

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

UMA NOVA ABORDAGEM PARA INTERPRETAÇÃO DE ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS
REGIONAIS E RESIDUAIS APLICADA AO ESTUDO DA ORGANIZAÇÃO CRUSTAL-
EXEMPLO DA REGIÃO NORTE DO PIAUÍ E NOROESTE DO CEARÁ

Tese Apresentada por

JACIRA FELIPE BELTRÃO

como requisito parcial à obtenção do grau em

DOUTOR EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOFÍSICA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

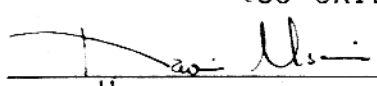
Universidade Federal do Pará

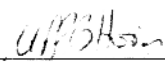
Aprovado: 18.12.89

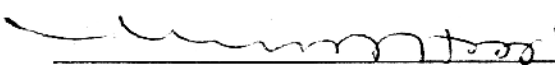
Comitê de Tese


JOÃO BATISTA CORREIA DA SILVA (ORIENTADOR)


YOCITERU HASUI (CO-ORIENTADOR)


NAOMI USSAMI


MARCO POLO PEREIRA DA BOA HORA


NICOLAU LADISLAU E. HARALYI

Aos meus filhos Maíra e Uirá

RAPSÓDIA AMAZÔNICA

(João Bosco Castro e Marcio Guerra)

Nessas águas eu me escondo
passo em matas e clareiras
sou bondade, sou maldade
sou um ato de grandeza.

O meu verde te alucina
os meus braços são fronteiras
de exteriores até o mar
sei que vens me explorar.

Mas não quero ser queimada
vidas idas com fumaça
quero ser essa guarida
de riquezas animais.

Eu te sirvo, sou servida
castanhais e seringais
são tão loucos teus anseios
de devassa por metais.

Nessas selvas quando voo
voo em asas das araras
berro os gritos da araponga
sigo em passos sem pegadas.

Minhas veias minerais
do meu sangue marajó
Amazônia do Purús
do Rio Negro, Tapajós.

No luar de mata tão densa
tenho um sono tropical
vigilante de estados
território, litoral.

Na brancura das areias
de Salinas no Pará
e no ouro dessas serras
meu orgulho Carajás.

As angústias que navegam
das indústrias que virão
dessas águas que hoje limpas
amanhã como serão?

Vejam os rios que se encontram
de suaves nem se tocam
não transforme essa harmonia
em areia e solidão.

E nas águas um estrondo
que te faz ouvir ao longe
pororoca meu lamento
desse grito de alerta.

Amazônia, Amazônia
Amazônia, Amazônia
Amazônia, Amazônia.

AGRADECIMENTOS

Agradeço às seguintes pessoas e entidades que contribuíram para a realização deste trabalho:

Ao Prof. Dr. JOÃO BATISTA CORRÊA DA SILVA, orientador desta tese, por seus inestimáveis, lúcidos e seguros ensinamentos, imprescindíveis à minha formação científica.

Ao Prof. Dr. YOCITERU HASUI, co-orientador desta tese, por seu incentivo e interesse na realização deste trabalho, além dos ensinamentos e sugestões ao longo do desenvolvimento desta tese.

Ao Dr. Marco Polo Pereira da Boa Hora, Dra. Naomi Ussami e Dr. Nicolau Haralyi, membros do Comitê de Tese, pelas sugestões e críticas quando do exame deste trabalho.

Ao Prof. Dr. João Batista Sena Costa, amigo, incentivador e entusiasta deste trabalho, por todo o apoio emprestado ao longo do desenvolvimento desta tese.

Ao engenheiro Alain Lesquer pela imprescindível ajuda na aquisição dos dados gravimétricos de parte dos Estados do Piauí e Ceará, além de todo apoio quando dos dois estágios realizados no Centre de Geologie et Geophysique do Centre National de la Recherche Scientifique de Montpellier, França.

Aos motoristas-técnicos Haroldo Carvalho e João Couceiro, amigos de todas as horas dos aproximadamente seis meses de trabalhos de campo necessários a aquisição dos dados gravimétricos.

Ao colega e amigo Jessé Carvalho Costa, companheiro incansável das labutas diárias com o computador e das férteis discussões.

Ao colega e amigo Jorge Wilson Delgado Leão pelo apoio imprescindível nas lides com os problemas computacionais.

Aos colegas Francisco de Assis Matos de Abreu e Theodomiro Gama Junior pelo fornecimento das amostras de rochas utilizadas na determinação de densidade.

Aos professores, alunos e funcionários do Centro de Geociências que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

Ao Centre de Geologie et Geophysique do Centre National de la Recherche Scientifique em Montpellier, onde foram realizados os estágios.

Esta pesquisa foi, em parte, realizada dentro da Cooperação Internacional Brasil-França. Agradeço imensamente ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, ao Centre National de la Recherche Scientifique - CNRS e à Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP pelo suporte financeiro para a realização desta pesquisa.

A minha família, e em particular as pessoas de minha mãe Júlia e minha irmã Mena que amenizaram uma parte das tristezas dos meus filhos Maíra e Uirá, fruto das minhas longas ausências, necessárias ao desenvolvimento dos trabalhos de campo e estágios no exterior.

Ao Lourenço, meu marido e companheiro da longa caminhada de minha formação científica, pelo incentivo e apoio durante as diferentes etapas do desenvolvimento deste trabalho.

SUMÁRIO

	Página
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	iv
SUMÁRIO	vi
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1 - INTRODUÇÃO	7
2 - MÉTODO DE SEPARAÇÃO DO CAMPO GRAVIMÉTRICO	
NAS COMPONENTES REGIONAL E RESIDUAL	12
2.1 - Introdução	12
2.2 - Metodologia	14
2.3 - Aplicação em dados sintéticos	19
2.4 - Conclusões	38
3 - MÉTODO DE INTERPRETAÇÃO DA COMPONENTE	
REGIONAL DO CAMPO GRAVIMÉTRICO	40
3.1 - Introdução	40
3.2 - Metodologia	43
3.3 - Aplicação em dados sintéticos	49
3.4 - Conclusões	55
4 - MÉTODO DE INTERPRETAÇÃO DA COMPONENTE	
RESIDUAL DO CAMPO GRAVIMÉTRICO	58
4.1 - Introdução	58
4.2 - Metodologia	62
4.3 - Aplicação em dados sintéticos	68
4.4 - Conclusões	79
5 - APLICAÇÃO EM DADOS REAIS	81
5.1 - Introdução	81

	Página
5.2 - Metodologia aplicada a dados sintéticos	83
5.3 - Geologia	92
5.4 - Dados gravimétricos	99
5.5 - Densidade de rochas	101
5.6 - Interpretação	106
5.7 - Integração	136
6 - CONCLUSÕES	142
REFERÊNCIAS	145

RESUMO

A interpretação de anomalias gravimétricas é de grande importância no estudo de feições geológicas que ocorrem na crosta terrestre. Esta interpretação é, no entanto, dificultada pelo fato das anomalias gravimétricas serem resultantes da soma total dos efeitos produzidos por todos os contrastes de densidades de subsuperfície. Desse modo, com o intuito de separar efeitos de feições mais profundas de efeitos de feições mais rasas, bem como a caracterização da geometria desses dois conjuntos de feições, apresentamos um método de separação das componentes regional e residual do campo e a subsequente interpretação de cada componente.

A separação regional-residual de dados gravimétricos é efetuada através da aproximação do campo regional por um polinômio ajustado ao campo observado por um método robusto. Este método é iterativo e usa como aproximação inicial a solução obtida através do ajuste polinomial pelo método dos mínimos quadrados. O método empregado minimiza a influência de observações contendo forte contribuição do campo residual no ajuste do campo regional.

A componente regional obtida a partir da separação regional-residual é transformada em um mapa de distâncias verticais em relação a um nível de referência. Esta transformação compreende duas etapas. A primeira consiste na obtenção da continuação para baixo da componente regional, que é pressuposta ser causada por uma interface suave separando dois meios homogêneos, representando a interface crosta-manto, cujo contraste de densidade é supostamente conhecido. A segunda consiste na transformação do mapa de continuação para baixo em um mapa de

distâncias verticais entre o nível de continuação (tomado como nível de referência) e a interface. Este método apresenta duas dificuldades. A primeira está ligada à instabilidade, havendo portanto a necessidade do emprego de um estabilizador o que acarreta a perda de resolução das feições que se desejam mapear. A segunda, inerente ao método gravimétrico, consiste na impossibilidade da determinação das profundidades absolutas da interface em cada ponto, bastando entretanto o conhecimento da profundidade absoluta em um ponto, através de informação independente, para que todas as outras profundidades absolutas sejam conhecidas.

A componente residual obtida a partir da separação regional-residual é transformada em um mapa de contrastes de densidade aparente. Esta transformação consiste no cálculo do contraste de densidade de várias fontes prismáticas através de uma inversão linear pressupondo que as fontes reais estejam limitadas a uma placa horizontal, com contrastes de densidade variando apenas nas direções horizontais.

O desempenho do método de separação regional-residual apresentado foi avaliado, através de testes empregando dados sintéticos, fornecendo resultados superiores em relação aos métodos dos mínimos quadrados e da análise espectral.

O método de interpretação da componente regional teve seu desempenho avaliado em testes com dados sintéticos onde foram produzidos mapeamentos de interfaces bem próximas das estruturas reais. O limite de resolução das feições que se desejam mapear depende não só do grau do polinômio ajustante, como também da própria limitação inerente ao método gravimétrico.

Na interpretação da componente residual é necessário que se postule ou tenha informação a priori sobre a profundidade do

topo e espessura da placa onde as fontes estão supostamente con-
finadas. No entanto, a aplicação do método em dados sintéti-
cos, produziu estimativas razoáveis para os limites laterais
das fontes, mesmo na presença de fontes interferentes, e pressu-
pondo-se valores para profundidade do topo e espessura da pla-
ca, diferentes dos valores verdadeiros. A ambiguidade envolven-
do profundidade do topo, espessura e densidade pode ser visuali-
zada através de gráficos de valores de densidade aparente con-
tra profundidade do topo presumida para a placa para vários va-
lores postulados para a espessura da placa. Estes mesmos grá-
ficos permitem, pelo aspecto das curvas, a elaboração de uma in-
terpretação semi-quantitativa das profundidades das fontes
reais.

A sequência dos três métodos desenvolvidos neste trabalho
foi aplicada a dados gravimétricos da região norte do Piauí e
noroeste do Ceará levando a um modelo de organização crustal
que compreende espessamentos e adelgaçamentos crustais associa-
dos a um evento compressivo que possibilitou a colocação de ro-
chas densas da base da crosta a profundidades rasas. Este mode-
lo é compatível com os dados geológicos de superfície. É ain-
da sugerida a continuidade, por mais 200 km em direção a sudoes-
te, do Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará por sob os se-
dimentos da Bacia do Parnaíba, com base nas evidências forneci-
das pela interpretação da anomalia residual.

Embora esta sequência de métodos tenha sido desenvolvida
com vistas ao estudo de feições crustais de porte continental,
ela também pode ser aplicada ao estudo de feições mais locali-
zadas como por exemplo no mapeamento do relevo do embasamento
de bacias sedimentares onde os sedimentos são cortados por ro-
chas intrusivas mais densas.

ABSTRACT

Despite its great importance to the study of global geologic structures, interpreting gravity anomalies is not a trivial task because the observed gravity field is the resultant of every gravity effect produced by every elementary density contrast. Therefore, in order to isolate the effects produced by shallow sources from those produced by deep sources, I present a new method for regional-residual separation and methods for interpreting each isolated component.

The regional-residual separation is performed by approximating the regional field by a polynomial fitted to the observed field by a robust method. This method is iterative and its starting value is the least-squares fitting. Also, the influence of observations containing substantial contributions of the residual field in the regional field fitting is minimized.

The computed regional field is transformed into a map of vertical distances relative to a given datum. This transformation consists of two stages. The first one is the downward continuation of the regional field which is assumed to be produced by a smooth interface separating two homogeneous media: the crust and the mantle. The density contrast between the media is presumably known. The second stage consists in transforming the downward continued field into a map of vertical distances relative to a given datum by means of simple operations. This method presents two difficulties. The first one is related to the instability inherent to the downward

continuation operation. The use of a stabilizer is therefore mandatory, leading to an inevitable loss of resolution of the features being mapped. The second difficulty, inherent to the gravity method, is the impossibility of determining the interface absolute depths. However, the knowledge of the absolute depth at one single point of the interface by independent means allows the computation of all absolute depths.

The computed residual component is transformed into an apparent density map. This transformation consists in calculating the intensity of several prismatic sources by linear inversion, assuming that the real sources are confined to a horizontal slab and have density contrasts varying only along the horizontal directions.

The performance of the regional-residual separation method was assessed in tests using synthetic data, always producing better results as compared either with polynomial fitting by least-squares or with the spectral analysis method.

The method for interpreting the regional component was applied to synthetic data producing interfaces very close to the true ones. The limit of resolution of the features being mapped depend not only on the degree of the fitting polynomial, but also on the limitation imposed by the gravity method itself.

In interpreting the residual component, a priori information is needed about the depth and thickness of the slab confining the true sources. However, results of tests using synthetic data showed that reasonable estimates for the horizontal limits of the sources can be obtained, even when the depth and thickness of the slab are not known. The ambiguity

involving depth to the top, thickness and the apparent density can be visualized by means of curves of apparent density as a function of the presumed depth to the top of the slab, each curve corresponding to a particular assumed value for the slab thickness. An analysis of the configuration of the curves allows a semi-quantitative interpretation of the real sources depths.

The sequence of all three methods described above was applied to gravity data from northern Piauí and northwestern Ceará state. As a result, a crustal organization model was obtained consisting of crustal thickenings and thinning related to a compressive event which caused the raise of dense, lower crust rocks to shallower depths. This model is consistent with surface geological information. Also, the gravity interpretation suggests the continuity of the Northwestern Ceará Shear Belt for more than 200 km under the Parnaíba Basin sedimentary cover.

Although the sequence of methods presented here has been developed for the study of large scale crustal structures, it could also be applied to the interpretation of smaller structures, as, for example, the basement relief of a sedimentary basin where the sediments have been intruded by mafic rocks.

1 - INTRODUÇÃO

Os métodos geológicos, no estudo de feições crustais, são limitados a observações realizadas na superfície da Terra. Mesmo as informações provindas de furos de sondagem são restritas a uma fina película de alguns poucos quilômetros na superfície do planeta. Com a finalidade de produzir informações sobre as partes mais profundas da crosta e do manto terrestre, os métodos geofísicos têm sido extensivamente empregados como suporte tanto na caracterização dos eventos físico-geológicos como na proposição de modelos geotectônicos. Os métodos geofísicos utilizam informações de entidades físicas que atravessam a matéria, como por exemplo os campos magnético e gravimétrico e a propagação de ondas elásticas e eletromagnéticas. No entanto, para o estudo de feições crustais alguns métodos são mais adequados. O método magnético que usa campo natural, por exemplo, apresenta a limitação de fornecer informações apenas sobre os materiais que se encontram acima da profundidade onde é atingida a temperatura de Curie, pois abaixo desta profundidade os materiais perdem suas propriedades ferrimagnéticas. Por outro lado, os métodos ativos, ou seja, aqueles que utilizam uma fonte artificial, como os métodos sísmicos e eletromagnéticos, necessitam de fontes bastante potentes para obter informações de grandes profundidades, o que os torna excessivamente dispendiosos. Exceção entre os métodos eletromagnéticos é o magnetoté-lúrico que emprega frequências muito baixas, não exigindo, portanto, fontes tão potentes. No entanto, tal método necessita de tempos extremamente longos para realização de uma simples observação, o que o torna operacionalmente lento. Por sua vez,

o método gravimétrico, fornece informações sobre os contrastes laterais de densidade que ocorrem na subsuperfície, desde a superfície até profundidades de 300-500 km. Além disso, o método gravimétrico, em relação aos métodos magnetotelúrico e sísmico, caracteriza-se por ser bem mais econômico, rápido e operacionalmente eficiente na obtenção das medidas, e por isso tem sido amplamente empregado no estudo da crosta terrestre.

Comumente a interpretação dos dados gravimétricos tem sido feita de duas maneiras. A primeira, utiliza diretamente a anomalia Bouguer enquanto a segunda, separa esta anomalia em suas componentes regional e residual.

Os métodos de interpretação que utilizam diretamente a anomalia Bouguer podem ser divididos em dois grupos. O primeiro, abrange métodos que produzem apenas uma correlação qualitativa, tanto em mapa como em perfil, com os dados geológicos de superfície ou com os resultados de outros métodos geofísicos (Prouff e Isherwood, 1980; Brown et al., 1980; Green et al., 1981; Dhia, 1987; Vergara-Muñoz, 1988). O segundo grupo, por outro lado, compreende métodos que utilizam a anomalia Bouguer em modelamentos quantitativos considerando apenas contrastes laterais de densidade próximos da superfície (fontes residuais) (Lehman et al., 1982; Seguin, 1983) ou contrastes laterais de densidade tanto rasos como profundos, sem, no entanto, separar os dois efeitos (fontes residuais e regionais) (Kaila e Bhatia, 1981; Chekunov et al., 1984; Hildenbrand, 1985; Izzeldin, 1987; Pratt et al., 1988; Nunn e Aires, 1988; Catchings e Mooney, 1988).

A segunda maneira de interpretar os dados gravimétricos, consiste em efetuar uma separação preliminar da anomalia Bouguer em suas componentes regional e residual. Esta separa-

ção pode ser efetuada pelo método gráfico (Seguin, 1986; Mukhopadhyay et al., 1986; Fairhead e Okereke, 1987), pelo método de filtragem (Up De Graff e Luyendyk, 1989; Rapolla et al., 1989), pelo método de ajuste de polinômios (Carrier e Chapman, 1981; Aiken et al., 1983; Verma et al., 1984) e por modelamento isostático (Jachens e Griscom, 1983 e 1985; Snyder e Carr, 1984; Gettings e Griscom, 1988; Carle, 1988).

No caso dos métodos que separam a anomalia Bouguer em suas componentes, interpretações quantitativas podem ser realizadas após a separação, tanto na componente regional como na componente residual. Quando a separação é realizada pelo método gráfico, as interpretações quantitativas são, geralmente, efetuadas empregando-se a componente residual (Seguin, 1986; Mukhopadhyay et al., 1986; Fairhead e Okereke, 1987). O mesmo ocorre quando a separação é realizada pelo método de filtragem (Up De Graff e Luyendyk, 1989). No entanto, quando a separação das componentes regional e residual é efetuada através do método de ajuste de polinômios, as interpretações têm sido feitas tanto com a componente residual (Aiken et al., 1983; Verma et al., 1984) como com ambas as componentes (Carrier e Chapman, 1981). No caso, de separação efetuada através de modelamento isostático, está implícita a interpretação da componente regional, representada pela interface crosta-manto (Sibuet e Veyrat-Peinet, 1980; Diamant et al., 1986). Neste caso, também têm sido realizadas interpretações quantitativas da componente residual (Jachens e Griscom, 1983; Snyder e Carr, 1984; Gettings e Griscom, 1988; Carle, 1988).

O método de ajuste de polinômios para separação regional-residual pressupõe apenas características geométricas para as fontes regionais, como o seu confinamento a níveis de profundida-

des suficientemente distantes das fontes residuais. Por outro lado, o método de separação por modelagem isostática pressupõe características físicas determinísticas para a fonte regional. As características geométricas que as fontes regionais assumirem serão decorrentes das características físicas estabelecidas no modelo isostático.

Este trabalho tem por objetivo o desenvolvimento de uma nova abordagem para a interpretação de dados gravimétricos, visando um melhor entendimento dos fenômenos físico-geológicos e a proposição de um modelo geotectônico. Esta nova abordagem consiste em efetuar, preliminarmente, uma separação da anomalia Bouguer em suas componentes regional e residual, através do método de ajuste de polinômios e, em seguida, a interpretação quantitativa de cada uma das componentes.

O método de separação regional-residual é baseado no ajuste de polinômios, no qual os coeficientes são determinados por um procedimento robusto iterativo que usa como aproximação inicial a solução obtida pelo método dos mínimos quadrados. O procedimento robusto consiste na definição de pequenos pesos para grandes resíduos, evitando desta maneira a transmissão do ruído. Consequentemente, polinômios de altos graus podem ser empregados, minimizando a distorção do sinal, possibilitando que superfícies representando campos regionais bastante irregulares tenham uma melhor aproximação. Este método de separação pressupõe apenas características geométricas para as fontes regionais, possibilitando uma subsequente interpretação quantitativa tanto para a componente regional como para a componente residual. Em contraposição, o método de separação regional-residual pela modelagem isostática, pressupõe não só a geometria como também certas características físicas para a fonte regio-

nal, de maneira que ao efetuar a separação, a fonte regional já está modelada.

O método de interpretação da componente regional tem por objetivo a determinação da topografia da interface supostamente causadora da anomalia regional. Esta topografia é obtida pela transformação da componente regional em um mapa de distâncias verticais em relação a um nível de referência.

O método de interpretação da componente residual tem por objetivo o mapeamento de fontes intracrustais. Este mapeamento é obtido através da transformação da componente residual em um mapa de contrastes de densidade aparente, pelo cálculo da intensidade de várias fontes prismáticas através de uma inversão linear, presumindo que as fontes reais estão confinadas em uma placa horizontal, cujos contrastes de densidades podem variar apenas ao longo das direções horizontais e de maneira suave.

A sequência dos três métodos desenvolvidos neste trabalho foi aplicada a dados gravimétricos da região norte do Piauí e noroeste do Ceará levando a um modelo de organização crustal que consiste no mapeamento de espessamentos e adelgaçamentos crustais associados a um evento compressivo que possibilitou a colocação de rochas densas da base da crosta a profundidades rasas. Além disso, a interpretação da anomalia residual forneceu evidências sobre a continuidade do Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará por sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba.

2 - MÉTODO DE SEPARAÇÃO DO CAMPO GRAVIMÉTRICO NAS COMPONENTES REGIONAL E RESIDUAL

2.1 - Introdução

A separação regional-residual em dados de campo potencial pode ser grupada em métodos gráfico, espectral e ajuste de polinômios (Nettleton, 1976).

O método gráfico é lento e não pode ser automatizado. A única característica imposta ao campo regional é a suavidade. Como resultado, existem várias soluções para o problema da separação e a subjetividade inerente ao método pode ser tanto uma vantagem, como uma desvantagem dependendo da experiência do intérprete e sua habilidade em incorporar qualquer informação geológica relevante sobre o campo regional (Skeels, 1967; Gupta e Ramani, 1980).

Os métodos espectrais, por outro lado, fornecem uma maneira mais quantitativa para caracterizar a suavidade do campo regional, devido ao seu conteúdo espectral ser, predominantemente, de baixa frequência. Eles são mais rápidos e menos subjetivos do que o método gráfico porque a separação é realizada pela filtragem do campo total com um filtro passa-baixa adequado. Desta maneira, o campo regional pode ser produzido tanto por fonte grande rasa como por fontes profundas. Entretanto, devido à superposição dos espectros dos campos regional e residual, uma completa separação não é possível e dois tipos de erros - a distorção do sinal e a transmissão do ruído - estão sempre presentes. A soma desses dois erros pode ser minimizada pelo filtro de Wiener como mostrado por Jacobsen (1987).

Qualquer método espectral que não inclua a frequência zero no residual (e isto é regra geral), produzirá residuais contaminados por pseudo-anomalias (Ulrych, 1968).

Os métodos de ajuste de polinômios tentam modelar o campo regional por polinômios (Agocs, 1951; Simpson Jr., 1954). Como o polinômio é ajustado ao campo total e não ao regional (desconhecido), qualquer tentativa de modelar um regional complexo por um polinômio de grau alto produzirá um efeito semelhante à transmissão do ruído nos métodos espectrais. Da mesma forma, um polinômio de grau muito baixo não será suficiente para modelar o campo regional, e um efeito semelhante à distorção do sinal aparecerá. O ajuste de polinômios normalmente inclui um termo independente, e uma vez que o método dos mínimos quadrados é comumente empregado, a soma dos resíduos é sempre zero. Isto leva, necessariamente, à presença de resíduos tanto positivos, quanto negativos, os quais no caso dos contrastes de densidade estritamente positivos (ou negativos) dão lugar a pseudo-anomalias. Um procedimento para selecionar o grau "ótimo" do polinômio, baseado na correlação entre residuais obtidos pelo ajuste de polinômios de sucessivos graus é apresentado por Abdelrahman et al. (1985).

A presença de pseudo-anomalias indesejáveis nos residuais tem sido reconhecida há bastante tempo (Agocs, 1951; Paul, 1967; Skeels, 1967; Rao et al., 1975). No entanto, pouco tem sido feito no sentido de diminuir a sua influência. Skeels (1967) sugere a separação pelo método gráfico, uma vez que as pseudo-anomalias podem ser deliberadamente evitadas pelo intérprete. El-Bathroukh e Zentani (1980) simplesmente adicionam um nível de base constante ao campo regional ajustado de maneira a produzir anomalias residuais essencialmente positivas. Este

procedimento teve suporte na evidência geológica de estruturas rasas com contraste de densidade estritamente positivo. Rao et al. (1975) apresentam um método de ajuste de polinômio onde os coeficientes polinomiais foram obtidos iterativamente. A cada iteração, um polinômio é ajustado ao regional aproximado pela diferença entre o campo observado e um resíduo "calculado", definido como a parte positiva central do residual (para um contraste de densidade positivo) obtido na iteração anterior. O halo de pseudo-anomalias positivas e negativas que circunda o residual positivo principal não é incluído no residual "calculado". No entanto, para detectar, automaticamente, as pseudo-anomalias, a área deve incluir apenas uma anomalia residual verdadeira.

Neste trabalho, apresentamos um método de separação regional-residual baseado no ajuste de polinômios, no qual os coeficientes são determinados por um procedimento robusto que consiste, essencialmente, na solução dos mínimos quadrados reponderados iterativamente. A transmissão do ruído é evitada pela definição de pesos pequenos para grandes resíduos. Como resultado, polinômios de altos graus podem ser empregados, reduzindo, desta maneira, também a distorção do sinal. As pseudo-anomalias são automaticamente detectadas mesmo para áreas complexas contendo várias anomalias residuais, tanto positivas como negativas.

2.2 - Metodologia

A definição de um método de ajuste de dados requer a especificação de uma função-objeto e um critério de decisão

(Gol'tsman, 1977). No método dos mínimos quadrados a função-objeto é a soma dos quadrados das diferenças entre cada observação e o valor do funcional ajustante em cada ponto de observação. O critério de decisão é a minimização da função objeto. Para um estimador-M genérico, o critério de decisão é ainda a minimização da função-objeto a qual é definida como (Huber, 1981)

$$Q(\bar{c}) = \sum_{i=1}^N u(r_i / s) , \quad (1)$$

onde u é um funcional definindo o método robusto particular e r_i é o resíduo na i -ésima observação, dado por

$$r_i = g_i^0 - f(x_i, y_i, z_i, \bar{c}) . \quad (2)$$

g_i^0 é a i -ésima observação, $f(x_i, y_i, z_i, \bar{c})$ é o funcional ajustante avaliado no ponto (x, y, z) da i -ésima observação, $\bar{c}$ é um conjunto de parâmetros que definem de modo único o funcional f , e s é um fator de escala. O método dos mínimos quadrados pode ser visto como um caso particular de estimador-M onde $u(v) = v^2$.

A separação regional-residual por ajuste de polinômios pressupõe que o regional pode ser aproximado por um polinômio completo de grau n em ambas as direções x e y , isto é,

$$f(x, y, z, \bar{c}) = P_n(x, y, \bar{c}) , \quad (3)$$

onde $\bar{c}$ é o conjunto de coeficientes do polinômio.

Tradicionalmente, o polinômio é ajustado ao campo total e não ao regional (desconhecido) pelo método dos mínimos quadrados (Agocs, 1951; Simpson Jr., 1954; Abdelrahman et al., 1985). Como resultado, polinômios de graus elevados não podem ser empregados porque eles ajustarão parte do residual. Os residuais calculados, neste caso, terão amplitudes menores do que os residuais verdadeiros. Além disso, residuais espúrios com amplitudes negativas aparecerão porque o ajuste de uma função que contenha um termo independente (o nível de base), pelo método dos mínimos quadrados requer que a soma dos resíduos seja zero. Estas dificuldades podem ser reduzidas pelo uso de métodos de ajustes mais robustos que os mínimos quadrados, como o de uma sub-classe de estimadores-M descrita a seguir.

Qualquer estimador-M que use na equação (1) uma função $u(v)$, que cresça menos rapidamente do que v^2 , é mais robusto do que os mínimos quadrados. A condição necessária para a existência de um mínimo da função-objeto $Q(\bar{c})$ definida na equação (1) é

$$\sum_{i=1}^N q(r_i/s) \frac{\partial}{\partial c_j} f(x, y, z, \bar{c}) \bigg|_{\substack{x=x_i \\ y=y_i \\ z=z_i}} = 0, \quad j=1, 2, \dots, M, \quad (4)$$

onde $q(v) = u'(v)$.

Substituindo a equação (3) na equação (4) e usando a notação matricial:

$$\overline{\overline{A}}^T \overline{q} = \overline{0} \quad ,$$

onde $\overline{\overline{A}}$ é uma matriz $N \times M$ cujo elemento a_{ij} é:

$$a_{ij} = \frac{\partial}{\partial c_j} P_n(x, y, \overline{c}) \quad ,$$

e $\overline{0}$ é o vetor nulo.

Escrevendo

$$\overline{q} = \overline{\overline{W}} \overline{r} \quad , \quad (6)$$

onde $\overline{\overline{W}}$ é uma matriz diagonal $N \times N$, de pesos, cujo i -ésimo elemento é dado por:

$$w_i = q_i / r \quad , \quad (7)$$

com $q_i = q(r_i/s)$, e substituindo a equação (6) na equação (5):

$$\overline{\overline{A}}^T \overline{\overline{W}} \overline{r} = \overline{0} \quad . \quad (8)$$

Uma vez que o funcional f é linear em $\bar{c}$, o vetor de resíduos pode ser escrito como:

$$\bar{r} = \bar{g}^0 - \bar{A} \bar{c}, \quad (9)$$

onde $\bar{g}^0$ é o vetor de observações. Substituindo a equação (9) na equação (8):

$$\bar{A}^T \bar{W} \bar{A} \bar{c} = \bar{A}^T \bar{W} \bar{g}^0. \quad (10)$$

Uma vez que $\bar{W}$ depende implicitamente de $\bar{c}$, a equação (10) não pode ser resolvida diretamente para o vetor $\bar{c}$. No entanto, pode ser resolvida iterativamente combinando as equações (9) e (10). Na k -ésima iteração, a matriz de pesos $\bar{W}^{(k)}$ é obtida a partir de $\bar{c}^{(k)}$, a k -ésima aproximação de $\bar{c}$, usando as equações (7) e (9). A k -ésima primeira aproximação de $\bar{c}$ é obtida a partir da equação (10):

$$\bar{c} = (\bar{A}^T \bar{W}^{(k)} \bar{A})^{-1} \bar{A}^T \bar{W}^{(k)} \bar{g}^0. \quad (11)$$

A iteração começa com $\bar{W}^{(0)} = \bar{I}$, a matriz identidade, e termina quando a mediana dos valores absolutos dos resíduos é estabilizada, porque neste estágio os resíduos terão pouca influência na função ajustada.

2.3 - Aplicação em dados sintéticos

Com o objetivo de avaliar o desempenho do método proposto, este foi aplicado ao campo gravimétrico produzido pela combinação de prismas verticais adjacentes simulando fontes rasas e profundas. Os corpos rasos modelam corpos intracrustais tendo contraste de densidade de $0,2 \text{ g/cm}^3$, profundidade do topo entre 10 e 15 km, com uma espessura de 2,5 km. As fontes profundas simulam a interface crosta-manto com contraste de densidade de $0,4 \text{ g/cm}^3$, e profundidade do topo entre 27,5 e 30 km.

Exemplos de separação regional-residual por ajuste de polinômios usando dados sintéticos, pressupõe a hipótese simplificada de que o campo regional verdadeiro é um polinômio de grau 1, 2 ou 3 (Rao et al., 1975; Abdelrahman et al., 1985). Estruturas geológicas comuns, no entanto, produzem campos regionais muito mais complexos, de tal modo que as distorções presentes no regional ajustado são certamente muito piores do que aqueles usualmente relatados. Com o objetivo de ilustrar este ponto, ajustamos aos dados mostrados na Figura la polinômios de graus 3 a 6 usando o método dos mínimos quadrados. Os resultados são mostrados nas Figuras lc a lf, respectivamente. A Figura la combina um campo regional (Figura lb) e um campo residual contaminado com ruído Gaussiano com média nula e desvio padrão de $0,3 \text{ mGal}$. É visto que a forma do campo regional ajustado começa a se aproximar da forma do regional verdadeiro para um polinômio de grau 5, mas ao mesmo tempo cresce a influência do residual no regional ajustado. Este exemplo mostra que mesmo o campo de uma feição simples tal como um arqueamento suave da interface crosta-manto não pode ser modelada satisfatoriamente por um polinômio de grau 3. Descontinuidades da interface cro

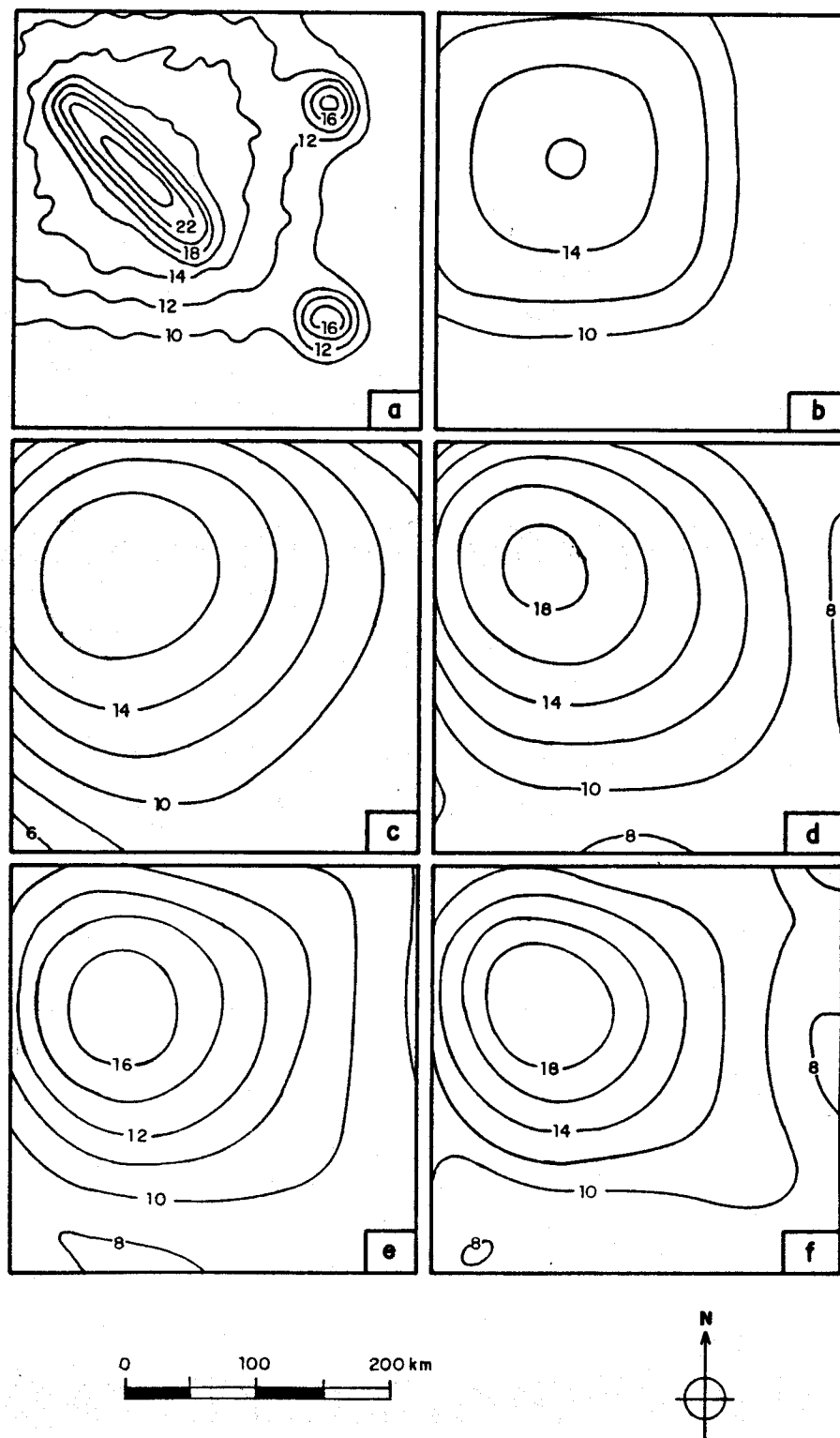


Fig. 1 — Campo gravimétrico sintético (a) obtido pela superposição de um campo regional (b) com um campo residual contaminado com ruído aleatório, e polinômios de graus 3 (c), 4 (d), 5 (e) e 6 (f) ajustados ao campo sintético (a) pelo método dos mínimos quadrados. Intervalo de contorno 2 mGal.

ta-manto são possivelmente ainda mais complexas do que aquela empregada para simular o campo regional da Figura 1b (Browne et al., 1985; Ritz e Robineau, 1986; Galson e Mueller, 1986).

No teste seguinte usamos um procedimento robusto no qual a matriz de pesos da equação (11) foi escolhida como

$$w = e^{-\left[\frac{0,6745 - r_i^{(k-1)}}{s^{(k-1)}}\right]^2}, \quad (12)$$

onde $s^{(k-1)}$ é a mediana dos valores absolutos dos resíduos na iteração de ordem $k-1$, e a constante 0,6745 foi utilizada com o objetivo de tornar $s^{(k-1)}$ um estimador consistente do desvio padrão no caso de observações contaminadas por ruído Gaussiano (Anderson, 1982). A Figura 2a mostra o peso normalizado w em função do valor absoluto do resíduo onde os pesos do procedimento robusto definidos através da equação (12), para um valor típico de 0,23 para s , são comparados com aqueles empregados no método dos mínimos quadrados. Nos mínimos quadrados, todas as observações têm o mesmo grau de importância, independente do valor do resíduo produzido. O procedimento robusto, por outro lado, atribui grande importância somente para observações que fornecem pequenos valores residuais. Observações contendo uma alta percentagem do campo residual são virtualmente excluídas do processo de ajuste.

Testes usando os pesos da equação (12) produziram resultados muito melhores quando comparados com os mínimos quadrados. No entanto, ainda persistiram pseudo-anomalias no mapa residual e as amplitudes das anomalias residuais foram menores do que os valores verdadeiros. Isto ocorreu porque, ao longo do

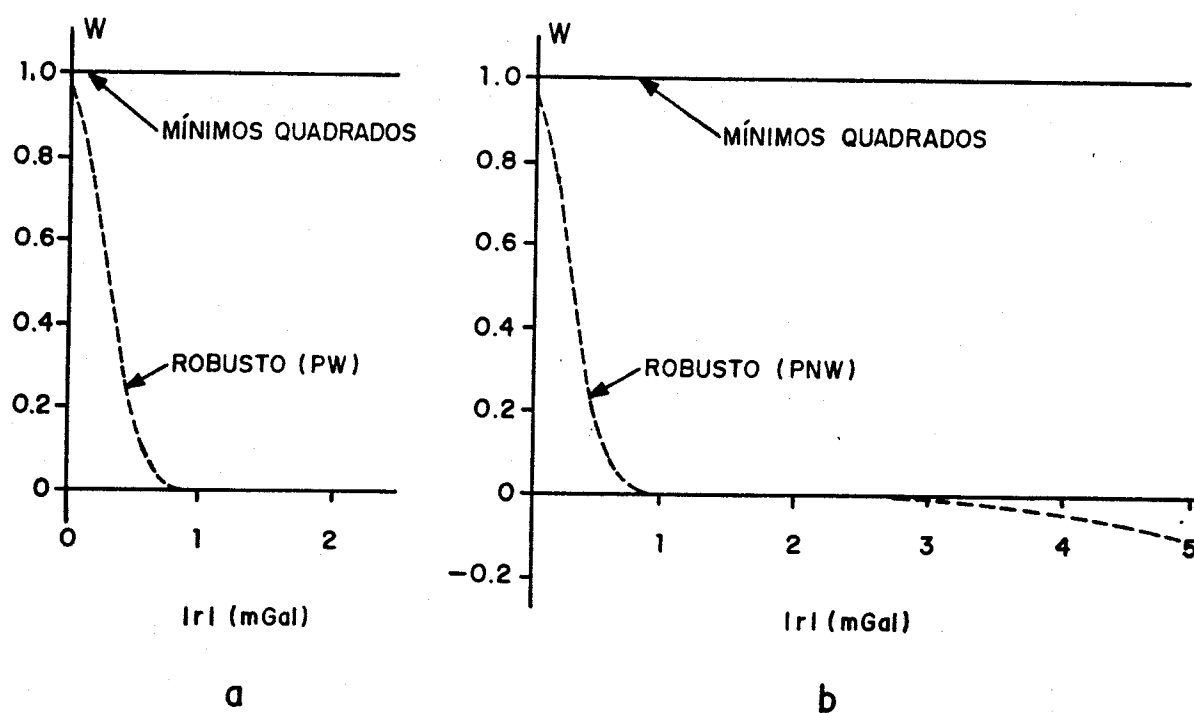


Fig. 2 — Pesos normalizados em função do valor absoluto do resíduo para o método dos mínimos quadrados e o método proposto usando (a) pesos estritamente positivos, e (b) pesos positivos e negativos.

processo iterativo, uma observação produzindo um resíduo alto inicialmente é associada a um peso pequeno no processo de ajuste do regional, produzindo um resíduo ainda maior, e assim por diante. Uma vez que a função-peso selecionada decresce rapidamente com o aumento do valor do resíduo e, especialmente, porque ela tem um limite inferior (zero), o processo de crescimento do resíduo é virtualmente forçado a uma parada prematura. Por exemplo, observações produzindo resíduos com valores absolutos de 1,5 e 2,0 estão associadas a pesos de aproximadamente $7,71 \times 10^{-8}$ e $2,26 \times 10^{-13}$, respectivamente. Embora a diferença entre esses dois pesos seja de 5 ordens de magnitude, eles são virtualmente zero quando comparados com pesos próximos da unidade associados a observações que produzem resíduos muito pequenos.

Com o objetivo de reduzir este obstáculo, usamos outra matriz de pesos definida como

$$w_i^{(k)} = e^{-t^2}, \quad t < 5,48, \quad (13a)$$

e

$$w_i^{(k)} = -A \left(\frac{t - 5,48}{r_{\max}} \right)^2, \quad t \geq 5,48, \quad (13b)$$

onde

$$t = \frac{0,6745 r_t^{(k-1)}}{s^{(k-1)}},$$

r_{MAX} é o máximo valor absoluto do resíduo na iteração de ordem $k-1$, e A é um fator de amplitude fixado no valor de 0,1 nos testes apresentados neste trabalho. O limiar 5,48 foi escolhido porque corresponde a um peso virtualmente nulo na equação (13a)

A Figura 2b compara os pesos definidos pelas equações (13a) e (13b), para um valor típico de 0,23 para s , com aqueles empregados no método dos mínimos quadrados. As observações que produzem resíduos maiores do que 1,85 serão associados pesos negativos, isto é, elas "empurram" a superfície regional em vez de "puxá-la". O uso de pesos negativos no ajuste de dados não é comum, e pelo nosso conhecimento só foi sugerido por Tukey (1965).

A partir de agora, nos referiremos ao método robusto usando os pesos estritamente positivos definidos na equação (12), como PW e àquele usando pesos tanto positivos como negativos, definidos nas equações (13a) e (13b), como PNW.

Nos testes efetuados, o resultado obtido após a convergência do método PW é usado como aproximação inicial para o processo iterativo usando o método PNW. Como os pesos negativos não tem limite inferior, o processo tenderá, eventualmente, a associar pesos negativos altos para todas as observações. Como interessam apenas os valores relativos dos pesos esta situação é aproximadamente equivalente ao uso dos mínimos quadrados simples. Neste ponto, os resíduos voltarão a ser pequenos e o processo se comportará fundamentalmente como PW. O processo i-

terativo, portanto, terá um comportamento oscilatório e consequentemente, um critério de parada diferente daquele descrito para PW deve ser adotado. A solução produzida pelo processo iterativo de PNW é aquela fornecida pela k -ésima iteração onde uma das seguintes condições ocorrem: a) a razão entre os resíduos máximos da k -ésima primeira e da k -ésima iterações é maior do que 1,3; b) quando a mediana do valor absoluto do resíduo aumentar sucessivamente por três vezes a partir da k -ésima iteração.

Aplicamos o método PNW proposto, para separação de campos devidos a: a) fontes regionais bidimensionais (2-D) e fontes residuais tridimensionais (3-D) (Modelo # 1); b) fontes regionais 3-D e fontes residuais 2 1/2-D (a denominação 2 1/2-D foi criada por Shuey e Pasquale, 1973) (Modelo # 2); c) fontes regionais 3-D e fontes residuais 3-D (Modelo # 3). Com o propósito de comparação, apresentamos também os resultados usando mínimos quadrados simples, o método robusto PW, o método espectral de Syberg (1972), e o ajuste de polinômios ortogonais (Ralston e Rabinowitz, 1978).

Modelo # 1

A Figura 3a mostra a anomalia gravimétrica total (regional mais residual) contaminado com ruído Gaussiano aditivo com média nula e desvio padrão de 0,3 mGal. As Figuras 3b e 4a mostram os campos teóricos regional e residual, respectivamente. O campo regional foi modelado por um polinômio de grau 6 pelos métodos dos mínimos quadrados, PW e PNW e os resultados são mostrados nas Figuras 3c, 3d e 3e, respectivamente. O cam-

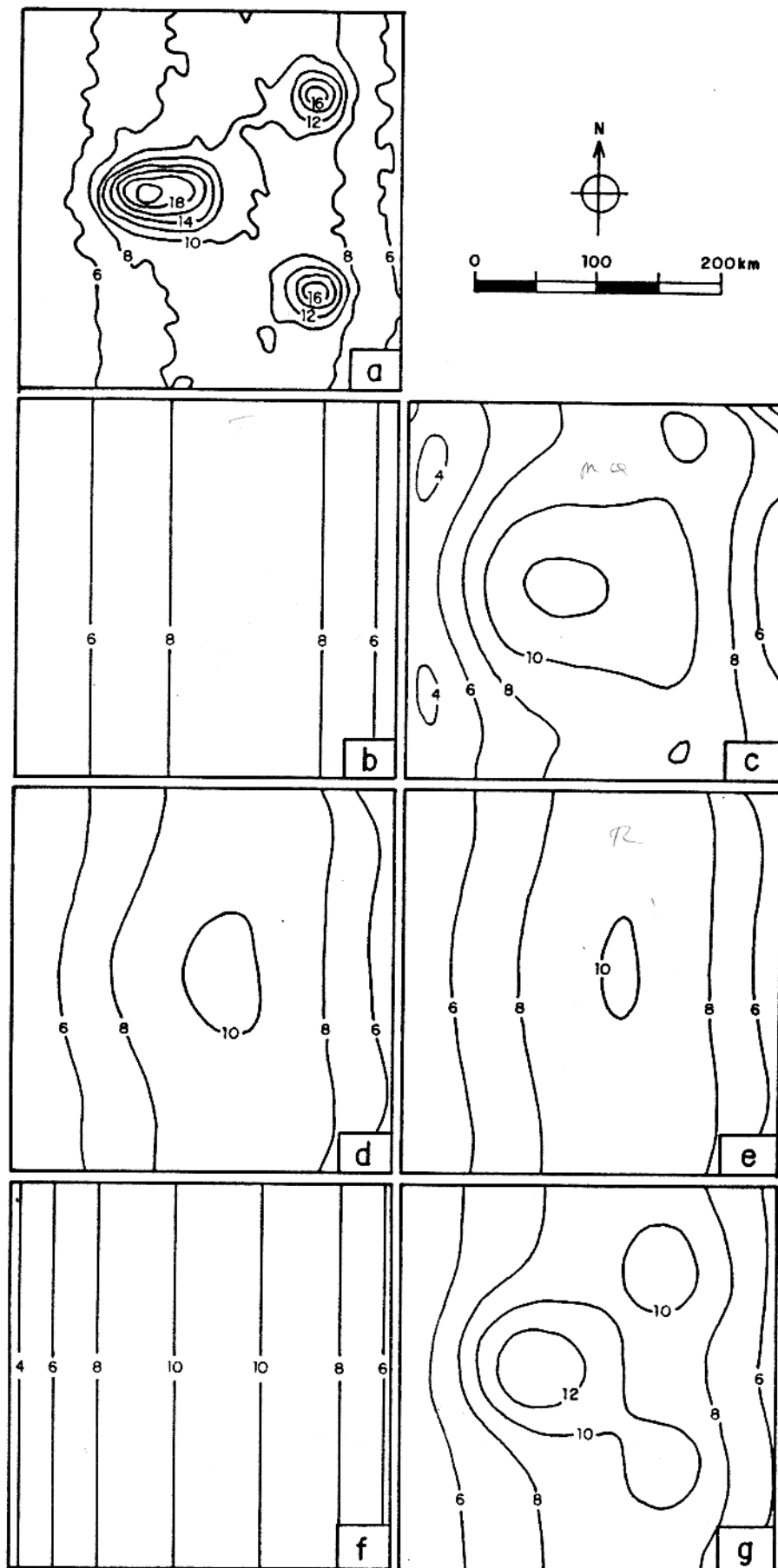


Fig. 3 — Comparação entre regionais obtidos por diferentes métodos de separação aplicados ao campo sintético (a) do Modelo #1, resultante da superposição do regional teórico (b), do residual teórico (Figura 4a), e de ruído aleatório. (c) Mini-mos quadrados, (d) PW, (e) PNW, (f) polinômios ortogonais de graus 1 na direção N-S e 3 na direção E-W, e (g) método espectral. Intervalo de contorno — 2mGal.

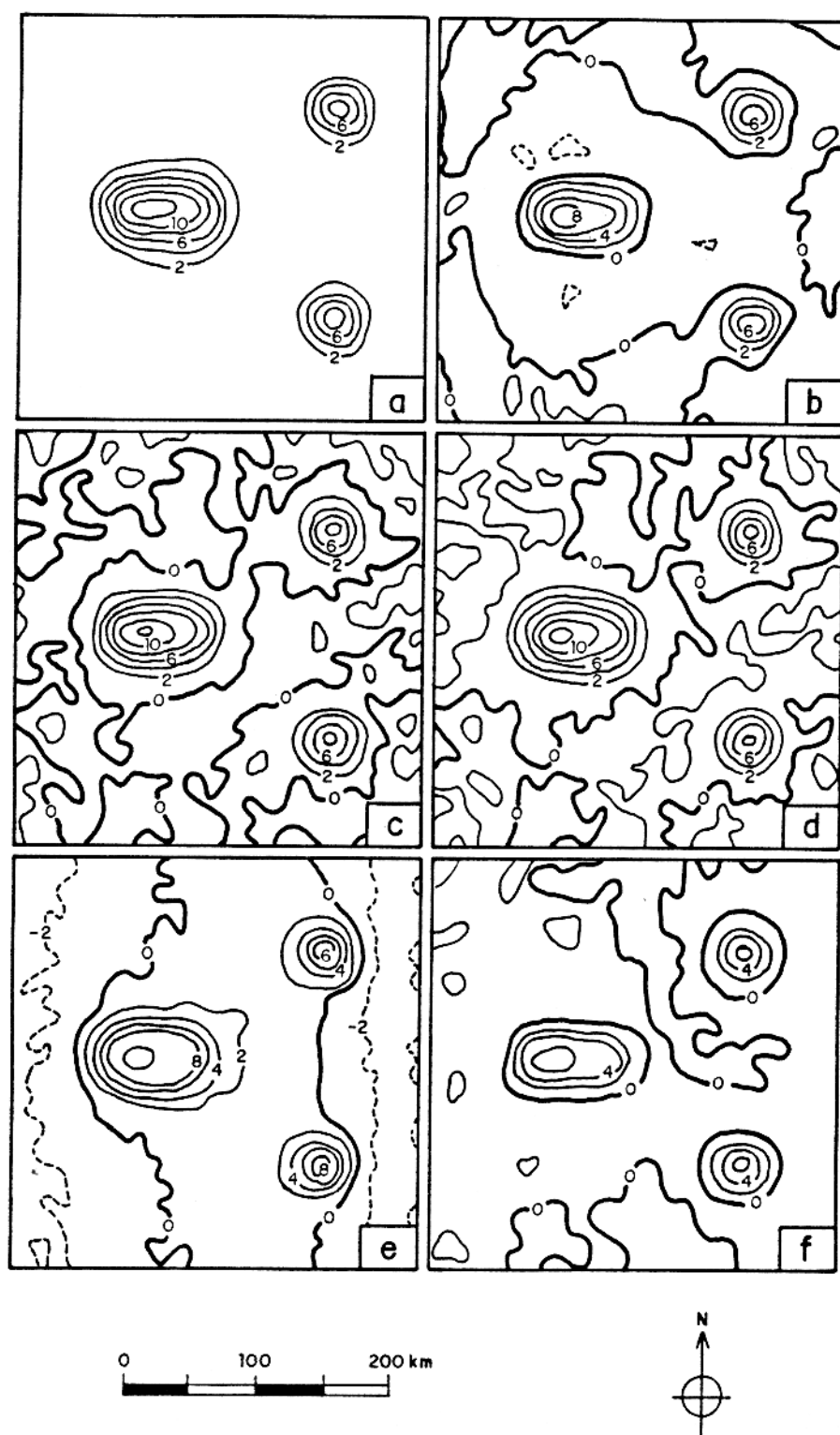


Fig. 4 — Comparação entre residuais obtidos pela subtração dos diferentes regionais, mostrados na figura 3, do campo sintético do Modelo # 1 (Figura-3a). (a) Residual teórico, (b) mínimos quadrados (c) PW, (d) PNW, (e) polinômios ortogonais de graus 1 na direção N-S e 3 na direção E-W, e (f) método espectral. Intervalo de contorno 2 mGal.

po regional obtido pelo método dos mínimos quadrados mostra um campo completamente distorcido comparado com o campo teórico da Figura 3b. A característica unidimensional do campo regional não é sequer sugerida pela superfície ajustada. A principal causa desta distorção, evidenciada pela presença de um alto pronunciado no centro da figura, indica que parte do residual foi incorporada ao regional ajustado. Anomalias espúrias nas bordas (particularmente na borda leste) contribuem ainda mais para a deformação do campo ajustado.

Os regionais obtidos pelos métodos PW e PNW, por outro lado, são menos distorcidos. Em particular, o método PNW mostra uma influência mínima da anomalia residual de alta amplitude no centro. Além disso, anomalias espúrias estão absolutamente ausentes. Como resultado, a amplitude, o gradiente e, sobretudo, a característica unidimensional do regional verdadeiro foram conservados.

A Figura 3f mostra o regional obtido pelo ajuste do campo da Figura 3a por polinômios ortogonais através do método dos mínimos quadrados. A principal vantagem dos polinômios ortogonais é a independência de graus nas direções x e y . Neste exemplo, usamos grau 1 em x (N-S) e 3 em y (E-W). O campo ajustado é muito melhor do que aquele produzido por polinômios não ortogonais (Figura 3c). A característica unidimensional do regional verdadeiro é imposta ao regional ajustado pela escolha do grau 1 na direção x . A amplitude e o gradiente, no entanto, não são tão bons quanto aqueles obtidos pelo método PNW. Aumentando o grau do polinômio na direção y , aparecem distorções ainda maiores na amplitude e gradiente devido à incorporação do campo residual na superfície ajustada.

A Figura 3g mostra o campo regional obtido a partir

da Figura 3a com o método espectral de Syberg (1972). Neste caso, ele é um pouco menos distorcido por anomalias espúrias comparado com os mínimos quadrados (Figura 3c), especialmente nas bordas, onde a característica unidimensional do regional verdadeiro é aproximadamente mantida. Na parte central, no entanto, ocorre uma notável distorção causada pela transmissão de parte do residual no regional calculado. Isso ocorre devido à superposição dos espectros do regional e do residual, o que impede uma completa separação dos campos.

Os campos residuais neste teste são obtidos pela subtração de cada regional calculado, descrito anteriormente, do campo total da Figura 3a. Os resultados são mostrados na Figura 4. A anomalia residual obtida pelo método dos mínimos quadrados (Figura 4b) apresenta notável perda de amplitude comparada com o residual teórico da Figura 4a. Além disso, a anomalia principal do centro apresenta-se muito estreita na direção N-S e é circundada por um halo descontínuo de anomalias espúrias negativas. Ao contrário, as anomalias produzidas pelos métodos PW e PNW (Figuras 4c e 4d, respectivamente) apresentam somente uma ligeira perda de amplitude. Além disso, a largura da anomalia central é virtualmente preservada e as amplitudes das anomalias espúrias negativas são menores do que aquelas presentes na Figura 4b.

A Figura 4e mostra o residual correspondente ao regional obtido pelo ajuste de polinômios ortogonais da Figura 3f. A amplitude da anomalia central é próxima do valor verdadeiro comparada com o residual dos mínimos quadrados (Figura 4b), mas não tão boa quanto àquela obtida pelo método PNW. A largura desta anomalia é também intermediária entre os valores produzidos pelos métodos dos mínimos quadrados e PNW.

A Figura 4f apresenta o campo residual obtido pelo método espectral de Syberg. Quando comparado com os mínimos quadrados, a perda na amplitude de todas as anomalias é sempre mais acentuada, mas a amplitude das anomalias espúrias negativas são menores. A largura da anomalia principal ao longo da direção N-S é aproximadamente a mesma para ambos os métodos.

Modelo # 2

A Figura 5a mostra a anomalia gravimétrica total (regional mais residual) contaminada com ruído Gaussiano aditivo com média nula e desvio padrão de 0,3 mGal. As Figuras 5b e 6a mostram os campos teóricos regional e residual, respectivamente. O campo regional foi modelado por um polinômio de grau 6 pelos métodos dos mínimos quadrados e PNW, e os resultados são mostrados nas Figuras 5c e 5d, respectivamente. O regional estimado pelo método dos mínimos quadrados, é bastante distorcido, podendo-se observar o aparecimento de uma falsa orientação NW-SE, principalmente na porção NW, bem como o aparecimento de uma ligeira tendência na direção NE-SW na porção NE. Estes efeitos são devidos à incorporação das duas anomalias residuais, de contraste de densidade positivo, na superfície ajustada. Por outro lado, o campo regional obtido pelo método PNW (Figura 5d) é mais próximo do regional verdadeiro (Figura 5b), pois sofre uma influência mínima das anomalias residuais, representada pela menor extensão da pseudo-anomalia da porção SE. A amplitude do regional ajustado apresenta uma amplitude máxima bem mais próxima da verdadeira, observando-se o desaparecimento de falsas orientações, com a conseqüente manutenção da forma geral

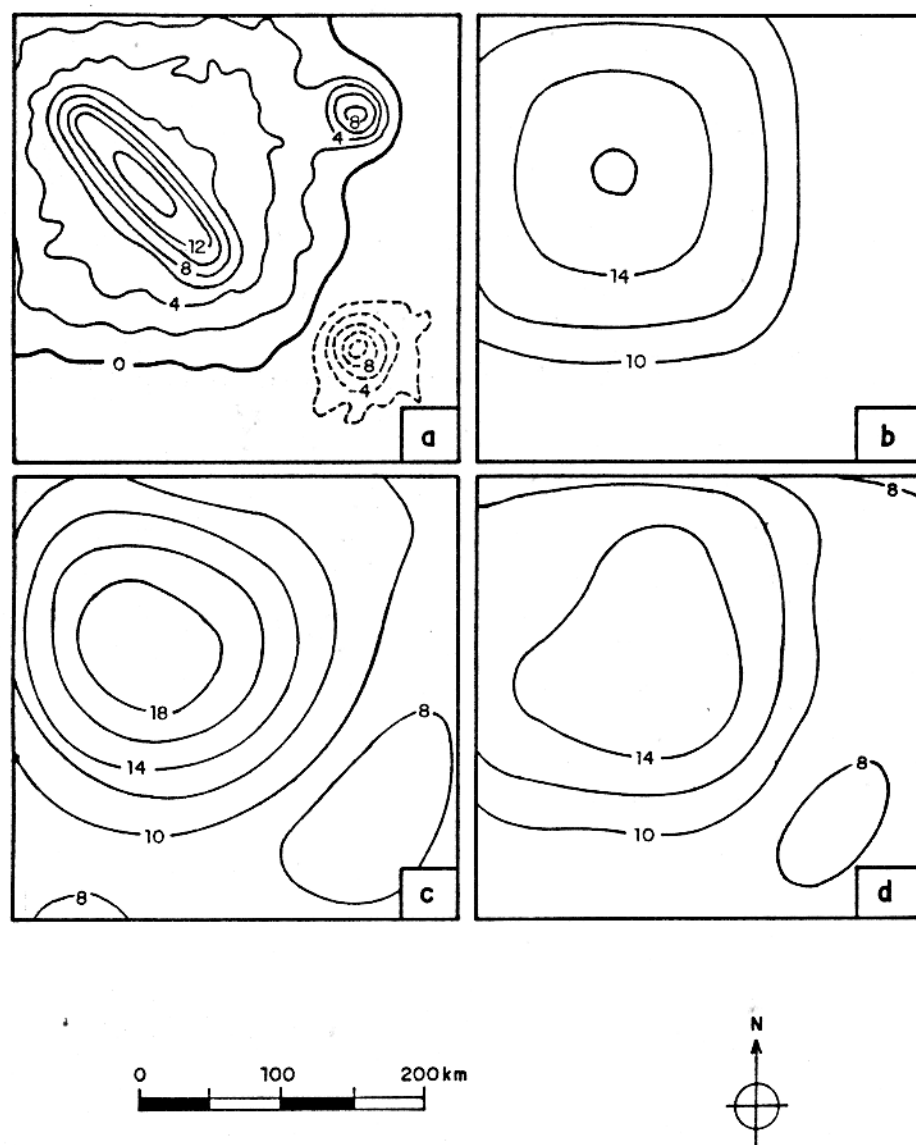


Fig. 5 — Comparação entre regionais obtidos por diferentes métodos de separação aplicados ao campo sintético (a) do Modelo # 2, resultante da superposição do regional teórico (b), do residual teórico (Figura 6a), e de ruído aleatório. (c) Mínimos quadrados e (d) PNW. Intervalo de contorno 2mGal.

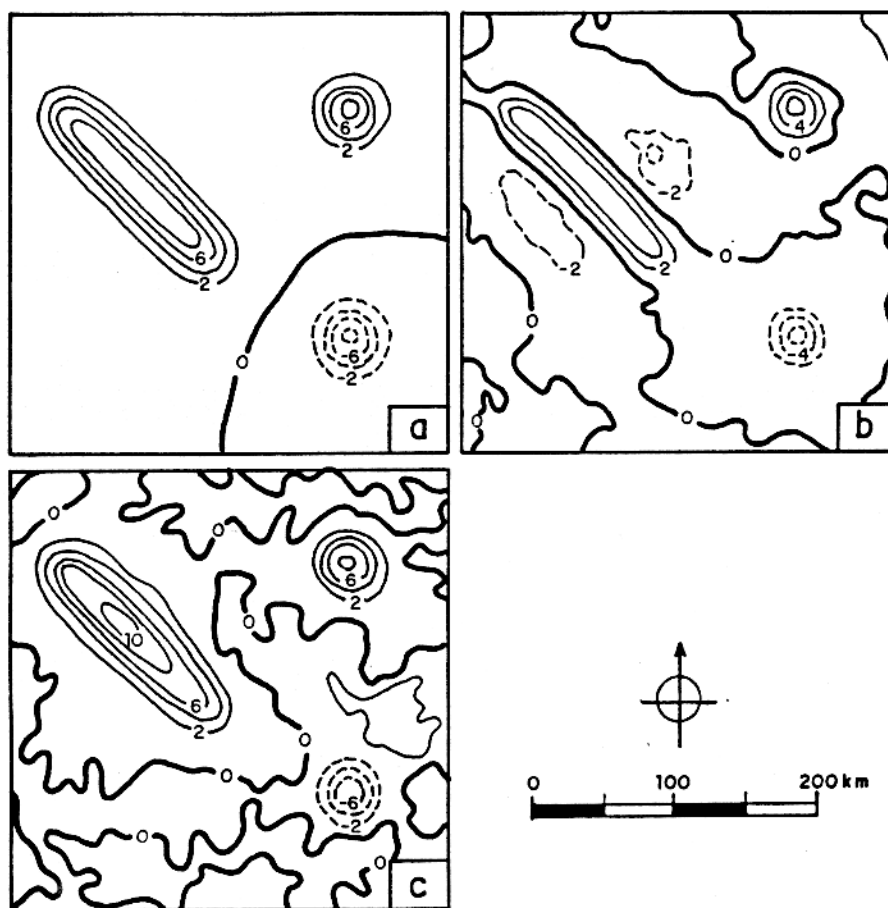


Fig. 6 — Comparação entre residuais obtidos pela subtração dos diferentes regionais, mostrados na Figura 5, do campo sintético do Modelo # 2 (Figura 5a), (a) — Residual teórico, (b) mínimos quadrados e (c) PNW, Intervalo de contorno — 2 mGal.

do campo.

Os residuais, que são obtidos subtraindo-se do campo total (Figura 5a) os regionais correspondentes produzidos pelos métodos acima descritos, são mostrados nas Figuras 6b e 6c. No caso dos mínimos quadrados (Figura 6b), as anomalias mostram substancial perda de amplitude. Além disso, ocorrem anomalias espúrias negativas nos flancos NE e SW da anomalia alongada, a qual torna-se bem mais estreita que a anomalia residual teórica. As anomalias menores das porções NE e SE apresentam menor diâmetro quando comparadas com o residual teórico.

O residual obtido pelo método PNW, por sua vez, exibe uma aproximação muito boa da anomalia teórica, uma vez que ocorre a recuperação das amplitudes tanto das anomalias positivas como da negativa, da largura da anomalia alongada e do diâmetro das duas anomalias menores. Além disso, as anomalias espúrias negativas são totalmente eliminadas.

Modelo # 3

A Figura 7a mostra a anomalia gravimétrica total (regional mais residual) contaminada com ruído Gaussiano aditivo com média nula e desvio padrão de 0,3 mGal. As Figuras 7b e 8a mostram os campos teóricos regional e residual, respectivamente. O campo regional foi modelado por um polinômio de grau 9 pelos métodos dos mínimos quadrados, PW e PNW e os resultados são mostrados nas Figuras 7c, 7d e 7e, respectivamente. O campo regional produzido pelo método dos mínimos quadrados é drasticamente distorcido nas proximidades das porções nordeste e noroeste, devido à incorporação das duas anomalias residuais à

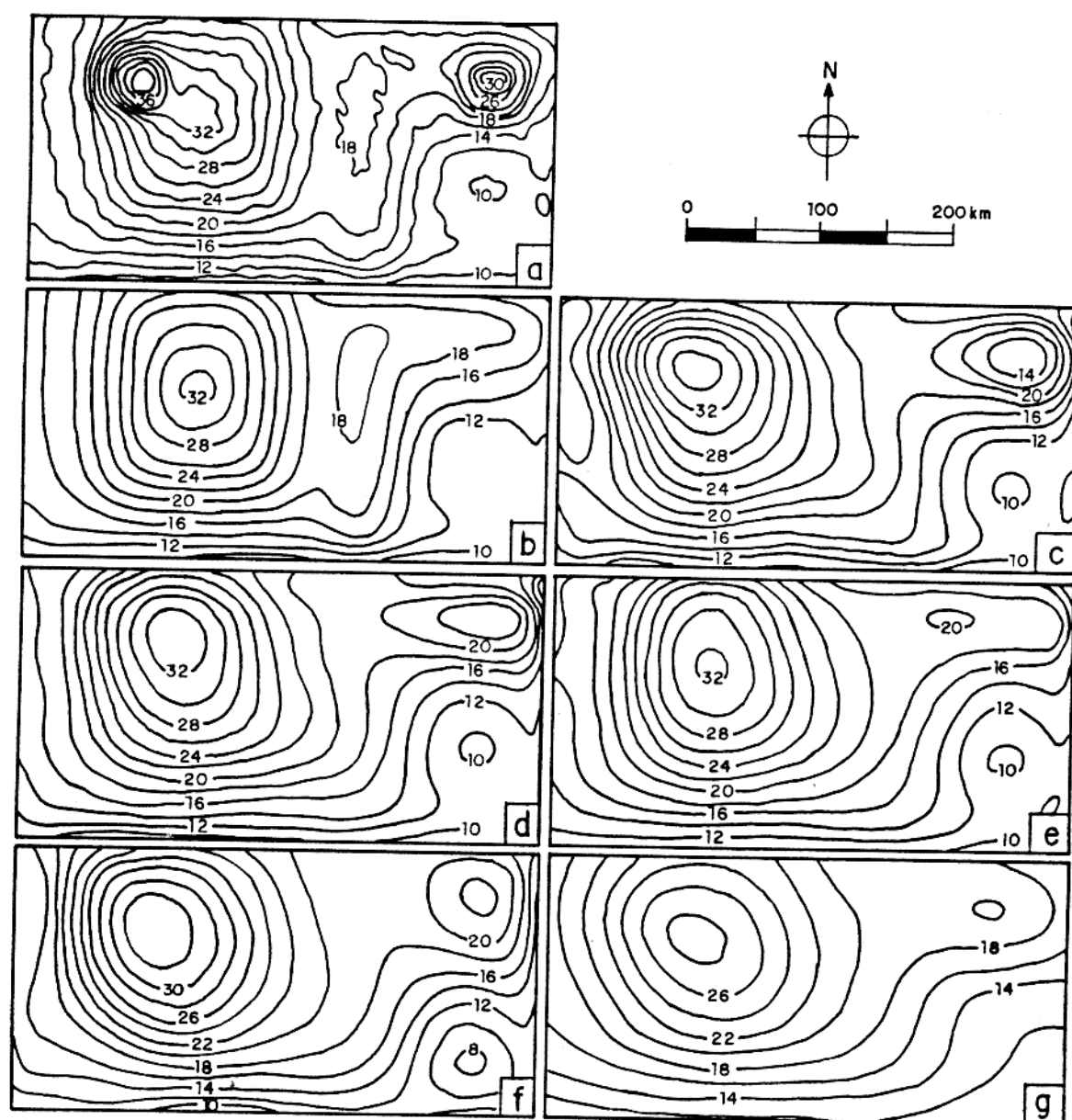


Fig. 7 — Comparação entre regionais obtidos por diferentes métodos de separação aplicados ao campo sintético (a) do Modelo # 3, resultante da superposição do regional teórico (b), do residual teórico (Figura 8a), e de ruído aleatório. (c) Mínimos quadrados, (d) PW, (e) PNW, (f) polinômios ortogonais de graus 4 — na direção N-S e 9 na direção E-W e (g) método espectral. Intervalo de — contorno 2mGal.

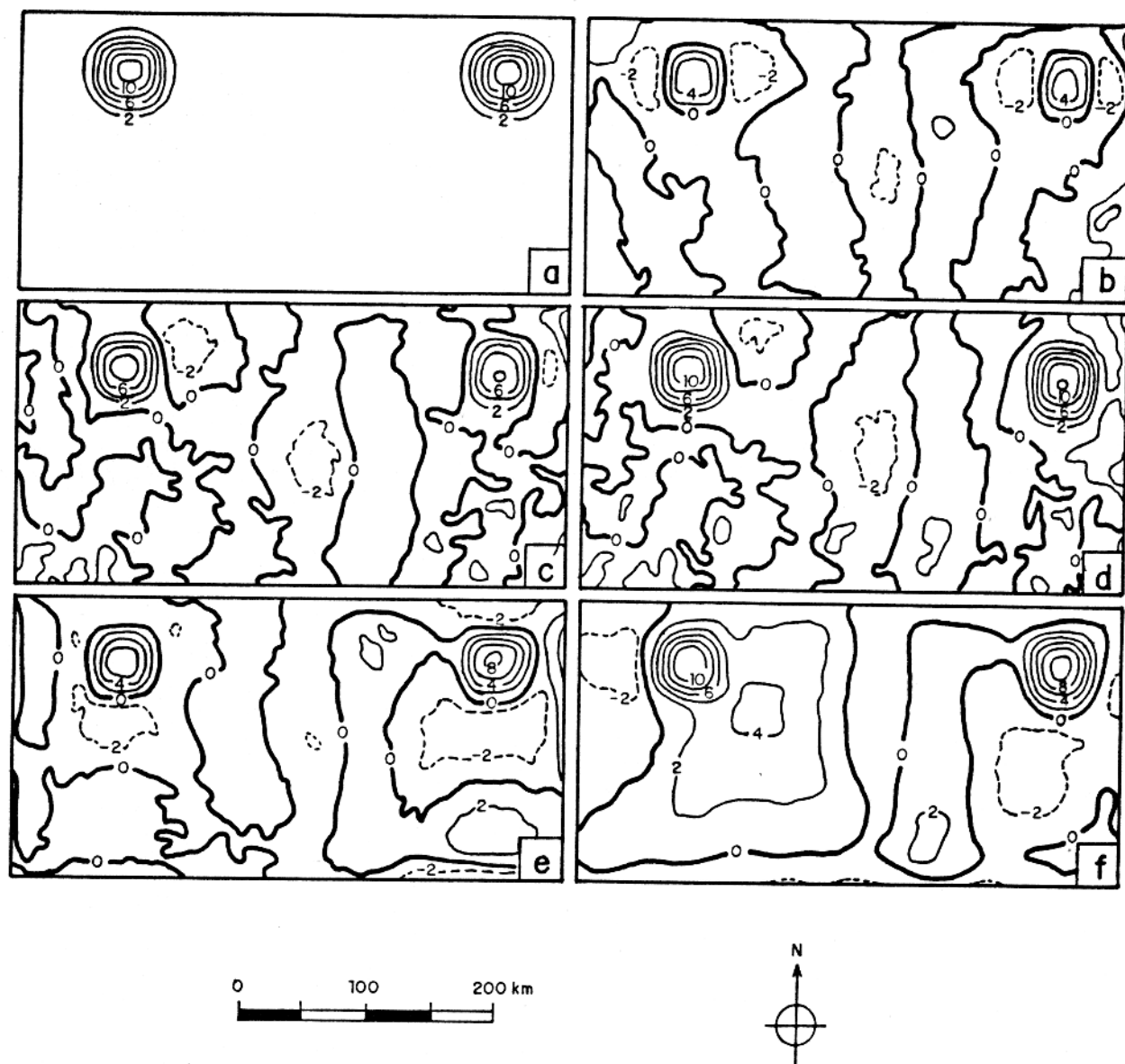


Fig. 8 — Comparação entre residuais obtidos pela subtração dos diferentes regionais, mostrados na Figura 7, do campo sintético do Modelo # 3 (Figura 7a), — (a) Residual teórico, (b) mínimos quadrados, (c) PW, (d) PNW, e polinômios ortogonais de graus 4 na direção N-S e 9 na direção E-W, e (f) método espectral. Intervalo de contorno 2 mGal.

superfície ajustada. Na porção NE, isto é mostrado pela presença de uma grande anomalia espúria. Na porção NW, a incorporação da anomalia residual no regional não produz uma anomalia isolada por causa da grande anomalia regional. Isto cria, no entanto, distorções no gradiente, com características locais, que produz o aparecimento de uma falsa orientação NW-SE na principal anomalia do regional estimado.

Por outro lado, o campo regional obtido pelo método PW exhibe uma menor influência das anomalias residuais, denotada pela menor amplitude da pseudo-anomalia na porção nordeste e por um gradiente suave na porção noroeste. É o método PNW, no entanto, que produz o campo regional (Figura 7e) mais próximo do campo verdadeiro (Figura 7b). A principal distorção, na porção centro-leste é provavelmente devida ao grau do polinômio ajustante ser ainda baixo. A superfície polinomial ajustada de grau 9 não é capaz de levar em consideração finos detalhes do regional teórico, tais como um extenso baixo de 40 km de largura na porção centro-leste, alongado na direção N-S.

A Figura 7f mostra o regional calculado usando polinômios ortogonais com graus 4 e 9 nas direções N-S e E-W, respectivamente. Em geral, ele é ligeiramente melhor do que o método dos mínimos quadrados usando polinômios não ortogonais de grau 9, considerando a influência de ambas as anomalias residuais. A feição linear E-W da porção nordeste do regional verdadeiro é, no entanto, pobremente definida e, sobretudo, um grande baixo espúrio é introduzido na porção sudeste.

A Figura 7g representa o campo regional obtido pelo método espectral de Syberg. Ele define somente no geral, feições suavizadas do regional verdadeiro, com uma distorção substancial no gradiente, forma e amplitude das anomalias.

Os residuais, que são obtidos subtraindo-se do campo total (Figura 7a) os regionais correspondentes produzidos pelos métodos acima descritos, são mostrados nas Figuras 8b a 8f. No caso dos mínimos quadrados (Figura 8b), ambas as anomalias residuais mostram uma perda considerável de amplitude. Além do mais, ocorrem anomalias espúrias negativas nas bordas leste e oeste de cada anomalia. Sobretudo, as anomalias positivas, calculadas, são mais estreitas tanto na direção x como na direção y, quando comparadas com a anomalia teórica.

O método PW (Figura 8c), mostra uma melhora nas amplitudes do residual calculado que são, no entanto, apenas a metade da amplitude verdadeira. Anomalias espúrias negativas estão presentes, embora mais limitadas, em comparação aos mínimos quadrados. É o método PNW (Figura 8d), no entanto, que produz o melhor residual calculado. As amplitudes, gradientes e larguras das anomalias residuais estão muito próximas dos valores verdadeiros. Além disso, as anomalias espúrias negativas são removidas ou mantidas afastadas das anomalias positivas.

A Figura 8e mostra o residual correspondente ao regional obtido pelo ajuste de polinômio ortogonal de graus 4 e 9 nas direções N-S e E-W, respectivamente. Em relação aos mínimos quadrados ocorre uma melhora nas amplitudes e larguras das anomalias residuais calculadas. Notam-se, entretanto, pronunciadas anomalias espúrias positivas e negativas na direção N-S, particularmente na porção leste, provavelmente devido ao grau do polinômio ao longo da direção N-S ser muito baixo.

A Figura 8f representa o residual obtido pelo método espectral de Syberg. As amplitudes, gradientes e larguras das anomalias residuais calculadas estão bem de acordo com os valores teóricos, embora não tão boas quanto as do método PNW. O-

correm, entretanto, grandes anomalias espúrias negativas circundando as principais anomalias residuais positivas. Além disso, a presença de grandes anomalias espúrias positivas distorce ainda mais o mapa. Estas anomalias positivas estão claramente associadas ao campo regional, o qual, neste caso, foi incorporado ao campo residual calculado. Isto é causado pela superposição dos espectros dos dois campos, que impede uma exata separação por este método.

2.4 - Conclusões

Estudamos a separação regional-residual de dados gravimétricos, através de ajuste de polinômios por um método robusto com o objetivo de minimizar a influência de observações contendo forte contribuição do campo residual no ajuste do campo regional.

Pelos resultados obtidos nos testes com dados sintéticos, verificamos que a utilização de um método robusto, que admite pesos negativos (método PNW) no cálculo do polinômio ajustante, produz campos residuais com amplitude, forma e gradiente muito mais próximos dos valores reais quando comparado ao método dos mínimos quadrados simples. Além disso, este novo método não introduz anomalias espúrias de sinais contrários permitindo aproximar campos regionais complexos, que podem ser, posteriormente, modelados quantitativamente, uma vez que a transmissão do ruído é minimizada pelo procedimento robusto. O modelamento de campos regionais complexos é importante quando se presume que o regional é causado pela interface crosta-manto, que pode apresentar feições que só podem ser modeladas com polinô-

mios de graus relativamente altos (maior do que 6).

O uso de polinômios ortogonais com diferentes graus nas direções x e y, produzem boas aproximações de campos regionais devidos a fontes bidimensionais. No entanto, o método requer o conhecimento a priori não só que a fonte regional é bidimensional como também da orientação da fonte, de modo a fazê-la coincidir com uma das direções coordenadas. O método PNW por sua vez produz, neste caso, aproximações muito boas do campo regional sem a necessidade de tais informações a priori. O método dos mínimos quadrados simples produz estimativas muito distorcidas do campo regional, não recuperando sequer a sua característica unidimensional.

A separação regional-residual utilizando o método espectral (Syberg, 1972) leva, em geral, ao aparecimento de pseudo-anomalias significativas, além da perda de amplitude a deformação do campo residual, enquanto que a perda de amplitude e a deformação do campo regional foram também bastante significativas. As deformações de ambos, regional e residual, se devem principalmente à superposição espectral destes dois tipos de anomalias, particularmente no caso de fontes com características bidimensionais.

3 - MÉTODO DE INTERPRETAÇÃO DA COMPONENTE REGIONAL DO CAMPO GRAVIMÉTRICO

3.1 - Introdução

O estudo de feições profundas da crosta terrestre é de grande importância na caracterização dos processos geológicos de escala global, só podendo, no entanto, ser efetuado através de métodos indiretos. Dentre estas feições destaca-se a interface crosta-manto, onde as heterogeneidades laterais de densidade devidas às irregularidades desta interface e à descontinuidade de densidade entre a crosta e o manto causam anomalias do campo gravimétrico.

O problema da determinação das profundidades de uma interface que separa dois meios homogêneos de densidades constantes foi formulado por Bott (1960) através da aproximação do volume acima da interface por um conjunto de prismas verticais justapostos, cujas espessuras representam as profundidades da interface. O número de prismas coincide com o número de observações de modo que o centro de cada prisma está localizado diretamente abaixo de cada observação. Este problema é não linear e é resolvido iterativamente como descrito a seguir. A aproximação inicial da espessura do i -ésimo prisma, é obtida através do cálculo da espessura de uma placa uniforme necessária para reproduzir a i -ésima observação. A cada iteração, a espessura de cada prisma é corrigida por tentativa e erro através da inspeção dos resíduos. O processo iterativo termina quando os resíduos estão abaixo de um valor pré-estabelecido.

A abordagem apresentada por Oldenburg (1974) é basea

da na fórmula de Parker (1973) que relaciona a transformada de Fourier do campo gravimétrico com uma série infinita de transformadas de Fourier de potências crescentes da função $h(x,y)$ que descreve as profundidades da interface. A transformada de Fourier de $h(x,y)$ que aparece no primeiro termo da série é, então, explicitada em termos da transformada de Fourier do campo gravimétrico e dos outros termos da série envolvendo as transformadas de Fourier das potências de $h(x,y)$ superiores a 1. Dada uma aproximação de $h(x,y)$, ela é empregada para calcular a série envolvendo as transformadas das potências de $h(x,y)$ iguais ou superiores a 2, que, combinada com a transformada do campo, produz uma nova aproximação de $h(x,y)$. O processo iterativo é inicializado fazendo $h(x,y) = 0$. Oldenburg (1974) e Granser (1986) apresentam critérios para convergência do processo. O método descrito exige o cálculo da continuação para baixo do campo gravimétrico, que é uma operação que acentua os números de onda altos de maneira muito drástica, demandando assim o emprego de um filtro passa-baixa para impedir a amplificação das componentes de altos números de onda do ruído. Este procedimento, por sua vez, é contraditório com o próprio objetivo do método, que consiste na obtenção de feições da interface caracterizadas por maiores números de onda.

Gerard e Debeglia (1975) calculam a profundidade de uma interface, em relação a um nível de referência, através da razão entre uma distribuição superficial de densidade obtida a partir do campo continuado para o nível de referência e o contraste real de densidade. Para este procedimento é necessário conhecer tanto o nível de referência como o contraste de densidade. Estes parâmetros são obtidos através do estudo estatístico do espectro de potência do campo. A função $h(x,y)$ que des

creve as profundidades da interface é calculada através da razão entre a aproximação do campo gravimétrico continuado para baixo e uma constante envolvendo o contraste de densidade. A aproximação do campo gravimétrico continuado para baixo é obtida pela soma do campo observado na superfície com o produto entre a profundidade do nível de referência e o gradiente vertical (conhecido) do campo gravimétrico. Dada uma aproximação inicial para a profundidade do nível de referência, uma estimativa preliminar da função $h(x,y)$ é obtida através do procedimento descrito acima. O campo gravimétrico produzido por esta função é então calculado e o resíduo entre este campo e as observações é avaliado. Caso o ajuste não seja satisfatório $h(x,y)$ é corrigido iterativamente até os resíduos caírem abaixo de um valor pré-estabelecido.

O objetivo deste trabalho é apresentar um método para determinação da topografia de uma interface, através da transformação do campo gravimétrico em um mapa de distâncias verticais em relação a um nível de referência, empregando operações lineares apenas. Esta transformação é efetuada em duas etapas. Na primeira, a continuação para baixo do campo gravimétrico é obtida no nível de referência, que juntamente com o contraste real de densidade são pressupostos conhecidos. Na segunda, o mapa de continuação para baixo é transformado em um mapa de distâncias verticais entre o nível de continuação (tomado como nível de referência) e a interface, através de soma e multiplicação por constantes conhecidas. Este procedimento apresenta duas dificuldades. A primeira está ligada à obtenção do campo continuado, cujo operador teórico se caracteriza pela extrema amplificação nos altos números de onda, havendo portanto a necessidade do emprego de um filtro atenuador nos altos

números de onda, o que acarreta perda de resolução das feições. A segunda, inerente aos métodos de campos potenciais, consiste na impossibilidade da determinação das profundidades absolutas da interface em cada ponto, bastando entretanto o conhecimento da profundidade absoluta em um ponto, através de informação independente, para que todas as outras profundidades absolutas sejam determinadas.

3.2 - Metodologia

Consideremos uma superfície irregular, separando dois meios homogêneos de densidades ρ_1 e ρ_2 , descrita por uma função escalar bidimensional de posição $h(x,y)$ referida a um nível d , tomado como a profundidade média desta superfície (Figura 9a).

O potencial gravimétrico anômalo em $z=0$ devido a esta estrutura é dado por:

$$U(x,y,0) = \gamma \Delta \rho \left[\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} dx' dy' \int_d^{d+h(x,y)} \frac{dz'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2]^{3/2}} \right]_{z=0} \quad (14)$$

onde γ é a constante gravitacional e $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$ é o contraste de densidade entre os dois meios.

Se a interface é suave e $|h| \ll d$, então o denominador do integrando da equação (14) é quase constante e o potencial torna-se:

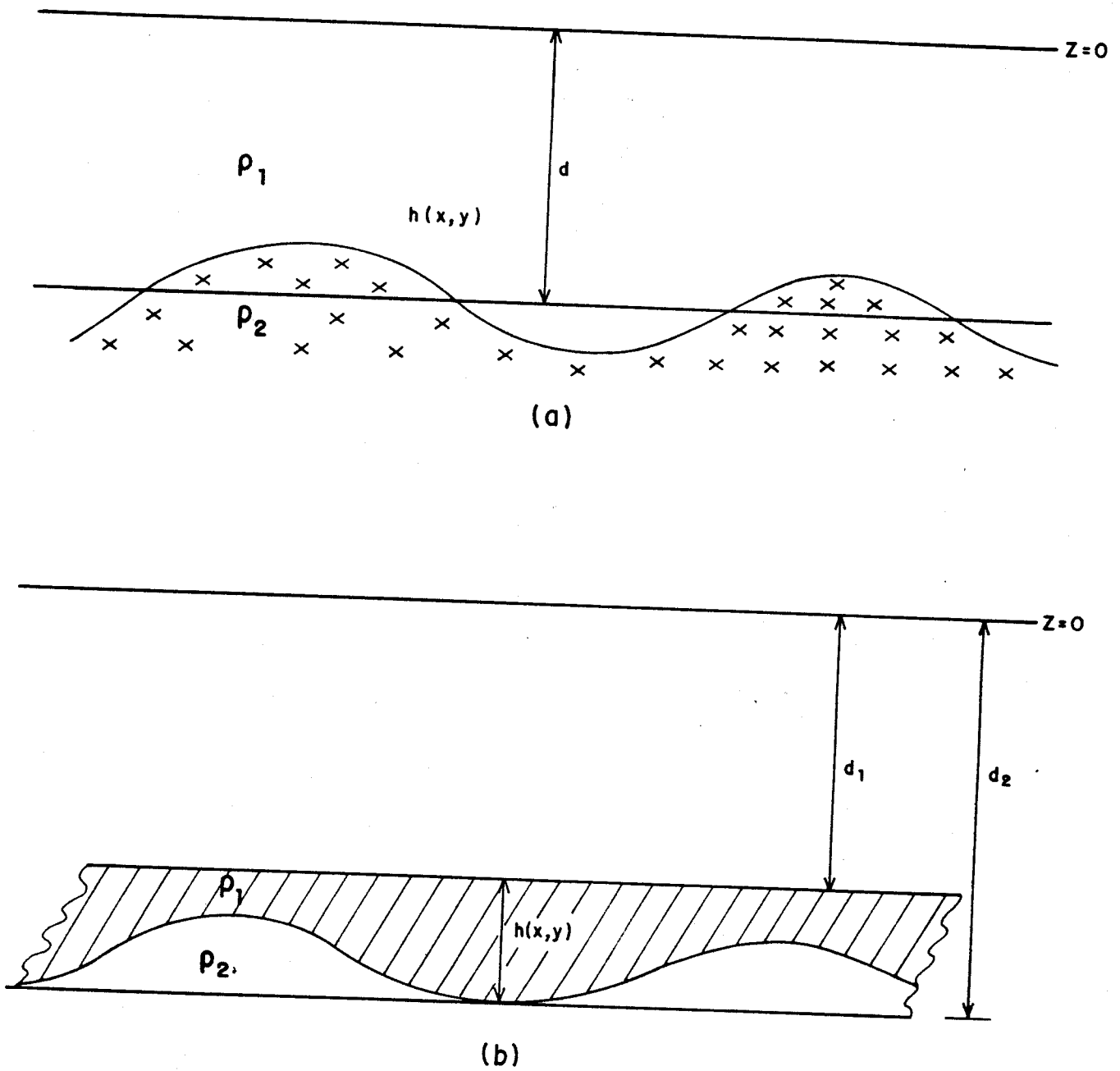


Fig. 9 - Superfície irregular separando dois meios homogêneos de densidades ρ_1 e ρ_2 , tomando (a) nível de referência d como a profundidade média da superfície, e (b) nível de referência acima da superfície.

$$U(x,y,0) = \gamma \Delta \rho \left[\iint_{-\infty}^{\infty} \frac{h(x',y') dx' dy'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-d)^2]^{1/2}} \right]_{z=0}, \quad (15)$$

e o campo gravimétrico vertical (g_z) é dado por:

$$g_z = \frac{\partial U(x,y,z)}{\partial z} \bigg|_{z=0} = \gamma \Delta \rho \left[(z-d) \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{h(x',y') dx' dy'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-d)^2]^{3/2}} \right]_{z=0}. \quad (16)$$

Por outro lado, a resolução da equação de Laplace com a condição de contorno de Neuman fornece:

$$U(x,y,z) = \frac{1}{2\pi} \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{g_z(x',y',d) dx' dy'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-d)^2]^{1/2}}, \quad (17)$$

de modo que o campo gravimétrico g_z em $z=0$ é dado por:

$$g_z = \frac{\partial U(x,y,z)}{\partial z} \bigg|_{z=0} = \frac{(z-d)}{2\pi} \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{g_z(x',y',d) dx' dy'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-d)^2]^{3/2}}. \quad (18)$$

As equações (16) e (18) podem ser igualadas se

$$h(x,y) = \frac{g_z(x',y',d)}{2\pi \gamma \Delta \rho}. \quad (19)$$

Desta forma, podemos obter através da equação (19) a

profundidade da interface $h(x,y)$ em relação ao nível de referência d , desde que se conheça o campo gravimétrico em $z=d$, que representa uma continuação para baixo, e o contraste real de densidade entre os dois meios.

Uma restrição adicional ao uso da equação (19) é que o nível d esteja acima das fontes uma vez que a equação (16), sendo a resolução da equação de Laplace, só tem validade na região fora das fontes.

Para levar em conta tal restrição, isolemos a região contendo as fontes anômalas com dois planos horizontais situados em $z = d_1$ e $z = d_2$ (Figura 9b). O campo anômalo em d_1 devido à interface pode ser obtido pela subtração de dois campos. O primeiro produzido pela placa de espessura $t = d_2 - d_1$ e contraste de densidade $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ e o segundo campo (g_{zh}) produzido pela parte hachurada. A expressão deste último pode ser relacionada com $h(x,y)$ de acordo com o desenvolvimento acima, através da equação (19):

$$g_{zh}(x,y,d_1) = 2\pi\gamma\Delta\rho h(x,y). \quad (20)$$

Assim, o campo anômalo em d_1 é:

$$g_z(x,y,d_1) = 2\pi\gamma\Delta\rho t - g_{zh} = 2\pi\gamma\Delta\rho t - 2\pi\gamma\Delta\rho h(x,y),$$

ou /

$$h(x,y) = \frac{2\pi\gamma\Delta\rho t - g(x,y,d_1)}{2\pi\gamma\Delta\rho} \quad (21)$$

A equação (21) mostra que o relevo $h(x,y)$ da interface pode ser obtido se forem conhecidos: a) o contraste de densidade $\Delta\rho$; b) o campo gravimétrico em $z=d_1$ e c) a profundidade d_2 .

O contraste de densidade deve ser estimado a partir de informação a priori independente da gravimetria, como por exemplo, através da determinação de densidade de amostras de rochas que ocorrem na superfície ou da determinação da velocidade das ondas S.

O campo gravimétrico g da equação (21) deve ser conhecido, o que significa, na prática, efetuar a continuação para baixo do campo gravimétrico observado na superfície até o nível de referência d_1 , próximo ao topo das fontes, que também, precisa ser determinado. A profundidade do topo das fontes pode ser estimada através da metodologia proposta por Roy (1966), onde o campo observado na superfície é continuado para baixo para diferentes níveis e a diferença entre os valores máximo e mínimo do campo continuado é desenhada contra o logaritmo do nível de continuação, constituindo um gráfico. O nível de continuação correspondente à máxima curvatura da curva desenhada é uma estimativa do topo das fontes. Como a máxima curvatura ocorre a vários níveis de profundidades, não é possível determinar uma profundidade única para o topo das fontes. Por outro lado, os níveis onde ocorrem pontos de máxima curvatura estão, em geral, limitados a um intervalo, de modo que a profundidade do topo das fontes é considerada limitada a este intervalo.

A continuação para baixo do campo gravimétrico é efetuada no domínio dos números de onda usando o filtro teórico $f(r)$

$$f(r) = e^{-\frac{d}{l} r} \quad (22)$$

onde $r = (u^2 + v^2)^{1/2}$ e u e v são os números de onda nas direções x e y , respectivamente.

Este filtro cresce exponencialmente com o número de onda, produzindo, portanto, maior amplificação nas componentes de maior número de onda do sinal. Desta maneira, as componentes espectrais com números de onda altos devem ser atenuadas para evitar que o campo continuado seja dominado pelo ruído existente nesta faixa espectral. Com esta finalidade, utilizou-se o filtro $g(r)$:

$$g(r) = f(r) \quad , \quad 0 \leq r < r_c \quad (23a)$$

$$g(r) = e^{-\frac{d}{l} r_c} e^{-A(r - r_c)} \quad , \quad r \geq r_c \quad (23b)$$

onde A é uma constante positiva e $r_c = (u_c^2 + v_c^2)^{1/2}$ é o número de onda limite, a partir do qual é feita a atenuação.

A espessura $t = d - d_1$ é estimada iterativamente da maneira descrita a seguir. Começando com um valor a priori t_1

tal que a região dentro da placa de espessura $t = d_1 - d_2$ conte-
 nha as irregularidades da interface e, usando um dos possíveis
 valores de d_1 obtidos pelo método da máxima curvatura (Roy,
 1966), calculamos $h(x,y)$ da equação (21). A seguir t é substi-
 tuído por kt ($0 < k < 1$) e o processo é repetido até o apare-
 cimento de valores negativos calculados para $h(x,y)$ o que indi-
 ca, uma placa com profundidade da base menor do que a máxima
 profundidade da interface. A estimativa de t é aquela imedia-
 tamente anterior à que produziu valores negativos para $h(x,y)$.

3.3 - Aplicação em dados sintéticos

Com o objetivo de avaliar o desempenho do método pro-
 posto, este foi aplicado ao campo gravimétrico produzido por
 prismas verticais adjacentes simulando a interface crosta-man-
 to.

Nos testes realizados, o valor de 0,064 ciclos/km foi
 empregado como número de onda limite r_c nas equações (23a) e
 (23b). A escolha deste valor deu-se através do estudo de vá-
 rios mapas do campo gravimétrico continuado para baixo em que
 se utilizaram valores decrescentes de r_c desde 0,20 ciclos/km
 até 0,01 ciclos/km em intervalos de 0,01 ciclos/km. O valor se-
 lecionado foi aquele a partir do qual não houve mais mudança
 qualitativa no campo continuado correspondente. O valor empre-
 gado da constante positiva A na equação (23b) foi de 15, sele-
 cionado a partir de testes em dados sintéticos controlados. A
 escolha de A não é, no entanto, tão crítica como a de r_c .

Para que fosse minimizado o fenômeno de Gibbs, quando
 da obtenção do campo continuado para baixo no domínio dos núme-

ros de onda, procedeu-se à extensão dos dados na borda da área. Esta extensão foi baseada no procedimento apresentado por Tsay (1975) que consiste em acrescentar uma certa quantidade de valores constantes em ambas as extremidades do perfil. Neste trabalho, o procedimento de Tsay foi modificado para duas dimensões de modo que o número de valores acrescentados é tal que se a quantidade original de dados nas direções x ou y for uma potência de dois, ela será estendida para a potência de dois subsequente em x ou y, respectivamente. Caso o número de observações em uma ou ambas as direções não seja potência de dois, a quantidade de dados estendida será a da segunda potência de dois subsequente ao número de observações na respectiva direção.

O método proposto foi aplicado em vários modelos simulando a interface crosta-manto por fontes profundas 3-D, com um contraste de densidade de $0,4 \text{ g/cm}^3$ e profundidades variando entre 27,0 e 38,0 km. Descreveremos abaixo os resultados de dois testes apenas. O modelo # 1 simula uma ondulação suave, onde o desnível máximo é de 2 km em 300 km e o modelo # 2 simula uma ondulação menos suave, em que o desnível máximo é de 11 km em 250 km.

Modelo # 1

A Figura 10 mostra o campo gravimétrico do modelo teórico em que a profundidade do topo das fontes varia de 27,5 a 29,5 km. Este modelo consiste de prismas verticais justapostos que, na porção centro-oeste da área constituem uma elevação (A) enquanto na porção sudeste constituem uma depressão (B). Separando estas duas feições 3-D há uma depressão alongada na

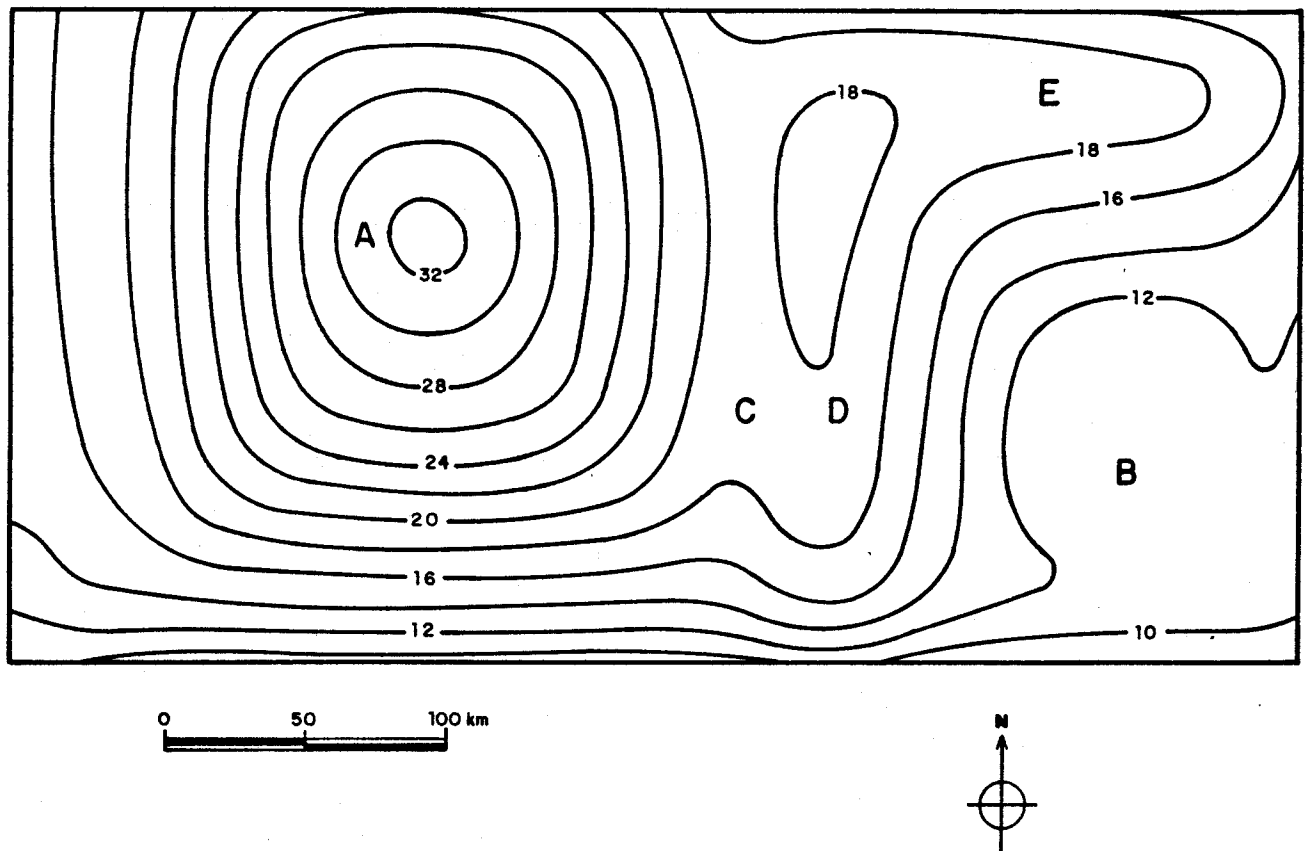


Fig. 10 - Campo gravimétrico sintético do Modelo # 1. Intervalo de contorno 2 mGal.

direção N-S, com 40 km de largura (C), e uma elevação (D), também alongada na direção N-S, com 60 km de largura, mas não se estendendo por toda a área. A depressão B é limitada ao norte por uma elevação (E) alongada na direção E-W, com 60 km de largura.

Aplicou-se o método da máxima curvatura (Roy, 1966) aos dados do modelo # 1 e obteve-se um intervalo de 26 a 28 km para a profundidade do topo das fontes cujo ponto médio (27 km) foi tomado como a estimativa para d_1 .

O campo gravimétrico da Figura 10 foi transformado no mapa de distâncias verticais da Figura 11a, em relação ao nível de referência $d_1 = 27$ km. Este mapa mostra um aumento de resolução das feições causadoras do campo gravimétrico, como por exemplo as feições A, B, C, D e E descritas acima.

A Figura 11b mostra o perfil FF' indicado no mapa de distâncias verticais (Figura 11a), em que é feita a comparação entre a estrutura verdadeira (linha contínua) e a superfície determinada pelo método proposto (linha tracejada). A concordância entre as duas superfícies é, em geral, bastante boa.

Modelo # 2

A Figura 12a mostra o campo gravimétrico do modelo teórico em que a profundidade do topo das fontes sintéticas está entre 27 e 38 km. Este modelo consiste de prismas verticais justapostos de modo que, tanto na porção centro-oeste como na porção sudeste, constituem elevações a diferentes profundidades (A e B). Separando estas duas feições 3-D, na porção central da área, temos uma feição alongada (C) na direção N-S, com 60

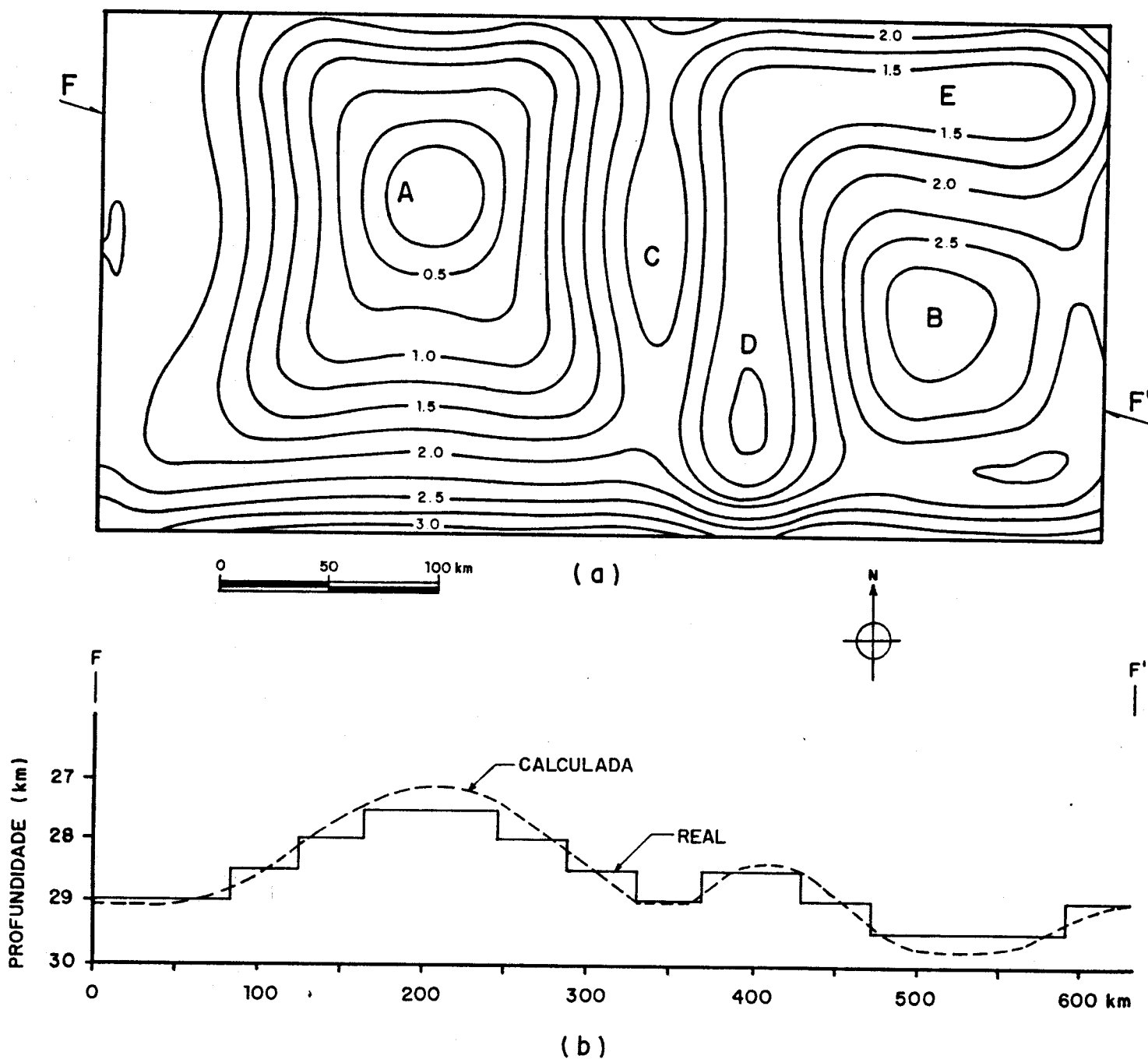
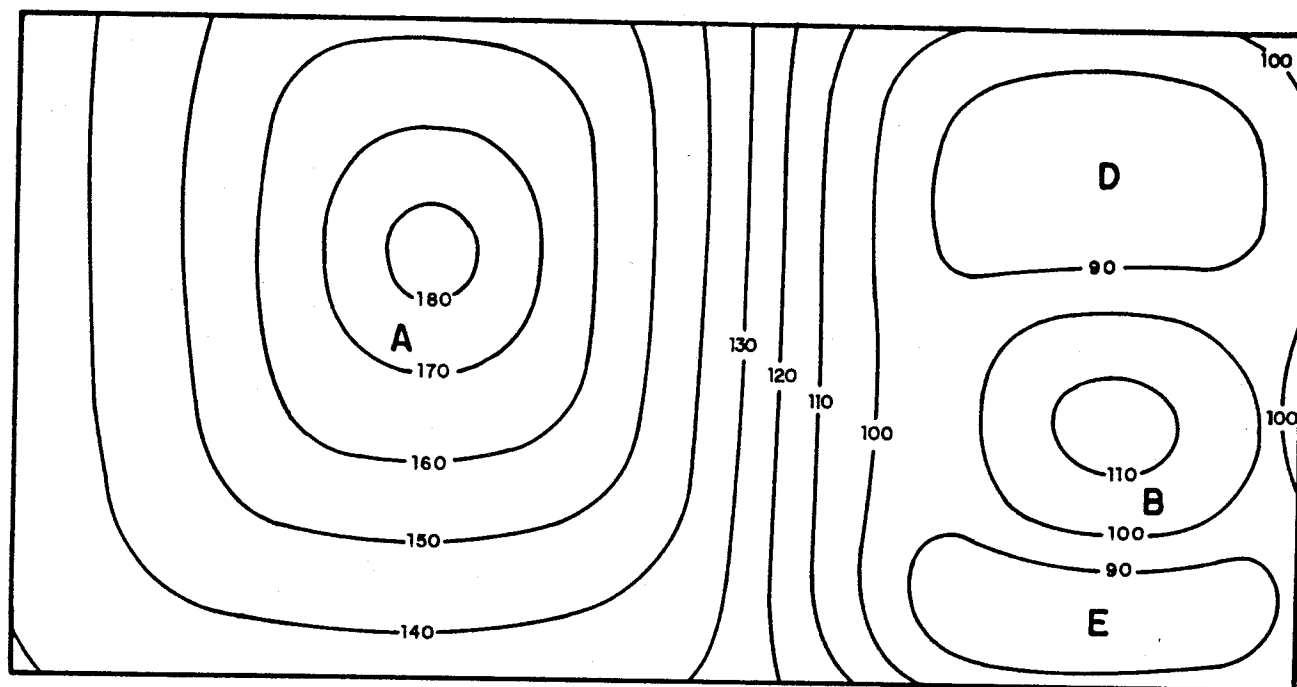
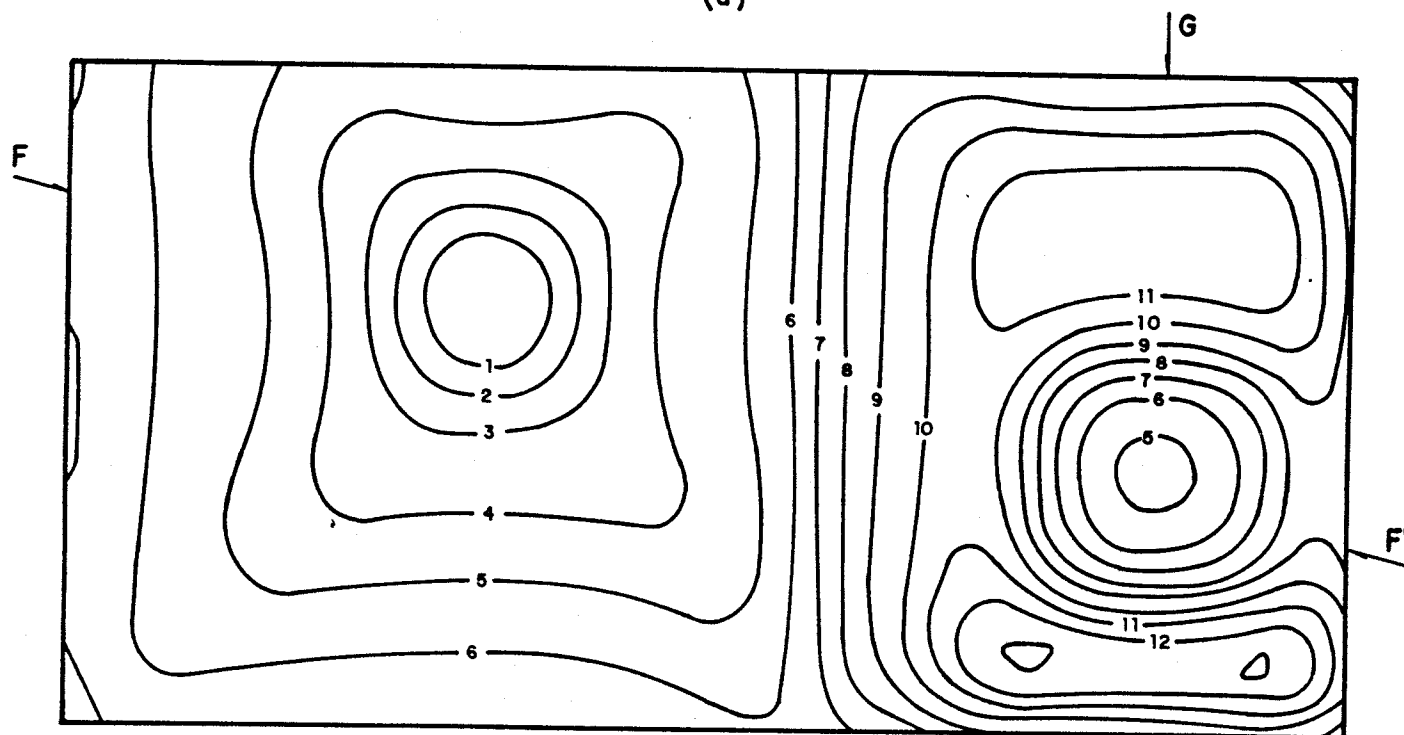


Fig. 11 - (a) Mapa de distâncias verticais em relação ao nível de 27 km, obtido a partir do campo sintético do Modelo # 1. Intervalo de contorno 0,25 km. (b) Perfil FF' comparando a estrutura verdadeira (linha contínua) e a calculada pelo método proposto (linha tracejada).



(a)



(b)

0 45 90 km



Fig. 12 - (a) Campo gravimétrico sintético do Modelo # 2. Intervalo de contorno 10 mGal. (b) Mapa de distâncias verticais em relação ao nível de 27 km, obtido a partir do campo em (a). Intervalo de contorno 1 km.

km de largura, que constitui uma depressão. A elevação, da porção sudeste (B), está limitada por duas feições alongadas na direção E-W, uma ao norte (D) com 40 km de largura e outra ao sul (E) com 60 km de largura constituindo depressões.

O campo gravimétrico foi transformado no mapa de distâncias verticais (Figura 12b) em relação ao nível de 27 km. Nota-se o aumento de resolução em relação ao campo gravimétrico, levando ao delineamento das feições da interface descritas acima.

Os perfis FF' e GG' indicados na Figura 12b são apresentados nas Figuras 13a e 13b, respectivamente. Como podemos observar na Figura 13a existe concordância razoável entre a estrutura verdadeira e a interface calculada, apresentando, contudo, profundidades superestimadas onde o gradiente é mais forte. Da mesma maneira, na Figura 13b observamos que as profundidades estimadas dos blocos baixos que ladeam a elevação da porção sudeste (B), estão superestimadas. Isto ocorre porque neste modelo foi violada a premissa de que a interface é suave, com desníveis muito menores do que a profundidade do nível de referência. Mesmo nestas circunstâncias, o método proposto ainda fornece uma boa aproximação da topografia da interface.

3.4 - Conclusões

Estudamos um método para mapeamento de uma superfície irregular, suave, separando dois meios homogêneos de densidades constantes, através de dados gravimétricos.

A metodologia apresentada requer a obtenção do campo gravimétrico produzido pela interface a um nível de referência,

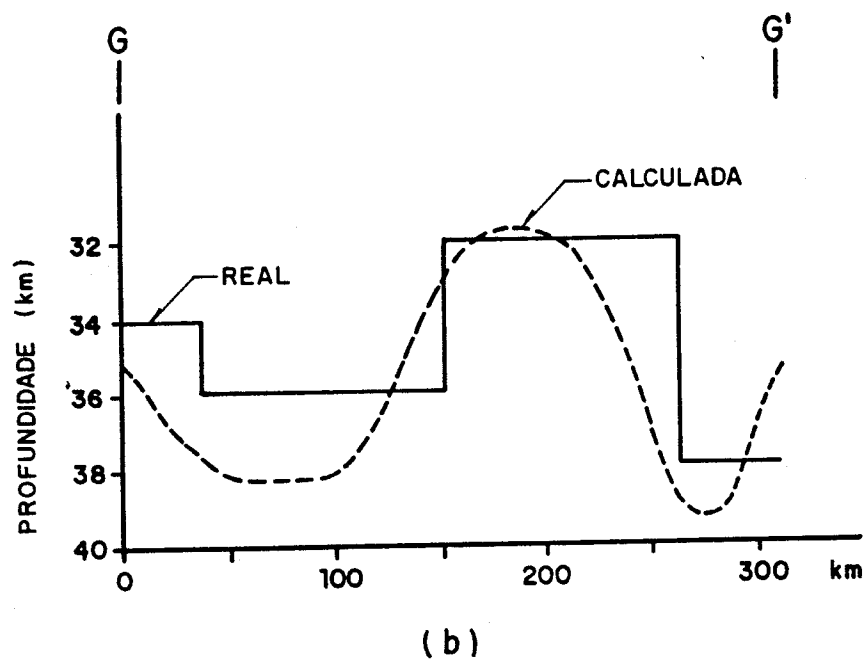
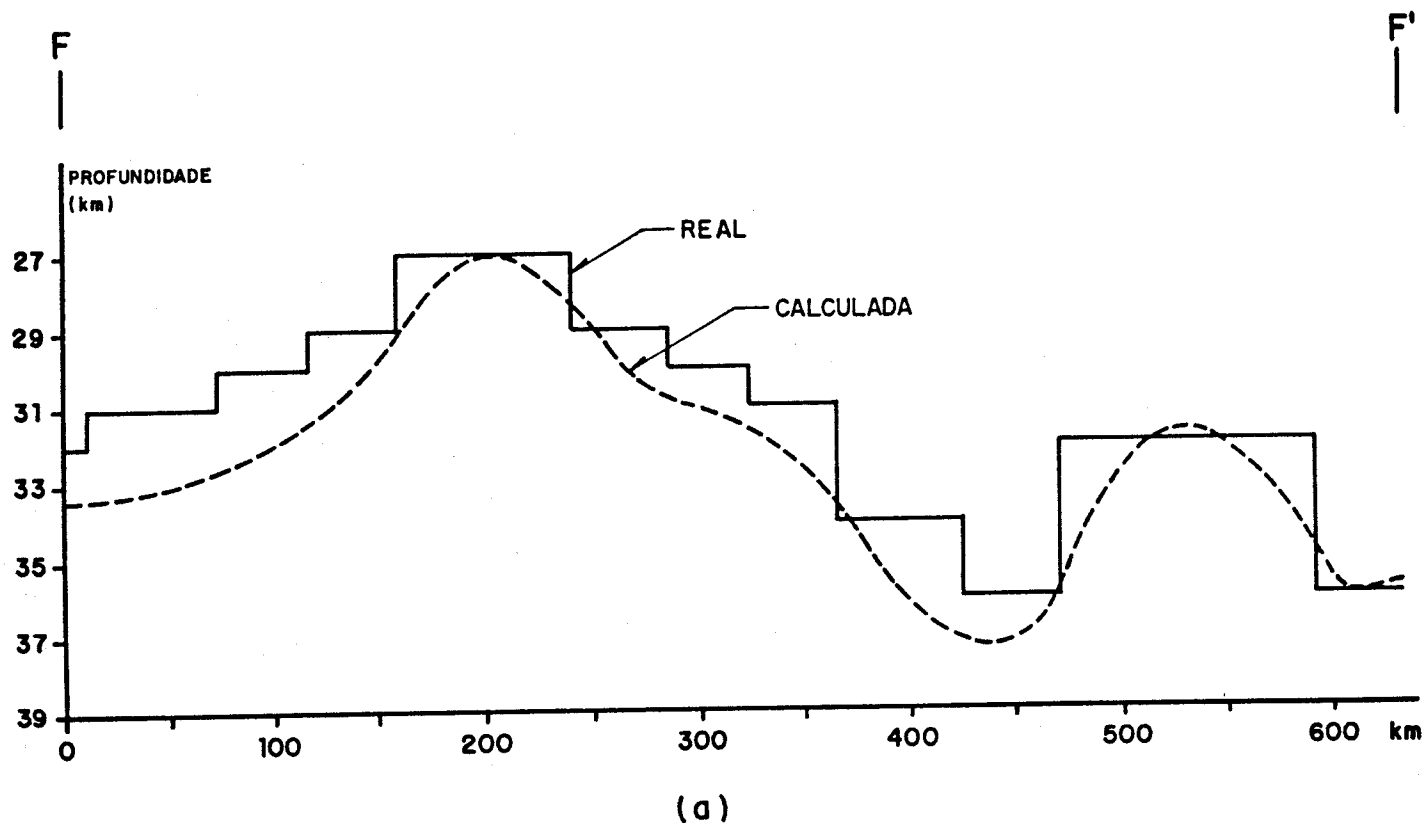


Fig. 13 - Perfis FF' (a) e GG' (b) comparando a estrutura verdadeira (linha contínua) e a calculada (linha tracejada) para o Modelo # 2.

que esteja acima e próximo da profundidade mínima da interface bem como o conhecimento a priori do contraste de densidade entre os dois meios homogêneos.

Para obter o campo gravimétrico produzido pela interface em um nível de referência, é preciso conhecer a profundidade deste nível, que pode ser obtida de informação a priori, como por exemplo estimativas provindas de estudos de sismica ou sismologia, dependendo da escala do trabalho. Já o contraste de densidade pode ser obtido pela determinação da densidade de amostras de rochas que ocorrem na superfície da Terra, podendo, no entanto, ser de difícil estimativa quando ocorrem heterogeneidades litológicas, como no caso de bacias sedimentares. Todavia, a situação é menos crítica quando a interface a ser determinada é a interface crosta-manto, onde pequenas heterogeneidades laterais pouco afetam o valor médio efetivo do contraste de densidade.

Adicionalmente, um intervalo para a profundidade do nível de referência pode ser estimado a partir dos dados gravimétricos empregando o método da máxima curvatura (Roy, 1966).

Este trabalho desenvolveu um método simples e pouco dispendioso para mapear a interface crosta-manto, cujo desempenho foi avaliado através de testes com dados sintéticos produzindo mapeamentos de interfaces bem próximas das estruturas reais.

É importante ressaltar, que estimativas bastante próximas da interface real foram obtidas mesmo em situações onde as premissas necessárias para a aplicação do método são parcialmente violadas.

4 - MÉTODO DE INTERPRETAÇÃO DA COMPONENTE RESIDUAL DO CAMPO GRAVIMÉTRICO

4.1 - Introdução

A crosta terrestre é constituída por diversos tipos de rochas, com heterogeneidades de densidade, decorrentes de sua formação e organização pelos processos geológicos. Tais heterogeneidades são mais acentuadas em escala reduzida, podendo, por exemplo, resultar de bolsões mineralizados com sulfetos em rochas carbonáticas ou variações laterais de fácies numa bacia sedimentar. Por outro lado, em escala global, as heterogeneidades são menos acentuadas, sendo importantes apenas as grandes massas anômalas. Estas podem, no entanto, assumir formas bastante complexas se elas forem resultantes dos processos de deformação da crosta, onde são geradas feições do tipo falhas e dobras, por exemplo.

O estudo das feições intracrustais, caracterizadas por heterogeneidades de densidade, pode ser feito pela gravimetria em escala regional ou continental, através da componente residual do campo gravimétrico que contém primordialmente a resposta gravimétrica de tais feições. Este estudo consiste da resolução do problema inverso em gravimetria, ou seja, encontrar a distribuição de densidade, em subsuperfície, causadora da anomalia gravimétrica observada na superfície. No entanto, o problema inverso em gravimetria não é um problema bem-posto. Um problema é dito bem-posto no sentido dado por Hadamard (1902), de que, quando existe uma solução, ela é única e estável. Um problema não satisfazendo a pelo menos uma das três condições

acima é dito ser mal-posto. O problema gravimétrico inverso é um problema mal-posto porque a solução, apesar de existir, não é única nem estável, uma vez que existem infinitas distribuições de densidade que reproduzem exatamente as observações gravimétricas. Além disso, a presença de pequenas perturbações nas observações, causadas por ruído, provocam grandes variações nas estimativas da distribuição de densidade.

O problema inverso em gravimetria pode, no entanto, ser transformado em um problema bem-posto. A maneira de realizar essa transformação dependerá não só do tipo de abordagem adotado na resolução do problema inverso, como também das restrições impostas às fontes gravimétricas implícitas nos diversos métodos de interpretação.

O problema inverso não-linear, no qual as distribuições de densidade são restritas a formas geométricas simples tendo densidade constante, é um problema bem-posto, ao passo que, o problema inverso linear, na sua forma geral, com o objetivo de determinar uma distribuição contínua de densidade envolvendo todas as fontes, é mal-posto.

No estudo de feições intracrustais pela gravimetria é conveniente trabalhar com o problema linear inverso, uma vez que tal abordagem permite modelar formas geométricas complexas, havendo, no entanto, a necessidade de transformar tal problema (originalmente mal-posto) em um problema bem-posto.

Para tornar única a solução do problema linear inverso, é necessário introduzir informação a priori sobre as fontes. Um procedimento comumente adotado é postular que as fontes são bidimensionais, ou seja, apresentam variação de densidade em apenas duas variáveis espaciais, dentro de uma determinada seção discretizada do semi-espço inferior consistindo

de fontes elementares justapostas. Fora desta seção presume-se não existir fonte. Além disso, a geometria e a posição das fontes elementares (normalmente prismas retangulares) são supostas conhecidas. Esta quantidade de informação a priori é em geral, suficiente para tornar a solução do problema inverso matematicamente única, mas não é suficiente para tornar as soluções estáveis, não tendo, portanto, qualquer utilidade prática um problema inverso formulado desta maneira.

Para se obter estabilidade das soluções é necessário introduzir informação a priori adicional sobre as fontes. Braile et al. (1974) introduzem informação a priori sobre suavidade na variação espacial da densidade através da imposição de menor norma Euclidiana para a solução (implícita na solução do inverso generalizado empregada por estes autores). Last e Kubik (1983) impõem à solução o menor volume compatível com um limite superior para a densidade, através de um algoritmo envolvendo mínimos quadrados reponderados iterativamente. Guillen e Menichetti (1984) impõem à solução o menor momento de inércia em relação ao centro de gravidade ou em relação a um eixo inclinado passando pelo centro de gravidade, através de um algoritmo semelhante ao proposto por Last e Kubik (1983).

Este trabalho apresenta uma solução do problema linear inverso em gravimetria que consiste em produzir um mapa de contrastes de densidades aparentes a partir do mapa de anomalia Bouguer com o objetivo de identificar as possíveis fontes intracrustais causadoras da anomalia gravimétrica.

A fim de tornar única a solução do problema inverso, foi postulado o confinamento das fontes a uma placa horizontal com espessura constante, contida dentro do semi-espço inferior, e discretizada nas duas direções horizontais x e y em peque

nos prismas verticais, retangulares com contraste de densidade constante, mas podendo variar de um prisma para outro. A fim de estabilizar as soluções adotou-se como informação a priori adicional a suavidade espacial da variação de densidade, através de um inverso aproximado amortecido, semelhante ao descrito por Hoerl e Kennard (1970).

Uma restrição à resolução do problema linear inverso é que o número de prismas em que as fontes são discretizadas não deve ser excessivamente grande, pois a dimensão da matriz a ser invertida cresce com a quarta potência do número de prismas em uma das direções de uma malha retangular, tornando virtualmente proibitiva a obtenção de soluções para áreas contendo mais que algumas dezenas de prismas em uma direção. No entanto, devido à existência de um algoritmo eficiente (Leão e Silva, 1989) para reduzir esta limitação para o caso de mapeamento de fontes equivalentes, e ao fato do problema linear inverso formulado acima e o problema da obtenção das intensidades de fontes equivalentes apresentarem a mesma formulação matemática (resolução de um sistema de equações lineares), o referido algoritmo foi empregado neste trabalho.

O método acima descrito foi aplicado a modelos teóricos simples, com e sem interferência, com o objetivo de obter mapas de contrastes de densidade aparentes e analisar a possibilidade de determinar, a partir destes mapas, os contornos horizontais aproximados dos corpos causadores das anomalias gravimétricas. Além disso, são obtidos conjuntos de curvas, envolvendo contraste de densidade aparente em função da profundidade do topo e espessura presumidas para as fontes. Estas curvas são utilizadas em interpretações semi-quantitativas envolvendo tais parâmetros.

4.2 - Metodologia

O problema linear inverso em gravimetria consiste em determinar uma distribuição de densidade que explique as observações da componente vertical do campo gravimétrico feitas na superfície. O campo gravimétrico vertical (g_z) observado no ponto (x, y, z) , fora das fontes é dado por:

$$g_z(x, y, z) = \gamma \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty \int_{-\infty}^\infty p(x', y', z') G(x, y, z, x', y', z') dx' dy' dz', \quad (24)$$

onde γ é a constante gravitacional, $p(x', y', z')$ é a distribuição de densidade e $G(x, y, z, x', y', z')$ é a função de Green relativa ao ponto (x, y, z) , dada por:

$$G(x, y, z, x', y', z') = \frac{\partial}{\partial z} \left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2 \right]^{-1/2}.$$

Este problema, no entanto, não tem solução única, sendo, portanto, mal-posto. Como primeiro passo para tornar o problema bem-posto é necessário forçar a unicidade da solução através da introdução de informação a priori sobre as fontes. Assim sendo, postularemos que as fontes gravimétricas estão confinadas a uma placa com espessura constante t , limitada lateralmente em x e y e com o topo a uma profundidade d (Figura 14). A densidade é presumida variar, dentro desta placa apenas, em x e y . Sob tais premissas, a equação (24) torna-se:

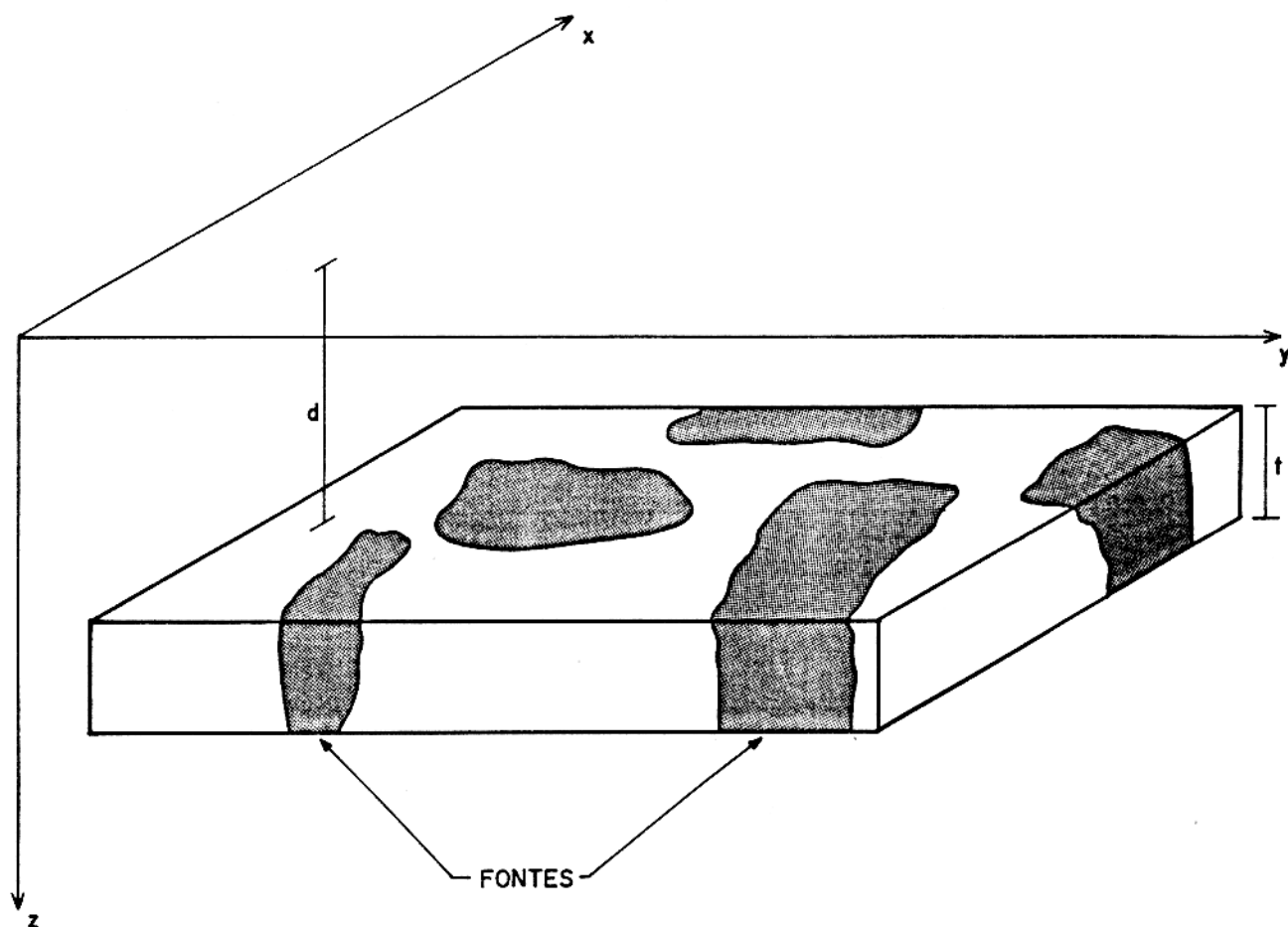


Fig. 14 - Fontes gravimétricas confinadas a uma placa de espessura constante t , limitada lateralmente em x e y e com o topo a uma profundidade d .

$$g_z(x, y, z) = \gamma \iint_{-\infty}^{\infty} \sigma(x', y') G(x, y, z, x', y', d, t) dx' dy' \quad (25)$$

Por outro lado, o potencial gravimétrico U em um ponto (x, y, z) é dado por:

$$U(x, y, z) = \gamma \iiint_{-\infty}^{\infty} \frac{p(x', y', z') dx' dy' dz'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2]^{1/2}} \quad (26)$$

Pelo teorema da camada equivalente, a distribuição tridimensional de densidade $p(x', y', z')$ pode ser substituída por uma distribuição bidimensional de densidade $\sigma(x', y', d)$ localizada a uma profundidade d acima das fontes reais, tal que o potencial gravimétrico dado na equação (26) pode ser expresso de maneira exata como uma função de $\sigma(x', y', d)$ ao invés de $p(x', y', z')$:

$$U(x, y, z) = \gamma \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{\sigma(x', y', d) dx' dy'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (d-z)^2]^{1/2}} \quad (27)$$

A componente vertical do campo gravimétrico (g_z) em $z=0$ é dada por:

$$g_z = \left. \frac{\partial U(x, y, z)}{\partial z} \right|_{z=0} = \gamma \iint_{-\infty}^{\infty} \sigma(x', y', d) B(x, y, z, x', y', d) dx' dy' \quad (28)$$

sendo $B(x,y,z,x',y',d)$ a função de Green da camada equivalente.

Desta maneira, a solução do problema inverso de determinar $\sigma(x',y')$ na equação (25) é equivalente a resolver o problema da camada equivalente, dado pela equação (28), que consiste na resolução de uma equação integral.

Na prática, o campo gravimétrico vertical é conhecido em um número finito de pontos impondo-se ainda que as fontes também sejam discretas e limitadas a um volume finito da subsuperfície. Desse modo, as equações (25) e (28) podem ser transformadas em equações matriciais através de um procedimento semelhante ao proposto por Silva e Hohmann (1984). Ambas as equações matriciais têm a mesma forma, dada por:

$$\bar{g}_z^o = \bar{A} \bar{p} \quad , \quad (29)$$

onde $\bar{g}_z^o$ é o vetor que contém as N observações do campo gravimétrico, $\bar{p}$ é o vetor que contém M valores de densidades a serem determinados e $\bar{A}$ é uma matriz N x M que descreve a função de Green da placa, no caso da equação (25), ou da camada equivalente, no caso da equação (28). A solução da equação (29) será obtida por:

$$\hat{\bar{p}} = \bar{A}^+ \bar{g}_z^o \quad , \quad (30)$$

onde $\hat{\bar{p}}$ é o vetor que contém a estimativa dos contrastes de densidades e $\bar{A}^+$ é um inverso aproximado amortecido.

Para obter $\hat{p}$ da equação (30) seguiremos a metodologia proposta por Leão e Silva (1989). Esta metodologia consiste em efetuar transformações lineares de dados de campos potenciais usando o princípio da camada equivalente. Para tanto, o pseudo-inverso dos mínimos quadrados subdeterminado ($N < M$) é empregado como operador inverso, fazendo

$$\bar{A}^+ = \bar{A}^T \bar{D} (\bar{D} \bar{A} \bar{A}^T \bar{D} + \lambda \bar{I})^{-1} \bar{D} , \quad (31)$$

na equação (30), onde λ é um número pequeno positivo e $\bar{D}$ é a matriz diagonal normalizante com elementos

$$d_{ii} = \left[\sum_{j=1}^M a_{ij}^2 \right]^{-1/2} , \quad i=1, \dots, N.$$

A escolha do pseudo-inverso dos mínimos quadrados subdeterminado tem como vantagem o fato de que a matriz a ser invertida é de dimensão $N \times N$ e não $M \times M$, o que torna sua dimensão independente do número M de fontes equivalentes discretas, que podem portanto ser estendidas além do limite da janela de dados, de modo a levar em conta as fontes interferentes. Para tornar operacional a inversão desta matriz, a janela de dados empregada deve ser pequena, de modo que áreas contendo grande número de observações devem necessariamente ser processadas por partes. No entanto, quando da aplicação do operador por partes, aparecem notáveis descontinuidades nas bordas de janelas adjacentes. Para minimizar este efeito de borda, a propriedade física é

calculada apenas no ponto central da janela de dados, o que equivale, na equação (30) a pré-multiplicar o vetor $\bar{g}^0$ apenas pela linha de $\bar{A}^+$ correspondente à fonte localizada no ponto central da janela de dados. Desta maneira, o operador inverso, no caso de dados regularmente espaçados só precisa ser calculado uma única vez e aplicado às observações de modo semelhante a uma operação de convolução discreta.

A solução da equação (25) pelo método acima descrito usa a função de Green correspondente a prismas verticais finitos (Steiner, 1978), uma vez que a placa, onde as fontes estão supostamente confinadas, é discretizada, presumindo-se prismas como fontes elementares. Todos os prismas têm a mesma espessura e profundidade do topo e os contrastes de densidade (constantes para cada prisma) são os parâmetros a serem determinados.

Conhecendo-se a profundidade do topo e a espessura, de ser desenhado o mapa de contraste de densidade aparente. Este mapa fornece uma interpretação quantitativa da posição e da extensão horizontal das fontes, pois a curva de contorno correspondente à metade do valor máximo do contraste de densidade delimita o contorno aproximado do corpo causador da anomalia, mesmo quando a profundidade do topo e a espessura são fixadas em valores diferentes dos reais.

Quando não se dispõe de informação a priori sobre a profundidade do topo e a espessura das fontes, é conveniente obter uma família de curvas de densidades aparentes versus profundidade do topo presumida para cada valor de espessura, também presumida, cobrindo intervalos factíveis para a profundidade do topo e a espessura. Este tipo de gráfico permite uma interpretação semi-quantitativa, conforme será mostrado na próxima seção.

4.3 - Aplicação em dados sintéticos

Com o objetivo de avaliar o desempenho do método proposto, este foi aplicado ao campo gravimétrico produzido por prismas verticais finitos, tanto isolados como interferentes.

Nos testes realizados, a placa, onde as fontes são presumidas estar contidas, foi discretizada em 31 prismas verticais finitos, em cada direção horizontal x e y , tendo a mesma profundidade do topo e espessura. Cada prisma tem dimensões de 7,5 km na direção x por 7,5 km na direção y . A janela de observações utilizada foi definida numa malha de 7×7 pontos cobrindo uma área de $2756,25 \text{ km}^2$.

O valor de 0,1 foi utilizado para a constante positiva λ da equação (31), selecionado com base em testes empregando dados sintéticos, onde, através da inspeção de vários mapas de densidade aparente, correspondentes a diferentes valores crescentes de λ , selecionou-se o menor valor de λ a partir do qual não houve mudanças qualitativas nos mapas.

Modelo # 1: Corpo isolado

Este modelo consiste de um prisma vertical finito com espessura de 5 km, contraste de densidade de $0,35 \text{ g/cm}^3$ e a profundidade do topo de 8 km. A Figura 15 mostra o campo gravimétrico produzido por este corpo.

Para se empregar o método proposto com o objetivo de obter um mapa de densidades aparentes, é necessário conhecer a profundidade do topo e a espessura que serão empregadas na discretização da placa.

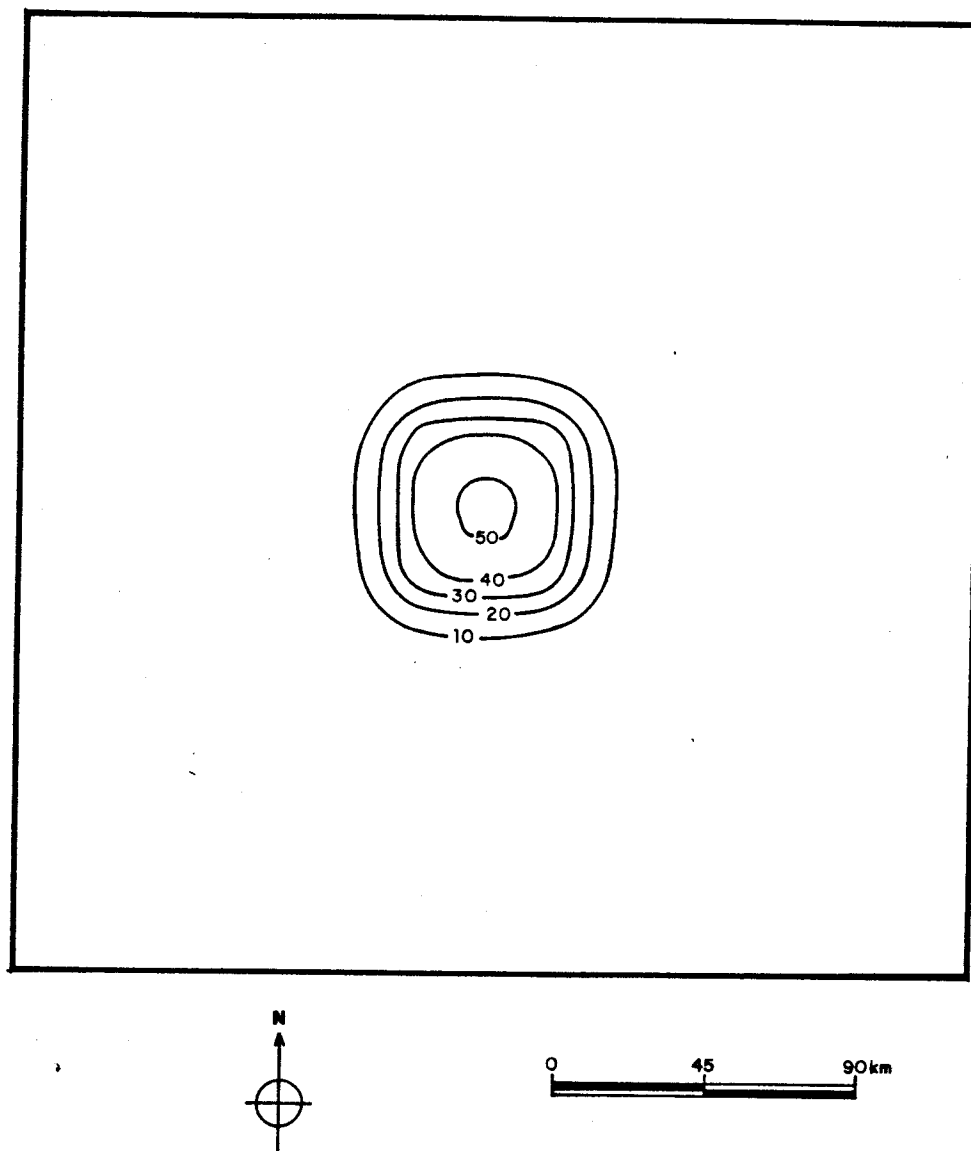


Fig. 15 - Campo gravimétrico sintético do Modelo # 1. Intervalo de contorno 10 mGal.

A Figura 16 mostra o mapa de contraste de densidade aparente obtido a partir do campo gravimétrico da Figura 15, discretizando-se a placa em prismas com profundidade do topo em 8 km e espessura de 5 km. Este mapa mostra que a curva correspondente à metade do valor máximo do contraste de densidade aparente fornece uma excelente estimativa do contorno do corpo. Neste caso, o valor máximo obtido para o contraste de densidade foi de $0,38 \text{ g/cm}^3$, logo a curva de 0,19 corresponderia ao contorno do corpo. Como pode ser observado na Figura 16, o contorno real do corpo está bem próximo da curva de 0,20. Esta interpretação quantitativa é possível mesmo quando a profundidade do topo e a espessura pressupostas para os prismas elementares não coincidem com as da fonte real.

Quando não se dispõe de informação a priori sobre a profundidade do topo e a espessura que devem ser empregadas na discretização da placa, é conveniente construir uma família de curvas de densidade aparente versus profundidade presumida para o topo, cobrindo diferentes valores de espessura presumida, dentro de um intervalo factível de ocorrência dos referidos parâmetros. Para se obter os pontos das referidas curvas, transforma-se o campo gravimétrico em um mapa de contrastes de densidade aparentes fixando-se determinados valores para a profundidade do topo e para a espessura. O valor máximo do contraste de densidade aparente estimado é tomado como o valor representativo, uma vez que ele ocorre no centro do corpo causador da anomalia, sendo portanto o menos afetado pelo efeito de borda. Este valor máximo e a profundidade do topo presumida compõem um par de coordenadas do gráfico para o valor fixado de espessura. O procedimento é então repetido para outros valores de profundidades do topo mantendo fixa a espessura, gerando assim uma curva

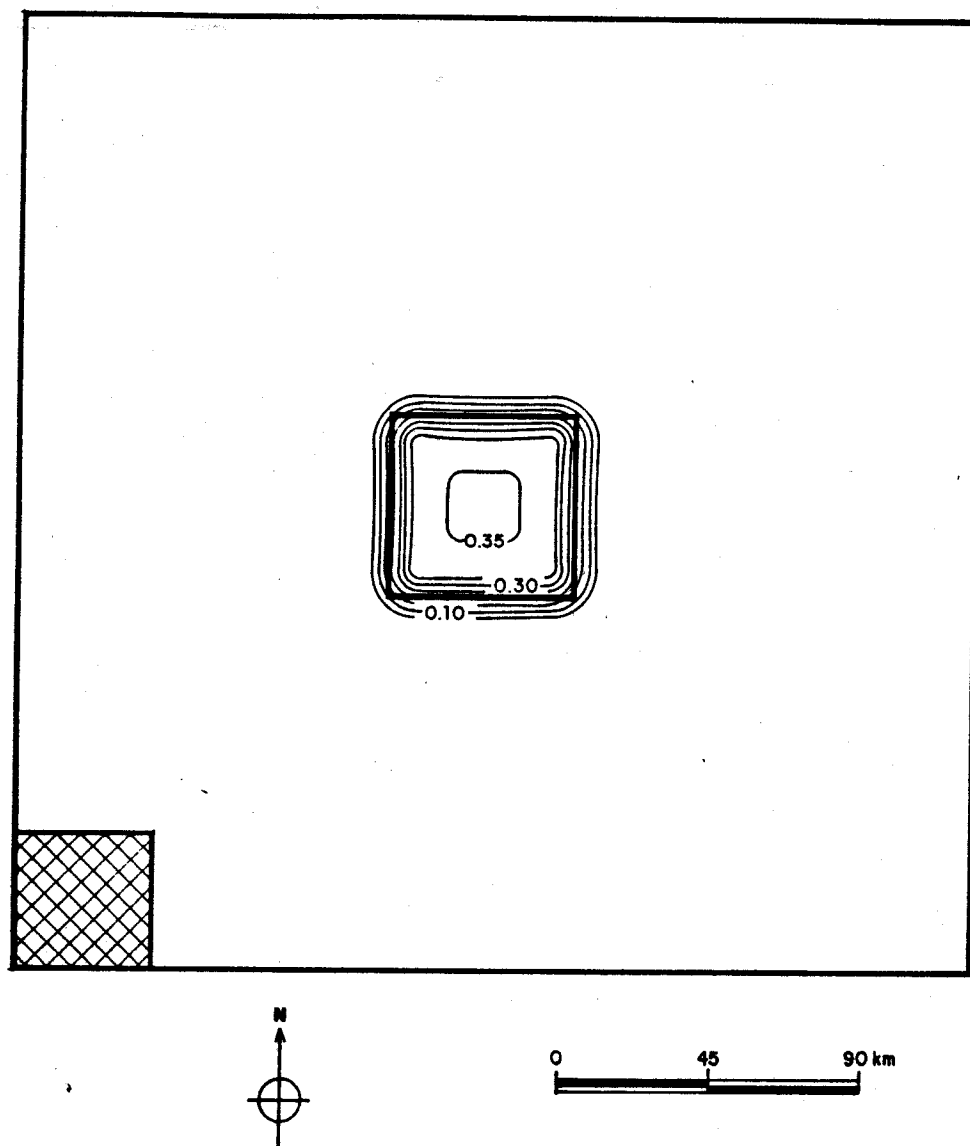


Fig. 16 - Mapa de contraste de densidade aparente obtido a partir do campo sintético do Modelo # 1, postulando uma profundidade do topo de 8 km e espessura de 5 km para a placa que contém as fontes. A fonte real, cujo contorno é mostrado em linha grossa, tem profundidade do topo a 8 km e espessura de 5 km. O valor de λ empregado foi de 0,1 e a janela de dados, mostrada no canto inferior esquerdo, tem dimensão de 6 X 6 intervalos de espaçamento. Intervalo de contorno 0,05 g/cm³.

correspondente à espessura fixada. Um outro valor é agora atribuído à espessura e o processo é repetido, gerando uma família de curvas, cada uma correspondendo a um valor constante de espessura.

A Figura 17 mostra estas famílias de curvas de densidades aparentes versus profundidade do topo para diversos valores de espessura para o modelo # 1 (Figura 17a) onde a profundidade do topo real é de 8 km, bem como para os casos da profundidade do topo real ser de 5 km (Figura 17b) e 15 km (Figura 17c). Para uma dada profundidade da fonte real, o contraste de densidade aparente varia monotonicamente com a profundidade para uma mesma espessura e o gradiente se torna cada vez mais suave à medida que aumenta a espessura das fontes equivalentes. Observa-se ainda que as curvas apresentam um certo intervalo de profundidade onde o gradiente é virtualmente horizontal (a, b e c nas Figuras 17a, 17b e 17c, respectivamente). O comprimento deste intervalo caracteriza a profundidade relativa da fonte real. Por exemplo, na Figura 17 temos $b < a < c$, correspondendo a corpos com topo a 5, 8 e 15 km, respectivamente. Este tipo de gráfico pode ser utilizado em interpretações quantitativas ou semi-quantitativas. A interpretação quantitativa só é possível se se dispõe de informação a priori sobre dois dos três parâmetros envolvidos. Por exemplo, se o contraste de densidade é $0,4 \text{ g/cm}^3$ e a profundidade do topo é de 8 km, então a espessura do corpo é de 5 km para o modelo da Figura 17a. A interpretação semi-quantitativa, por sua vez, exige apenas o conhecimento a priori de um dos parâmetros e um limite inferior ou superior para um segundo parâmetro. Por exemplo, se o contraste de densidade é $0,35 \text{ g/cm}^3$ e o corpo se localiza no mínimo a 13 km de profundidade então a espessura mínima do corpo é

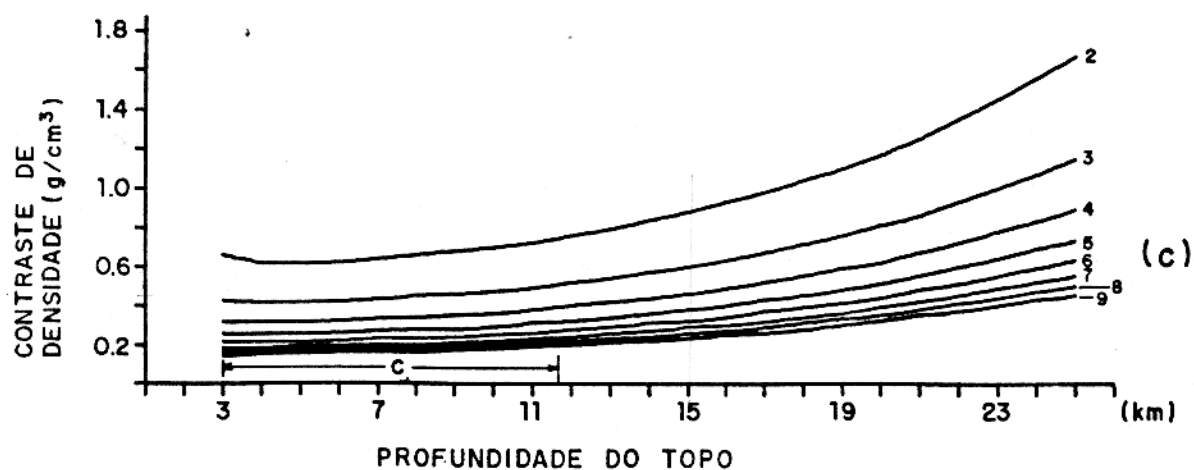
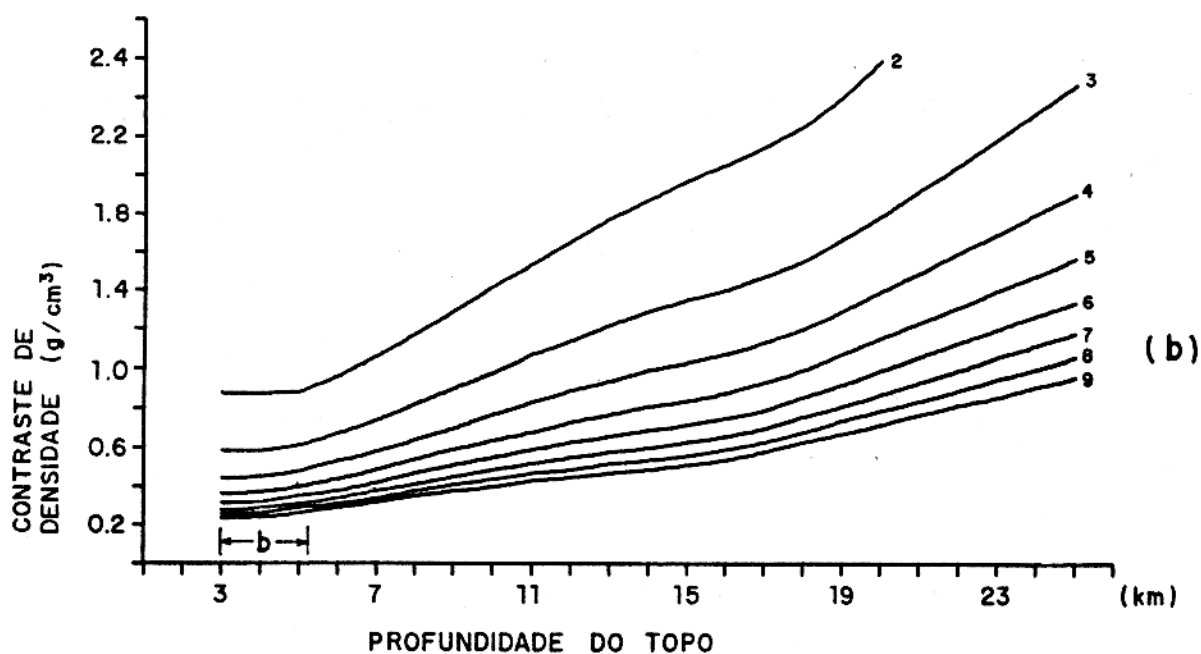
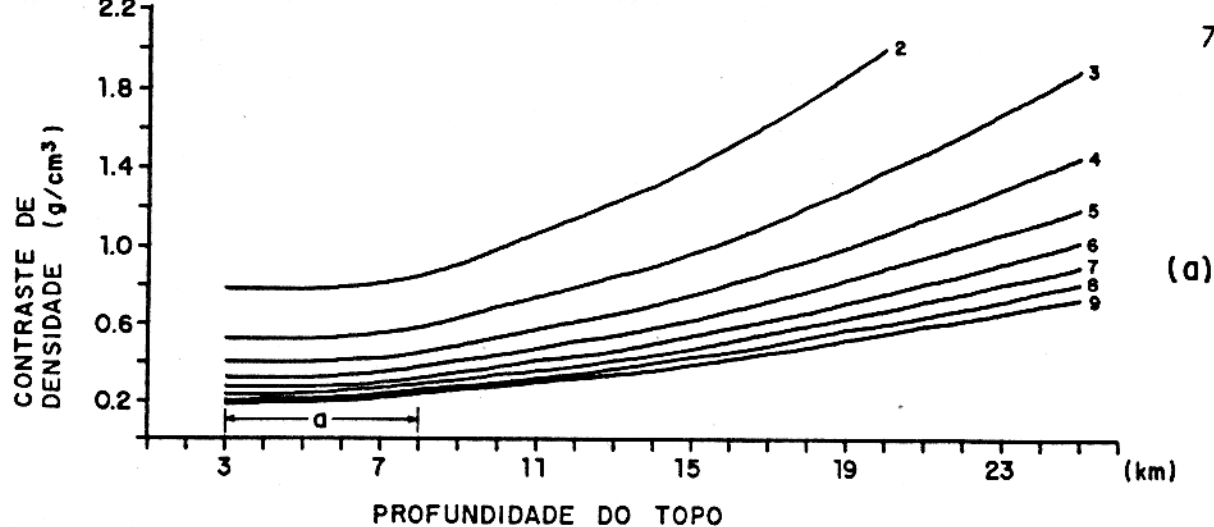


Fig. 17 - Famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo da placa para diversos valores de espessura (em km) para corpos com a mesma seção do Modelo # 1; espessura de 5 km e profundidades do topo a 8 km (a), 5 km (b) e 15 km (c).

de 5 km para o modelo da Figura 17c. Nas Figuras 17a a 17c observamos que as estimativas do topo são menores do que os valores verdadeiros, mesmo quando o contraste de densidade e a espessura da placa são as mesmas do modelo que geraram o campo sintético. Por exemplo, o modelo da Figura 17c tem contraste de densidade $0,35 \text{ g/cm}^3$, espessura de 5 km sendo a profundidade do topo estimada de 13 km ao invés de 15 km, que é a profundidade do topo verdadeira. Esta imprecisão é devida ao uso de um valor muito baixo para o parâmetro de amortecimento. Tal valor foi suficiente para estabilizar o problema, mas insuficiente para recuperar a amplitude máxima correta da densidade aparente, produzindo valores maiores que os verdadeiros.

Modelo # 2: Corpos interferentes

A Figura 18 mostra o campo gravimétrico produzido pelo modelo # 2. Este modelo consiste de três prismas verticais finitos, com contraste de densidade de $0,35 \text{ g/cm}^3$. O maior prisma (A), alongado na direção NE-SW, localizado na porção central da área tem 15 km de profundidade do topo e 5 km de espessura. O segundo (B), alongado na direção NW-SE, localiza-se na porção SE da área, tem 20 km de profundidade do topo e 4 km de espessura. O terceiro prisma (C), alongado na direção NE-SW, localizado na porção leste da área, possui 22 km de profundidade do topo e 4 km de espessura.

A Figura 19 mostra o mapa de contraste de densidade aparente, obtido a partir do campo gravimétrico da Figura 18, quando a placa horizontal que contém as fontes foi discretizada por prismas cujas profundidades do topo se encontram a 15 km e

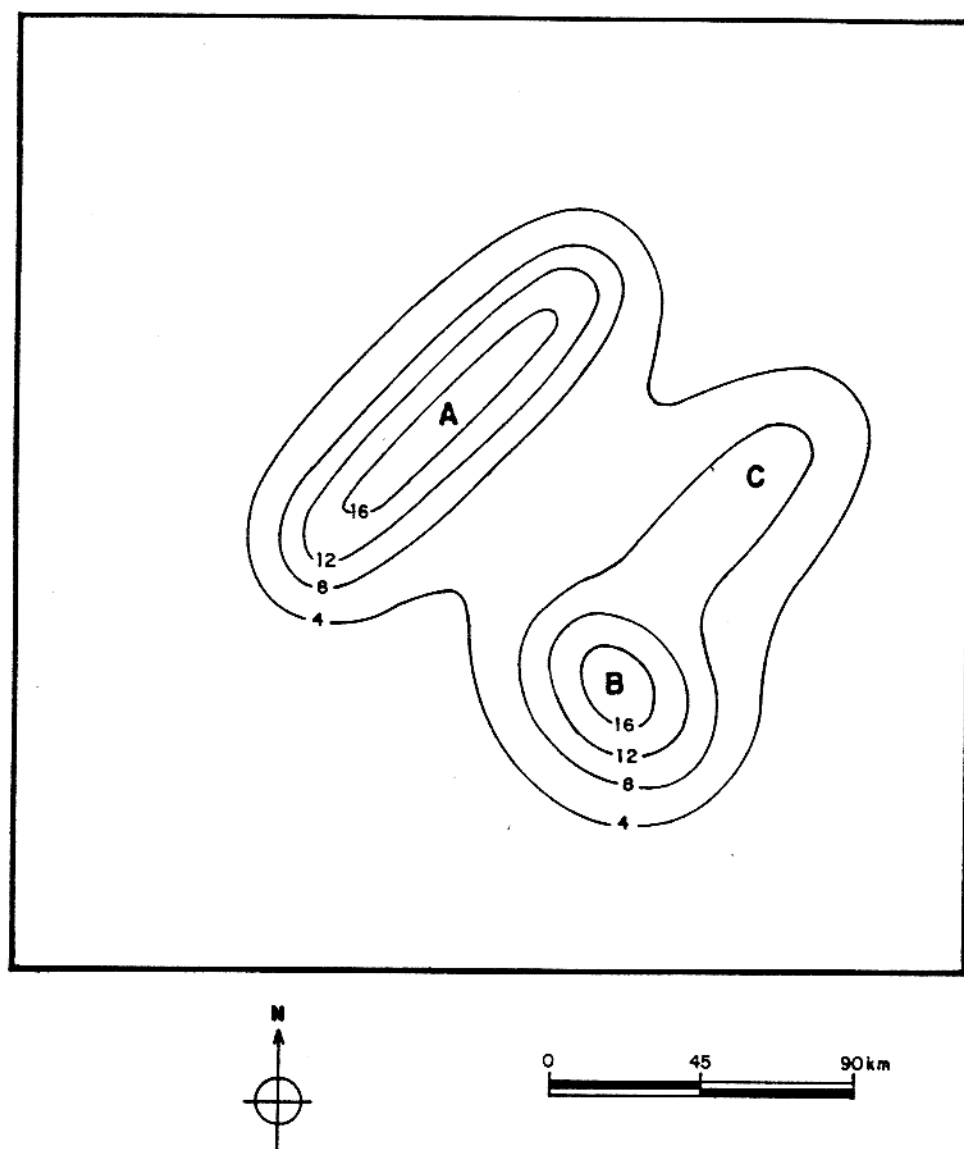


Fig. 18 - Campo gravimétrico sintético do Modelo # 2. Intervalo de contorno 4 mGal.

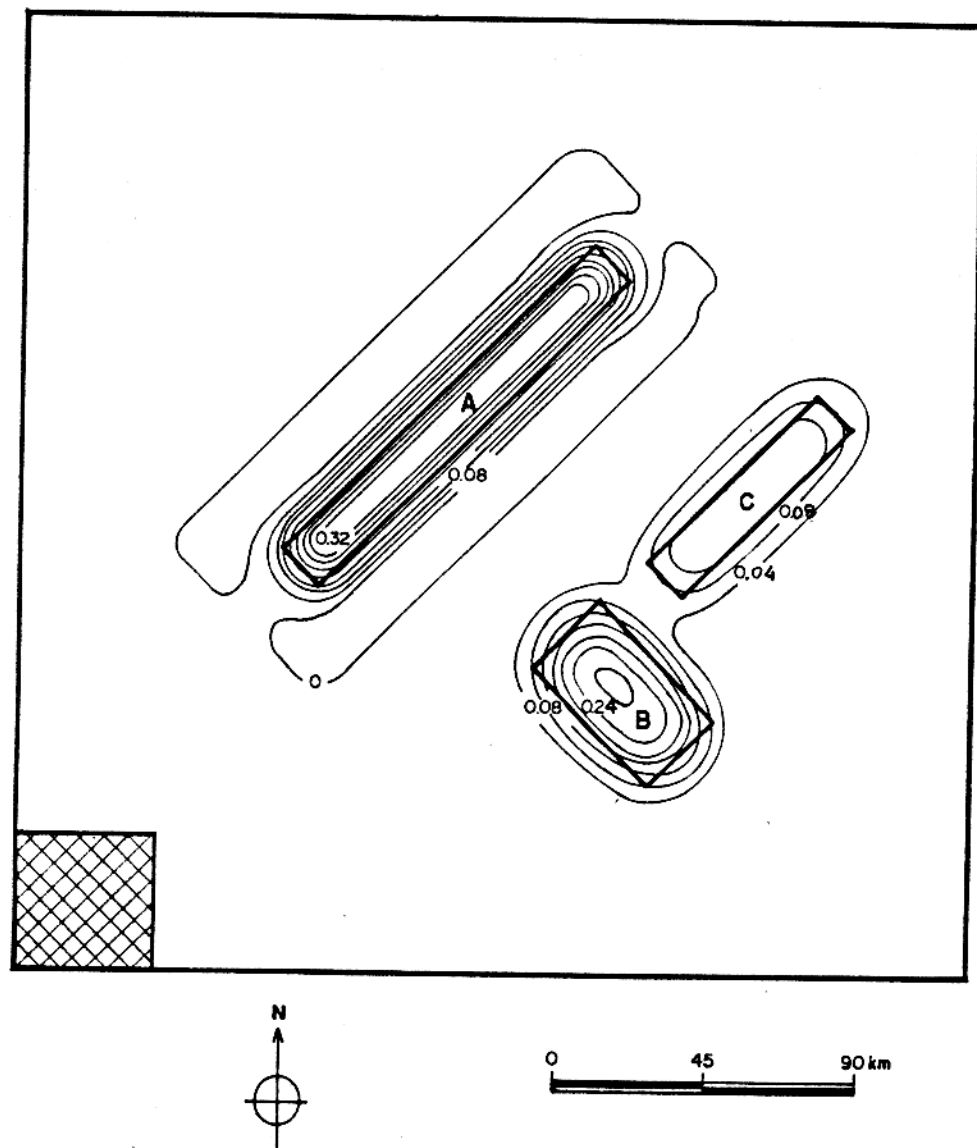


Fig. 19 - Mapa de contraste de densidade aparente obtido a partir do campo sintético do Modelo # 2, postulando uma profundidade do topo de 15 km e espessura de 4 km para a placa que contém as fontes. As fontes reais, cujos contornos são mostrados em linha grossa, têm profundidades do topo e espessuras, respectivamente, de 15 km e 5 km (corpo A), 20 km e 4 km (corpo B) e 22 km e 4 km (corpo C). O valor de λ empregado foi de 0,1 e a janela de dados, mostrada no canto inferior esquerdo, tem dimensão de 6 X 6 intervalos de espaçamento. Intervalo de contorno 0,04 g/cm³.

com espessuras de 4 km. Este mapa mostra que o contorno de cada um dos prismas pode ser delineado, aproximadamente, pela curva de contorno referente à metade do valor máximo do contraste de densidade aparente correspondente a cada prisma. No caso dos dois corpos alongados na direção NE-SW (A e C) a curva correspondente à metade do valor máximo do contraste aparente fornece uma estimativa da largura maior do que a real, decorrente das reduzidas dimensões dos prismas A e C na direção NW-SE (14 km) em relação às dimensões das fontes prismáticas elementares (7,5 km). Para que a largura seja bem estimada, ela deve ser pelos menos três vezes maior do que a dimensão da fonte elementar (Silva e Holmann, 1984). Apesar disso, a estimativa do comprimento dos dois corpos (A e C), na direção NE-SW coincide com o comprimento real.

As Figuras 20a, 20b e 20c mostram famílias de curvas de densidade aparente versus profundidade do topo para diversos valores de espessuras para os corpos A, B e C do modelo # 2, respectivamente. Estes gráficos mostram que, na presença de múltiplas fontes, pode-se obter uma relação semi-quantitativa entre as profundidades do topo das diversas fontes, através da análise da inclinação das curvas. Os corpos produzindo curvas de densidade aparente com maior inclinação serão os mais rasos. Por exemplo, o corpo mais raso A apresenta curvas mais inclinadas (Figura 20a) que o corpo B que está mais fundo (Figura 20b). O corpo C é o mais fundo de todos e apresenta as curvas mais suaves. Além disso, a diferença entre os valores da densidade aparente correspondente ao menor e maior valor da espessura, para o menor nível de profundidade presumido (distâncias a, b e c nas Figuras 20a, 20b e 20c, respectivamente) também caracteriza a profundidade relativa da fonte real. Por exemplo

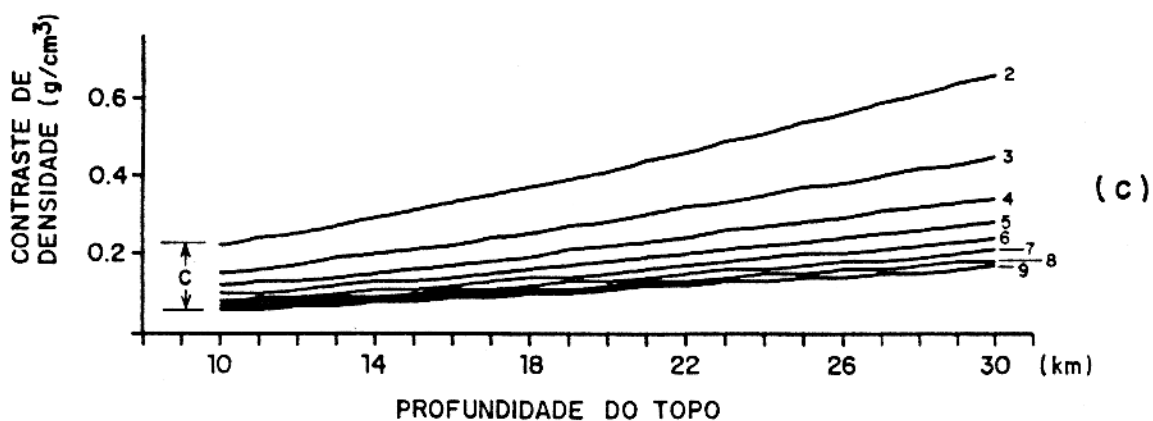
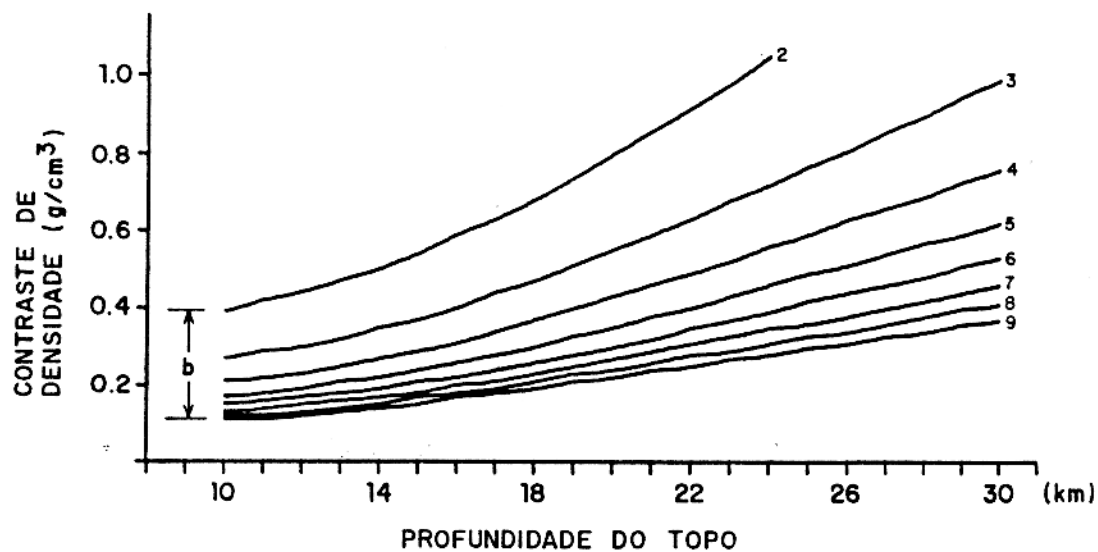
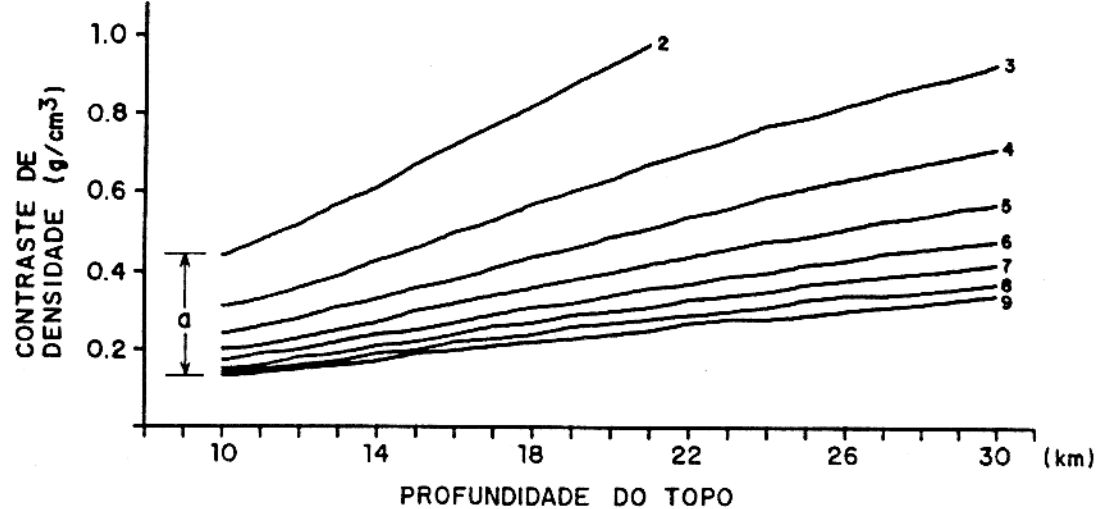


Fig. 20 - Famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo da placa para diversos valores de espessura (em km) para os corpos A (a), B (b) e C (c), cujos contornos estão assinalados na Figura 19, tendo profundidades do topo a 15 km, 20 km e 22 km, respectivamente.

na Figura 20 temos $a > b > c$, correspondendo ao corpo A mais raso que o corpo B e este mais raso que o corpo C. A determinação do valor absoluto de um dos 3 parâmetros (densidade, profundidade do topo e espessura), no entanto, dependerá do conhecimento a priori sobre os outros 2.

4.4 - Conclusões

Apresentamos uma solução do problema inverso linear em gravimetria, voltado à interpretação de anomalias intracrustais, que consiste no mapeamento de contrastes de densidades aparentes a partir do mapa de anomalia Bouguer.

Para realizar este mapeamento é necessário postular ou ter informação a priori sobre a profundidade do topo e a espessura das fontes elementares que discretizam a placa onde as fontes estão supostamente confinadas, obtendo-se então os limites laterais do corpo causador da anomalia através da inspeção da curva correspondente à metade do valor máximo do contraste de densidade aparente mapeado. Quando se postulam valores para a profundidade do topo e para a espessura que não são os valores verdadeiros, ainda assim se obtém estimativas razoáveis dos limites laterais do corpo, mesmo na presença de corpos interferentes.

Através do método desenvolvido é possível ainda obter-se famílias de curvas, envolvendo o contraste de densidade aparente, a profundidade do topo e a espessura postuladas, que possibilitam uma interpretação quantitativa ou semi-quantitativa dependendo da quantidade e da qualidade da informação a priori disponível sobre os três parâmetros. Nas análises com

dados sintéticos obtivemos estimativas para a profundidade do topo menores do que as verdadeiras em decorrência da utilização de um valor do parâmetro de amortecimento menor do que o necessário para recuperar corretamente a amplitude máxima da densidade aparente. No entanto, mesmo no caso de fontes interferentes, as estimativas das profundidades relativas estão de acordo com os do modelo teórico.

5 - APLICAÇÃO EM DADOS REAIS

5.1 - Introdução

No contexto da Plataforma Sul-Americana, vários modelos geotectônicos tem sido propostos para explicar as diferentes feições lito-estruturais presentes no domínio do seu embasamento. Assim, por exemplo, têm sido contemplados modelos de evolução ensiálica para muitas faixas de dobramentos (Almeida, 1968; Hasui et al., 1975; Brito Neves, 1975; Sá et al., 1976; Pflug e Renger, 1973; Costa e Inda, 1982); de evolução envolvendo o ciclo de Wilson (Torquato e Fogaça, 1981; Marini et al., 1981; Ribeiro e Lichtenberg, 1978; Issler, 1982; Abreu et al., 1984); de evolução em contexto de "back-arc" (Porada, 1979; Cesar, 1980; Jost, 1984); e de evolução envolvendo "mobile belts" (Almeida, 1981; Mascarenhas, 1981; Mello, 1978; Cordani e Brito Neves, 1982). No entanto, a maioria dos modelos propostos não recebeu um suporte adequado dos diferentes métodos geofísicos de modo que a interpretação da estrutura crustal, volta da para o entendimento geodinâmico, ficou prejudicada, chegando-se inclusive a proposição de modelos conflitantes para mesmas áreas (Marini et al., 1981; Hasui et al., 1981; Hasui e Haralyi, 1985).

Apenas em algumas regiões foram desenvolvidos trabalhos geológicos com apoio da interpretação de dados geofísicos envolvendo, particularmente, dados de levantamentos gravimétricos. Os primeiros trabalhos foram desenvolvidos no Estado da Bahia (Gomes e Motta, 1978) e no oeste do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes (Haralyi, 1978). Mais recentemente,

a partir da integração e interpretação a nível regional dos dados geofísicos disponíveis têm sido divulgados modelos geotectônicos para diferentes regiões do território brasileiro, a exemplo do oeste de Minas Gerais e regiões adjacentes (Almeida et al., 1980), leste de Pernambuco, Alagoas, centro-norte de Sergipe e nordeste da Bahia (Rand et al., 1980), do Estado da Bahia (Davino, 1980), do Estado de Goiás (Haralyi et al., 1985), da região Amazônica (Hasui et al., 1984), do Estado de Minas Gerais (Haralyi et al., 1985) e da parte leste do Brasil (Haralyi e Hasui, 1982a e b e 1985), mostrando que estudos envolvendo a integração geologia-geofísica são fundamentais no entendimento da estrutura crustal. Tais interpretações demonstram a existência de vários blocos crustais que se articulam através de descontinuidades de baixo ângulo com caráter de cavalgamento, além de descontinuidades de alto ângulo com grandes deslocamentos horizontais. Nas regiões de interação entre os blocos, as unidades litológicas experimentaram forte estiramento e estão arranjadas em um padrão anastomótico ou lenticularizado, definindo faixas linearizadas que, em alguns casos, podem alcançar algumas centenas de quilômetros de largura. Nesse contexto, aparecem rochas de alto grau metamórfico (gnaisses diversos, corpos metamáficos e/ou metaultramáficos e metassedimentos). As porções internas dos blocos são formadas, no geral, por granitóides e seqüências metavulcano-sedimentares do tipo "greenstone belts" e, ao contrário das porções de interação dos blocos, não apresentam arranjos fortemente linearizados.

Desta forma, tornou-se possível a visualização das relações estruturais e tectônicas entre os terrenos granitos-"greenstone" e os cinturões de alto grau no contexto da evolução da crosta continental antiga no Brasil.

Com esse enfoque, aplicou-se o método gravimétrico em busca do entendimento da arquitetura crustal na região que compreende os setores norte e noroeste dos estados do Piauí e Ceará, respectivamente. A interpretação dos dados gravimétricos será feita de acordo com a metodologia desenvolvida nos capítulos anteriores do presente trabalho e não com os métodos correntemente usados. A metodologia desenvolvida consiste da separação das componentes regional e residual, do mapeamento da topografia da interface crosta-manto a partir da componente regional e do mapeamento dos contrastes de densidades das fontes intracrustais a partir da componente residual, tendo cada etapa sido analisada individualmente através de testes com dados sintéticos. Com o objetivo de avaliar a aplicação simultânea das três etapas em uma determinada área, apresentamos a seguir um teste com dados sintéticos simulando um contexto geológico semelhante ao que esperamos encontrar na área a ser estudada.

5.2 - Metodologia aplicada a dados sintéticos

O modelo teórico ao qual será aplicada a metodologia corresponde ao modelo # 3 do capítulo 2. Este modelo tem como fontes regionais profundas prismas verticais justapostos com a profundidade do topo variando entre 27,5 e 29,5km e como fontes residuais dois prismas verticais finitos, com a mesma profundidade do topo de 12,5 km, mesma espessura de 2,5 km e o mesmo contraste de densidade de 0,2 g/cm³. Assim sendo, o campo gravimétrico total (Figura 7a) que está contaminado com ruído Gaussiano aditivo com média nula e desvio padrão 0,3 mGal é o resultado da superposição do campo regional teórico (Figura 10)

com o campo residual teórico (Figura 8a). O campo regional foi modelado por um polinômio de grau 9 pelo método PNW e o resultado é mostrado na Figura 7e. O campo residual (Figura 8d) foi obtido subtraindo-se do campo total (figura 7a) o campo regional produzido pelo método PNW.

Aplicou-se o método da máxima curvatura (Roy, 1966) aos dados do campo regional separado pelo método PNW e obteve-se o intervalo de 26 a 28 km para a profundidade do topo das fontes regionais cujo ponto médio (27 km) foi tomado como estimativa para o nível de referência.

O campo regional separado (Figura 7e) foi transformado no mapa de distâncias verticais da Figura 21a, em relação ao nível de referência $d = 27$ km. Este mapa mostra um aumento de resolução das feições causadoras do campo regional, como por exemplo as feições A, B e E, assinaladas nas Figuras 10 e 21a.

A Figura 21b mostra o perfil FF' indicado no mapa de distâncias verticais (Figura 21a), em que é feita a comparação entre a estrutura verdadeira (linha contínua) e a superfície determinada pelo método de mapeamento da interface (linha tracejada). Observa-se, que a concordância entre as duas superfícies é, em geral, bastante boa, com exceção do baixo C, para o qual o método de ajuste polinomial não tem resolução, devido ao grau do polinômio ajustado ser ainda insuficiente para detectar feições dessa ordem de grandeza.

A Figura 22 mostra o perfil GG' indicado no mapa de distâncias verticais (Figura 21a) em que é feita a comparação entre a estrutura verdadeira (linha contínua) e a superfície determinada pelo método de mapeamento da interface (linha tracejada). Nota-se, uma concordância boa entre as duas superfícies, embora a superfície calculada apresente um ligeiro deslocamento.

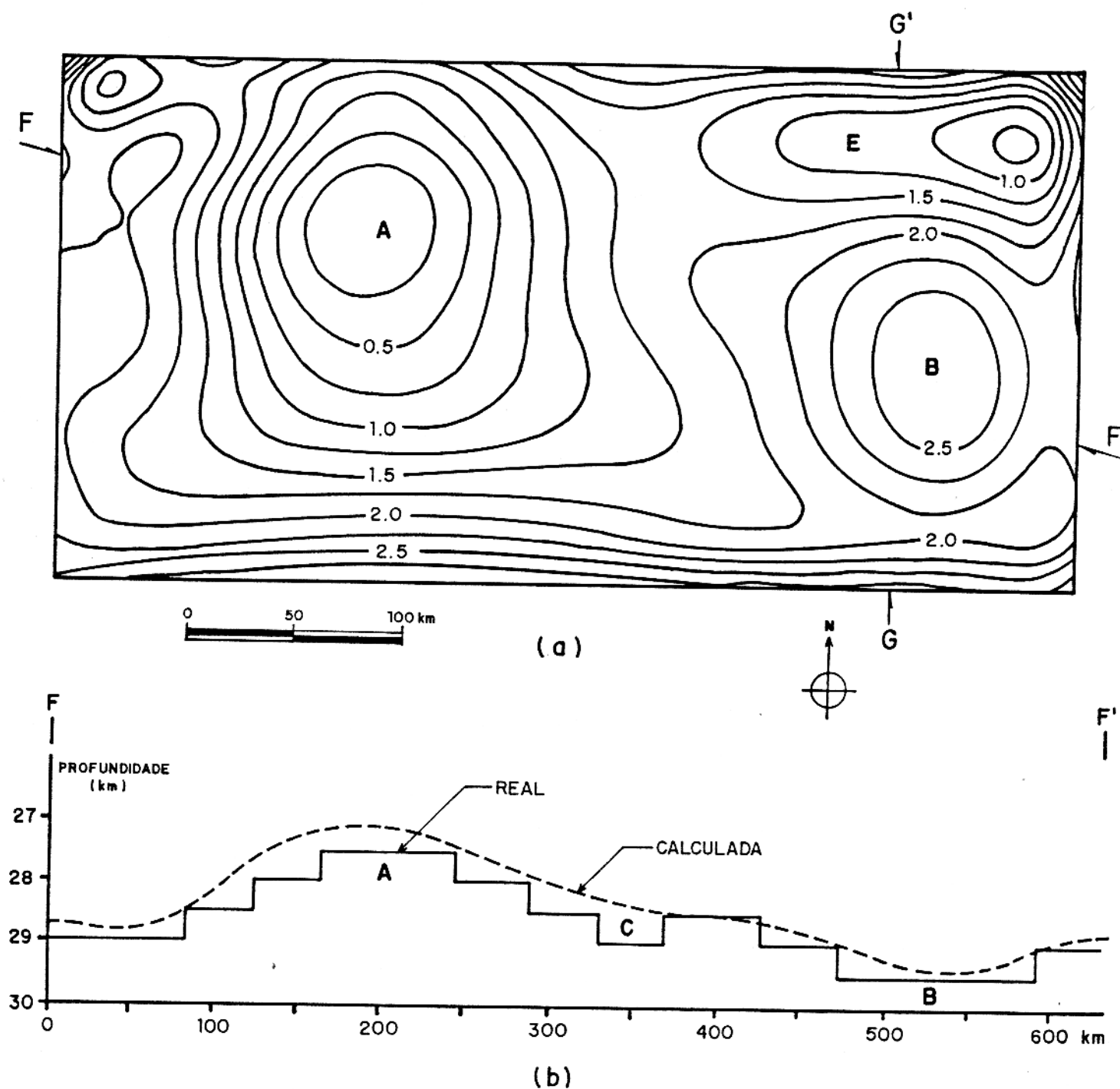


Fig. 21 - (a) Mapa de distâncias verticais em relação ao nível de 27 km, obtido pela transformação do campo regional separado pelo método PNW (Figura 7e). Intervalo de contorno 0,25 km. (b) Perfil FF' comparando a estrutura verdadeira (linha contínua) e a calculada pelo método proposto (linha tracejada).

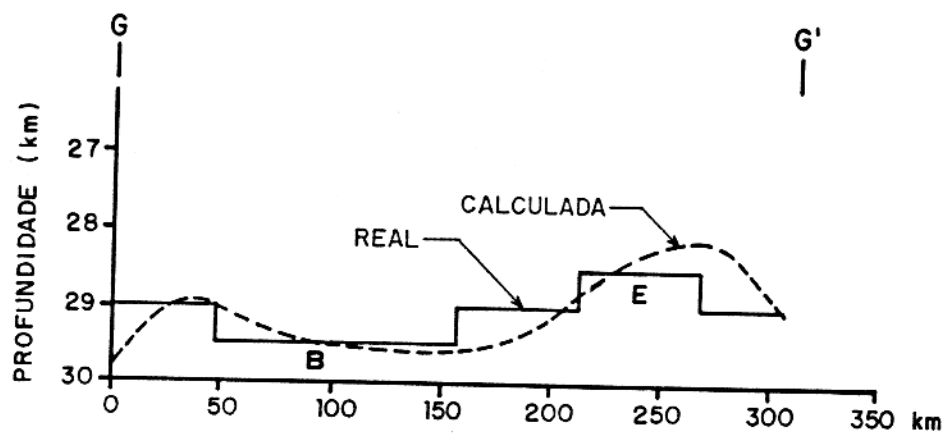


Fig. 22 - Perfil GG' (localizado na Figura 21a) comparando a estrutura verdadeira (linha contínua) e a calculada pelo método proposto (linha tracejada).

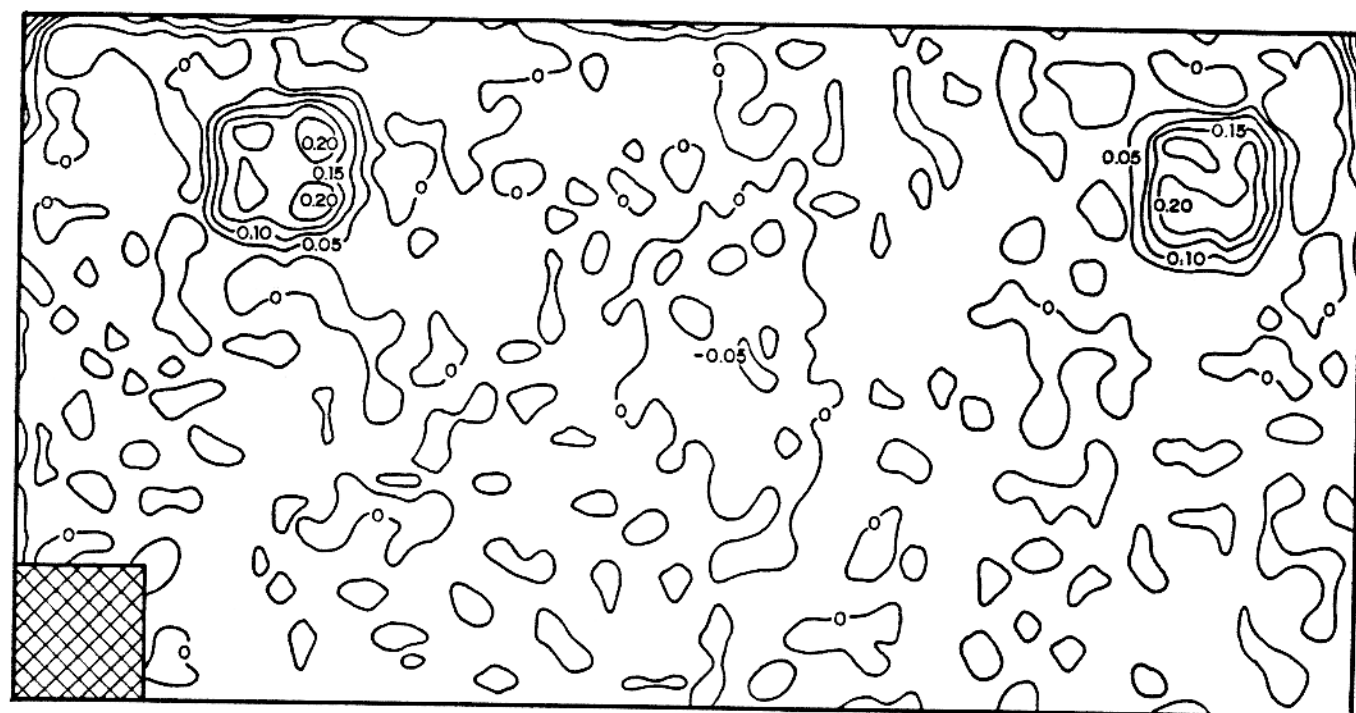
mento em relação à estrutura verdadeira.

A Figura 23a mostra o mapa de contraste de densidade aparente obtido a partir do campo residual da Figura 8d, discretizando-se a placa que, supostamente contém as fontes, em prismas com profundidade do topo de 12,5 km e espessura de 2,5 km. Este mapa mostra que a curva correspondente à metade do valor máximo do contraste de densidade aparente fornece uma boa estimativa dos contornos dos corpos. Neste caso, os valores máximos obtidos para os contrastes de densidade foram de 0,25 e 0,26 g/cm³ para os corpos A e B, respectivamente. As curvas de 0,125 e 0,13 correspondem, portanto, à estimativa dos contornos dos corpos A e B, respectivamente. A Figura 23b mostra os contornos reais dos corpos A e B comparados às curvas de 0,125 e 0,125 g/cm³, respectivamente.

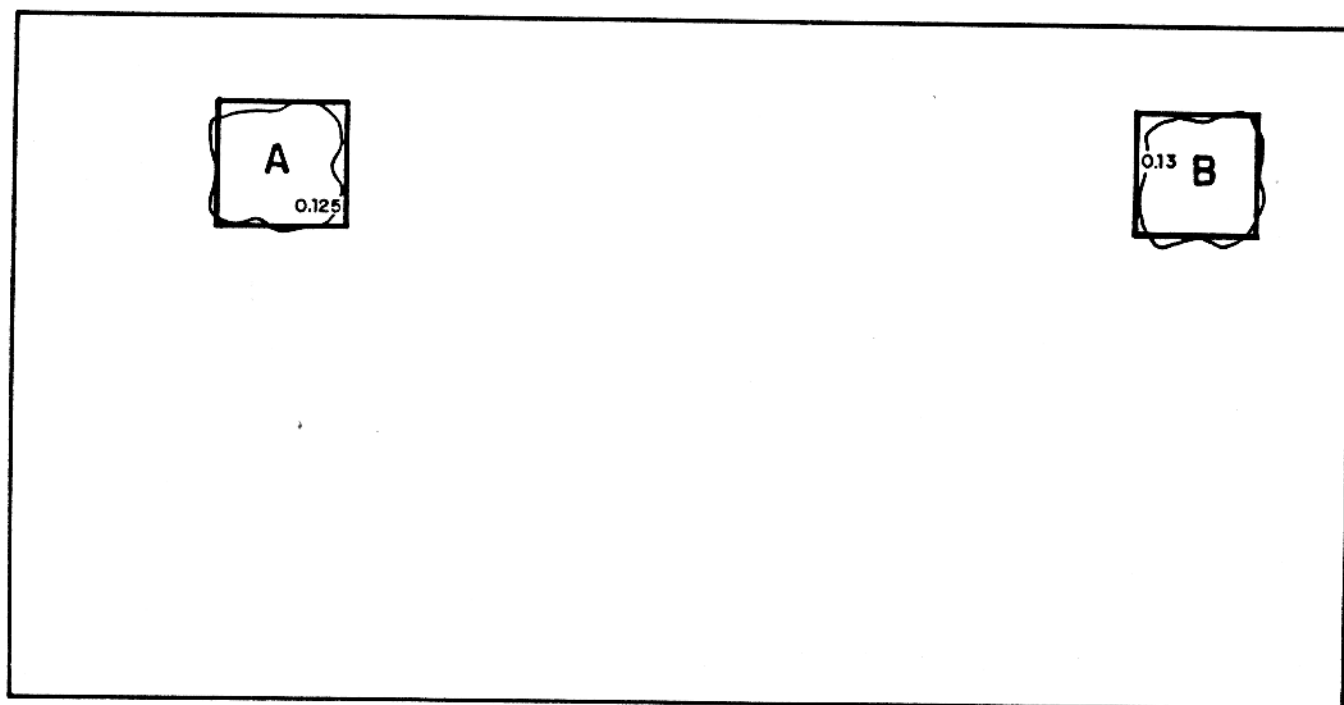
A Figura 24a mostra o mapa de contraste de densidade aparente obtido, sob as mesmas premissas do mapa da Figura 23, a partir do campo residual da Figura 8b, o qual foi produzido pelo método dos mínimos quadrados. Os valores máximos obtidos para os contraste de densidade foram 0,18 e 0,16 g/cm³ para os corpos A e B, respectivamente. As curvas de 0,09 e 0,08 g/cm³ são mostradas na Figura 24b juntamente com os contornos reais dos corpos A e B.

Comparando as Figuras 23b e 24b constatamos que apesar da perda de amplitude ocorrida no campo residual produzido pelo método dos mínimos quadrados, os limites laterais do corpo são tão bem definidos como os obtidos pelo método PNW, no entanto, ligeiramente deslocados.

As Figuras 25a e 25b mostram as famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo para diversos valores de espessura para os corpos A e B, respec-



(a)

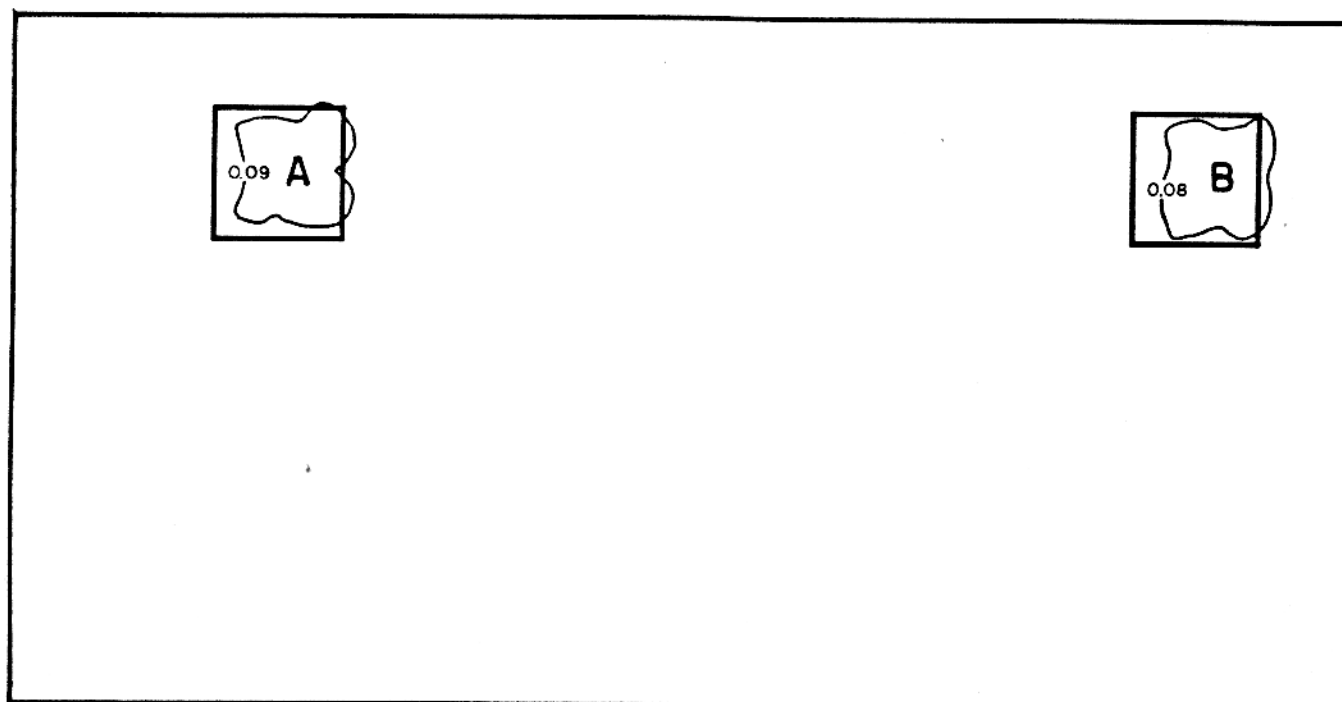


(b)

Fig. 23 - (a) Mapa de contraste de densidade aparente, produzido pela transformação do campo residual obtido por separação através do método PNW (Figura 8d), discretizando-se a placa em prismas com profundidade do topo de 12,5 km e espessura de 2,5 km, empregando $\lambda = 0,1$ e a janela de dados, mostrada no canto inferior esquerdo, tem dimensão de 6 X 6 intervalos de espaçamento. Intervalo de contorno 0,05 g/cm³. (b) Comparação entre os contornos reais dos corpos A e B (linha grossa) e os contornos estimados (linha fina).

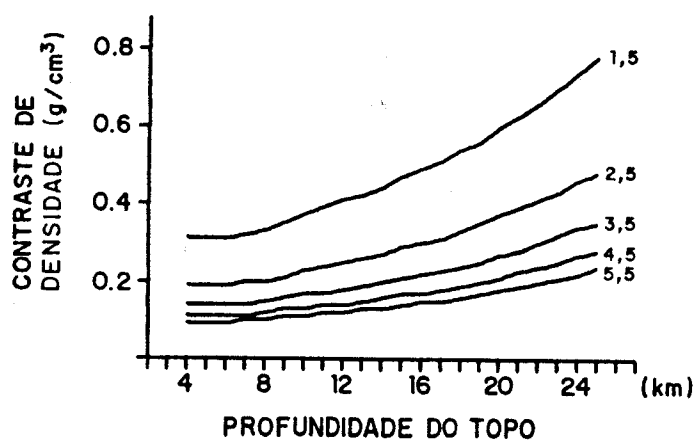


(a)

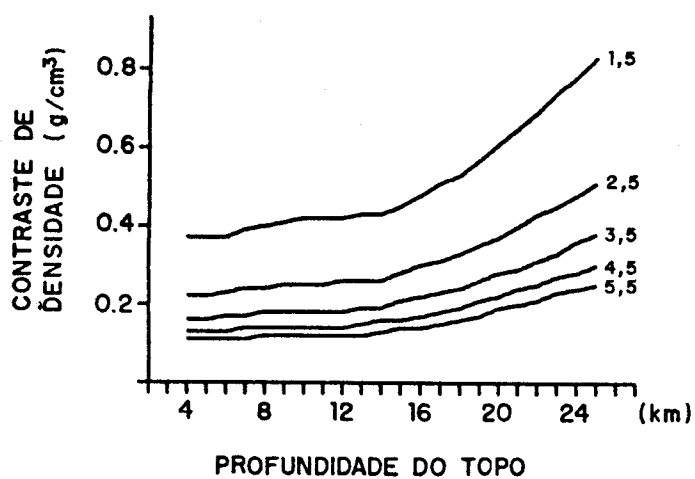


(b)

Fig. 24 - (a) Mapa de contraste de densidade aparente, produzido pela transformação do campo residual obtido por separação através do método dos mínimos quadrados (Figura 8b), discretizando-se a placa em prismas com profundidade do topo de 12,5 km e espessura de 2,5 km, empregando $\lambda = 0,1$ e a janela de dados, mostrada no canto inferior esquerdo, tem dimensão de 6 X 6 intervalos de espaçamento. Intervalo de contorno 0,05 g/cm³. (b) Comparação entre os contornos reais dos corpos A e B (linha grossa) e os contornos estimados (linha fina).



(a)



(b)

Fig. 25 - Famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo para diversos valores de espessura (em km) para os corpos (a) A e (b) B, assinalados na Figura 23b.

tivamente. Em função da grande distância entre os dois corpos pode-se analisar as famílias de curvas como provenientes de corpos isolados. Observa-se, no caso do corpo B (Figura 25b), que a família de curvas apresenta um longo intervalo de gradientes sub-horizontais, o que produz grande instabilidade na estimativa da profundidade do topo para pequenas incertezas no contraste de densidade, como por exemplo se utilizarmos 0,26 ou 0,28 g/cm³ para o contraste de densidade e fixarmos a espessura de 2,5 km obteremos 8 ou 13,5 km para profundidade do topo, respectivamente. Tal situação tem, provavelmente, como causa, o baixo valor do contraste real de densidade (0,2 g/cm³) combinado com a grande profundidade em que se encontra o corpo (12,5 km). Sob tais circunstâncias, algumas anomalias podem apresentar este padrão de curvas e outras não, devido, provavelmente, à presença de ruído. Nestes casos, embora as estimativas do contraste de densidade aparente obtidas do mapeamento de densidade sejam razoáveis (0,25 e 0,26 g/cm³ para os corpos A e B, respectivamente), a incerteza na estimativa da profundidade do topo é muito grande. As estimativas obtidas para as profundidades do topo, tanto para o corpo A (6 km) como para o corpo B (8 km), quando se utiliza a espessura correta (2,5 km) são menores do que o valor verdadeiro (12,5 km), conforme já havia sido verificado anteriormente, o que é causado pela introdução do parâmetro de amortecimento ($\lambda = 0,1$), e, no presente caso, reforçado pela instabilidade na determinação da profundidade do topo, como consequência do baixo valor do contraste real de densidade combinado com a grande profundidade real do topo das fontes e pela presença do ruído.

5.3 - Geologia

A área estudada compreende parte dos estados do Piauí e Ceará com os seguintes limites: a leste o meridiano 39 30' W; a oeste o rio Parnaíba; a norte a costa Atlântica e a sul o paralelo 6 S (Figura 26). Nesta área ocorrem produtos lito-estruturais arranjados complexamente e atribuídos ao Arqueano, Proterozóico e Fanerozóico. Para facilitar o entendimento desse quadro geológico (Figura 27) são apresentados e discutidos aqui os dados geológicos inerentes aos setores E, N e W da área separadamente (Figura 26), de acordo com Gomes et al. (1981), Nascimento et al. (1981), Brasil.DNPM (1983), Abreu et al. (1988) e Gama Jr. (em preparação).

O Setor E é constituído por:

- 1) gnaisses variados, mais ou menos migmatizados, que têm sido enfeixados sob as designações Complexo Nordestino e Complexo Itatira; tais rochas são predominantes;
- 2) rochas granulíticas da região de Tróia, Boa Vista e Pedra Branca;
- 3) xistos máficos e ultramáficos e gnaisses que parecem representar uma sequência metavulcano-sedimentar, referida sob a denominação Complexo Pedra Branca; compõem faixas restritas;
- 4) metassedimentos diversos (filitos, xistos, quartzitos, gnaisses, mármore) do Grupo Ceará; essas rochas constituem faixas esparsas;
- 5) granitóides intrusivos ocasionais.

As idades dessas rochas não estão determinadas com segurança, sendo atribuídas ao Pré-Cambriano Inferior a Superior (Gomes et al., 1981).

O Setor E é delimitado pelas zonas de cisalhamento

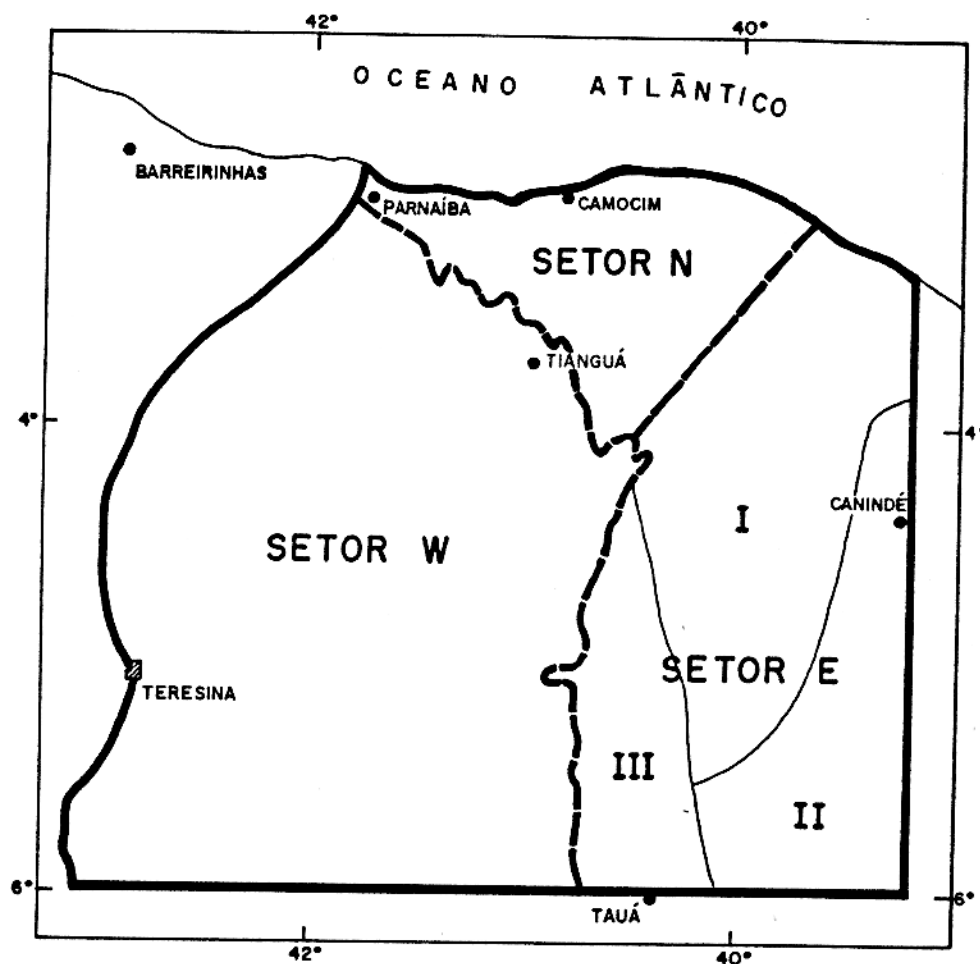
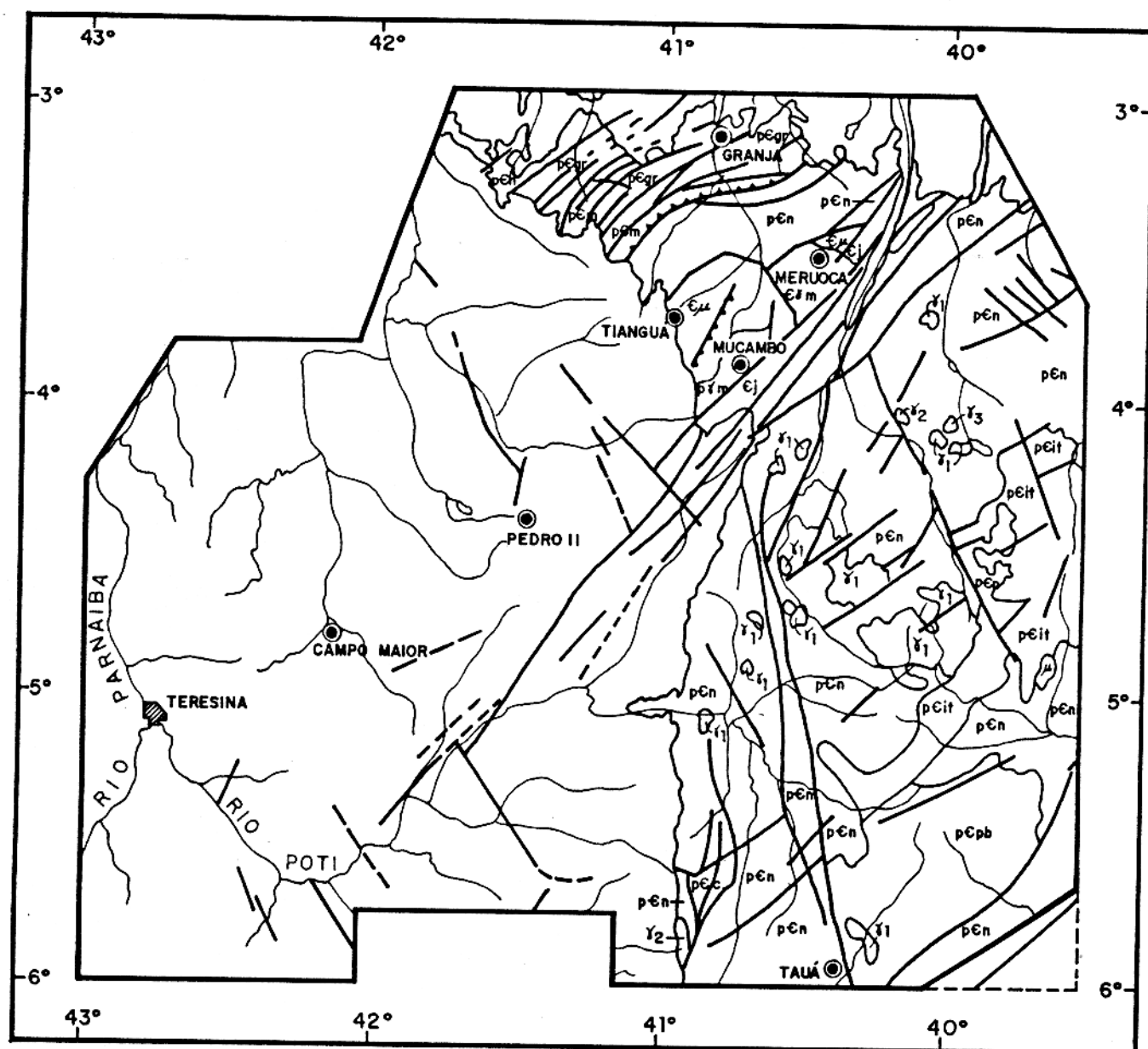


Fig. 26 - Mapa de localização da área estudada, mostrando os setores N, E e W (separados pela linha grossa tracejada) e a subdivisão do Setor E nos compartimentos I, II e III (separados pela linha contínua fina).



LEGENDA

Coberturas Fanerozoicas			
ϵ_{γ}			
Granitos Mucambo e Meruoca			
ϵ_j			
Grupo Jaibaras			
ϵ_{μ}			
Grupo Ubajara			
δ_1 δ_2 δ_3			
Granitos			
$p\epsilon c$	$p\epsilon m$		
Grupo Ceará	Grupo Martinopole		
$p\epsilon pb$	$p\epsilon n$	$p\epsilon it$	$p\epsilon gr$
Complexo Pedra Branca	Complexo Nordeste	Complexo Itatira	Complexo Granja

0 25 50 75 100 (km)
ESCALA

- Foliação
- Zona de Cisalhamento
- Contato Geológico
- Cidade

Fig. 27 - Mapa geológico da área estudada compilado a partir de Gomes et al., 1981, Nascimento et al., 1981 e Abreu et al., 1988.

transcorrente de Sobral-Pedro II a noroeste e Senador Pompeu a sudeste. Outras zonas de cisalhamento de menor porte estão também presentes, como a de Tauá na porção sudoeste.

Essas feições de movimentação direcional afetam estruturas preexistentes vinculáveis a tectônica compressiva, das quais a foliação (bandamento composicional, xistosidade e foliação milonítica, em geral paralelizadas) é a mais importante.

O Setor N é formado por:

- 1) gnaisses diversos, mais ou menos migmatizados, que são enfeixados no Complexo Nordestino; são os litotipos mais expressivos;
- 2) gnaisses granulíticos, de composições variadas, fortemente cisalhados, mais ou menos migmatizados, reunidos no Complexo Granja;
- 3) xistos, filitos e quartzitos, que representam os litotipos essenciais do Grupo Martinópolis;
- 4) metassedimentos psamíticos, pelíticos e carbonáticos, de baixo grau, reunidos no Grupo Ubajara;
- 5) sedimentos imaturos, vulcanitos e hipabissais básicas e ácidas, do Grupo Jaibaras;
- 6) granitóides intrusivos (Meruoca e Mucambo).

As unidades 1, 2 e 3 não têm idades bem definidas, sendo atribuídas ao Pré-Cambriano Inferior. Já as unidades 4, 5 e 6 são vinculadas ao Ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior/Cambro-Ordoviciano).

As zonas de cisalhamento transcorrentes presentes são numerosas, destacando-se a de Sobral-Pedro II que limita o Setor a sudeste. Tais zonas de cisalhamento afetam feições estruturais mais antigas, que nas unidades 1, 2 e 3 são atribuídas a um evento de cisalhamento compressivo, sendo de se destacar a

foliação de direção NE-SW e mergulho baixo para SE.

O Setor W compreende parte da Bacia do Parnaíba, representada por rochas de toda a seção paleozóico-mesozóica, bem como sedimentos e lateritas mais jovens. As estruturas que se destacam são falhas normais, principalmente de direção NNE-SSW e NW, que parecem refletir reativação de descontinuidades do embasamento.

No domínio da Província Borborema, foram referidos maciços gnáissico-migmatítico-graníticos alternados com sistemas de dobramentos, Santos e Brito Neves (1984). Os maciços envolvendo essencialmente rochas gnáissicas e graníticas mais ou menos migmatizadas, são representados pelos blocos de Tauá, Santa Quitéria e Granja. Os sistemas de dobramentos compreendem essencialmente pacotes de rochas supracrustais e são representados pelas faixas Rio Curu-Independência e Médio Coreaú.

Considerando as últimas informações lito-estruturais (Abreu et al., 1988; Gama Jr., em preparação) dessa região é possível dividir a área em cinco compartimentos geotectônicos maiores que são o Setor N, Setor E subdividido nos compartimento I, II e III e o Setor W (Figura 26).

O Setor N é caracterizado por faixas de gnaisses diversos (granito-gnaisses, gnaisses tonalíticos, gnaisses anfibolíticos e gnaisses granulitos) alternados com faixas de rochas supracrustais (xistos, filitos e quartzitos) orientadas, preferencialmente, na direção NE-SW, definindo um aleitamento tectônico. Essa estruturação está relacionada a um evento de deslocamento de baixo ângulo que levou à edificação de um cinturão de cisalhamento a partir do cavalgamento do bloco a leste da cidade de Granja sobre o bloco a oeste, permitindo a exposição de rochas granulíticas da base do bloco orien-

tal. Esse processo foi acompanhado de metamorfismo sob condições do fácies anfibolito. Esse quadro acha-se parcialmente modificado em função da implantação das zonas de cisalhamento dúctil direcionais, de alto ângulo, orientadas na direção NE-SW e pelo desenvolvimento de um sistema de grábens e horstes que alojam as unidades mais jovens (grupos Ubajara e Jaibaras).

O compartimento I do Setor E, corresponde à parte centro-leste da área, e é caracterizado essencialmente por conjuntos gnáissicos e graníticos contornados por unidades supracrustais. No conjunto gnáissico predominam estruturas dômicas, geralmente alongadas, que se assemelham a ovas gnáissicas no sentido de Mac Gregor (1951). Os pacotes de rochas supracrustais, alguns com natureza vulcano-sedimentar (Complexo Pedra Branca), apresentam uma estruturação complexa com pelo menos duas gerações de dobras apertadas, ocupando, em parte, espaços interovais. O padrão geral de distribuição das unidades, pelo menos no que é mostrado no mapa geológico apresentado por Gomes et al. (1981), não chega a configurar um quadro característico dos terrenos granito-"greenstone" definidos em regiões clássicas, a exemplo dos crátons da Rodésia e Kaapval, mas alguns elementos desses terrenos podem ser observados com facilidade no contexto da região. A dificuldade de reconhecer tal padrão parece ser em grande parte devida à superposição de eventos tectônicos mais jovens responsáveis pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo.

O compartimento II do Setor E é definido por gnaisses tonalíticos, gnaisses anortosíticos, leptinitos intercalados com rochas supracrustais definindo um aleitamento tectônico orientado na direção NE-SW com caimento para SE. Essa estruturação está associada ao desenvolvimento da Zona de Cisalha

mento Senador Pompeu através de um processo de cisalhamento de baixo ângulo com caráter de cavalgamento que permitiu a exposição de rochas granulíticas que ocorrem nas adjacências das cidades de Tróia, Boa Vista e Pedra Branca.

O compartimento III do Setor E é definido por um conjunto de gnaisses de composição granítica e tonalítica intercalados com rochas supracrustais, que a exemplo do Setor N e compartimento II, caracterizam um bandamento tectônico orientado na direção submeridiana com caimento para leste. Essa estruturação caracteriza a zona de cisalhamento Tauá originada a partir de um processo de cisalhamento dúctil, provavelmente de caráter direcional, que propiciou o deslocamento do bloco Independência para sul.

As feições estruturais dos compartimentos II e III se articulam nas adjacências da cidade de Tauá e não há evidência de superposição, indicando que as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Tauá podem estar ligadas a um único evento tectônico.

Quadros tectônicos semelhantes, envolvendo unidades litológicas antigas, foram descritos na região Central do Brasil (Haralyi e Hasui, 1981, 1982a e b; Hasui e Haralyi, 1985; Costa, 1985), no contexto da plataforma Amazônica (Hasui et al., 1984), Minas Gerais (Haralyi et al., 1985), sul da África envolvendo os crátons Kaapvaal e Rodésia e o cinturão Limpopo (Coward, 1980) e noroeste da Europa (Hall, 1986).

O Setor W é representado por sedimentos que fazem parte da Bacia do Parnaíba desenvolvida a partir do Paleozóico. Essa feição tectônica recobre grande parte dos compartimentos tectônicos do Pré-Cambriano e mostra os reflexos da reativação das linhas de fraqueza antigas, principalmente aquelas

de orientação NE, que se desenvolveram durante o Pré-Cambriano.

5.4 - Dados gravimétricos

Um total de 1220 dados foram coletados ao longo das estradas existentes (Figura 28) usando um gravímetro LaCoste & Romberg. Cerca de 20% das estações estão localizadas em referências de nível e 73% foram posicionadas nas estradas mapeadas com o auxílio de um odômetro. As 7% restantes foram localizadas em estradas não mapeadas e posicionadas com o auxílio de uma prancheta e do odômetro do carro. A precisão na determinação da altitude é melhor do que 5 cm para as estações localizadas em referências de nível e de 2 m para as restantes, onde as altitudes foram obtidas com altímetros. A posição horizontal das estações não localizadas em referências de nível tem uma imprecisão de cerca de 90 m. A cobertura gravimétrica é aproximadamente uniforme; o espaçamento entre as estações varia de 1 a 17 km com uma média de 8 km. Os dados foram corrigidos para o efeito da latitude usando a "Fórmula Internacional" de 1930 (Nettleton, 1976) e reduzidos para o nível do mar pela correção combinada de altitude. A densidade de $2,5 \text{ g/cm}^3$ foi empregada na correção para as estações localizadas sobre rochas sedimentares e $2,67 \text{ g/cm}^3$ para o restante das estações. As incertezas na determinação das posições horizontal e vertical das estações produzem erros máximos de 0,02 e 0,41 mGal nas correções de latitude e altitude, respectivamente. Não foi aplicada aos dados a correção de terreno porque a topografia é essencialmente suave, com exceção de uma serra, aproximadamente N-S, de 600 m de altitude no centro da área. Os dados resultantes

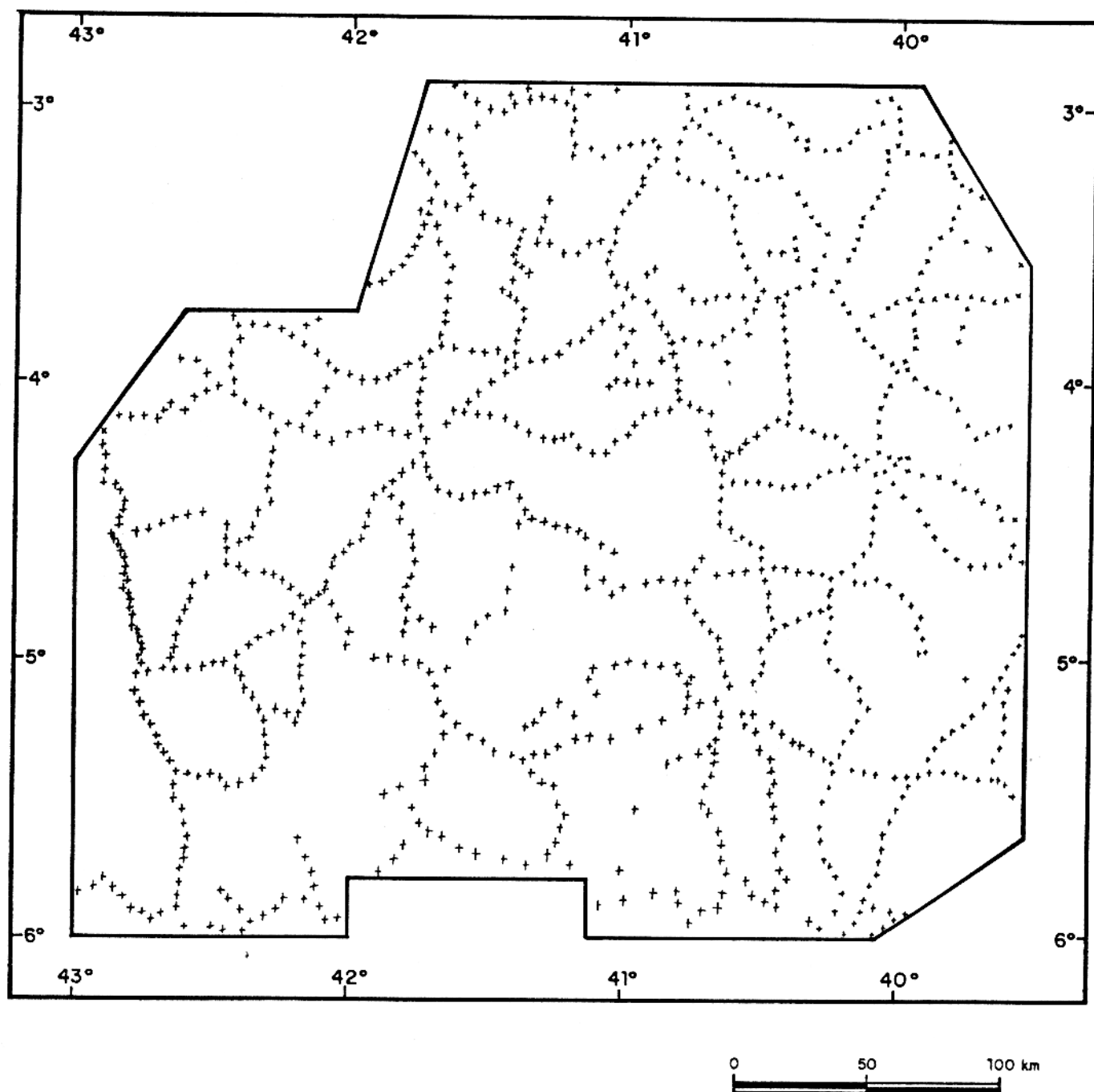


Fig. 28 - Mapa de posicionamento das observações gravimétricas.

foram interpolados para uma malha regular de espaçamento de 7,5 km tanto na direção N-S como E-W usando o método de La Porte (La Porte, 1962). Os dados reduzidos foram contornados por computador para produzir o mapa de anomalia Bouguer (Figura 29).

5.5 - Densidade de rochas

Dentre os diversos tipos de informação geológica a priori que fornecem importantes vínculos restritivos na interpretação de dados geofísicos, o contraste de densidade é um dos mais fáceis de ser obtido. Assim, procedemos à determinação de densidade de amostras de rochas da área estudada. As amostras foram coletadas dentre as rochas que ocorrem no Setor N. Pode-se verificar pela descrição das litologias que ocorrem na área que existe uma predominância de rochas gnáissicas em relação aos demais tipos litológicos que ocorrem nos setores N e E da área estudada. No setor W, onde se encontram os sedimentos da Bacia do Parnaíba, é de se esperar que o seu embasamento seja constituído essencialmente por rochas gnáissicas. Dentre os diversos tipos de gnaisses temos os gnaisses granulíticos, que compõem o Complexo de Granja, em geral apresentando valores de densidade acima do valor médio estimado de densidade para a crosta superior. Desta maneira, é de se supor que as anomalias gravimétricas que ocorrem na área podem ser produzidas pelo contraste de densidade entre os granulitos e os demais tipos de gnaisses. Portanto, as amostras utilizadas para a determinação de densidade foram de dois tipos principais de rochas: gnaisses granulíticos e outros gnaisses. Os gnaisses granulíticos foram grupados em função de sua composição em ácidos, in-

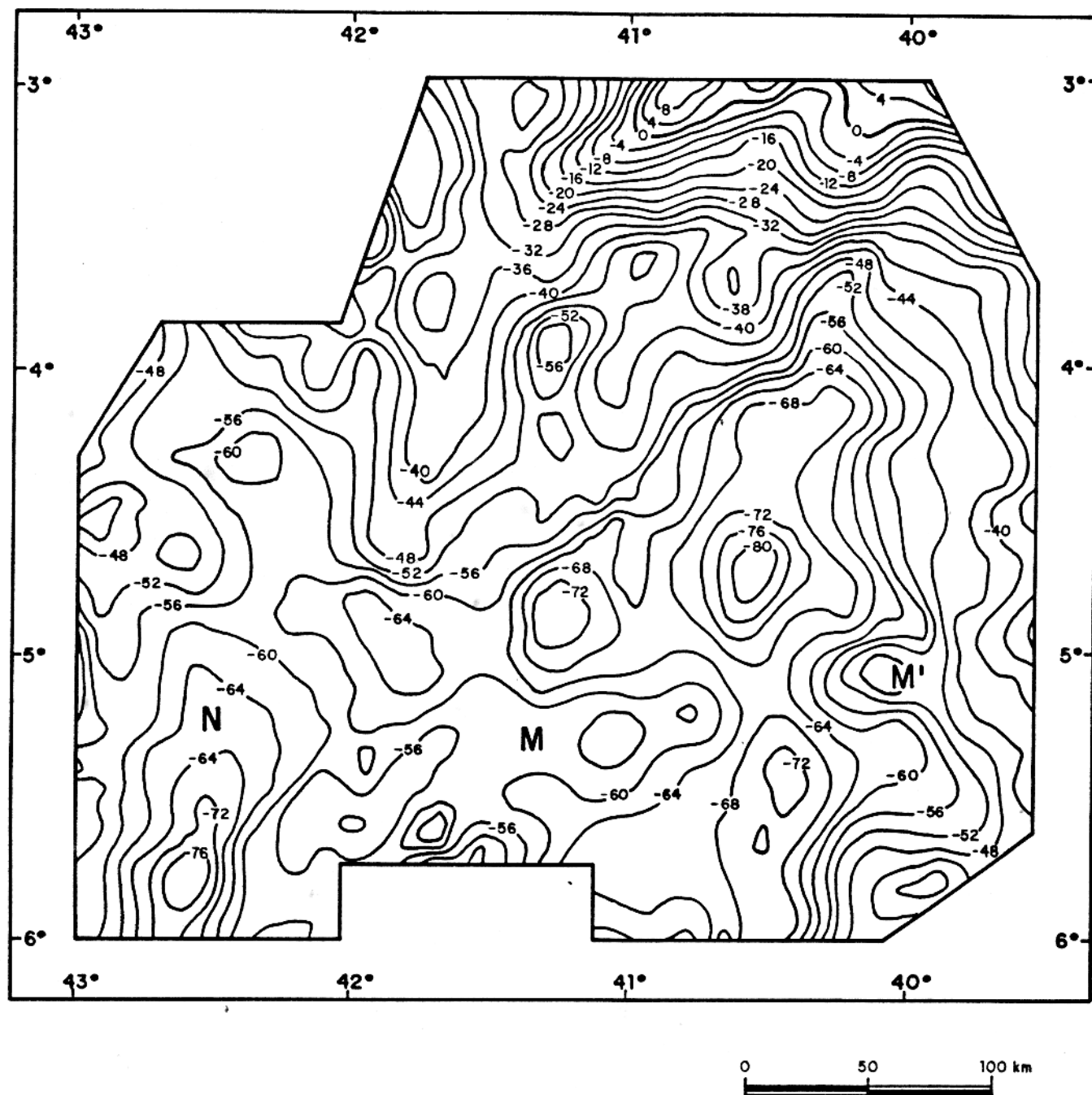


Fig. 29 - Mapa de anomalia Bouguer da área estudada. Intervalo de contorno 4 mGal.

intermediários e básicos. Os resultados obtidos constam da Tabela 1

TABELA 1 : Valores de densidades de amostras de rochas da região NW do Estado do Ceará

		densidade	
	Nº de amostras	média 3 g/cm	mediana

gnaisses			
granulíticos	3	2,76	2,77
ácidos			

gnaisses			
granulíticos	3	2,84	2,83
intermediários			

gnaisses			
granulíticos	3	3,10	3,13
básicos			

outros			
	18	2,69	2,69
gnaisses			

Inspecionando a tabela acima, verificamos que a representatividade do valor médio é muito boa, uma vez que as médias e medianas para todos os conjuntos de amostras estão bem próximas, indicando a ausência de amostras com densidades muito diferentes do valor médio.

5.6 - Interpretação

A anomalia Bouguer (Figura 29) foi separada em suas componentes regional e residual através do ajuste de polinômios empregando o método robusto que admite pesos positivos e negativos (PNW) apresentado no capítulo 2. Os campos regional e residual estão apresentados nas Figuras 30 e 31, respectivamente. Com o propósito de comparação, os campos regional e residual produzidos pelo método dos mínimos quadrados são mostrados nas Figuras 32 e 33, respectivamente.

O campo regional (Figura 30), interpretado como sendo causado pela interface crosta-manto, exibe um grande baixo (A na Figura 30), de orientação NNE, na porção centro-leste da área que pode representar um espessamento crustal no setor E, limitado por FF₁, cuja expressão em superfície é o Lineamento Sobral-Pedro II, causado pela compressão e cavalgamento do setor E em relação ao setor N. A direção NNE do baixo gravimétrico A é abruptamente interrompida por uma feição E-W (B na Figura 30), a qual evolui para um baixo menos acentuado de orientação NW-SE (C). O campo regional produzido pelo método dos mínimos quadrados (Figura 32) é qualitativamente equivalente ao obtido pelo método PNW (Figura 30), mas exibe na borda norte uma grande influência da anomalia residual A (Figura 33). Aplicou-se o método da máxima curvatura (Roy, 1966) aos dados do campo regional (Figura 30) e obteve-se um intervalo de 27 a 38 km para a profundidade do topo das fontes regionais, onde o valor de 27 km foi tomado como estimativa para o nível de referência. O campo regional foi transformado em um mapa de distâncias verticais (Figura 34) entre a interface crosta-manto e o nível de referência de 27 km através do método descrito no ca-

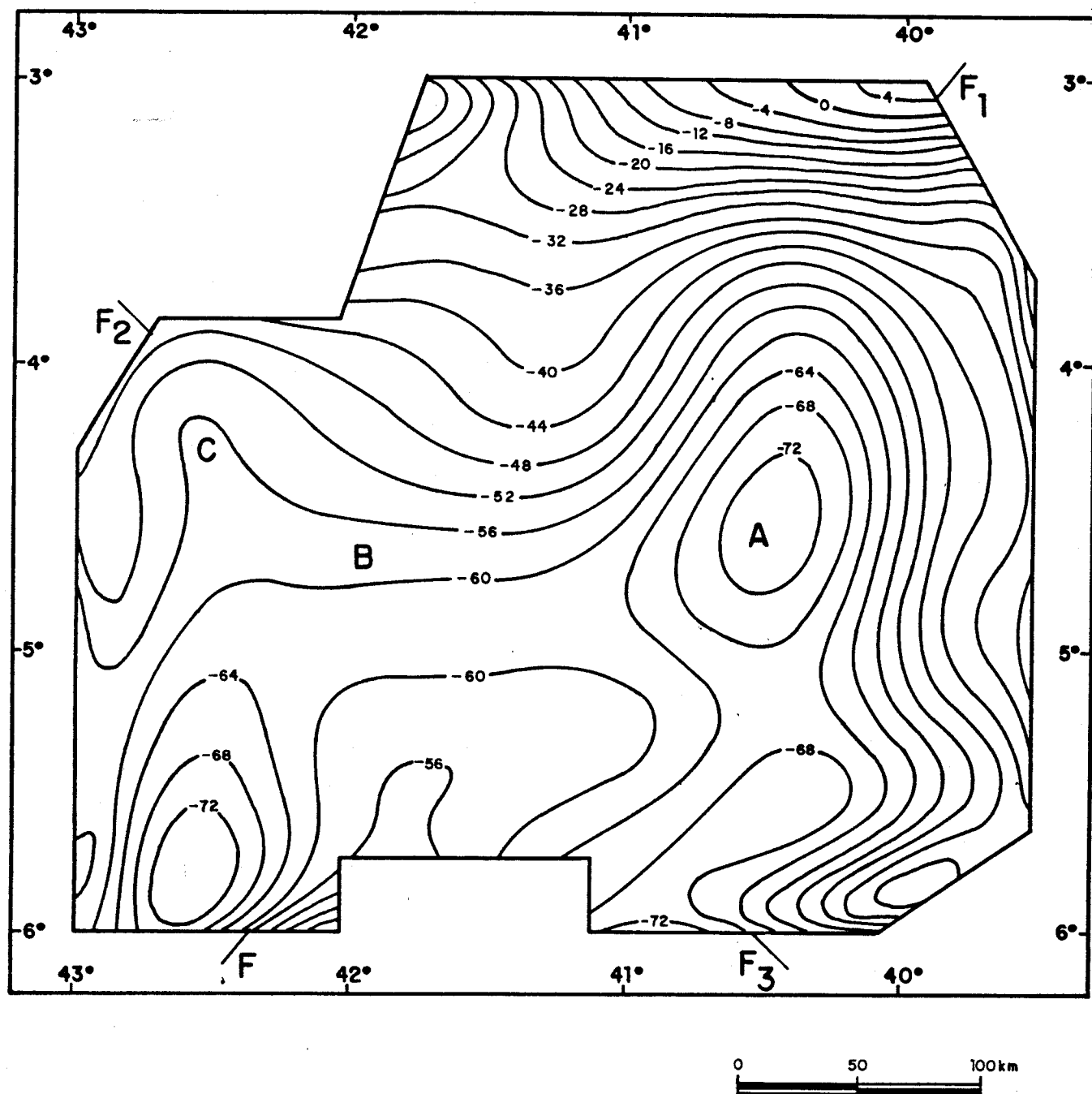


Fig. 30 - Mapa do campo regional da área estudada, obtido pela aplicação do método PNW ao mapa de anomalia Bouguer utilizando um polinômio de grau 9. Intervalo de contorno 4 mGal.

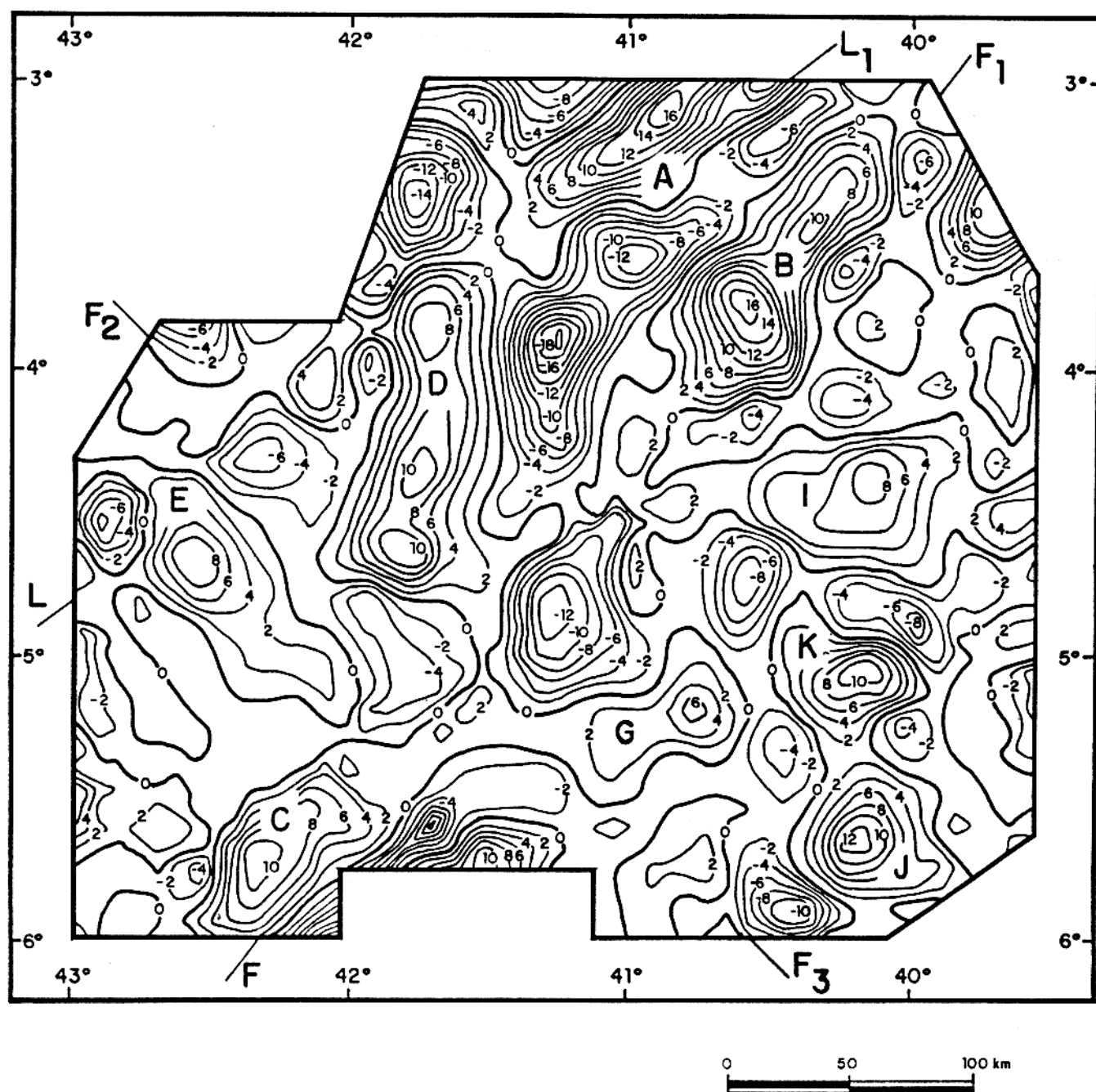


Fig. 31 - Mapa do campo residual da área estudada, obtido pela diferença entre a anomalia Bouguer e o campo regional produzido pelo método PNW. Intervalo de contorno 2 mGal.

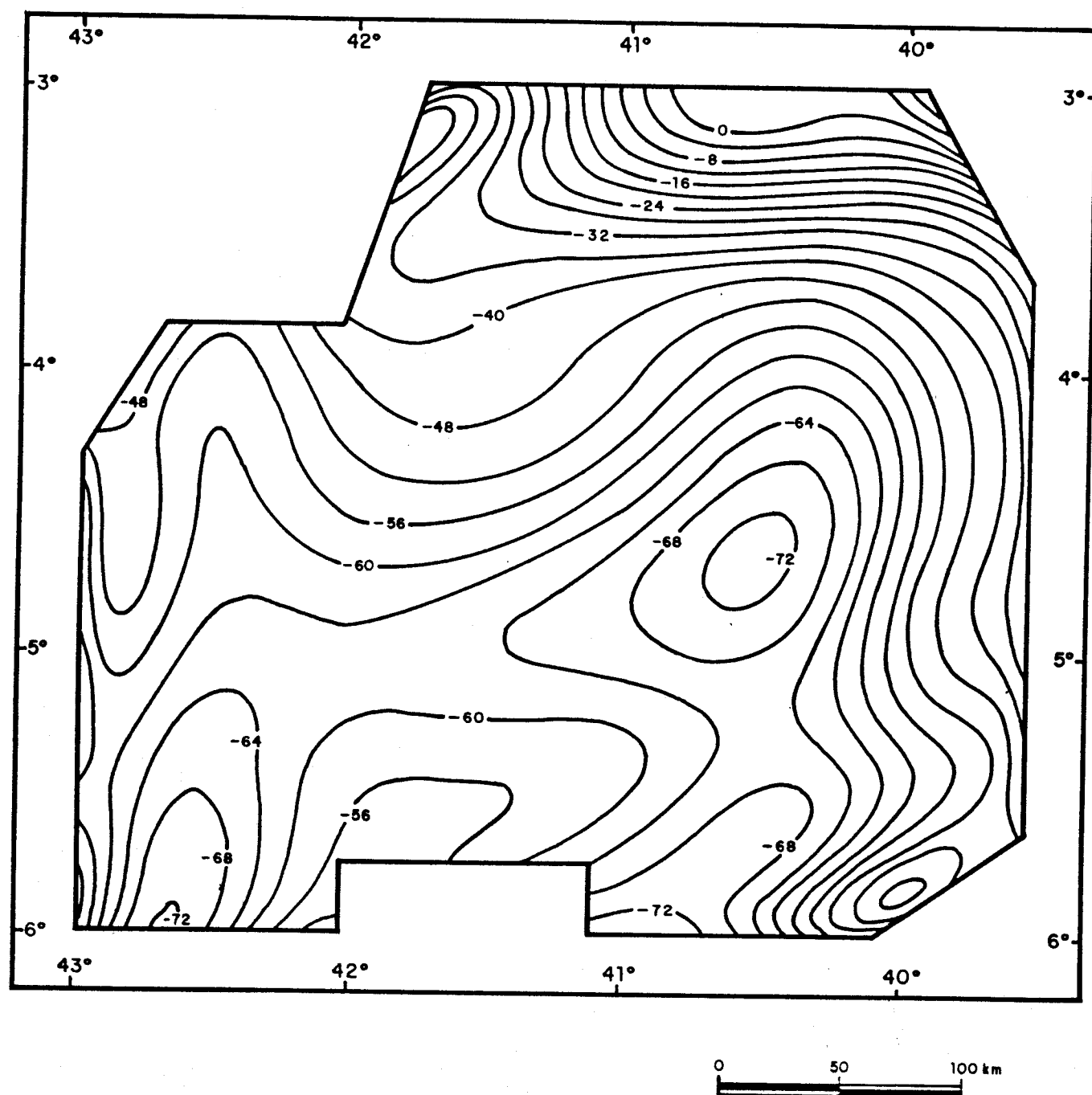


Fig. 32 - Mapa do campo regional da área estudada, obtido pela aplicação do método dos mínimos quadrados ao mapa de anomalia Bouguer utilizando um polinômio de grau 9. Intervalo de contorno 4 mGal.

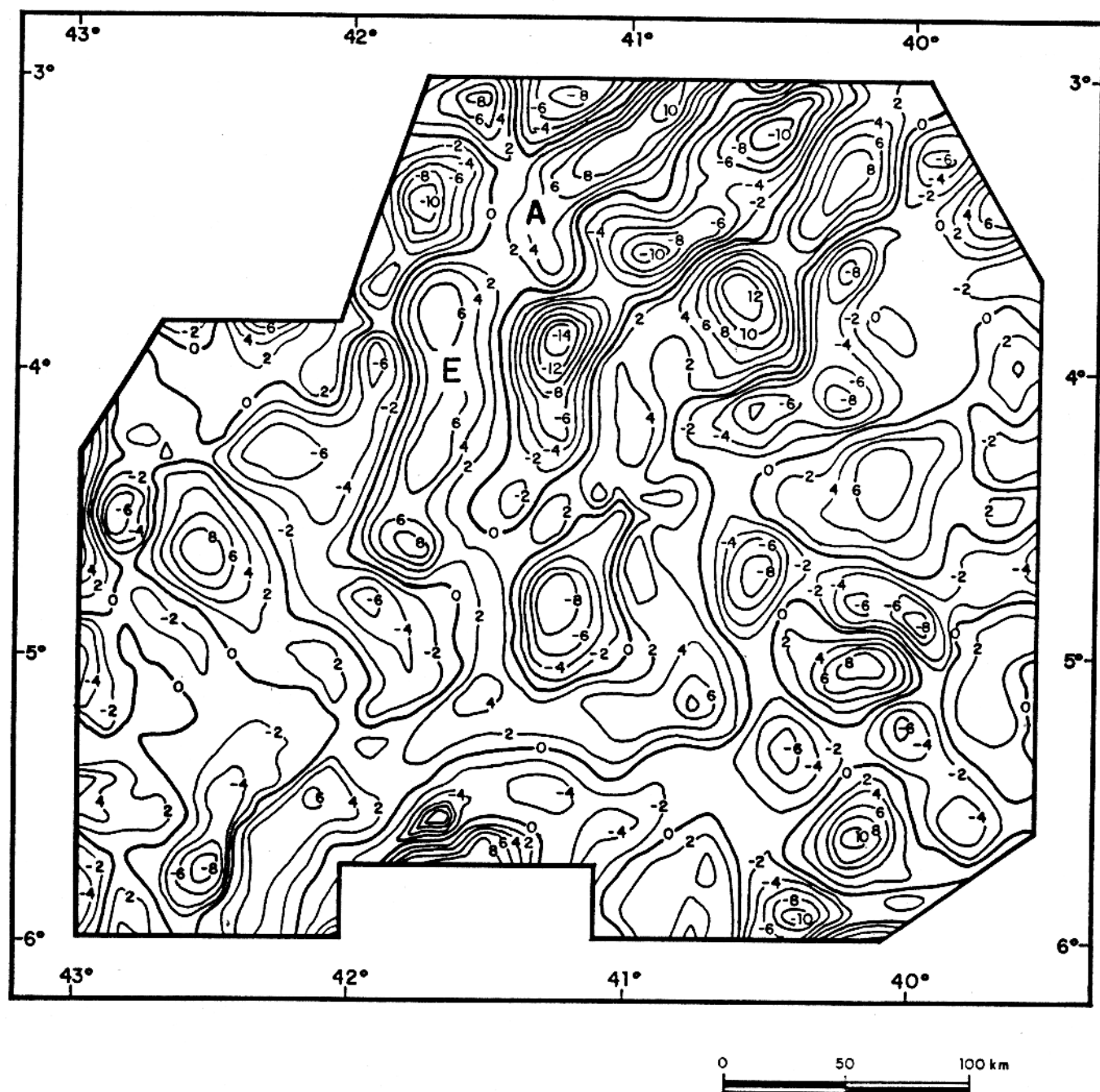


Fig. 33 - Mapa do campo residual da área estudada, obtido pela diferença entre a anomalia Bouguer e o campo regional produzido pelo método dos mínimos quadrados. Intervalo de contorno 2 mGal.

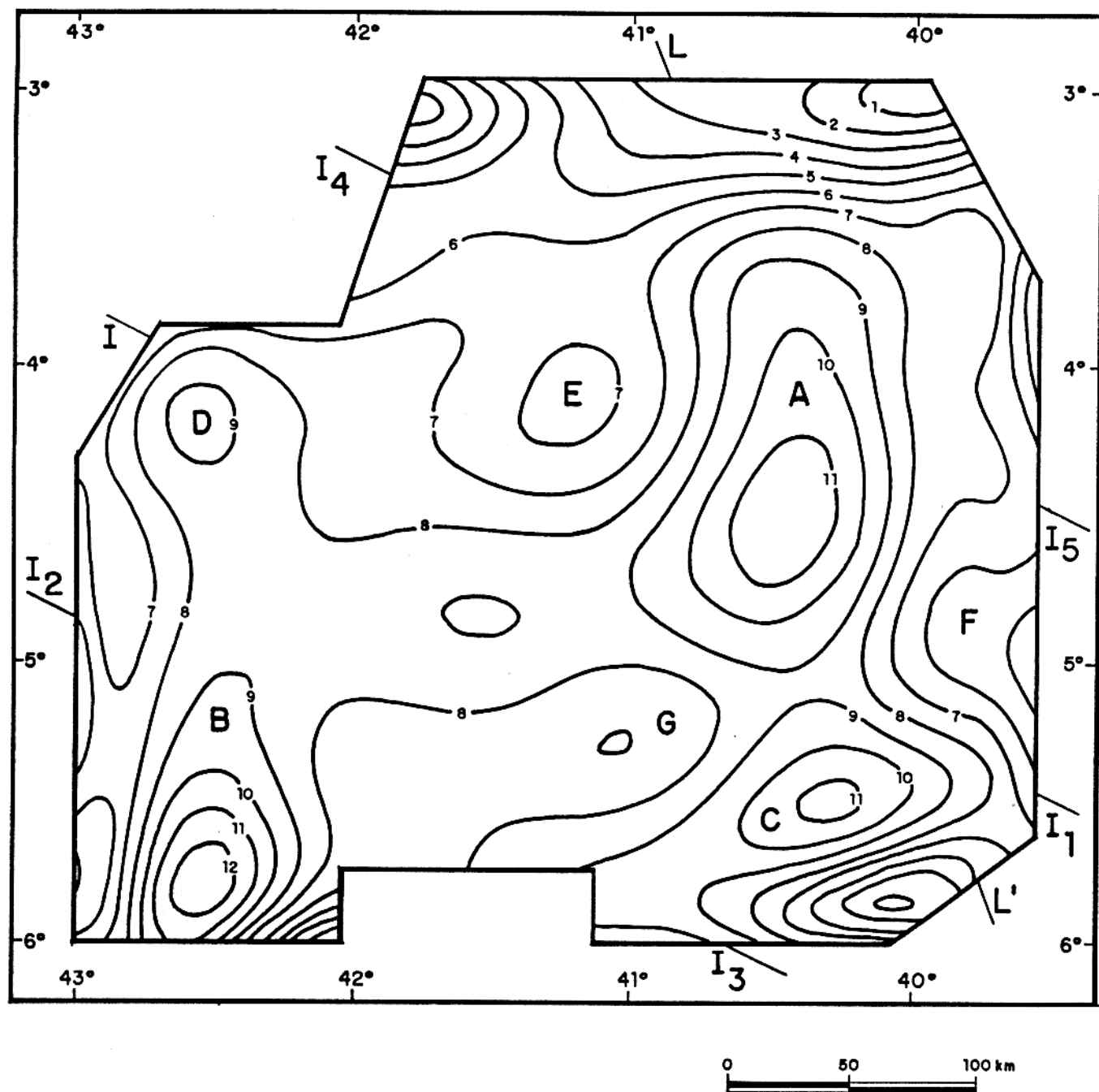
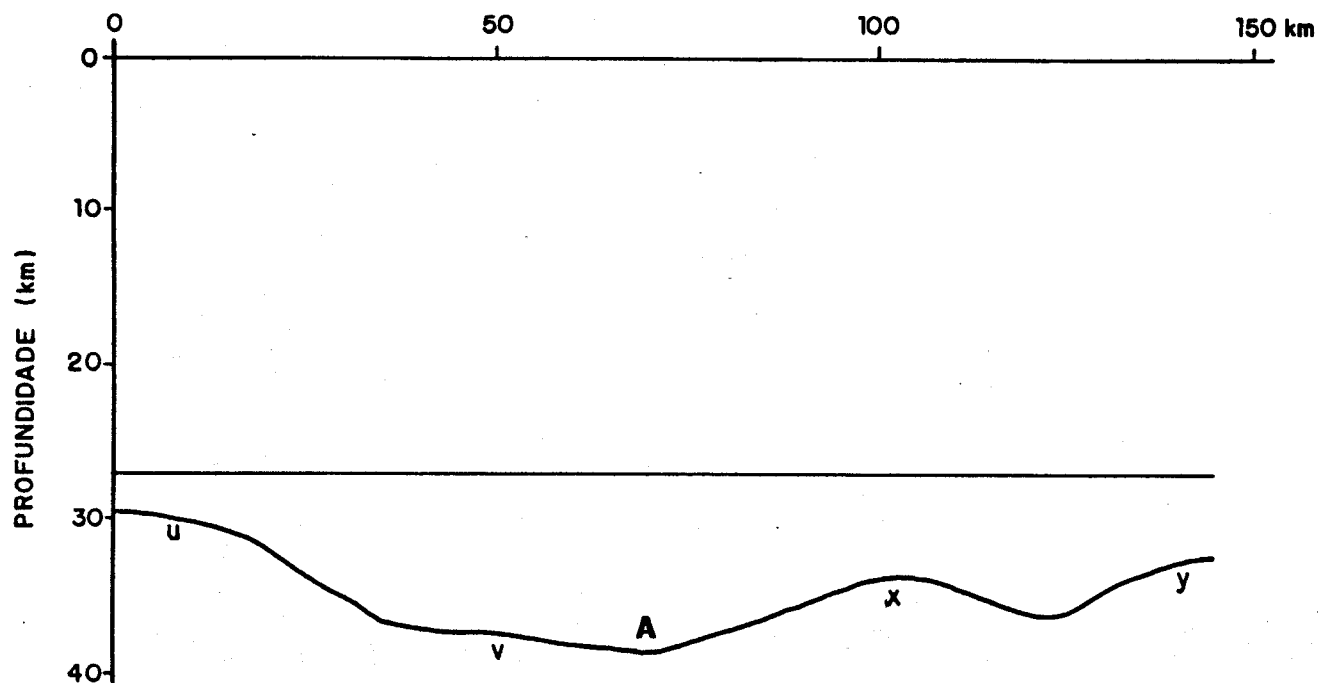


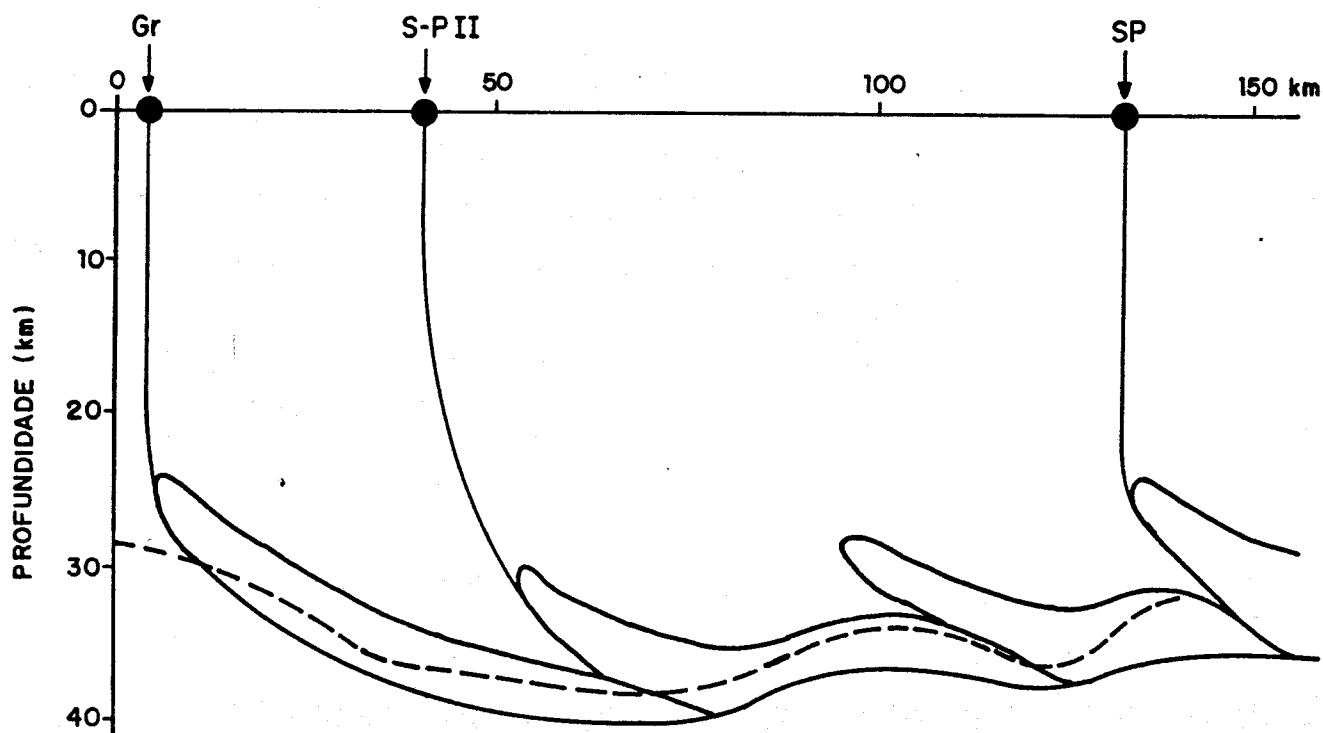
Fig. 34 - Mapa de distâncias verticais em relação ao nível de 27 km, para o modelo postulado para as fontes regionais da área estudada, obtido pela transformação do campo regional produzido pelo método PNW. Intervalo de contorno 1 km.

pítulo 3. O contraste de densidade presumido entre a crosta e o manto foi de $0,4 \text{ g/cm}^3$. Este mapa mostra feições representando espessamentos (A, B, C e D) e adelgaçamentos (E, F e G) crustais, alternados e aparentemente sem continuidade. No entanto, as bordas SW de A e E e as bordas NE de C e G apresentam um caráter retilíneo sugerindo a presença de uma zona de deslocamento sinistral II¹ que teria deslocado as anomalias C e G em relação às anomalias A e E, respectivamente. De modo semelhante, mas menos conspícuo, evidencia-se a presença de outra zona de deslocamento I I^{2 3}, que teria deslocado a anomalia B em relação à anomalia D (movimento sinistral) ou em relação à anomalia C (movimento dextral). Além disso, a direção I I^{4 5} sugere que houve, ao longo dela, movimentação, possivelmente de caráter sinistral, uma vez que a porção setentrional da anomalia A, de direção N-S, encontra-se defletida em relação à porção meridional, de direção NNE-SSW. A Figura 35a mostra ao longo do perfil LL', localizado na Figura 34, as ondulações calculadas da interface crosta-manto. A Figura 35b mostra uma seção geológica interpretativa da área ao longo de LL' onde estão assinaladas as expressões em superfície das zonas de cisalhamento dúctil de Granja, Sobral-Pedro II e Senador Pompeu. Os adelgaçamentos crustais evidenciados pela gravimetria (u, v, x e y na Figura 35a) são interpretados como sendo resultantes não só do arqueamento devido ao regime de esforços compressivos, como também do alçamento de porções da crosta inferior a profundidades mais rasas. Note-se que a interpretação dos dados gravimétricos (linha tracejada na Figura 35b) retrata apenas o efeito total: arqueamento mais alçamento de porções mais densas.

O campo regional produzido pelo método dos mínimos quadrados (Figura 32) também foi transformado em um mapa de dig



(a)



(b)

Fig. 35 - (a) Perfil LL' (assinalado na Figura 34) de distâncias verticais em relação ao nível de 27 km, para o modelo postulado para as fontes regionais da área estudada, obtido pela transformação do campo regional produzido pelo método PNW. (b) Seção interpretativa da superfície mapeada (linha tracejada) e as localizações em superfície das zonas de cisalhamento de Granja (Gr), Sobral-Pedro II (S-P II) e Senador Pompeu (SP).

tâncias verticais (Figura 36) entre a interface crosta-manto e o nível de referência de 27 km. Este mapa mostra as mesmas feições de espessamentos e adelgaçamentos da Figura 34, mas com menores amplitudes. Além disso, percebe-se uma evidente influência da feição MM' presente no mapa Bouguer (Figura 29) que condicionou a caráter alongado de orientação NE-SW das feições C, F e G (Figura 36). As feições B e D tornaram-se alongadas na direção N-S devido a influência da feição N no mapa Bouguer (Figura 29) e a feição E foi severamente atenuada devido à influência da anomalia residual E (Figura 33). As distorções acima citadas ocorrem devido à transmissão do campo residual para o regional da Figura 36 obliterando assim as expressões das feições lineares II₁, II₂ e II₃.

O campo residual obtido pelo método PNW (Figura 31) apresenta anomalias positivas lineares, de orientação NE-SW (A e B), alto gradiente no setor N, e anomalias arredondadas (G, I, J e K), gradientes fracos a moderados no setor E. Estas duas áreas estão separadas pela feição principal FF₁ de orientação NE-SW, que coincide com o Lineamento Sobral-Pedro II. As anomalias positivas que ocorrem no setor W (C, D e E) apresentam forte gradiente e são alongadas, mas aparentemente sem uma orientação preferencial comum. O campo residual produzido pelo método dos mínimos quadrados (Figura 33) exhibe anomalias positivas muito estreitas e de menor amplitude em comparação com o obtido pelo método PNW (Figura 31). Este fato, confirma a transmissão do residual para a superfície regional ajustada pelo método dos mínimos quadrados, conforme já verificado anteriormente na análise da Figura 32.

Como as evidências geológicas indicam que as anomalias residuais são causadas por corpos com contrastes positivos

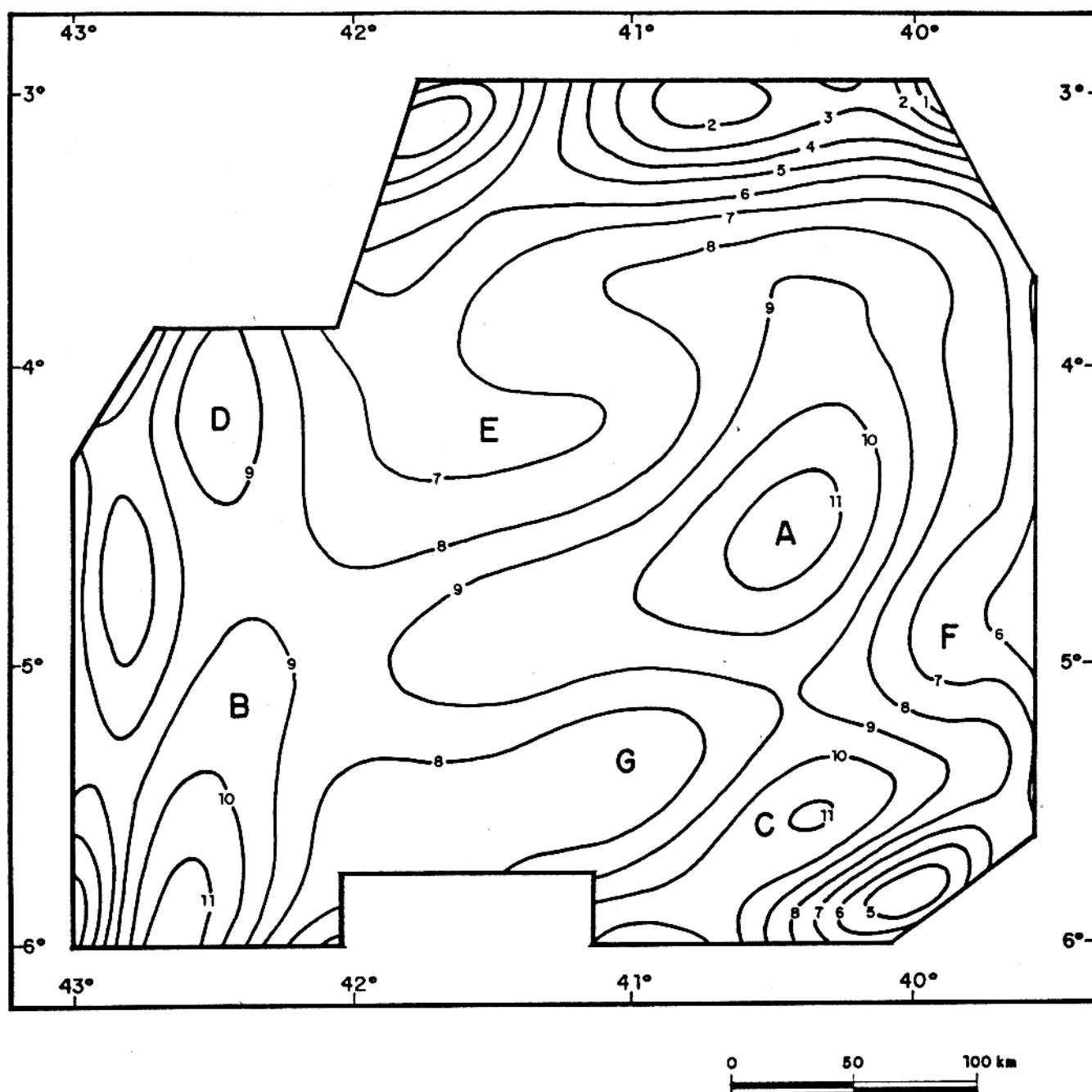


Fig. 36 - Mapa de distâncias verticais em relação ao nível de 27 km, para o modelo postulado para as fontes regionais da área estudada, obtido pela transformação do campo regional produzido pelo método dos mínimos quadrados. Intervalo de contorno 1 km.

de densidade, um valor constante de 8 mGal foi adicionado ao campo residual obtido pelo método PNW (Figura 31) para torná-lo positivo na maior parte da área. Em seguida, o campo residual foi transformado em um mapa de contrastes de densidades aparentes (Figura 37) empregando o método descrito no capítulo 4, onde foi presumido um valor de 15 km para a profundidade do topo e 10 km para a espessura da placa que presumivelmente contém as fontes anômalas, e um valor de 0,1 para a constante λ positiva. ¹Esse mapa permite delinear aproximadamente os limites horizontais dos corpos causadores das anomalias, através da curva de contorno correspondente à metade do valor máximo do contraste de densidade correspondente a cada anomalia positiva isolada. O mapa de contornos horizontais das fontes, numeradas de 1 a 31, é mostrado na Figura 38.

Comparando o mapa de anomalia residual (Figura 31) com o mapa de contrastes de densidade aparentes (Figura 37) verificamos que as anomalias alongadas A e C, são produzidas por corpos alongados na direção NE-SW, enquanto as anomalias D e E são de fato resultantes da soma dos efeitos gravimétricos de três corpos e dois corpos menores, respectivamente. Os três corpos (10, 18 e 23), associados à anomalia D, parecem ter sido deslocados ao longo das direções SS e S S (Figura 38), aparentemente relacionadas com a direção II ^{1 2 3} (Figura 34).

¹Para se obter profundidades relativas entre os vários corpos causadores da anomalia residual foram construídas para cada fonte assinalada na Figura 38, famílias de curvas de contraste de densidade versus profundidade do topo para diversos valores de espessuras. Na análise das famílias de curvas voltada à obtenção de relações semi-quantitativas entre as profundidades do topo das diversas fontes, foram empregados os cri

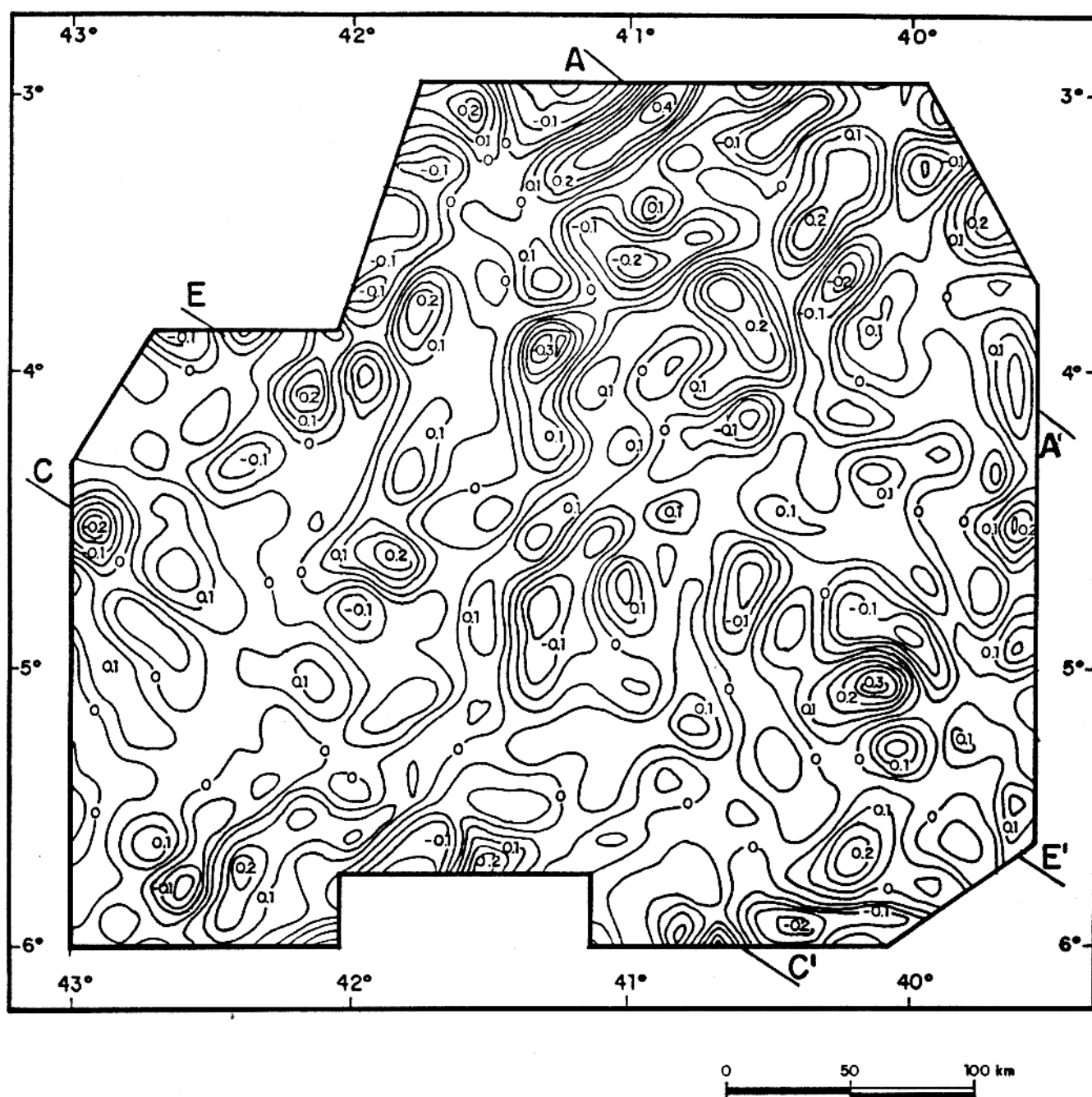


Fig. 37 - Mapa de contraste de densidade aparente da área estudada, obtido pela transformação do campo residual produzido pelo método PNW. A placa que supostamente contém as fontes foi discretizada em prismas retangulares com profundidade do topo de 15 km e espessura de 10 km. O valor de λ empregado foi de 0,1. Intervalo de contorno 0,05 g/cm³.

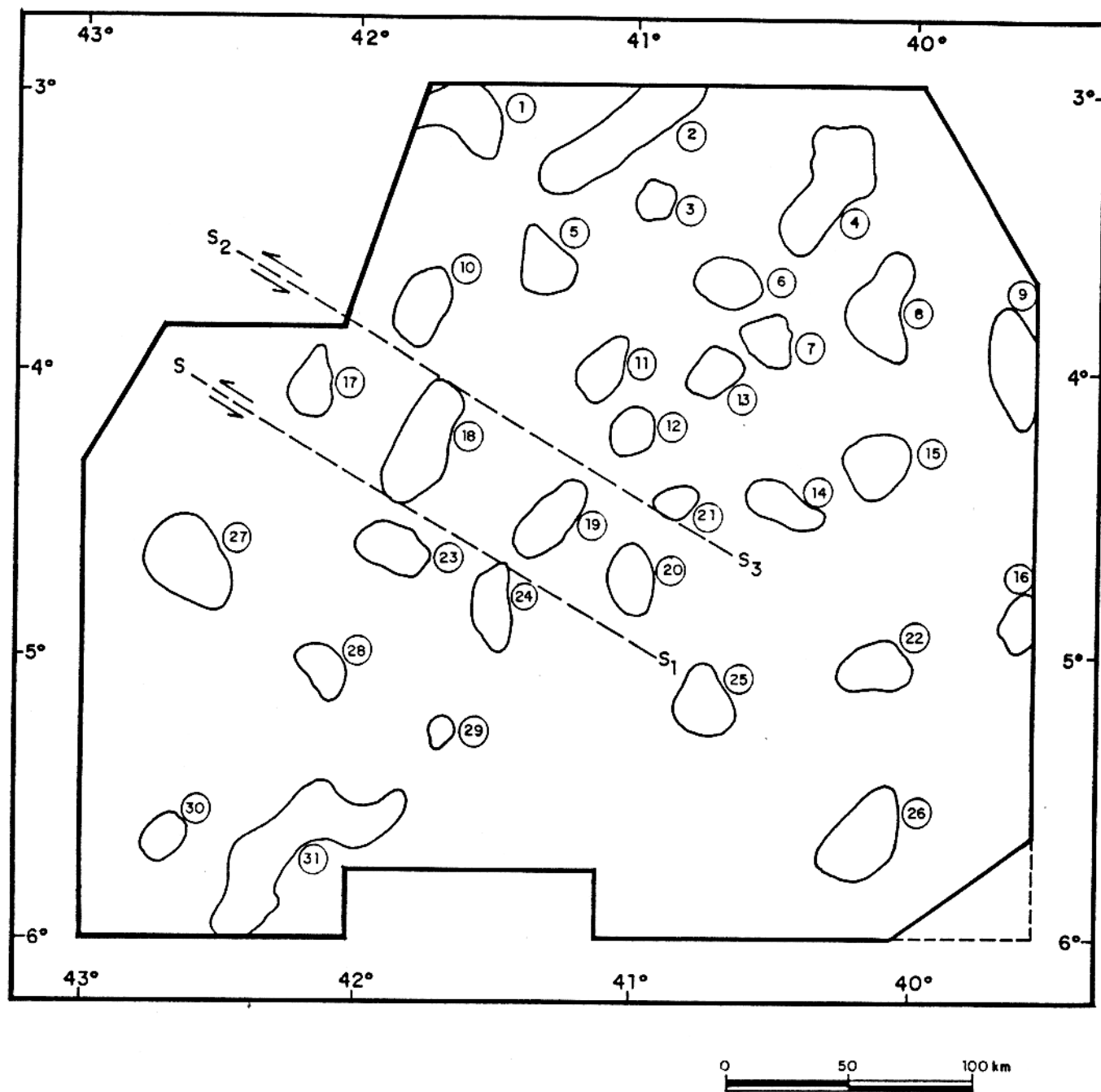


Fig. 38 - Contornos laterais dos corpos causadores da anomalia residual delineados no mapa de contraste de densidade aparente obtido pela transformação do campo residual produzido pelo método PNW. Os corpos foram ordenados arbitrariamente por números assinalados dentro dos círculos.

térios definidos no estudo de modelos teóricos com fontes interferentes. Especificamente, corpos produzindo curvas de contraste de densidade aparente com maior inclinação são os mais rasos e corpos produzindo maiores diferenças entre os valores do contraste de densidade correspondente ao menor e maior valor de espessura para o menor nível de profundidade presumido, são os mais rasos. Assim sendo, as famílias de curvas foram divididas em dois grandes grupos: as produzidas por corpos rasos (Figuras 39 a 43) e as produzidas por corpos profundos (Figuras 44 a 46).

Nos arredores da cidade de Granja, Estado do Ceará, afloram rochas granulíticas, associadas à anomalia A do mapa de campo residual (Figura 31). Pressupondo-se, portanto, que os corpos mapeados (Figura 38) são porções de rochas granulíticas, podemos estimar um contraste de densidade de $0,4 \text{ g/cm}^3$, para os corpos causadores das anomalias residuais com base nos dados da Tabela 1. Este valor representa o contraste de densidade entre as rochas granulíticas e os gnaisses que ocorrem na área. Com o contraste de densidade estimado e fixando uma espessura constante, podemos determinar valores de profundidades relativas do topo para cada um dos corpos mapeados, utilizando-se a família de curvas correspondente a cada corpo.

A Figura 47 apresenta um mapa de profundidades relativas para os corpos mapeados, presumindo-se $0,4 \text{ g/cm}^3$ para o contraste de densidade e fixando-se a espessura em 3 km. As profundidades relativas permitem visualizar que as zonas de deslocamento de orientação NW-SE, interpretadas no mapa de profundidades da interface crosta-manto (II₁, II₂, III₃ e III₄, III₅ na Figura 34), condicionaram as profundidades dos corpos intracrustais, uma vez que, os corpos localizados a norte da zona de deslocamen

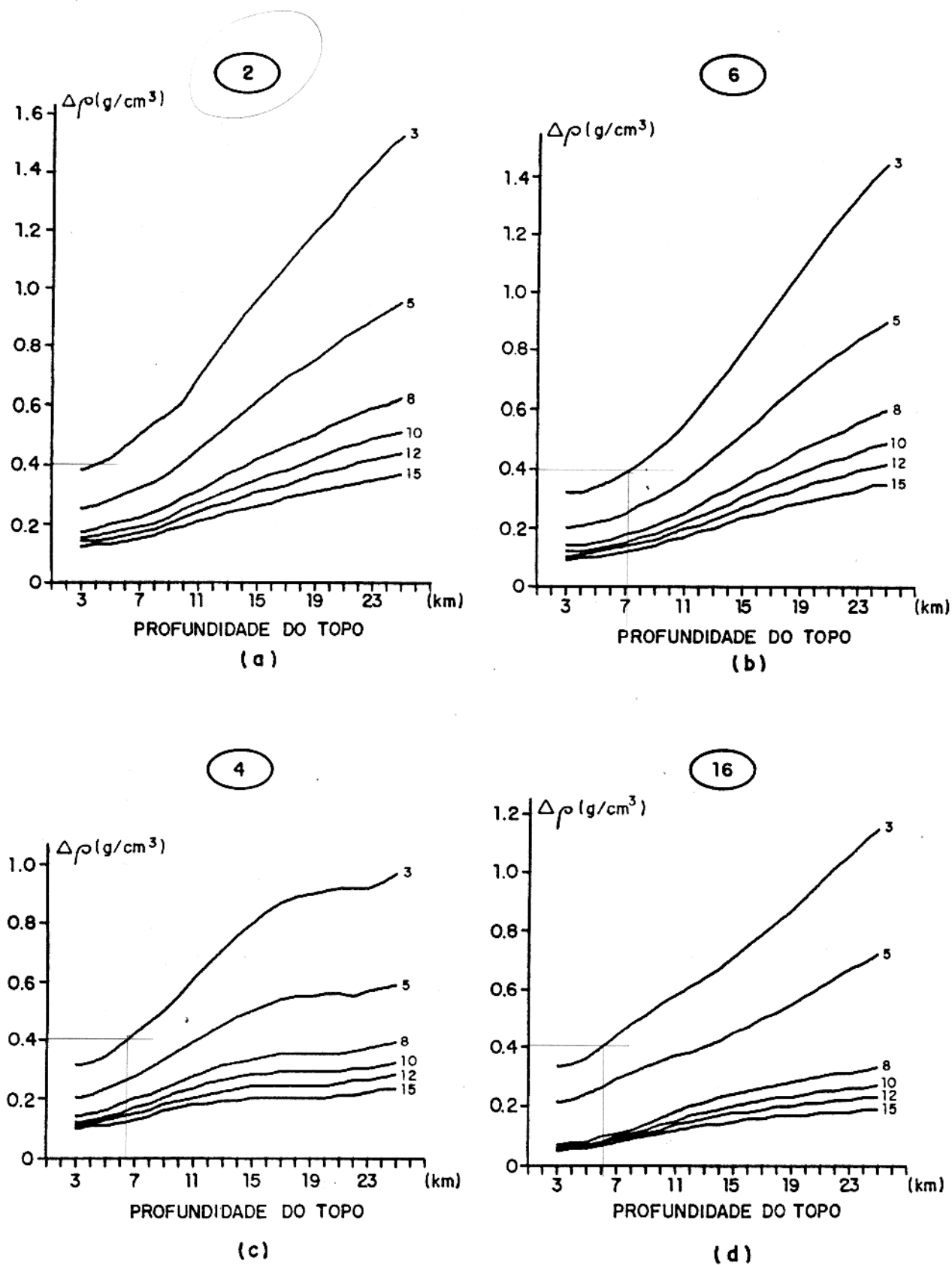


Fig. 39 - Famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo da placa para diversos valores de espessura (em km) para os corpos (a) 2, (b) 6, (c) 4 e (d) 16 assinalados na Figura 38, obtidas a partir da transformação do mapa residual produzido pelo método PNW.

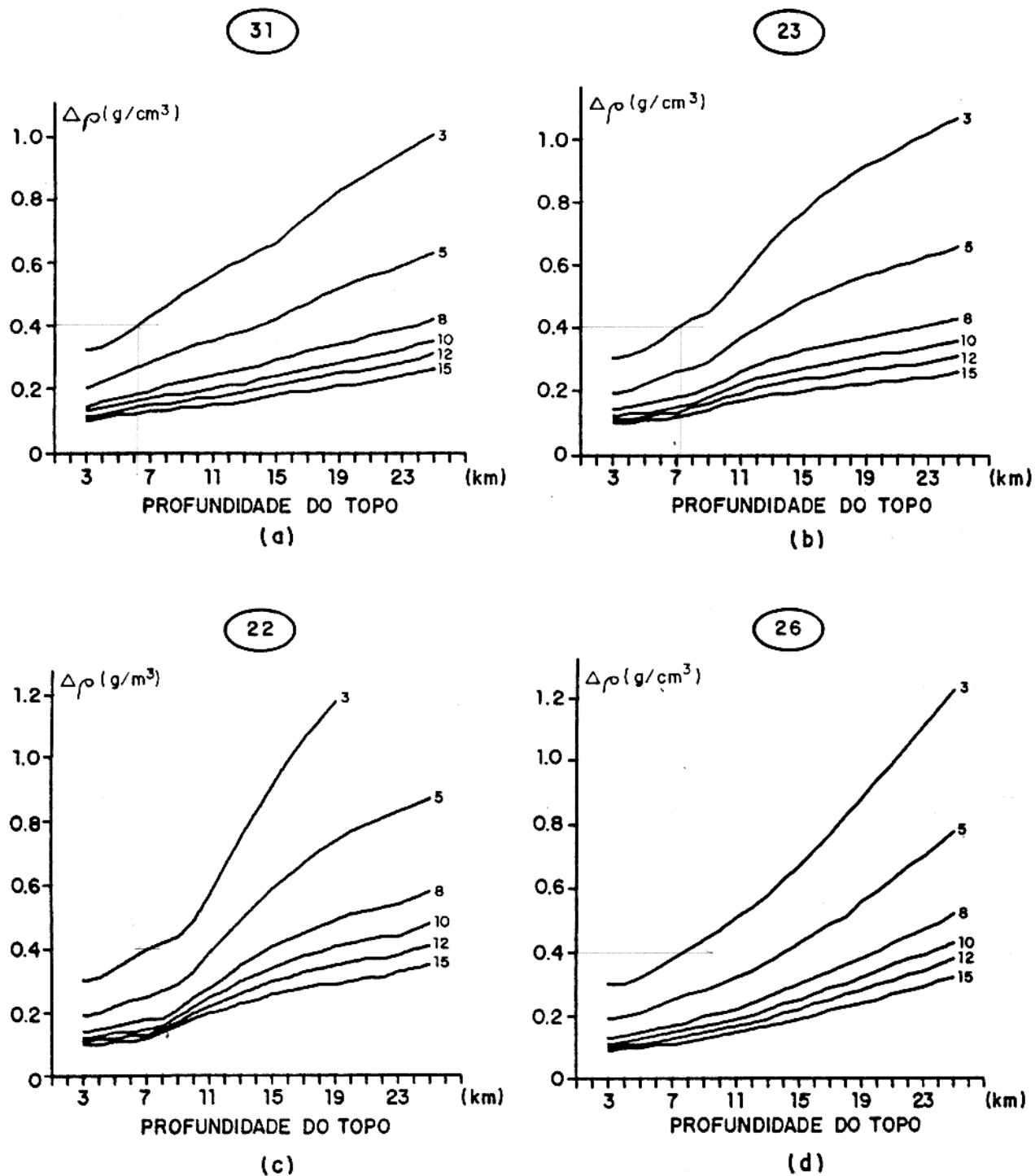


Fig. 40 - Famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo da placa para diversos valores de espessura (em km) para os corpos (a) 31, (b) 23, (c) 22 e (d) 26 assinalados na Figura 38, obtidas a partir da transformação do mapa residual produzido pelo método PNW.

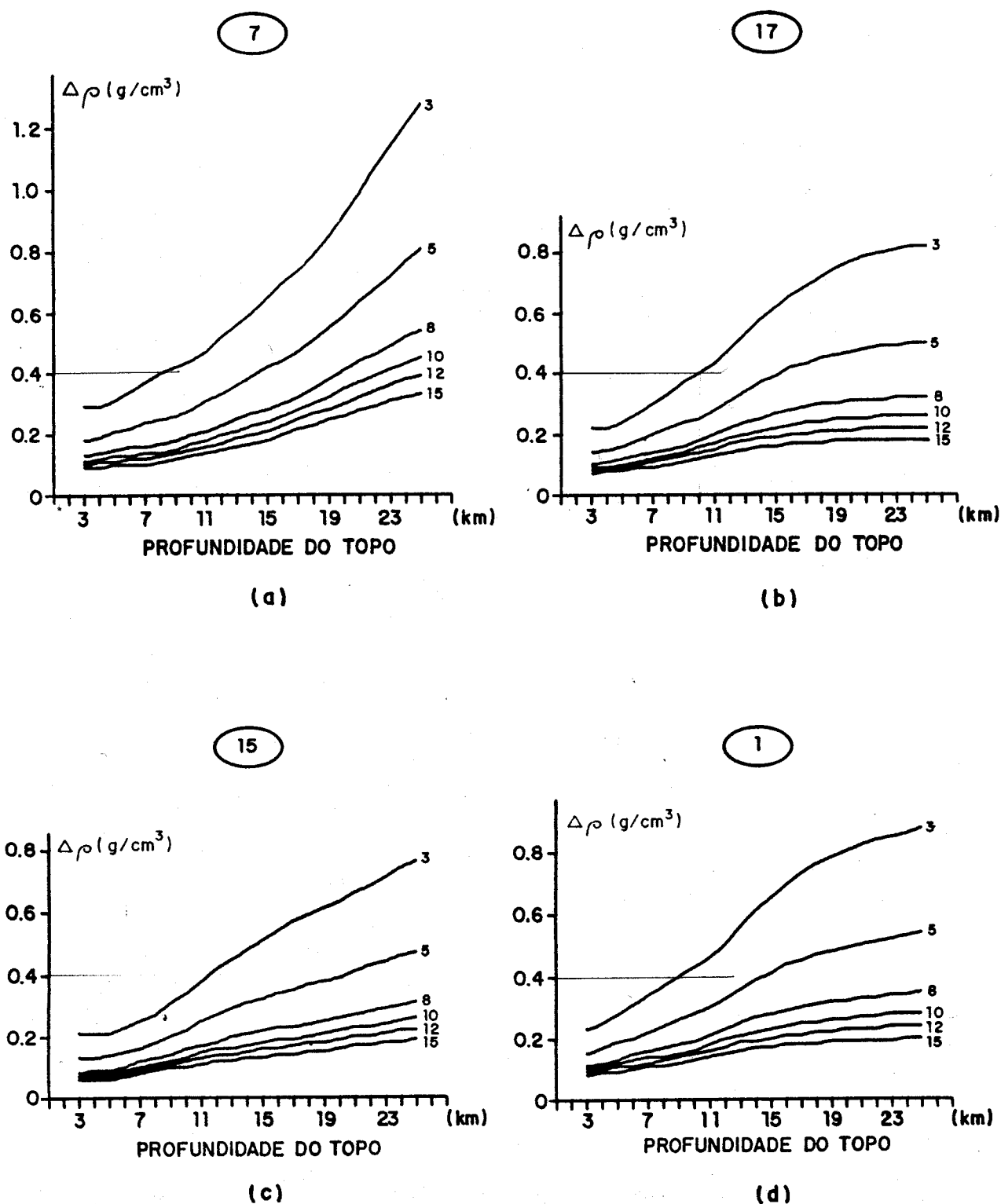


Fig. 41 - Famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo da placa para diversos valores de espessura (em km) para os corpos (a) 7, (b) 17, (c) 15 e (d) 1 assinalados na Figura 38, obtidas a partir da transformação do mapa residual produzido pelo método PNW.

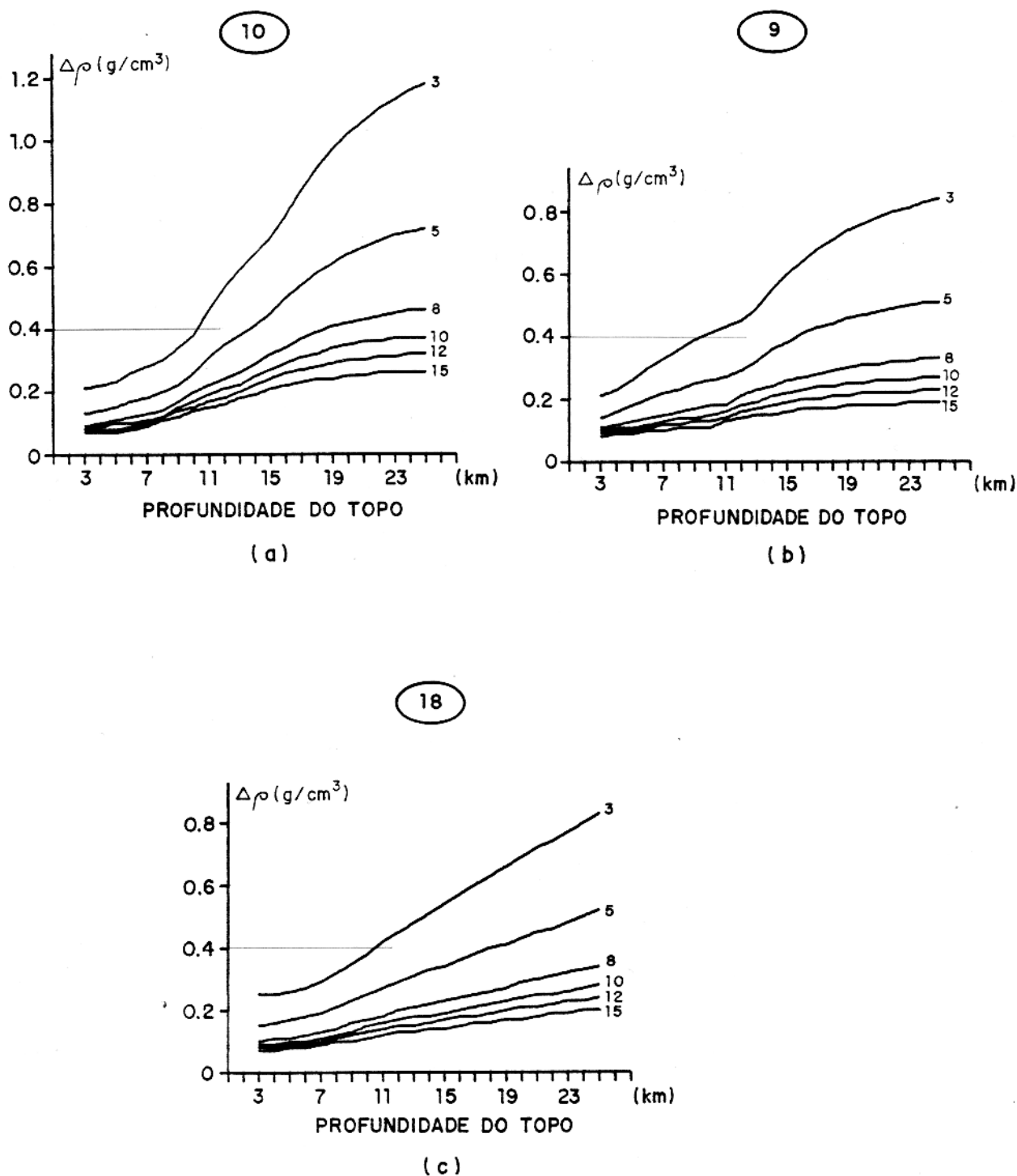


Fig. 42 - Famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo da placa para diversos valores de espessura (em km) para os corpos (a) 10, (b) 9 e (c) 18 assinalados na Figura 38, obtidas a partir da transformação do mapa residual produzido pelo método PNW.

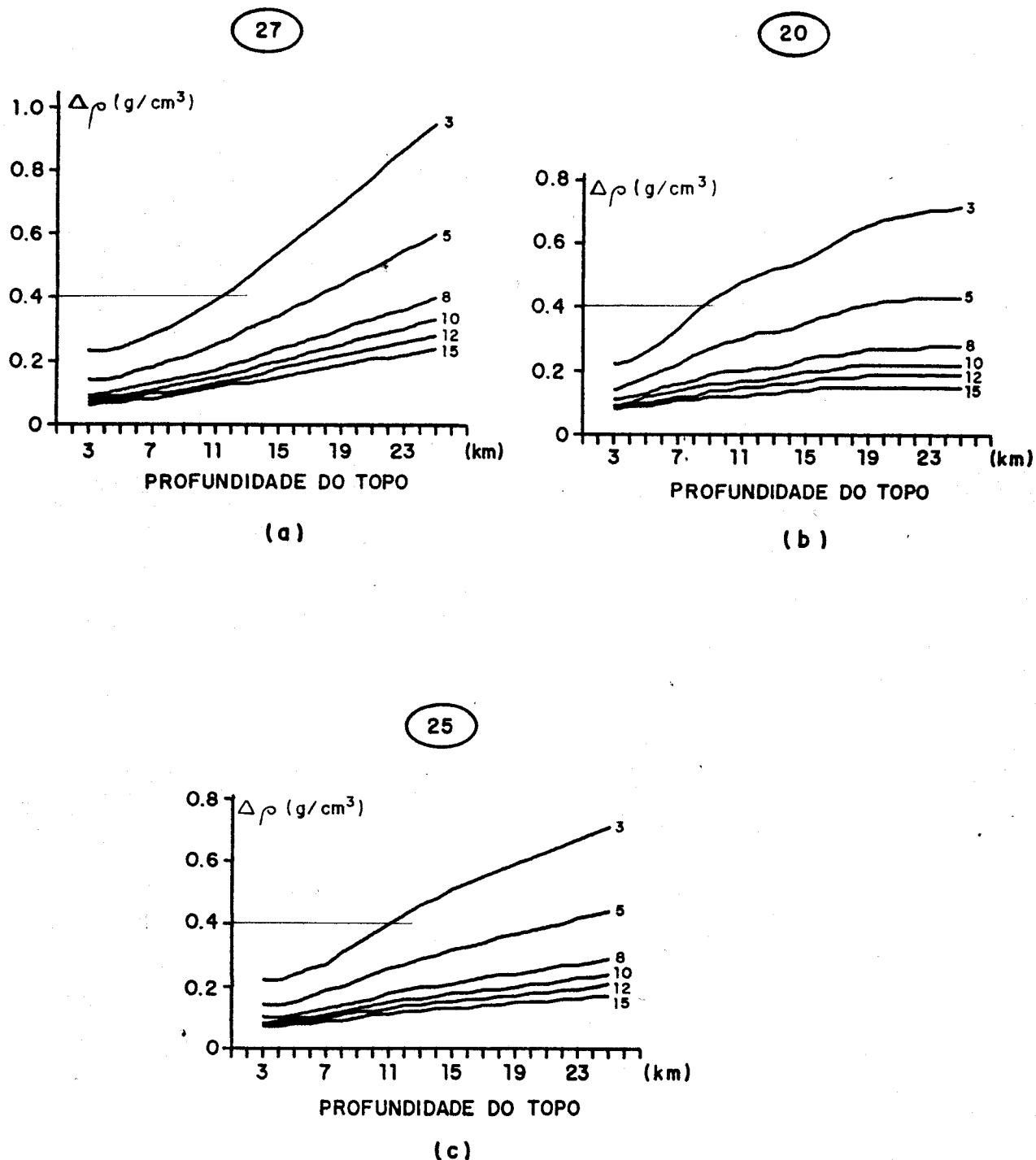


Fig. 43 - Famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo da placa para diversos valores de espessura (em km) para os corpos (a) 27, (b) 20 e (c) 25 assinalados na Figura 38, obtidas a partir da transformação do mapa residual produzido pelo método PNW.

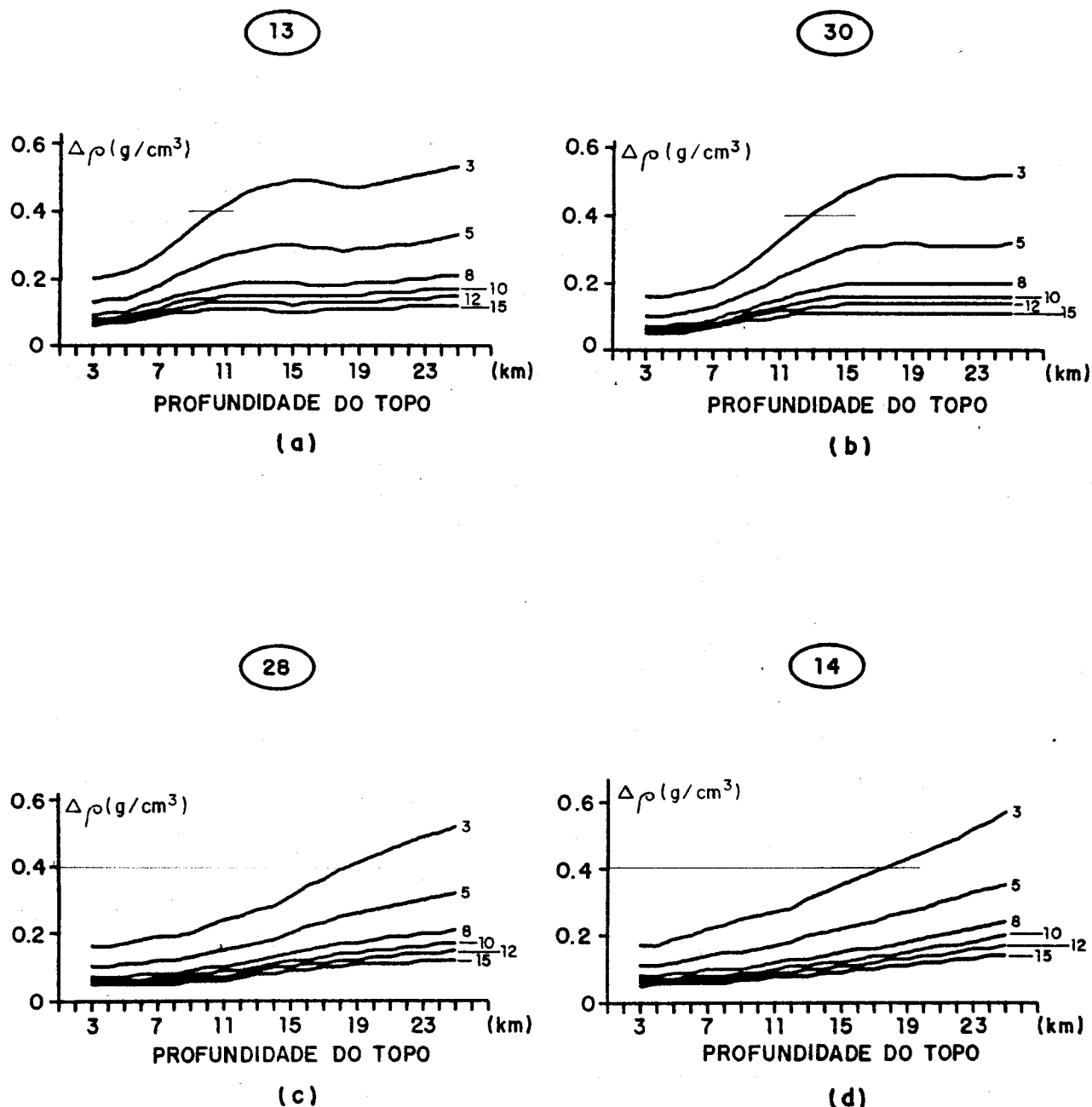


Fig. 44 - Famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo da placa para diversos valores de espessura (em km) para os corpos (a) 13, (b) 30, (c) 28 e (d) 14 assinalados na Figura 38, obtidas a partir da transformação do mapa residual produzido pelo método PNW.

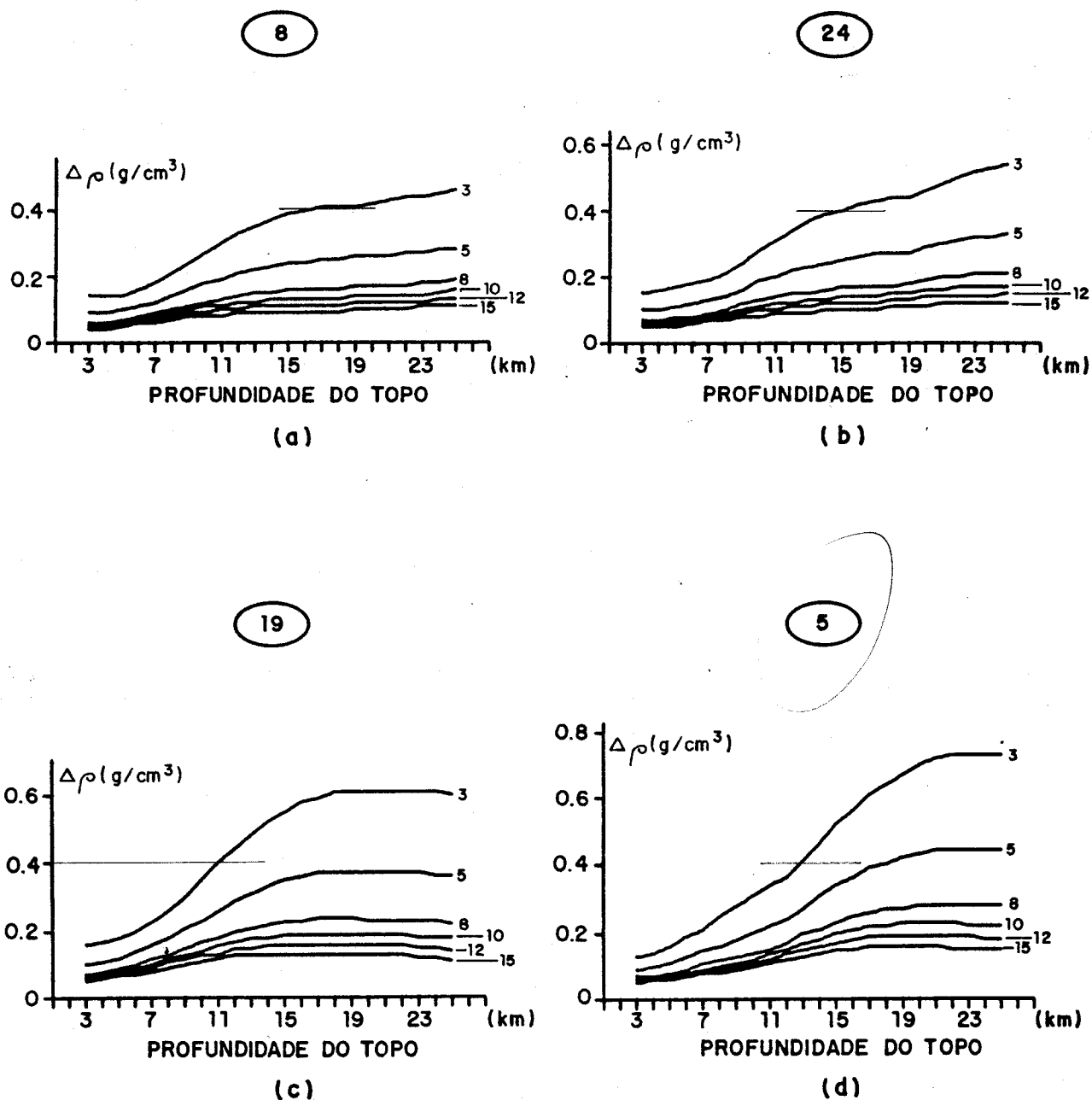


Fig. 45 - Famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo da placa para diversos valores de espessura (em km) para os corpos (a) 8, (b) 24, (c) 19 e (d) 5 assinalados na Figura 38, obtidas a partir da transformação do mapa residual produzido pelo método PNW.

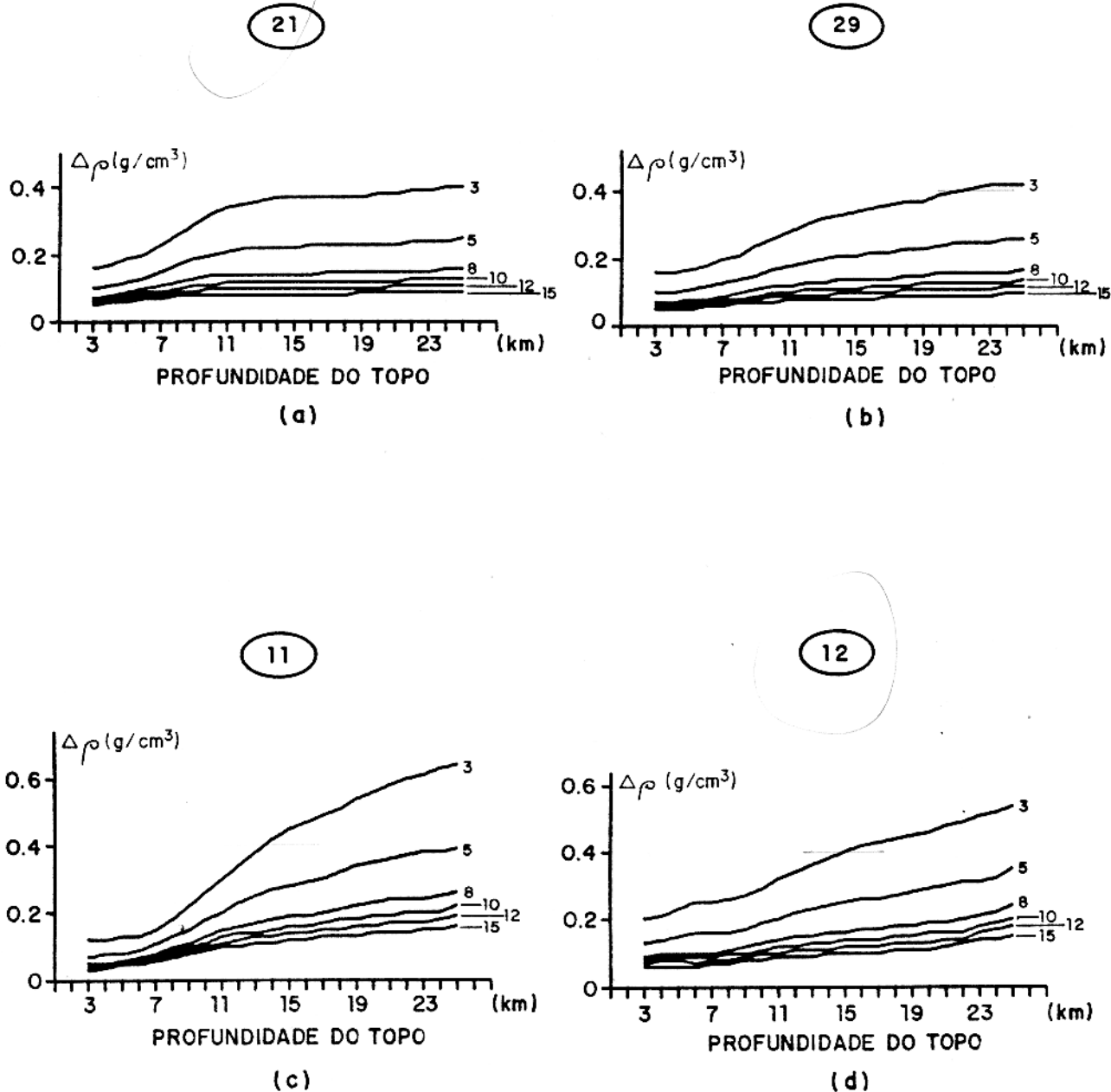
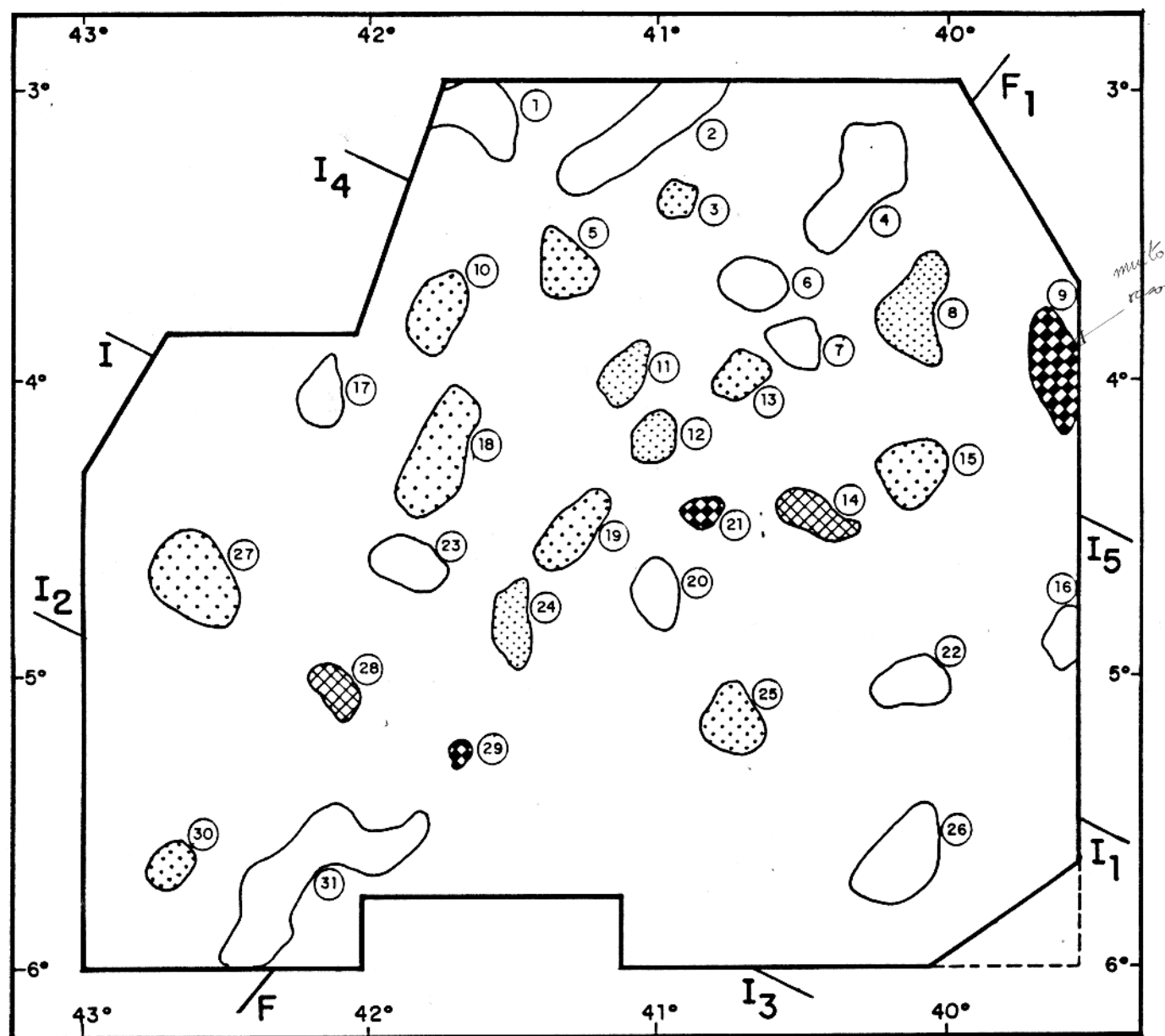


Fig. 46 - Famílias de curvas de contraste de densidade aparente versus profundidade do topo da placa para diversos valores de espessura (em km) para os corpos (a) 21, (b) 29, (c) 11 e (d) 12 assinalados na Figura 38, obtidas a partir da transformação do mapa residual produzido pelo método PNW.



LEGENDA

-  MUITO RASO
-  RASO
-  INTERMEDIÁRIO
-  POUCO PROFUNDO
-  PROFUNDO

Fig. 47 - Profundidades relativas para os corpos rasos obtidas fixando-se o contraste de densidade das fontes em $0,4 \text{ g/cm}^3$ e a espessura da placa em 3 km, utilizando-se o campo residual produzido pelo método PNW.

to I I (1, 2, 4, 6 e 7) e a sul da zona de deslocamento I I_{4 5} (31) são os mais rasos, o que é confirmado por dados geológicos de superfície, uma vez que uma porção do corpo 2 chega a aflorar nos arredores da cidade de Granja. Na porção central, entre as zonas de deslocamento I I_{4 5} e I I_{2 3}, temos de sudeste para noroeste, uma estruturação em faixas, de corpos muito rasos, rasos e na altura do Lineamento Sobral-Pedro II encontram-se os corpos profundos e pouco profundos seguindo-se, em direção a noroeste, com corpos rasos e muito rasos.

O campo residual produzido pelo método dos mínimos quadrados (Figura 33) também foi acrescido de um valor de 8 mGal e transformado em um mapa de contrastes de densidade aparentes (Figura 48), a partir do qual foram delineados os limites horizontais dos corpos causadores das anomalias (Figura 49). Comparando os dois mapas de limites laterais das fontes residuais obtidos pelas transformações dos campos residuais produzidos pelos métodos PNW (Figura 38) e mínimos quadrados (Figura 49), verifica-se que, excetuando-se os corpos 11, 28 e 29 que tornaram-se mais largos no caso dos mínimos quadrados, os demais mantiveram as mesmas dimensões. A Figura 50 fornece um mapa de profundidades relativas para os corpos mapeados na Figura 49 fixando o contraste de densidade em $0,4 \text{ g/cm}^3$ e a espessura em 3km. Comparando-se as Figura 47 e 50 verifica-se que, de um modo geral, as fontes residuais mapeadas pelo método dos mínimos quadrados (Figura 50) encontram-se a maiores profundidades, não sendo verificada a presença de corpos classificados, no caso do método PNW, como muito rasos. Além disso, ao contrário da Figura 47 o condicionamento de maiores profundidades ao sul de I I_{4 5} não é aparente na Figura 50. Observa-se ainda que a tendência dos corpos tornarem-se mais rasos de SE para NW, na

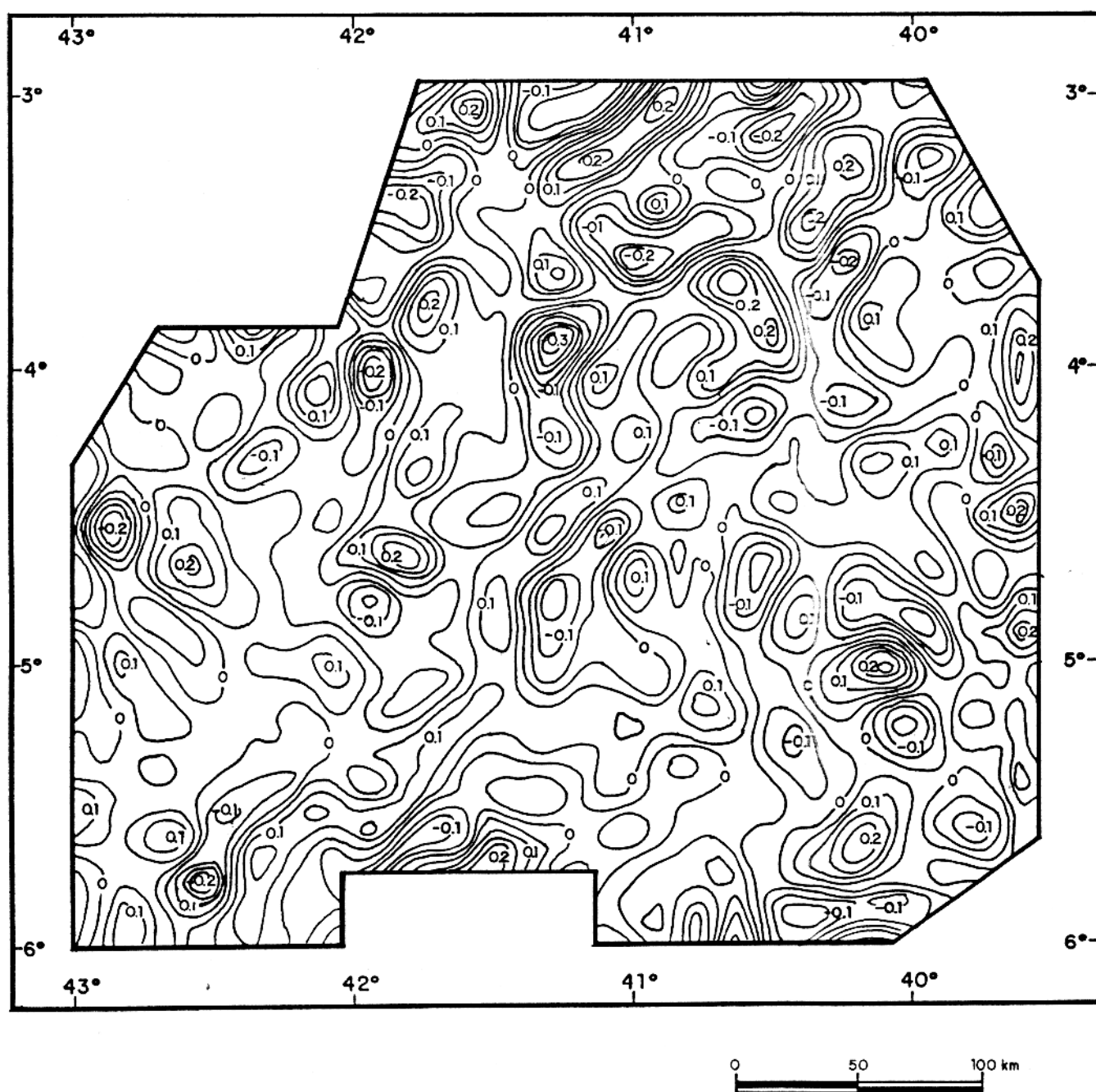


Fig. 48 - Mapa de contraste de densidade aparente da área estudada obtido pela transformação do campo residual produzido pelo método dos mínimos quadrados. A placa que supostamente contém as fontes foi discretizada em prismas retangulares com profundidade do topo de 15 km e espessura de 10 km. O valor de λ empregado foi de 0,1. Intervalo de contorno 0,05 g/cm³.

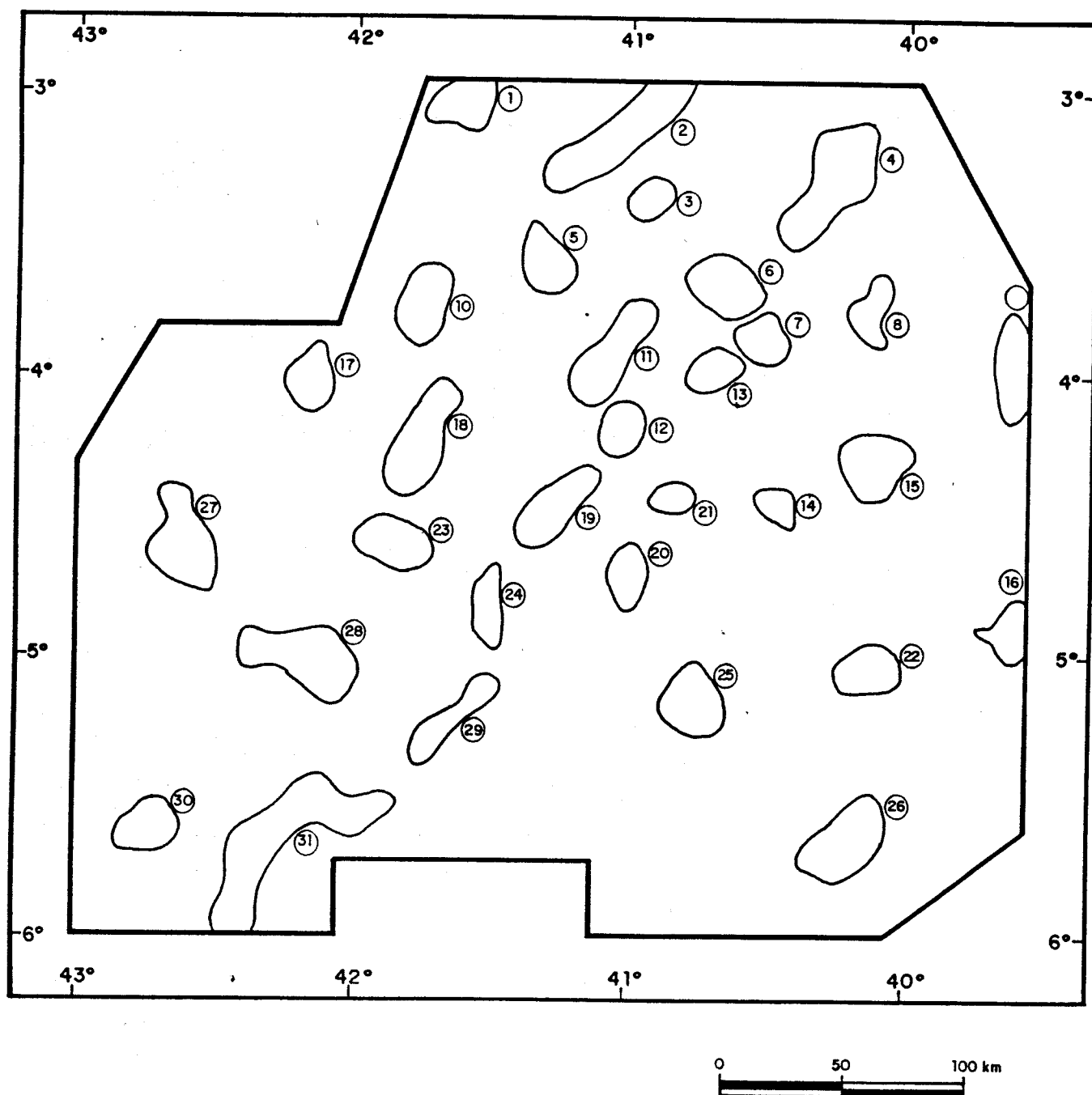
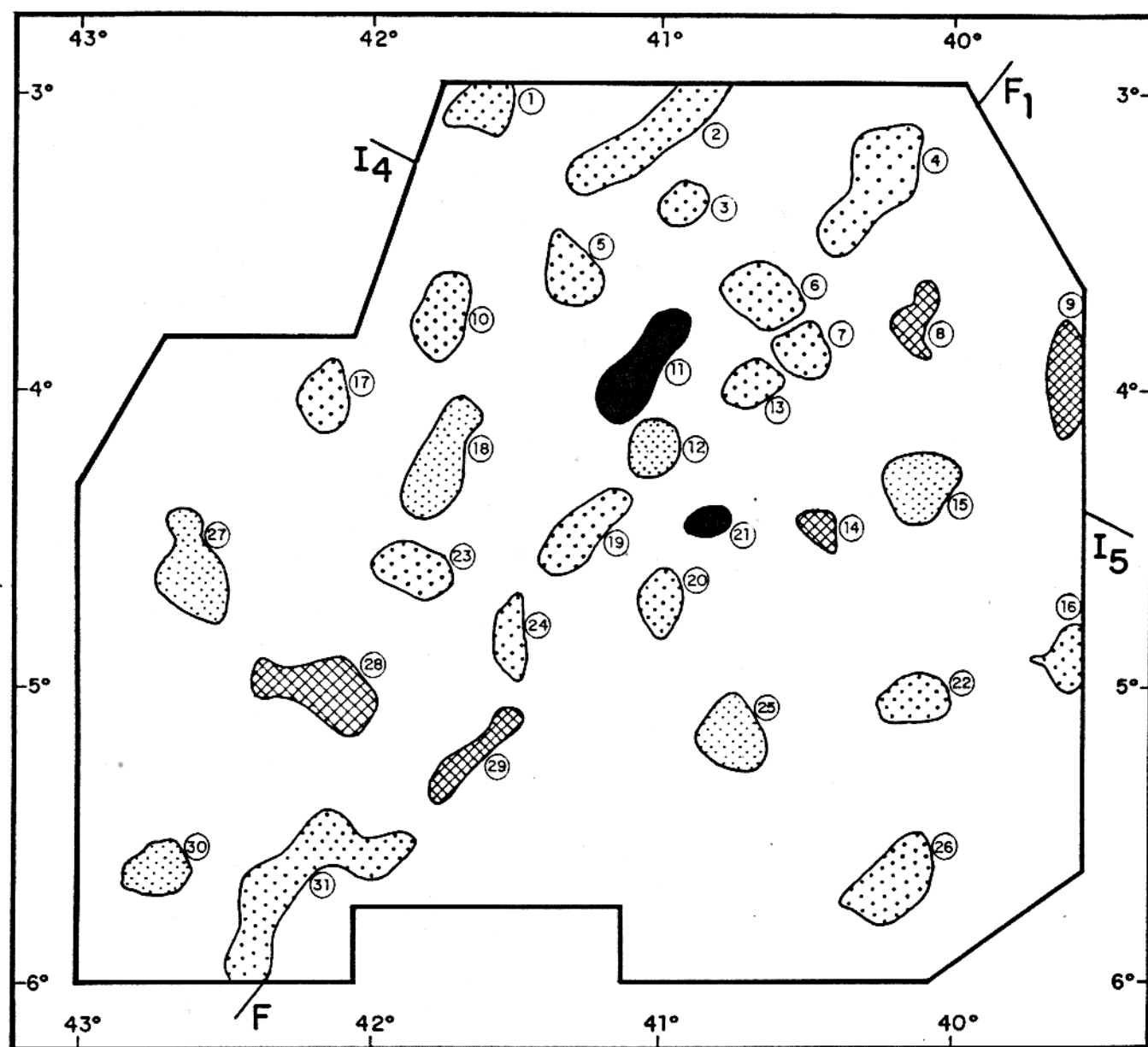


Fig. 49 - Contornos laterais dos corpos causadores da anomalia residual delineados no mapa de contraste de densidade aparente obtido pela transformação do campo residual produzido pelo método dos mínimos quadrados. Os corpos foram ordenados arbitrariamente por números assinalados dentro dos círculos.



LEGENDA



RASO



INTERMEDIÁRIO



POUCO PROFUNDO



MUITO PROFUNDO

Fig. 50 - Profundidades relativas para os corpos rasos obtidas fixando-se o contraste de densidade das fontes em $0,4 \text{ g/cm}^3$ e a espessura da placa em 3 km, utilizando-se o campo residual produzido pelo método dos mínimos quadrados.

porção a NW da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (FF) ¹ denotada na Figura 47 não é sistemática na Figura 50 como por exemplo o corpo 18, ladeado a NW e a SE por corpos mais rasos (17 e 19).

O aumento ocorrido nas profundidades relativas obtidas com o método dos mínimos quadrados em comparação com o método PNW é causado pela perda de amplitude sofrida pelo campo residual em decorrência da transmissão de parte do residual para o regional. Este aumento varia de 0 até 137,5 %, tendo como valor médio 34,7% e 21,3% de mediana. Por exemplo, o corpo 11 foi, anteriormente, classificado como intermediário e agora está classificado como muito profundo, tendo-se apenas quatro casos de redução de profundidade, que são os dos corpos 3, 9, 12 e 24, sendo que os corpos 9 e 12 antes classificados como profundo e intermediário, respectivamente e agora estão classificados como pouco profundo e raso, respectivamente.

Os valores de espessura e profundidades do topo obtidos do modo acima descrito, foram utilizados como aproximação inicial para o modelamento direto interativo empregando o método de Talwani (Talwani et al. 1959) adaptado para 2,5-D através da fórmula para correção de borda (Nettleton, 1976). Foram, então, modelados os campos residuais ao longo de três perfis de orientação NW-SE, assinalados na Figura 37 por AA', EE' e CC'. A geometria presumida para as fontes no modelamento interativo destes três perfis foi vinculada por informações geológicas de superfície. Entre estas informações destaca-se o aleitamento tectônico, de direção NE-SW, de gnaisses granulíticos e os demais tipos de gnaisses, com mergulho para SE. Além disso, estudos estruturais e petrológicos fornecem evidências de que parte dos granulitos existentes na área foi trazida até a super-

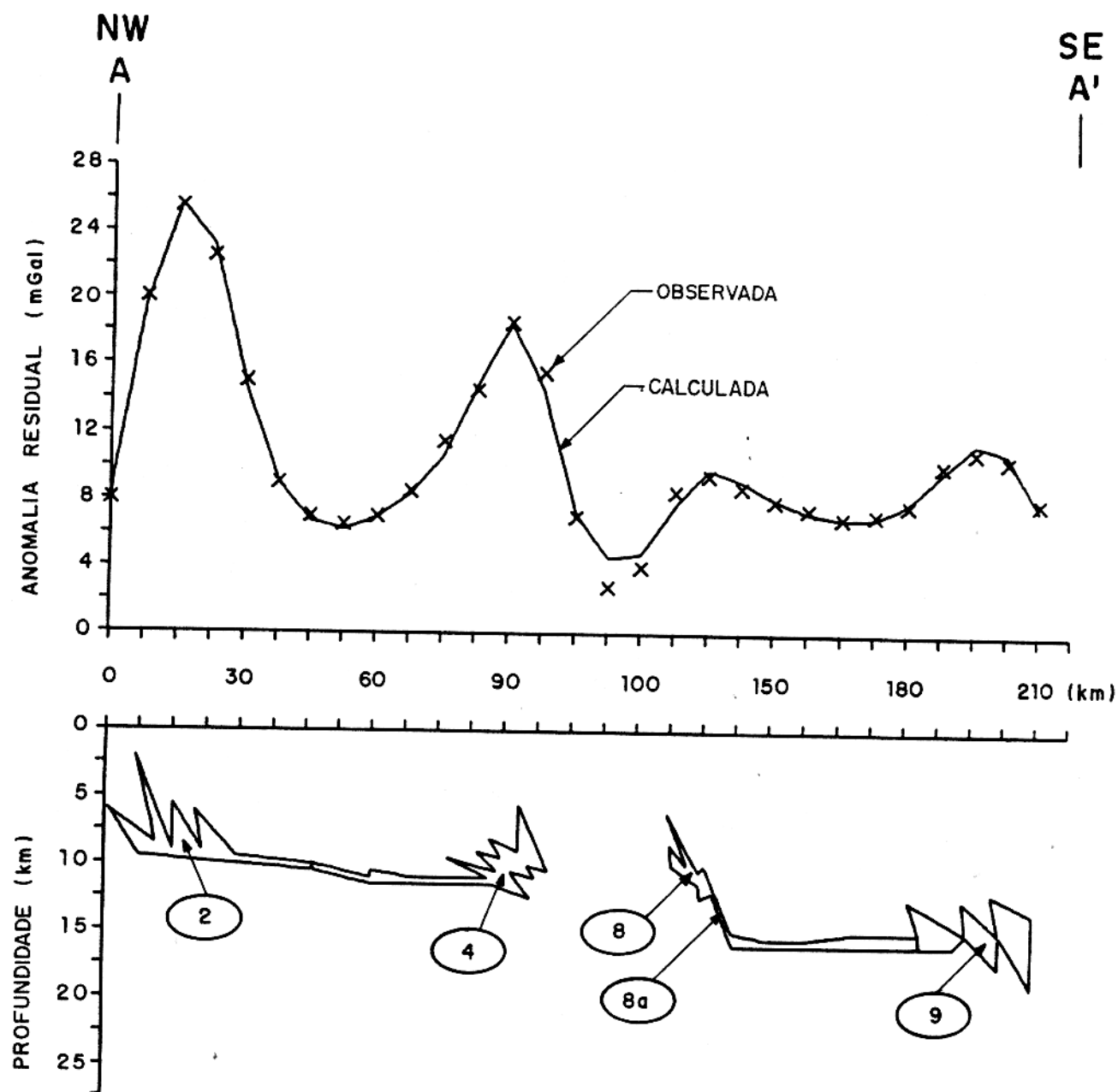


Fig. 51 - Modelamento direto interativo do campo residual produzido pelo método PNW (Figura 31) ao longo do Perfil AA', assinalado na Figura 37.

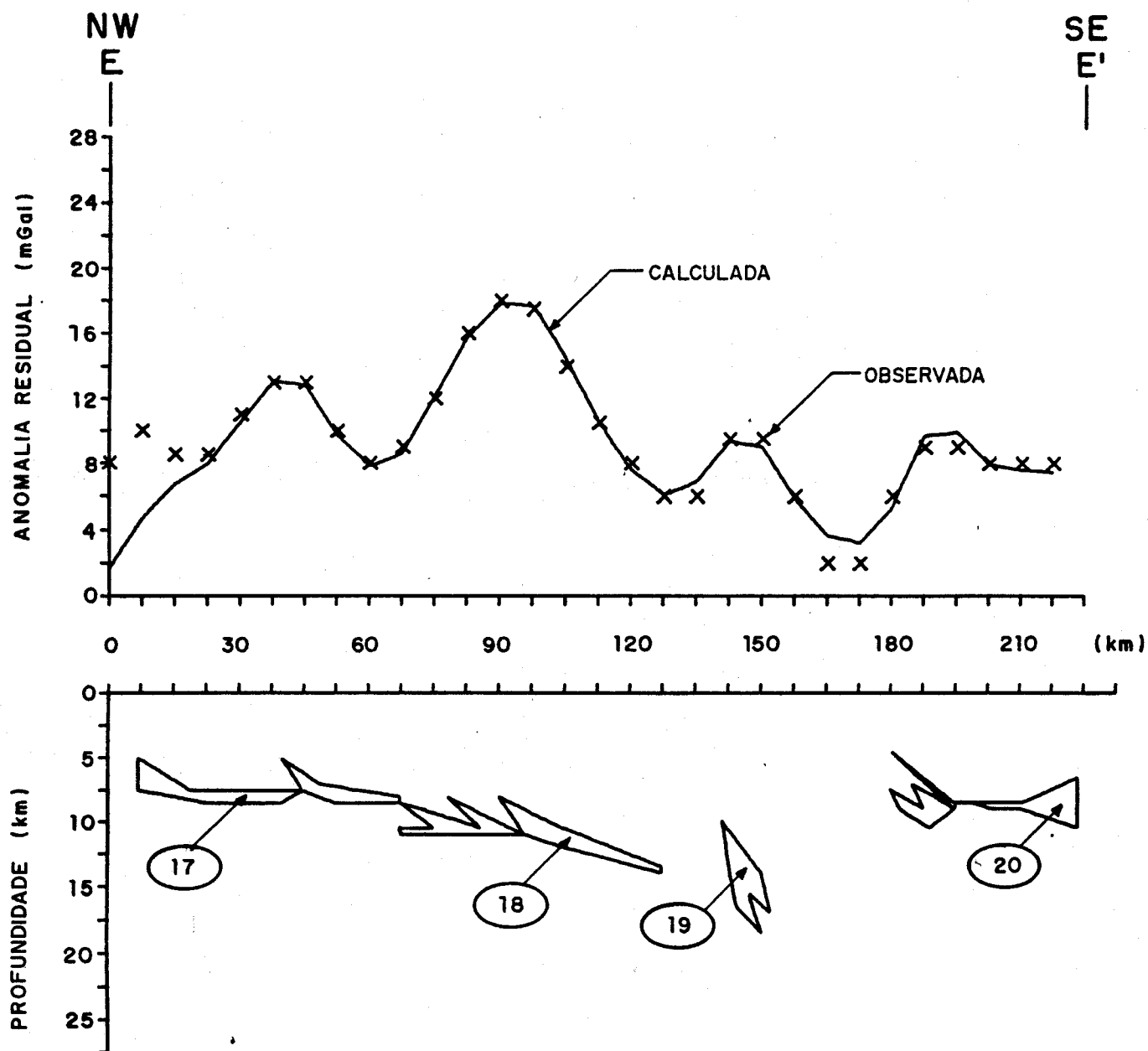


Fig. 52 - Modelamento direto interativo do campo residual produzido pelo método PNW (Figura 31) ao longo do Perfil EE', assinalado na Figura 37.

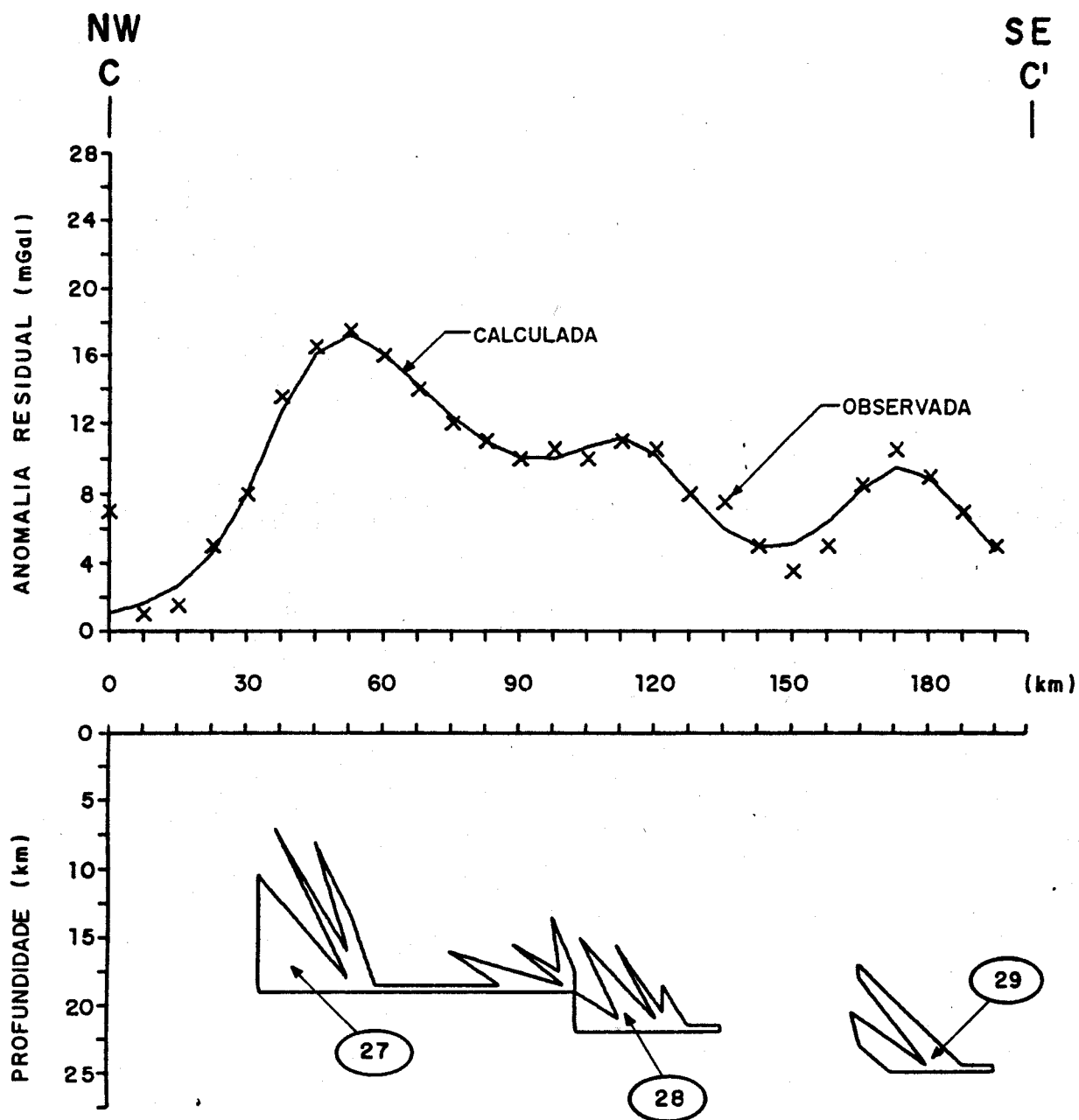


Fig. 53.- Modelamento direto interativo do campo residual produzido pelo método PNW (Figura 31) ao longo do Perfil CC', assinalado na Figura 37.

fície, desde a base da crosta, por um processo compressivo (Abreu et al., 1988). Os resultados são mostrados nas Figuras 51 a 53.

Os campos residuais modelados produziram corpos que se caracterizam por formas geométricas acunhadas desde verticais até horizontalizadas. O perfil AA' (Figura 51), de NW para SE, corta os corpos 2, 4, 8 e 9. Os corpos 2 e 4 foram classificados anteriormente como corpos muito rasos e pelo modelamento apresentam uma profundidade média de 7,5 e 10 km, respectivamente. O corpo 8 foi classificado anteriormente como intermediário e o corpo 9 como profundo. Pelo modelamento interativo, no entanto, observa-se que a maior parte do corpo 8 é rasa, devendo-se a sua classificação anterior como intermediário à porção assinalada por 8a na Figura 51. O corpo 9 está a uma profundidade média de 15 km. O perfil EE' (Figura 52), de NW para SE, corta os corpos 17, 18, 19 e 20. Os corpos 17 e 20, classificados anteriormente como muito rasos, apresentam pelo modelamento uma profundidade média de 7,5 km. Os corpos 18 e 19 foram classificados como intermediários, sendo fornecido, pelo modelamento, 11 e 14 km de profundidade média, respectivamente. O perfil CC' (Figura 53), localizado mais a sudoeste na área, corta os corpos 27, 28 e 29 classificados como raso, pouco profundo e profundo, respectivamente. Pelo modelamento foram obtidas as profundidades médias de 17, 21 e 23 km para os corpos 27, 28 e 29, respectivamente, embora o corpo 27 apresente grande variação de profundidade, indo de 7,5 a 18 km. Pelos resultados fornecidos pelo modelamento, acima descrito, podemos concluir que a NW do Lineamento Sobral-Pedro II, os corpos apresentam profundidades cada vez maiores no sentido de NW para SE, sendo que ao longo de tal feição, na porção central da área,

ocorre a concentração dos corpos mais profundos.

Pode-se observar que os corpos resultantes do modelamento direto têm formas que se aproximam de lentes estiradas, que podem ser interpretadas geologicamente como lascas de rochas granulíticas trazidas para níveis superiores, ou até mesmo para a superfície (arredores da cidade de Granja, por exemplo), por um evento de cisalhamento dúctil, conforme indicado pelas interpretações apresentadas nas Figuras 54b e 55b para os perfis AA' e CC'.

5.7 - Integração

O quadro tectônico do Pré-Cambriano da área é esboçado em termos de um núcleo constituído por domos gnáissicos, que ocorrem no setor E, com rochas supracrustais associadas, e envolvido por faixas fortemente linearizadas ou cinturões de cisalhamento, como o que ocorre no setor N, caracterizado por faixas de rochas gnáissicas, intercaladas com rochas granulíticas. Os cinturões são formados por zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento oblíquo e incluem rochas metamorfas em fácies xisto verde, anfibolito e granulito.

A luz desse quadro tectônico, a interpretação da anomalia regional (Figura 34) leva ao modelo de arquitetura crustal mostrado na Figura 35b. Nesse modelo, o espessamento crustal na porção A da Figura 34 é produto de forte movimentação nos cinturões de cisalhamento adjacentes, responsáveis pelo soerguimento de rochas da base da crosta e, provavelmente, do manto litosférico. Os importantes desníveis verificados na interface crosta-manto (Figura 35a) são relacionados a deslocamentos

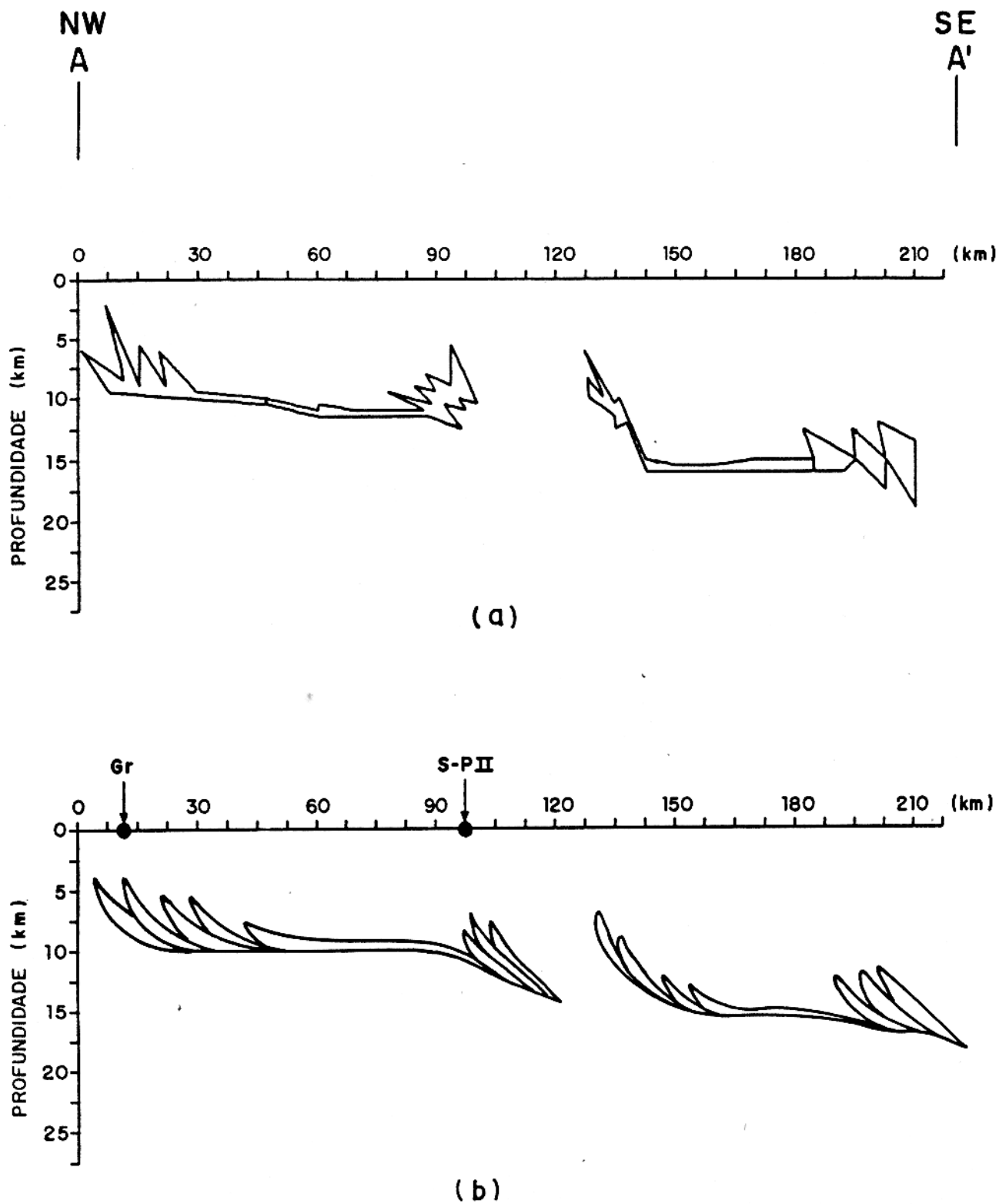


Fig. 54 - (a) Modelo geofísico interpretativo do campo residual obtido pelo método PNW, ao longo do Perfil AA' e (b) seção geológica esquemática interpretativa dos corpos modelados como lascas de granulitos e a localização das zonas de cisalhamento de Granja (Gr) e Sobral-Pedro II (S-P II).

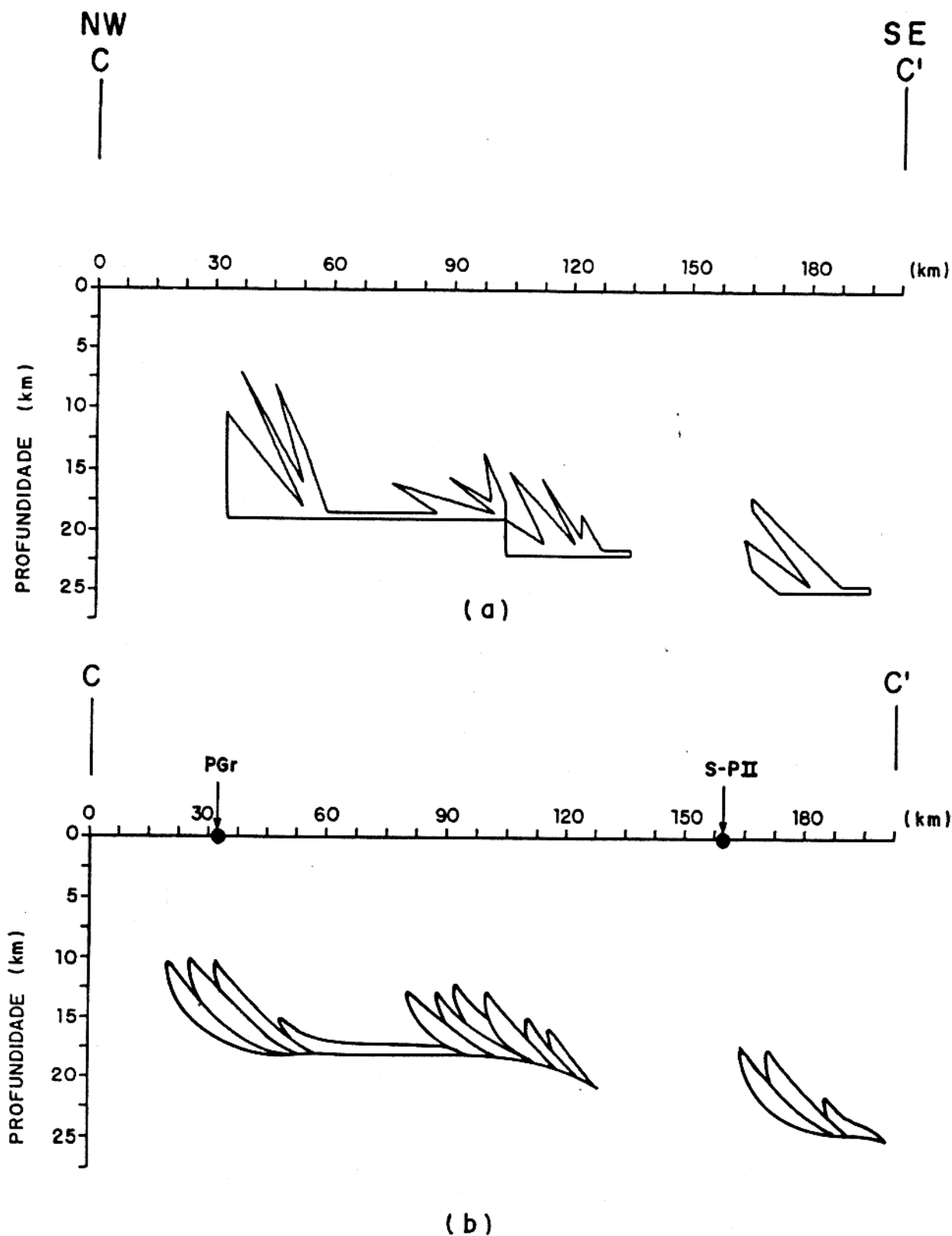


Fig. 55 - (a) Modelo geofísico interpretativo do campo residual obtido pelo método PNW, ao longo do Perfil CC' e (b) seção geológica esquemática interpretativa dos corpos modelados como lascas de granulitos e a localização da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (S-P II) e da projeção da Zona de Cisalhamento de Granja (PGr).

nas zonas de cisalhamento (Figura 35b). Com esse enfoque, pode-se admitir que o plano de descolamento principal, ao qual se ajustam as zonas de cisalhamento, pode adentrar-se no domínio do manto litosférico.

A interpretação geofísica da anomalia residual (Figura 31) nos fornece uma visualização, a nível de semi-detalhe, do arranjo estrutural na porção superior da crosta, através de um mapa de profundidades relativas das fontes intracrustais (Figura 47) e de duas seções crustais, uma no canto nordeste e outra no canto sudoeste da área (Figuras 54 e 55, respectivamente). No mapa da Figura 47, os corpos são interpretados como sendo frações alóctones de rochas densas associadas a zonas de cisalhamento. Nesse contexto, verifica-se, que os corpos da parte interna do compartimento I encontram-se a profundidades maiores em relação aos corpos do Setor N, ao passo que, os corpos do compartimento II encontram-se tão rasos quanto os do Setor N.

A relação semi-quantitativa das profundidades, estabelecida pelo mapeamento de densidade, é confirmada pelo modelamento interativo (Figuras 54 e 55) onde se observa um aumento na profundidade dos corpos, de NW para SE. Vale ressaltar, a consistência entre os resultados obtidos pelo modelamento e os dados geológicos de superfície, como por exemplo o corpo 4 (Figura 51 e 54) que ocorre a SE do Lineamento Sobral-Pedro II, tem sua porção mais rasa, coincidindo com o local onde foram descritos afloramentos de rochas granulíticas (Gorayeb e Abreu, 1989). Admitindo-se que os corpos que ocorrem no Setor N e no compartimento I pertençam à mesma zona de cisalhamento, concluindo-se com base nas estimativas de profundidade fornecidas pelo modelamento, no compartimento I as taxas de movimentação,

ao longo dos planos de cisalhamento, foram menores, não permitindo o alçamento expressivo de rochas densas. Por sua vez, os corpos do compartimento II apresentam-se tão rasos quanto os corpos do Setor N apesar de situados entre as zonas de deslocamento I I e I I , que aparentemente condicionam a presença de corpos mais profundos. Este fato sugere que os corpos do compartimento II e os do Setor N pertençam a zonas de cisalhamento distintas. Esta interpretação é reforçada pela proximidade dos corpos rasos do compartimento II com a expressão conhecida em superfície de Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (confrontar as Figuras 27 e 47).

A alta correlação entre o arranjo geométrico dos corpos interpretados nas Figuras 54 e 55 nos permitem concluir que a estruturação linearizada do Setor N (Figura 54) tem continuidade por sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba. Se esta interpretação é correta, a Zona de Cisalhamento de Granja pode ser projetada até o perfil CC', uma vez que os corpos do extremo no roeste deste perfil, que são os mais rasos, localizam-se na projeção desta zona. Conclui-se, desta maneira, que o Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará, de orientação NE-SW, tem continuidade para SW, por sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba, por pelo menos 200 km.

Sobre o quadro do Fanerozóico não se dispõe de informações sobre as falhas normais-mestras que compõem a arquitetura paleozóica da Bacia do Parnaíba, mas, na região estudada, elas podem ter sido controladas pelas anisotropias criadas no Pré-Cambriano. Em outras palavras, é possível que a borda nordeste da Bacia do Parnaíba tenha evoluído a partir da reativação das zonas de cisalhamento (NE-SW) que compõem os compartimentos fortemente linearizados. No Cretácio, com a fragmenta-

ção do megacontinente Gondwana, instalaram-se linhas de fraqueza NW-SE e WNW-ESE que condicionaram a evolução das bacias existentes na costa norte do Brasil, a exemplo de Barreirinhas, São Luís, Ilha Nova, Bragança-Vizeu. Os expressivos desníveis e segmentações das anomalias gravimétricas residuais ao longo de NW-SE e ao longo de NNW-SSE no regional na parte central da área poderiam estar ligadas a esses movimentos tectônicos.

Em síntese, a organização principal das anomalias gravimétricas se deve a um evento tectônico antigo, do tipo compressivo, que pode ser entendido em termos de colisão de blocos continentais, a exemplo da colisão Índia-Ásia (Dewey et al., 1986; Mattauer, 1986; Tapponnier et al., 1986), onde, ao longo de planos preferenciais foi possível o alçamento de rochas densas da base da crosta para níveis crustais mais rasos. Esse arranjo foi, em parte, modificado durante a instalação das bacias paleozóicas e cretácicas.

6 - CONCLUSÕES

Este trabalho desenvolveu uma metodologia para interpretação de dados gravimétricos que consiste na separação regional-residual da anomalia Bouguer, seguida da interpretação de cada uma das componentes regional e residual. A separação regional-residual é efetuada através de ajuste de polinômios por um método robusto cujo desempenho, testado em dados sintéticos, mostra que os campos residuais, produzidos por esse método, apresentam amplitude, forma e gradiente muito próximos dos valores reais. Além disso, o método não introduz anomalias espúrias de sinais contrários, permitindo aproximar campos regionais complexos, que podem ser, posteriormente, modelados quantitativamente, uma vez que a transmissão do ruído para o regional calculado é minimizada pelo procedimento robusto. A componente regional é interpretada como sendo causada por uma interface separando dois meios homogêneos, sendo transformada em um mapa de distâncias verticais relativas entre a interface e um nível de referência. Esse método de interpretação da componente regional foi aplicado em dados sintéticos produzindo mapeamento de interfaces bem próximas das estruturas reais, mesmo em situações onde as premissas necessárias para a aplicação do método são parcialmente violadas. A componente residual é interpretada através do mapeamento de contrastes de densidade aparentes e da construção de famílias de curvas envolvendo o contraste de densidade aparente, a profundidade do topo e a espessura. O mapa de contraste de densidade aparente para valores fixos de profundidade do topo e espessura fornece estimativas para os limites laterais dos corpos causadores da anomalia. Estas estima-

tivas permanecem bastante próximas dos valores reais mesmo quando valores de profundidade do topo e espessura postulados não são os valores verdadeiros. A presença de corpos interferentes não afeta substancialmente tais estimativas. As famílias de curvas possibilitam uma interpretação quantitativa ou semi-quantitativa dependendo da quantidade e da qualidade da informação a priori disponível sobre o contraste de densidade, a profundidade do topo e a espessura.

A metodologia desenvolvida foi aplicada em dados gravimétricos da região norte do Estado do Piauí e noroeste do Estado do Ceará com o objetivo de estudar a geometria da interface crosta-manto, bem como a arquitetura da crosta, possibilitando uma proposta de organização estrutural para a área. Os resultados obtidos permitiram mapear, na área, espessamentos e adelgaçamentos crustais associados a um evento compressivo que possibilitou a colocação de rochas densas da base da crosta a profundidades rasas. Além disso, a interpretação da anomalia residual forneceu evidências sobre a continuidade do Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará por sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba.

É importante ressaltar que o modelo de organização crustal obtido pela aplicação do método desenvolvido neste trabalho, dificilmente teria sido alcançado interpretando-se apenas o mapa de anomalia Bouguer. Caso tivesse sido aplicado apenas o método dos mínimos quadrados, em consequência deste método permitir uma maior transmissão do campo residual para a superfície regional que está sendo ajustada, as feições do campo regional ficariam distorcidas impossibilitando a visualização das feições lineares existentes. Conforme demonstrado tanto nos testes teóricos como na área estudada, o campo residual produ-

zido pelo método dos mínimos quadrados, é caracterizado por uma perda substancial de amplitude, provocando distorções nas estimativas das profundidades levando a uma tendência geral de se interpretarem as fontes residuais como mais profundas, entretanto boas estimativas dos contornos horizontais ainda podem ser obtidos através do mapeamento de densidade.

A metodologia desenvolvida é suficientemente genérica, podendo ser aplicada em outras situações geológicas como por exemplo no estudo de bacias sedimentares, onde o relevo do embasamento da bacia é a fonte da anomalia regional e as variações laterais de densidade devidas à justaposição de rochas sedimentares e ígneas, são responsáveis pela anomalia residual.

O método robusto de ajuste de polinômios empregado na obtenção do campo regional, incorpora como informação a priori o fato que as anomalias residuais devem ser positivas. Outros tipos de informação a priori sobre o campo regional ou residual podem igualmente ser incorporadas, como por exemplo a informação que o campo ajustado em determinada porção da área deve ser maior que o campo ajustado em outra porção. Este tipo de informação é facilmente incorporado na forma de vínculos de desigualdade. Desde que os diversos tipos de informação a priori não sejam conflitantes, eles podem ser levados em conta simultaneamente, contribuindo assim para uma redução adicional da não unicidade do problema da separação regional-residual em gravimetria.

REFERENCIAS

- ABDELRAHMAN, E.M.; RIAD, S.; REFAI, E.; AMIN, Y. - 1985 - On the least-squares residual anomaly determination. *Geophysics*, 50: 473-480.
- ABREU, F.A.M.; GAMA Jr., T.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. - 1988 O cinturão de cisalhamento Noroeste do Ceará. In: *Anais do VII Cong. Latino-Americano de Geologia*, Belém, SBG. p.20-34.
- ABREU, F.A.M.; LESQUER, A.; BYAMUNGU, B.R. - 1984 - A estruturação Setentrional do Brasil segundo a gravimetria. *Ciências da Terra*, Salvador, 10:10-13.
- AGOCs, W.B -1951- Least squares residual anomaly determination. *Geophysics*, 16, 686-696.
- AIKEN, O.W.; KELLER, G.R.; HINZE, W.J. - 1983 - Geological significance of surface gravity measurements in the vicinity of the Illinois deep drill holes. *J. Geophys. Res.*, 88(B9): 7307-7314.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1968 - Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *An. Acad. Bras. Ciên.* Rio de Janeiro, 40 (supl.):285-295.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1981 - O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: *Anais do Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais*, Salvador, SBG. p.1-10.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; DAVINO, A.; HARALYI, N.L.E. - 1980 Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado tectônico. *An. Acad. Bras. Ciên.* Rio de Janeiro. 52 (1): 49-60.
- ANDERSON, K.R. - 1982 - Robust earthquake location using M-

- estimates. *Phys. Earth Plan. Int.*, 30: 119-130.
- BOTT, M. H. P. - 1960 - The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. *Geophys. J.R. Astron. S.*, 3:63-67.
- BRAILE, L.W.; KELLER, G.R.; PEEPLES, W.J. - 1974 - Inversion of gravity data for two-dimensional density distributions. *J. Geophys. Res.*, 79(14):2017-2021.
- BRASIL.DNPM - 1983 - Mapa geológico do Estado do Ceará. s.n.t.
- BRITO NEVES, B.B. - 1975 - Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino. Tese de Doutorado. São Paulo, USP. 198p.
- BROWN, C.; GIRDLER, R.W.; RENNER, R.G.B. - 1980 - A gravity traverse across Northern Africa. *J. Geophys. Res.*, 85(B11): 6436-6442.
- BROWNE, S.E., FAIRHEAD, J.D.; MOHAMED, I.I. - 1985- Gravity study of the White Nile Rift, Sudan, and its regional tectonic setting. *Tectonophysics*, 113: 123-137.
- CARLE, S.F. - 1988 - Three-dimensional gravity modeling of the geologic structure of Long Valley Caldera. *J. Geophys. Res.*, 93(B11):13237-13250.
- CARRIER, D.L.; CHAPMAN, D.S. - 1981 - Gravity and thermal models for the twin peaks silicic volcanic center, Southwestern Utah. *J. Geophys. Res.*, 86(B11):10287-10302.
- CATCHINGS, R.D.; MOONEY, W.D. - 1988 - Crustal structure of the Columbia Plateau: evidence for continental rifting. *J. Geophys. Res.*, 93(B1):459-474.
- CESAR, A.R.S.F. - 1980 - O cráton do Rio de La Plata e o cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: *Anais do XXXI Cong.Bras.Geol, Camboriú, SBG.v.5,p.2879-2892.*
- CHEKUNOV, A.V.; SOLLOGUB, V.B.; STAROSTENKO, V.I.; KHARECHKO,

- G.E.; RUSAKOV, O.M.; KOZLENKO, V.G.; KOSTYUKEVICH, A.S. - 1984 - Structure of the Earth crust and upper mantle below Hindustan and the Northern part of the Indian ocean from geophysical data. *Tectonophysics*, 101:63-73.
- CORDANI, I.G.; BRITO NEVES, B.B. - 1982 - The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, 12(1/3):78-88.
- COSTA, J.B.S. - 1985 - Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região Centro-Oeste de Goiás. Tese de Doutorado Belém, UFPA/CG. 207p.
- COSTA, L.A.M.; INDA, H.A.V. - 1982 - O aulacógeno do Espinhaço. *Ciências da Terra*, Salvador, 2:13-18.
- COWARD, M.O. - 1980 - Shear zones in Precambrian crust of Southern Africa. *Journal of Structural Geology*, 2(1/2):19-27.
- DAVINO, A. - 1980 - Delineamento dos limites e estruturas do cráton do Paramirim por gravimetria. In: *Anais do XXXI Cong. Bras.Geol*, Camboriú, SBG. v.5, p.2573-2582.
- DEWEY, J.F.; HEMPTON, M.R.; KIDD, W.S.F.; SAROGLU, F.; SENGOR, A.M.C. - 1986 - Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. In: COWARD, M.P.; RIES, A.C. (Ed) *Collision tectonics*. Oxford, Blackwell, Geological Society of London. p.3-36. (Special Publication, n. 19).
- DHIA, H.B. - 1987 - The geothermal gradient map of Central Tunisia: Comparison with structural, gravimetric and petroleum data. *Tectonophysics*, 142:99-109.
- DIAMENT, M.; SIBUET, J.-C.; HADAOU, A. - 1986 - Isostasy of the Northern Bay of Biscay continental margin. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 86:893-907.

- EL-BATROUKH, S.I.; ZENTANI, A.S. - 1980 - Gravity interpretation of Raguba field, Sirte basin, Libya. Geophysics, 45:1153-1163.
- FAIRHEAD, J.D.; OKEREKE, C.S. - 1987 - A regional gravity study of the west African rift system in Nigeria and Cameroon and its tectonic interpretation. Tectonophysics, 143:141-159.
- GALSON, D.A.; MUELLER, St. - 1986 - An introduction to the European geotraverse project: first results and present plans. Tectonophysics, 126:1-30.
- GAMA Jr., T - (em preparação) - Geologia da região de Granja, NW do Ceará - NE do Brasil. Tese de Doutorado.
- GERARD, A.; DEBEGLIA, N. - 1975 - Automatic three-dimensional modeling for the interpretation of gravity or magnetic anomalies. Geophysics, 40:1014-1034.
- GETTINGS, M.E.; GRISCOM, A. - 1988 - Gravity model studies of Newberry Volcano, Oregon. J. Geophys. Res., 93(B9):10109-10118.
- GOL'TSMAN, F.M. - 1977 - Problems of the statistical information theory of the interpretation of geophysical observations. Physics of the Solid Earth, 13:873-879.
- GOMES, J.R.C.; GATTO, C.M.P.P.; SOUZA, G.M.C.; LUZ, D.S.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. - 1981 - Geologia das Folhas S.24/25 Jaguaribe/Natal - Mapeamento Regional. In: Brasil. DNPM Projeto RADAM. Rio de Janeiro. v.23, p.27-176.
- GOMES, R.A.A.D.; MOTTA, A.C. - 1978 - Projeto Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia. Salvador, Convênio DNPM/CPRM.
- GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. - 1989 - A faixa de alto grau da região de Cariré - CE. In: Atas do II Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Fortaleza. SBG. Núcleos Fortaleza, Nordeste e Bahia. p.261-264.

- GRANSER, H. - 1986 - Convergence of iterative gravity inversion
Geophysics, 51:1146-1147.
- GREEN, R.; ADKINS, J.S.; HARRINGTON, H.J.; UNTUNG, M. - 1981 -
Bouguer gravity map of Indonesia. Tectonophysics, 71:267-280.
- GUILLEN, A.; MENICHETTI, V. - 1984 - Gravity and magnetic
inversion with minimization of a specific functional.
Geophysics, 49:1354-1360.
- GUPTA, V.K.; RAMANI, N. - 1980 - Some aspects of regional-
residual separation of gravity anomalies in a Precambrian
terrain. Geophysics, 45:1412-1426.
- HADAMARD, J. - 1902 - Sur les problemes aux derivées partielles
et leur signification physique. Bull. Princeton Univ., 13:
1-20.
- HALL, J. - 1986 - The physical properties of layered rocks in
deep continental crust. In: DAWSON, J.B.; CARSWELL, D.A.;
HALL, J.; WEDEPOHL, K.H. (Ed) The nature of the lower
continental crust. Oxford, Blackwell, Geological Society of
London. p.51-62. (Special Publication, n. 24).
- HARALYI, N.L.E. - 1978 - Carta gravimétrica do Oeste e Sul de
Minas Gerais, Nordeste de São Paulo e Sul de Goiás. Tese de
Doutorado. São Paulo. USP/IG. 359p.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - 1981 - Anomalias gravimétricas e
estruturas maiores do Sul de Goiás. In: Atas do I Simpósio
de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, SBG. Núcleos Centro-
Oeste e Brasília. p.73-92.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - 1982a - The gravimetric
information and the Archean-Proterozoic structural framework
of Eastern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, São
Paulo, 12(1/3):160-166.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - 1982b - Compartimentação geotectô-

- nica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: Anais do XXXII Cong. Bras. Geol., Salvador, SBG. p.374-385.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - 1985 - Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brazil. In: HINZE, W. J. (Ed) The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Tulsa, SEG. p.124-131.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M.; RODRIGUES C.R.V. - 1985 - Ensaio sobre a estrutura crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. In: Contribuição à Geologia e à Petrologia. Boletim Especial. Núcleo de Minas Gerais. SBG. 71-93.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SENA, J.B.S.; SILVA, J.M.R. - 1981 - A Faixa de dobramentos Araguaia - Estado do Conhecimento. In: Atas do I Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, SBG. Núcleos Centro-Oeste e Brasília. p.177-194.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. - 1975 - The Ribeira folded belt. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo. 5(4):257-266.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. - 1985 - A megaestruturação de Goiás. In: Atas do II Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, SBG. Núcleos Centro-Oeste e Brasília. p.120-144.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. - 1984 - Elementos geofísicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Anais II Simposium Amazonico, Manaus, DNPM. p.129-147.
- HILDENBRAND, T.G. - 1985 - Rift structure of the Northern Mississippi embayment from the analysis of gravity and magnetic data. J. Geophys. Res., 90(B14):12607-12622.
- HOERL, A.E.; KENNARD, R.W. - 1970 - Ridge regression: biased estimation for nonorthogonal problems. Technometrics. 12:55-

67.

- HUBER, P.J. - 1981 - Robust statistics. New York, John Wiley & Sons. 308p.
- ISSLER, R.S. - 1982 - Evento geodinâmico Brasileiro - Fechamento de oceano e colisão continental dos cratons Rio de La Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. In: Anais XXXII Cong. Bras. Geol., Salvador, SBG. v.1, p.24-38.
- IZZELDIN, A.Y. - 1987 - Seismic, gravity and magnetic surveys in the Central part of the Red sea: their interpretation and implications for the structure and evolution of the Red sea. Tectonophysics, 143:269-306.
- JACHENS, R.C.; GRISCOM, A. - 1983 - Three-dimensional geometry of the Gorda plate beneath Northern California. J. Geophys. Res., 88(B11):9375-9392.
- JACHENS, R.C.; GRISCOM, A. - 1985 - An isostatic residual gravity map of California - A residual map for interpretation of anomalies from intracrustal sources. In: HINZE, W.J. (Ed) The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Tulsa, SEG. p.347-360.
- JACOBSEN, B.H. - 1987 - A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. Geophysics, 52: 1138-1148.
- JOST, H. - 1984 - Sedimentação e vulcanismo durante o ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul: uma revisão. In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, SBG. v.7, p.3241-3257.
- KAILA, K.L.; BHATIA, S.C. - 1981 - Gravity study along the Kavali-Udipi deep seismic sounding profile in the Indian Peninsular shield: some inferences about the origin of anorthosites and the Eastern Ghats orogeny. Tectonophysics, 79:129-143.

- LA PORTE, M.- 1962- Elaboration rapide de cartes gravimetriques deduites de l'anomalie de Bouguer a l'aide d'une calculatrice electronique. *Geophys. Prosp.*, 10: 238-257.
- LAST, B.J.; KUBIK, K. - 1983 - Compact gravity inversion. *Geophysics*, 48(6):713-721.
- LEÃO, J.W.D.; SILVA, J.B.C. - 1989 - Discrete linear transformations of potential field data. *Geophysics*, 54(4): 497-507.
- LEHMAN, J.A.; SMITH, R.B.; SCHILLY, M.M. - 1982 - Upper crustal structure of the Yellowstone Caldera from seismic delay time analysis and gravity correlations. *J. Geophys. Res.*, 87(B4): 2713-2730.
- MAC GREGOR, A.M. - 1951 - Some milestone in the Precambrian of Southern Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 54:27-71.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENNE, M.A. - 1981 - A evolução geotectônica da faixa Brasília e do seu embasamento. In: *Anais do Simpósio sobre o cráton São Francisco e suas faixas marginais*, Salvador, SBG. p.100-115.
- MASCARENHAS, J.F. - 1981 - O embasamento precambriano no Estado da Bahia e sua gênese. In: *Anais do Simpósio sobre o craton São Francisco e suas faixas marginais*, Salvador, SBG. p.34-38.
- MATTAUER, M. - 1986 - Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. In: COWARD, M.P.; RIES, A.C. (Ed.) *Collision tectonics*. Oxford, Blackwell, Geological Society of London. p.37-50. (Special Publication, n. 19)
- MELLO, Z.F. - 1978 - Evoluções finais do ciclo geotectônico Brasileiro no nordeste oriental. In: *Anais do XXX Cong. Bras.*

- Geol, Recife, SBG. v.6, p.2438-2450.
- MUKHOPADHYAY, M.; VERMA, R.K.; ASHRAF, M.H. - 1986 - Gravity field and structures of Rajmahal Hills: examples of the Paleo-Mesozoic continental margin in Eastern Indian. Tectonophysics, 131:353-367.
- NASCIMENTO, D.A.; GAVA, A.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. - 1981 - Geologia da Folha SA.24 Fortaleza - Mapeamento Regional. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAM. Rio de Janeiro. v.21, p.23-133.
- NETTLETON, L.L. - 1976 - Gravity and magnetics in oil prospecting. New York, McGraw-Hill Book. 464p.
- NUNN, J.A.; AIRES, J.R. - 1988 - Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the Middle Amazon Basin, Brazil. J. Geophys. Res. 93(B1):415-428.
- OLDENBURG, D.W. - 1974 - The inversion and interpretation of gravity anomalies. Geophysics, 39(4):526-536.
- PARKER, R.L. - 1973 - The rapid calculation of potential anomalies. Geophys. J.R. astr. S. 31:447-455.
- PAUL, M.K. - 1967 - A method of computing residual anomalies from Bouguer gravity map by applying relaxation technique. Geophysics, 32: 708-719.
- PFLUG, R.; RENGGER, F. - 1973 - Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. In: Anais do XXVII Cong.Bras.Geol, Aracajú, SBG. v.2, p.5-19.
- PORADA, H. - 1979 - The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African Brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. Tectonophysics. 57:237-265.
- PRATT, T.L.; ÇORUH, C.; COSTAIN, J.K.; GLOVER, L. - 1988 - A geophysical study of the Earth's crust in Central Virginia: implications for Appalachian crustal structure. J. Geophys.

- Res., 93(B1):415-428.
- PROUFF, D.; ISHERWOOD, W.F. - 1980 - Aeromagnetic and gravity survey in the Coso Range, California. J. Geophys. Res., 85 (B5):2491-2501.
- RALSTON, A.; RABINOWITZ, P. - 1978 - A first course in numerical analysis. New York, Mc raw-Hill Book. 556p.
- RAND, H.; SIAL, A.N.; BRITO NEVES, B.B.; MANSO, V.V. - 1980 - Gravimetric and magnetometric study of the Late Precambrian Sergipe folding system; Northeast Brazil. In: Anais do XXXI Cong.Bras.Geol, Camboriú, SBG. v.5, p.2700-2708.
- RAO, B.S.R.; RADHAKRISHNA MURTHY, I.V.; VISWESWARA RAO, C. - 1975 - A successive approximation method of deriving residual gravity. Geoexploration, 13: 129-135.
- RAPOLLA, A.; FEDI, M.; FIUME, M.G. - 1989 - Crustal structure of the Ischia-Phlegrean geothermal fields, near Naples, Italy, from gravity and aeromagnetic data. Geophys. J.R. astr. Soc., 97(3):409-419.
- RIBEIRO, M.; LICHTENBERG, E. - 1978 - Síntese da geologia do escudo do Rio Grande do Sul. In:Anais do XXX Cong.Bras.Geol, Recife, SBG. v.6, p.2451-2463.
- RITZ, M.; ROBINEAU, B. - 1986 - Crustal and upper mantle electrical conductivity structures in West Africa:geodynamic implications. Tectonophysics, 124: 115-132.
- ROY, A. - 1966 - The method of continuation in mining geophysical interpretation. Geoexploration, 4(1):65-83.
- SÁ, E.F.J.; M REATH, I.; BRITO NEVES, B.B.; BARTELS, R.L. - 1976 - Novos dados geocronológicos sobre o cráton São Francisco no Estado da Bahia. In:Anais do XXIX Cong.Bras.Geol., Ouro Preto, SBG. v.4, p.185-204.
- SANTOS, E.J.; BRITO NEVES, B.B. - 1984 - Província Borborema.

- In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (Coords) O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blücher. p.123-186.
- SEGUIN, M.K. - 1983 - Tectonic style of the Appalachian allochthonous zone of Southern Quebec: seismic and gravimetric evidence. Tectonophysics, 96:1-18.
- SEGUIN, M.K. - 1986 - Correlation of gravity with the Maquereau Group, Southern Gaspé Peninsula, Quebec. Tectonophysics, 126:231-228.
- SHUEY, R.T.; PASQUALE, A.S. - 1973 - End corrections in magnetic profile interpretation. Geophysics, 38:507-512.
- SIBUET, J.-C.; VEYRAT-PEINET, B. - 1980 - Gravimetric model of the Atlantic Equatorial Fracture zones. J. Geophys. Res., 85(B2):943-954.
- SILVA, J.B.C.; HOHMANN, G.W. - 1984 - Airbone magnetic susceptibility mapping. Exploration Geophysics, 15:1-13.
- SIMPSON Jr., S.M. - 1954 - Least squares polynomial fitting to gravitational data and density plotting by digital computers Geophysics, 19: 255-269.
- SKEELS, D.C. - 1967 - What is residual gravity? Geophysics, 32: 872-876.
- SNYDER, D.B.; CARR, W.J. - 1984 - interpretation of gravity data in a complex volcano-tectonic setting, Southwestern Nevada. J. Geophys. Res., 89(B12):10193-10206.
- STEINER, F. - 1978 - Contribution to the determination of the gravitational effect of rectangular prisms. Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Sci. Hung., 13(3/4):375-382.
- SYBERG, F.J.R. - 1972 - A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. Geophys. Prosp., 20: 47-75.
- TALWANI, M.; WORZEL, J.L.; LANDISMAN, M. - 1959 - Rapid gravity

- computation for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64 (1):49-59.
- TAPPONNIER, P.; PELTZER, G.; ARMIJO, R. - 1986 - On the mechanics of the collision between India and Asia. In: COWARD, M.P.; RIES, A.C. (Ed.) *Collision tectonics*. Oxford, Blackwell, Geological Society of London. p.115-157. (Special Publication, n. 19).
- TORQUATO, J.R.; FOGAÇA, A.C.C. - 1981 - Corelação entre o Supergrupo Espinhaço no Brasil, o Grupo Chela em Angola e as formações Nosib e Khoabendus na Namíbia. In: *Anais do Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais*, Salvador, SBG. p.87-98.
- TSAY, L.J. - 1975 - The use of Fourier series method in up-ward continuation with new improvements. *Geophys. Prosp.*, 23:28-41.
- TUKEY, J.W. - 1965 - Data analysis and the frontiers of geophysics. *Sciences*, 148:1283-1289.
- ULRYCH, T.J. - 1968 - Effect of wavelength filtering on the shape of the residual anomaly. *Geophysics*, 33:1015-1018.
- UP DE GRAFF, J.E.; LUYENDYK, B.P. - 1989 - Gravity study of the boundary between the western traverse Ranges and Santa Maria basin California. *J. Geophys. Res.*, 94(B2):1817-1825.
- VERGARA-MUÑOZ, A. - 1988 - Tectonic pattern of the Panama block deduced from seismicity, gravitacional data and earthquake mechanisms: implications to the seismic hazard. *Tectonophysics*, 154:253-267.
- VERMA, R.K.; SARMA, A.U.S.; MUKHOPADHYAY, M. - 1984 - Gravity field over Singhbhum, its relationship to geology and tectonic history. *Tectonophysics*, 106:87-107.