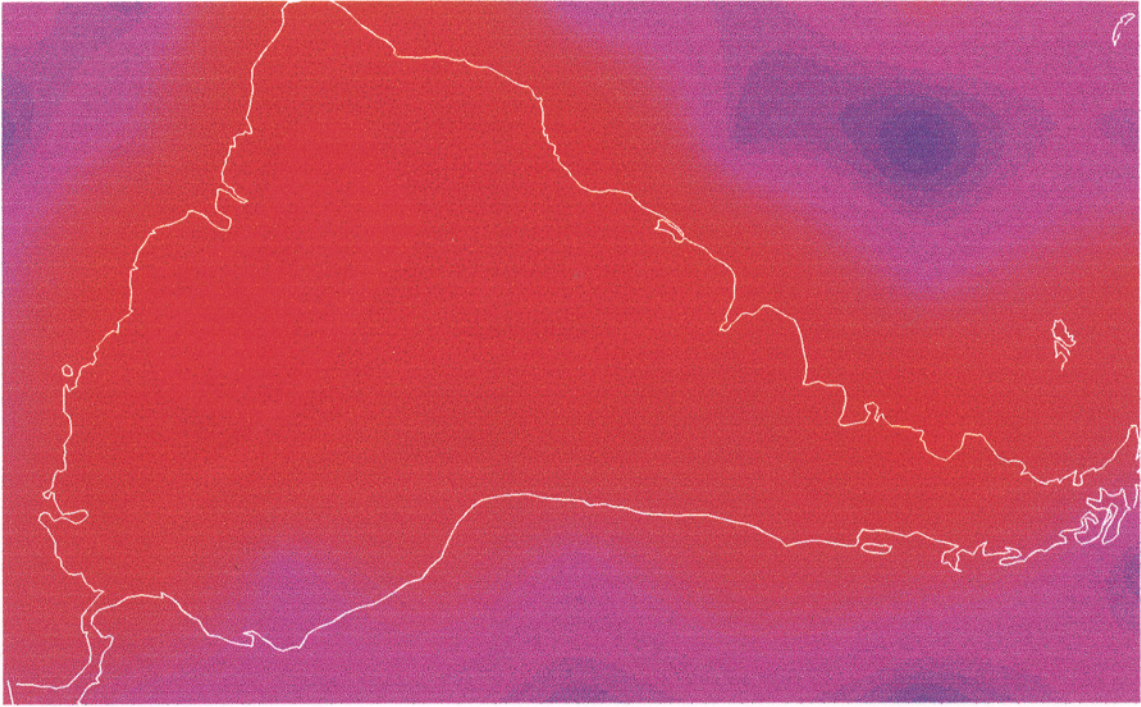
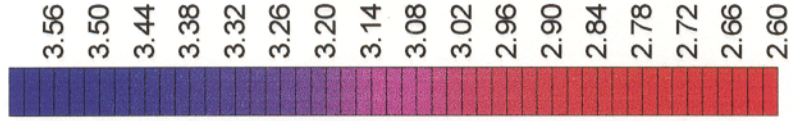


$T = 98 \text{ s}$

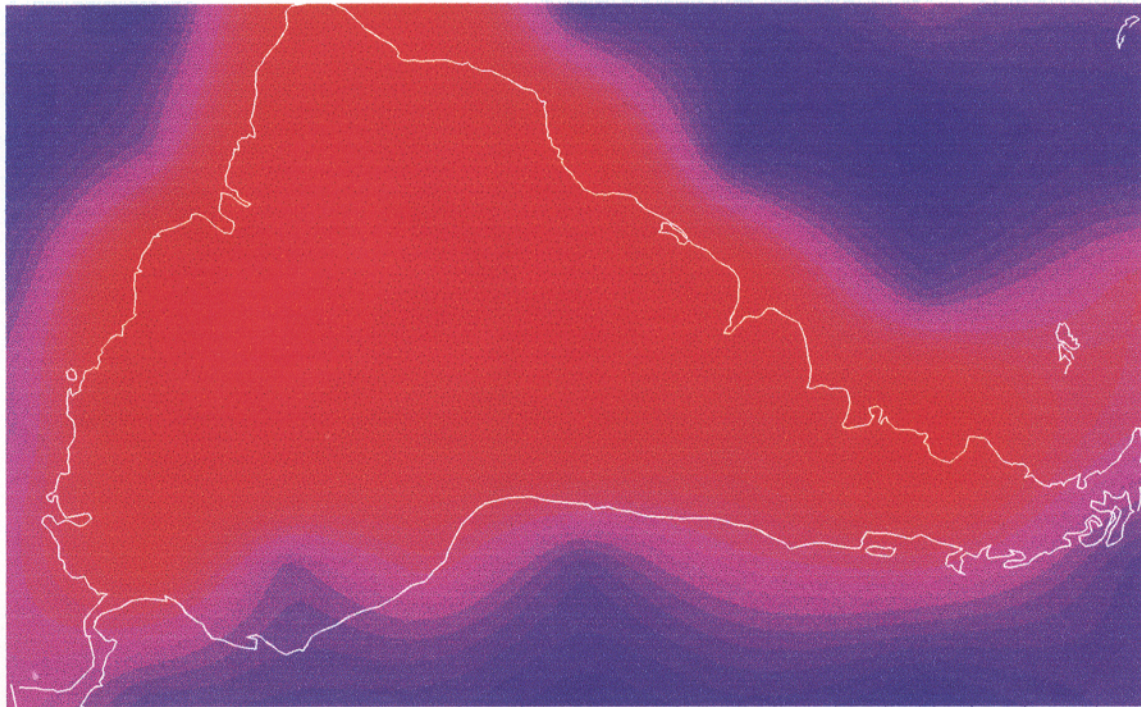
PROFUNDIDADE = 15 km

Anexo C

ρ (g/cm³)



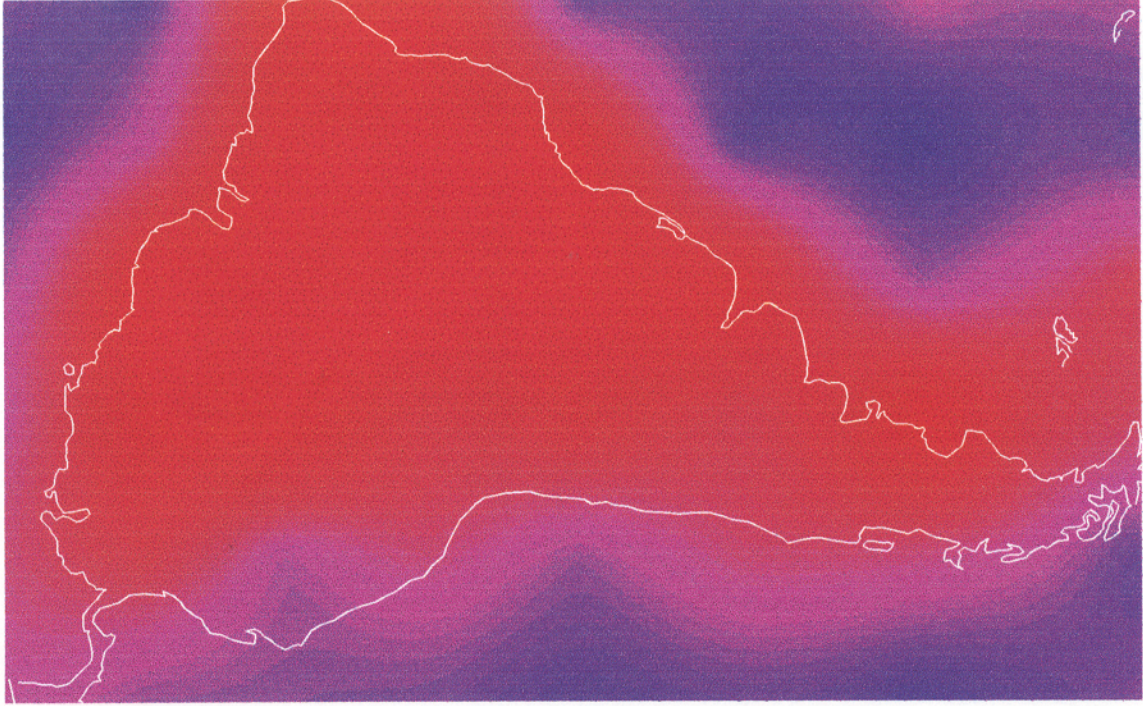
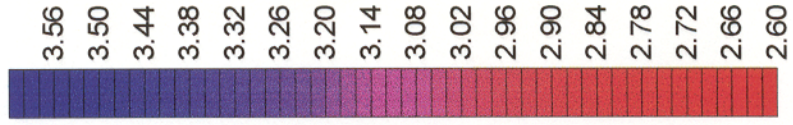
β (km/s)



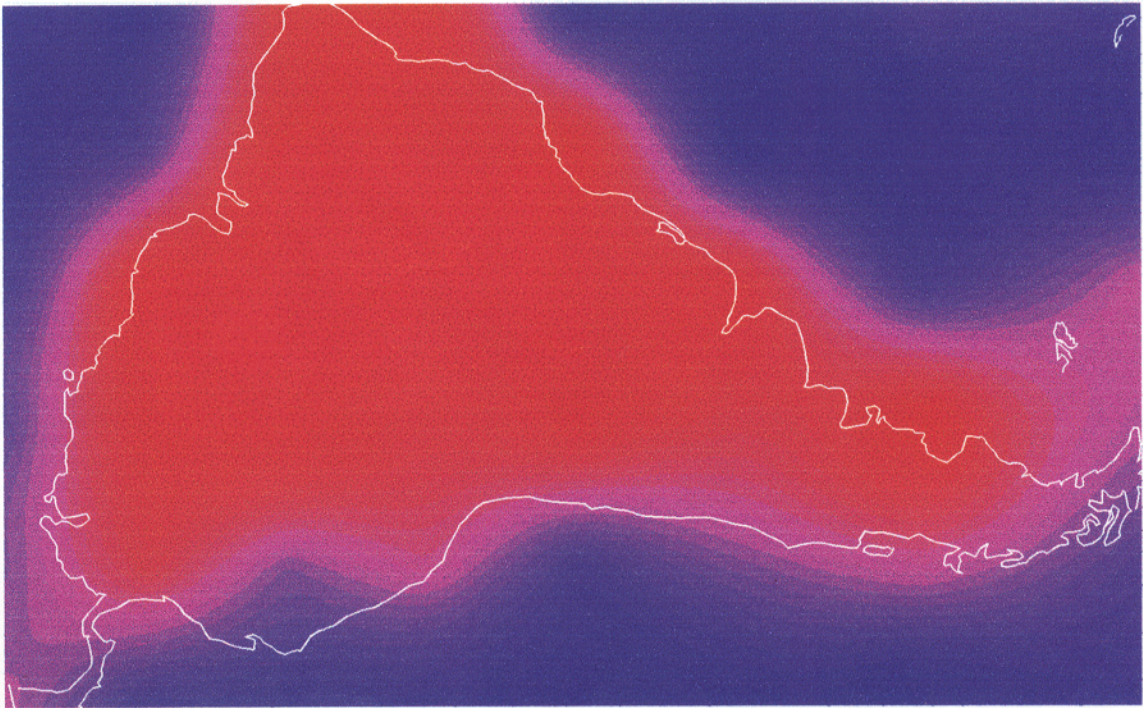
PROFUNDIDADE = 20 km

Anexo C

ρ (g/cm³)



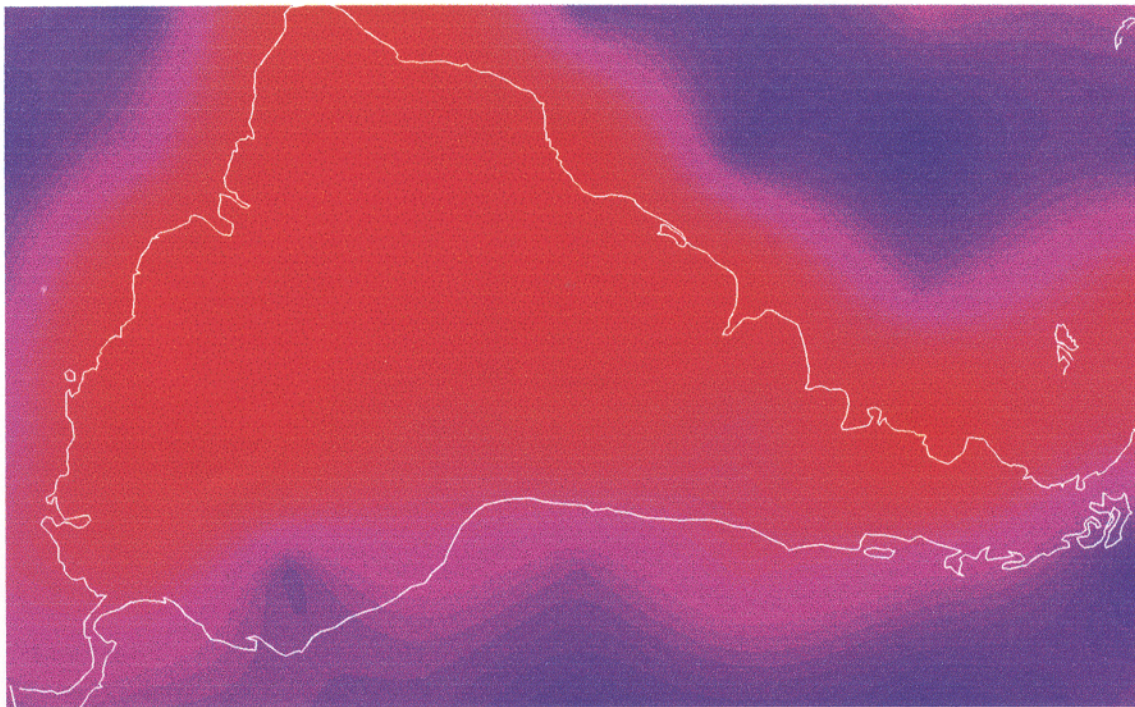
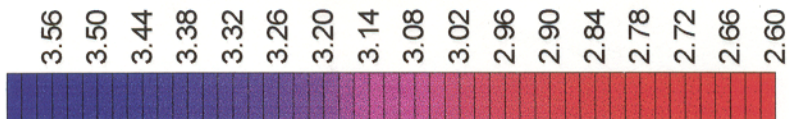
β (km/s)



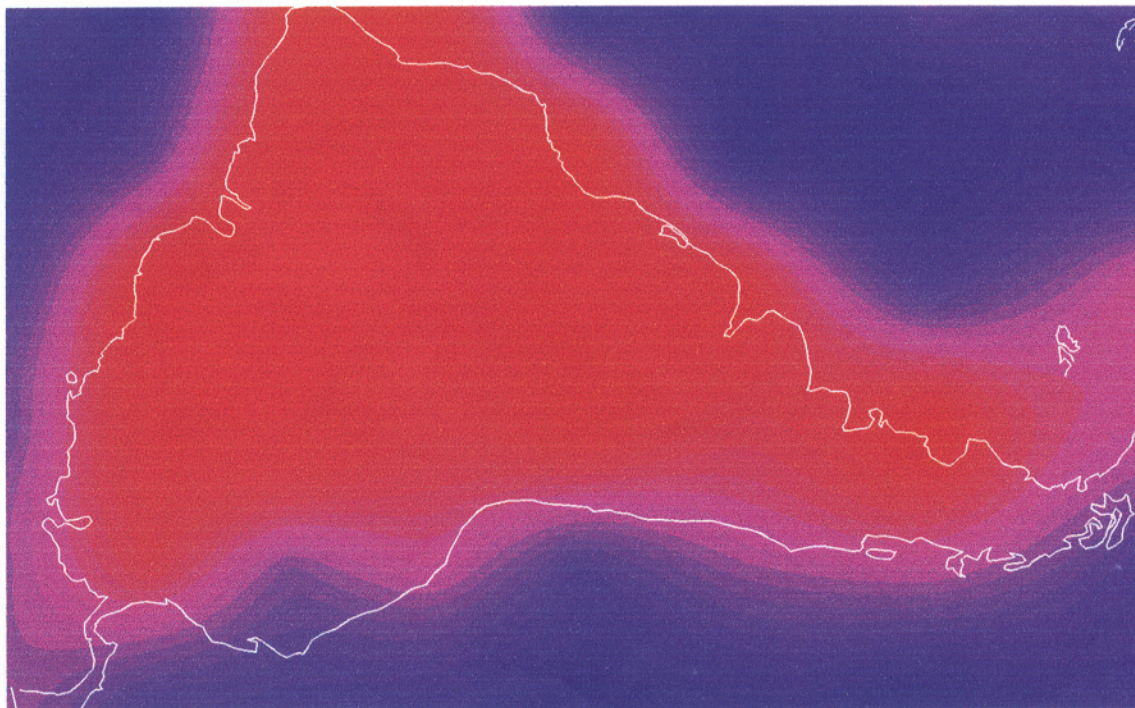
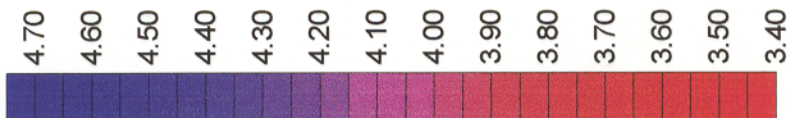
PROFUNDIDADE = 25 km

Anexo C

ρ (g/cm³)

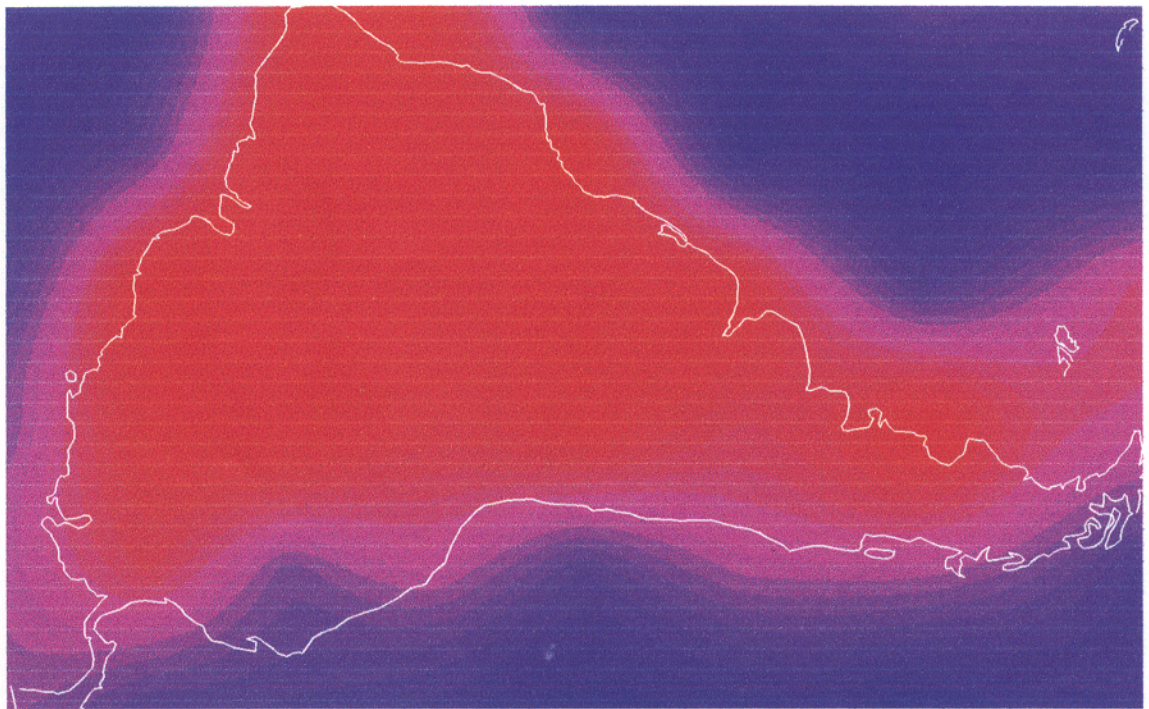


β (km/s)



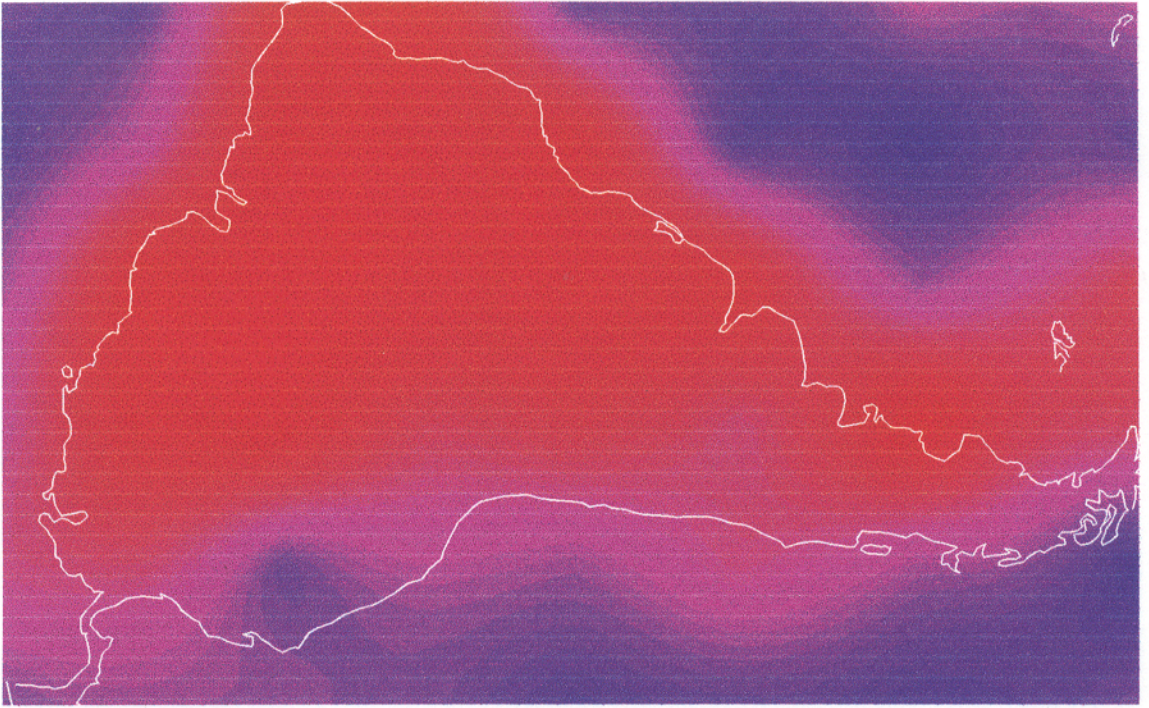
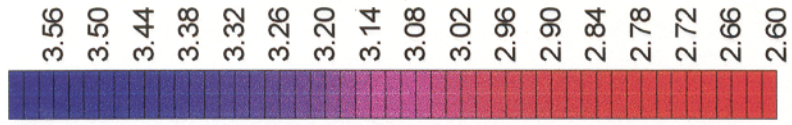
PROFUNDIDADE = 30 km

β (km/s)



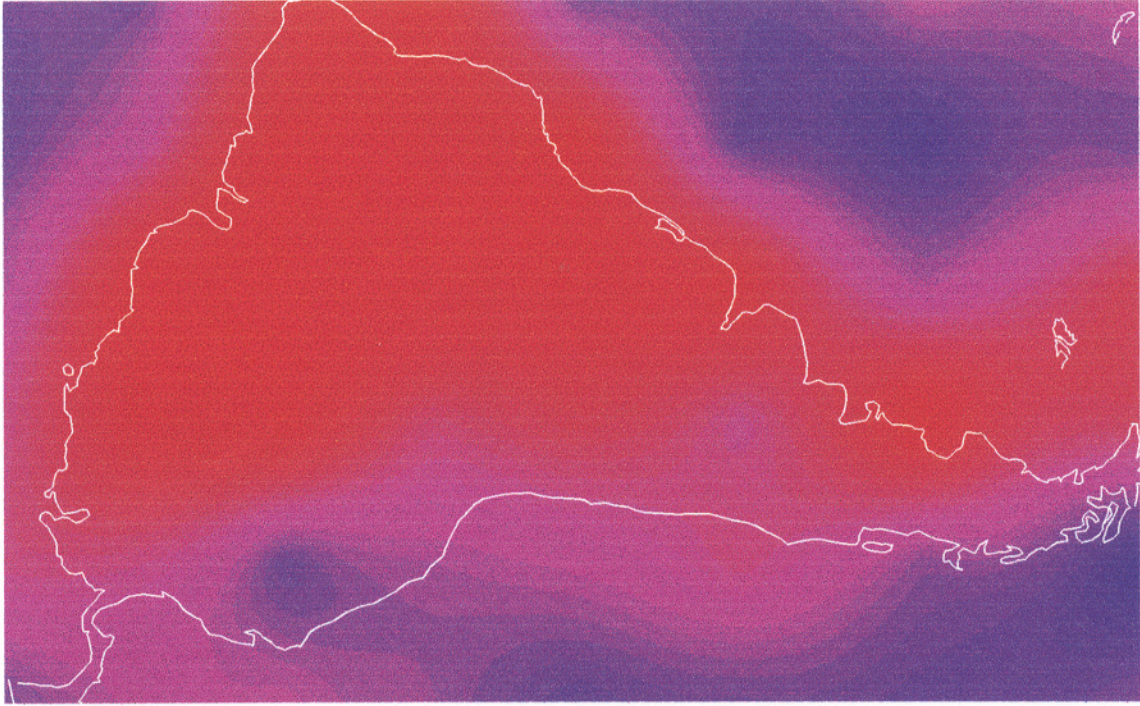
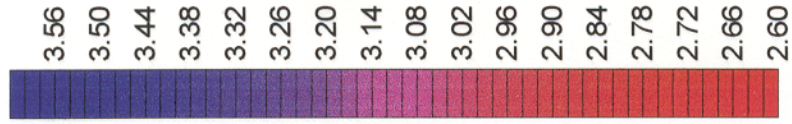
Anexo C

ρ (g/cm³)

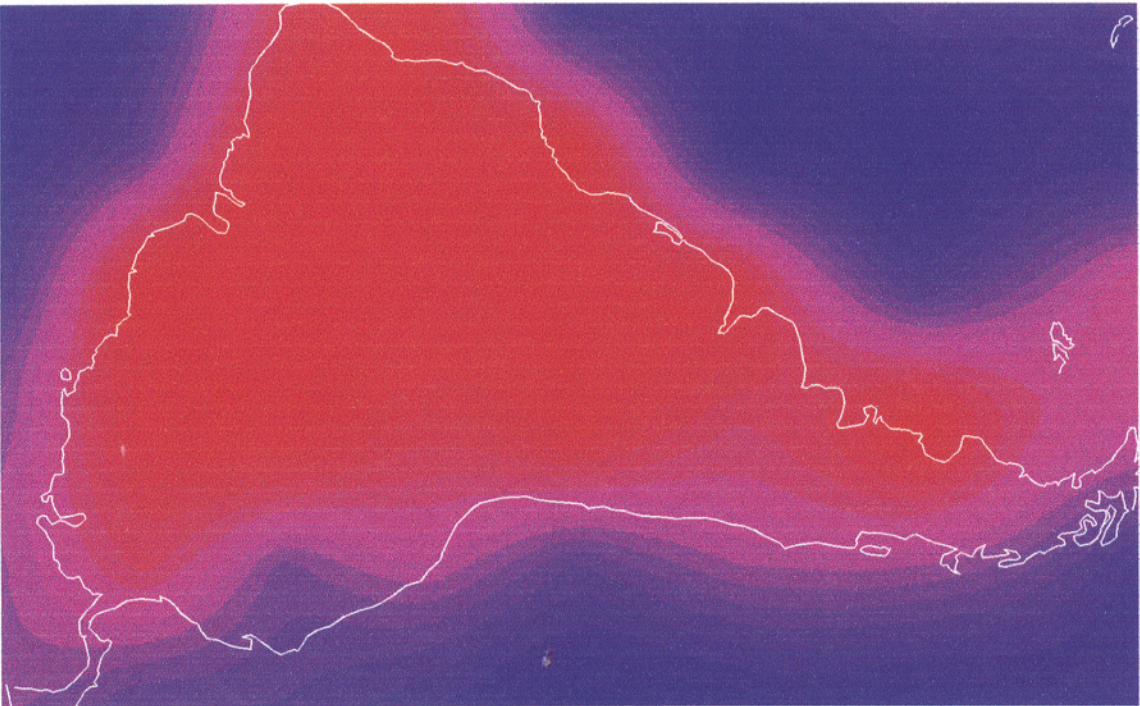


PROFUNDIDADE = 35 km

ρ (g/cm³)



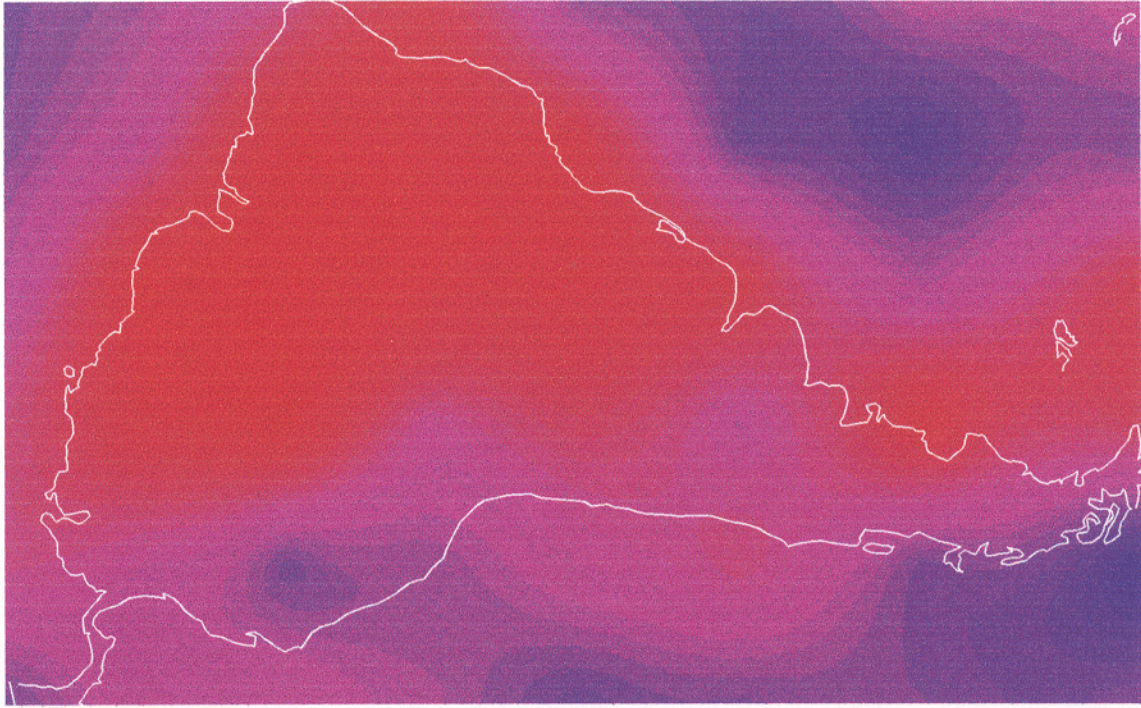
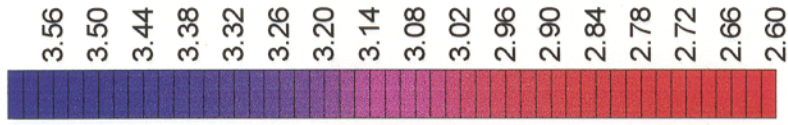
β (km/s)



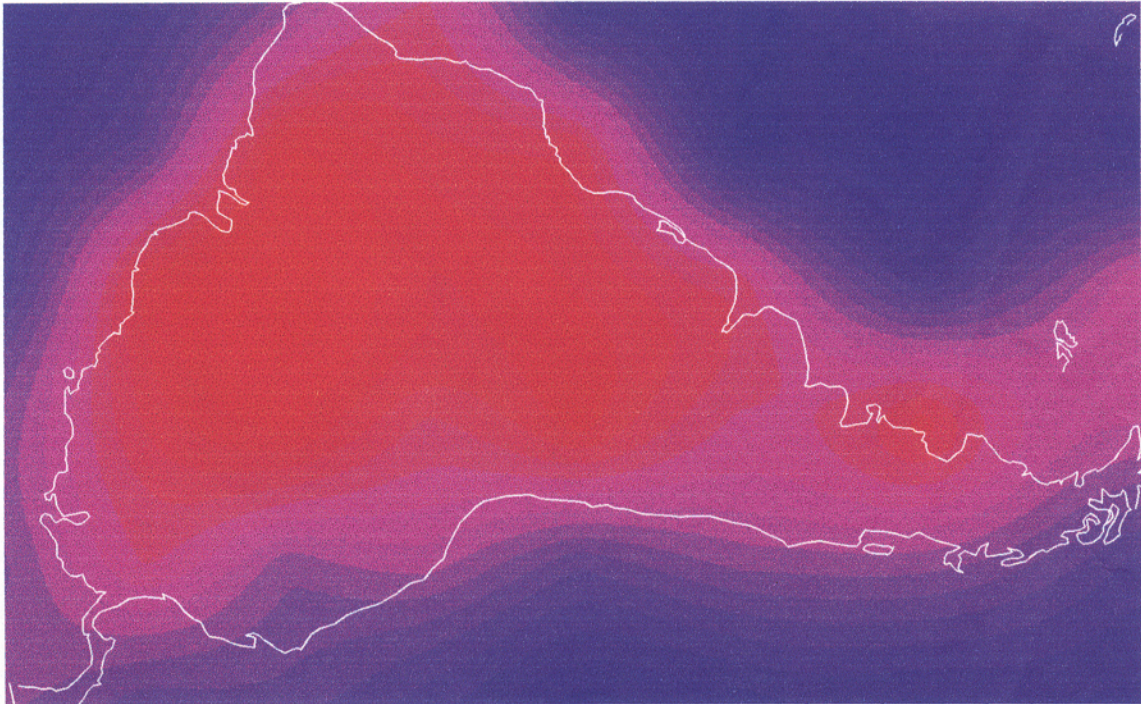
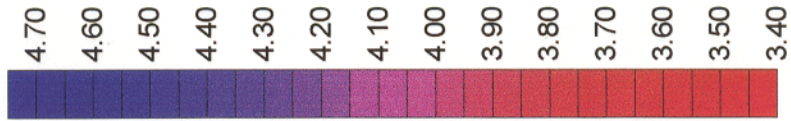
PROFUNDIDADE = 40 km

Anexo C

ρ (g/cm³)



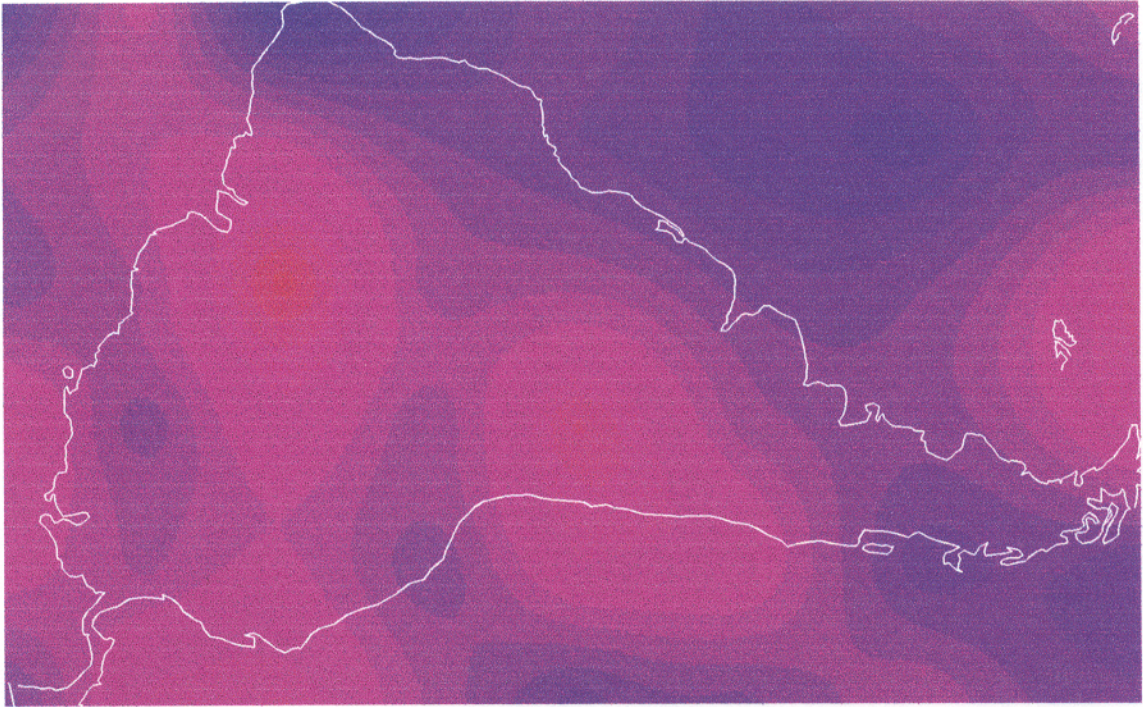
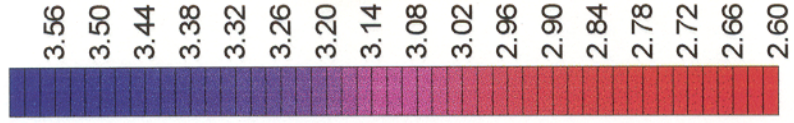
β (km/s)



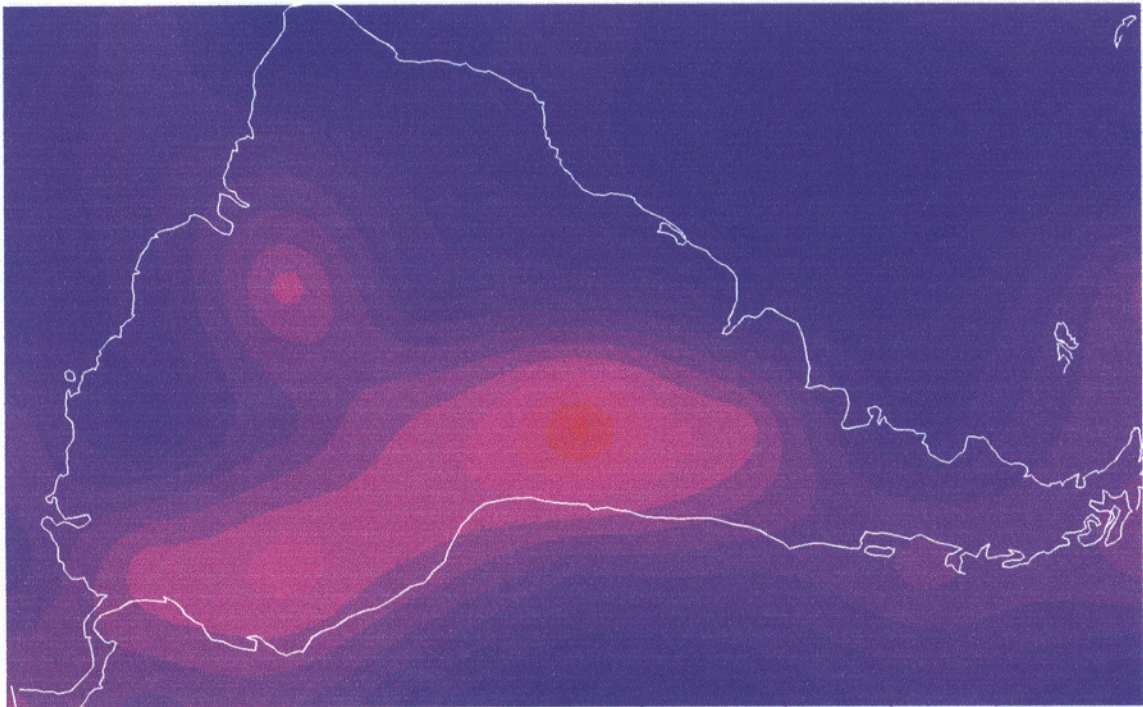
PROFUNDIDADE = 50 km

Anexo C

ρ (g/cm³)

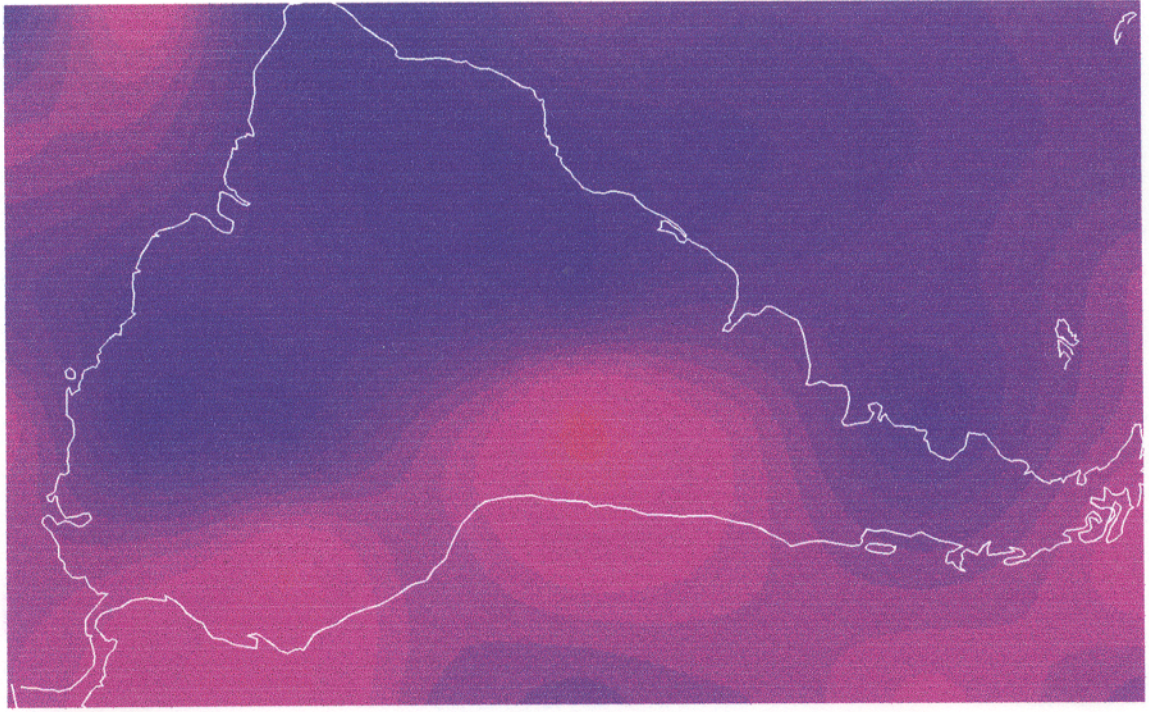


β (km/s)

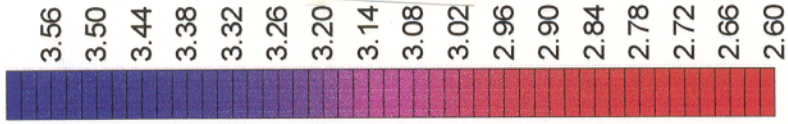


PROFUNDIDADE = 60 km

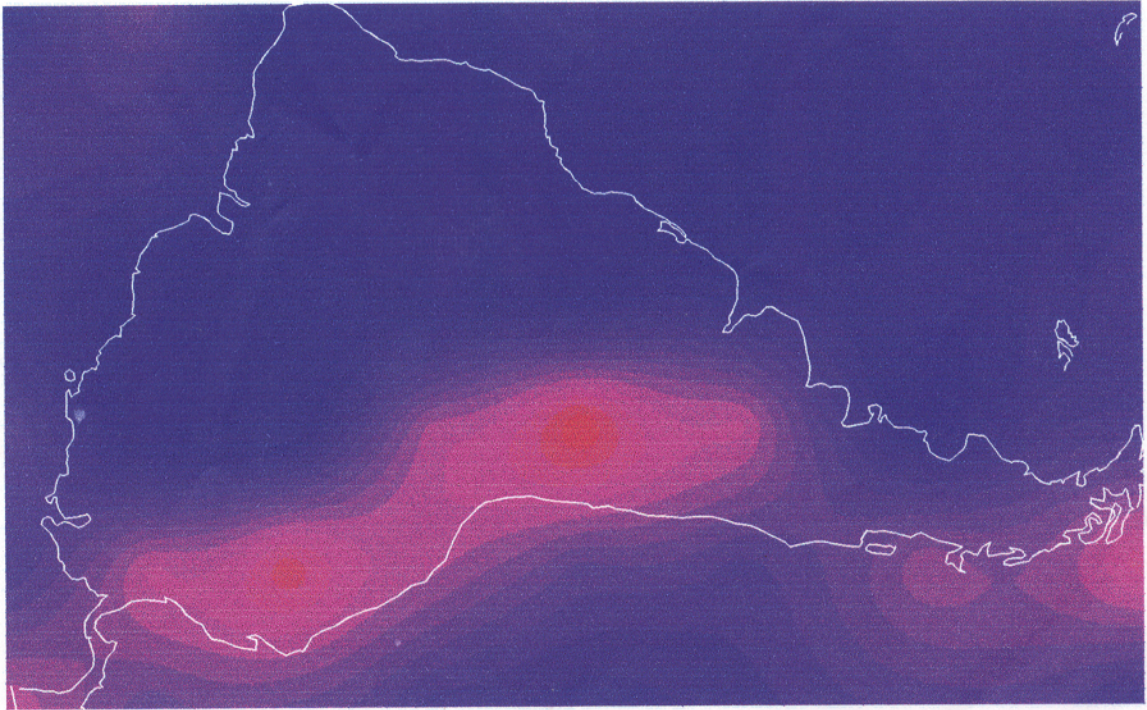
ρ (g/cm³)



Anexo C



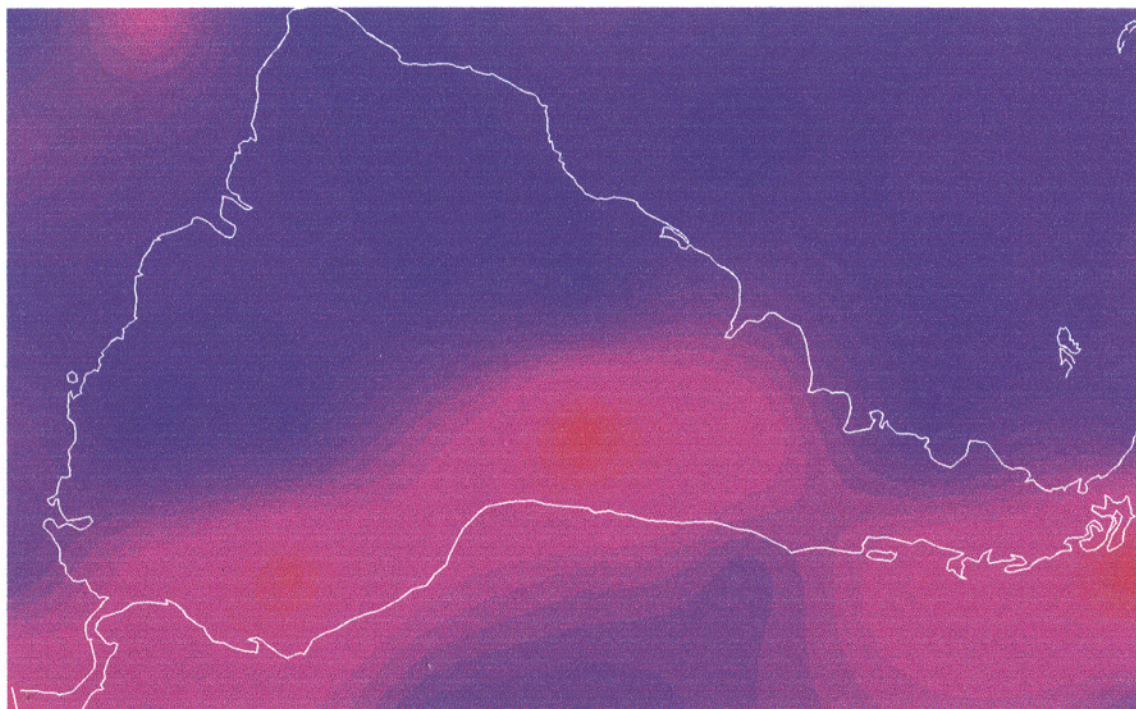
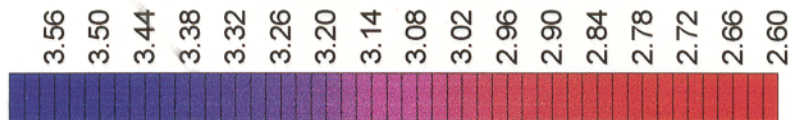
β (km/s)



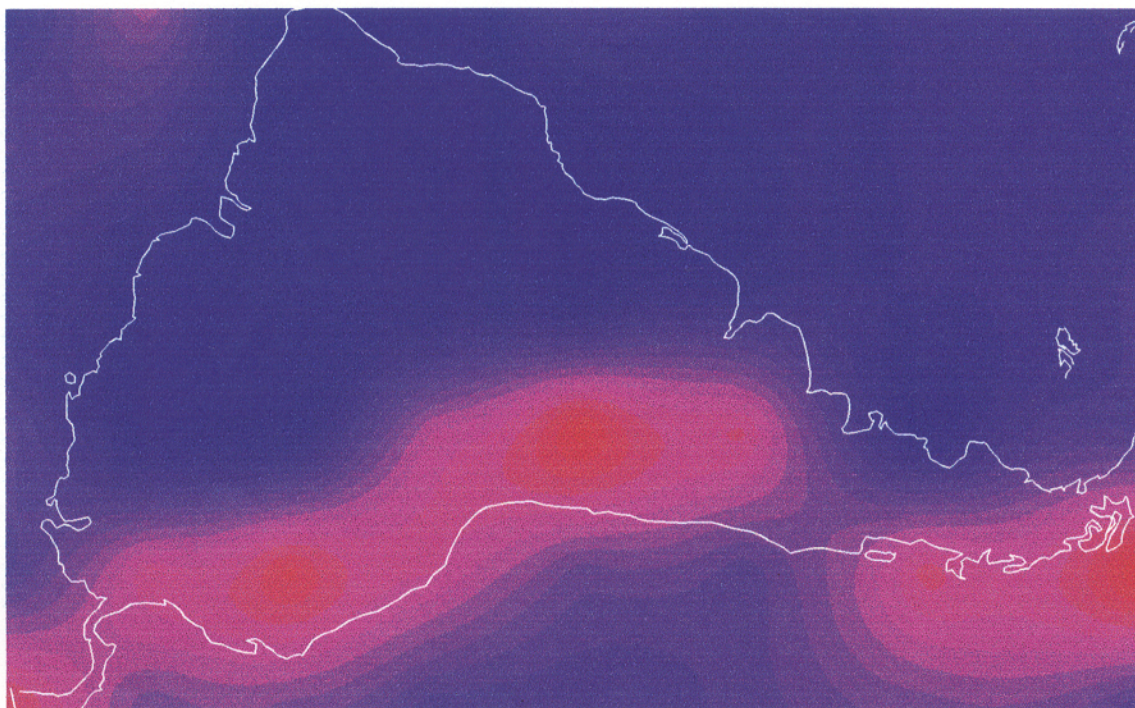
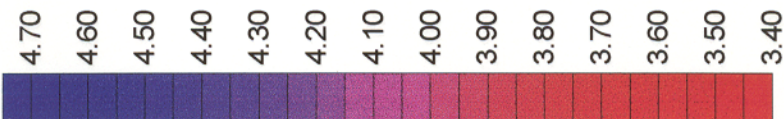
PROFUNDIDADE = 70 km

ρ (g/cm³)

Anexo C



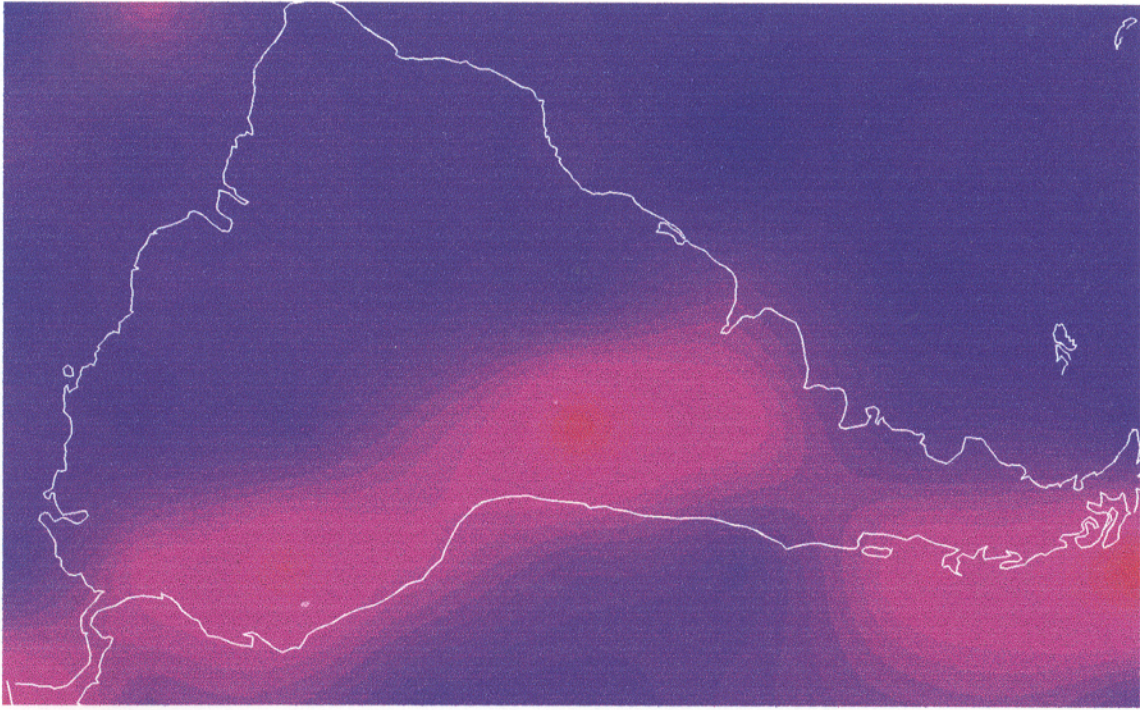
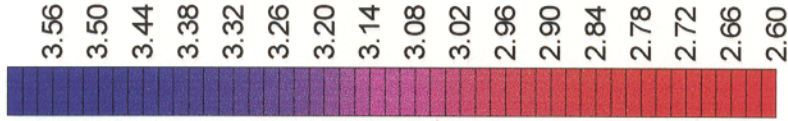
β (km/s)



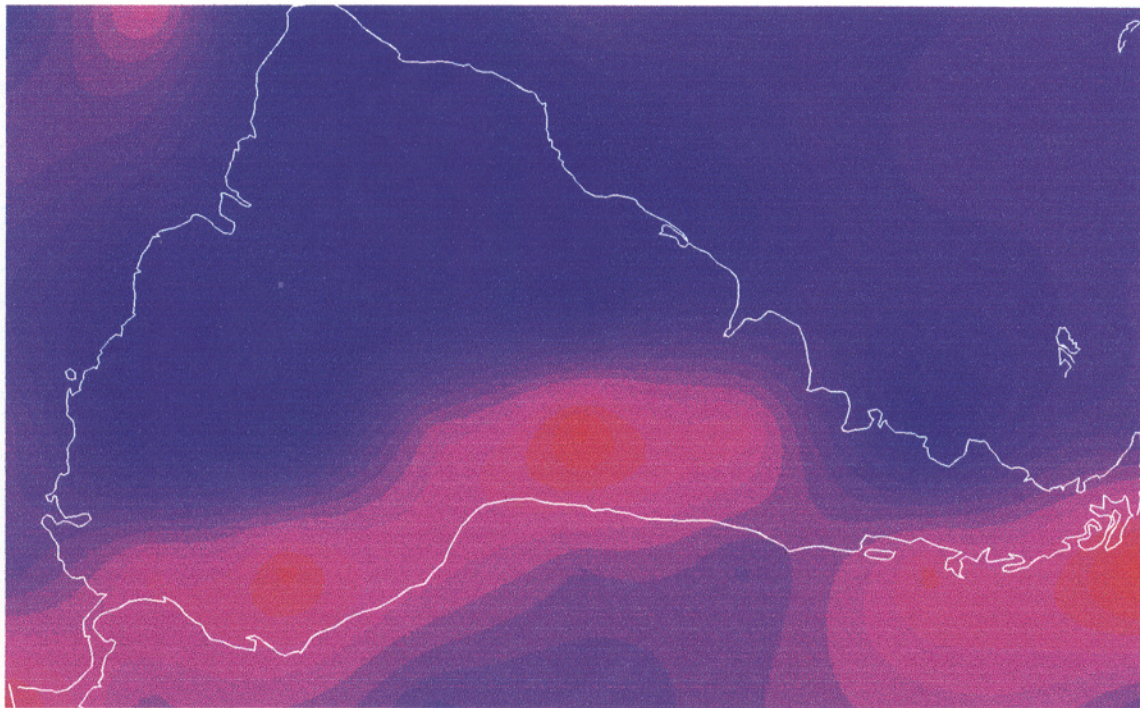
PROFUNDIDADE = 80 km

Ane xo C

ρ (g/cm³)



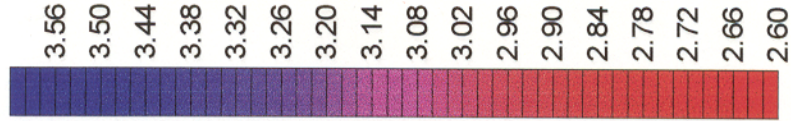
β (km/s)



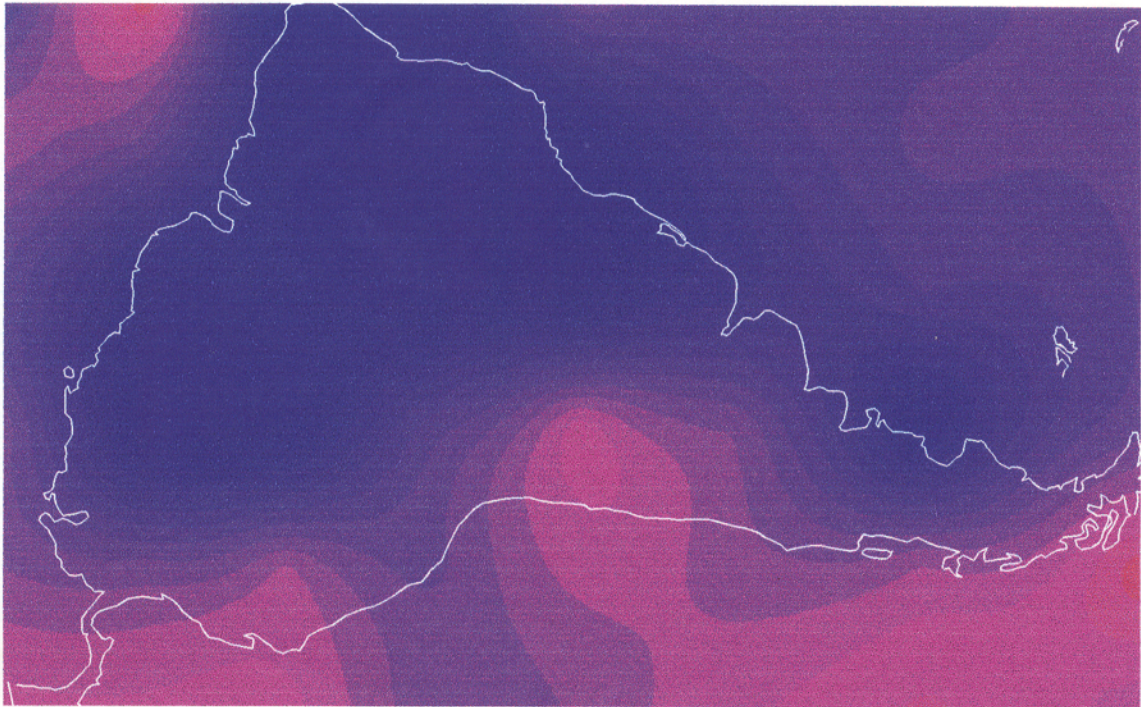
PROFUNDIDADE = 90 km

ρ (g/cm³)

Anexo C



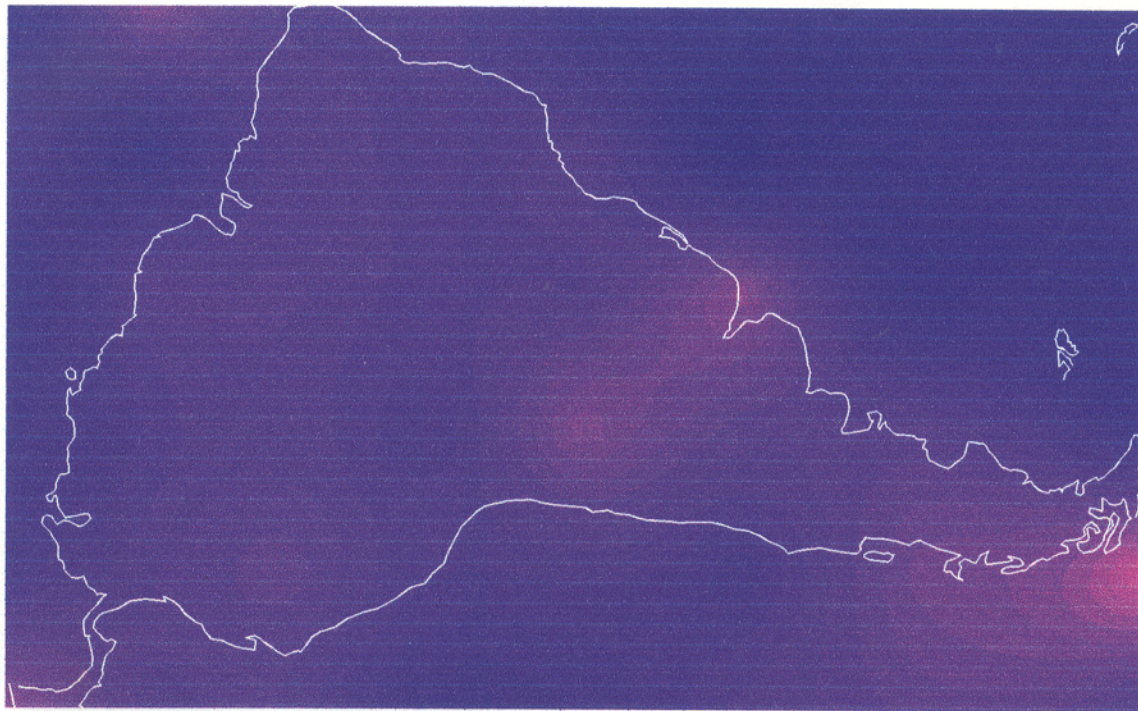
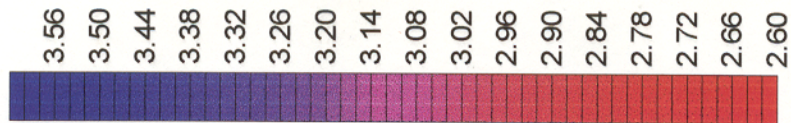
β (km/s)



PROFUNDIDADE = 100 km

Anexo C

ρ (g/cm³)



β (km/s)

