



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“INVESTIGAÇÕES TECTÔNICAS NO EMBASAMENTO DA SUB-BACIA DO
JANDIATUBA (BACIA DO SOLIMÕES)”.**

TESE APRESENTADA POR

ROBERTO DE JESUS VEGA SACASA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação 10 / 08 / 95

Comitê de Tese:


.....
JOÃO BATISTA SENA COSTA (Orientador)


.....
MARIO VICENTE CAPUTO


.....
LOURENILDO WILLIAME BARBOSA LEITEI

BELÉM

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

TESE DE MESTRADO

**INVESTIGAÇÕES TECTÔNICAS NO EMBASAMENTO DA SUB-BACIA DO
JANDIATUBA (BACIA DO SOLIMÕES)**

Autor : Roberto de Jesus Vega Sacasa

Orientador: Prof. Dr. João Batista Sena Costa

**Belém-Pará
1996**

Aos meus pais Roberto e Violeta e à minha esposa Socorro.

AGRADECIMENTOS

Ao prof. Dr. João Batista Sena Costa por ter me dado a grande oportunidade de realizar esta tese sobre sua orientação a quem sou eternamente grato, e pela **constante paciência e apoio para o desenvolvimento desta.**

Ao convênio entre Áustria, Brasil e Nicaragua através da IIZ / UFPA pela oportunidade no suporte financeiro e científico.

Ao grande amigo e companheiro Prof. Dr. Norbert Fenzl pela imensa solidariedade que levou - me a materializar este projeto.

Ao Msc. Geólogo Jânio R. Paiva de Oliveira da DINTER / PETROBRÀS pela ajuda recebida em diferentes etapas do progresso desta tese.

Ao geofísico Pedro Paulo da SERPROF / PETROBRÀS pelo apoio demonstrado.

Ao pessoal da DOTEK / PETROBRÀS especialmente a Lourdinha e Dolores pela paciência e disponibilidade de tempo nas consultas e pesquisas bibliográficas.

Ao Dr. Mariano Stamato, Celso e Cleomar pela cooperação demonstrada.

Ao Prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite pela valiosa ajuda recebida em diferentes etapas da minha estadia na UFPA, pelas consultas e orientações obtidas e pela disponibilidade de tempo.

Ao Prof. Dr. Mário Vicente Caputo pelo seu parecer como membro da banca examinadora.

A todos os meus colegas e pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	v
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUÇÃO.....	5
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	6
1.2 OBJETIVOS.....	7
1.3 METODOLOGIA.....	8
2. ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO SOLIMÕES	14
3. ASPECTOS GERAIS DO QUADRO GEOTECTÔNICO DO PRE-CAMBRIANO E DA BACIA DO SOLIMÕES.....	19
3.1 INTRODUÇÃO	19
3.2 PROPOSTAS DE MODELOS EVOLUTIVOS	20
3.2.1 Províncias Estruturais Brasileiras.....	20
3.2.2 Cinturões Móveis do Proterozóico.....	22
3.2.3 Blocos Justapostos por Cinturões de Alto Grau	23
3.2.4 Modelo Extensional do Proterozóico Médio.....	24
3.3 MODELOS PROPOSTOS PARA A BACIA DO SOLIMÕES.....	26
4. ESTADO DE CONHECIMENTO DAS INTERPRETAÇÕES CRUSTAIS DISPONÍVEIS NOS VÁRIOS CONTINENTES, COM BASE EM SÍSMICA PROFUNDA.....	36
4.1 PRINCIPAIS PROGRAMAS NO MUNDO.....	36
4.2 DEFINIÇÃO DOS REFLETORES	36
4.3 SIGNIFICADO DOS REFLETORES	37

4.4	ASSINATURA SÍSMICA DA CROSTA NOS VÁRIOS CONTINENTES	39
4.5	PRINCIPAIS INTERPRETAÇÕES E MODELOS CRUSTAIS	59
5.	INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS	74
5.1	LINHAS SÍSMICAS.....	74
5.1.1	Introdução	74
5.1.2	Descrição	75
5.2	GRAVIMETRIA E MAGNETOMETRIA	96
6.	DISCUSSÃO DE MODELOS	108
6.1	INTRODUÇÃO	108
6.2	ASPECTOS TECTONO-SÍSMICOS	109
6.3	MODELOS PROPOSTOS	110
7.	CONCLUSÕES.....	116
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Página

Figura 1.1 Mapa de localização da Bacia do Solimões.	11
Figura 1.2 Principais feições morfo-estruturais da Bacia do Solimões.	12
Figura 1.3 Mapa de localização da área da sub-bacia do Jandiatuba.	13
Figura 2.1 Carta estratigráfica da Bacia do Solimões.	17
Figura 2.2 Seções longitudinal e transversal apresentando as características tectono-sedimentares da Bacia do Solimões.	18
Figura 3.1 Cinturões de alto grau da Amazônia e os limites dos principais blocos crustais.	30
Figura 3.2 Compartimentação tectônica da região Amazônica delineada através de blocos crustais.	31
Figura 3.3 Mapa das principais estruturas do Proterozóico Médio.	32
Figura 3.4 Mapa das províncias geocronológico-estruturais da região Amazônica.	33
Figura 3.5 Seção geológica esquemática através das áreas das bacias Surumu e Roraima mostrando a geometria geral dos principais planos de movimentação e a relação entre as unidades litológicas maiores.	34
Figura 3.6 Representação esquemática do arcabouço estrutural da área do Gráben do Cachimbo.	35
Figura 4.1 Características sísmicas de reflexão no território dos E.U.A mostrando os diferentes padrões de reflexão da crosta continental com a localização de algumas linhas profundas COCORP.	63
Figura 4.2 Interpretação sísmica profunda da região NW da Europa.	64
Figura 4.3 Junção das seções sísmicas Kansas mostrando a complexidade dos padrões de reflexão associados com difrações, arqueamentos e truncamentos em diferentes níveis da crosta.	65
Figura 4.4 Seção simplificada mostrando a definição e relação espacial entre os tipos de reflexões sísmicas em diferentes níveis da crosta.	66
Figura 4.5 Exemplos de dados sísmicos COCORP, ilustrando os diferentes padrões de reflexão na crosta continental.	67
Figura 4.6 Caráter refletivo de terrenos pré-cambrianos e fanerozóicos que caracterizam os níveis crustais das ilhas Britânicas.	68

Figura 4.7 Padrões de reflexão sísmica que caracterizam a crosta terrestre baseados nos perfis registrados em diferentes partes da Europa.	69
Figura 4.8 Assinaturas sísmicas crustais (continuação da figura 4.7).	70
Figura 4.9 Padrões de linhas sísmicas profundas localizadas no Graben do Reno (Alemanha), seções setentrional e meridional.	71
Figura 4.10 Interpretação dos perfis sísmicos setentrional e meridional mostrando as diferentes estruturas e o comportamento dos refletores nos níveis superiores e inferiores da crosta associados com distensão crustal.	72
Figura 4.11 Interpretação das seções profundas COCORP na região setentrional dos Apalaches, representando o modelo de regime compressivo nos níveis crustais.	73
Figura 5.1 Decréscimo de amplitude e frequência em função do tempo para o perfil sísmico profundo RL-1.	87
Figura 5.2 Padrão refletivo da seção sísmica profunda RL-1 com registro de 15 segundos localizada na borda sul da Bacia do Solimões, mostrando a geometria dos refletores que caracterizam a crosta continental.	88
Figura 5.3 Definição das discontinuidades da crosta através dos valores de velocidade. Os pontos de tiro (PT), estão representados na parte superior do perfil indicando a posição de cada análise de velocidade na seção.	89
Figura 5.4 Modelos crustais teóricos obtidos através do ajuste de curvas de velocidade de grupo com trajetórias sobre a Bacia Amazônica registradas na estação sismológica de Belém.	90
Figura 5.5 Seção sísmica RL-2 mostrando as feições geológicas da parte central da sub-bacia do Jandiatuba. Neste perfil observa-se claramente o arranjo dos elementos que compõem a cobertura sedimentar fanerozóica.	91
Figura 5.6 Seção sísmica RL-3 localizada na porção norte da bacia, representando algumas feições geológicas.	92
Figura 5.7 Caráter refletivo da seção sísmica profunda migrada RL-1, conservando o mesmo padrão das assinaturas crustais, mostrando diferentes tipos de refletores sísmicos em diferentes porções da crosta.	93
Figura 5.8 Variação das velocidades média quadrática (VRMS) e intervalar (VINT) versus tempos de percurso das ondas sísmicas.	94
Figura 5.9 Padrão refletivo da seção sísmica profunda não migrada na região da sub-bacia do Jandiatuba.	95
Figura 5.10 Mapa Bouguer da porção central da sub-bacia do Jandiatuba.	104

Figura 5.11 Perfis gravimétrico e magnético orientados segundo as linhas sísmicas RL-1, RL-2 e RL-3.....	105
Figura 5.12 Perfis gravimétrico e magnético modelados, caracterizando o comportamento da campo potencial, resultante pelas variações de densidade e susceptibilidade magnética da bacia.....	106
Figura 5.13 Mapa de contorno do campo magnético anômalo de intensidade total na parte central da sub-bacia do Jandiatuba.....	107
Figura 6.1 Modelos propostos que caracterizam as assinaturas crustais da sub-bacia do Jandiatuba.....	114
Figura 6.2 Evolução geotectônica provável para a porção crustal da sub-bacia do Jandiatuba baseada nos modelos da figura 6.1.....	115

TABELAS

Tabela 5.1 Valores médios aproximados dos parâmetros que caracterizam o perfil sísmico profundo RL-1.....	85
Tabela 5.2 Valores dos dados de análise de velocidade em seis pontos de tiro do perfil RL-1.....	86

RESUMO

Através deste trabalho buscou-se o entendimento do arcabouço estrutural da crosta continental da porção ocidental da Bacia do Solimões denominada de Sub-bacia do Jandiatuba. Com esse enfoque, caracterizou-se a natureza dos sistemas estruturais do embasamento e do intraembasamento da bacia com base na geometria e profundidade dos refletores.

A análise das seções sísmicas convencionais, utilizadas na prospecção de petróleo, e de três versões de um perfil sísmico profundo, com registros de 15 e 19 segundos (tempo duplo), proporcionou a definição dos seguintes elementos estruturais:

- (a) falhas inversas no pacote sedimentar da sub-bacia do Jandiatuba;
- (b) zonas de falhas que mergulham seguindo um padrão na forma de rampas, podendo ser relacionadas a zonas de cisalhamento ou retroempurrões, sobretudo na crosta superior ;
- (c) descolamentos que permeiam a crosta e se projetam na interface crosta-manto;
- (d) imbricações nos intervalos médio a inferior da crosta dúctil expressos através de assinatura fortemente anastomótica;
- (e) "transparência" sísmica da crosta superior rúptil evidenciada pela ausência de refletores, além de lentes "transparentes" nos níveis crustais mais profundos;
- (f) a descontinuidade do Moho caracterizada por vários feixes anastomóticos de refletores, pela diferenciação de refletividade e pelo decréscimo de amplitude e frequência no intervalo de 38 a 45 Km.

A análise do acervo de resultados dos diferentes programas existentes nos vários continentes sobre sísmica de reflexão profunda (COCORP, BIRPS, DEKORP e ECORS), ajudou na interpretação do conjunto de refletores e foi fundamental para a comparação e correlação entre as diversas assinaturas sísmicas.

A complexidade do quadro de assinaturas sísmicas desse segmento crustal da Amazônia foi relacionado principalmente com a geometria de sistemas estruturais de cinturões de cavalgamento e transcorrentes, assim como de bacias extensionais.

Em outras palavras, identificaram-se arranjos sísmicos decorrentes da atuação de regimes compressivo, direcional e extensional.

O arcabouço estrutural definido foi discutido através de três modelos que consideram compressão e imbricação no Pré-Cambriano, distensão no início do Paleozóico e transpressão no Jurássico. Portanto, a região da sub-bacia do Jandiatuba corresponde a um segmento crustal que experimentou pelo menos três movimentações tectônicas principais durante a sua evolução geotectônica.

ABSTRACT

This work aimed at the understanding of the structural framework of the continental crust in the central part of Solimões Basin denominated Jandiatuba Sub-basin. With this subject in the focus of the discussion, the nature of the basement and infra-basement structural systems have been characterized on the basis of geometry and depth of reflectors.

The analysis of the seismic cross-sections, used in the petroleum prospecting, and three version of a deep seismic profile of 15 and 19 seconds (two-way-travel time), allowed the recognition and definition of the following structural features:

- (a) reverse faults within the sedimentary filling of the Jandiatuba Sub-basin;
- (b) fault zones with the dips defining a ramp-shaped pattern, mainly within the upper crust, which may be related either to shear zones or to backthrusts;
- (c) detachment which crosscut the crust projecting from the crust-mantle interface;
- (d) imbricate patterns within the middle-to-lower crustal-level interval defined by a strong structural signature characterized by an undulating and interconnecting arrangement of the reflectors;
- (e) "seismic transparency" of the brittle upper crust evidenced by the absence of reflectors, as well as by the presence of "transparent" lensoid bodies at the deepest crustal levels;
- (f) the Moho discontinuity, characterized by several anastomosing bundles of reflectors, by differences in reflectivity and decrease in both amplitude and frequency within the depth interval between 38 and 45 km.

The analysis of the assemblage of results from different programs of deep reflection, existing in various continents (COCORP, BIRPS, DEKORP and ECORS), helped in the interpretation of the set of reflectors being fundamental in the comparison and correlation of the several seismic signatures.

The complexity of the seismic signatures as a whole, in this crustal segment of the Amazon Region, has been interpreted as being mainly related to the geometry of structural systems developed in thrust and transcurrent belts, as well as to extensional-basin developing processes. In other words, it has been identified a

seismic arrangement resulting from the action of compressional, strike-slip systems and of an extensional regime as well.

The structural framework outlined has been interpreted by means of a three-stage-model which account for the evolution of this part of Solimões Basin comprising a compressional and thrusting event in Precambrian, an extensional one at the beginning of Paleozoic and a final transpressional event in Jurassic. Thus, the region of Jandiatuba Sub-basin corresponds to a crustal segment which experienced at least three main different tectonic-driven motions along its geotectonic evolution.

1. INTRODUÇÃO

Os estudos geológicos e geofísicos visando o entendimento do quadro geotectônico da Bacia do Solimões, levaram a definição de muitas feições morfo-estruturais de idades diversas, relacionadas aos eventos tectônicos ocorridos nessa área cratônica.

Através dos levantamentos de sísmica de reflexão principalmente, mapeamento gravimétrico regional, perfurações de poços e estudos de aeromagnetometria, foi possível avançar na compreensão da natureza dos sistemas estruturais que caracterizam o embasamento da bacia.

Ademais, ressalta-se a aquisição de um registro sísmico profundo, sob a forma de um perfil com aproximadamente 80 Km de extensão, o qual representa a principal fonte de informação em subsuperfície, considerada como uma tentativa pioneira no estudo da crosta continental a grandes profundidades.

Esta seção sísmica profunda inclui uma porção importante do quadro estrutural da área em pauta na qual se observa, em diferentes níveis da crosta, refletores sísmicos com geometrias variáveis. Desde o topo do perfil, caracterizado pelo pacote sedimentar fanerozóico da bacia, até a base da crosta, há registros de sistemas tectônicos que se desenvolveram provavelmente durante tempos geológicos distintos.

Quando se analisam as investigações disponíveis no planeta, constata-se que o método de sísmica de reflexão profunda tornou-se uma importante ferramenta exploratória para a compreensão do arcabouço estrutural da crosta inferior.

As tentativas pioneiras nos anos oitenta do programa americano COCORP (Consortium for Continental Reflection Profiling), assim como outros similares no mundo, dentre os quais se destacam os BIRPS (British Institutions Reflections Profiling Syndicate) no Reino Unido, DEKORP na Alemanha e ECORS na França, levaram a definição de várias características sísmicas em terrenos afetados por diversos regimes tectônicos.

Com esse enfoque, desenvolveu-se o presente trabalho de pesquisa baseado nas informações de subsuperfície e consultas da literatura internacional para fins de comparação e correlação, com a pretensão de contribuir para o entendimento geotectônico e da refletividade da crosta continental na parte ocidental da Bacia do Solimões.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A Bacia do Solimões, situada na região norte do Brasil, entre os paralelos 2° e 8° sul e meridianos 62° e 72° W Gt. abrange uma área total de cerca de 600.000 Km², desde a fronteira peruana-colombiana até a oeste da cidade de Manaus, possui forma aproximadamente retangular e seu eixo deposicional tem orientação ENE-WSW. Seus limites geológicos são definidos pelo Escudo das Guianas ao norte, pelo Escudo Brasil Central ao sul, pelo Arco de Purus a leste e pelo Arco de Iquitos a oeste (Figura 1.1).

As primeiras investigações nesta região iniciaram com levantamentos gravimétricos e perfurações estratigráficas ao longo dos grandes rios e, em seguida, foram executados vários registros sísmicos e perfurações de poços pioneiros em consonância com o quadro estrutural (CAPUTO, 1985). Os resultados de tais investigações revelaram que a bacia do Solimões compreende as sub-bacias de Jandiatuba e Juruá, separadas pelo Alto de Carauari (Figura 1.2), as quais acham-se preenchidas por sedimentos paleozóicos.

A área de estudo está centralizada na porção mais ocidental, correspondendo à sub-bacia do Jandiatuba que se sobrepõe ao Cinturão Rondoniano, com orientação E-W, e é limitada a oeste pelo Arco de Iquitos (Figura 1.3).

1.2 OBJETIVOS

As investigações geológicas sistemáticas realizadas em várias regiões da Amazônia nos últimos anos, nas escalas de 1:500.000 e 1:250.000, aliadas às interpretações de dados geofísicos, adicionaram relevantes conhecimentos ao quadro geológico do Pré-Cambriano.

As geometrias dos sistemas estruturais têm sido interpretadas, em profundidade, a partir das informações de superfície provenientes dos diversos trabalhos de mapeamento geológico, bem como de tratamentos de dados gravimétricos. Contudo, a confirmação e o detalhamento dos inúmeros modelos geométricos propostos devem passar necessariamente pela interpretação das linhas sísmicas com resoluções a grandes profundidades na crosta.

Com a intenção de contribuir para o entendimento do arcabouço estrutural da crosta continental pré-cambriana, realizou-se a integração dos estudos geológicos e geofísicos na região da sub-bacia do Jandiatuba (Bacia do Solimões), onde existem dados sísmicos de reflexão profunda disponíveis.

O principal objetivo desta dissertação é mostrar a arquitetura da crosta continental abaixo da sub-bacia do Jandiatuba, através da caracterização dos seguintes pontos:

- (a) natureza dos sistemas estruturais com ênfase na geometria ;
- (b) profundidade dos planos de descolamento ;
- (c) individualização dos sistemas estruturais do Pré-Cambriano e do Fanerozóico;
- (d) contribuir para uma melhor definição do quadro de estruturas do embasamento.

1.3 METODOLOGIA

O trabalho foi estruturado em etapas descritas a seguir visando alcançar os objetivos definidos:

(1). Análise e interpretação de dados sísmicos de reflexão, através de seções com resoluções profundas, visando a identificação de feições tectono-estruturais.

Dessa forma foram analisadas três versões da seção profunda em estudo das quais duas são não-migradas e uma é migrada. Em síntese, o objetivo principal foi obter a melhor correlação e reinterpretação entre os perfis para poder estabelecer um modelo que explique de forma mais apropriada os sistemas estruturais caracterizados pelos refletores sísmicos. O acervo bibliográfico consultado sobre sísmica profunda ajudou em grande parte na compreensão de todas as características observadas nas seções abordadas, como por exemplo:

- (a) não refletividade da crosta superior ;
- (b) refletividade da crosta média / inferior ;
- (c) zonas "transparentes" em áreas refletivas ;
- (d) geometria e mergulho dos refletores mostrando formas dos tipos sub-horizontais até convexidades com eventos de possíveis truncamentos ;
- (e) as prováveis descontinuidades crustais de Conrad e Moho (?) apoiadas pelas mudanças de velocidade que refletem no perfil sísmico profundo uma clara variação de refletividade que poderia indicar, no caso, a passagem de domínios rúpteis para dúcteis da crosta.

Posteriormente, os dados de análise de velocidade extraídos de um dos perfis profundos, foram utilizados para correlacionar o comportamento de velocidade em relação ao tempo de percurso das ondas sísmicas (tempo duplo) em vários pontos de tiro do perfil, estabelecendo-se assim alguns limites que podem indicar descontinuidades importantes da crosta.

Da mesma forma, esses dados serviram para calcular aproximadamente a transformação da escala de tempo em profundidade, já que os perfis sísmicos geralmente são expressos em tempos duplos.

Finalmente, foi possível interpretar com mais precisão a geometria e profundidade dos elementos estruturais do arcabouço tectônico do embasamento da bacia.

(2). Paralelamente foram analisadas várias linhas sísmicas convencionais com registros de até 2 segundos, com a intenção de visualizar as feições geológicas, a exemplo de falhas no pacote sedimentar que tivessem relação com as estruturas observadas nas seções profundas.

(3). As informações gravimétricas apresentadas sob a forma de um mapa Bouguer, representam parcialmente a integração dos dados coletados durante os anos 50 pela Petrobrás, sobre a área que interessa a esta dissertação.

Primeiramente, foi analisado o mapa em questão, tentando relacionar o comportamento das anomalias gravimétricas com as assinaturas sísmicas. Em seguida, através de um perfil gravimétrico localizado no mesmo traçado das linhas sísmicas estudadas, foi possível estabelecer correlações, a níveis menos profundos de altos estruturais indicados pelo levantamento sísmico ou nos níveis mais profundos pelo conjunto de refletores que mergulham seguindo um padrão geométrico na forma de "rampas" intercaladas com imbricações, como representado na seção sísmica RL-1. Considerando dessa forma, as prováveis causas que justificam essa anomalia com amplitude de aproximadamente 40 mGal.

No quadro de anomalias da área, destacam-se os máximos gravimétricos que atingem valores entre 40 e 90 mGal. A distribuição dessas anomalias foi interpretada para dar subsídios à definição do quadro tectônico do embasamento da bacia.

(4). As interpretações magnetométricas estão parcialmente baseadas em alguns aspectos do levantamento aeromagnético de Jutai que abrange a área de

estudo, assim como da análise de mapas do campo de intensidade total que mostram, a exemplo da gravimetria, uma distribuição irregular nos valores de susceptibilidade magnética até -250 gammas.

Sob a forma de um perfil integrado com os quadros apresentados pela sísmica e a gravimetria, as anomalias magnéticas foram interpretadas para contribuir com o entendimento do arcabouço estrutural da bacia e melhor compreensão de seu embasamento.

(5). Integração dos dados em consonância com as informações geológicas disponíveis para o embasamento adjacente à Bacia do Solimões.

(6). Consultas bibliográficas sobre as contribuições com ênfase na geologia estrutural e no desenvolvimento de bacias sedimentares, baseadas sobre tudo em HASUI & MIOTO (1992) e COSTA et al. (1992), dentre outros.

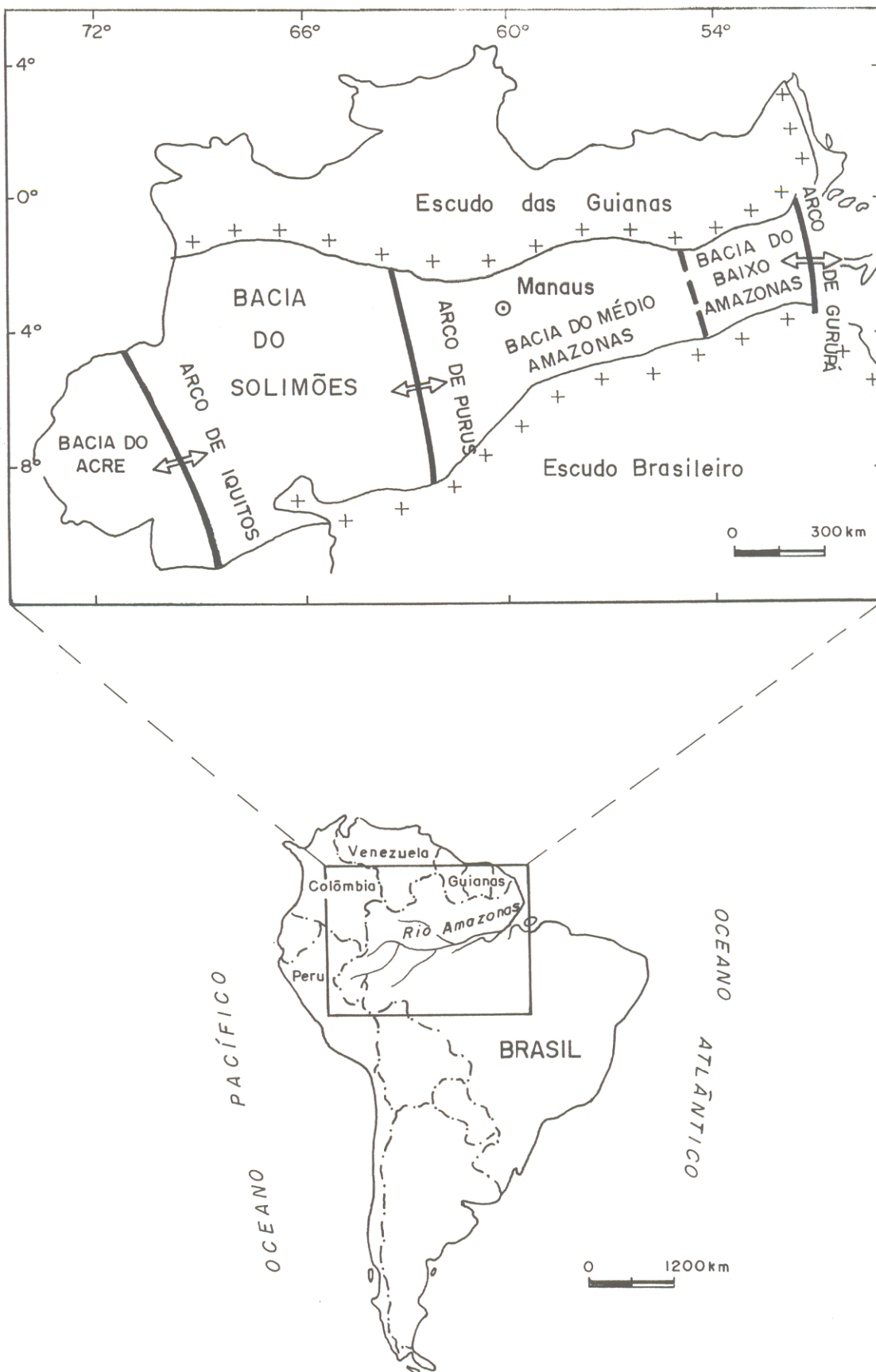


Figura 1.1 Mapa de localização da Bacia do Solimões.

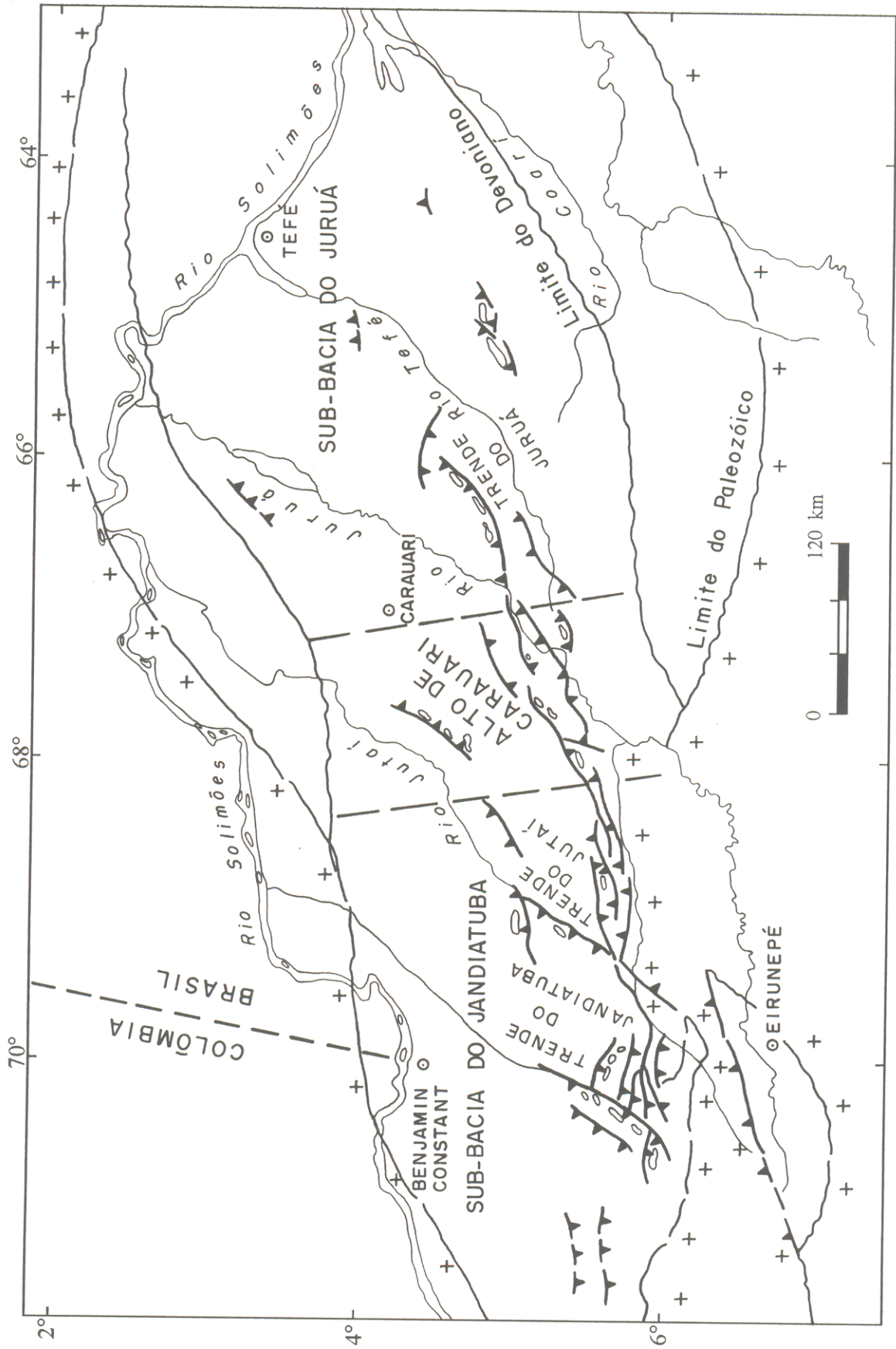


Figura 1.2 Principais feições morfo-estruturais da Bacia do Solimões: Sub-bacia do Jandiátuba, Alto de Carauari e Sub-bacia do Juruá (CAPUTO, 1985).

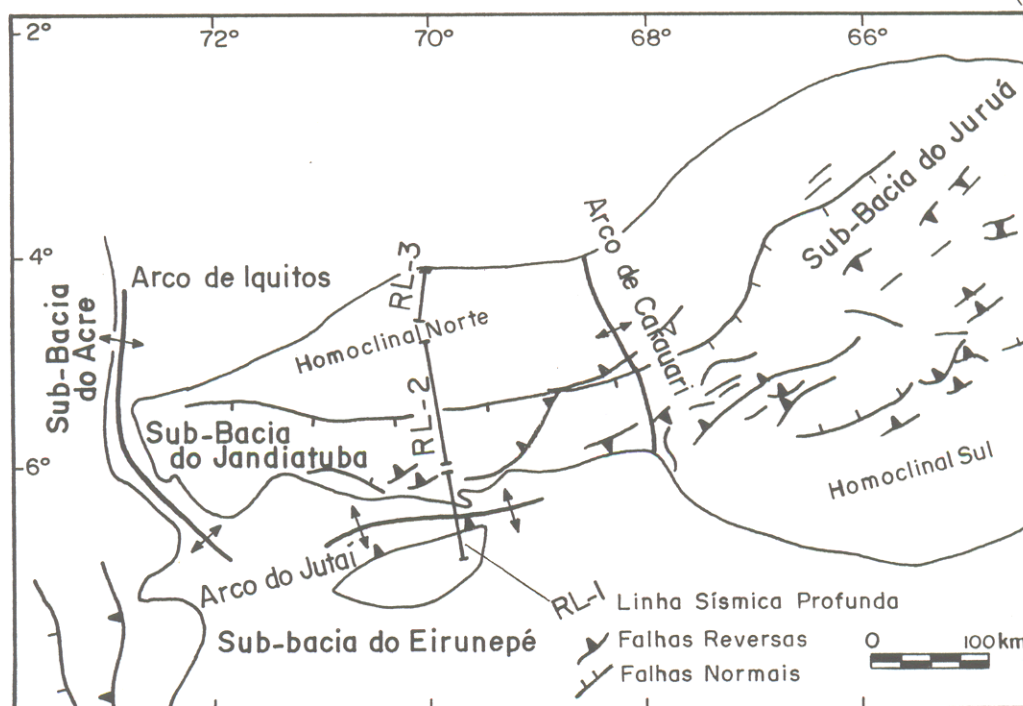
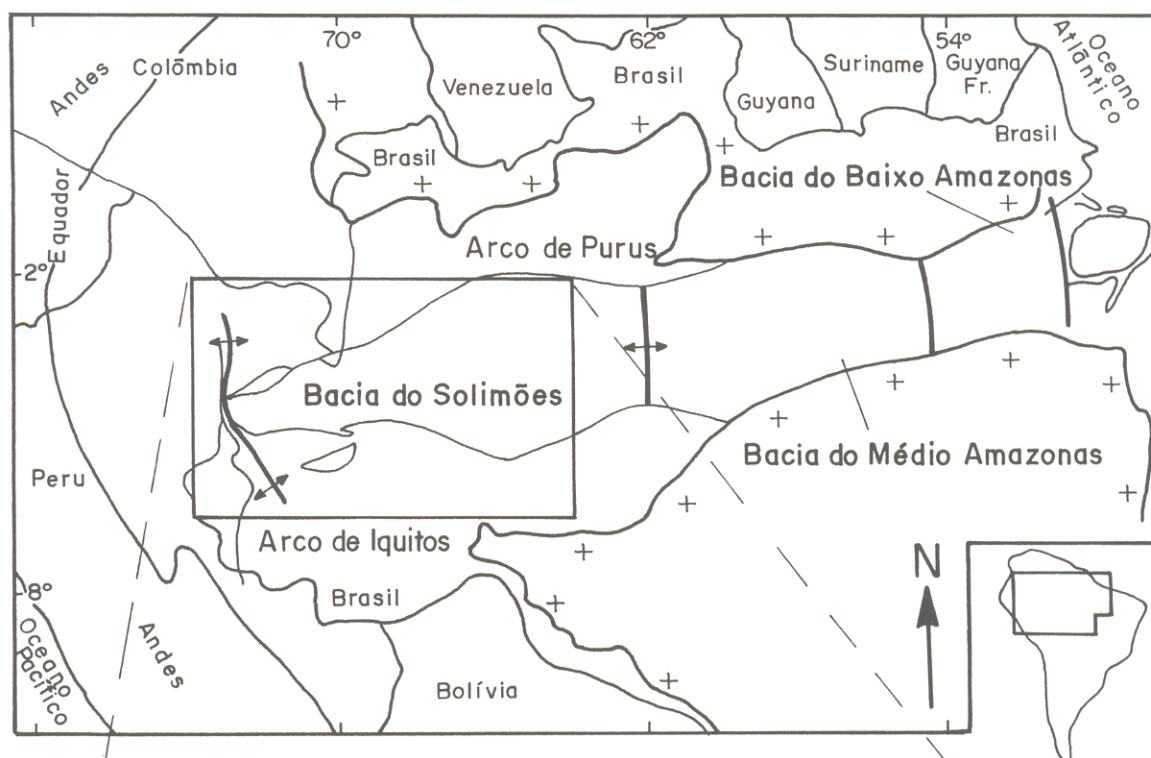


Figura 1.3 Mapa de localização da área da sub-bacia do Jandiátuba (MATOS & BROWN, 1992).

2. ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO SOLIMÕES

Os pacotes de rochas sedimentares de idades paleozóica, mesozóica e cenozóica e os sills de rochas básicas mesozóicas, que compõem a coluna estratigráfica da bacia do Solimões, perfazem cerca de 3500 m de espessura. Este quadro estratigráfico é descrito em termos de sete seqüências deposicionais (Figura 2.1), sendo as quatro primeiras restritas ao Paleozóico e com registros de depósitos marinhos (SILVA, 1988). Tais seqüências são descritas brevemente a seguir.

A primeira seqüência deposicional compreende sedimentos siliciclásticos marinhos reunidos na Formação Benjamin Constant do Ordoviciano Inferior, está restrita à sub-bacia do Jandiatuba e é correlacionável à Formação Contaya da bacia de Ucayali (Quadros apud SILVA, 1988). A fase erosiva que se instalou após a sedimentação desta seqüência representa um hiato de cerca de 100 Ma.

Os primeiros registros da segunda seqüência deposicional aparecem no Emsiano (Devoniano Inferior), expressos por sedimentos marinhos de offshore da Formação Jandiatuba e por sedimentos litorâneos da base da Formação Biá, os quais restringem-se à sub-bacia do Jandiatuba. O processo de subida relativa do nível do mar decorreu de pulsos transgressivos-regressivos até o Devoniano Superior, quando se iniciou a sedimentação sobre o Alto de Carauari e da sub-bacia do Juruá através dos sedimentos silicosos da Formação Uerê.

O registro de uma fauna endêmica de espongiários na Formação Uerê, segundo SILVA (1987), sugere condições climáticas periglaciais para a bacia nesta fase, corroborando o posicionamento paleogeográfico do supercontinente Gondwana Ocidental em alta latitude, conforme discutido por CAPUTO (1984).

A fase glacial que se seguiu é expressa pelos tilitos da Formação Jaraqui do Mesofameniano (CAPUTO, 1984), os quais foram depositados em condições glaciomarinhas na sub-bacia do Juruá e na parte sul do flanco oeste do Alto de Carauari. A regressão do final do ciclo devoniano é marcada por progradações

fluviodeltáicas, com retrabalhamento eólico da porção inferior da Formação Juruá, que se interdigitam em direção à sub-bacia do Jandiatuba com os folhelhos regressivos da Formação Jandiatuba (SILVA, 1987).

A terceira seqüência marca a continentalização parcial da bacia do Solimões, através da instalação de um processo de desertificação durante o desenvolvimento da porção superior da Formação Juruá. A retomada da sedimentação marinha na bacia acontece de forma pulsativa, originando a espessa seção carbonático-evaporítica cíclica da Formação Carauari. O desenvolvimento da unidade como um todo é entendido também sob a forma de "onlap" em direção as bordas, envolvendo transgressões amplas e deposição de sedimentos em áreas que não haviam sido alcançadas pelas seqüências anteriores. A fase regressiva do final dessa seqüência caracterizou-se pelo aumento de clásticos pelíticos avermelhados (SILVA, 1987).

A quarta seqüência deposicional é representada por sistemas totalmente continentais, que se expressam pelos "red beds" da Formação Fonte Boa.

Estes sedimentos estão, em grande parte, erodidos e restringem-se às porções centrais das sub-bacias do Juruá e Jandiatuba. Esta unidade é correlacionável à Formação Andirá da bacia do Amazonas e interpretada como permiana (SILVA, 1987).

A quinta seqüência deposicional restringe-se à porção sul da sub-bacia do Jandiatuba, em um "inlier" de sedimentos mais antigos que o Cretáceo, composta por sedimentos correlacionáveis à Formação Juruá-Mirim e datados, em relação ao vulcanismo básico da bacia do Acre, como do Neotriássico.

As seqüências sexta e sétima são representadas respectivamente, pelas sedimentações eocretácica e terciária das formações Alter do Chão e Solimões. No Juro-Triássico a bacia sofreu intenso magmatismo básico, ocorrendo a intrusão de soleiras na seção paleozóica.

As Figuras 2.2(1) e 2.2(2) correspondem respectivamente, as seções longitudinal e transversal na bacia. A menor espessura da seção sedimentar do perfil

longitudinal, localizada na porção oeste, deve estar relacionada com o efeito epirogenético periférico exercido pela sobrecarga sedimentar da região sub-andina. A seção transversal mostra as feições estruturais geradas a partir do Juro-Triássico, onde a Seqüência paleozóica foi removida por erosão dos Altos Transpressionais (CAPUTO, 1991).

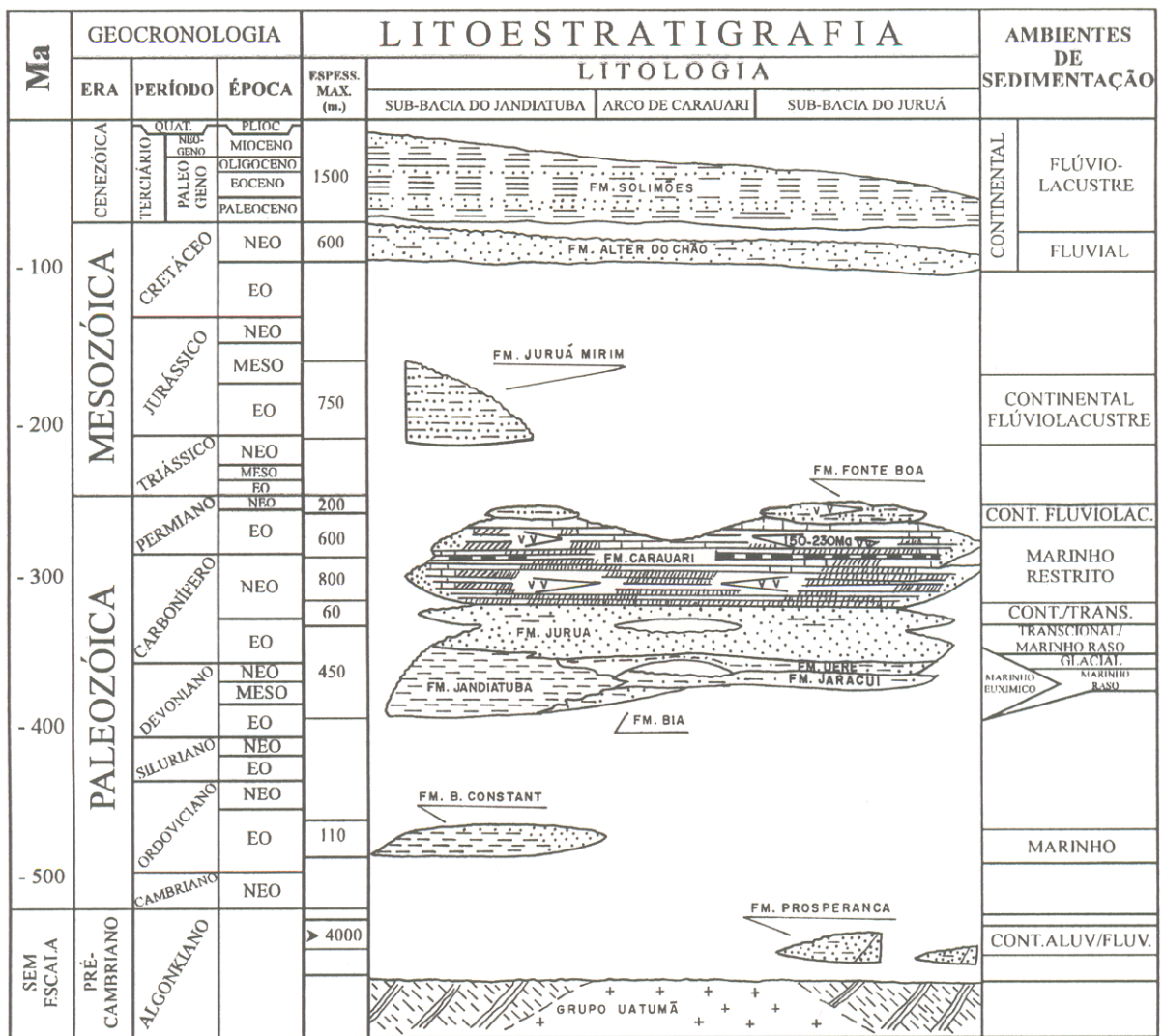


Figura 2.1 Carta estratigráfica da Bacia do Solimões (SOUSA et al. 1990).

3. ASPECTOS GERAIS DO QUADRO GEOTECTÔNICO DO PRÉ-CAMBRIANO E DA BACIA DO SOLIMÕES

3.1 INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico, de acordo com ALMEIDA (1967), é formado por complexos gnáissico-migmatíticos polideformados, sobre os quais se instalaram as unidades sedimentares e vulcânicas do Proterozóico Médio, que são cortadas por suítes de granitos anorogênicos e por complexos máfico - ultramáficos. Na concepção do referido autor, este segmento crustal permaneceu estável durante o evento Brasiliano.

Os resultados dos diversos programas de mapeamento geológico, realizados por diversas empresas e instituições de pesquisa, serviram, em parte, de subsídios para as propostas de organização litoestrutural-geotectônica discutidas por vários autores, destacando-se os seguintes trabalhos:

- ALMEIDA et al. (1977) propuseram a existência de várias províncias estruturais, com organizações litoestruturais próprias ;

- CORDANI et al. (1979) e CORDANI & NEVES (1982), com base em interpretações de dados essencialmente geocronológicos, caracterizaram a Província Amazônia Central e os Cinturões Móveis Maroni-Itacaiunas, Rio Negro Juruena e Rondoniano, vinculados a ciclos termotectônicos do Pré-Cambriano;

- LIMA et al. (1982) mostraram a distribuição dos cinturões granulíticos da parte ocidental da Amazônia, a exemplo do trabalho de SILVA et al. (1974) na Amazônia Oriental;

- HIRATA et al. (1982) descreveram pela primeira vez a existência de um núcleo granito-"greenstone" na Amazônia, na região sudeste do Estado do Pará;

- HASUI et al. (1984), com base na interpretação de dados litoestruturais e geofísicos, propuseram a existência de vários blocos crustais (Figuras 3.1 e 3.2) ,justapostos por linhas de suturas marcadas por faixas de rochas granulíticas.

Na parte interna dos blocos descreveram a presença de terrenos "granito-greenstone". Esse quadro fundamental, esboçado por HASUI et al. (1984), foi corroborado pelos trabalhos de mapeamento geológico de semi-detalle realizados nos últimos anos. Dentre outros, destaca-se o trabalho de ARAUJO et al. (1988) que demonstraram que o arranjo estrutural do Cinturão Itacaiunas, o qual constitui um exemplo de cinturão de alto grau metamórfico, é caracterizado por sistemas imbricados de cavalgamentos dúcteis com zonas de cisalhamento transcorrentes associadas. Esse quadro se repete nos demais cinturões de alto grau da região Amazônica (COSTA & HASUI, 1991).

A estruturação dos terrenos granito - "greenstone" tem sido sistematicamente discutida no âmbito da tectônica transcorrente por COSTA et al. (1991a), BORGES (1993) e COSTA et al. (1994).

A evolução do Proterozóico foi discutida por COSTA et al. (1991b), COSTA et al. (1991c), COSTA & HASUI (1992 b), no âmbito da tectônica extensional responsável pelo desenvolvimento de várias bacias preenchidas por unidades vulcânicas e sedimentares e com corpos graníticos e máfico-ultramáficos associados (Figura 3.3).

No caso da Bacia do Solimões, a sua estruturação segue razoavelmente a orientação geral dos elementos estruturais do Pré-Cambriano (COSTA & HASUI, 1991)

3.2 PROPOSTAS DE MODELOS EVOLUTIVOS

3.2.1 Províncias Estruturais Brasileiras

ALMEIDA et al. (1977) dividiram o território brasileiro em dez províncias estruturais, considerando-as como grandes áreas geograficamente contínuas e caracterizadas por unidades lito-estratigráficas, estruturas, metamorfismo, magmatismo e idades próprias. Essas províncias são caracterizadas sobretudo por rochas pré-cambrianas, assim como por rochas sedimentares e vulcânicas não deformadas do

Fanerozóico. As províncias Rio Branco e Tapajós a norte e a sul da bacia Amazônica respectivamente, tiveram evolução orogênica, em território brasileiro, até o início do Proterozóico Médio, quando passaram a funcionar como áreas plataformais, constituindo o denominado Cráton ou Plataforma Amazônica (ALMEIDA & HASUI, 1984). Os limites destas províncias foram interpretados como geologicamente bem definidos, coincidindo com descontinuidades geológicas, tais como falhas, ou zonas de falhas, ou limites de regiões dobradas e não dobradas.

Esses limites foram examinados primeiramente por ALMEIDA et al. (1977), tendo sido posteriormente objeto de definições mais precisas e modificações baseadas nas informações geológicas e geofísicas.

A integração dos dados relacionados às províncias Rio Branco e Tapajós indicaram que elas tiveram histórias geológicas diferentes das demais províncias brasileiras. Ademais, constitui uma região de maior mobilidade, expressa pelos eventos que nela incidiram desde o Proterozóico Médio até o Mesozóico, dificultando a separação entre as rochas formadas nos diferentes estágios de evolução (ALMEIDA & HASUI, 1984).

As duas províncias estruturais compreendem, em grande parte, rochas do Complexo Güianense, que constituem o embasamento caracterizado por gnaisses de fácies anfíbolito a granulito, migmatitos, anfíbolitos, xistos, quartzitos e outras intrusivas com predominância de granitos e granodioritos.

Através das determinações geocronológicas, foram definidas idades correlacionadas com eventos do Pré-Cambriano, no caso a formação do complexo metamórfico de alto grau e dos cinturões de rochas verdes, correspondendo aos últimos processos de natureza geossinclinal que afetaram a Plataforma Amazônica (ALMEIDA & HASUI, 1984).

3.2.2 Cinturões Móveis do Proterozóico

Através de dados geocronológicos, em consonância com os resultados dos mapeamentos geológicos realizados pelo projeto RADAM, CORDANI et al. (1979) e CORDANI & NEVES (1982), propuseram um modelo para o embasamento a norte e sul da Bacia Amazônica, o qual inclui a Província Amazônia Central envolvida por cinturões móveis estabelecidos em ciclos geodinâmicos distintos (Figura 3.4). Os limites entre estas entidades geotectônicas corresponderiam aos altos estruturais que separam as bacias sedimentares da região Amazônica. Desse modo, os Altos de Monte Alegre, Purus e Iquitos, corresponderiam ao prolongamento dos acidentes tectônicos principais que separam as províncias crustais do embasamento (CORDANI et al. 1984).

A Província Amazônia Central possui um padrão geocronológico com muitas idades aparentes entre 2.200 - 1.800 Ma, assim como a presença de núcleos antigos arqueanos. As remobilizações e acreções mais importantes podem ter ocorrido durante o desenvolvimento do evento Transamazônico, apresentando tendência cratônica caracterizada pelas extensas coberturas vulcano-sedimentares, produto da atuação de sucessivos cinturões móveis que se desenvolveram em sua volta (TASSINARI, 1981).

A Província Maroni-Itacaiunas apresenta um padrão geocronológico ligado ao Ciclo Transamazônico, com alguns núcleos antigos de idades arqueanas, próximas a 2.500 Ma. A sua formação foi definida durante um superevento de acreção - diferenciação continental com um clímax metamórfico próximo a 2.100 Ma.

A Província Rio Negro-Juruena, segundo TASSINARI (1981), sofreu uma evolução geotectônica tipo cinturão móvel entre 1.750 e 1.400 Ma, onde a subducção de uma crosta oceânica propiciou a formação de um sistema de arcos magmáticos. O padrão estrutural obedece a uma direção predominantemente NW-SE. Com a presença

de intrusões de granitos tipo "rapakivi" marcou-se um período de transição para condições cratônicas.

O magmatismo terminal deste evento orogênico é representado pelo vasto número de diques básicos que intrudiram a área dessa província, que junto com as intrusões de complexos alcalinos anelares tipificaram as atividades cratônicas.

A Província Rondoniana teve o seu desenvolvimento tectono-orogênico entre 1.400 e 1.100 Ma, durante cerca de 300 Ma. O evento geodinâmico responsável pela formação dessa província é relacionado com a atuação do ciclo Rio Negro-Juruena, caracterizado por expressivo evento magmático cratônico, representado por rochas metavulcânicas e intrusões graníticas (TASSINARI, 1981).

3.2.3 Blocos Justapostos por Cinturões de Alto Grau

A integração de dados geológicos, geocronológicos e geofísicos permitiu definir complexos de rochas de alto grau constituindo largos e extensos cinturões que orlam e separam blocos caracterizados inteiramente por terrenos granito-"greenstone", identificáveis nos escudos das Guianas e do Brasil Central, assim como no domínio da bacia Amazônica como um todo.

Os cinturões de alto grau (Figura 3.1) representam porções infracrustais que foram soerguidas ao longo de discontinuidades lineares denominadas anomalias do tipo I. Os cinturões orientam-se nas direções NE-NNE e NW-NNW, e coincidem com a disposição das anomalias gravimétricas tipo I, o que poderia indicar a existência de segmentos crustais adelgaçados e espessados regularmente distribuídos (HASUI et al., 1984).

Os terrenos granito-"greenstone" formam faixas sinclínicas alongadas e irregulares constituídas de seqüências vulcano-sedimentares de baixo grau metamórfico e de complexos granito-gnáissicos com restritas supracrustais de fácies

anfíbolito. Os "greenstone belt" têm distribuição geográfica não generalizada nos blocos crustais, concentrando-se em partes marginais dos mesmos (Figura 3.2).

O desenvolvimento desse quadro é entendido através de colisões de massas continentais no Arqueano-Proterozóico Inferior, gerando imbricações e espessamento localizado da crosta.

3.2.4 Modelo Extensional do Proterozóico Médio

O Proterozóico Médio é caracterizado pela formação de diversas bacias extensionais preenchidas por rochas vulcânicas e sedimentares e com corpos graníticos associados com forte controle pela estruturação anterior, seguida por inversão positiva fraca a moderada (COSTA & HASUI 1991).

Por conseguinte, devido as diferenças no quadro estrutural do Proterozóico Médio, a Região Amazônica pode ser separada em dois domínios ou segmentos extensionais localizados na porção ocidental e oriental, respectivamente.

O Compartimento Ocidental é caracterizado por falhas normais orientadas na direção E-W, ligadas a um eixo extensional N-S. Este segmento NW é restrito às partes norte e noroeste dos Estados de Roraima e do Amazonas. As falhas normais foram as responsáveis pela instalação das bacias Surumu e Roraima, sendo reativadas como cavalgamentos no Proterozóico Superior.

Esses cavalgamentos definem sistemas imbricados (Figura 3.5) e se projetam através das coberturas vulcânicas e sedimentares modificando a posição original dos pacotes rochosos (COSTA et al. 1991b). Tais discontinuidades são seccionadas e deslocadas por falhas transcorrentes submeridianas que funcionaram como falhas de transferência na etapa extensional e como rampas laterais na fase de inversão positiva (COSTA et al. 1991b).

No Compartimento Oriental a evolução das bacias foi estabelecida a partir de um eixo extensional NE-SW que formou falhas normais NW-SE e falhas de

transferência NE-SW. Este segmento oriental ocupa as áreas dos Estados do Pará, Amazonas, Amapá e Rondônia, cujas bacias caracterizadas essencialmente por estruturas assimétricas tipo hemigrábens, estão preenchidas por rochas vulcânicas e sedimentares do Supergrupo Uatumã.

Uma exceção a este quadro é representado pelo Graben do Cachimbo que constitui a única feição simétrica composta por blocos basculados falhados para NE e SW (Figura 3.6) e seccionados por falhas transcorrentes orientadas segundo NE-SW e ENE-WSW (COSTA et al. 1991c).

Os dois compartimentos extensionais do Proterozóico Médio se articulam através de um feixe de zonas transcorrentes NE-SW, denominado Zona de Transferência Boa Vista - Caracaráí, e interpretado como uma zona compartimental que evoluiu a partir da reativação das estruturas que compõem o Cinturão Guiana Central.

Como consequência da instalação das bacias paleozóicas na região Amazônica, durante um regime inicialmente extensional foram geradas falhas normais com "trends" orientados segundo NE-SW e ENE-WSW. As falhas transcorrentes NW-SE estão associadas a esse evento cinemático, sendo interpretadas como falhas de transferência ligadas estreitamente com a orientação das falhas normais do Proterozóico Médio, a exemplo do Arco de Purus que corresponde a uma zona compartimental que separa as bacias do Médio Amazonas e do Solimões (WANDERLEY FILHO, 1991).

O desenvolvimento das bacias do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental, sugerido por COSTA et al. (1991c) envolve a atuação de uma componente de estiramento, a nível regional, que proporcionou adelgaçamento progressivo da crosta através da formação de falhas normais, que se ajustam em profundidade a uma superfície principal de movimentação, independentemente da natureza interna da movimentação e da geometria dos sistemas. Dessa forma, o modelo extensional do

Proterozóico Médio corroborado pelos autores antes mencionados, mostra que as principais linhas de fraqueza da crosta continental da Região Amazônica, caracterizada por feixes de zonas de cisalhamento e de falhas orientadas em várias direções, foram estabelecidas através da atuação de processos tectônicos no Pré-Cambriano e experimentaram, em grande parte, reativações ligadas aos movimentos do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico.

3.3 MODELOS PROPOSTOS PARA A BACIA DO SOLIMÕES

O desenvolvimento das pesquisas na região da bacia do Solimões aliadas com o avanço tecnológico da sísmica de reflexão e a evolução dos meios de comunicação e transporte liderados pela PETROBRÁS, permitiram um avanço significativo no processo exploratório desta área. Desta forma, as contribuições de modelos propostos por vários autores para a bacia serão resumidos, a seguir, destacando-se os seguintes trabalhos:

- SZATMARI et al. (1975) concluíram que na Bacia do Solimões havia a presença de duas feições estruturais proeminentes: o Alto do Jutá e o Baixo do Juruá, resultantes da movimentação originada pela Orogenia Herciniana tardia (Permiano Médio) de atuação nítida na região oeste, faixa Andina.

- SZATMARI (1981), estudando as fases orogênicas na evolução da Cordilheira dos Andes, voltou a relacionar a estruturação do Tende do Juruá com a Orogenia Tardiherciniana, atuante durante o Permo-Carbonífero. A bacia do Solimões teria sofrido esforços de compressão resultantes da subducção da Placa do Oceano Pacífico. A estruturação era resultante do empurrão do Alto de Iquitos para leste, contra a seqüência sedimentar paleozóica da calha amazônica.

- ESTEVES (1982) relaciona um provável rompimento da litosfera no Jurássico, ao longo da junção entre o Continente Sulamericano e a Bacia Oceânica do Pacífico, formando a placa oceânica de Nazca e iniciando o processo de subducção sob a borda

noroeste da América do Sul. Com o soerguimento desta margem convergente, teria se formado o trende estrutural do Juruá como resultado de esforços compressoriais.

- SZATMARI (1983,1984) reformulou e ampliou seu modelo proposto anteriormente, considerando a existência de uma falha estendendo-se desde o Gráben do Tacutu até Pizco (Peru), que teria se desenvolvido no Triássico e Jurássico, quando da abertura do Golfo do México e Oceano Atlântico Norte. A movimentação do bloco noroeste dessa falha sinistrógira teria sido acompanhada por pequena rotação anti-horária do bloco deslocado, provocando distensão no Gráben do Tacutu e compressão na região do Juruá, sendo crescente a intensidade dessa compressão de nordeste para sudoeste.

- ESTEVES (1984) reestruturou o modelo de compressão, proposto anteriormente, concluindo que os esforços compressivos de direção NW-SE atuantes no Mesojurássico-Neojurássico e Eocretáceo, determinaram a formação e individualização das placas do Caribe, Cocos e Nazca. Os dobramentos do Juruá, de direção NE-SW, possivelmente resultariam destes esforços compressivos. A expansão das Cadeias Mesooceânicas da América Central e Pacífico Sul teria papel destacado na geração dos esforços compressivos atuantes na Bacia do Solimões responsáveis pela formação do Trende do Juruá.

- CAPUTO (1984) propôs um modelo no qual as estruturas da bacia do Solimões resultariam de esforços compressivos atuantes no Neojurássico-Eocretáceo. O mesmo autor, em 1985, apresentou uma interpretação alternativa envolvendo transpressão, com a formação de uma zona de falhas transcorrentes e escalonadas. O alinhamento estrutural do Juruá teria se formado devido à colisão da borda NW do Continente Sul-Americano com um arco de ilhas, durante a abertura do Atlântico Sul, o que teria originado esforços compressivos que alcançaram grandes distâncias dentro do Continente Sul-Americano. Estes esforços teriam produzido um sistema dextrogiro de falhas com inúmeras dobras e falhas reversas.

A estruturação teria ocorrido após o magmatismo básico distensivo do fim do Jurássico e antes da deposição da formação Alter do Chão (Aptiano ao Turoniano).

- PORSCHE (1985) conclui que um modelo estrutural que considera um processo de transcorrência com sentido de deslocamento dextral, acompanhada de uma componente de compressão, é o que melhor explica as feições estruturais observadas no Tende do Juruá, no qual três tipos de falhas foram identificadas como: falhas reversas perpendiculares à direção do esforço principal máximo, falhas reversas paralelas à direção de transcorrência e falhas sintéticas ligeiramente oblíquas à transcorrência. Este autor afirma que a estruturação do Juruá está ligada ao mesmo evento tectônico que originou as falhas reversas da bacia do Acre e das bacias subandinas do Peru, que afetaram a seqüência Permo-Triássica e são recobertas discordantemente pelos sedimentos do Cretáceo.

- CAPUTO & SILVA (1990), com base em CAPUTO (1985), denominaram a zona principal de falhas observadas na Bacia do Solimões de Megacisalhamento do Solimões. Estes autores reforçaram a tese de que a estruturação responsável por este megassistema teve início durante a divergência entre a América do Sul e a África, que produziu uma forte convergência entre o noroeste da América do Sul e um arco de ilhas, provocando uma colisão frontal que transmitiu esforços que cisalharam importantes alinhamentos preexistentes no Continente Sul-Americano, formando assim uma zona de cisalhamento constituída por um sistema de dobras e falhas transcorrentes de direção predominantemente N70° - 80°E. Assim sendo, uma linha imaginária de direção N78°E e cerca de 1000 km de comprimento é adotado, pelos autores acima citados, unindo o alto transversal da bacia do Acre e o Horst do Juma para definir a região deste megacisalhamento.

Desta forma, no Megassistema do Solimões são observados cinco trendes escalonados que, de oeste para leste, são denominados de Jandiatuba, Jutaí, Ipixuna, Juruá e Urucu (APOLUCENO NETO & TSUBONE, 1988).

O magmatismo básico na bacia do Solimões ocorreu durante o Triássico e o Jurássico na forma de diques e soleiras, que se introduziram na seção Paleozóica, ao longo e nas proximidades dos trendes escalonados. Este magmatismo básico está associado à abertura do Golfo do México (210 Ma) e Atlântico Norte (CAPUTO & SILVA, 1990). Uma vez que as espessas soleiras de diabásio foram falhadas, fraturadas e deformadas por esforços compressivos, é evidente que a atividade distensiva magmática foi anterior ao evento tectônico transcorrente instalado na região.

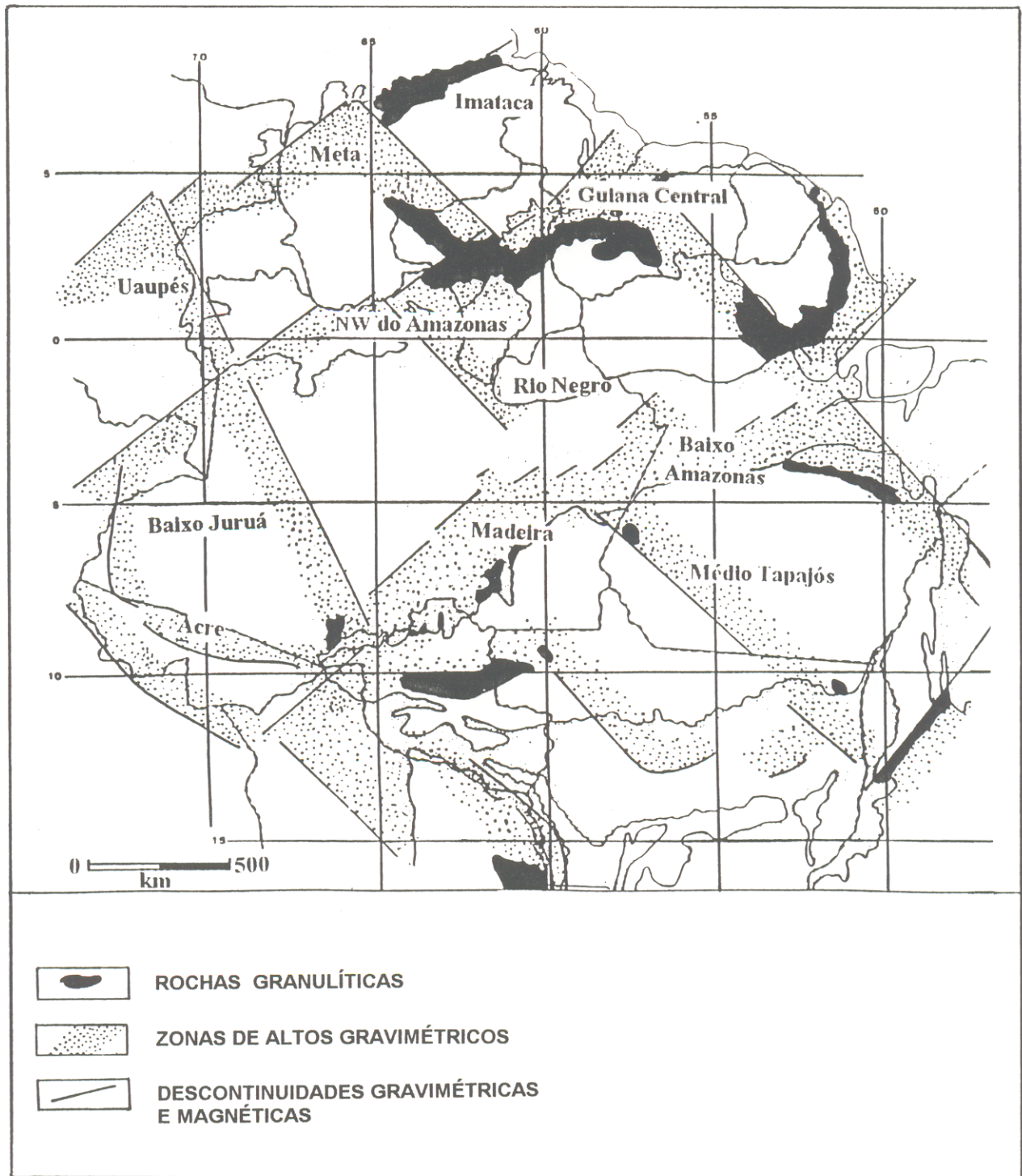


Figura 3.1 Cinturões de alto grau da Amazônia e os limites dos principais blocos crustais (HASUI et al. 1984).

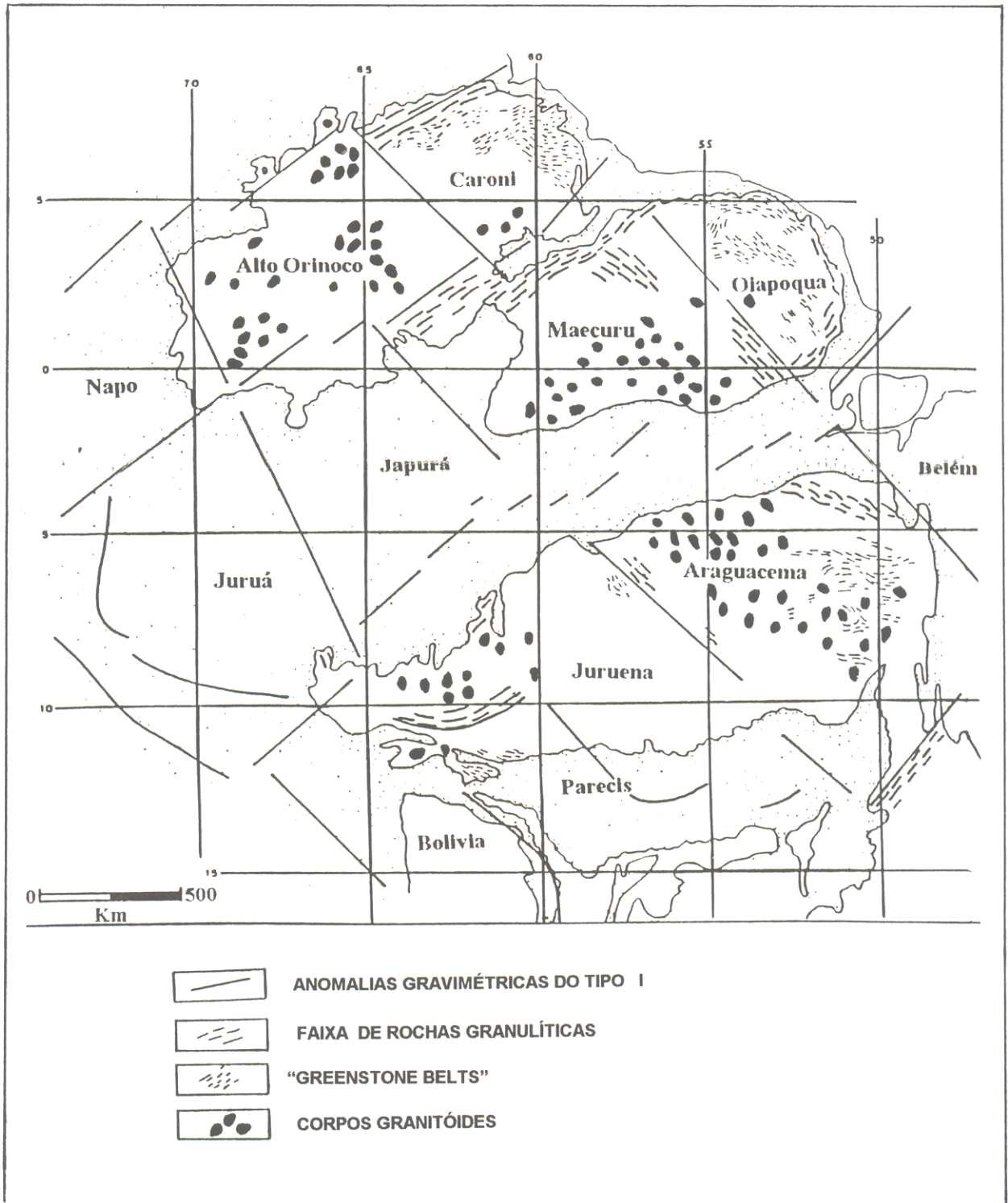


Figura 3.2 Compartimentação tectônica da região Amazônica delineada através de blocos crustais (HASUI et al. 1984).

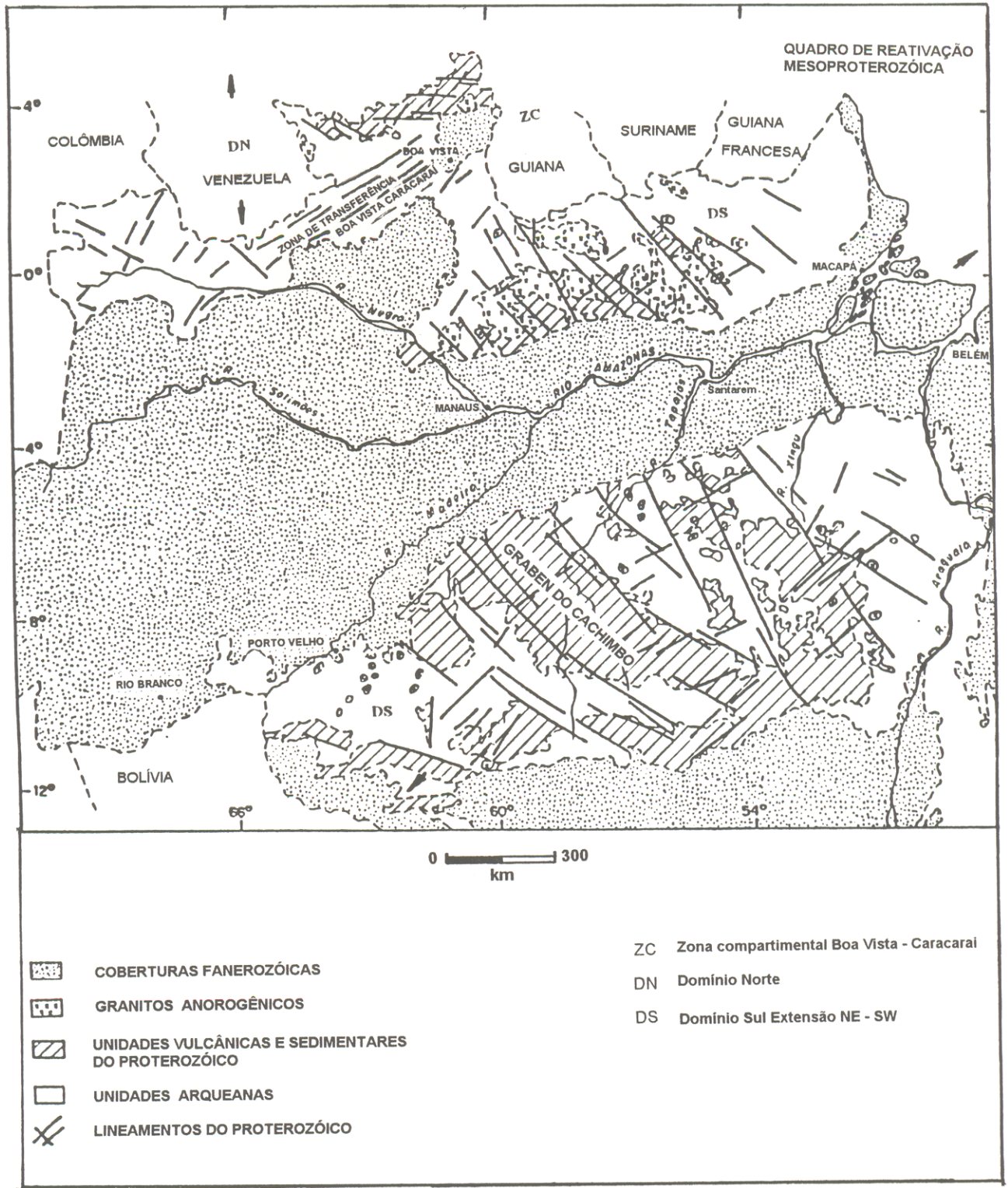


Figura 3.3 Mapa das principais estruturas do Proterozóico Médio (COSTA et al. 1991b).

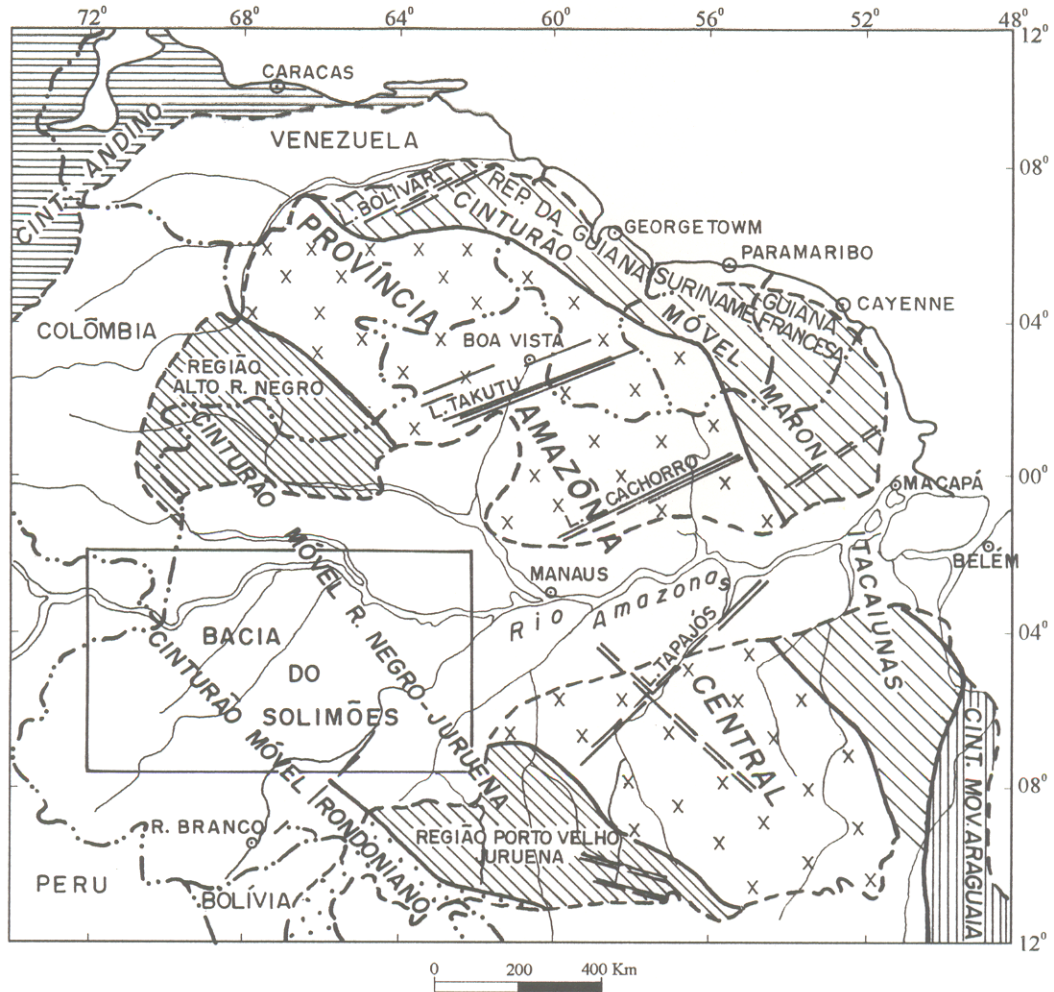


Figura 3.4 Mapa das províncias geocronológico-estruturais da região Amazônica (TASSINARI, 1981).

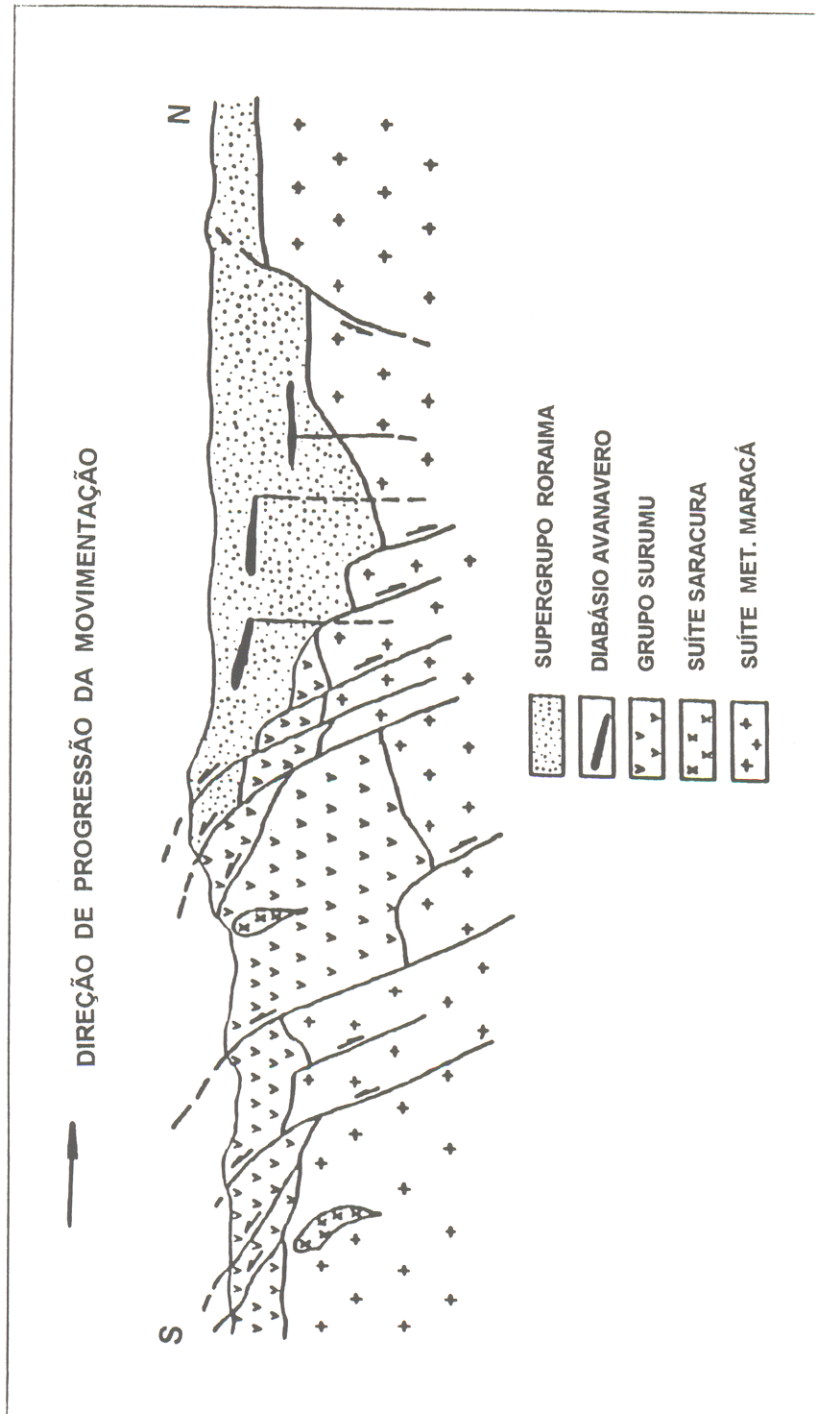


Figura 3.5 Seção geológica esquemática através das áreas das bacias Surumu e Roraima mostrando a geometria geral dos principais planos de movimentação e a relação entre as unidades litológicas maiores (COSTA et al. 1991b).

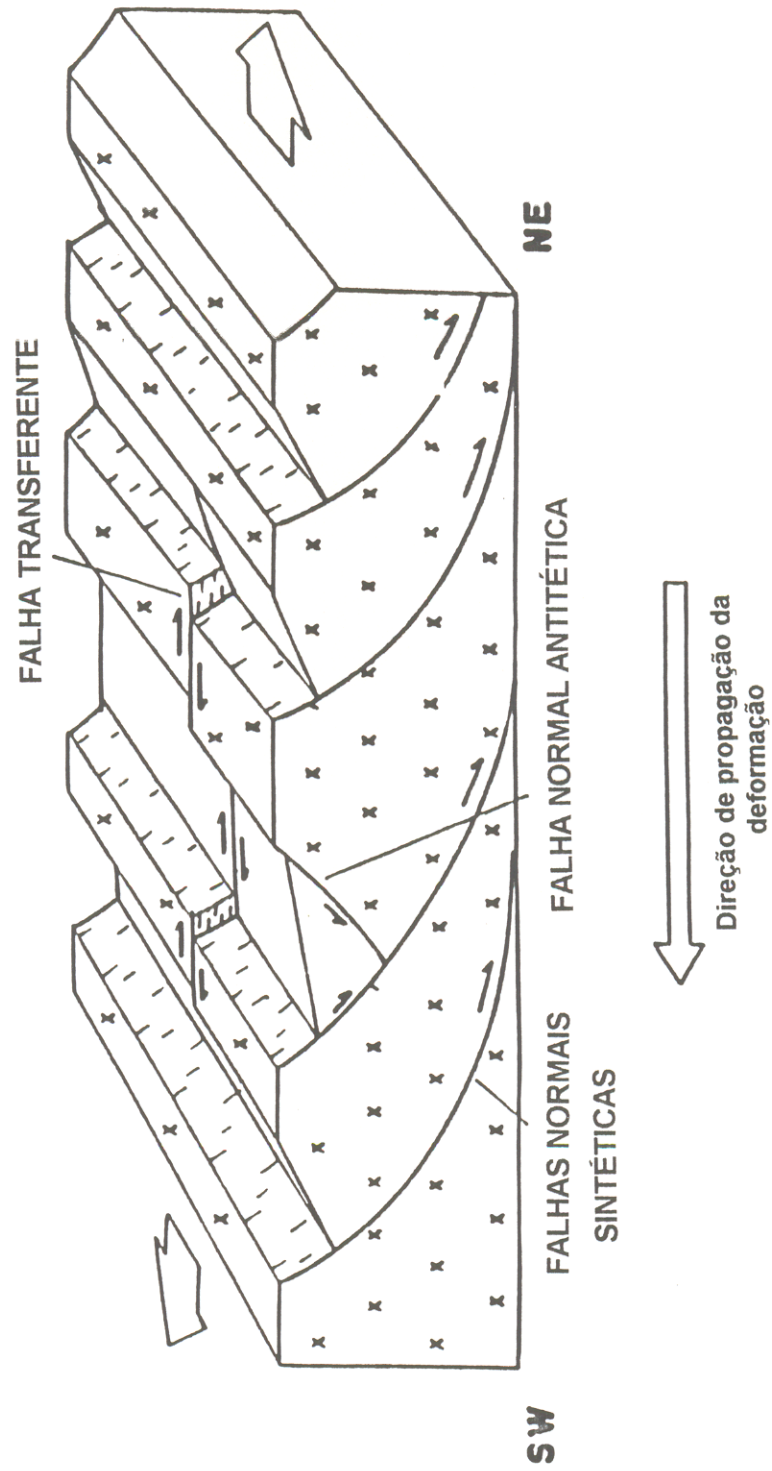


Figura 3.6 Representação esquemática do arcabouço estrutural da área do Gráben do Cachimbo (COSTA et al. 1991b).

4. ESTADO DE CONHECIMENTO DAS INTERPRETAÇÕES CRUSTAIS DISPONÍVEIS NOS VÁRIOS CONTINENTES, COM BASE EM SÍSMICA PROFUNDA

4.1 PRINCIPAIS PROGRAMAS NO MUNDO.

Através do desenvolvimento das técnicas para os estudos de prospecção sísmica a grandes profundidades, inúmeros trabalhos e experimentos têm sido realizados no mundo todo sobre as estruturas que compõem o arcabouço da crosta continental, tanto em áreas continentais como em áreas marinhas.

Praticamente todos os estudos e interpretações crustais, nos vários continentes, tratam de definir as características físico-geológicas dos estratos ou refletores como indicadores de processos ou eventos acontecidos nos níveis profundos da crosta continental.

Os principais programas envolvidos nos levantamentos de linhas sísmicas profundas estão representados pelo COCORP (Consortium for Continental Reflection Profiling), USGS (U.S Geological Survey) - Estados Unidos, BIRPS (British Institutions Reflection Profiling Syndicate), MOIST (Moine and Outer Isles Seismic Traverse), WINCH (Western Isles-North Channel), SWAT (South West Approaches Traverse) - Grã Bretanha, assim como também o ECORS (Etude de La Croûte Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismique) - França, e DEKORP (Deutsches Kontinentales Reflexionsseismiches Programm) da Alemanha.

Por conseguinte, a maior parte dos trabalhos pesquisados neste capítulo está baseada nas diferentes contribuições sobre os Apalaches, Cordilheira Central Americana, regiões Noroeste e Central da Europa e Austrália, dentre outras.

4.2 DEFINIÇÃO DOS REFLETORES

A composição da crosta continental, direta ou indiretamente, tem sido vinculada com o manto litosférico, através de uma longa história de eventos de

fusão, junto com os processos magmáticos e metamórficos que modificaram os segmentos crustais primordiais.

Desta maneira, a crosta compreende rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, afetadas por diversos processos tectônicos que atuaram em todos os níveis.

A definição dos refletores sísmicos nos diferentes intervalos da crosta, representa uma das principais características no procedimento de identificação e interpretação de feições geológicas.

Por conseguinte, um refletor definido está relacionado com os parâmetros físicos, como velocidade de propagação das ondas compressivas e a densidade das camadas rochosas, representando em conjunto a impedância acústica, como principal característica dos registros sísmicos.

Dessa forma, é estabelecida a relação entre os tempos de percurso das ondas longitudinais (tempos duplos) e a sua ligação com a transformação em profundidade e espessura dos horizontes geológicos, obtidos e definidos nas diferentes etapas de registro, processamento e interpretação.

Os refletores sísmicos mostram o arcabouço crustal em profundidade, diferenciados tanto pela sua geometria na forma de reflexões sub-horizontais, arqueadas ou curvadas com eventos de possíveis truncamentos e difrações, bem como pelo ângulo de mergulho, podendo definir diferentes tipos de feições geológicas relacionadas com falhas, intrusões e zonas de cisalhamento, entre outras.

4.3 SIGNIFICADO DOS REFLETORES

A correlação existente entre o quadro geométrico de refletores apresentado nos perfis sísmicos está fortemente vinculado, tanto com episódios de tectônica extensional como de tectônica compressional e transcorrente. Dessa maneira,

através dos levantamentos realizados em diferentes regiões do planeta, em áreas cratônicas, cinturões orogênicos, assim como em bacias continentais e oceânicas, os refletores observados representam características diversas interpretadas e definidas de formas diferentes.

Através do avanço nos experimentos envolvidos com sísmica profunda, os tipos de assinaturas têm sido classificadas de acordo com suas formas geométricas e outras características físicas que estabelecem os padrões de refletividade em subsuperfície.

Os processos que podem modificar a geometria da crosta profunda estão ligados com movimentos compressivos na forma de cavalgamentos, movimentos extensionais, "underplating", anatexia e metassomatismo.

Cada um desses processos pode localmente alterar o arcabouço dos níveis inferiores da crosta devido à movimentação ao longo de falhas lístricas ou por cisalhamento puro.

Da mesma forma, a assimilação pela crosta de porções do manto, originando subsidência na superfície, tem vínculos diretos com intrusões de magma basáltico distribuído em diferentes níveis crustais.

O metassomatismo causado pelas intrusões do manto levaria a caracterizar a crosta inferior com uma composição mais félsica, diferenciada, através dos processos de anatexia, em zonas máficas e félsicas.

Existem inúmeros exemplos no mundo mostrando diferentes tipos de assinaturas sísmicas ligadas aos eventos geotectônicos ocorridos nas diversas etapas da evolução da crosta.

No território dos Estados Unidos foram definidas as assinaturas sísmicas representadas por descolamentos relacionados com refletores de baixo ângulo, e zonas refletivas profundas que, em alguns dos casos, isolam grandes zonas de cisalhamento, talvez suturas crustais.

Essas e muitas outras assinaturas (Figura 4.1) foram estabelecidas por BROWN (1991), mostrando assim as variações do comportamento da crosta continental Americana. Na região noroeste da Europa, especificamente nas Ilhas Britânicas, existem bons exemplos de feições crustais relacionadas com eventos extensionais e colisionais (Figura 4.2).

Outros eventos relacionados com os domínios Caledoniano, Herciniano e Variscano, nas regiões central e ocidental da Europa, foram descritos através dos programas BIRPS, ECORS, DEKORP, COCORP e outros, identificando muitas variedades ou tipos de reflexões existentes nos níveis inferiores da crosta continental.

4.4 ASSINATURA SÍSMICA DA CROSTA NOS VÁRIOS CONTINENTES

A integração dos estudos envolvendo sísmica de reflexão profunda em grandes regiões da Europa Ocidental, América do Norte e Austrália mostra refletividade muito forte para a crosta inferior, completamente diferente da crosta superior e manto superior, caracterizados por uma fraca presença de refletores ou transparência sísmica. Essa transparência representa um problema particular na interpretação de dados de sísmica de reflexão profunda a espera de solução. A falta de reflexões coerentes em profundidade desses intervalos crustais provavelmente é causada pela homogeneidade geológica ou talvez simplesmente por causa das condições físicas estabelecidas sobre diferentes tipos de rochas.

As implicações litológicas em zonas transparentes não são muito claras. A homogeneidade talvez, previsível no caso de intrusões graníticas ou de peridotitos do manto, poderia explicar a transparência sísmica. Exemplos destes casos são discutidos com base nas amostras de granito provenientes dos testemunhos de sondagens que atingiram o embasamento na região de Kansas (EUA). Portanto,

essa homogeneidade é interpretada como a causa das diferentes transparências na parte superior do embasamento (BROWN, 1991).

Um fato importante é que o contraste entre a crosta sísmicamente transparente e a crosta sísmicamente estratificada, tem sido visualizada como um ponto de referência importante para a elaboração de alguns modelos evolutivos da crosta continental como os apresentados por MEISSNER (1986) e NELSON (1991). Da mesma forma, os perfis de sísmica profunda registrados no NW das Ilhas Britânicas, através de regiões afetadas pelas fases orogênicas Caledoniana e Variscano-Herciniana, demonstram que a crosta superior, em grande parte, é acusticamente transparente, e algumas evidências de estruturas pré-cambrianas são observadas (SMYTHE, 1986).

A descontinuidade de Conrad corresponde a interface que separa duas porções importantes da crosta, através das características dos tipos: reológico e físico. As evidências que levam a diferenciar esse limite tênue nas seções sísmicas, estão fortemente vinculadas com as variações de velocidade das ondas compressãoais (V_p) de 6 para 6.4 Km/s. Este limite localiza-se a profundidades variáveis, da ordem de 10-25 Km aproximadamente nos continentes.

As melhores contribuições dos programas de levantamentos sísmicos no mundo, com suas devidas interpretações crustais, serão detalhadas a seguir:

NO TERRITÓRIO DOS E.U.A

Os perfis COCORP cobrem quase todo o território Americano, representando importantes contribuições para o entendimento dos diferentes padrões de refletividade, vinculados com feições geotectônicas observadas em regimes de natureza compressional ou extensional e de idades diversas.

SMITHSON (1986), baseado em dados sísmicos de reflexão localizados na parte setentrional dos Apalaches, classificou a crosta inferior, segundo as variações na geometria dos refletores, da seguinte forma:

- (a) crosta inferior não refletiva;
- (b) crosta inferior com reflexões sub-horizontais;
- (c) crosta inferior com reflexões amplamente arqueadas;
- (d) crosta inferior com reflexões curvadas e eventos de cruzamentos.

A primeira categoria é menos freqüente nas seções sísmicas, mas a falta de refletores pode indicar simplesmente homogeneidade relacionada com a natureza das rochas. Se a ausência de refletividade em uma parte da crosta deve-se à homogeneidade litológica, então é quase certa a presença de uma ou várias intrusões ígneas (SMITHSON, 1986).

As reflexões planas ou sub-horizontais podem ser causadas por intrusões de soleiras de gabro em rochas mais félsicas, assim como por zonas miloníticas ou por deformação homogênea dúctil da crosta inferior heterogênea.

As rochas supracrustais certamente originariam reflexões multicíclicas e provavelmente muito arqueadas. No caso de eventos relacionados com dobramentos tardios fortes ou intensos, formar-se-iam refletores curvados e truncados. A presença de rochas metassedimentares, associadas com alta condutividade elétrica na crosta inferior, é extremamente importante para estabelecer algumas relações com a refletividade dos níveis crustais.

Segundo alguns autores (Fountain et al. apud SMITHSON, 1986; Hurich et al. apud SMITHSON, 1986), as rochas miloníticas são excelentes refletores. Essa refletividade em grande parte é causada provavelmente pela laminação em todas as escalas, tanto nos níveis da crosta média como nos da crosta inferior. Se as rochas miloníticas fossem abundantes nos níveis inferiores da crosta, poder-se-ia esperar a forma relativa de zonas discretas de 1 - 3 Km de espessura; no caso de serem

anastomosadas, elas teriam descontinuidades irregulares com um padrão de refletores inclinados, mas não seria o caso de eventos de reflexões curvadas-truncadas, que são típicas de alguns casos de perfis registrados em "offshore" (Fountain apud SMITHSON, 1986).

As melhores expressões de reflexões a nível da crosta inferior nos EUA, encontram-se na região da "Great Basin", afetada pela extensão cenozóica, na parte setentrional dos Apalaches e paradoxalmente, na crosta arqueana antiga de Minnesota, bem heterogênea e completamente estratificada (SMITHSON, 1986).

Os refletores fracos sub-horizontais poderiam ter sido originados pela estratificação de intrusões máficas, rochas supracrustais ou milonitos. A grande extensão vertical, o paralelismo sub-horizontal geral e a relativa reflexão moderada, sugerem, como interpretação, uma possível série de camadas de intrusões máficas.

Os eventos de refletores com curvaturas truncadas, baseados em seções sísmicas profundas (Kansas Lines), são tipicamente de geologia complexa, associados a uma considerável heterogeneidade (Figura 4.3), difrações, assim como dobras e intrusões ígneas na crosta média. O perfil da figura 4.3 representa um excelente exemplo que mostra algumas semelhanças parciais com a seção profunda localizada na região central da bacia do Solimões (capítulo 5).

A coincidência aproximada das zonas de baixa resistividade elétrica na crosta, com zonas de alta refletividade sísmica, definidas pelas linhas COCORP nas partes meridional e setentrional dos Apalaches, representa ligação das propriedades físico-geológicas que caracterizam e definem as camadas rochosas da crosta.

Essas estruturas de baixa resistividade podem representar relíquias das fraturas de cisalhamento que foram geradas durante os processos de empilhamento crustal ou vestígios de limites de placas proterozóicos (HAAK & HUTTON, 1986).

Segundo ALLMENDINGER et al. (1987), a crosta continental pode ser caracterizada como tendo quatro tipos de assinaturas de reflexões sísmicas (Figura 4.4):

(1). crosta cratônica com assinatura dominada por difrações e reflexões inclinadas, com ausência de uma reflexão acentuada no limite de Moho;

(2). regiões com deformações do tipo pelicular delgada no antepaís relacionadas com abundantes reflexões rasas e poucos refletores profundos;

(3). assinatura unidirecional com mergulhos em direção ao pós-país podendo representar em escala crustal uma zona de rampa;

(4). regiões com uma crosta fortemente estratificada e com reflexões de alta amplitude caracterizando a descontinuidade de Moho.

Os três primeiros tipos de assinaturas são comumente observados através das seções registradas em cinturões orogênicos. O quarto tipo corresponde às regiões da crosta inferior relacionadas com elevações de temperatura, tais como as encontradas em zonas de rift.

A primeira zona foi registrada em áreas cratônicas precambrianas pouco deformadas nas partes inferiores do continente, junto aos orógenos fanerozóicos. Esta zona é caracterizada, do topo para a base, por:

(a) refletores em forma de faixas delgadas estratificadas, correspondendo a pequenas perturbações das camadas fanerozóicas;

(b) relativamente poucas reflexões na crosta superior de 1/3 a 1/2 do total de refletores;

(c) a crosta média e inferior é dominada por difrações e refletores inclinados com diferentes orientações;

(d) a Descontinuidade de Moho é caracterizada pela presença de poucas difrações.

As reflexões de alta amplitude e lateralmente contínuas nesta área são raras. Exemplos deste tipo de zona foram realçados por levantamentos feitos pelo COCORP, através das linhas Kansas e Minnesota (Figura 4.5a). Também inclui-se na primeira zona, áreas que têm sido deformadas por um amplo tectonismo pelicular espesso amagmático como a do Platô do Colorado e da província Wyoming Laramide.

A segunda zona corresponde ao tradicional antepaís orogênico deformado por cinturões de cavalgamentos através de tectônica pelicular delgada que não envolve o embasamento. A deformação extensional, após movimentos compressivos, é também um tipo de feição geológica comum na zona (2), mas é também usualmente interpretada como falhas reversas reativadas da tectônica pelicular delgada (Royse apud ALLMENDINGER et al. 1987).

A insuficiência das reflexões no embasamento pode resultar de sinais fracos de penetração através do complexo de estruturas perto da superfície, ou talvez devido à deficiências do método de empilhamento ("common depth point" - CDP). Um exemplo desta zona é representado pela região de transição Platô do Colorado - Província Basin and Range (Mayer & Brown apud ALLMENDINGER et al. 1987)

A terceira zona é definida por uma estreita até ampla região de refletores inclinados penetrando profundamente na crosta (Figura 4.5b). O mergulho das reflexões no pós-país de cinturões montanhosos e de todas as zonas de reflexão estende-se desde o topo até os níveis crustais inferiores.

Em quase todos os levantamentos, algumas reflexões e /ou difrações também mergulham contrariamente ao tipo geral de assinatura sísmica, ou seja, há variações consideráveis na magnitude do mergulho e continuidades laterais de reflexões. Essa zona pode variar em amplitude e largura em torno 50 Km (King Mountain Belt e Anomalia Brunswick) entre Apalaches meridionais e a zona cristalina Herciniana dos perfis ECORS (França) (Bois apud ALLMENDINGER et al. 1987) e perto de 300

Km na parte leste do Estado de Nevada e parte oeste do Estado de Utah, (ALLMENDINGER et al. 1987). A terceira zona está mais claramente relacionada com a tectônica compressional e representa uma área em que os cavalgamentos de tectônica pelicular delgada do antepaís são cortados por descontinuidades que se projetam no embasamento do pós-país, deformando a crosta média e inferior.

A quarta zona é definida por numerosos refletores horizontais e de mergulhos suaves na crosta média e inferior, assim como por zonas de reflexão de alta amplitude e continuidade lateral perto da descontinuidade de Moho (Figura 4.5c).

A profundidade do topo da crosta inferior refletiva é variável. Essa zona é caracterizada por elevações geotérmicas, magmatismo e extensão, e pode ocorrer em áreas de antepaís, pós-país ou em cratons. No caso, o magmatismo mesozóico e cenozóico na Cordilheira Central e o magmatismo mesozóico e paleozóico nos Apalaches são proeminentes na zona (4). A reflexão das camadas do Moho nesta zona é considerada para indicar a zona de estratos de transição com muitos quilômetros de espessura. Os segmentos de reflexões individuais são presumidos como resultado da interferência de refletores de numerosas e relativas camadas delgadas (Braile apud ALLMENDINGER et al. 1987). As possíveis sugestões dos dados para as reflexões do limite crosta / manto na zona (4) incluem:

- (a) gnaisses e / ou acumulações ígneas interestratificadas na crosta inferior e no manto superior;
- (b) zonas dúcteis de alta deformação (milonitos);
- (c) sills basálticos injetados ao longo da base da crosta;
- (d) preenchimento de fluidos nas fraturas.

Em alguns perfis levantados pelo COCORP no oeste dos E.U.A, os refletores com anomalias de alta amplitude têm sido interpretados como intrusões recentes ou corpos magmáticos jovens pela correlação deles com o vulcanismo atual.

A comparação do caráter refletivo entre uma crosta cratônica e outra orogênica sugerem diferenças de primeira ordem, particularmente na natureza dos refletores na interface manto-crosta inferior (Meissner apud ALLMENDINGER et al. 1987).

Estudos convincentes têm mostrado que processos similares atuaram em cinturões orogênicos jovens e nas associações litológicas que atualmente compõem os cratons (Hoffman apud ALLMENDINGER et al. 1987). Portanto, as diferenças aparentes entre assinaturas cratônicas e orogênicas podem constituir passos importantes para o melhor entendimento do comportamento da evolução da crosta continental. Os processos dependentes do tempo devem deduzir a impedância acústica responsável pela refletividade nas camadas da crosta inferior ou intensificação dos pontos das fontes responsáveis pelas abundantes difrações.

Os dados de reflexão sísmica profunda e magnetometria ao longo da parte setentrional dos Apalaches, NW da margem continental atlântica, são relacionados com blocos crustais que têm características refletivas e magnéticas diferentes.

A superfície de Moho, através da região, é essencialmente horizontalizada e pode ter sido originada por extensão crustal durante o Mesozóico. As modificações associadas na crosta inferior foram mínimas na parte setentrional e pode ter sido moderada nos extremos central e meridional do Golfo de Maine.

Segundo BROWN (1991), através dos diferentes levantamentos de sísmica de reflexão realizados nos E.U.A, foram definidas as características sísmicas crustais representadas por meio de feições associadas com:

(a) descolamentos em escala crustal que podem estar delineados como refletores de baixo ângulo sobre grandes áreas;

(b) zonas refletivas profundas, algumas das quais isolam grandes zonas de cisalhamento, talvez suturas crustais;

(c) a refletividade no limite de Moho que surge com variações nas periferias cratônicas para áreas fanerozóicas;

(d) a transparência sísmica que algumas vezes pode ser interpretada como "homogeneidade geológica"; e

(e) as raras reflexões fortes, denominadas de "Bright Spots" em níveis médios da crosta, que podem estar relacionadas com fluidos crustais profundos (?).

As principais descrições dos padrões de reflexão sísmica relacionados com os conhecimentos atuais da litosfera, (Figura 4.1), permitem entender melhor a natureza das assinaturas da crosta continental. Uma das mais discutidas características crustais, originada a partir de perfis de sísmica profunda é a aparência laminada da parte inferior, particularmente naqueles originalmente delineados pelos programas BIRPS em levantamentos de "offshore" na Grã Bretanha, discutidos por Matthews apud BROWN (1991).

Reflexões sub-horizontais, penetrantes e acentuadas, certamente dominam na crosta inferior do NW da Europa, registradas em levantamentos feitos pelos BIRPS, ECORS e DEKORP. O forte caráter estratificado é usualmente comparado com o fraco contraste de refletividade da crosta superior. As discussões sobre a causa deste fenômeno geralmente consideram arranjos extensionais (transposição de litologias preexistentes), intrusões máficas na forma de sills, e outras hipóteses que atribuem a presença de fluidos e camadas sedimentares remanescentes.

Esse tipo de assinatura sísmica, crosta superior transparente / crosta inferior "laminada", é também observada em levantamentos feitos na área da Província Basin and Range (Figura 4.5c) e ao longo do litoral leste americano, em áreas que experimentaram distensão recente. Essa relação espacial semelhante é regularmente citada como evidência da origem extensional de refletores profundos.

Através das linhas COCORP na área de transição entre o Platô do Colorado e a Província Basin and Range a oeste do Arizona (Figura 4.5d), pode-se diferenciar a

presença de camadas estratificadas na crosta superior (seqüência refletiva Bagdad). Os refletores nesta zona são fortes, relativamente contínuos e são definidos como seqüências sedimentares. Por conseguinte, outras sugestões sísmicas para esse tipo de assinaturas estão relacionadas com sills de diabásio.

Essa afirmação foi demonstrada através do modelamento da forma das ondas geradas por cargas explosivas durante o registro das linhas sísmicas, realizado por Goodwin apud BROWN (1991), indicando uma zona de impedância alta, constituída de delgados corpos de diabásio. Também mediante o modelamento da distribuição espacial dos "sills" proterozóicos, expostos nas proximidades dos blocos falhados e rotacionados, resultou o caráter refletivo similar aos observados na linha COCORP.

Outro exemplo similar é observado nas perfurações realizadas em Siljam, Suécia, onde os refletores apresentam semelhanças entre si, confirmadas como intrusões de diabásio na área (Juhlin apud BROWN, 1991).

A heterogeneidade crustal profunda nem sempre manifesta-se através da geometria das reflexões sub-horizontais.

Os levantamentos do COCORP através dos terrenos cratônicos exibem um padrão de energia dominado por uma geometria de refletores arqueados (Figura 4.3), típica de difração, resultante da energia sísmica espalhada por fontes espaciais compactas.

As reflexões crustais difratadas são relativamente comuns nas linhas COCORP na região central dos E.U.A (Kansas, BROWN et al. 1983); no Platô do Colorado (Utah, Novo México e Arizona, Hauser & Lundy apud BROWN, 1991); e nas Planícies setentrionais (Montana, Lutham apud BROWN, 1991), e em todas as áreas subjacentes às porções de crosta com idades proterozóicas e arqueanas. Também surgem em áreas onde as reflexões do Moho são poucas e a crosta é relativamente espessa.

Não obstante, as difrações não são necessariamente um diagnóstico de crosta cratônica. Elas também são relativamente comuns em profundidades da crosta inferior, onde os dados sísmicos BIRPS, embora iguais, sugerem características de crosta inferior estratificada.

Também são visíveis nas seções DEKORP, nos terrenos Hercínios (Sadowiak & Meissner apud BROWN, 1991).

Distintas características refletivas da interface crosta-manto são proeminentes sob crostas recentes alongadas, mas geralmente ausentes sob áreas cratônicas. Uma interpretação que estabelece esta diferença da refletividade de Moho pode ser devido ao "underplating" magmático associado com rifteamento (Klemperer apud BROWN, 1991). Uma exceção aparente da falta de refletividade nesta interface sob cratons, é a presença de fortes reflexões observadas em seções sísmicas COCORP, através de uma porção de crosta arqueana em Montana (Latham apud BROWN, 1991). Portanto, é possível especular sobre aqueles refletores anômalos que caracterizam a descontinuidade de Moho em áreas cratônicas que possam estar relacionadas com "underplating" crustal e que pode ter constituído a carga litosférica responsável pela iniciação de subsidência. O caráter estratificado desse intervalo em algumas áreas tem sido observado há algum tempo em seções sísmicas, e um fato que chama atenção é que as reflexões, no limite crosta / manto, aparecem em uma variedade de manifestações incluindo diferentes reflexões paralelas, bem como simples interfaces refletivas.

Em algumas áreas, a discordância entre as reflexões da crosta inferior e as de Moho poderia indicar truncamento, evidência de que talvez o Moho possa ter servido como descolamento intralitosférico.

A falta relativa de reflexões sub-horizontais no manto é improvável e pode ser devido somente a limitações da energia das fontes sísmicas terrestres. No manto superior as reflexões parecem ser mais consideravelmente transparentes que as da

crosta, evidenciadas em seções da parte setentrional de Montana (BROWN, 1991).

Porem, existe um programa direcionado a estudar o manto superior denominado de D.D.S com a participação da Alemanha / Polônia / Rússia, o qual mostra evidências de reflexões variáveis nesse intervalo L.W.B. Leite (informação verbal).

Outra característica observada também nas seções sísmicas COCORP, são as fortes reflexões anômalas em profundidades médias da crosta, chamadas de "Bright Spots".

Esses fenômenos sugerem fortes e raros contrastes de impedância acústica, a exemplo dos levantamentos do COCORP no rift do Rio Grande, indicando reflexões proeminentes a 20 Km de profundidade aproximadamente. Essas assinaturas têm sido relacionadas com a presença de delgados "sills" magmáticos, cuja interpretação foi adaptada com as de outras partes da Província Basin and Range, mais particularmente no "Death Valley" (Voogd apud BROWN, 1991).

NA REGIÃO NOROESTE E CENTRAL DA EUROPA

A área do globo terrestre mais intensamente estudada pelo método de sísmica de reflexão profunda é, sem dúvida alguma, a região noroeste da Europa, onde muitos experimentos realizados pela França, Alemanha, Noruega, Dinamarca e a Bélgica, têm produzido uma cobertura significativa de levantamentos tanto nas áreas continentais como nas de offshore.

O BIRPS tem registrado muitos quilômetros de linhas profundas ao redor das Ilhas Britânicas, os quais são usados para estudar diferentes tipos de embasamento com variações de idades e cenários tectônicos.

Desta forma, a porção do embasamento antigo conhecido nas Ilhas Britânicas foi denominado de Complexo Lewisian (2700 Ma), exposto no NW da Escócia (Watson & Dunnin apud KLEMPERER, 1989). A Orogênese Caledoniana está

relacionada com o Complexo Cratônico Lewisian através de terrenos de acreção desenvolvidos durante o final do Proterozóico e início do Paleozóico (Barber apud KLEMPERER, 1989).

O mapeamento crustal de terrenos dentro da crosta inferior por meio de dados de reflexão têm sido baseados na distribuição da refletividade presente nessa interface.

Na Figura 4.6 estão representados três exemplos bem característicos dessa área, mostrando o caráter refletivo dos terrenos precambrianos e fanerozóicos que caracterizam os níveis crustais das Ilhas Britânicas. Esses dados são da Província Arqueana Lewisian no noroeste da Escócia (Figura 4.6a), da área de colisão continental e terrenos de acreção pertencentes ao início do Paleozóico (Fase Orogênica Caledoniana)(Figura 4.6b), assim como da Fase Orogênica Herciniana do final do Paleozóico na região do Canal da Mancha (Figura 4.6c). Em todas as três áreas, as faixas refletivas entre 15 - 20 km e 30 Km de profundidade aproximada, são visivelmente diferenciadas por duas porções de zonas transparentes, ambas nas partes superior e inferior da crosta refletiva. Ainda que a natureza dessa crosta refletiva gere controvérsias, esses refletores são importantes, já que provavelmente representam um grande e significativo volume de material crustal.

Segundo MATTHEWS (1986), o contraste acústico da crosta superior com a crosta inferior na região NW da Escócia é de alta refletividade, e só em algumas áreas observam-se estruturas cujos trendes são provavelmente de idade Caledoniana ou Scouriana (2700 Ma). A descontinuidade de Moho é razoavelmente contínua segundo os refletores que definem esse limite, e notavelmente uniforme no tempo duplo (TWT) aproximado de 8.5 segundos equivalente a 27 Km de profundidade. As primeiras estruturas antigas reconhecidas como zonas de cisalhamento dúcteis estão associadas, algumas vezes, com anomalias gravitacionais de direção NNE.

O antepaís Caledoniano é limitado a oeste pela margem continental passiva da depressão "Rockall", o maior rift formado durante as primeiras fases de abertura do Atlântico Norte.

As falhas de cavalgamento foram aparentemente os principais produtos da orogênese Caledoniana; uma das estruturas maiores é chamada de Falha Outer Isles ou Falha Outer Hebrides, assim como também a Falha Flannan (Figura 4.2d).

A maior parte do embasamento Lewisian, seccionado transversalmente pelos perfis WINCH, é caracterizado nas partes superiores da crosta por uma cobertura significativa de rochas com poucas feições estruturais associadas.

As contínuas reflexões com diferentes mergulhos na crosta e no manto superior, identificadas através dos perfis sísmicos sobre a plataforma continental Britânica, pertencem ao conjunto de falhas normais de baixo ângulo do Mesozóico. Algumas destas falhas estão orientadas segundo as linhas mestras dos cavalgamentos paleozóicos: caledonianos e variscanos (Figura 4.2d).

MATTHEWS (1986) observou que os refletores que mergulham perto da superfície com um ângulo aproximado de 30° nas seções sísmicas de tempo, têm sido interpretados como falhas normais de baixo ângulo reativadas a partir das falhas de cavalgamento Caledonianas e Variscanas. Por conseguinte, o contraste de impedância acústica, ou seja, a relação do produto da velocidade sísmica e a densidade das rochas, pode ter sido proporcionado pelos "sills" básicos ou ultrabásicos, que caracterizam os diferentes tipos de reflexão observados nesta área. O mesmo regime extensional, precedente à abertura do Atlântico Norte, foi responsável pelas falhas e pela formação de hemigrabens na crosta superior rúptil.

Hobb et al.; Matthews et al. apud RESTON (1988), descreveram a crosta inferior como estratificada, marcada por muitos refletores, existindo porções não-coerentes definidas como zonas transparentes.

A zona da crosta inferior, caracterizada pela presença de muitos horizontes estratificados, não é uma camada uniformemente refletiva, mas contém faixas envolvidas por zonas não-coerentes. Essas zonas transparentes provavelmente correspondem a uma falta da trama refletiva. Uma explicação para essas faixas transparentes seria a presença de grandes corpos cilíndricos ou lentes cisalhadas, ou corpos magmáticos.

As causas que originam a refletividade da crosta inferior têm sido matéria de consideráveis debates nos últimos anos e são atribuídas várias origens, que relacionam fenômenos magmáticos, zonas de cisalhamento crustais e presença de fluidos. A alta refletividade da crosta inferior, mostrada nos dados de reflexão profunda dos perfis BIRPS e da província Basin and Range no oeste americano, está relacionada com processos extensionais (Matthews apud RESTON, 1988).

As reflexões crustais individuais variam consideravelmente em aparência, por conseguinte a crosta inferior é não-uniformemente refletiva, já que contém extensas zonas transparentes de reflexões fracas limitadas por bandas ou faixas de refletores que podem ser observadas claramente em perfis profundos em muitas regiões do planeta (Figuras 4.2c, 4.6b, 4.6c, 4.8c).

A descrição de uma "crosta inferior estratificada", implica que os refletores são longos, paralelos, e sub-horizontais. Por conseguinte, são raros os casos de reflexões de extensões curtas, convexas para cima e com cortes cruzados inclinados; prováveis exemplos deste último tipo são representados através das linhas sísmicas Kansas no território Americano (Figura 4.3), assim como a linha sísmica profunda RL-1, localizada na Bacia do Solimões, e objeto de investigação desta tese.

Uma dificuldade muito grande na interpretação deste tipo de perfis sísmicos profundos está relacionada com os diferentes processos pelos quais atravessa a elaboração e realização das seções sísmicas em tempo, desde o registro de campo

até a etapa de migração. Dessa forma, pode-se mencionar também a combinação de ruídos com sinais variáveis, assim como as estruturas tridimensionais que não podem ser definidas exatamente, já que a migração dos dados sísmicos observados foram processados em 2-D.

Algumas reflexões são sub-horizontais, porém, muitas têm mergulhos pronunciados, geralmente manifestados no padrão de interferência espacial entre reflexões do tipo "crosscutting" com mergulhos diferentes e opostos (Figura 4.2b) ou bandas inclinadas de reflexões subparalelas tipo "Iapetus suture" que se presume seja uma zona de cisalhamento imaginada na zona refletiva da crosta inferior (Figura 4.2b). A aparência complexa das reflexões dentro da crosta inferior é provavelmente originada pela combinação de ruídos diversos e a velocidade complexa das estruturas crustais.

A descrição da "crosta inferior estratificada" indica ainda a dominância de camadas contínuas de espessuras moderadas, considerando que a interpretação de estruturas delgadas na crosta inferior é fortemente limitada pela resolução de perfis de reflexão sísmica profunda. Podem ser identificadas, em grande escala, variações de refletividade, assim como nos perfis WINCH e SWAT que mostram faixas de refletores sub-horizontais e com mergulhos moderados envolvidos por zonas de fraca refletividade, dividindo a zona refletiva da crosta inferior em "faixas de refletores" e "zonas transparentes" (Figura 4.2c). Por definição, as zonas transparentes na crosta inferior devem estar limitadas desde o topo até a base por faixas de reflexões fortes. Além disso, as zonas fracamente refletivas resultam também das suas homogeneidades acústicas internas ou contraste acústico presente dentro das zonas transparentes, que são convenientemente orientadas e arrançadas para produzir reflexões coerentes (RESTON, 1988).

As zonas transparentes têm sido descritas em regiões de convergência de placas, onde são interpretadas como porções de crosta oceânica subductada e

interestratificada com sedimentos. Também têm sido interpretadas no âmbito de segmentos extensionais como corpos magmáticos gerados por "underplating" (Klemperer apud RESTON, 1988).

Da mesma forma, foram descritas dentro da crosta média da Província Basin and Range como grandes lentes cisalhadas dentro de uma malha anostomosada de zonas de cisalhamento. Contudo, as zonas transparentes poderiam representar losangos ou romboedros de baixa deformação dentro das zonas de cisalhamento de grande escala.

Conseqüentemente as zonas transparentes poderiam ser entendidas como "pillows" homogêneos de rochas máficas, resultado de intrusões volumosas na crosta inferior em períodos sin e pós extensão.

A divisão da crosta inferior em faixas de refletividade forte e zonas transparentes pode ter implicações para a deformação, indicando que a taxa de cisalhamento puro pode ser amplamente acomodada e localizada ao longo de zonas conjugadas de cisalhamento simples, cujo produto final é representado por losangos ou romboedros de baixo strain (RESTON, 1988).

A maioria das linhas sísmicas registradas na Europa está localizada em áreas orogênicas Variscanas (300 - 290 Ma) e Caledonianas (500 - 300 Ma) (Figura 4.7a). Alguns destes perfis atravessam certos limites internos das deformações correspondentes às orogêneses mencionadas.

SADOWIAK et al. (1991), baseado nas observações dos padrões de reflexão das seções sísmicas profundas no continente europeu, esquematizou diferentes tipos de assinaturas sísmicas representativas da fase orogênica variscana, seguida de desenvolvimento pós-orogênico.

As diferenças de refletividade da crosta continental são obtidas em seções profundas, independentemente dos dados adquiridos, dos parâmetros de processamento e dos métodos utilizados ("air guns" em offshore, explosivos e

"vibroseis" em terra). Alguns dos padrões freqüentemente observados nos perfis profundos dizem respeito ao tipo de "lamela sísmica" (seismic lamellae) que se refere a pacotes densos, sub-horizontais, reflexões individuais fortes localizadas na crosta inferior, no topo da descontinuidade de Mohorovicic, como representado na Figura 4.7b. Esse tipo de padrão é observado na parte meridional da Alemanha, nas Ilhas Britânicas e na França. Outro tipo de modelo freqüentemente observado são as bandas ou faixas de reflexões (Figura 4.7c) nos intervalos da crosta superior e média-inferior; exemplos deste tipo são encontrados em perfis das partes meridional e setentrional da Alemanha, em algumas partes das linhas BIRPS-WINCH-3 ao norte e oeste da Grã Bretanha, assim como na porção setentrional dos perfis ECORS na Baía de Biscaia, França.

O terceiro tipo de padrão é representado pelas difrações, considerado algumas vezes como um caso especial de refletividade. As difrações surgem como grupos de eventos de forma hiperbólica principalmente na crosta inferior (Figura 4.7d), exemplos são encontrados nos perfis BIRPS-NSDP no Mar do Norte, assim como na parte setentrional do Mar Irlandês.

Algumas vezes, as difrações são acompanhadas por reflexões inclinadas na crosta superior (SADOWIAK et al. 1991). Esse tipo de fenômeno é observado em alguns perfis DEKORP e BIRPS mostrando fracas manifestações no limite de Moho; essas regiões são correlacionáveis com áreas de crosta precambriana.

Outros fenômenos observados freqüentemente são os "seismic crocodile" esquematizados na Figura 4.8a. Este termo refere-se à clara divergência e as muitas reflexões planares fortes que se entrecruzam formando o denominado padrão refletivo na crosta média e inferior. Exemplos similares são observados no sul da Alemanha na área de Oberpfalz, nos Cárpatos e Pirineos, através de algumas linhas ECORS, assim como nos Alpes Suíços (Figura 4.8a).

Alguns perfis mostram um decréscimo de refletividade em profundidade, o que indica que as reflexões são concentradas na crosta superior, geralmente com refletores inclinados e curtos. A descontinuidade de Moho não é claramente definida. Exemplos similares podem ser observados em perfis da Suécia, Noruega e na parte Meridional da Inglaterra (Chadwick apud SADOWIAK et al., 1991). Outros tipos de estruturas surgem ocasionalmente nas porções da crosta, e são interpretadas sismicamente como "duplexs sísmicos" constituídos de reflexões na crosta superior e média, com forma romboédrica (Figura 4.8 b); exemplos deste tipo são observados na área de Oberpfalz, Alemanha. A estrutura em forma de "lanços e patamares" é uma combinação de refletores inclinados com ângulos variáveis na crosta superior e média, freqüentemente acompanhada por difrações na crosta inferior (Figura 4.8c). Essas estruturas podem ser visualizadas em perfis DEKORP (Figura 4.8c) ECORS Norte da França, e em algumas linhas BIRPS SWAT-4 no Mar Irlandês. O último padrão aqui apresentado é tipo de "espinha de peixe" (fishbone), constituído de muitas pequenas reflexões com mergulhos opostos em toda a crosta, similares a muitos "mini crocodilos", tais exemplos são observados ao longo das linhas BELCORP da Bélgica (Figura 4.8d).

Alguns experimentos de reflexão sísmica profunda, praticados no NE da Austrália, mostram os padrões de refletividade com zonas não-refletivas e zonas com numerosos segmentos e faixas refletivas. Esses tipos de assinaturas sísmicas são compatíveis com os diferentes padrões encontrados nos perfis profundos das partes noroeste e central da Europa e nos E.U.A (MATHUR, 1983).

Os estudos de reflexão sísmica na Alemanha concentraram-se na definição da natureza dos refletores crustais, velocidade detalhada de estruturas e zonas de atividade tectônica. A crosta inferior nas áreas Variscanas (Caledonianas) é altamente refletiva, mostrando surpreendentemente um limite inferior uniforme à cerca de 30 km de profundidade.

Somando a alta refletividade da crosta inferior Variscana e Caledoniana, as zonas de falhas são também bons refletores. Nas áreas plataformais e de escudos antigos a refletividade diminui para os níveis inferiores.

A zona de falhas profundas corta a crosta inteira com altos valores de mergulho, sendo que as estruturas de baixo ângulo estão relacionadas com falhas de cavalgamento nas áreas variscanas. Geralmente existe uma forte refletividade na crosta inferior Variscana entre o limite de Conrad (6 segundos TWT ou 18 Km de profundidade), e a descontinuidade de Moho em 7-10 segundos (27-30 Km de profundidade). Os refletores desta interface foram provavelmente gerados por um processo extensivo de fusão sin e pós orogênico com lascas máficas e ultramáficas na crosta inferior e resíduos compactos no manto superior, surgindo a interface de Moho como um limite novo e uniforme. A fraca refletividade da crosta superior de composição gnáissico-granítica, é caracterizada dessa forma possivelmente por causa da fusão intrusiva previa e atividade plutônica num ambiente rígido e de alta viscosidade (MEISSNER, 1986).

As áreas plataformais de escudos antigos têm crostas espessadas com velocidades sísmicas mais altas do que as crostas jovens acumuladas, de idades Caledoniana e Variscana. As áreas antigas e jovens geralmente não estão distantes de um balanço isostático perfeito, porque a proporcionalidade entre a densidade e a velocidade sísmica, poderia ser uma condição para que aquelas crostas jovens e adelgadas sejam menos densas (possivelmente mais siálicas) do que as áreas de escudos antigos.

Certamente, a geração de crostas jovens nas periferias de antigos crátons teve muito mais aspectos genéticos, porém a completa fusão sin e pós orogênica parece ser o fenômeno geral. Esse processo é indicado pela modificação na composição crustal, dos numerosos plutons graníticos de idades Variscanas, e pela uniformidade surpreendente e profundidade média da descontinuidade de Moho em

toda a área das diferentes zonas de colisão Variscana e Caledoniana (MEISSNER, 1986).

4.5 PRINCIPAIS INTERPRETAÇÕES E MODELOS CRUSTAIS

(1). **Distensão Crustal**

Duas interpretações de linhas sísmicas profundas (Figura 4.9), localizadas nas partes meridional e setentrional do Graben do Reno (Alemanha), foram selecionadas como exemplos de modelos da crosta continental afetada por movimentos tectônicos distensivos. Os perfis em questão indicam diferentes características e assinaturas sísmicas relacionadas com os processos de desenvolvimento da estrutura depressiva. A assimetria do rift persiste até a base da crosta, onde as falhas normais estão interligadas com zonas de cisalhamento nos níveis profundos.

A zona de transição rúptil / dúctil coincide aproximadamente com o topo da crosta inferior, e as zonas de cisalhamento parecem estar afetando o limite crosta / manto.

As duas seções sísmicas mostram deformação localizada, falhas e zonas de cisalhamento na crosta média e inferior, assim como nas porções superiores do manto litosférico. Por conseguinte, essa poderia ser uma evidência sísmica ou não, para estabelecer uma ligação direta entre as falhas normais mestras que limitam o graben e as zonas de cisalhamento do manto, como sugeridas no modelo de cisalhamento simples de extensão crustal (Wernicke apud BRUN & GUTSCHER, 1992).

A interpretação mais consistente é mostrada na figura 4.10, ligando a deformação rúptil na crosta superior com uma região de deformação dúctil na crosta inferior.

A ocorrência das combinações chamadas de cisalhamento puro e a zona de transição de cisalhamento simples rúptil-dúctil a uma profundidade de 15-20 Km, é confirmada como uma zona profunda de distribuição de terremotos (Bunjer apud BRUN & GUTSCHER, 1992), também corroborada pelos estudos sobre a largura inicial do graben, e pelo balanço de seções transversais (Mier apud BRUN & GUTSCHER, 1992).

A compatibilidade com os resultados de estudos sobre mecânica das rochas, prediz a existência de pelo menos duas zonas de alto "strength" dentro da litosfera (crosta superior e a porção mais superior do manto), separadas por uma camada de baixo "strength" que corresponde à crosta inferior dúctil (Kusznir apud BRUN & GUTSCHER, 1992).

A geometria dos refletores na interface de Moho ilustra o efeito do rifteamento nos níveis crustais profundos, ambos em escala regional e local. As zonas de refletores rasos que cortam essa descontinuidade em áreas de afastamento, são interpretadas como zonas de cisalhamento normais e são tomadas como indicadores de deformações plásticas localizadas na parte superior do manto litosférico.

Finalmente, ambos os perfis ilustram a assimetria estrutural do Graben do Reno, que é caracterizado nos níveis rasos por variações de espessura dos depósitos terciários sin-rift e a presença de falhas mestras que limitam o graben na parte norte ao longo do flanco leste do rift e no sul ao longo do flanco oeste. São observados nos níveis crustais profundos o adelgaçamento progressivo e a possível perda de refletividade na crosta inferior nas direções das partes axiais do rift (BRUN & GUTSCHER, 1992). Outros exemplos que podem ser relacionados com distensão crustal são observados em seções sísmicas localizadas a oeste da Província Basin and Range, NW de Novo México, e na parte setentrional da Golfo de Biscaia na França, dentre os muito exemplos característicos de tectônica extensional.

(2). Compressão Associada com Imbricações

Diversos perfis COCORP na área paleozóica Apalachiana, assim como nas planícies costeiras mesozóicas dos E.U.A, representam excelentes exemplos de estruturas crustais relacionadas com eventos compressivos. Na porção setentrional dos Apalaches, as linhas sísmicas (Figura 4.11) estão localizadas na área de Adirondacks (Nova Iorque - Vermont). As principais fases orogênicas são de idade Caledoniana, ainda que o encurtamento crustal observado tenha sido similar ao do Apalaches meridionais. As zonas de descolamentos maiores não são observadas com a mesma clareza da porção meridional apalachiana. Os perfis sísmicos maiores mostram refletores densos entre intervalos de 15 e 23 Km de profundidade, coincidindo fortemente com zonas de alta condutividade eletromagnética (MEISSNER, 1986).

Nas seções localizadas a leste, através do Complexo Precambriano Green Mountains, é observada a presença de empurrões na parte oeste ao longo de zonas de descolamento sub-horizontais, como mostrado na Figura 4.11. O material da crosta inferior tem indícios de cavalgamentos ao longo de um complicado sistema de falhas através de uma rampa formada pelo embasamento Grenville. As reflexões do limite crosta / manto diminuem, sendo muito fracas as manifestações observadas.

Outro exemplo, dentre os muitos encontrados em diferentes regiões do planeta, é representado pelo sistema de falhas de cavalgamento "Wind River" no território americano, nos perfis BIRPS, registrados nas Ilhas Britânicas, também apresentam boas referências sobre este regime compressional.

(3). Complexos Ígneos Aleitados

Uma possível interpretação relacionada com o tipo de assinatura sísmica caracterizando o aleitamento de corpos ígneos é apresentada na Figura 5.9. Segundo MATOS & BROWN (1992) esse quadro parece refletir a atividade

magmática anorogênica, onde os refletores sísmicos a nível da crosta intermediária e inferior sofrem fortes variações de formas arqueadas e lateralmente extensivas, relacionadas com a intensa percolação desses complexos ígneos, decorrentes de eventos do Proterozóico e Mesozóico na região Amazônica.

Por outro lado, algumas características observadas na região central dos E.U.A através das linhas sísmicas "Kansas", é possível reconhecer algumas semelhanças na forma geométrica convexa dos refletores, mesmo que nessa área os tipos de assinaturas estejam associadas com heterogeneidade geológica complexa, eventos de difrações, dobras e estruturas intrusivas. Através das Figuras 4.1 e 4.3 podem ser observadas as características que estabelecem certa relação nas seções sísmicas referidas.

Da mesma forma, a geometria da crosta inferior com reflexões sub-horizontais descritas por SMITHSON (1986) por meio de dados coletados na parte setentrional dos Apalaches, poderia ter sido originada pela estratificação de intrusões máficas, associadas com rochas supracrustais ou miloníticas.

Conseqüentemente, este tipo de padrão pode estar relacionado tanto com regimes tectônicos que apresentam indícios de estiramento crustal, como de cenários colisionais descritos na literatura geológica nos últimos anos.

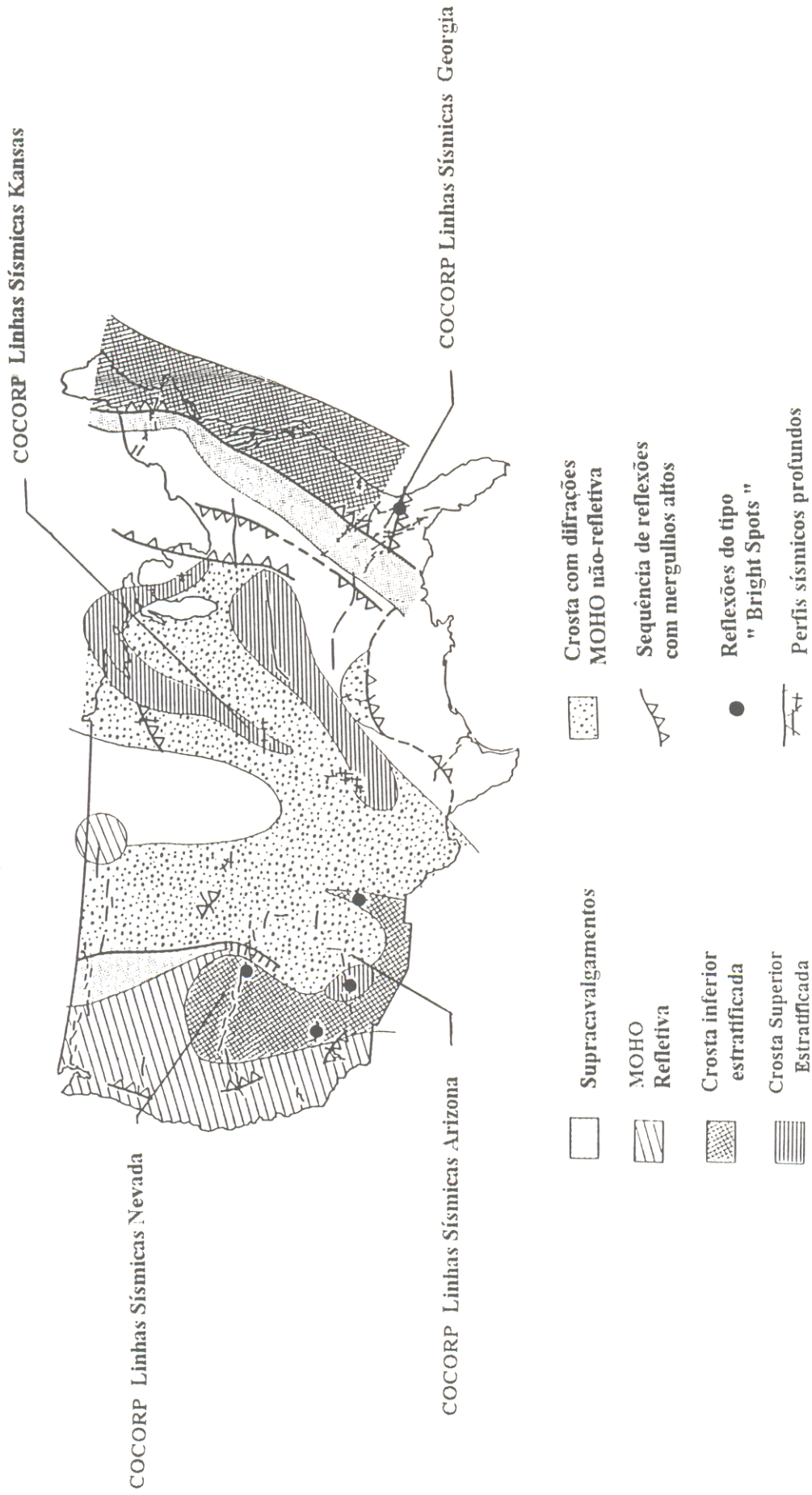


Figura 4.1 Características sísmicas de reflexão no território dos E.U.A mostrando os diferentes padrões de reflexão da crosta continental com a localização de algumas linhas profundas COCORP (BROWN, 1991).

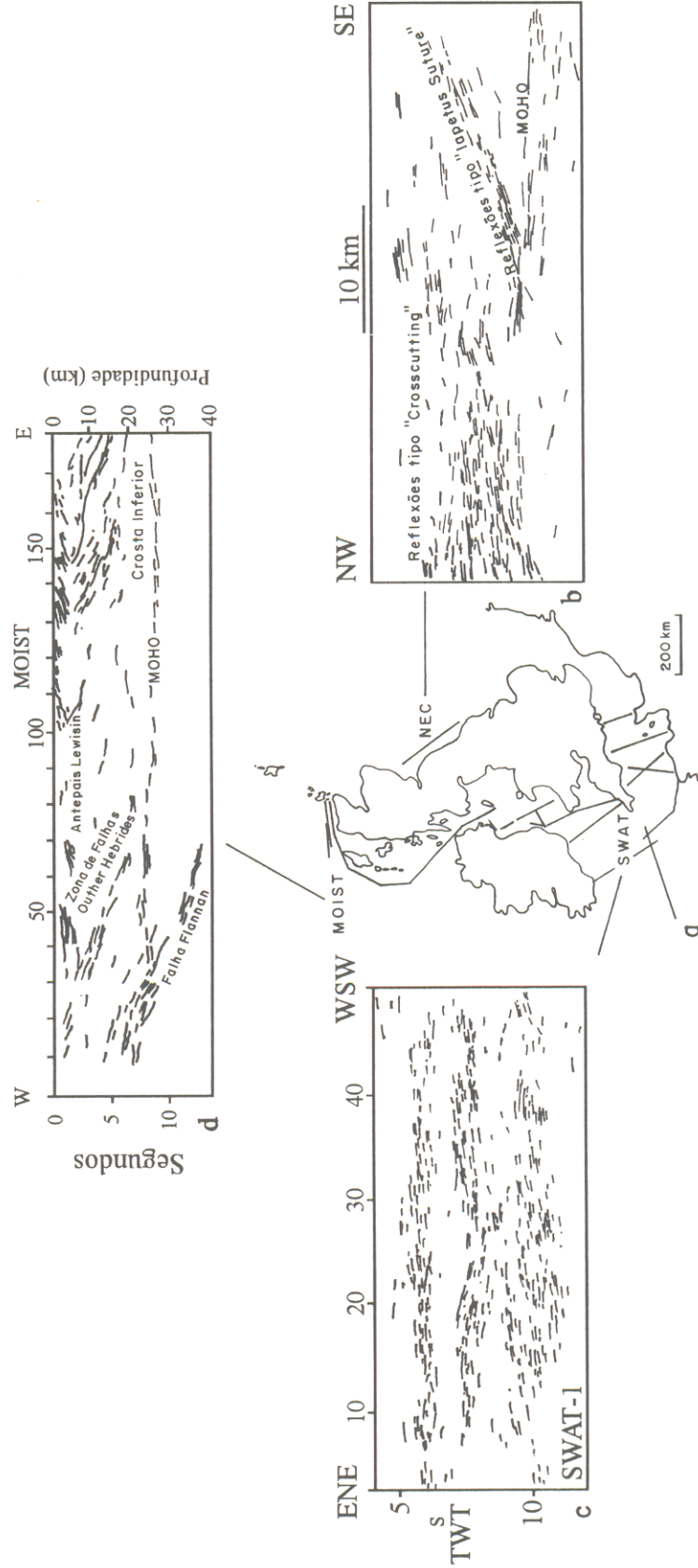


Figura 4.2 Interpretação sísmica profunda da região NW da Europa. (a) mapa de localização dos perfis BIRPS, (b), (c), (d) perfis sísmicos mostrando diferentes assinaturas dos refletores da crosta continental com feições do tipo "crosscutting" (NEC), zonas transparentes lenticularizadas na crosta inferior (SWAT), falhas e crosta inferior refletiva coincidindo com o limite do Moho (MOIST) (RESTON, 1988).

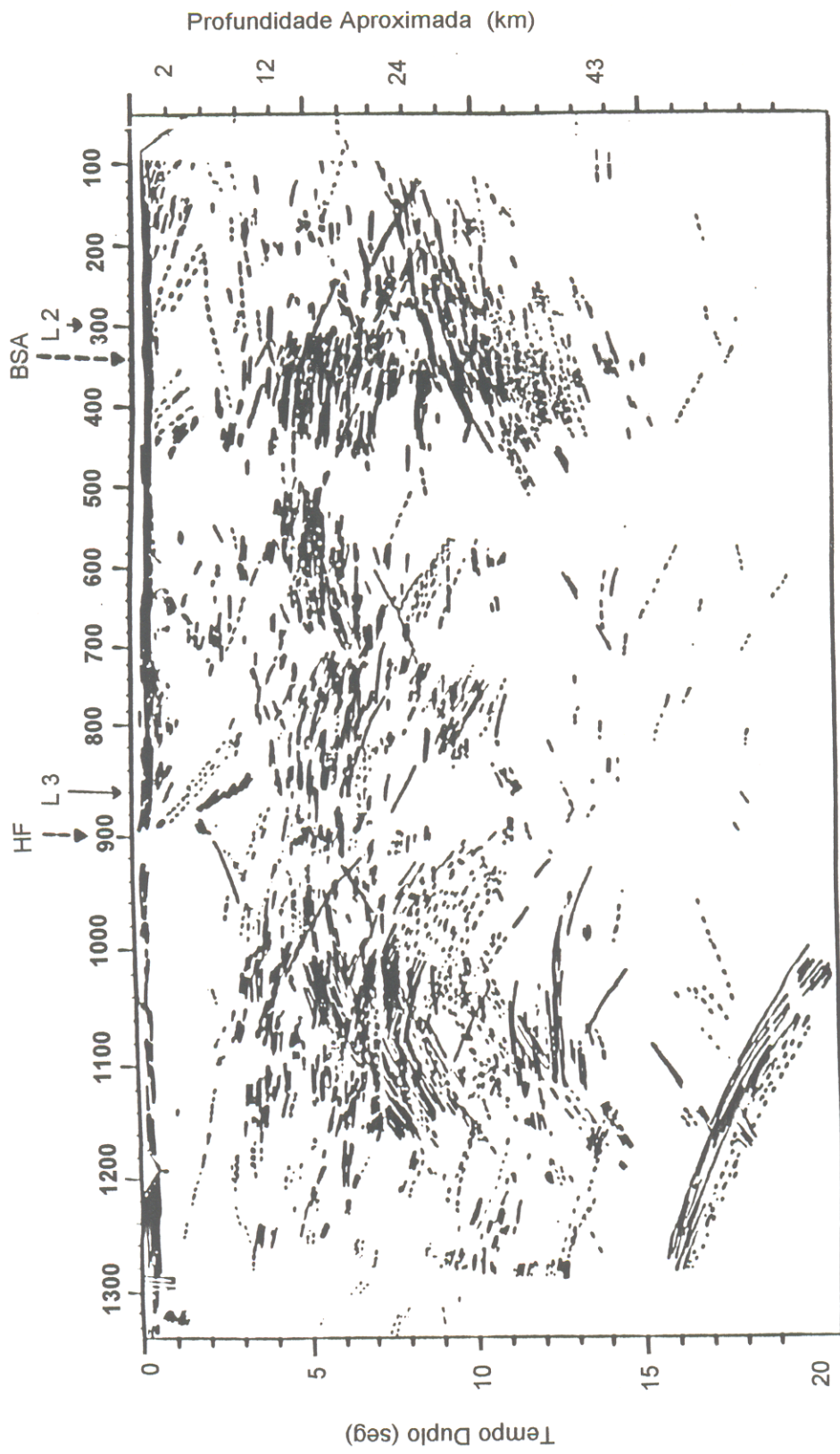


Figura 4.3 Junção das seções sísmicas Kansas mostrando a complexidade dos padrões de reflexão associados com difrações, arqueamentos e truncamentos em diferentes níveis da crosta. HF - falha Humboldt, BSA - anomalia magnética "Big Springs", L2, L3 - outros perfis (BROWN, 1991).

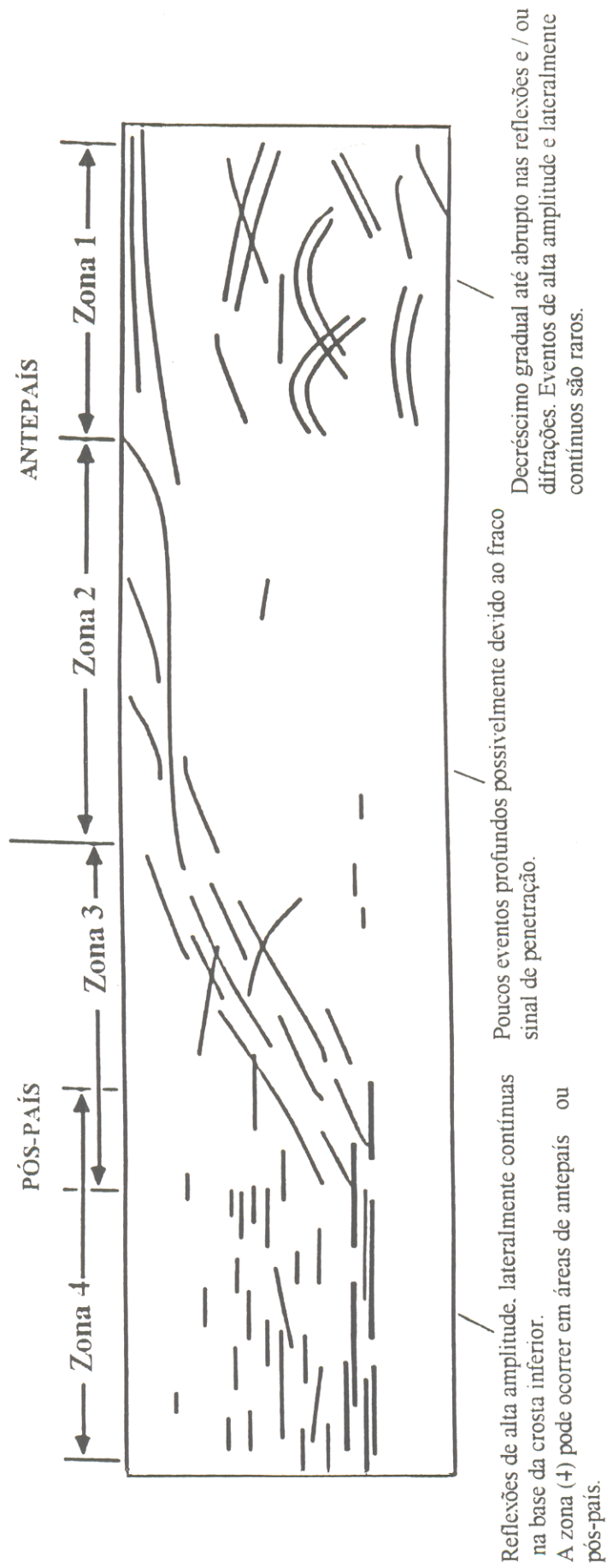


Figura 4.4 Seção simplificada mostrando a definição e relação espacial entre os tipos de reflexões sísmicas em diferentes níveis da crosta (ALLMENDINGER et al. 1987).

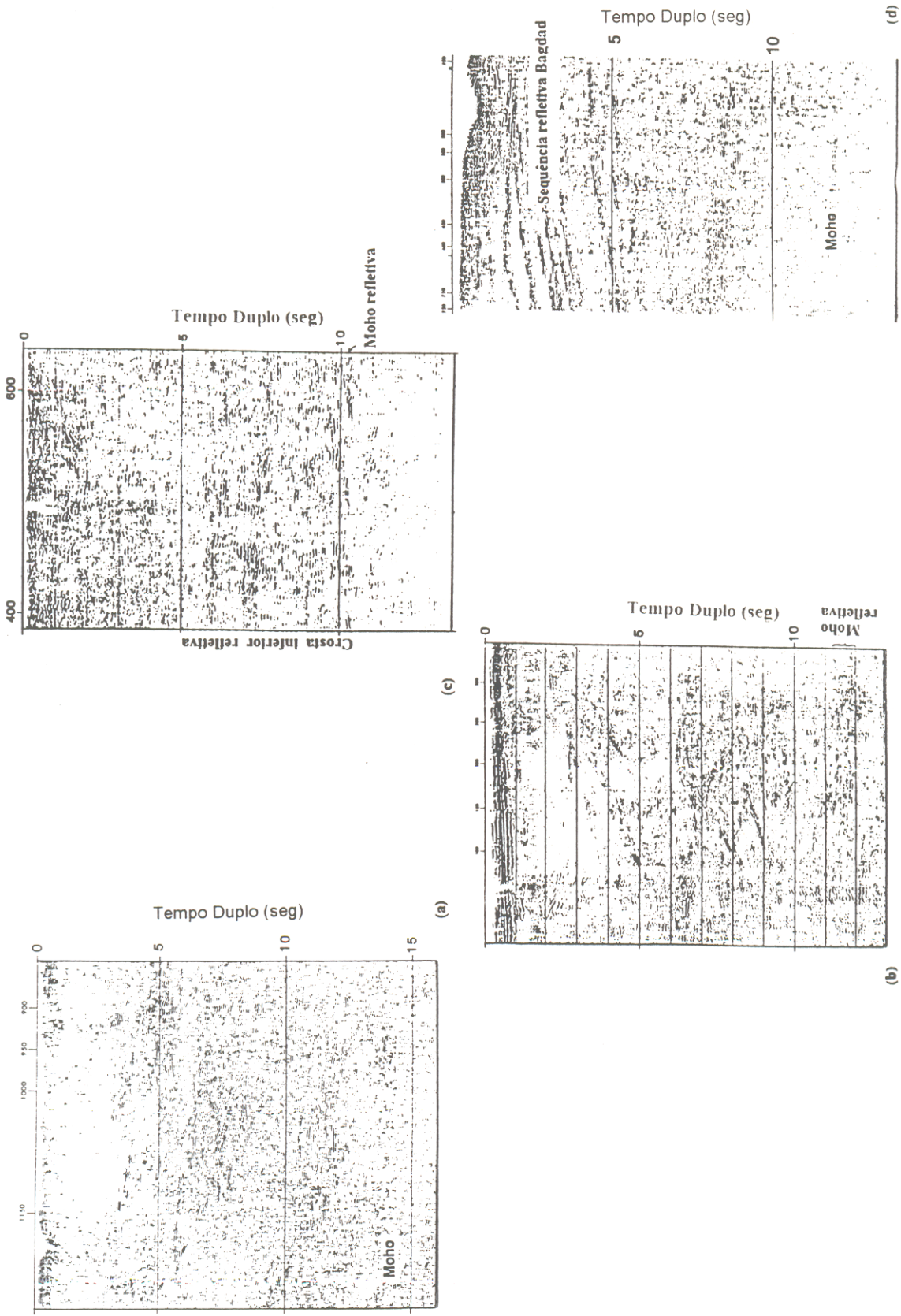


Figura 4.5 Exemplos de dados sísmicos COCORP, ilustrando os diferentes padrões de reflexão, segundo a relação espacial mostrada na figura 4.4. (a) representação da zona 1 com difrações, (b) zona 3 com eventos de refletores mergulhando profundamente na crosta com algumas difrações, (c) caracteriza a zona 4 com numerosos refletores horizontais e de mergulhos suaves na crosta média e inferior, (d) crosta superior com eventos de camadas contínuas (ALLMENDINGER et al. 1987 e BROWN, 1991).

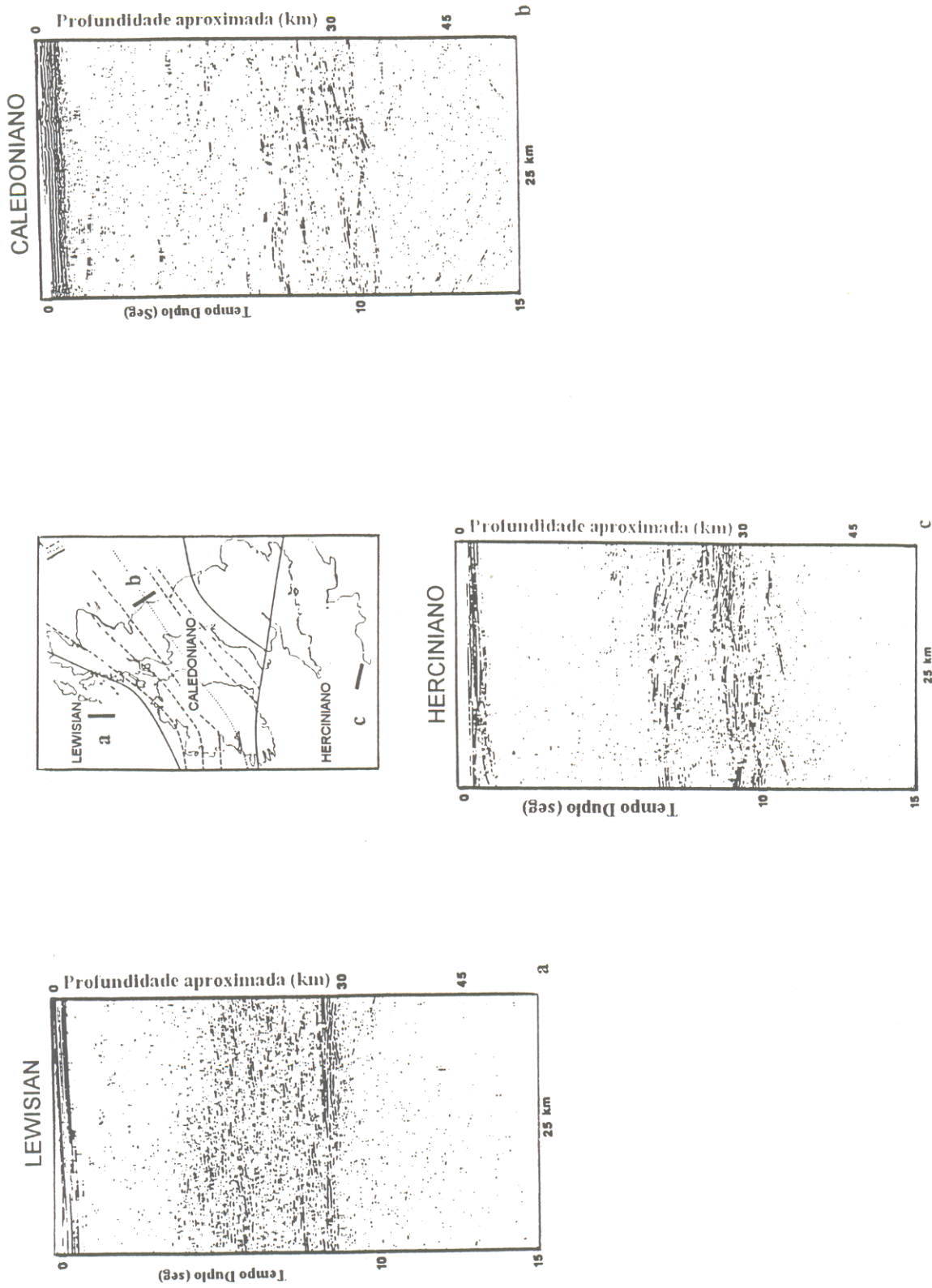


Figura 4.6 Caráter refletivo de terrenos pré-cambrianos e fanerozóicos que caracterizam os níveis crustais das ilhas Britânicas. Como exemplo podem-se destacar os perfis BIRPS nas áreas arqueanas Lewisian no NW da Escócia (a), a região setentrional da Inglaterra nos domínios da Orogenia Caledoniana (b), e na porção SW afetada pela Orogenia Herciniana (c) (KLEMPERER, 1989).

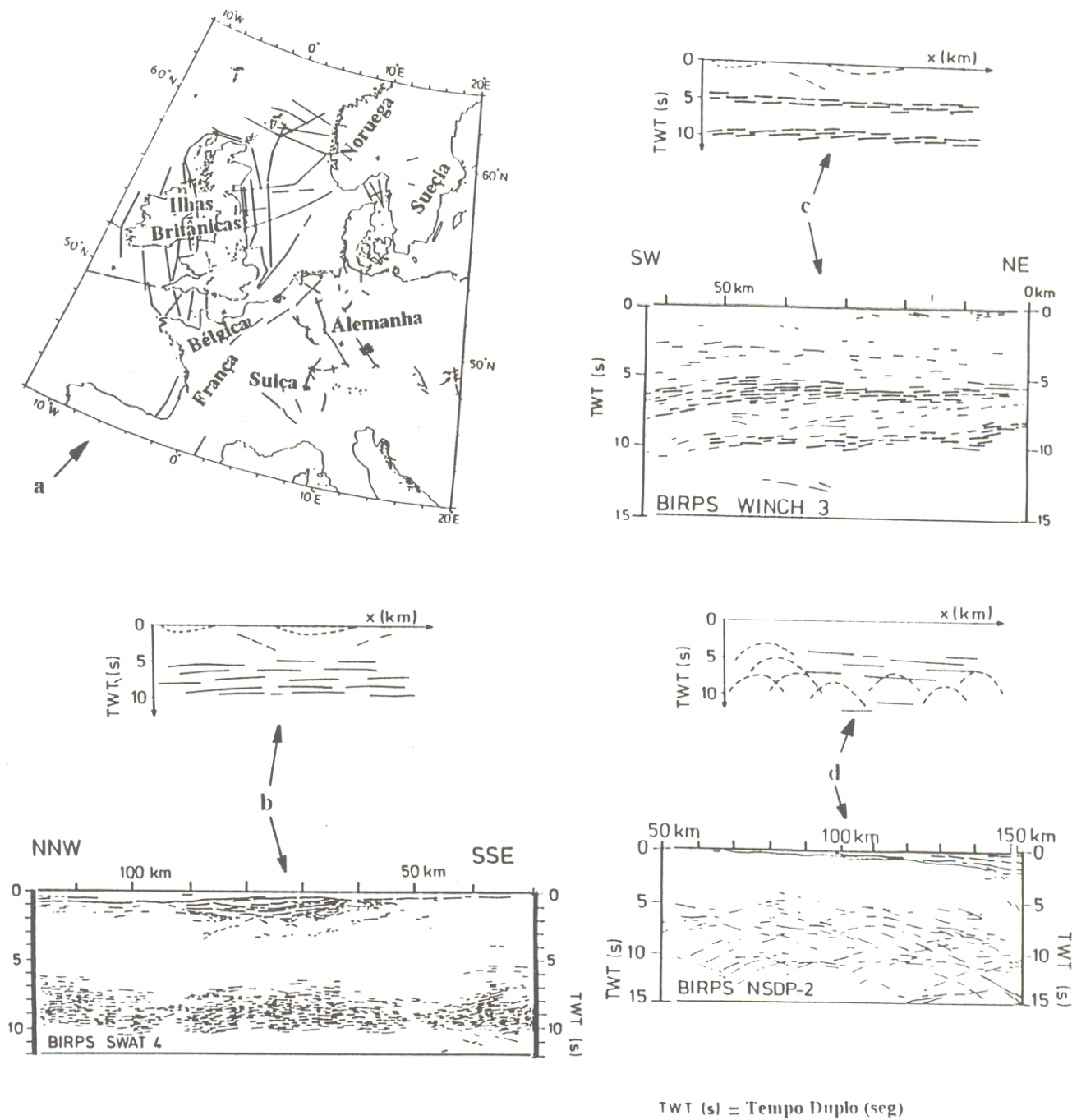


Figura 4.7 Padrões de reflexão sísmica que caracterizam a crosta terrestre baseados nos perfis registrados em diferentes partes da Europa. (a) localização dos perfis sísmicos, (b) tipo “seismic Lamellae” , (c) tipo faixas refletivas na crosta média-inferior, (d) tipo difrações crustais (SADOWIAK et al. 1991).

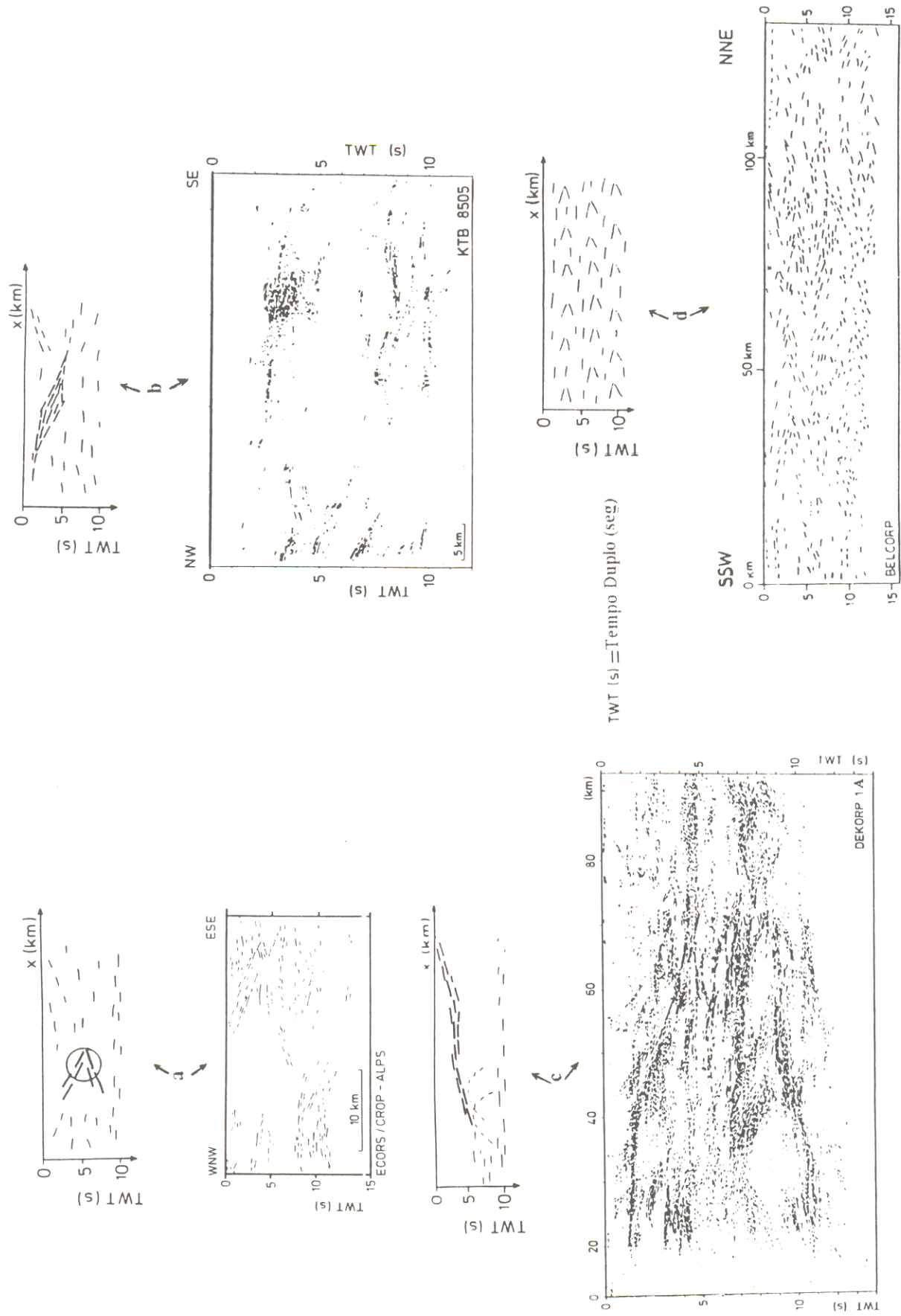


Figura 4.8 Assinaturas sísmicas crustais (continuação). (a) tipo "seismic crocodile", (b) tipo duplex sísmico (c) estruturas com forma de rampas e patamares, (d) tipo "espinha de peixe" (SADOWIAK et al. 1991).

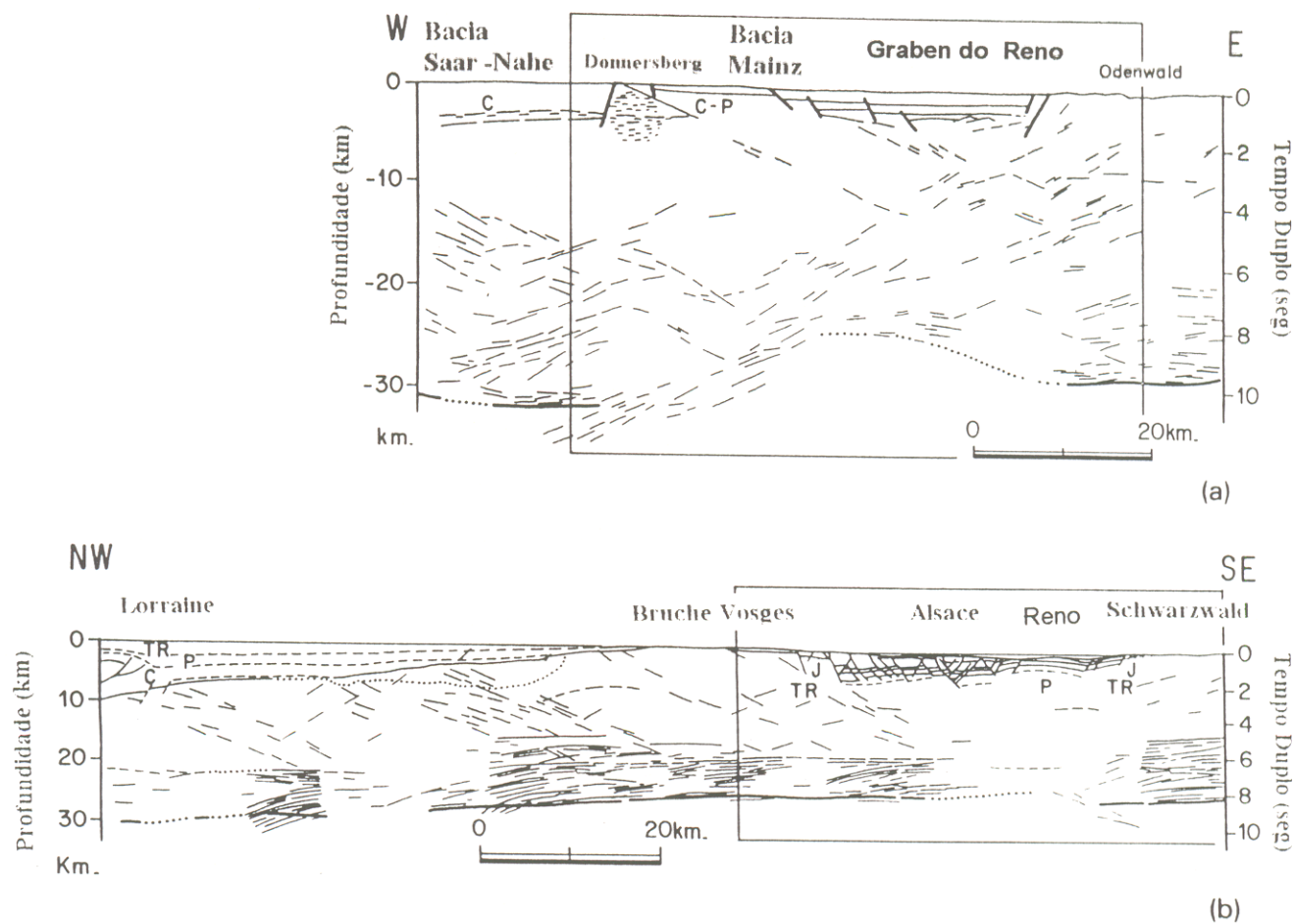


Figura 4.9 Padrões de linhas sísmicas profundas localizadas no Graben do Reno (Alemanha), seções setentrional e meridional (BRUN & GUTSCHER, 1992).

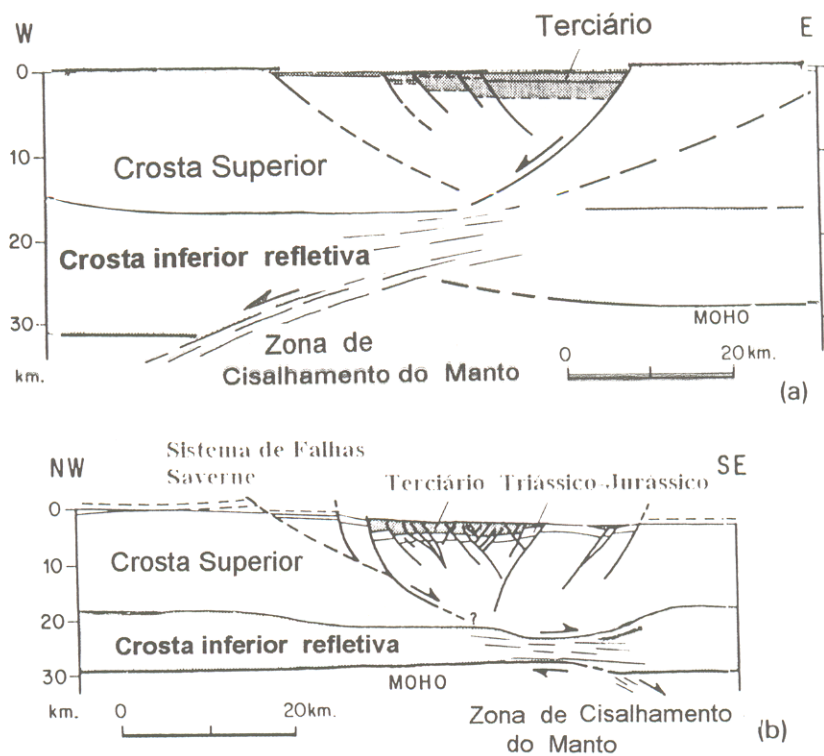


Figura 4.10 Interpretação dos perfis sísmicos setentrional (a) e meridional (b), localizados no Graben do Reno mostrando as diferentes estruturas e o comportamento dos refletores nos níveis superiores e inferiores da crosta associados com distensão crustal (BRUN & GUTSCHER, 1992).

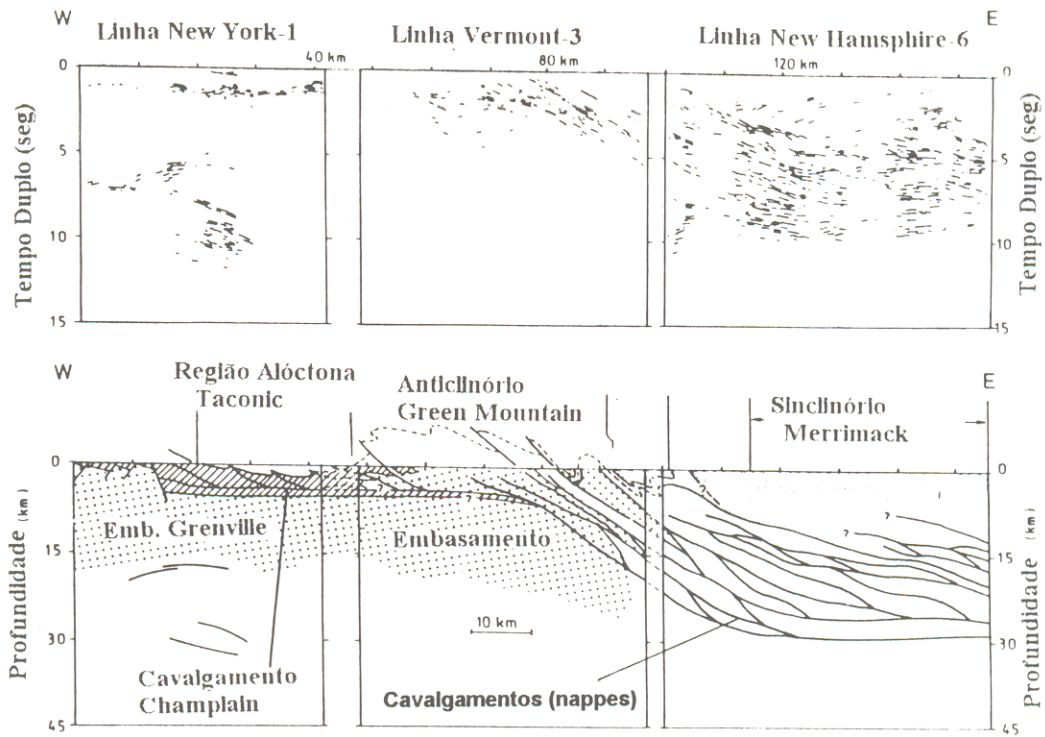


Figura 4.11 Interpretação das seções profundas COCORP na região setentrional dos Apalaches, representando o modelo de regime compressivo nos níveis crustais (MEISSNER, 1986).

5. INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS

5.1 LINHAS SÍSMICAS

5.1.1 Introdução

O conhecimento da crosta continental teve um forte impulso durante os anos oitenta através da aplicação do método sísmica de reflexão com resolução profunda. Após as experiências pioneiras do COCORP (Consortium for Continental Reflection Profiling) nos Estados Unidos, e do BIRPS (British Institutions Reflections Profiling Syndicate) no Reino Unido, bem como de outros programas semelhantes na França, Austrália, Canadá e Alemanha, dentre outros, o método tornou-se ferramenta fundamental para a investigação de terrenos precambrianos conforme mostrou-se no capítulo anterior.

A aplicação pioneira deste método na América do Sul, em 1983 - 1984, deve-se à Petrobrás que realizou alguns perfis sísmicos com resolução profunda no contexto das bacias do Solimões e do Amazonas. Um dos perfis registrado na Bacia do Solimões, que interessa ao escopo desta tese, mostra interessantes assinaturas sísmicas, que são feições estruturais no embasamento pré-cambriano, imediatamente abaixo de uma delgada cobertura sedimentar fanerozóica.

Este perfil sísmico situa-se próximo da borda oeste do Craton Amazônico, revelando possivelmente a imagem sísmica de um cinturão de cisalhamento antigo, o qual consiste de xistos, gnaisses e granulitos, com importante volume de granitos anorogênicos, expostos ao sul da bacia do Solimões, além de assinaturas decorrentes de movimentos extensionais e transpressivos do fanerozóico.

O padrão sísmico desta área caracteriza-se por uma zona transparente até 8-9 Km, seguida por uma zona bastante refletiva na crosta intermediária a inferior.

As assinaturas sísmicas na crosta média a inferior são caracterizadas por amplas e contínuas reflexões arqueadas e difrações. Considerando a falta de levantamentos de refração profunda na área, a descontinuidade do Moho é definida

pelo decréscimo acentuado no número de reflexões coerentes no intervalo de 14-15 segundos, em torno de 45 km. Esta descontinuidade é também marcada por uma diminuição na amplitude (Figura 5.1), além de um pequeno aumento na frequência média do sinal registrado.

A interpretação do quadro de assinaturas sísmicas da crosta média a inferior, segundo MATOS & BROWN (1992), verticaliza-se em direção à atividade magmática anorogênica do Proterozóico Médio, caracterizada por reflexões arqueadas e lateralmente extensivas. Consideraram também que intrusões de material derivado do manto durante um provável rifteamento paleozóico, assim como intrusões máficas mesozóicas, podem ter contribuído para a definição do padrão sísmico observado.

Comparando-se os resultados obtidos em outras áreas plataformais e de escudos pré-cambrianos, a exemplo do Craton Central Americano, Platô do Colorado, assim como na bacia de Eromanga (Austrália), verificou-se que o padrão de reflexões arqueadas e eventos de difrações caracterizados em diferentes linhas profundas, revelam interessantes similaridades com o quadro de refletores registrados no Craton Amazônico.

A interpretação das seções sísmicas está calcada nos resultados de processamentos obtidos por MATOS & BROWN (1992), assim como aqueles alcançados pela Petrobrás com registros de 15 e 19 segundos. Em resumo, tratam-se de três versões do mesmo perfil, visando a correlação e comparação entre si para uma melhor definição na interpretação final do quadro de assinaturas que compõem o arcabouço tectônico da região.

5.1.2 Descrição do perfil sísmico RL-1

A linha profunda RL-1 figura 5.2 foi registrada através de fonte explosiva em disposição "end on" ou tiro lateral, de configuração 0-100-6050 m, com distância entre pontos de tiro e distância entre estações de 50 metros o que permitiu uma cobertura

CDP (Common Depth Point) de 6000 %, utilizando 120 canais de registro (SOUSA et al. 1990).

O processamento foi realizado utilizando estática residual consistente em superfície e filtro de coerência para realçar as reflexões profundas. A análise geral de velocidade e deconvolução foi aplicada antes e depois do empilhamento.

Reflexões múltiplas, localmente dominantes em dados rasos, foram eliminadas pelo controle cuidadoso de velocidade e deconvolução (MATOS & BROWN, 1992). Como resultado final foram obtidos os perfis sísmicos não migrados revelando as diferentes características dessa área pré-cambriana. Além dessas seções, foram analisados e interpretados outros perfis, tentando mostrar as relações entre as diversas estruturas que compõem o arcabouço tectônico da sub-bacia do Jandiatuba.

A seção sísmica RL-1 (Figura 5.2) está localizada na borda sul da Bacia do Solimões, e possui direção aproximada norte-sul na altura do meridiano 70° W Gt.

Esta seção representa o prolongamento das linhas sísmicas RL-2 (Figura 5.5) e RL-3 (Figura 5.6) localizadas mais ao norte, constituindo um perfil contínuo na porção central da sub-bacia do Jandiatuba, passando pelas cidades de Benjamin Constant, a norte, e Eirunepé, a sul (Figura 1.3). A seção RL-1 possui registro de 15 segundos e tem extensão de aproximadamente 80 km, sendo o ponto de tiro inicial 2704 e o ponto de tiro final 4288.

Este perfil mostra importantes feições sísmicas abaixo dos sedimentos fanerozóicos da bacia e as camadas crustais são diferenciadas por faixas, denominadas aqui de 1,2,3 e 4 para fins de descrição.

A faixa 1 representa o pacote sedimentar da bacia, o qual é bem definido com sequências ou refletores, identificados visualmente por sua continuidade através de toda a seção, chegando a atingir na escala de tempo valores que variam de 1,2 segundos (2000 m) na porção norte a 0,8 segundos tempo duplo (1280 m) na porção sul.

Outra característica é a presença de feições geológicas interpretadas como falhas e dobras associadas com a evolução da bacia. A velocidade média de processamento das ondas sísmicas nesta faixa varia verticalmente entre 2920 e 3430 m/s.

A faixa 2 é descrita como uma zona transparente ou não coerente, caracterizada pela falta de refletores fortes e, segundo OLIVER et al. (1983), contém batólitos graníticos ou compreende complexa deformação dútil associada a uma constituição litológica heterogênea. Essa faixa encontra-se aproximadamente no intervalo de 1,2 a 5,0 segundos tempo duplo (13575 m), correspondendo à crosta superior.

A crosta superior transiciona para a crosta inferior provavelmente através da Descontinuidade de Conrad, no intervalo de 5,0 segundos na parte norte até 5,35 segundos na parte sul da seção. A velocidade média de processamento das ondas sísmicas é definida entre 3540 e 5800 m/s.

A faixa 3 corresponde ao intervalo de 5,0 segundos até 14,0 segundos tempo duplo, representando a porção mais importante em termos de refletividade. Os eventos sísmicos nesta faixa que define a crosta média a inferior são dominados por amplas e contínuas reflexões de forma arqueada. Estes refletores apresentam também diferentes posições espaciais através de toda a seção variando de inclinações suaves quase horizontais até valores com forte amplitude.

Ao contrário da crosta superior, a refletividade da crosta intermediária a inferior é maior e mais coerente, em algumas partes da seção dominam grande quantidade de refletores que pode ser entendida como uma concentração maior de energia. Existem ainda algumas áreas transparentes em meio ao conjunto de refletores, definindo um padrão lenticularizado ou anostomótico, provavelmente devido à presença de corpos magmáticos elípticos ou lentes de unidades litológicas menos deformadas envolvidos por zonas de cisalhamento.

O caráter de alta refletividade desta porção da crosta possivelmente deve-se à deformação plástica das rochas, envolvendo, em grande parte rochas de alto grau metamórfico (rochas granulíticas) de constituição heterogênea (HASUI & MIOTO, 1992), ou à existência de feixes de zonas de cisalhamento rúptil-dúctil. Segundo os dados de análise de velocidade extraídos do perfil sísmico profundo nesta região, os valores de velocidade de processamento variam verticalmente de 6800 a 7350 Km/s aproximadamente.

Outro aspecto importante no quadro de assinaturas da crosta inferior é a presença de descontinuidades nos refletores que podem representar intrusões ígneas ou feições estruturais ligadas ao processo evolutivo do quadro de estruturas do Pré-Cambriano.

A faixa 4 é definida a partir do intervalo de tempo duplo de 14,0 segundos (aproximadamente um pouco mais de 45 km de profundidade), onde provavelmente está situada a descontinuidade de Mohorovicic (Moho), caracterizada pela diminuição dos refletores e por fracos refletores sub-horizontais que, segundo ALLMENDINGER et al. (1987) e HUTCHINSON et al. (1988), corresponderia ao limite entre a crosta inferior e o manto superior, e portanto a uma zona de transição.

Após a marcação dos refletores na seção da Figura 5.2, os valores de tempo duplo foram transformados em valores de profundidade utilizando-se a seguinte fórmula:

$$H = \frac{1}{2} T \bar{V} \quad (1)$$

onde:

\bar{V} - é a velocidade média,

T - tempo duplo em segundos,

H - profundidade aproximada em metros

Paralelamente ao processo de marcação dos refletores, foram definidos os limites aproximados dos intervalos da crosta através dos valores das velocidades médias quadráticas VRMS (Figura 5.3). O processo de transformação de tempo em profundidade é relativamente direto, já que os tempos duplos e os dados das velocidades estão representados nas seções agilizando a operação.

A velocidade média quadrática (Root Mean Square Velocity) é definida segundo a expressão:

$$V_{RMS}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n T_i V_i^2}{\sum_{i=1}^n T_i} \quad (2)$$

A velocidade intervalar pode também ser calculada diretamente através da equação (2), utilizando-se a seguinte expressão:

$$V_i^2 = \frac{V_n^2 T_n - V_{n-1}^2 T_{n-1}}{T_n - T_{n-1}} \quad (3)$$

onde:

V_i - velocidade intervalar de uma camada (n)

V_n - velocidade média até a base da camada (n)

V_{n-1} - velocidade média até o topo da camada (n)

T_n - tempo total de percurso até a base da camada(n)

T_{n-1} - tempo total de percurso até o topo da camada(n)

Os valores médios aproximados dos parâmetros que caracterizam a seção RL-1, estão representados na Tabela 5.1. A variação da velocidade média nos diferentes intervalos de tempo, causada pelas mudanças na composição das rochas, em consonância com as possíveis discontinuidades de Conrad e Moho, mostra o padrão geral da representação crustal em profundidade o que é comentado a seguir.

A cobertura sedimentar possui uma variação de velocidade que é controlada pela natureza dos sedimentos fanerozóicos, expressos por arenitos diversos com intercalações de pacotes de argilas, siltitos e calcáreos, além de corpos de diabásio.

O intervalo seguinte, definido como crosta superior ou crosta granítica, possivelmente é caracterizado por rochas constituídas predominantemente por quartzo e feldspatos descritas como granitos e granulitos de núcleos do embasamento indicados como intrusões ígneas e terrenos de alta deformação respectivamente, prováveis responsáveis pela transparência sísmica.

Aproximadamente na base dessa porção da crosta a velocidade experimenta nova variação de gradiente vertical que representa a crosta média a inferior, cuja constituição é bem caracterizada por uma geometria definida por abundantes refletores.

Essa estruturação pode ser atribuída à presença de rochas de alto grau metamórfico de constituição heterogênea e fortemente deformadas por zonas de cisalhamento, assim como também por rochas intrusivas básicas / ultrabásicas, metassedimentares plataformais, metabasitos e a presença de níveis com mais ou menos fluidos (HASUI & MIOTO, 1992).

Apesar dos poucos dados disponíveis, a descrição de granitos e granulitos de núcleos do embasamento indicados como pertencentes a terrenos de alta deformação ou intrusões graníticas são provavelmente responsáveis pela transparência sísmica. Por outro lado, a feição mais proeminente da seção RL-1 é o caráter de alta refletividade da crosta intermediária a inferior, definida por um conjunto de reflexões fortes, com geometrias diferentes, lateralmente extensivas, inclinadas e assimetricamente arqueadas.

Na versão migrada (Figura 5.7) deste perfil, esse padrão geométrico é mantido, sendo ressaltada a presença de feições que podem estar ligadas à grandes eventos tectônicos ocorridos durante o processo evolutivo desta imensa área.

O limite entre a crosta superior transparente e a crosta inferior refletiva varia entre 4 - 6 segundos, definindo uma estrutura antiformal irregular, cujas partes rasas parecem ocorrer sob o arco estrutural de Jutaí (MATOS & BROWN, 1992).

Com base na dispersão das ondas de Rayleigh registradas em várias estações sismográficas da América do Sul, que pertencem à rede internacional de estações sísmicas (WWSSN), foi medido que a espessura da crosta, nas adjacências da seção sísmica profunda em estudo, atinge 40 Km (Renbarger apud MATOS & BROWN, 1992).

O decréscimo nos valores de densidade e no número de reflexões no intervalo de 14 - 15 segundos (Figuras 5.2, 5.7 e 5.9) pode ser definido como a interface de MOHO. Esse tempo corresponde a uma profundidade de aproximadamente 45 km, compatível com a espessura da crosta de outras áreas cratônicas (MEISSNER, 1986).

Na Figura 5.1, observa-se diminuição da amplitude com o tempo de percurso, e a variação do conteúdo da curva de frequência da onda em propagação mostra uma forte queda nos valores dos tempos de percurso da crosta superior. Esta relação das curvas de amplitude e frequência junto com a coincidente queda na refletividade são interpretadas como o registro do MOHO. A porção mais inferior da crosta superior transparente poderia representar um limite reológico; por exemplo, a transição de uma crosta superior rúptil para uma crosta média e inferior dúctil, conforme sugeriram MATOS & BROWN (1992). Mais concretamente, as interpretações prévias, de lineamentos e falhas associadas com deformações juro - cretáceas apontam na direção da tectônica transpressional com zonas de falhas transcorrentes penetrando na crosta (SZATMARI, 1983; CAPUTO, 1985; PORSCHE, 1985). Portanto, um único regime tectônico compressional com direção NNW-SSE poderia explicar todos as falhas mesozóicas do embasamento raso.

Alguns trabalhos relacionados com a estruturação da crosta e o manto superior, baseados no estudo de dispersão da componente vertical da onda de superfície de

Rayleigh com trajetórias na Plataforma Sulamericana foram realizadas com registros sismológicos das estações localizadas no território brasileiro, determinando as velocidades de grupo e amplitudes espectrais de vários terremotos com epicentros ao longo da parte leste da cadeia Andina com trajetórias tipicamente continentais. Desta maneira, no trabalho de PENNA (1994), com base no ajuste das curvas de velocidade de grupo, utilizando o método de tentativa e erro, foram estabelecidos modelos de espessura da crosta (Figura 5.4), cujos valores variam de 47 a 51 km aproximadamente. Estes modelos crustais mostram que existe um certo grau de compatibilidade com os valores de espessura da crosta obtidos no perfil RL-1, e obtidos independentemente.

Os valores obtidos através da análise de velocidade na forma de dados processados na linha RL-1, em 19 pontos de tiro, distribuídos ao longo de aproximadamente 80 km de extensão, foram plotados interativamente com a ajuda do programa VUTL disponível na Petrobrás, assim como, manualmente, alcançou-se os gráficos de velocidade média quadrática (VRMS), que representa a melhor aproximação da velocidade média que se consegue a partir dos dados sísmicos.

A velocidade intervalar (VINT) mostra apenas as mudanças obtidas a partir das VRMS. Dos 19 pontos de tiro que possuem informações sobre velocidades, seis foram selecionados (Tabela 5.2), distribuídos nas partes inicial, central e final do perfil sísmico. Nesses gráficos (Figura 5.8) observa-se claramente a variação da velocidade com relação ao tempo de percurso duplo das ondas sísmicas, definido em milisegundos.

Dessa forma, através das características de cada gráfico, mostrando as mudanças de velocidade, pode-se definir aproximadamente alguns limites que representam descontinuidades da crosta. Correlacionando a linha sísmica RL-1 (Figura 5.2) com esses gráficos, observam-se claramente descontinuidades variáveis em diferentes intervalos de tempo em cada ponto de tiro, definindo limites consideráveis

que variam entre 2,4,5 e 6 segundos tempo duplo (de 3500 até 18000 m) através do perfil, o que seria a parte mais superior da seção profunda, que representa uma zona sem refletores fortes ou "zona transparente", provavelmente a transição entre a crosta superior rúptil não refletiva e a crosta média/inferior que seria caracterizada como a descontinuidade de Conrad. As variações de velocidade estão definidas entre 3450 - 5800 m/s aproximadamente.

À medida em que aumenta a profundidade, pode-se observar outras variações entre intervalos, onde as velocidades sofrem saltos relativos, possíveis indicadores de alguma descontinuidade através do perfil. Essas mudanças de velocidade variam entre 6800 - 7350 m/s podendo corresponder a uma crosta mais refletiva, possivelmente a crosta média / inferior. Comparando com a seção profunda, há perfeita coincidência com a faixa mais refletiva do perfil.

A descontinuidade do MOHO é difícil de se marcar através dos perfis de velocidade, já que não se tem dados suficientes que possam definir os intervalos mais profundos. Mas no perfil RL-1 ela está definida em torno de 14 segundos (46 km) aproximadamente através do padrão de refletividade (Figuras 5.2 e 5.3).

Na Figura 5.3 estão representados todos esses parâmetros que estabelecem a definição aproximada das descontinuidades crustais mostrando tanto as escalas de tempo, como a transformação em profundidade e a localização dos 19 pontos de tiro espalhados através dos 80 km de extensão do perfil profundo RL-1.

A interpretação sísmica profunda na sub-bacia do Jandiatuba, situada na parte oeste da bacia do Solimões, revelou uma assinatura de refletores, a nível da crosta intermediária a inferior, com forte convexidade para cima (Figura 5.9), e relacionada à intensa percolação de complexos ígneos aleitados decorrentes de eventos do Proterozóico e Mesozóico na região Amazônica (MATOS & BROWN, 1992).

Uma proposta alternativa para esse tipo de assinatura foi apresentada por RESTON (1988), que a relaciona com forte estiramento crustal, similar ao evento

extensional meso-cenozóico que afetou a região NW da Europa. Uma terceira alternativa se refere a cenários colisionais, a exemplo dos trabalhos apresentados por MATTHEWS (1986), entre outros. Tais aspectos são discutidos no capítulo 6.

TABELA 5.1
VALORES MÉDIOS APROXIMADOS DOS PARÂMETROS QUE CARACTERIZAM
O PERFIL SÍSMICO RL-1.

Tempo Duplo [seg]	Velocidade [m/s]	Profundidade [m]
0.0	1700	-
0.3	1800	270
0.5	1912	478
0.8	2188	872
1.0	2654	1327
1.5	3184	2388
2.0	3430	3430
3.0	3985	5978
4.0	5113	10226
4.5	5300	11925
5.0	5430	13575
6.0	6076	18228
7.0	6805	23818
7.5	7000	26250
8.5	> 7350	29750
9.0	"	31500
9.5	"	33250
10.5	"	36750
12.0	"	42000
13.0	"	45500

TABELA 5.2
VALORES DOS DADOS DE ANÁLISE DE VELOCIDADE EM SEIS PONTOS DE TIRO DO
PERFIL SÍSMICO PROFUNDO RL-1

PT 2728			PT 2953			PT 3403		
TIME [ms]	VRMS [m/s]	VINT [m/s]	TIME [ms]	VRMS [m/s]	VINT [m/s]	TIME [ms]	VRMS [m/s]	VINT [m/s]
0.0	1700	1800	0.0	1700	1800	0.0	1700	1800
250	1800	2014	300	1800	2034	250	1800	2092
500	1910	2246	550	1910	2400	550	1965	2456
600	1970	2379	700	2025	3091	700	2080	2915
800	2080	2954	900	2305	4023	850	2250	4349
900	2190	4489	1000	2530	4138	900	2415	4517
1005	2530	3806	2000	3430	7543	1000	2700	4122
1300	2870	4187	6000	6470	9429	1150	2925	4013
1750	3260	4441	7200	7050	10554	2000	3430	7151
2000	3430	5327	8450	7670		5200	6000	9103
3000	4160	6094				6000	6500	11842
3600	4540	8965				7000	7500	13868
8400	7400	12953				9000	9300	
9600	8300							
PT 3628			PT 3853			PT 4153		
TIME [ms]	VRMS [m/s]	VINT [m/s]	TIME [ms]	VRMS [m/s]	VINT [m/s]	TIME [ms]	VRMS [m/s]	VINT [m/s]
0.0	1700	1800	0.0	1700	1800	0.0	1700	1800
250	1800	2014	350	1800	1961	300	1800	2034
500	1910	2287	500	1850	2460	550	1910	2400
700	2025	3434	600	1965	2756	700	2025	3434
800	2250	4714	800	2190	4288	800	2250	5257
900	2640	4492	950	2635	4855	1000	3095	6148
1200	3205	3742	1100	3035	3858	1100	3485	4682
2000	3430	6426	2000	3430	6426	1200	3600	4081
5000	5430	9829	5000	5430	10185	2000	3800	6263
6130	6470	12327	6000	6470	11710	4450	5300	6313
6600	7050	11705	7300	7670	13580	5450	5500	9714
8500	8320	16961	8500	8750	15884	5700	5750	10131
9000	9020	16875	9500	9750		6300	6300	10112
9650	9750					7500	7050	12018
						8300	7670	13518
						9100	8350	

PT - ponto de tiro

VRMS - velocidade média quadrática, [m/s]

VINT - velocidade intervalar, [m/s]

TIME - tempo em milissegundos, [ms] (1000 ms = 1 seg)

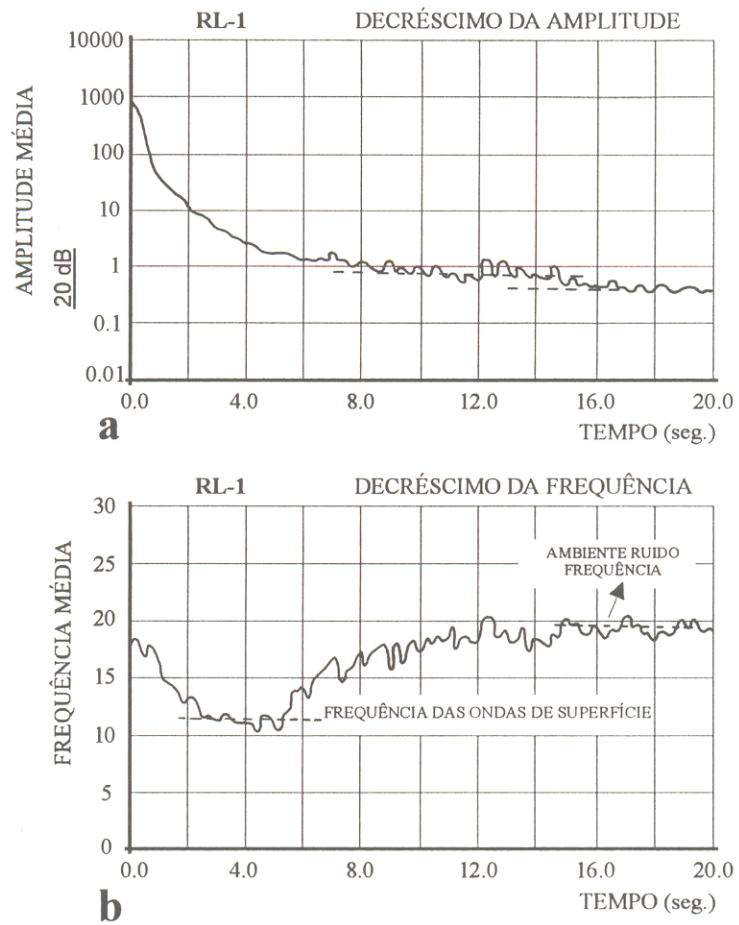


Figura 5.1 Decréscimo de amplitude e frequência em função do tempo para o perfil sísmico profundo RL-1 (MATOS & BROWN, 1992).

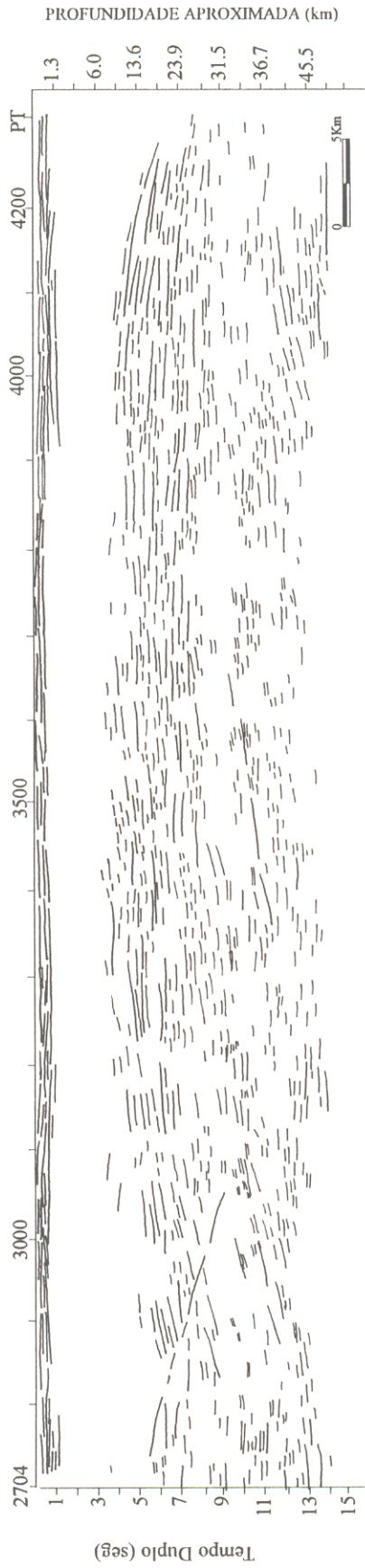


Figura 5.2 Padrão refletivo da seção sísmica profunda RL-1 com registro de 15 segundos localizada na borda sul da Bacia do Solimões, mostrando a geometria dos refletores que caracterizam a crosta continental.

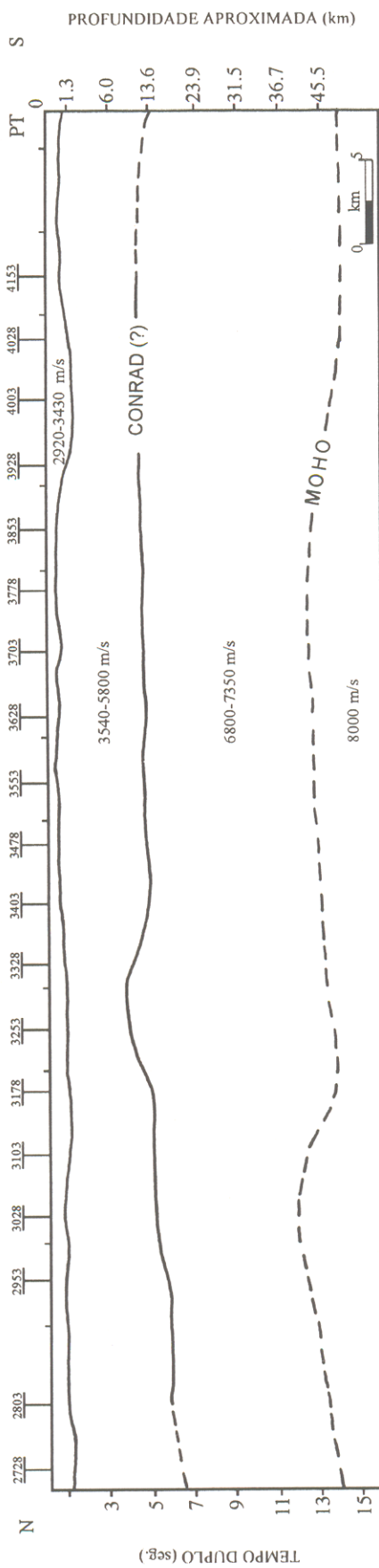


Figura 5.3 Definição das descontinuidades da crosta através dos valores de velocidade. Os pontos de tiro (PT), estão representados na parte superior do perfil indicando a posição de cada análise de velocidade na seção.

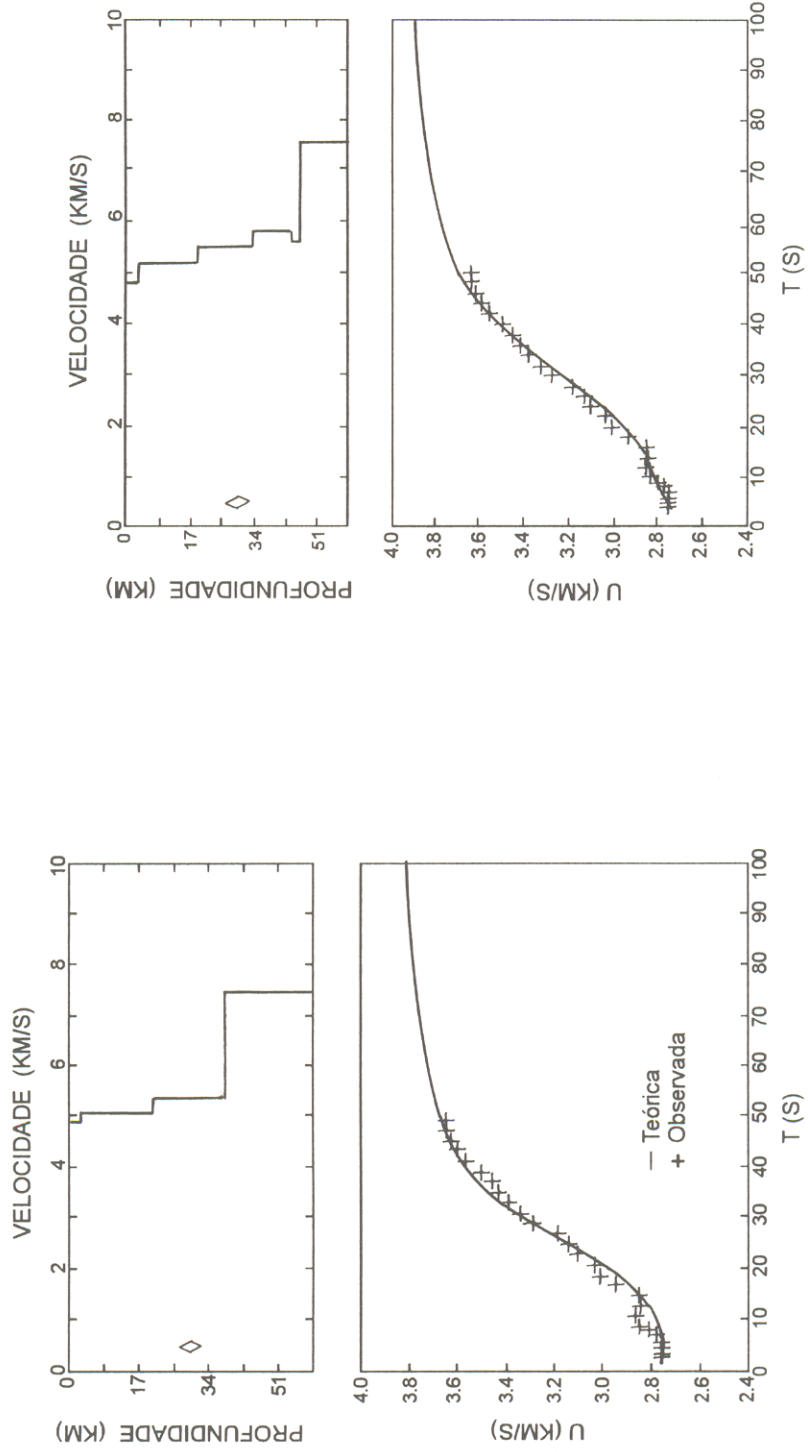


Figura 5.4 Modelos crustais teóricos obtidos através do ajuste de curvas de velocidade de grupo com trajetórias sobre a Bacia Amazônica registradas na estação sísmológica de Belém (PENNA, 1994).

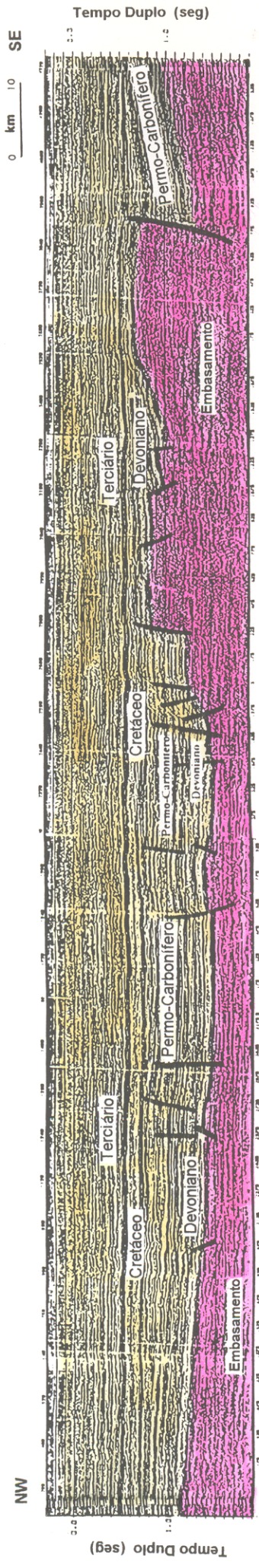


Figura 5.5 Seção sísmica RL-2, mostrando as feições geológicas da parte central da sub-bacia do Jandiatiuba. Neste perfil observa-se claramente o arranjo dos elementos que compõem a cobertura sedimentar fanerozoica da bacia. O embasamento sísmico sobe em direção NW.

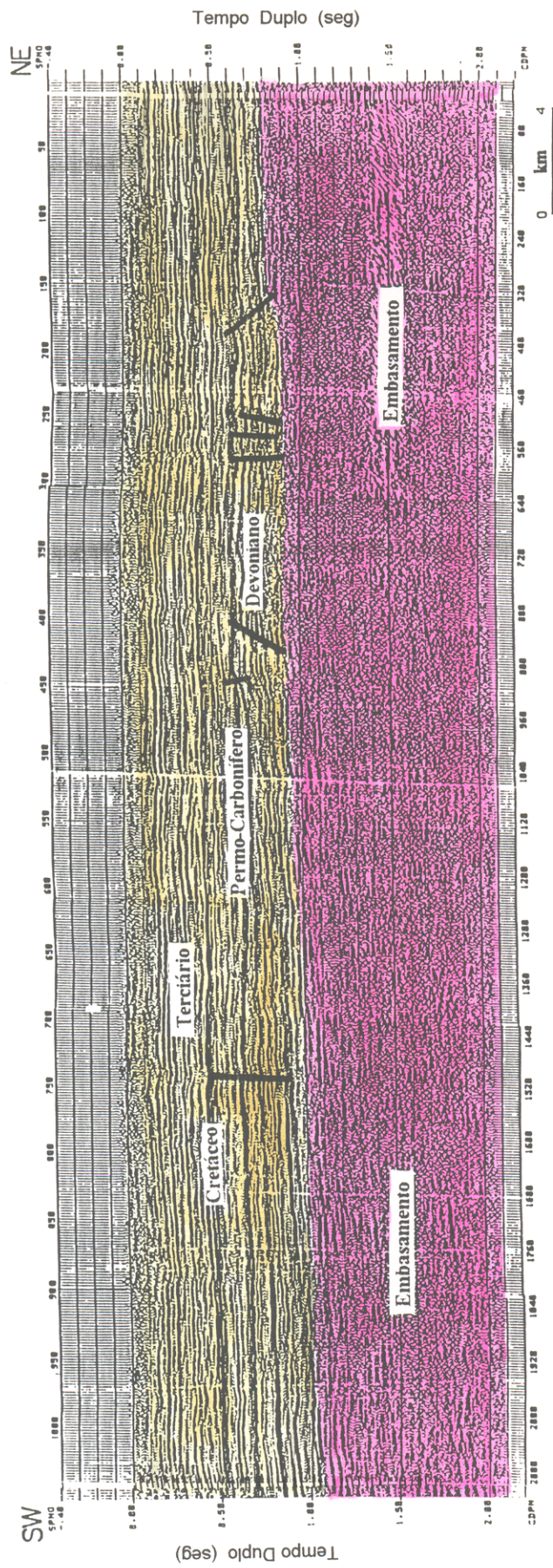


Figura 5.6 Seção sísmica RL-3 localizada na porção norte da bacia, representando algumas feições geológicas.

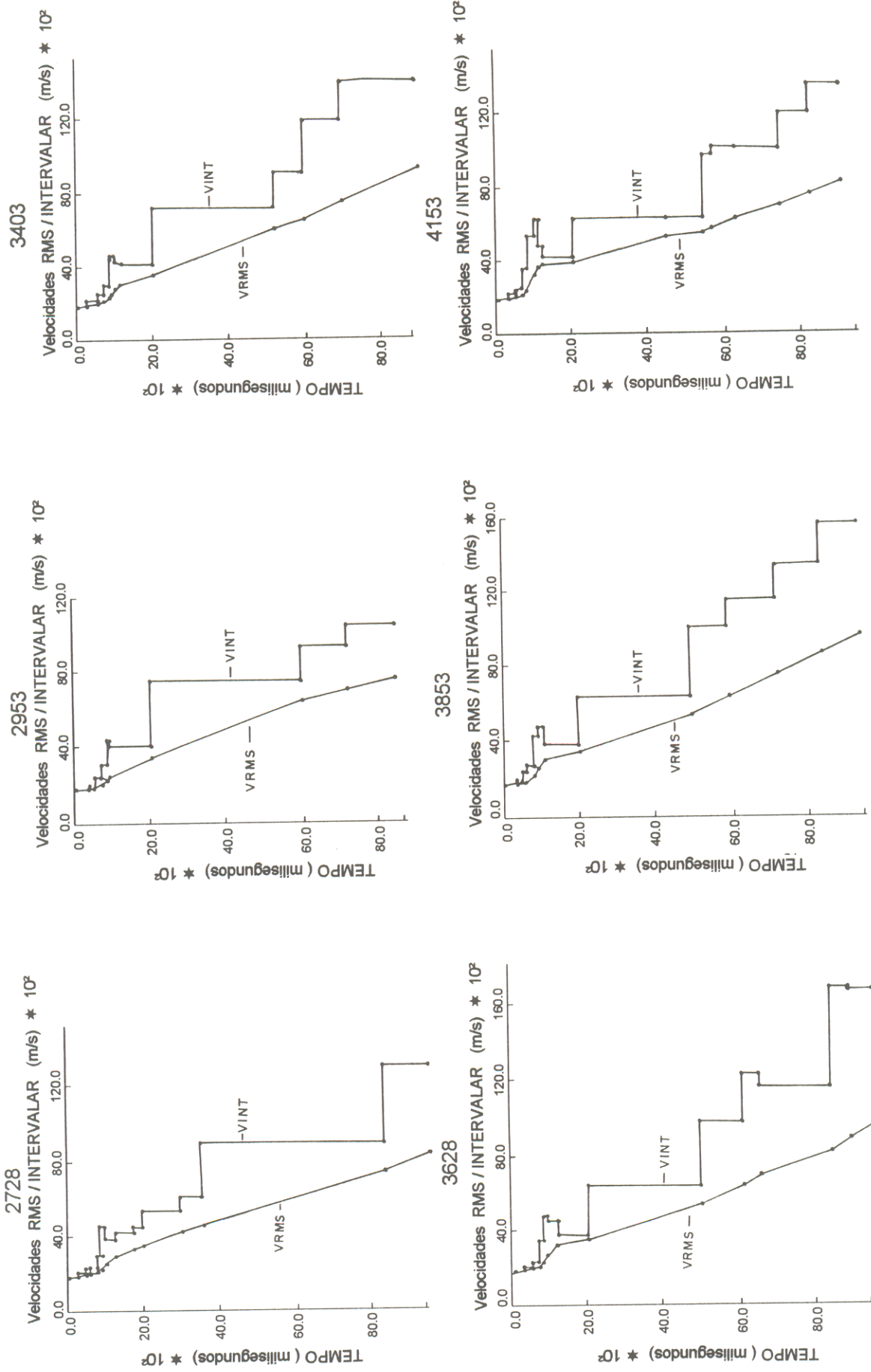


Figura 5.8 Variação das velocidades média quadrática (VRMS) e intervalar (VINT) versus tempos de percurso das ondas sísmicas.

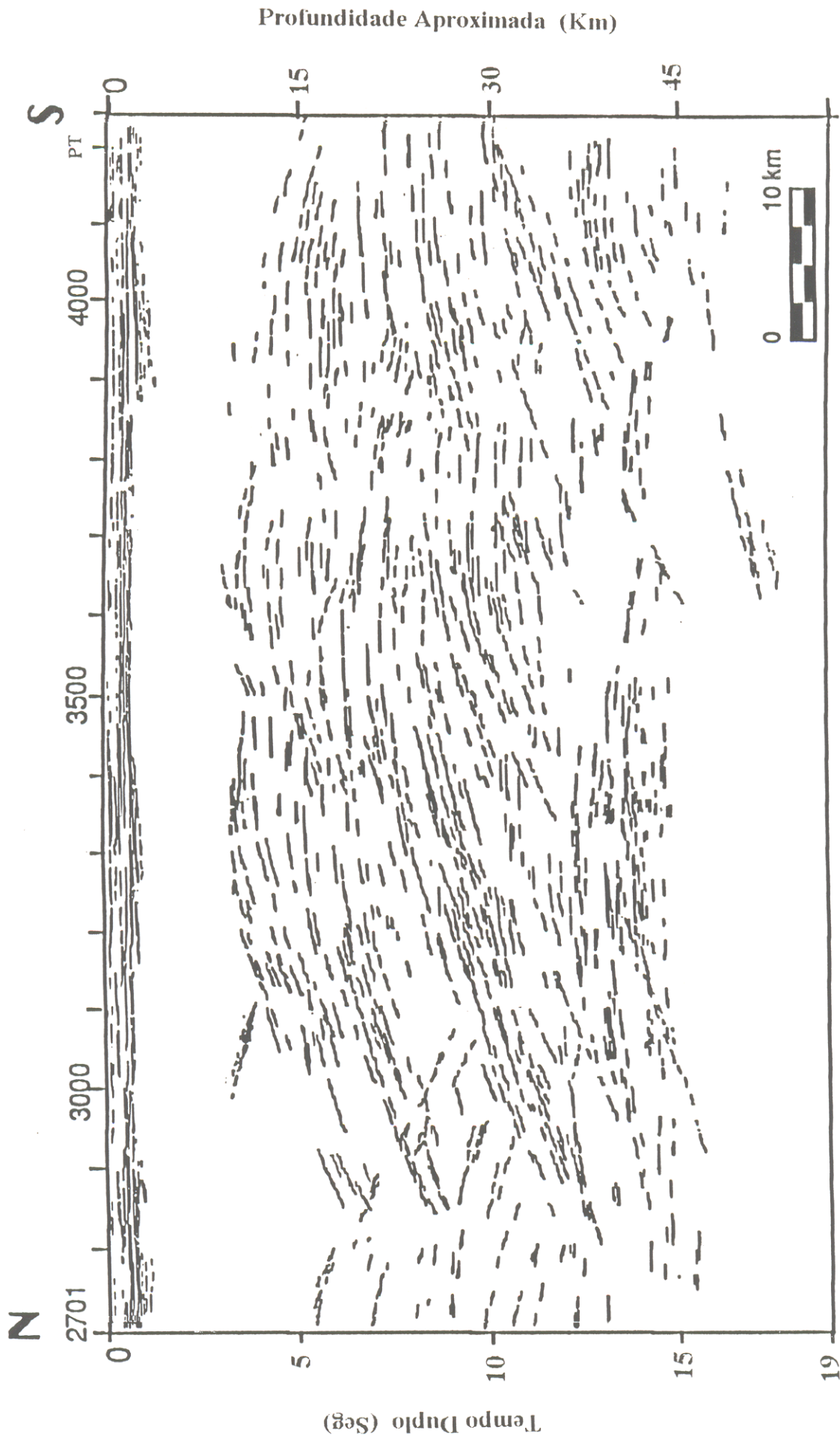


Figura 5.9 Padrão refletivo da seção sísmica profunda não migrada na região da sub-bacia do Jandiatiuba (MATOS & BROWN, 1992).

5.2 GRAVIMETRIA E MAGNETOMETRIA

A área em estudo possui também uma cobertura gravimétrica regional representada através de um mapa Bouguer em escala 1:1.000.000 (Figura 5.10), realizado pela Petrobrás ao longo dos principais rios nas décadas de 50 e 60.

As anomalias gravimétricas da porção mais oriental da Bacia Amazônica definem uma cadeia de altos que não são explicados a partir da presença de corpos geológicos dentro dos sedimentos fanerozóicos. Sua distribuição coincide com o eixo da bacia, e sugere íntima relação com unidades rochosas do arcabouço lito-estrutural do embasamento e com a geometria do depocentro.

A ocorrência de rochas de alta densidade dentro do embasamento é comprovada pelos máximos gravimétricos na área da sub-bacia do Eirunepê e do rio Trombetas representando anomalias de pequeno porte com um efeito gravimétrico positivo extremamente alto. Parte destas anomalias poderia ser decorrente de chaminés preenchidas por material básico. LINSER (1974), estimó o contraste de densidade deste material básico com o material ácido do embasamento em $0,6 \text{ g/cm}^3$. O efeito gravimétrico intraembasamento excede aquele da bacia, especialmente porque os sedimentos paleozóicos possuem pequeno contraste de densidade com o embasamento.

A anomalia gravimétrica da Bacia do Solimões difere da do Médio Amazonas na configuração regional. Não se observa uma cadeia pronunciada e orientada de altos gravimétricos, sugerindo provável ausência de um eixo bem definido da bacia.

BAHIA & ABREU (1985), sugeriram o modelo de riftogênese para a bacia Amazônica com base nos dados gravimétricos, os quais são compatíveis com um adelgaçamento da crosta / litosfera. Destacaram ainda que o alinhamento de máximos gravimétricos coincide aproximadamente com o eixo da bacia sedimentar fanerozóica. Nas bacias do Solimões e Acre o alinhamento dos máximos gravimétricos não está

bem definido, seja pela falta de mapeamento, seja pela menor elevação das massas densas em relação à superfície da crosta.

Analisando os estudos realizados sobre o comportamento gravimétrico das anomalias na região da parte oeste da Bacia do Solimões (LINSER, 1974, SELCH, 1985; NUNN & AIRES, 1988, SOUSA et al., 1990), admite-se a presença de corpos intraembasamento com uma densidade média que corresponderia aos valores de material ígneo de composição básica em torno de 2.90 g/cm^3 . Esses corpos podem ser associados aos refletores sísmicos da parte mais refletiva da seção sísmica profunda RL-1 denominada no capítulo anterior como faixa 3, (ver Figuras 5.2, 5.7, 5.9) delimitando um possível material com contraste de densidade positivo em relação à crosta superior. As amplitudes das anomalias atingem valores razoáveis que podem justificar esse quadro.

Observando a Figura 5.11 onde está representado o perfil gravimétrico sobre as linhas RL-1, RL-2, RL-3 e relacionando-o com a Figura 5.7, nota-se que o máximo gravimétrico de aproximadamente 40 mGal está localizado entre os pontos de tiro 3000 e 3600 da seção sísmica (RL-1), coincidindo com uma faixa de refletores inclinados de alta amplitude podendo ser interpretados como zonas de cisalhamento (BRUN & GUTSCHER, 1992), ou zonas de rampas crustais (ALLMENDINGER et al., 1987), sugerindo que fatias de rochas mais densas da base da crosta, no caso rochas granulíticas, envolvidas em movimentos compressivos, seriam responsáveis pelo alto contraste lateral de densidades.

As interpretações anteriores basearam-se em modelos geológicos que consideraram fontes profundas, admitindo também a presença de corpos intraembasamento causadores dessas anomalias levando a supor que a resposta gravimétrica observada está influenciada por efeitos laterais (SOUSA et al., 1990).

MATOS & BROWN (1992) apresentaram um modelo de densidade crustal através de um perfil gravimétrico paralelo as duas linhas sísmicas localizadas na área

estudada. Os valores de densidade utilizados no modelo foram ajustados para todos os níveis crustais da seguinte forma: rochas sedimentares (2.60 g/cm^3), crosta superior (2.75 g/cm^3), crosta média/inferior (2.90 g/cm^3) e o manto superior (3.30 g/cm^3). O modelo obtido de forma geral pode explicar a anomalia observada e pode ser interpretado como um extenso corpo antiformal nos níveis Médio / Inferior da crosta composto de material denso, responsável pela anomalia gravimétrica de longo comprimento de onda (Figura 5.12a).

O mapa em questão (Figura 5.10), da área em estudo, é caracterizado pela distribuição de vários altos gravimétricos espalhados na parte meridional do mapa, com alguns decréscimos na parte setentrional.

Essas anomalias podem atingir valores de 40, 65 e até 85 mgals, sendo as mais expressivas na região e podendo estar relacionadas à presença de rochas densas de composição básico-ultrabásica com profundidades variáveis.

Analisando mais detalhadamente as anomalias gravimétricas apresentadas no mapa Bouguer, na forma de um perfil (Figura 5.11) orientado segundo NNW-SSE, obtido da Figura 5.10, observa-se que as variações das curvas indicam anomalias de longo e curto comprimento de onda. No caso, sobre o traçado das linhas sísmicas RL-1, RL-2 e RL-3, consideradas como referências "a priori" de informação em subsuperfície dessa área, o perfil gravimétrico mostra uma distribuição anômala de longo comprimento de onda (300 Km), com aproximadamente 40 mGal de amplitude, podendo ser entendida ou interpretada como devido à presença de rochas densas possivelmente provenientes do manto nessa porção sul, ao contrário da parte norte, onde se observa um decréscimo de densidade relacionado com material rochoso menos denso..

No mapa magnético MAGSAT apresentado no trabalho de ARKANI-HAMED & STRANGUAY (1985), o contraste de susceptibilidade na litosfera é definido em um campo com variações limitadas a um comprimento de onda de mais de 800 km. Nesta

carta observa-se uma coincidência de anomalias de baixa susceptibilidade magnética (negativa) sobre bacias sedimentares localizadas, tanto no território Sulamericano (Amazonas, Tacutu, Argentina) como no Africano (Benue, Luanda) entre outras.

O quadro se repete na área do "Midcontinent" norteamericano, no caso caracterizando os sistemas de rift "Keweenawan" e "Reelfoot", onde se desenvolveram diversas bacias sedimentares fanerozóicas

Essas anomalias magnéticas negativas estão relacionadas a adelgaçamentos litosféricos / crustais, interpretadas como devido ao fenômeno de desmagnetização ocasionado pela ascensão de material quente astenosférico. Este processo de desmagnetização é um efeito termal de aquecimento da crosta - litosfera de longa duração que ocorre abaixo da isoterma de Curie (580°C). As anomalias positivas em aulacógenos ocorrem com o efeito termal reduzido e com uma espessura normalizada da crosta/litosfera (Mayhew apud BAHIA & ABREU, 1985). Na avaliação dos resultados do MAGSAT na América do Sul, segundo Yuan et al. apud BAHIA & ABREU (1985) e Arkani-Hamed & Stranguay apud BAHIA & ABREU (1985), uma anomalia negativa alongada no sentido E-W é coincidente com a cadeia de máximos gravimétricos nas bacias do Médio-Baixo Amazonas, existindo uma notável convergência de evidências gravimétricas e magnéticas para uma anomalia interpretada como adelgaçamento da crosta-litosfera que gerou o aulacógeno do Amazonas.

A parte central da sub-bacia do Jandiatuba possui informações sobre a intensidade do campo magnético total através do levantamento aeromagnético da área do rio Jutaí. Este levantamento abrange uma área entre as latitudes $4^{\circ}00'$ a $7^{\circ}00'$ Sul e longitudes $69^{\circ}00'$ a $70^{\circ}30'$ Oeste, revelando profundidades do embasamento compatíveis com os valores encontrados por dados de poços.

Na parte sul da seção da Figura 5.5, obtidas através da interpretação sísmica, são indicados dois altos onde o pacote sedimentar do Paleozóico teria sido erodido. No entanto os dados aeromagnéticos não mostram nesta área anomalias de origem rasa,

sugerindo que o embasamento não deve incluir rochas magnéticas e, sendo que nesse caso é previsível a existência de grande volume de rochas graníticas.

SELCH (1985) interpretou os dados desta área através da confecção de mapas na escala 1:500.000, e definiu os parâmetros das anomalias observadas, assim como o embasamento magnético e os principais elementos estruturais e corpos magnéticos profundos. Mapeamentos geológicos do complexo cristalino exposto indicam suas variações litológicas geralmente de caráter intrusivo, dentro de uma matriz de gnaiss ou de outras rochas metamórficas. Muitas vezes estes corpos intraembasamento podem ter expressiva continuidade lateral.

As rochas intrusivas são geralmente mais magnéticas do que as rochas encaixantes e é de se esperar que os corpos intrusivos se estendam a grandes profundidades e que seus limites sejam aproximadamente verticais, podendo deste modo ser representados por modelos de prismas verticais, não vistos pela sísmica..

Os efeitos magnéticos de modelos relacionados com a interpretação gravimétrica podem ser calculados, mas existem dificuldades na identificação e interpretação das anomalias observadas sobre falhas pois a anomalia depende da inclinação do vetor de polarização. Se o efeito magnético é causado por uma polarização remanescente, e não apenas por indução, poderá acontecer que não seja possível indicar com clareza por exemplo os lados altos e baixos de uma falha.

Por conseguinte, não é tão simples detectar diretamente os efeitos magnéticos causados por estruturas do embasamento em áreas onde ocorrem anomalias intraembasamento ou rochas intrusivas dentro do pacote sedimentar. Caso existam corpos alongados intraembasamento, é de se esperar que fraturas do embasamento tenham afetado esses corpos, causando adelgaçamento horizontal ou vertical das partes afetadas. Conseqüentemente, as anomalias magnéticas também estariam interrompidas e deslocadas (SELCH, 1985). Devido, porém, ao forte magmatismo juro-cretáceo na bacia Amazônica, é previsível que muitos planos de falhas tenham

sido preenchidos por diabásio, donde se pode esperar que diques extensos expressem, em parte as falhas. (SELCH, 1985).

As anomalias magnéticas na área da sub-bacia do Jandiatuba, representadas através de um mapa do campo de intensidade total (Figura 5.13), são caracterizadas por uma alta amplitude e feições de curto comprimento de onda sobrepostas a uma série de "trends" proeminentes de longo comprimento de onda. Os "sills" de diabásio são restritos ou limitados na sub-bacia do Jandiatuba (SILVA, 1988) e provavelmente têm alguma influência na geração das anomalias observadas na parte setentrional da área.

MATOS & BROWN (1992), modelando os dados do campo potencial, tentaram mostrar a resposta da crosta média - inferior altamente refletiva, considerando que as anomalias de longo comprimento de onda podem estar associadas com corpos magnéticos profundos (Figura 5.12b) representando uma descontinuidade magnética situada a aproximadamente 7-8 km abaixo do nível do mar, confirmando a proposição de SELCH (1985). Por conseguinte, este autor concluiu que a falta de anomalias rasas associadas com altos do embasamento (arco de Jutáí), indicados na parte superior da crosta, podem estar compostas de rochas não magnéticas de provável composição granítica. Essas observações e interpretações sugerem alguma correlação com as características sísmicas da crosta. No caso, a descontinuidade magnética deduzida a 7-8 km de profundidade, por exemplo, poderia coincidir aproximadamente com o topo da crosta média/superior altamente refletiva observada na seção sísmica RL-1.

Da mesma forma que os dados gravimétricos, a intensidade do campo magnético total é representada através de um mapa que mostra o comportamento das anomalias magnéticas da região (baseado em SELCH, 1985 modificado por MATOS & BROWN, 1992).

A distribuição de valores anômalos (negativos) está bem estabelecida em toda a área, podendo representar, provavelmente, uma zona de alta susceptibilidade

magnética relacionada com anomalias de longo comprimento de onda, ainda que a presença de corpos intrusivos na crosta superior seja responsável por algumas anomalias de curto comprimento de onda, além da influência das soleiras de diabásio na seção Fanerozóica definidas pela correlação de dados de poços e sísmicos.

De uma forma geral, as informações que podem ser obtidas para a compreensão do comportamento dos níveis crustais do embasamento - intraembasamento, através da aeromagnetometria, permitem deduzir que na área do Jutaí existem zonas do embasamento constituídas de granito, que são correlacionadas às respostas da sísmica e gravimetria. Nesse caso, o embasamento sísmico (observado nos perfis RL-1, RL-2 e RL-3) como o embasamento magnético, sobem na parte norte de maneira monótona até a altura de um poço localizado na parte mais setentrional.

A interpretação gravimétrica (Figura 5.10) mostra, na mesma área, a presença de dois altos gravimétricos atingindo valores que variam de 65 a 90 mGal. É provável que mínimos gravimétricos regionais, não associados a uma maior espessura dos sedimentos e coincidentes com áreas de relevo magnético suave, sejam indicativos das zonas referidas anteriormente. A ocorrência de falhas de empurrão na área do Jutaí poderia indicar a ação de forças horizontais que, segundo SELCH (1985), os "trends" de falhas no embasamento coincidem com alinhamentos de extremidades de corpos muito profundos, levando a indicar de forma especulativa a presença de duas possíveis falhas transcorrentes orientadas aproximadamente na direção N - S. A parte meridional da região é considerada como uma área de incidência de rochas intrusivas, caracterizada por anomalias magnéticas de amplitudes acentuadas.

A maior parte das anomalias magnéticas são de comprimento de onda curto, mas as anomalias de longo comprimento de onda podem estar relacionadas com prismas profundos nas extremidades sul e norte da área.

Na Figura 5.12b é apresentado um perfil magnético indicando a presença de corpos com diferentes variações de susceptibilidade magnética, levando a considerar

que poderia ser uma resposta às variações do campo magnético. Os prismas representados por diferentes corpos geológicos estão localizados na parte mais superior da crosta, já que segundo as características das anomalias (amplitude e comprimento de onda), relativamente variáveis através do modelamento, ajustam-se com esses parâmetros. O mínimo magnético localizado no mapa (Figura 5.13) é a parte mais expressiva, atingindo valores de aproximadamente (- 250 gammas).

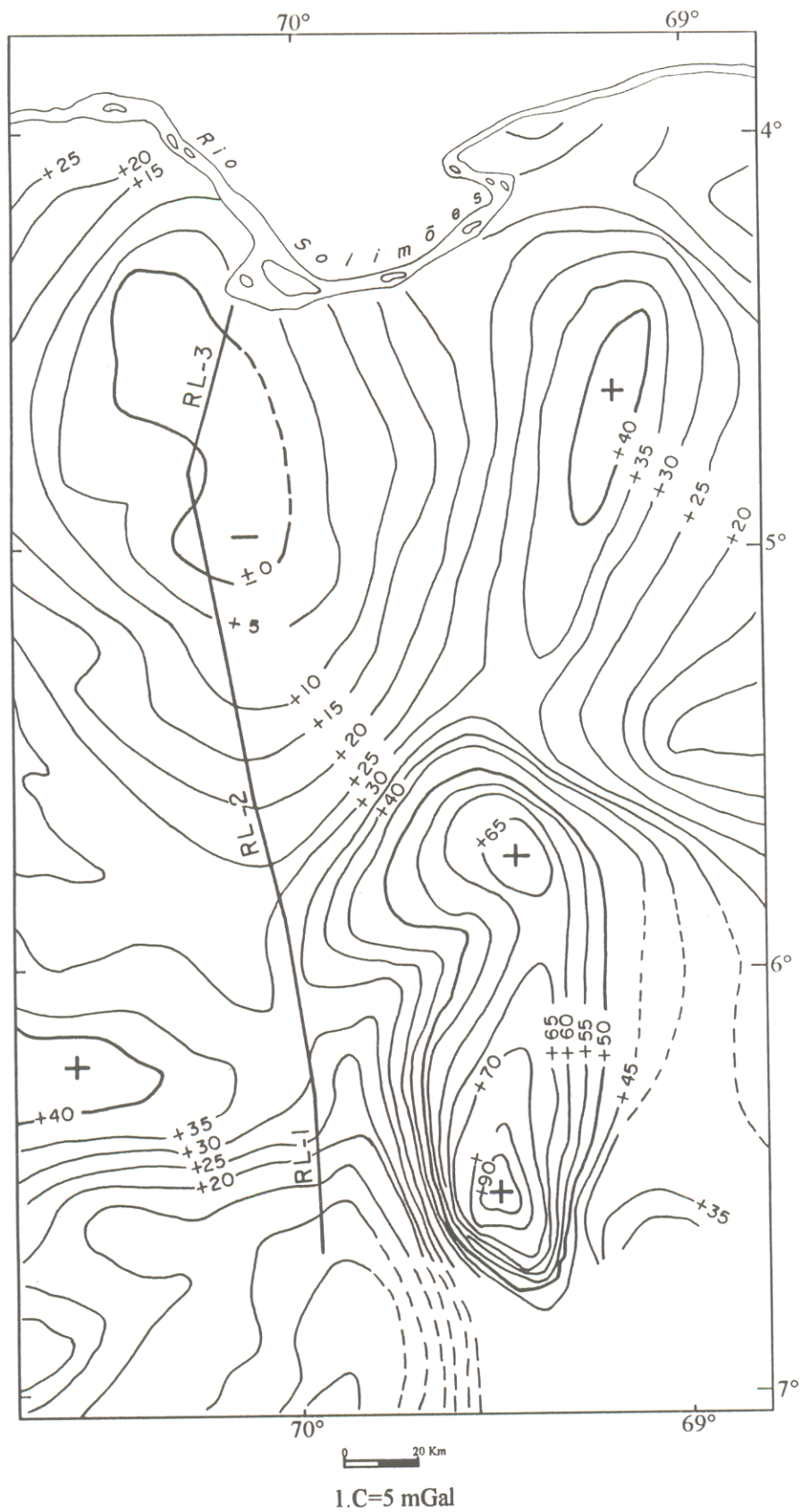


Figura 5.10 Mapa Bouguer da porção central da sub-bacia do Jandiutuba (SOUSA et al. 1990).

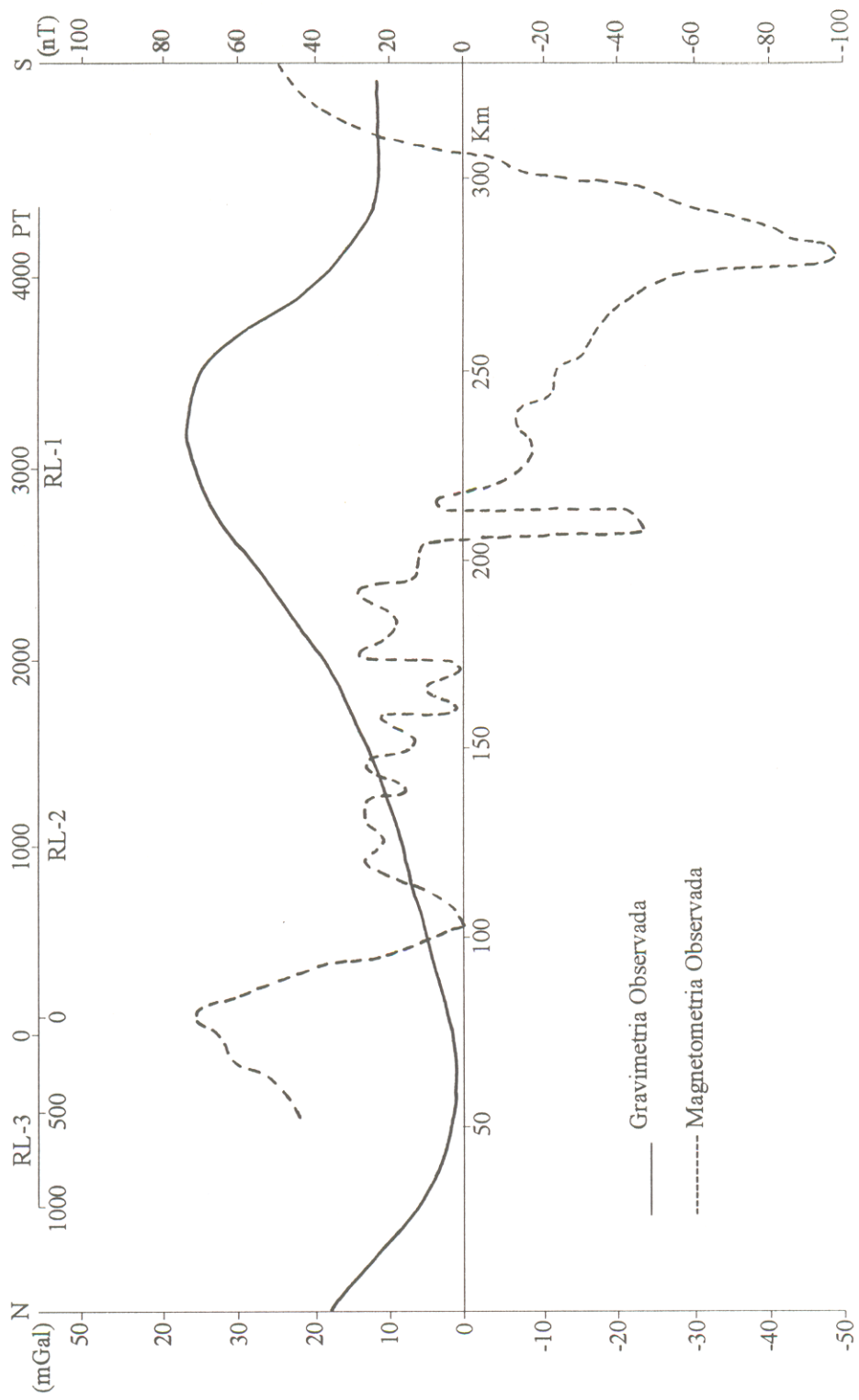


Figura 5.11 Perfis gravimétrico e magnético orientados segundo as linhas sísmicas RL-1, RL-2 e RL-3.

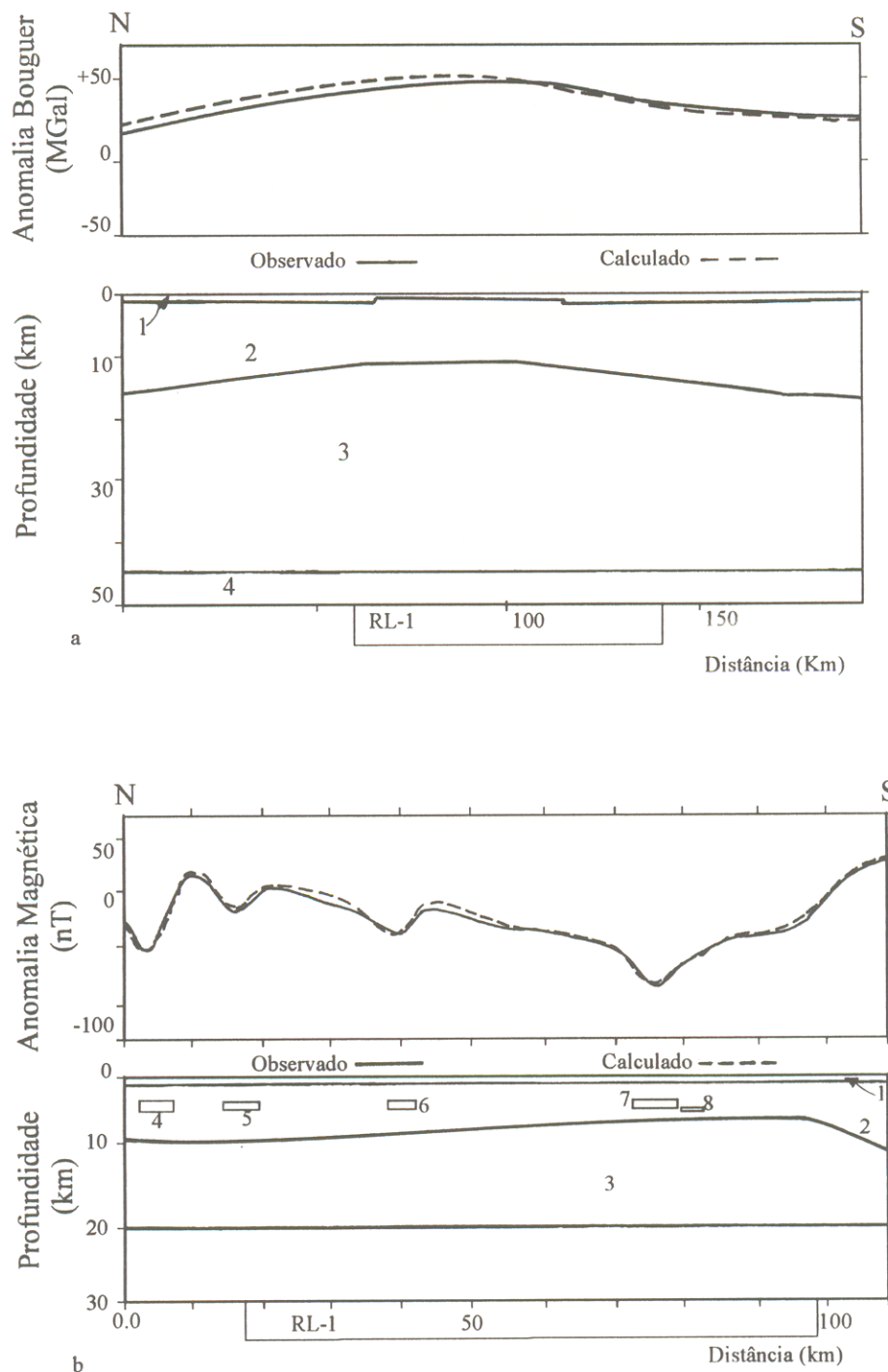


Figura 5.12 Perfis gravimétrico e magnético modelados, caracterizando o comportamento do campo potencial, resultante das variações de densidade e susceptibilidade magnética da crosta (MATOS & BROWN, 1992).

(a) representa as densidades das camadas em (g/cm^3): pacote sedimentar (2,60), crosta superior (2,75), crosta média - inferior (2,90) e manto superior (3,30).

(b) intensidade de magnetização em (cgs) para os sedimentos (1), crosta média-inferior (3), (2,4,5,6,7,8) possíveis corpos anômalos na crosta superior.

RL -1, representa a posição da linha sísmica profunda nos perfis gravimétrico e magnético.

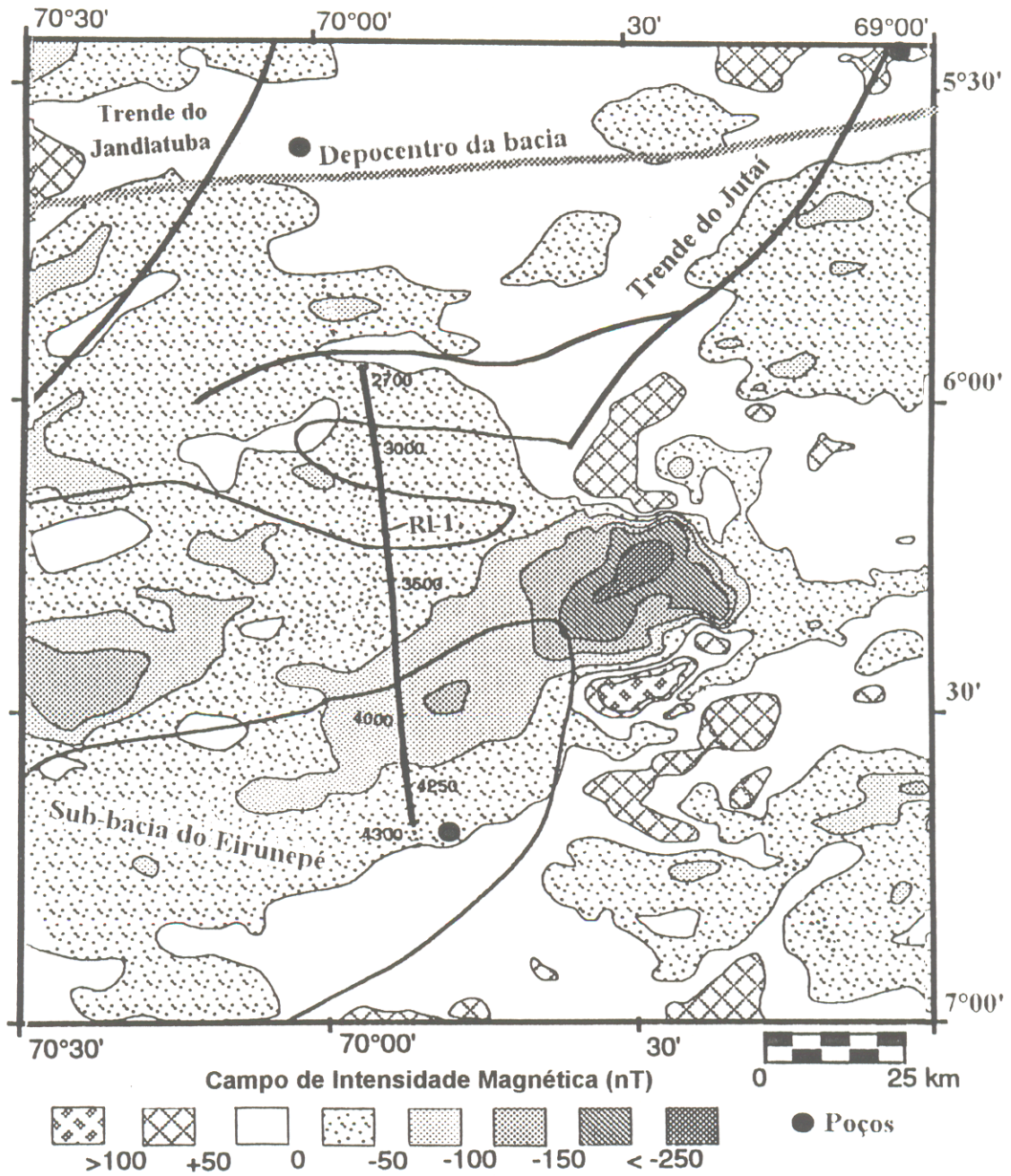


Figura 5.13 Mapa de contorno do campo magnético anômalo de intensidade total na parte central da sub-bacia do Jandiátuba (MATOS & BROWN, 1992).

6. DISCUSSÃO DE MODELOS

6.1 INTRODUÇÃO

A integração e interpretação dos dados geofísicos somados às informações disponíveis proporcionaram o entendimento de arranjos estruturais existentes nos níveis profundos da crosta. Adiciona-se também que o acervo de interpretações disponíveis em vários continentes serviram de referência para os modelos discutidos neste capítulo. Tal procedimento mostrou que há enormes semelhanças nas assinaturas sísmicas de diversos segmentos crustais mundiais com aquele da área em pauta, principalmente em termos da geometria dos refletores a qual deve expressar arranjos estruturais decorrentes da atuação de vários eventos geotectônicos na região Amazônica.

Os modelos aqui apresentados estão principalmente relacionados com os resultados interpretativos da seção sísmica RL-1, versão migrada, já que se trata do produto que de modo mais claro, define os refletores nos diferentes intervalos da crosta continental. Os outros perfis não migrados foram utilizados para estabelecer a melhor compreensão e visualização do quadro do arcabouço estrutural da bacia.

Os mapeamentos em subsuperfície indicam que as feições geológicas que caracterizam a parte mais superior da bacia estão relacionadas a movimentos compressivos as quais são expressas por falhas reversas e acham-se bem diferenciadas nos perfis sísmicos conforme apresentado no capítulo 3.

Nos níveis mais profundos da crosta identificam-se arranjos estruturais diversos, que foram vinculados a movimentos compressivos antigos e a movimentos extensionais que provavelmente geraram a bacia do Solimões; tais arranjos constituem a principal contribuição desta dissertação.

6.2 ASPECTOS TECTONO-SÍSMICOS

A partir das informações disponíveis sobre o arcabouço tectono-estrutural da região Amazônica tentou-se buscar a melhor explicação do quadro de assinaturas identificadas nas seções sísmicas, e montar um modelo geológico que contribuísse para o entendimento dessas feições.

Conforme discutido por HASUI et al. (1984), a área estudada está circundada por vários cinturões de alto grau metamórfico caracterizados por anomalias gravimétricas alinhadas e definidas como faixas de crosta adelgada. Sabe-se também que há indicações de cinturões semelhantes abaixo dos sedimentos das bacias do Solimões e Amazonas.

A parte mais ocidental da região (sub-bacia do Jandiatuba), onde estão localizadas as linhas sísmicas estudadas, sobrepõe-se ao Cinturão Rondônia, com orientação E-W, sendo limitada a oeste pelo Arco de Iquitos e a leste pelo Alto intrabacia de Carauari.

Outra interpretação do quadro estrutural da área envolve esforços transpressivos do Neojurássico-Eocretáceo, que geraram uma zona de falhas transcorrentes e escalonadas denominada de Megacisalhamento do Solimões (CAPUTO & SILVA, 1990). Portanto, há registros na área de imbricações antigas; zonas de cisalhamento crustais; complexos de zonas de cavalgamentos com características de rampas e patamares, ou rampas anticlinais e descolamentos a níveis crustais, além da atividade magmática anorogênica; intrusões do manto durante um provável rifteamento paleozóico; falhas inversas no pacote sedimentar; e intrusões máficas mesozóicas na forma de sills de diabásio.

Comparando-se as assinaturas sísmicas com as de outras regiões do mundo, é importante ressaltar que alguns tipos de arranjos são evidentes em terrenos afetados por movimentos distensivos, compressivos e direcionais. Os refletores sub-horizontais com mergulhos suaves na crosta média / inferior, assim como a forma laminada e

continua do limite crosta / manto são proeminentes em regiões que experimentaram regime extensional, a exemplo da Província Basin and Range, do litoral leste dos E.U.A e da parte noroeste da Europa. Por outro lado, reflexões de amplitudes variáveis em arranjos anastomóticos, na forma de duplex ou leques imbricados, são característicos dos movimentos compressionais, similares as assinaturas da sub-bacia do Jandiatuba, das regiões central e nordeste do território americano, na região central da Europa (Alemanha), parte norte da Espanha, na porção meridional dos Pirineos, dentre outras.

Outro aspecto importante na caracterização de assinaturas sísmicas é a combinação de padrões geométricos numa área específica, onde podem ser definidos arranjos de refletores de um ou mais regimes tectônicos. Nesse caso, é comum a coexistência de falhas normais e cavalgamentos, indicando reativação ou inversão de sistemas, assim como descolamentos profundos ligados com feições imbricadas ou do tipo duplex. Tal quadro implica uma maior complexidade na interpretação, uma vez que geometrias diversas podem estar associadas com eventos análogos ou distintos, que modificaram parcial ou totalmente o quadro de estruturas fundamentais da história geológica.

6.3 MODELOS PROPOSTOS

O quadro de assinaturas do perfil sísmico estudado pode ser classificado como do tipo complexo, incluindo estruturas de vários eventos tectônicos. As propostas de modelos que podem explicar o quadro de assinaturas em subsuperfície da sub-bacia do Jandiatuba são apresentados a seguir (Figura 6.1).

Nos três modelos considera-se que os poucos refletores moderadamente inclinados, na crosta superior, correspondem a cavalgamentos que, inclusive, projetaram-se na seqüência paleozóica da sub-bacia do Jandiatuba. Na parte centro-norte da seção, os cavalgamentos definem uma estrutura divergente, interpretada

como uma flor positiva, vinculada ao evento de transpressão do Juro-Triássico, conforme discutido por CAPUTO (1984).

Os refletores existentes no extremo norte e na parte centro-sul da seção representam também cavalgamentos relacionados à estrutura transpressiva. Nesse caso, sugere-se que se trata de uma estrutura crustal com raízes na crosta intermediária.

Em direção as partes intermediária e inferior da crosta, entre 20 e 40 Km, há um forte adensamento dos refletores cujas geometrias variam de horizontais com concavidade para cima a moderadamente inclinadas, destacando-se a alta concentração desses arranjos na parte centro-norte. No *modelo I* acha-se realçado o aspecto fortemente anastomótico dos refletores, isolando frações lenticulares de áreas transparentes e sugerindo a existência de zonas de cisalhamento que devem compor, em grande parte, duplexes compressivos; tais estruturas definem também um arranjo divergente a exemplo do que se verifica na crosta superior. Nesse modelo, interpreta-se que as zonas de cisalhamento estão vinculadas a um evento compressivo antigo, as quais foram parcialmente reativadas durante o evento transpressivo. No *modelo II*, parte dos refletores moderadamente inclinados, na porção centro-norte da área, é entendido como um feixe de zonas de cisalhamento que foi parcialmente reativado como zonas de cisalhamento extensionais, uma vez que, acima desta zona de descolamento os refletores apresentam forte concavidade para cima, assemelhando-se a uma estrutura tipo "roll-over"; esse tipo de estruturas expressa a acomodação de movimentos no teto de falhas normais lísticas. O *modelo III* considera que as zonas de cisalhamento, nesse nível da crosta, correspondem a raiz da estrutura transpressiva.

A interface crosta-manto, definida pela descontinuidade do Moho a 45 km, nos modelos I e II, funcionou como zona de descolamento ou zona de alta taxa de concentração de movimentação, cuja assinatura sísmica é caracterizada por feixes

anastomóticos de refletores sub-horizontais. O *modelo III* não considera que houve concentração de movimentação nesta porção da crosta.

Nos três modelos abaixo da interface crosta-manto, existem dois refletores moderadamente inclinados para sul os quais são entendidos como zonas de paleosutura preservadas no manto litosférico.

Nenhum dos modelos apresentados descarta a possibilidade que considera parte das estruturas lenticulares transparentes como corpos ígneos decorrentes de vários eventos responsáveis pelo desenvolvimento da arquitetura deste segmento crustal da Amazônia. Por outro lado, conforme discutido nos referidos modelos, é muito difícil manter a proposta de MATOS & BROWN (1992) que interpretaram todas as zonas transparentes lenticulares devidas à presença de corpos ígneos aleitados.

É oportuno destacar que na ausência de outras informações sísmicas é muito difícil decidir sobre o modelo que melhor explica o quadro complexo de refletores, mas considerando as informações geológicas disponíveis para a região Amazônica somadas às informações geofísicas disponíveis para este trabalho, podemos propor a seguinte seqüência de eventos responsáveis pela edificação da estrutura crustal da área descrita abaixo em três pontos e esboçado na Figura 6.2.

(1). Compressão regional gerando a propagação de zonas de cisalhamento tangencial em direção a sul, e impondo espessamento na crosta em decorrência do soerguimento de várias frações da crosta inferior ao longo de planos de descolamento. As zonas discretas abaixo da descontinuidade de Moho sugerem que porções do manto litosférico podem ter sido envolvidas nesta movimentação. Na crosta superior, algumas zonas de cisalhamento propagaram-se para norte e proporcionaram a formação de uma estrutura tipo "Pop up". No âmbito desta movimentação regional é previsível a geração de corpos graníticos que, durante a propagação da deformação compressiva, adquiriram geometria lenticular ou estratóide. Nesse caso, tais corpos poderiam explicar parte das assinaturas transparentes lenticulares;

(2). Distensão regional impondo reativação nas zonas de cisalhamento antigas e inclinadas para sul, propiciando a formação de uma zona de cisalhamento normal que secciona as zonas de cisalhamento da crosta inferior e se projeta na interface crosta-manto. No teto desse descolamento extensional as zonas de cisalhamento antigas foram basculadas e passaram a integrar uma ampla estrutura "roll over" nas partes intermediária e inferior da crosta. Entende-se que este evento gerou a instalação da Bacia do Solimões no início do Paleozóico;

(3). Transpressão regional no limiar do Mesozóico impondo a formação da estrutura em flor positiva na parte norte da sub-bacia do Jandiatuba a partir da reativação, em grande parte, das zonas de cisalhamento antigas que compõem a estrutura "pop up." Admite-se que a raiz dessa estrutura ajusta-se ao descolamento extensional nas partes intermediária e inferior da crosta.

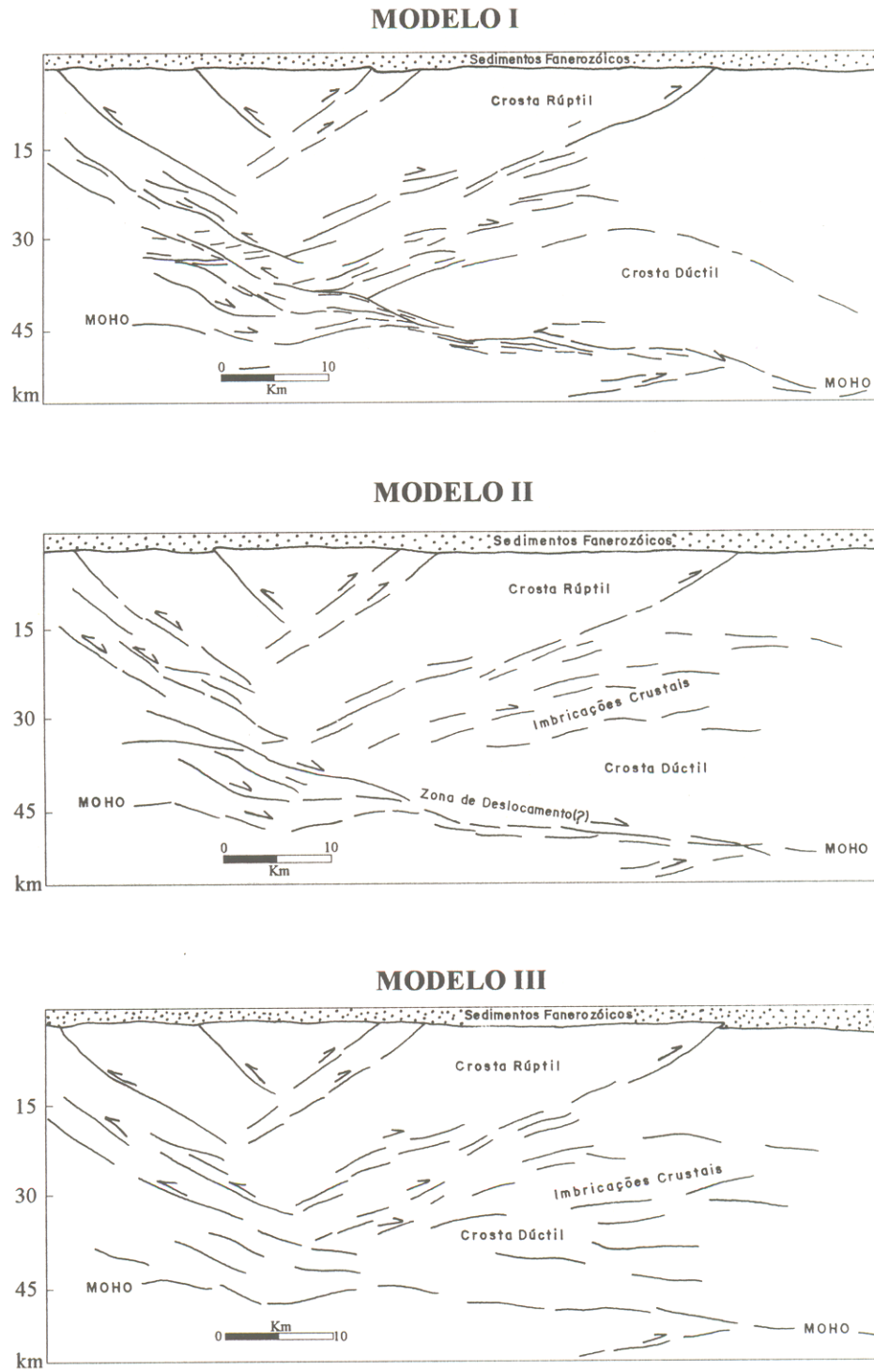


Figura 6.1 Modelos propostos que caracterizam as assinaturas crustais da sub-bacia do Jandiutuba (Bacia do Solimões).

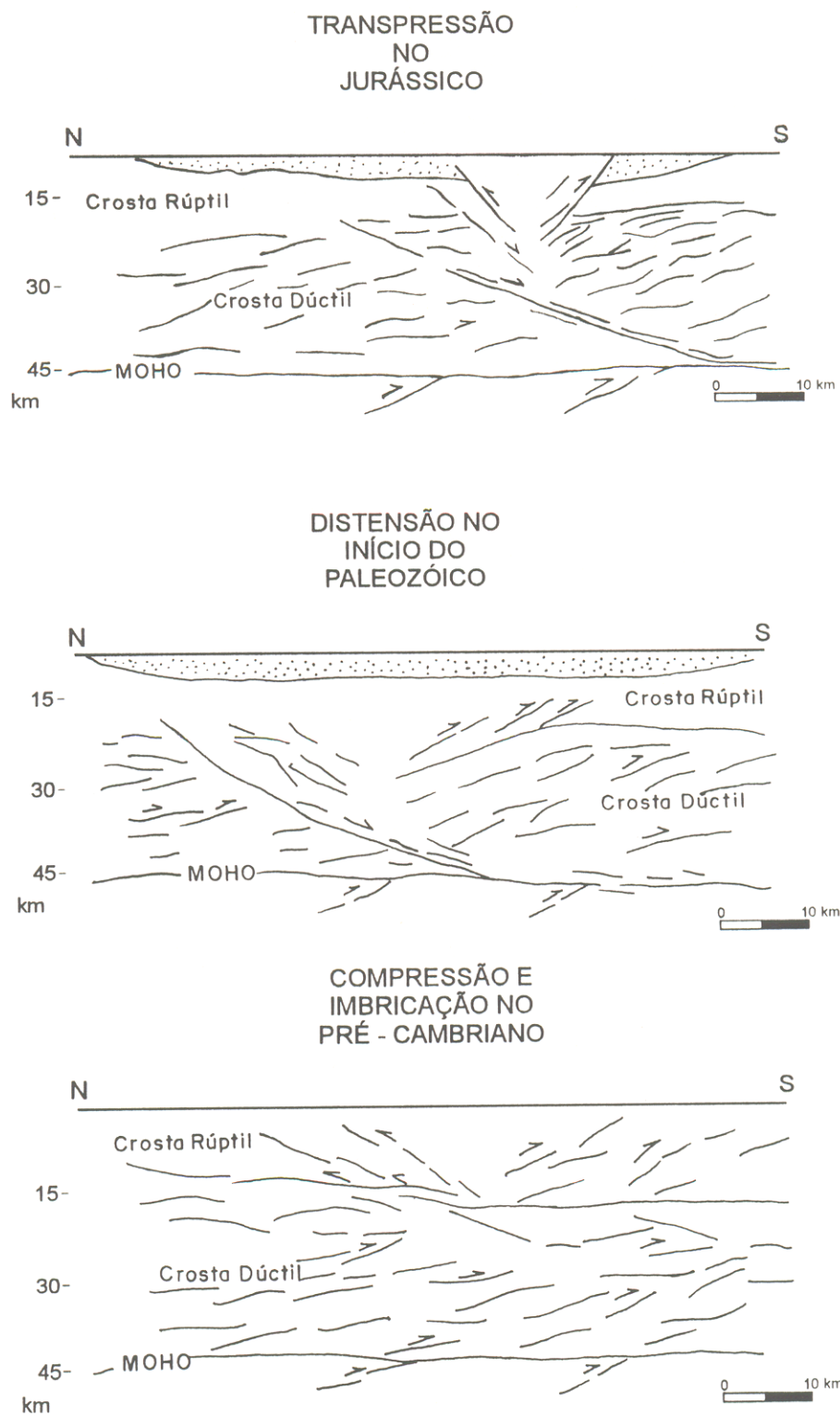


Figura 6.2 Evolução geotectônica provável para a porção crustal da sub-bacia do Jandiatuba baseada nos modelos da Figura 6.1.

7. CONCLUSÕES

As principais conclusões alcançadas neste trabalho de pesquisa são resumidas, a seguir:

1°. A complexidade e a geometria do quadro de assinaturas sísmicas sugerem enormes similaridades com as geometrias de cinturões de cavalgamentos e de cinturões transcorrentes descritos na literatura geológica, bem como áreas que experimentaram deformação extensional.

2°. A dominância da assinatura sísmica transparente na crosta superior poderia ser decorrente dos seguintes aspectos: incidência de ruídos e sinais variáveis; homogeneidade geológica; importante atividade plutônica num ambiente rígido e de alta viscosidade; e grande incidência de rochas de composição gnáissico-granítica. Os poucos refletores identificados nesta porção da crosta representam cavalgamentos que compõem uma estrutura em flor positiva. No âmbito desta estrutura houve soerguimento expressivo do embasamento, resultando na formação do alto do Jutai e erosão da pilha sedimentar paleozóica.

3°. A alta densidade de refletores nas partes intermediárias e inferior da crosta deve ter relação direta com o comportamento dúctil das rochas, facilitando o desenvolvimento de zonas de cisalhamento em decorrência da atuação dos vários movimentos tectônicos. Os refletores definem feixes anastomóticos interpretados como duplexes e zonas de descolamento. Algumas áreas transparentes com geometrias lenticulares ou estratóides poderiam corresponder a corpos ígneos gerados nos eventos extensional e compressivo que afetaram a região.

4°. A descontinuidade do Mohorovicic foi estabelecida a uma profundidade de aproximadamente 45 Km onde há forte diferenciação de refletividade, além da coincidência na diminuição acentuada na amplitude e na frequência dos registros.

A geometria sub-horizontal e o forte padrão anastomótico dos refletores foram interpretados como expressões de concentração de movimentação,

significando que a interface crosta-manto funcionou como uma zona de descolamento, sobretudo durante o evento compressivo antigo.

5°. A transparência acústica da parte superior do manto litosférico, de forma semelhante à crosta superior, pode ser decorrente da homogeneidade geológica; bem como devido o decréscimo de energia do sinal sísmico nesse intervalo. Os poucos refletores detectados nesta profundidade são interpretados como zonas de paleosuturas relacionadas ao evento compressivo antigo. Entende-se que, durante a progressão da compressão a interface crosta-manto passou a funcionar como uma zona de descolamento, isolando as zonas de sutura no manto litosférico. Tal situação é comum nos estágios avançados de colisão de massas continentais, conforme verificada nas cadeias Himalaiana e Apalachiana.

6°. A anomalia gravimétrica positiva (40 mGal) entre os pontos de tiro 3000 e 3650 ao longo do perfil sísmico estudado, coincide com a região caracterizada por refletores inclinados e interpretadas como zonas de cisalhamento compressivas. Nesse caso, entende-se que esta anomalia expressa a presença de frações densas da crosta inferior ou do manto litosférico soerguido ao longo de zonas de cisalhamento tangenciais. Essa região é caracterizada também por forte anomalia magnética negativa.

7°. A integração dos dados geofísicos e geológicos permite deduzir que as principais estruturas deste segmento crustal foram geradas a partir da atuação de um evento compressivo antigo seguido por um evento extensional, que poderia ter edificado a bacia do Solimões, e por um evento transpressivo, ligado a uma movimentação dextral no início do Mesozóico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLMENDINGER, R.W. ; NELSON, K.D. ; POTTER, C.J. ; BARAZANGI, M. ; BROWN, L.D.; OLIVER, J.E. 1987. Deep seismic reflection characteristic of the continental crust. **Geology**, 15 (4) : 304-310
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro, DNPM /DGM. 36 p. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F.F.M & HASUI, Y. 1984. O embasamento da Plataforma Sulamericana. In: ALMEIDA, F.F.M & HASUI, Y., coord. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo. Ed. E. Blücher Ltda. p. 3-35.
- ALMEIDA, F.F.M. ; HASUI, Y. ; NEVES, B.B de B. ; FUCK, H.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., Campina Grande, 1977. **Atas**. Campina Grande, SBG. v.6, p. 363-391.
- APOLUCENO NETO, A. F & TSUBONE, K. 1988. A descoberta de petróleo do Rio Urucu, Bacia do Solimões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.6, p. 2416-2427.
- ARAUJO, O.J.B. ; MAIA, R.G.N. ; JOÃO, X.S.J. ; COSTA, J.B.S. 1988. A mega-estruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p. 334-338.
- ARKANI-HAMED, J & STRANGUAY, Y.D.W. 1985. An interpretation of magnetic signatures of aulacogens and cratons in Africa and South America. **Tectonophysics**, 113 : 257-269.
- BAHIA, R.R. & ABREU, F.A.M. 1985. O rift do Amazonas sistema aulacogénico na plataforma Amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p. 222-241.
- BORGES, M.S.1993. **Evolução tectono-estrutural da região de Dianópolis-Almas SE do Estado do Tocantins**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 375p. Tese (Doutorado em Geologia). Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1993.
- BROWN, L.D. 1991. A new map of crustal "terrane" in the United states from COCORP deep seismic reflection profiling. **Geophys. J. Int.**, 105: 3-13.
- BROWN, L. ; SERPA, L. ; SETZER, T. ; OLIVER, J. ; KAUFMAN, S. ; LILLIE, R. ; STEINER, D. ; STEEPLES, D.W. 1983. Intracrustal complexity in the United States Midcontinent: preliminary result from COCORP surveys in northeastern Kansas. **Geology**, 11 (1) : 25-30.

- BRUN, J.P. & GUTSCHER, M.A. 1992. Deep crustal structure of the Rhine graben from DEKORP - ECORS seismic reflection data: a summary. **Tectonophysics**, 208 :139-147.
- CAPUTO, M.V. 1984. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. Santa Barbara, University of California. 586p. Tese (Doutorado) A dissertation submitted in partial satisfaction of the requirements of the degree (Ph.D) in geology. University of California, 1984.
- CAPUTO, M.V. 1985. Origem do alinhamento estrutural do Juruá. Bacia do Solimões. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p. 242-248.
- CAPUTO, M. V. 1991. Solimões megashear: Intraplate tectonics in northwestern Brazil. **Geology**, 19 (3) : 246-249.
- CAPUTO, M.V & SILVA, O.B. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In: De RAJA GABAGLIA, G. P & MILANI, E.J., coord. **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro. PETROBRÁS. p. 169-193.
- CORDANI, U.G. & NEVES, B.B.B. 1982. The geologic evolution of South America during Archean and Early Proterozoic. **Rev. Bras. Geociênc.** São Paulo, 12 (1-3): 77-88.
- CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B. ; FUCK, R.A ; PORTO, R. ; THOMAS FILHO, A. ;CUNHA, F.M.B. 1984. **Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. Rio de Janeiro. PETROBRÁS / CENPES / DIVEX / SINTEP. 70 p. (Ciência Técnica do Petróleo, 15).
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO CHILENO DE GEOLOGIA., 2, Arica, 1979. **Actas**. Arica. p. 137-148.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1991. O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Boletim**. Rio Claro, SBG. p. 242-248.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1992 a. Regimes tectônicos. In: HASUI, Y. & MIOTO, J.A., coord. **Geologia estrutural aplicada**. São Paulo, ABGE, VOTORANTIM. p.147-192.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1992 b. Aspectos tectônicos fundamentais do Proterozóico Médio na Amazônia Brasileira. **Rev. Bras. Geociênc.** São Paulo 22(4) : 487-492.

- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; PINHEIRO, R.V.L. 1992. **Bacias sedimentares;** aspectos gerais da geometria, desenvolvimento, preenchimento e inversão. Belém, UFPA. Ed. Universitária. 106p.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L., SAADI, A.; SUCASAS, P.C.J. 1994. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim**. Belém, SBG. p.47-50.
- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991a. O quadro tectônico regional do Mesozóico na região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais**. SBG. p. 166-178.
- COSTA, J.B.S. ; REIS, N.J. ; PINHEIRO, S.S. ; PESSOA, R.M. 1991b. Organização Lito-Estrutural do Proterozóico Médio do Extremo Norte do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG. p. 179-192.
- COSTA, J.B.S. ; PINHEIRO, R.V.L. ; JOÃO, X.S.J. ; ARAUJO, O.J.B. 1991c. Esboço Estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental . **Bol. Mus. Para Emilio Goeldi**, Belém, 3: 9-23. Série. Ciências da Terra.
- ESTEVES, F.R. 1982. Exploração na área do Juruá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DO PETRÓLEO, 2., Rio de Janeiro, 1982. **Anais**. Rio de Janeiro, v.23, 46 p.
- ESTEVES, F.R. 1984. **Mecanismos das placas da América Central - Pacífico Sul e sua influência na evolução tectono-sedimentar da bacia do Alto Amazonas durante o Mesozóico**. Manaus, PETROBRÁS / DENOC. 14 p. (Rel. Int.).
- HAAK, V & HUTTON, R. 1986. Electrical resistivity in continental crust. In: DAWSON, J.B.; CARSWEL, D.A.; HALL, J.; WEDEPOHL, K.H.(eds). **The Nature of the Lower Continental Crust**. s.l., s.ed. p. 35-49, (Geol. Soc. Special Publication, 24).
- HASUI, Y & MIOTO, J.A. 1992. **Geologia estrutural aplicada**. São Paulo, ABGE, VOTORANTIM. 459p.
- HASUI, Y. ; HARALYI, N.L.E. ; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. **Anais**. Manaus, DNPM. v.1, p. 129-147.
- HIRATA, W.K. ; RIGON, J.C. ; KADEKARU, K. ; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia regional da província mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p. 100-108.

- HUTCHINSON, D.R.; KLITGORD, K.D.; LEE, M.W.; TREHU, A.M. 1988. U.S geological survey deep seismic reflection profile across the Gulf of Maine. **Geological society of America**. Bulletin 100: 172-184.
- KLEMPERER, S.L. 1989. Deep seismic reflection profiling and the growth of the continental crust. **Tectonophysics**, 161: 233-244.
- LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.D.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Anais**. Belém, SBG. p.147-162.
- LINSSER, H. 1974. Interpretation of the regional gravity anomalies in the Amazon area. **Boletim técnico da petrobrás**. 17(1): 3-15.
- MATHUR, S.P. 1983. Deep reflection experiment in northeastern Australia, 1976-1978. **Geophysics**, 48(12): 1588-1592.
- MATOS, R.M.D & BROWN, L.D. 1992. Deep seismic profile of the Amazonian Craton (Northern Brazil). **Tectonics**, 11(3): 621-633.
- MATTHEWS, D.H. 1986. Seismic reflections from lower crust around Britain. In: DAWSON, J.B.; CARSWEL, D.A.; HALL, J.; WEDEPOHL, K.H.(eds). **The Nature of the Lower Continental Crust**. s.l., s.ed. p. 11-22, (Geol. Soc. Special Publication, 24).
- MEISSNER, R. 1986. **The continental crust. A geophysical approach**. New York, Academic Press. 426p.
- NELSON, K.D. 1991. A unified view of craton evolution motivated by recent deep seismic reflection and refraction results. **Geophys. J. Int.**, 105: 25-35.
- NUNN, J.A & AIRES, J.R. 1988. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the Middle Amazon Basin, Brazil. **Journal of Geophysical Research**, 93(81): 415-418.
- OLIVER, J.; COOK, F.; BROWN, L. 1983. COCORP and the continental crust. **Journal of Geophysical Research**, 88(B4): 3329-3347.
- PENNA, D.E.P. 1994. **Zoneamento da Plataforma Sul-americana através da dispersão das ondas de superfície**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 99 p. Tese (Mestrado em Geofísica). Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Centro de Geociências, UFPA, 1994.
- PORSCHÉ, E. 1985. **Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá. Bacia do Alto Amazonas, Brasil. Um modelo estrutural**. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto. 124 p. Tese (Mestrado). UFOP, 1985.

- RESTON, T.K. 1988. Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain. **Tectonics**, 7(5): 929-945.
- SADOWIAK, P.; WEVER, TH.; MEISSNER, R. 1991. Deep seismic reflectivity patterns in specific tectonics units of western and central Europe. **Geophys. J. Int.**, 105: 45-54.
- SELCH, G.K.W. 1985. **Interpretação do levantamento aeromagnético do Jutai**. Salvador, PETROBRÁS / DEXBA., n.1787 (Rel. Int.).
- SILVA, O.B. 1987. **Análise da Bacia do Solimões (revisão litoestratigráfica, magmatismo e geoquímica)**. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia. 118p. (Dissertação de mestrado). UFOP, 1987.
- SILVA, O.B. 1988. Revisão estratigráfica da Bacia do Solimões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, **Anais**. Belém, SBG . v.3 , p. 2428-2438.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G . 1974. Geologia da folha SB.22 - Araguaia e parte da SC.22 - Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, DNPM,. Cap.1, pag. 1-143.(Levantamento de Recursos Minerais, 4).
- SMITHSON, S.B. 1986. A physical model of the lower crust from North America based on seismic reflection data. In: DAWSON, J.B.; CARSWEL, D.A.; HALL, J.; WEDEPOHL, K.H. (eds.). **The nature of the lower continental crust**. s.l., s.ed. p. 23-34. (Geological soc. special publication, 24).
- SMYTHE, D.K. 1986. Deep seismic reflection profiling of the Lewisian foreland. In: DAWSON, J.B.; CARSWEL, D.A.; HALL, J.; WEDEPOHL, K.H. (eds.). **The nature of the lower continental crust**. s.l., s.ed. p.193-203. (Geological soc. special publication, 24).
- SOUSA, C.F.; LOPES, P.R.M.; MURAKAMI, C.Y. 1990. **Modelo crustal bidimensional para o perfil Benjamin Constant - Eirunepé baseado em dados geofísicos e geológicos, Bacia do Solimões - AM**. Manaus, PETROBRÁS / DENOC / DINTER. 15 p. (Rel. Int.).
- SZATMARI, P.1981. **Tectonismo Herciniano - Andino e a Bacia Amazônica**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS / CENPES. 56p. (Rel. Int.).
- SZATMARI, P. 1983. Amazon rift and Pisco-Juruá fault: their relation to the separation of North America from Gondwana. **Geology**, 2: 300-304.
- SZATMARI, P. 1984. Tectonismo da faixa de dobramento do Juruá. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. **Anais**. Manaus. v.1, p. 117-128.

- SZATMARI, P.; SIMÕES, I.A.; CARVALHO, R.S. 1975. **Evaporitos da Bacia do Alto Amazonas**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS / DEPRO / DIVEX. 119p. (Rel. Int.).
- TASSINARI, C.C.G. 1981. **Evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica**. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 99p. Tese (Mestrado em Geologia), USP. 1981.
- WANDERLEY FILHO, J. R. 1991. **Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 125p. Tese (Mestrado em Geologia). Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1991.