



### 3-D Gravity Modeling in the Cumuraxitiba Basin, Offshore Brazil

Roubik C. Avanesians\*, Harold L. Yarger, Jeffrey Schrull and Barry R. Mollan  
Chevron Petroleum Technology Company, San Ramon, California

#### Summary

Three-D gravity modeling, in the BCUM-100 lease area of the Cumuraxitiba Basin, offshore Brazil, was used to confirm and enhance interpretation of a 3-D seismic survey. High-resolution gravity data was acquired concurrently with the 3-D seismic survey.

Wiener depth slicing of the gravity data, a band-pass filtering approach, along with 3-D gravity inversion modeling, mapped a series of horst and graben structures below Aptian salt. Gravity modeling improved definition of an allochthonous salt diapir and confirmed seismic interpretation of the deformed autochthonous salt bodies. 3-D gravity modeling yielded superior results compared to earlier 2-D modeling attempts.

#### Geologic History

The late Jurassic to early Cretaceous pre-salt sedimentary section in the Cumuraxitiba Basin sits on large tilted blocks of metamorphic-basement, framed by a conjugate set of normal and strike-slip faults that trend northwest-southeast and southwest-northeast. The basement faults were active during the rifting of South America from Africa and they controlled the formation and filling of the grabens with syn-rift fluvial and lacustrine sediments. A subsequent marine transgression during the initial opening of the Atlantic Basin saw extensive peneplanation of the pre-salt topography just prior to the deposition of the salt in the Aptian.

Salt deposition was relatively limited in the Cumuraxitiba Basin. The salt volume mapped from the 3-D seismic yielded an average initial salt thickness around 200m across the entire study area; an order of magnitude thinner than the salt in the deepwater Santos and Campos basins to the south.

Eastward extension of the post-salt section occurred on a series of listric-faults striking north-south. Initiated by Albian sedimentation on the salt, these listric faults were primarily active during the late Cretaceous and Paleocene, as indicated by the rotation and thickening of that section into the hanging-wall of the listric-faults (figure 3). This rotation and thickening effectively squeezed the salt from the detachment into long salt-ridges in the footwall of the rotated fault blocks. Apart from a single narrow salt diapir in the southeast of the study area, seismic interpretation indicates that no other salt became allochthonous (diapiric) during extension.

During the early to mid-Eocene the Cumuraxitiba Basin underwent a dramatic shortening event, marked by the Eocene Unconformity. This shortening created a myriad of high-relief inverted-listric and thrust-fold structures in the post-salt section. Many of these structures have over 500m of

relief and fold axes that trend at a high angle to the original north-south extensional faults, suggesting that a large part of the compression in this basin was oriented north-south.

The original 2-D seismic interpretation suggested that some of these high-relief compressional structures were cored by allochthonous salt that was re-mobilized from the extensional salt-ridges during the Eocene compressional event. Resolving this was one of the primary reasons for acquiring and modeling the high-resolution 3-D gravity data.

The late Eocene section above the Eocene Unconformity consists of deepwater clastics, while the Oligocene to Miocene section just below the seafloor consists primarily of carbonate-rich muds derived from the prograding-aggrading carbonate shelf immediately west of the study area.

#### Wiener Depth Slicing

We rely on Wiener Depth Slicing (WDS) to qualitatively evaluate the gravity data in BCUM-100 and elsewhere in offshore Brazil. A short description of this approach follows.

One of the ongoing challenges in interpretation of gravity and magnetics is the separation of signal from a large background signal "the regional" related to deep geological trends. Historically, numerous techniques have been used to remove the background "regional" such as by manual smoothing contours, polynomial fitting, and other grid smoothing and filtering approaches.

Most of these techniques, however, are somewhat arbitrary and do not shed much light on what depths the desired signals are originating from. Most residualization procedures yield an overview of anomalies at all depths without any specifics of which anomaly originates at what depth.

The WDS technique, a depth dependent band-pass filter approach, decreases these ambiguities by maximizing signal from a particular depth at the expense of signal from other depths. This is achieved by using the link between the spatial frequency of G&M maps and depth to source (Spector and Grant, 1970), which is that the slope of the power spectrum is proportional to the average depth to source. Using this approach, a Wiener filter is designed to maximize the desired part of the signal (i.e. depth of interest) and to minimize the signal from other depths (i.e. noise).

The 500 to 4000 meter WDS of the observed Bouguer gravity (figure 1-A) exhibits broad gravity lows (approx. -1.0 milligals) which were initially thought to be related to thickened salt section. However, these gravity lows persist at deeper WDS's (not shown) suggesting a deeper, subsalt source.

### 3-D Model

A gravity model was constructed to match the 27x68 kilometer 3-D seismic survey area located within the BCUM-100 lease block. Nine horizons, from bathymetry to top basement, were used. In addition, an initial “first guess” Moho surface was inserted. The input horizons were based on initial picks made in depth stretched seismic volume. A typical line through the volume is shown in figure 3.

Density logs from wells on the shelf, just to the west of the volume, and seismic velocities inside the 3-D volume were used to derive density functions for the model. To account for disparities in amount of overburden, between the shelf and deepwater, two density functions were derived. Separate functions, hung from bathymetry, were estimated for both above and below the Lower Paleocene. Interval velocities, derived from the 3-D seismic volume, were used to extrapolate densities to both shallow and deep depths not sampled by density logs. The densities were linked to velocities by using Gardner’s equation (Gardner, 1974),  $\text{density} = aV^b$ , where  $V$  = interval velocity. The parameters,  $a$  and  $b$ , were determined by least squares fit between the density and velocity functions.

The final model was arrived at in the following way. The first step, was to invert on the Moho surface (allowing geologically reasonable warping) to fit the regional trend in the observed Bouguer gravity. The next step was to invert on the base of the salt diapir in the SE to improve the fit to the associated local negative anomaly. The other seismically interpreted autochthonous salt bodies fit the observed gravity reasonably well and did not require modification. Finally, the top basement was inverted to better define the basement fault blocks and overlying synrift sub-basins.

We had the option, to invert on top Aptian Salt, but chose not to for the following reasons. Top salt reflectors were, for the most part, fairly clear and easy to pick from the 3D seismic (see figure 3 for example). The miss-matches between observed and calculated gravity, before inversion, were as much as -2 to -3 millgals and tended to be long wavelength. This makes it very unlikely that the additional amount of salt, required to satisfy the negative anomalies, could be accommodated in the interpreted section in any reasonable way.

### Modeling Results

Figure 4 is a cross-section through the final gravity model, which corresponds to the seismic section in figure 3. The initial basement surface, defined by tenuous seismic picks, was considerably modified, via inversion, to fit the long wavelength character of the observed gravity figures (3 & 4). The final modeled basement surface is interpreted as a series of horst and grabens associated with a conjugate set of rift faults in the pre-salt section. The high frequency gravity anomalies in the difference (observed – modeled) map (not shown) exhibit the same trends indicating that the basement graben structures may have influenced the overlying shallower section.

It turns out that the gravity lows in the 500 to 4000 m WDS (figure 1) do a reasonable job of delineating synrift thicks. This would seem to be a case where the high frequency component of the large amplitude anomalies from synrift depths have “leaked” into the shallower depth slices where density contrasts are smaller. The 500 to 4000 m WDS of the modeled gravity field (figure 1-B) agrees reasonably well with the equivalent observed WDS (figure 1-A). Thus suggesting that depth sliced gravity maps are useful for delineating synrift sub-basins elsewhere in the Cumuraxitiba Basin.

### Conclusions

3-D gravity modeling of a large seismic volume within the BCUM-100 lease block required substantial modification of the seismically interpreted basement surface. The modified surface indicates a series of large scale horst and graben structures associated with a conjugate set of rift faults in the pre-salt section. This bodes well for existence of source rocks within the very substantial overlying synrift thicks.

Gravity modeling confirmed the seismic interpretation of relatively small amounts of salt within the volume. Most of the high relief compressional structures in the area do not have injected salt cores, but are simply highly folded and thrust layered sediments. This differs from the Campos and Santos basins where most of the structures seem to be salt cored.

Wiener depth sliced gravity maps are useful for delineating synrift sub-basins within the Cumuraxitiba Basin.

### Acknowledgements

The authors would like to thank PETROBRAS for their permission to present the data and interpretation shown in this paper. Special thanks go to Dr. Luciano Magnavita, Petrobras project manager for BCUM-100. Finally we would like to thank all our colleagues both at Chevron and Petrobras for their help and support throughout the project.

### References

- Gardner, G. H. F., Gardner, and L. W., Gregory, A. R., Formation velocity and density—the diagnostic basis for stratigraphic traps, *Geophysics*, 1974, vol. 39, p770-780.
- Spector, A., and Grant, F. S., Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 1970, vol. 35, p293-302.

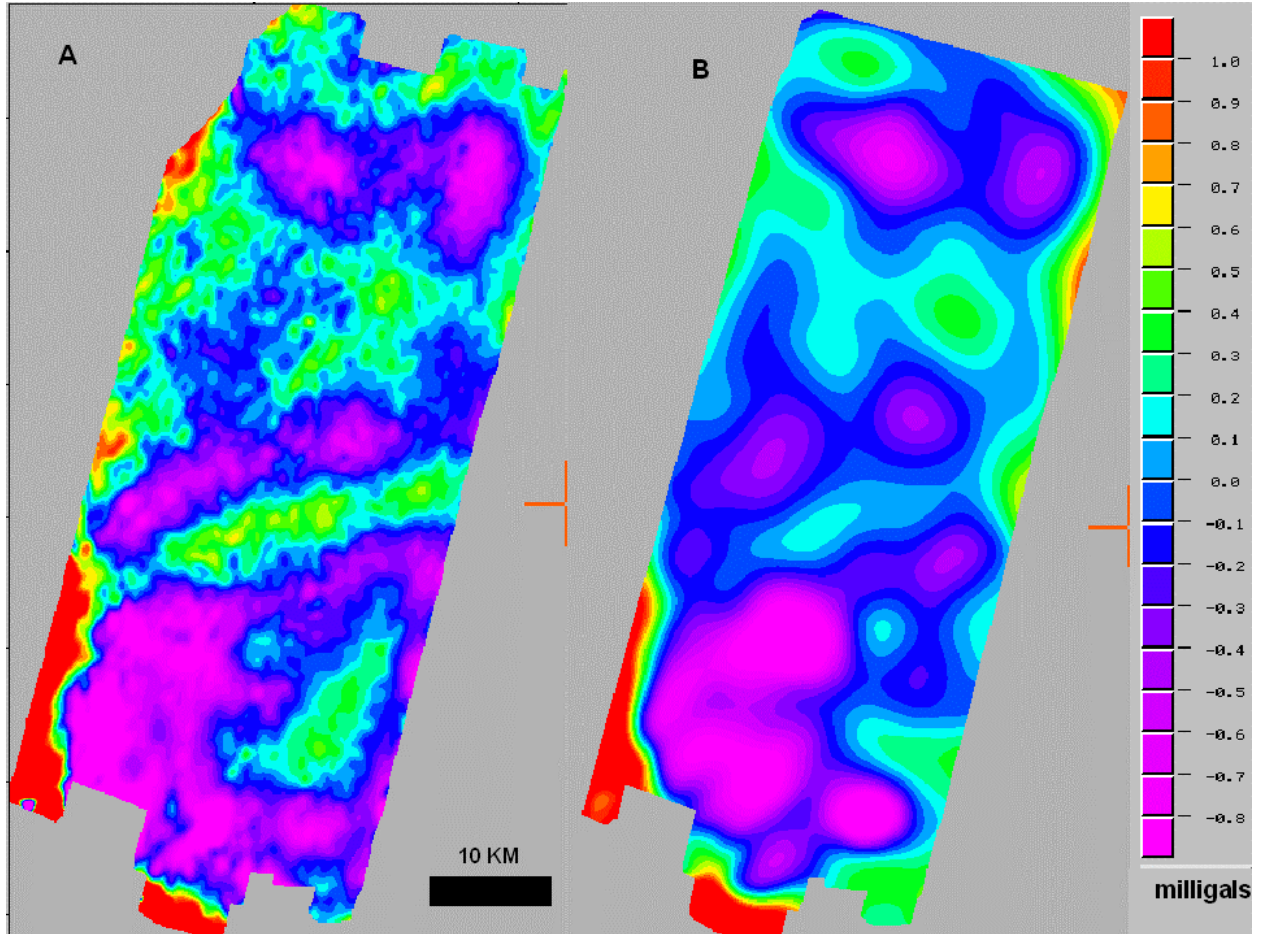


Figure 1: 500 to 4000 meter Wiener depth slices of (A) Bouguer gravity and (B) modeled gravity.

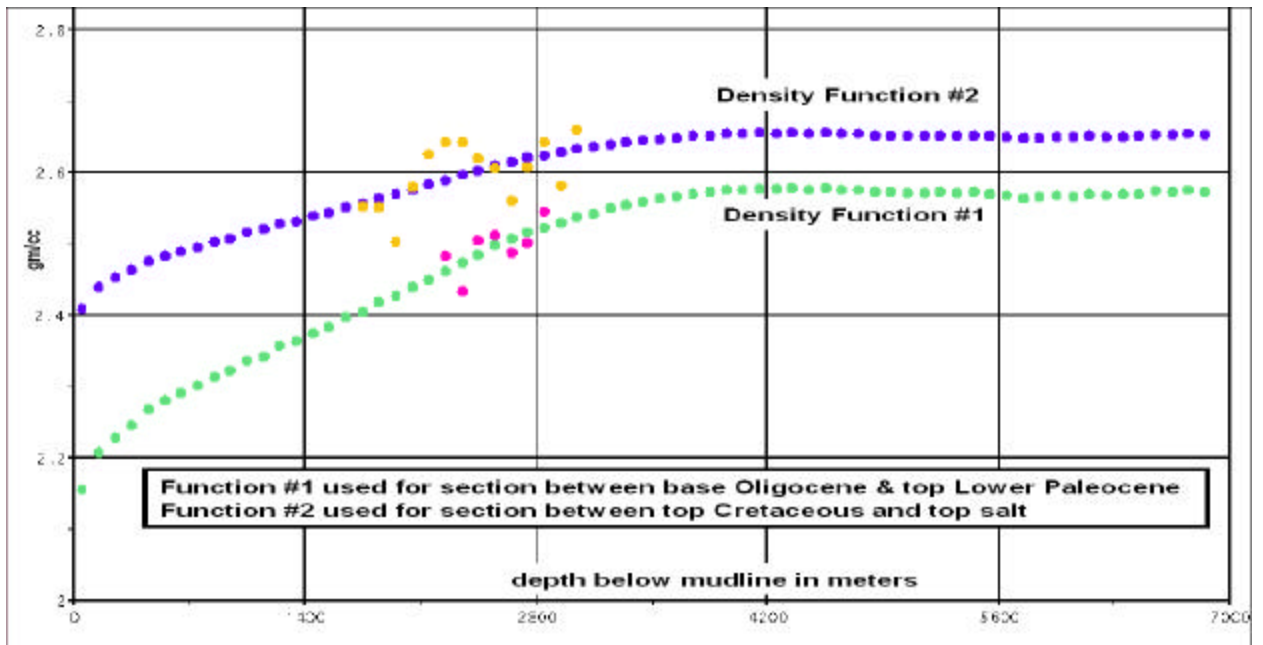


Figure 2: Density functions used for 3D gravity modeling

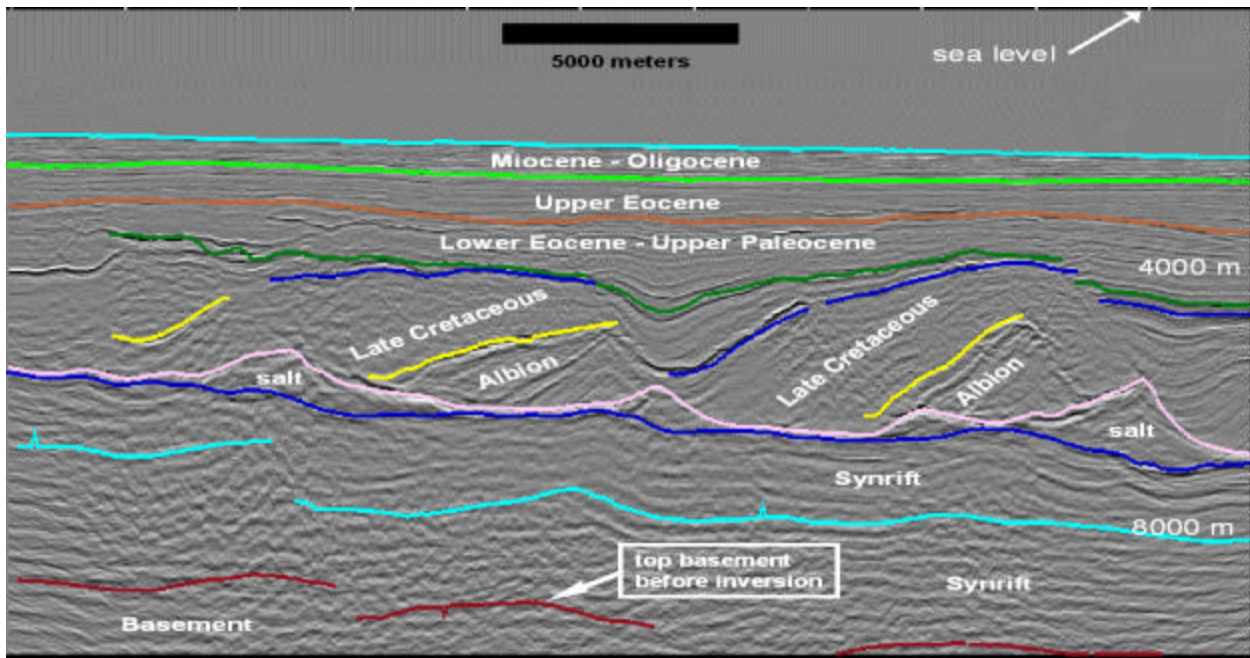


Figure 3: West-East depth stretched cross-line through 3d seismic volume

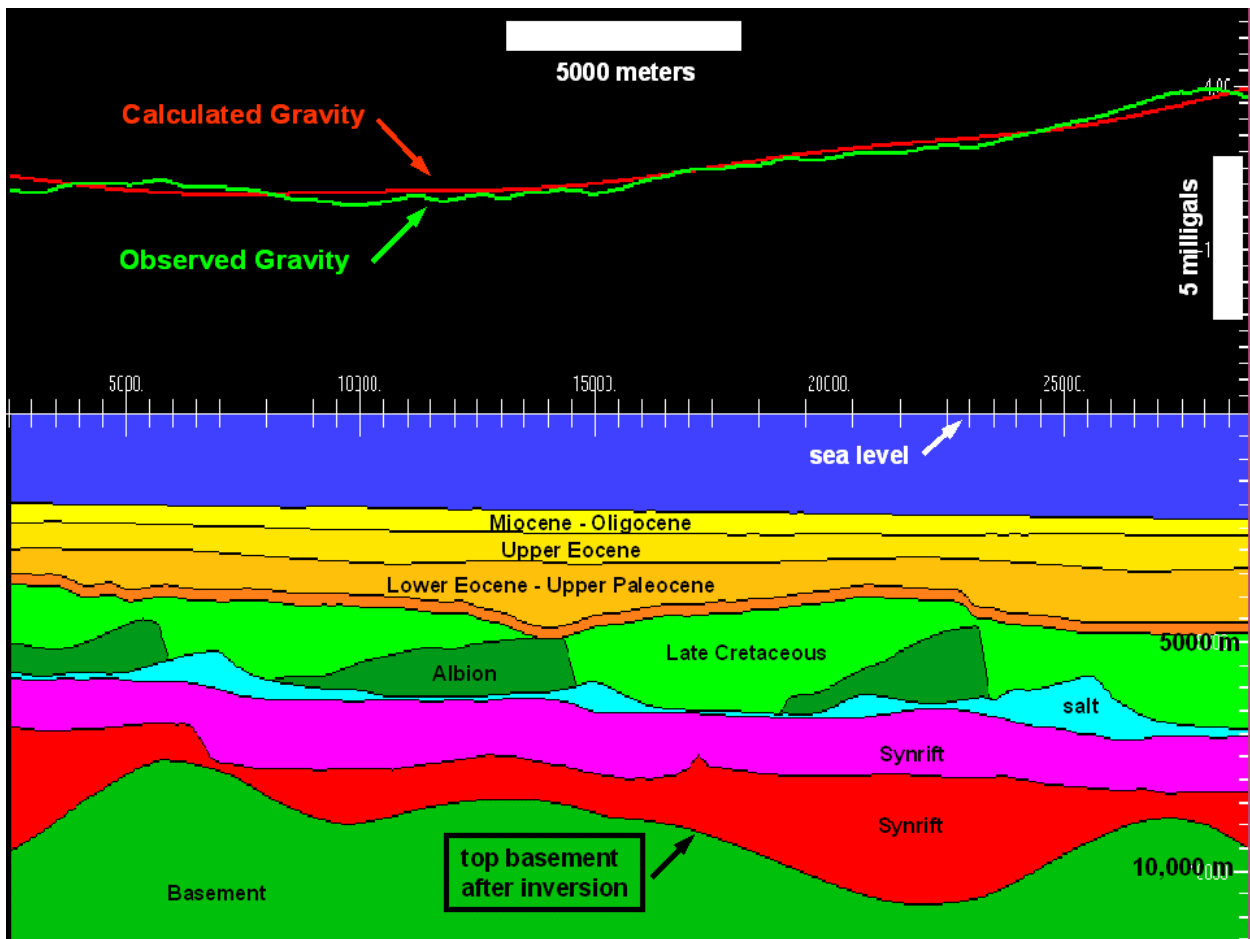


Figure 4: Cross-section through 3D gravity model corresponding to seismic line in figure 3.



## Anomalias Gravimétricas na Borda Norte da Bacia do Paraná

Brena Lindsay Machado, Miguel Guterres Carminatti, Yára R. Marangoni, IAG-USP, Brazil

### Resumo.

Neste resumo expandido estamos apresentando os resultados iniciais do estudo das anomalias gravimétricas na borda norte da Bacia do Paraná. No mapa Bouguer da região chama atenção dois baixos gravimétricos de direção NS, que não apresentam relação com a geologia observada em superfície. Do mapa de anomalia Bouguer foi escolhido um perfil na direção EW onde fizemos a modelagem 2,5 D. Inicialmente estamos testando a hipótese destas anomalias formarem um conjunto de depressões separados por um alto no embasamento da bacia. Os resultados obtidos parecem confirmar essa hipótese inicial, sugerindo duas grandes depressões no embasamento da bacia com cerca de 5 km de profundidade e 80 km de largura. As duas depressões são separadas por um alto de alguns quilômetros acima do embasamento e cerca de 80 km de largura.

### Introdução

A bacia do Paraná tem sido objeto de estudo gravimétrico ao longo das últimas décadas, porém a borda noroeste só foi recoberta por estações gravimétricas a partir de 1996 pelo IBGE. Vidotti et al. (1998) apresentaram um mapa Bouguer para a bacia com os dados gravimétricos disponíveis na

época e encontraram um baixo gravimétrico na porção norte de bacia. Esse baixo alonga-se na direção NS e não apresenta correlação com as estruturas geológicas observadas em superfície, todas na direção preferencial EW. Os autores sugerem que essa feição pode ter origem em um *rifte* enterrado sob os sedimentos da bacia ou na presença de rochas menos densas dentro do embasamento.

Em 1997 o IBGE completou o estudo gravimétrico do estado de Goiás, especialmente na porção SW, preenchendo um vazio no mapa apresentado por Vidotti et al. (1998) e melhorando a distribuição de pontos na área. O novo mapa Bouguer (Fig. 1) mostrou que a feição alongada detectada anteriormente, continua até a borda da bacia e que a leste da mesma existe uma outra feição de menor extensão longitudinal. Os baixos têm amplitude de cerca 15 mGal, circundados por fortes gradientes horizontais ( $\sim 0,8$  mGal/km) e separados entre si por um alto gravimétrico de mesma amplitude (Fig. 2). O forte gradiente horizontal na anomalia Bouguer sugere uma fonte rasa para a anomalia, que não é prevista em função da geologia conhecida da bacia para a região, como salientado por Vidotti et al. (1998).

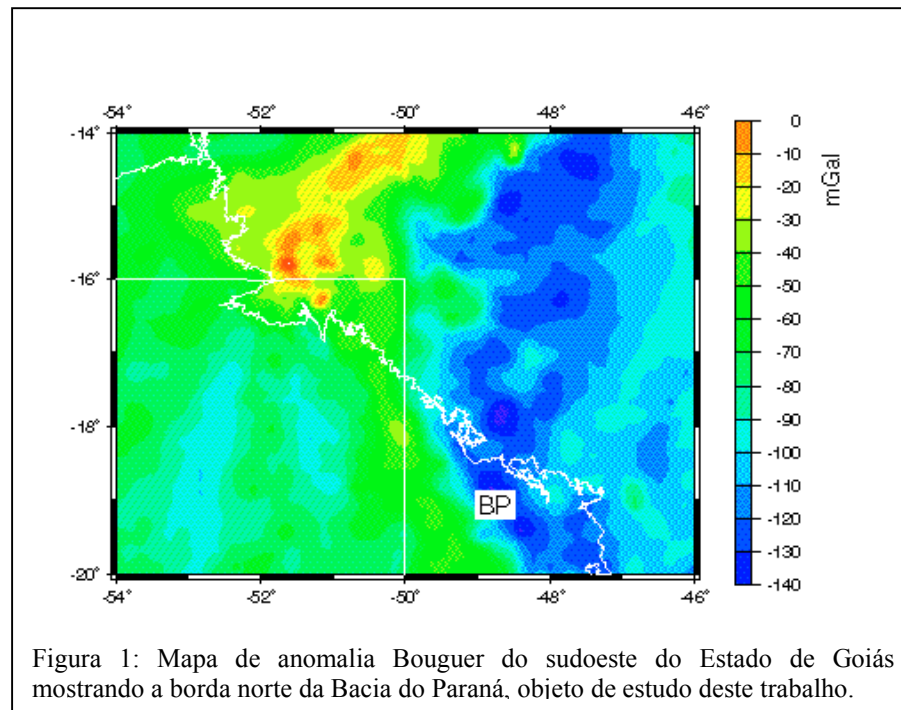
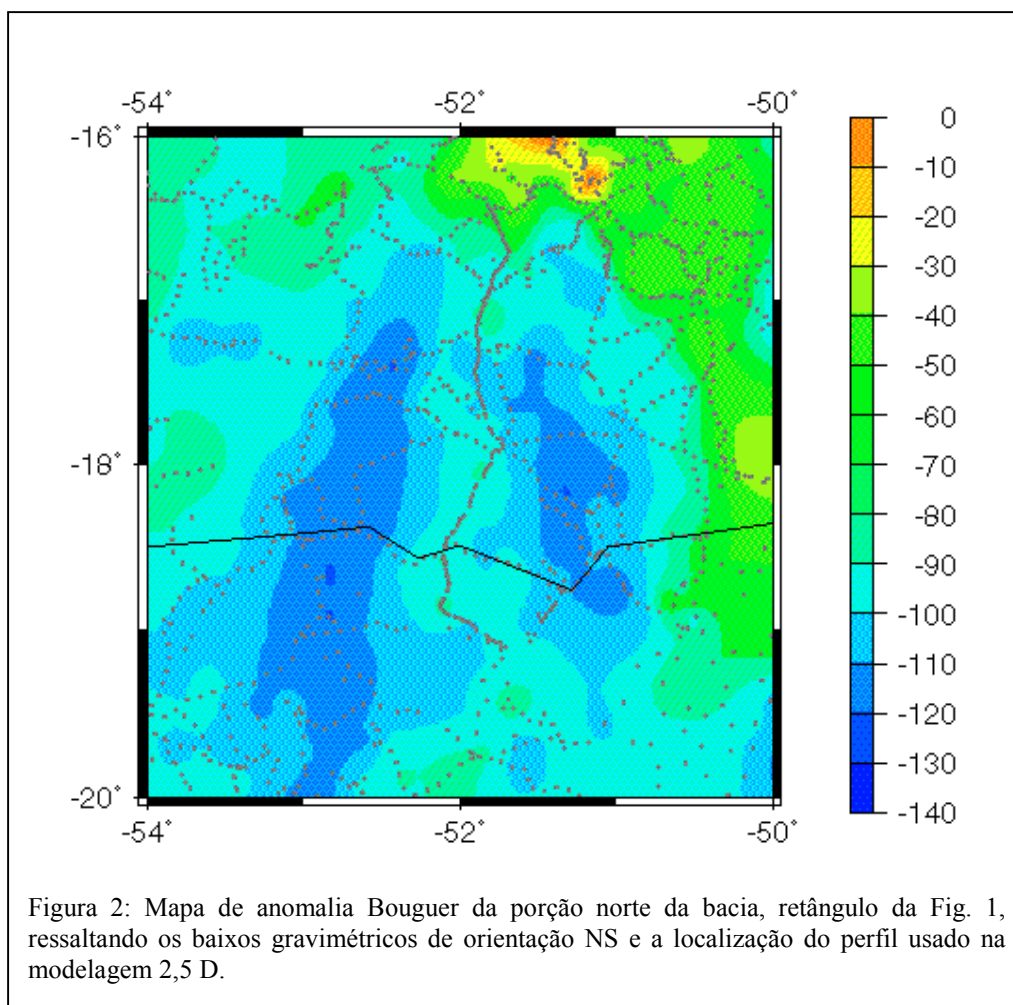


Figura 1: Mapa de anomalia Bouguer do sudoeste do Estado de Goiás mostrando a borda norte da Bacia do Paraná, objeto de estudo deste trabalho.

## Anomalias Gravimétricas na Borda Norte da Bacia do Paraná



### Modelagem 2,5 D

No estudo inicial optamos por modelar um perfil de dados ao longo da direção EW, como mostrado na Fig. 2. Para facilitar a modelagem optamos por remover um polinômio de grau 2 do perfil (Fig. 3). O residual obtido realçou a amplitude do mínimo a leste (entre 300 e 400 km) assim como do gradiente no lado leste. Observe que o alto central do perfil não se apresenta como uma feição tão suave como os mínimos mas possui dois pequenos altos locais que nós interpretamos inicialmente como feições dentro da bacia e que não foram modeladas. No modelo inicial do perfil residual estamos propondo que as feições observadas são geradas por duas depressões no embasamento da bacia separados por um pequeno alto. As depressões possuem cerca de 5 km de profundidade abaixo do embasamento e cerca de 80 km de largura (Fig. 4). O alto do embasamento entre essas feições não passa de 2 km de altura separando-

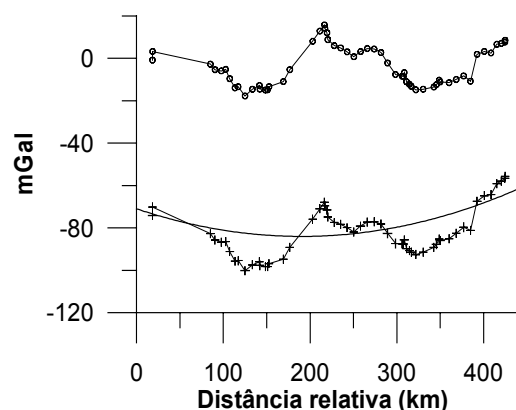


Figura 3: Perfil gravimétrico WE (W em 0 km) com a anomalia Bouguer observada e residual, obtida através de ajuste de um polinômio de grau 2.

as por cerca de 100 km. A densidade dos sedimentos que estão preenchendo as depressões é a mesma da

## Anomalias Gravimétricas na Borda Norte da Bacia do Paraná

bacia:  $2550 \text{ kg/m}^3$ , o embasamento foi modelado com uma densidade de  $2750 \text{ kg/m}^3$  e sob os sedimentos da bacia foi colocado uma camada de basaltos com cerca de 1 km de espessura e densidade de  $2870 \text{ kg/m}^3$ . O embasamento da bacia foi colocado a cerca de 10 km de profundidade. Os valores de densidade são os mesmos usados por Vidotti (1998) exceto para os sedimentos que preenchem as depressões, indicando que as feições estariam relacionadas com o processo de formação da bacia e que foram sendo preenchidas à medida que sedimentação da mesma foi ocorrendo.

### Referências Bibliográficas

Vidotti, R.M., Ebinger, C.J. & Fairhead, J.D.-1998- Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 159: 117-132.

### Agradecimentos

Agradecemos ao IBGE pelo uso dos dados gravimétricos.

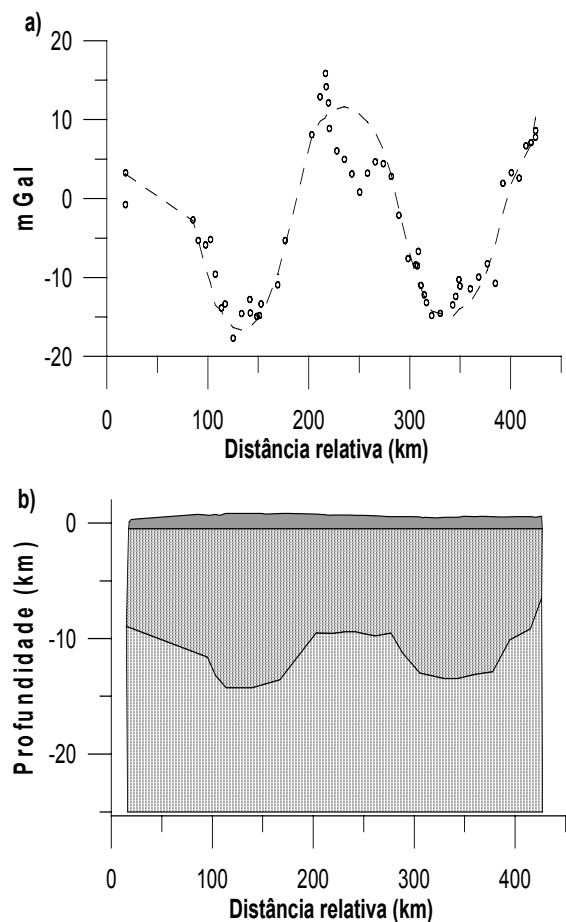


Figura 4: Modelo em 2,5 D para o perfil gravimétrico da Fig. 2. Os círculos representam os pontos gravimétricos dentro de uma janela de 10 km de largura e a linha tracejada os resultados da modelagem. A camada cinza mais escura (superior) representa os basaltos com densidade de  $2870 \text{ kg/m}^3$ , a camada cinza média são os sedimentos da bacia ( $2550 \text{ kg/m}^3$ ) e a camada cinza mais clara (inferior) o embasamento ( $2750 \text{ kg/m}^3$ ).



## Anomalias Aeromagnéticas Notáveis da Bacia do Rio São Francisco

Antonino Juarez Borges, CPRM-BH, [antonino@cprmbh.com.br](mailto:antonino@cprmbh.com.br)

Michael G. P. Drews, CPRM-BH, [drews@cprmbh.com.br](mailto:drews@cprmbh.com.br)

### Abstract

This paper shows the contribution of the geophysics to the São Francisco Project geological mapping, which has now been carried out in Minas Gerais state, Brazil, by the CPRM-Serviço Geológico do Brasil, in accord with the Minas Gerais Government. The magnetic data of the Convênio Geofísico Brasil/Alemanha-CGBA (1970/1972), were reinterpreted using modern applicative softwares that make possible the visualization and the delimitation of the remarkable magnetic features, that are not well known yet or even unknown, in the Rio São Francisco basin. Both the maps and the results of this reinterpretation are being presented here

### Introdução

O Projeto São Francisco é um conjunto de atividades de geologia e hidrogeologia, que está sendo desenvolvido no Brasil, no Estado de Minas Gerais, com a execução a cargo da CPRM - Serviço Geológico do Brasil, em convênio com a Secretaria de Estado de Minas e Energia e a COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. Este projeto cobre uma área de 220 mil quilômetros quadrados da Bacia do Rio São Francisco, com o objetivo de produzir informações e mapas para subsidiar novos investimentos em prospecção mineral e hidrogeologia, como também, para os recentes trabalhos de prospecção de hidrocarbonetos.

O presente trabalho apresenta uma análise de expressivas feições e alvos magneticamente anômalos desta região, os quais foram evidenciados através da reinterpretação do Levantamento Aeromagnetométrico do Convênio Geofísico Brasil-Alemanha-CGBA (DNPM – BGR - 1972). Algumas destas feições, decorridos 30 anos deste aerolevanteamento, ainda não foram devidamente estudadas e nem mesmo constam nos mapas geológicos mais recentes.

O CGBA foi um aerolevanteamento com apenas magnetometria, com altura média de vôo de 500m e espaçamento entre as linhas de 2000m,

apropriado para estudo de bacias e de corpos e estruturas grandes e profundos, em escalas superiores a 1:250.000. Porém, com estas especificações e sem gamaespectrometria, deixa muito a desejar como apoio para prospecção mineral e para mapeamentos mais detalhados. A direção de vôo W-E, embora não seja a ideal, pouco prejudicou, pois, a elevada altura dos vôos, atenuou os efeitos indesejáveis.

Os mapas aqui apresentados foram processados através do *software* Oasis montaj 4.1C, partindo-se de um arquivo em *grid* de 1Km x 1Km. Foram gerados os mapas de Intensidade Magnética Total, Primeira Derivada, Sinal Analítico e Mapa Residual, os quais, foram analisados de forma integrada, procurando-se delimitar em cada mapa as feições anômalas mais nítidas e de maior importância geológica.

### Geologia e Potencial Mineral da Bacia do Rio São Francisco

A região situa-se em uma área de bacias sedimentares recorrentes, sendo que as principais se formaram no fim do Proterozóico e início do Paleozóico, sobressaindo o Grupo Bambuí, tendo como principais litótipos as ardósias, siltitos, mármore calcáreos e dolomíticos. A região é a principal produtora de zinco e chumbo do Brasil, nas minas de Vazante e Morro Agudo, destacando também a mina de ouro do Morro do Ouro em Paracatu, o fosfato de Lagamar e Rocinha, garimpos de diamante, calcáreos para corretivo e fabricação de cimento, e outros materiais de usos diversos.

### Características Magnéticas

O relevo magnético da Bacia do São Francisco, exibe feições das mais variadas formas, desde zonas com relevo suave, típicas de bacias sedimentares, até regiões bastante perturbadas devido à presença de corpos e estruturas anômalas com direções, tamanhos, formas e profundidades diversas. Predominam as feições de direção NE, já bastante conhecidas, porém, outras expressivas feições sobressaem com



## **Bacia do Rio São Francisco**

nitidez surpreendente, sendo as mesmas descritas abaixo.

**Lineamentos Magnéticos NW** - Correspondem a estruturas regionais muito bem definidas e bastante extensas, vindo desde o Grupo Espinhaço e indo até ao Lineamento Transbrasiliano, no Estado do Mato Grosso, truncando as estruturas mais velhas de direção NE, preponderantes na região. A forma destas anomalias sugere o modelo de diques rasos com raízes mais profundas. Dentre eles, chama mais a atenção, o espetacular lineamento retilíneo que passa ao lado de Três Marias e Paracatu, junto à mina de ouro do Morro da Mina. Mais ao sul, entre Arcos e Araxá, estes lineamentos estão ainda mais presentes, aparecendo como feixes de diques paralelos bem alinhados na direção NW. É interessante notar que as chaminés alcalinas de Araxá, Tapira, Serra Negra e Salitre, mineralizadas em fosfato, nióbio e titânio, embora fora da Bacia do São Francisco, também aparecem muito bem definidas no Mapa de Derivada Vertical (forma de trevo), alinhadas nesta mesma direção, o mesmo ocorrendo com as chaminés Catalão I e II, localizadas no Estado de Goiás.

**Anomalia de Pirapora** – Esta anomalia sobressai não só nesta região, mas, principalmente em todo território brasileiro, por suas dimensões excepcionalmente grandes, aparecendo isolada e muito bem definida, sendo magnetizada apenas por indução.. Foi interpretada pela equipe do Convênio Geofísica Brasil-Alemanha, (CGBA-1972) como um corpo junto embasamento com o topo a mais de 5000m de profundidade. É interessante constatar que no local desta anomalia, um grande lineamento NE é truncado por outro lineamento NW, onde também termina outro lineamento quase NS, coincidente com o leito do rio Das Velhas que, por sua vez, deságua no São Francisco também na Anomalia de Pirapora. Estas “coincidências” merecem explicações consistentes.

**Faixa Intermediária de Relevo Suave** - Esta faixa é delimitada ao sul, pelo grande lineamento Três Marias-Paracatu e, mais ao norte, por estruturas semelhantes aos

lineamentos NW, porém com direção tendendo mais para norte, formando uma espécie de cunha que se abre para NW, passando pela Anomalia de Pirapora. Na opinião de geólogos conhecedores da área, esta feição corresponde a um *rift*. O relevo magnético preponderante é bastante suave, típico de bacias sedimentares, sendo o embasamento também pouco magnético na parte NW, até encontrar o grande lineamento NE, que passa pela Anomalia de Pirapora.

**Lineamento em Arco ao Norte de Januária** - Trata-se de um lineamento em forma de um arco de circunferência aberto para o sul da área, que se inicia a oeste de Januária, concordante com os lineamentos NE, infletindo depois para leste até se juntar a um lineamento NW, muito semelhante aos dos diques, já descritos acima. É importante notar que outros lineamentos menores, de direção NW, desaparecem quando encontram este arco anômalo. Esta feição, que aparece muito bem definida como estruturas rasas, não consta nos mapas geológicos. Outros arcos paralelos a este estão presentes na região.

**Tufos Vulcânicos de Patos de Minas** - São representados por uma zona anômala disposta segundo a direção preferencial NW, localizada ao lado do município de Patos de Minas. É constituída por pequenas anomalias contíguas que representam uma só camada superficial estreita e de magnetização mais elevada, que caracterizam os tufos vulcânicos da Formação Mata da Corda, do Cretáceo Superior.

### **Conclusões**

Uma identificação geológica mais segura das feições e anomalias aqui descritas, certamente levará a um melhor conhecimento da geologia de toda bacia e de suas mineralizações. Para tal, é necessário proceder o reconhecimento geológico e geofísico terrestre das mesmas, ou mesmo, cobri-las com novos aerolevantamentos.

### **Bibliografia**

BOSUM, WILHELM – 1973 . O Levantamento Aeromagnético de Minas Gerais e Espírito Santo  
PATERSON, GRANT AND WATSON – PGW - 1990. Geophysical Interpretation Software. Library Documentation. Toronto, Canada.

## Bacia do Rio São Francisco

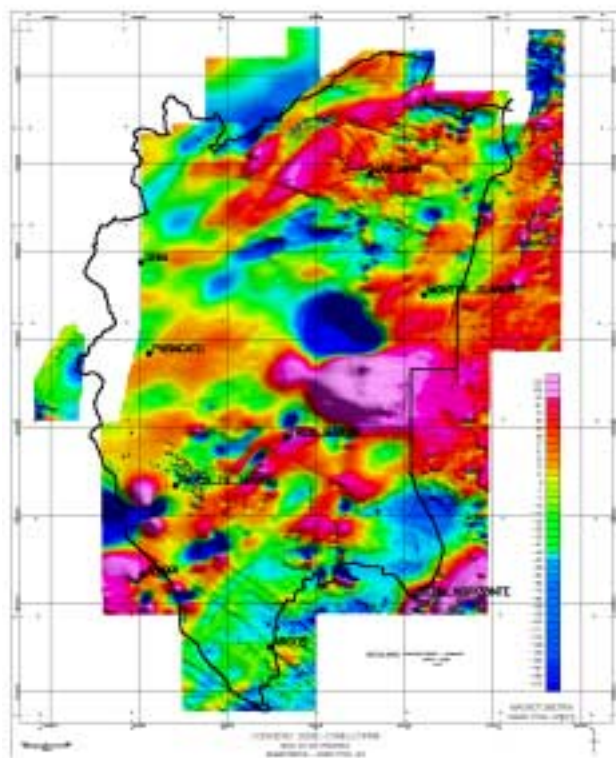


### Feições Anômalas sobre a Geologia da Bacia

// Lineamentos e Zonas Anômalas

- 1 Bacia Alto São Franciscana
- 2 Grupo Bambuí
- 3 Grupos Espinhaço e Macaúbas
- 4 Grupo Paranoá e Form. Vazante
- 5 Grupo Araxá e Canastra
- 6 Tufos Vulcânicos

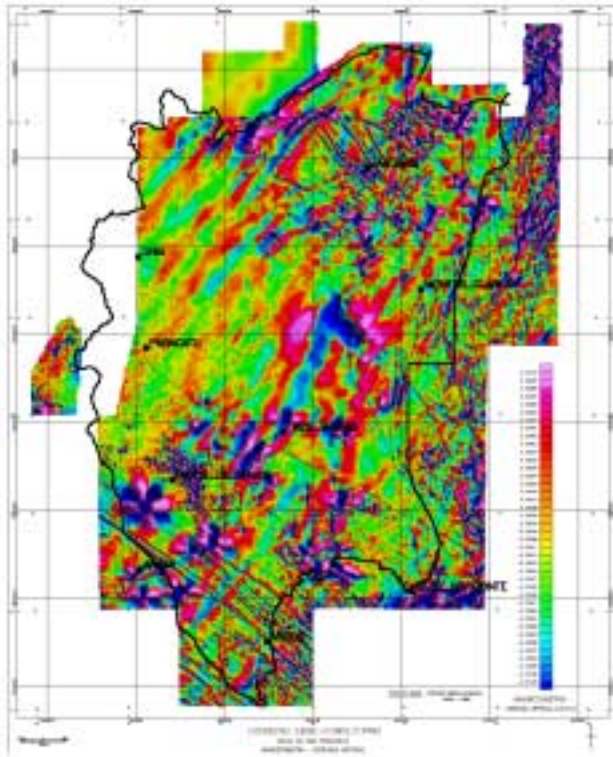
FIGURA 1



*Mapa de Intensidade Magnética do Campo Total*  
*Mostra as variações do campo magnético terrestre devidas aos contrastes de susceptibilidade magnética entre as rochas de uma área.*

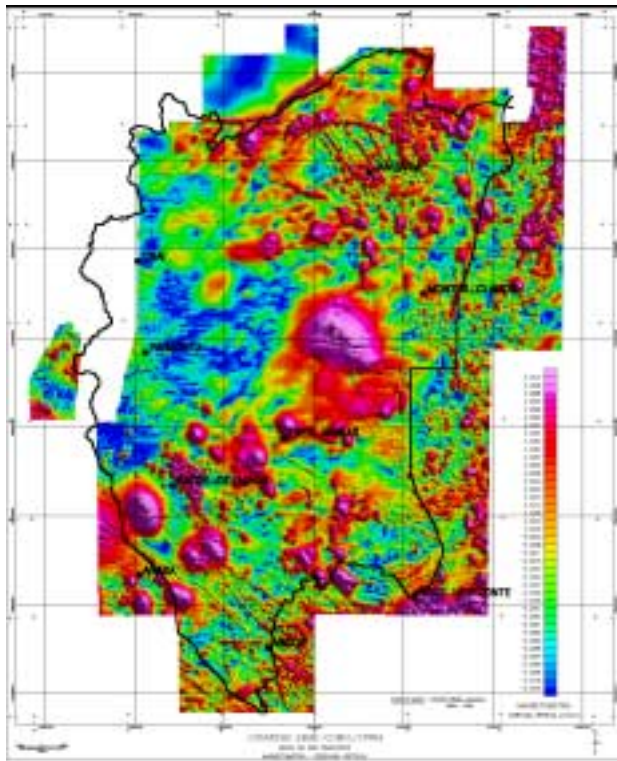
FIGURA 2

## Bacia do Rio São Francisco



*Primeira Derivada Vertical do Campo Total  
Evidencia com maior nitidez e precisão, os corpos e estruturas geológicas menores e mais rasos, que dificilmente podem ser delimitados nos mapas de intensidade total.*

FIGURA 3



*Sinal Analítico do Campo Total  
As anomalias mostradas neste mapa representam, aproximadamente, a projeção na superfície do terreno dos corpos e estruturas anômalos situados em profundidade. Desta forma, propicia uma localização mais segura das fontes anômalas no terreno.*

FIGURA 4



## Assinaturas Gravimétrica e Magnética do Domínio Médio Coreaú, NW do Ceará, Brasil

David Lopes de Castro, Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto - UFC, david@ufc.br

### Abstract

Gravity and aeromagnetic data are processed to obtain the geophysical signatures of the Médio Coreaú structural domain, northwestern part of the Ceará State, Brazil. The Bouguer gravity anomaly was separated into its regional and residual components. Five gravity domains are identified in the residual anomaly map and correlated with known tectonostratigraphic terraces. Analytical techniques was applied to the magnetic data to enhance magnetic expressions of structures and lithologic variations within the Médio Coreaú domain. The resulting analytical signal map allows us recognize the structural framework and correlate magnetic lineaments with gravity and geological maps.

### Introdução

O Domínio Médio Coreaú (DMC) congrega uma impressionante diversidade de litótipos e unidades estratigráficas, alvo de estudos geológicos diversos, principalmente, nestas últimas 3 décadas (Torquato & Nogueira Neto, 1996). A Região de Dobramentos do Médio Coreaú, como definido originalmente por Brito Neves (1975), constitui uma importante região na correlação geodinâmica entre a América do Sul e a África, sobretudo após a fragmentação do supercontinente Rodínia (Santos, 1999).

Contudo, estudos geofísicos de detalhe estão restritos a trabalhos de caráter mais regional. Como o trabalho de Beltrão *et al.* (1997), que associa lineamentos gravimétricos regionais com deformações transpressionais e ascensão de lascas do manto superior na crosta inferior em um ambiente de colisão continental. Castro *et al.* (1998) apresentam mapas gravimétricos do Nordeste Setentrional, que indicam uma faixa de espessamento crustal coincidente com a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (SPII). Segundo Jardim de Sá *et al.* (1997), esta zona de cisalhamento se firma como expressão de uma sutura de idade brasileira, com uma complexa história de suturamento e posterior retrabalhamento intracontinental. Por fim, Oliveira & Santos (1999) interpretam dados aeromagnéticos de toda a Província Borborema, sendo o DMC caracterizado por um padrão magnético dominado por corpos anômalos lineares e poucos profundos.

A proposta do presente trabalho é, portanto, apresentar as assinaturas gravimétrica e magnética detalhadas do DMC e integrá-las ao avançado conhecimento geológico atual. Para tanto, dados gravimétricos e

aeromagnéticos, previamente levantados, foram adquiridos e integrados. Após o processamento digital dos dados, mapas de anomalias gravimétricas residuais e sinal analítico 3-D foram analisados qualitativamente.

### Contexto Geológico

O DMC representa a porção extremo noroeste da Província Borborema, limitada a norte pelo Atlântico Equatorial e a oeste pela Bacia do Parnaíba (Fig. 1). Este domínio estrutural representa uma faixa móvel marginal proximal ao Cráton São Luís, que está parcialmente exposta no NW do Ceará, possuindo melhor expressão no continente africano (a Faixa Atacora). Compreende supracrustais monocíclicas neo e mesoproterozoicas (os Grupos São Joaquim, Martinópolis e Ubajara), sendo limitado a SE pela SPII (Jardim de Sá *et al.*, 1997). É constituído por um embasamento de gnaisses tonalíticos (TTG) e granulitos, cujas idades modelo Sm-Nd  $T_{(DM)}$  variaram entre 2,38 e 2,61 Ga (Santos, 1999).

A evolução geodinâmica do DMC é descrita em termos de dois grandes domínios cronológicos e deformacionais, desenvolvidos no Paleoproterozóico (evento Transamazônico/Eburneano) e Neoproterozóico (Brasiliano/Pan-Africano), e um terceiro mais restrito, ocorrido no Mesoproterozóico. Segundo Santos (1999), o evento Brasiliano desencadeou um regime colisional responsável pela formação dos terrenos tectonometamórficos Granja, Martinópolis e Ubajara.

### Gravimetria

O NW do Ceará apresenta uma cobertura gravimétrica de 670 estações de medidas. Tais dados foram levantados pela UFPA, Observatório Nacional e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Os dados gravimétricos sofreram as correções gravimétricas usuais e estão referenciados ao IGSN71. Dados marinhos do projeto EQUANTI I, levantados pela Petrobrás, USP e Universidade do Oregon, foram incorporados a base de dados terrestres para atenuar os efeitos de borda próximos a região costeira. O mapa de anomalias Bouguer foi, então, confeccionado através da interpolação das estações gravimétricas em uma malha regular de 5 km. O forte conteúdo regional do campo gravimétrico, ocasionado pelo afinamento crustal na zona de transição entre as crostas continental e oceânica, foi satisfatoriamente atenuado através do método de ajuste polinomial robusto desenvolvido por Beltrão *et al.* (1991).

Apesar da baixa cobertura gravimétrica, o mapa de



## Assinaturas Gravimétrica e Magnética do NW do Ceará

anomalias residuais resultante (Fig. 2) apresenta uma boa correlação com as principais feições geológicas do DMC (Fig. 1). Cinco domínios gravimétricos podem ser individualizados, sendo a SPII o principal delimitador entre o mínimo gravimétrico da região do Domínio Ceará Central, no sudeste da área, e as anomalias predominantemente positivas do DMC, a noroeste. Um extenso alto gravimétrico ocupa toda a porção norte do DMC, estando parcialmente limitado pelas zonas de cisalhamento SPII e Santa Rosa. Neste domínio gravimétrico, destaca-se um máximo local próximo a Granja, refletindo a presença de corpos granulitos de alta densidade, aflorantes na região. Mais para o centro da área, entre a SPII e a falha de Arapá, encontram-se os sedimentos paleozóicos do Grupo Ubajara associados a um alto gravimétrico. Este máximo local encontra-se separado do domínio gravimétrico principal por uma faixa de anomalias negativas, cujas as prováveis fontes são o granito de Meruoca, na parte norte, os metassedimentos quartzosos da Formação São Joaquim (Fig. 1) e um possível graben no substrato da bacia do Parnaíba. Por fim, um mínimo gravimétrico surge no extremo NW do Ceará, região dominada por granitóides (Granito Chaval) e rochas xistosas miloníticas (Torquato & Nogueira Neto, 1996).

### Dados Aeromagnéticos

O conjunto de dados aeromagnéticos foram levantados pelo projeto Rio Acaraú em 1975, cobrindo uma área de 21.000 km<sup>2</sup> no NW do Ceará (Brasil, 1995). Os dados foram corrigidos da variação diurna e IGRF e disponibilizados na forma digital. O processamento dos dados magnéticos, interpolados em uma malha regular de 250 m, consistiu na aplicação de um filtro coseno direcional, para a remoção do ruído na direção das linhas de voo, na redução ao polo para baixas latitudes geomagnéticas e no cálculo do sinal analítico 3-D. As rotinas utilizadas fazem parte do programa PF do USGS (Phillips, 1997).

O mapa de anomalias reduzidas ao polo destaca as zonas de cisalhamento SPII e Granja como zonas altamente magnetizadas, bem como a região de Senador Sá, onde afloram as rochas do embasamento paleoproterozóico, intensamente afetadas por zonas de cisalhamento. Por sua vez, os terrenos neoproterozóicos são representados por domínios magnéticos negativos, sugerindo um baixo conteúdo de minerais ferromagnesianos (Ubajara e Martinópolis) ou uma forte magnetização remanente, contrária ao campo geomagnético atual (Granja).

A técnica do sinal analítico 3-D foi aplicada aos dados magnéticos reduzidos ao polo com o objetivo de centrar as anomalias sobre suas respectivas fontes (falhas e contatos geológicos). Este procedimento permi-

tiu uma correlação mais direta entre as feições geológicas e sua resposta magnética, como pode ser observado na Fig. 3.

As zonas de cisalhamento apresentam altas amplitudes do sinal analítico (Fig. 3), permitindo a identificação precisa dos diferentes domínios geológicos. A SPII representa um importante limite estrutural, como já denunciado pela gravimetria e pelo conhecimento geológico prévio. A norte de Sobral, um pico local de amplitude marca a presença de uma seqüência vulcânica do Grupo Jaibaras, a Formação Parapuí. Mais a oeste, a falha de Arapá marca a borda oeste do terreno Ubajara. Uma região cuja resposta gravimétrica é negativa. Os granitos Meruoca e Mucambo, associados ao terreno Ubajara, apresentam baixas amplitudes magnéticas. Diferentemente, a região de Senador Sá destaca-se por uma seqüência de lineamentos magnéticos, variando de E-W para NE-SW, paralelos aos cisalhamentos que cortam os gnaisses e migmatitos do embasamento paleoproterozóico. Esta região está limitada entre as zonas de cisalhamento SPII e Uruoca-Tucunduba. Para noroeste, surgem os terrenos Martinópolis e Granja, pouco magnetizados e divididos pela zona de cisalhamento Granja (Fig. 3). A noroeste da zona de cisalhamento Santa Rosa, pode ser observada uma nova zona de baixa amplitude magnética, que a oeste de Chaval encontra-se com uma área bastante magnetizada. Nesta região, afloram parcialmente os granitóides de Chaval e rochas xistosas milonitizadas, que apresentam uma resposta gravimétrica negativa (Fig. 2). Contudo, a cobertura sedimentar mais recente dificulta o reconhecimento preciso das fontes magnéticas desta região.

### Conclusões

A análise das respostas gravimétrica e magnética permitiu a identificação dos principais terrenos tectonoestratigráficos do DMC, no extremo NW do Ceará. As zonas de cisalhamento SPII e Granja firmam-se como importantes expressões da intensa transcorrência, associada à colisão continental do evento Brasileiro, justapondo blocos crustais distintos e retrabalhando porções mais antigas da crosta. Os terrenos neoproterozóicos puderam também ser diferenciados do embasamento gnaissico-migmatítico, principalmente pela baixa amplitude média do sinal analítico e por anomalias gravimétricas positivas. Os dados revelam ainda feições estruturais encobertas pelos sedimentos costeiros e da bacia do Parnaíba, que deverão ser alvos de futuras investigações.

### Agradecimentos

O autor agradece ao Observatório Nacional e IBGE e à CPRM pelas concessões dos dados gravimétricos e

## Assinaturas Gravimétrica e Magnética do NW do Ceará

aeromagnéticos, respectivamente.

### Referências

- Beltrão, J.F., Silva, J.B.C., & Costa, J.C., 1991, Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, **58**: 479-493.
- Beltrão, J.F., Silva, J.B.C., Hasui, Y. & Costa, J.B.S., 1997, Gravity data and crustal structure of North-Central Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências*, **69**: 479-493.
- Brasil, MME – CPRM, 1995, Catálogo geral de produtos e serviços. Levantamentos Aerogeofísicos, Base de dado AERO. 2ª Edição, 359 p.
- Castro, D.L.; Medeiros, W.E.; Jardim de Sá, E.F. & Moreira, J.A.M., 1998, Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e margem continental adjacente e sua interpretação preliminar. *Rev. Bras. Geofísica*, **16**(2-3): 115-129.
- Jardim de Sá, E.F.; Medeiros, W.E. & Castro, D.L.,

1997, Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Boletim **15**: 352-357.

Oliveira, R.G & Santos, E.J., 1999, Magnetic framework of the Borborema Province, Northeast Brazil: an interpretation from digital data. VI Congresso Internacional de Geofísica, CD-ROM, 4p.

Phillips, J.D., 1997, Potential Field Geophysical Software for the PC, version 2.2. US Geological Survey Open-File Report 97-725, 34 p.

Santos, T.J.S., 1999, Evolução tectônica e geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema. Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro, 186 pp.

Torquato, J.R. & Nogueira Neto, J.A., 1996, Histografia da região de dobramentos do Médio Coreaú. *Rev. Bras. Geociências*, **26**(4): 303-313.

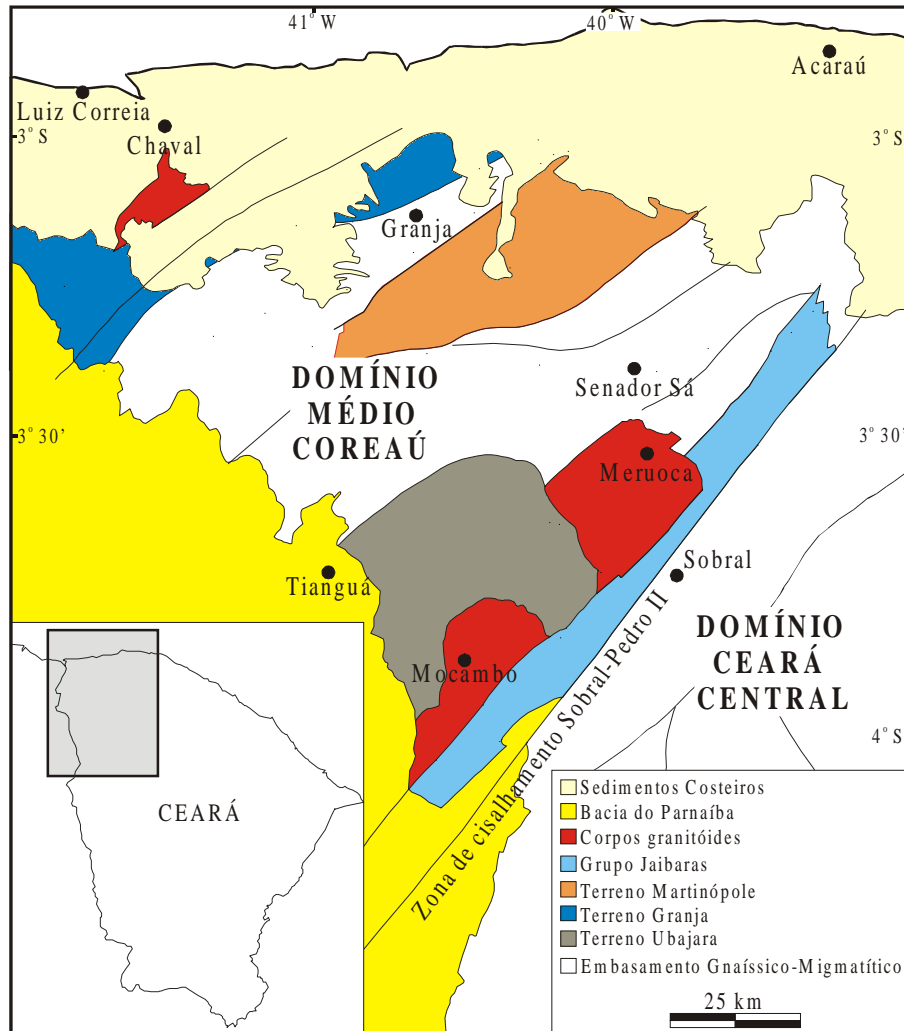


Fig.1. Esboço geológico do Domínio Médio Coreaú, noroeste do Ceará (adaptado de Santos, 1999).

## Assinaturas Gravimétrica e Magnética do NW do Ceará

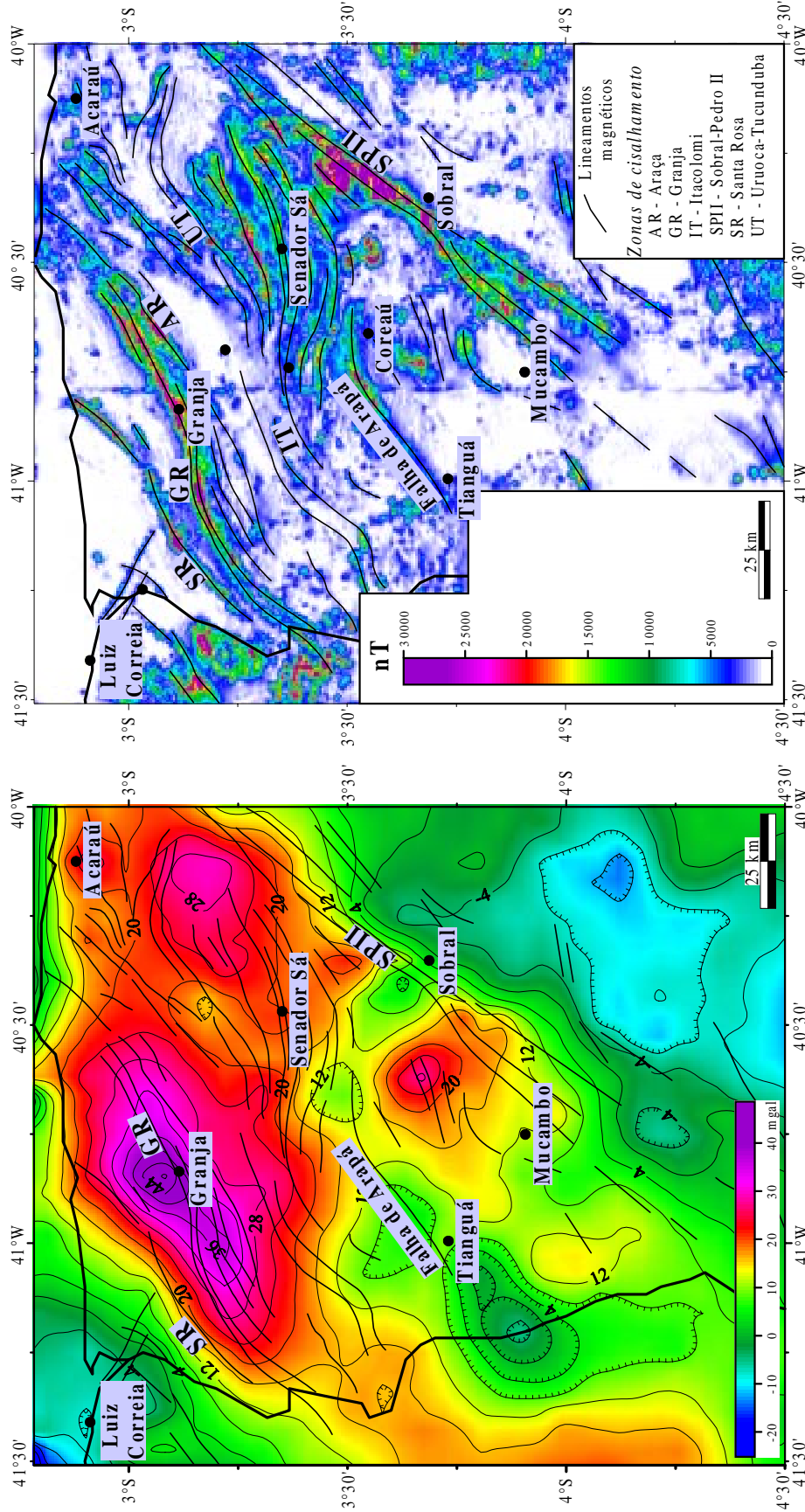


Fig. 2. Mapa de anomalias gravimétricas residuais do Domínio Médio Coreau. Os traços contínuos representam lineamentos magnéticos obtidos no mapa de sinal analítico (Fig.3). Zonas de cisalhamento: Santa Rosa (SR), Sobral-Pedro II (SPII) e Granja (GR).

Fig.3. Mapa de Sinal Analítico do Domínio Médio Coreau, NW do Ceará.



## CÁLCULO DA CORREÇÃO DE TERRENO PARA O TRECHO MERIDIONAL DA SERRA DO MAR: RESULTADOS PRELIMINARES

Francisco de Assis Nascimento Júnior, Marta Silvia Maria Mantovani, Wladimir Shukowsky - IAG/USP;

### Resumo

São apresentados resultados preliminares para determinar as correções de terreno a serem aplicadas no trecho meridional da Serra do Mar, caracterizada por topografia acidentada. Sua utilização visa o refinamento dos dados de levantamentos gravimétricos efetuados na área. Os resultados preliminares são apresentados sob forma de cartas digitais da correção de terreno relativa à denominada “área externa”, ou seja, a correção devida à topografia além de 2,5 km de distância relativa à cada estação gravimétrica.

### Abstract

Preliminary results of terrain correction applied to the southern segment of Serra do Mar, that is characterized by a rough topography, are presented. The final objective is the refinement of existent gravity data in the area. The expected results will be presented as digital maps of the terrain correction for the so called “external area”, which corresponds to the topography 2.5 km away from each gravity station.

### Introdução

A correção de terreno no procedimento de redução de dados gravimétricos onde a topografia é acidentada é de extrema importância. Hayford e Bowie (1912) foram os primeiros a apontarem para a necessidade dessa correção, mas somente depois que Hammer (1939) modificou e estendeu o cálculo para distâncias até cerca de 22 km, o método foi amplamente utilizado em levantamentos gravimétricos (Novell, 1999). Apesar do esforço de vários autores no desenvolvimento de técnicas numéricas mais eficientes, muitas empresas de prospecção e centros de pesquisa ainda utilizam as cartas tradicionais de Hammer para a correção de terreno. Entretanto, sabe-se que a técnica de Hammer é ineficiente. As técnicas mais modernas, que utilizam modelos digitais da elevação do terreno (“digital elevation model” - DEM ou “digital terrain model” - DTM), propiciam uma economia de mais de 80% do tempo dispendido, comparativamente ao método tradicional de Hammer (Banerjee, 1998). A maioria dessas técnicas divide o cálculo da correção em duas partes: a correção para uma área circular externa ( $R_1 < r < R_2$ ) utilizando o modelo digital sobre uma malha regular, e a correção para uma área interna ( $0 < r < R_1$ ), utilizando algum tipo de representação

mais detalhada da topografia próximo do ponto da medida.

No presente trabalho apresentam-se resultados preliminares com a utilização de métodos automáticos, sob forma de cartas em formato digital, da componente de correção de terreno da área externa ( $r > R_1$ ), para um segmento piloto do trecho meridional da Serra do Mar.

### Metodologia

O método de Hammer (1939) consiste na subdivisão da área que circunda a estação de medida em anéis concêntricos (zonas circulares) e compartimentadas em setores circulares, nos quais é estimada a diferença de altitude  $h$  relativamente à estação de medida para fins de cálculo do efeito da massa de cada setor. O efeito da atração gravitacional é calculado sobre setores circulares de mesma área através da fórmula:

$$\Delta g = \frac{2\pi G \rho}{n} (R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + h^2} - \sqrt{R_2^2 + h^2}) \quad (1)$$

Sendo  $G$  a constante gravitacional =  $6,67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$ ,  $\rho$  a densidade (em  $\text{g} \cdot \text{cm}^3$ ),  $h$  a altura média da área relativamente ao ponto de medida,  $R_1$  o raio interno e  $R_2$  o raio externo da coroa cilíndrica. O número  $n$  de compartimentos por zona de Hammer obedece à relação:

$$\frac{R_2}{R_1} = \frac{(n + \pi)}{(n - \pi)} \quad (2)$$

A correção de terreno é calculada somando-se as contribuições dos compartimentos de todas as zonas.

Para efetuar o cálculo automaticamente, considera-se a topografia em duas áreas principais: uma porção interna próxima da estação de medida (área quadrada de lado de 2500 m) e uma porção externa ( $r \leq R_{\text{externo}}$ ).

A área externa é subdividida em prismas sobre uma malha regular (1 km X 1 km), centrada na estação de medida. A área interna é descrita por um gabarito (ex. 4 km x 4 km) constituído de trapézóides, triângulos, e retângulos, que se integram completamente à malha ortogonal (área externa). O modelo topográfico utiliza coordenadas UTM.



## Correção de terreno

Para a região externa, a distância de cada célula de 1 km<sup>2</sup> relativa ao ponto de medida de coordenadas (x<sub>p</sub>, y<sub>p</sub>) é dada por

$$r = \sqrt{(x - x_p)^2 + (y - y_p)^2} \quad (3)$$

Considerando as dimensões de cada célula,

$$r_i = r - 500 \text{ m} \quad \text{e} \quad r_a = r + 500 \text{ m} \quad (4)$$

Substituindo (4) na equação (1) e somando a contribuição de Δg relativa a todas as células da área externa obtém-se a “correção gravimétrica de terreno externa”.

O gabarito referente à área interna varia de acordo com os autores que o utilizam. Boedecker (1975) define uma região interna de 4 km x 4 km coberta por um gabarito de 44 compartimentos centrados na estação e uma zona octogonal única mais próxima da estação de 100 m de lado. Os compartimentos numerados de 1 a 24 são trapézios de 300m de base maior e 100 m de base menor (comum ao octógono central); os triângulos 25 a 28 servem para integrar a forma octogonal (interna à área externa), e os compartimentos 29 a 44 variam de acordo com a posição da estação sobre a malha (Fig. 1). Nesse caso específico, os valores a serem introduzidos na equação (1) são os seguintes:

	Δα[R]	r <sub>i</sub> [m]	r <sub>a</sub> [m]
i = 1 .. 8	0,7854	100,00	308,10
i = 9 .. 16	0,7854	308,10	770,27
i = 17 .. 24	0,7854	770,27	1540,55
i = 25 .. 28	0,3537	1446,69	2068,00

para i = 29 .. 44 a área F e a distância r são calculadas a partir das coordenadas da estação na malha. Considerando

$$r_a - r_i = \sqrt{F}$$

obtém-se

$$r_a = r + \frac{1}{2}\sqrt{F} \quad ,$$

$$r_i = r - \frac{1}{2}\sqrt{F} \quad \text{e} \quad \Delta\alpha = \frac{\sqrt{F}}{r} \quad (5)$$

Esse modelo foi selecionado para o cálculo das correções preliminares apresentadas.

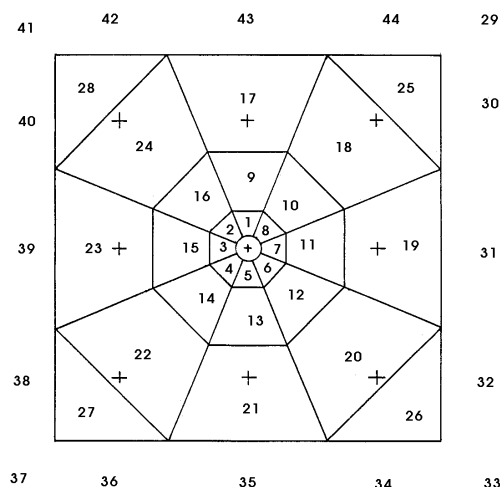


Figura 1. Gabarito para o cálculo da região interna, segundo Boedecker (1975)

### Referências Bibliográficas

- Banerjee, P., 1998. Gravity measurements and terrain corrections using a digital terrain model in the NW Himalaya. *COMPUTERS & GEOSCIENCES*, 1998, V.24(10):1009-1020
- Boedecker, G., 1975. An Economically Working Method for Computing the Gravimetric Terrain Correction. *J. GEOPHYSICS*, V.41:513-521.
- Hammer, S., 1939. Terrain Corrections for gravimeter Stations. *GEOPHYSICS*, 4: 184-194.
- Hammer, S., 1973. Topographic and Terrain Correction for Airborne Gravity *GEOPHYSICS*, V. 38(1): 174.
- Hammer, S., 1974. Topographic and Terrain Correction for Airborne Gravity *GEOPHYSICS*, V. 39(4): 537-542.
- Hammer, S., 1982. Critique of Terrain Corrections for Gravity Stations. *GEOPHYSICS*, 47(5): 839-840.
- Hayford, J.F., Bowie, W., 1912. The Effect of Topography and Isostatic Compensation upon the Intensity of Gravity. *US Coast and Geodetic Survey Special Publication n°10* – Washington DC.

### Agradecimentos

O Suporte financeiro para a execução do projeto foi concedido pelo CNPq através de projeto Integrado ao qual está associada uma bolsa de iniciação científica (IC) a favor de F.A . N.Jr., 530249/93-6(NV).



## DETERMINACIÓN Y EVALUACION DE ALTURAS ORTOMÉTRICAS A PARTIR DE UNA SOLUCIÓN GPS COMBINADA CON DATOS DE NIVELACION Y GRAVEDAD.

*A. Herrada <sup>(1)</sup> <sup>(2)</sup>, J. Sisterna <sup>(2)</sup>*

<sup>(1)</sup> Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional de San Juan. Argentina. a\_herrada@yahoo.com

<sup>(2)</sup> Instituto Geofísico Sismológico “Fernando S. Volponi”. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan. Argentina.

### INTRODUCCIÓN.

En la presente comunicación se ponderara, en forma aproximada, la influencia que ejerce la gravedad en las alturas sobre el nivel del mar determinadas por medio de nivelación geométrica; para tal fin se desarrollan algunos conceptos teóricos a partir de los cuales es posible establecer una expresión para el cálculo de las alturas ortométricas. Así mismo se calculan, aplicando valores de gravedad observados, alturas ortométricas en puntos ubicados dentro de un área piloto; permitiendo inferir el valor de las correcciones y a partir de estas establecer un criterio que permita evaluar la influencia de tales correcciones.

### I. DETERMINACIÓN DE ALTURAS ORTOMÉTRICAS.

Considerando un punto P sobre la superficie terrestre (Figura N°:1); dicho punto tiene un potencial (geopotencial)  $W_p$  y también un potencial normal o esferopotencial  $U_p$ , siendo en general  $W_p \neq U_p$ . Sin embargo, existe un determinado punto Q en la línea de fuerza por P, tal que  $U_Q = W_p$ , es decir que el potencial normal en Q es igual al geopotencial en P.

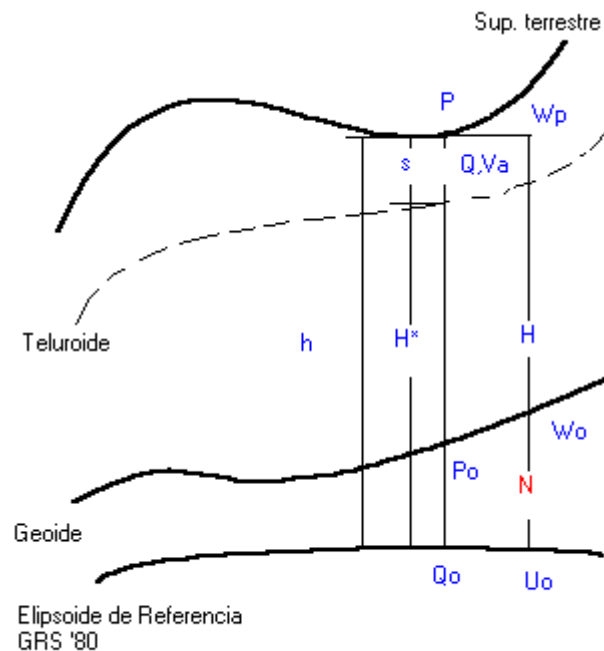


Figura N°: 1.

- $h$  = altura elipsoidal de P
- $H^*$  = altura normal de P (altura elipsoidal  $h_Q$  de Q)
- $H$  = altura ortométrica de P
- $\zeta$  = anomalía de altura
- $N$  = ondulación del geoide en P

La altura ortométrica de P está dada por :

$$H = \frac{C}{\bar{g}} \quad (1)$$

donde C, número geopotencial del punto P, es :

$$C = - \int_0^H g \, dH = W_0 - W_P = U_0 - U_Q \quad (2)$$

$U_0$  es el potencial normal en el punto  $Q_0$ , es decir es el esferopotencial en la superficie de referencia (elipsoide de revolución).

También  $U_0 = W_0$ , siendo  $W_0$  el potencial del geoide. La cantidad  $g$  es la gravedad media a lo largo de la línea de fuerza entre  $P_0$  y P, y está dada por :

$$\bar{g} = \frac{1}{H} \int_0^H g(z) \, dz = \frac{1}{H} \int_0^H [g + 0.0848(H-z)] \, dz = g + 0.0424 H$$

Es decir:  $\bar{g} = g + 0.0424 H$  (H en km y g en gal) (3)

donde  $g$  de la gravedad observada en P. Luego la altura ortométrica está dada por :

$$H = \frac{C}{g + 0.0424 H} ; \quad (C \text{ en kgal, } g \text{ en gal, } H \text{ en km}) \quad (4)$$

Para calcular el número geopotencial C en P, es necesario determinar previamente el valor de  $h_Q$ , altura elipsoidal de Q, es decir la altura normal  $H^*$  de P.

Para ello, procediendo en forma aproximada de la siguiente manera, se tiene:

$$(\zeta - N)_m = 0.1 \bar{H}_{km} H_{km} \quad (5)$$

donde  $\bar{H}$  es la altura promedio sobre el nivel del mar, de la zona de trabajo, H es la altura obtenida por medio de la nivelación geométrica, del punto P. N es la ondulación del geoide obtenida como  $N = h - H$  donde H proviene, como ya se expresó, de la nivelación geométrica.

Luego:

$$\zeta = N + 0.1 \bar{H}_{km} H_{km} \quad (6)$$

Finalmente, de la Figura N°: 1, se tiene:

$$H^* = h_Q = h - \zeta \quad (7)$$

que es un valor aproximado de  $h_Q$ .

Se está ahora en condiciones de calcular las coordenadas cartesianas de Q.

$$\begin{aligned} X_Q &= (N + h_Q) \cos \varphi \cos \lambda \\ Y_Q &= (N + h_Q) \cos \varphi \sin \lambda \\ Z_Q &= [N(1 - e^2) + h_Q] \sin \varphi \\ N &= a / (1 - e^2 \sin^2 \varphi)^{1/2} \end{aligned} \quad (8)$$

$$e^2 = 2f - f^2$$

$$f = (a - b)/a$$

donde  $\varphi, \lambda, h$ , coordenadas geodésicas de P, se obtienen mediante determinaciones G.P.S.

A continuación se calculan las coordenadas elipsoidales ( $\mu, \beta$ ) de Q, en función de las coordenadas cartesianas trirrectangulares de Q :  $X_Q, Y_Q, Z_Q$ .

$$\begin{aligned} (\mu^2 + E^2)^{1/2} \cos \beta \cos \lambda &= X_Q \\ (\mu^2 + E^2)^{1/2} \cos \beta \sin \lambda &= Y_Q \\ \mu \sin \beta &= Z_Q \end{aligned} \quad (9)$$

donde:

$$E^2 = a^2 - b^2, \text{ a y b semiejes mayor y menor respectivamente del elipsoide de referencia.}$$

Entonces:

$$\begin{aligned} \mu^2 &= (X_Q^2 + Y_Q^2 + Z_Q^2 - E^2) [0.5 + 0.5 (1 + 4E^2 Z_Q^2 / (X_Q^2 + Y_Q^2 + Z_Q^2 - E^2)^2)^{1/2}] \\ \operatorname{tg} \beta &= (Z_Q (\mu^2 + E^2)^{1/2}) / (\mu (X_Q^2 + Y_Q^2)^{1/2}) \end{aligned} \quad (10)$$

El potencial normal  $U_0$  está dado por

$$U_0 = (kM/E) \operatorname{arctg}(E/b) + (1/3)w^2 a^2 \quad (11)$$

Considerando como elipsoide de referencia el GRS '80, cuyas constantes son:

$$a = 6378137 \text{ m}$$

$$b = 6356752.3141 \text{ m}$$

$$kM = 3.986005 \cdot 10^{20} \text{ cm}^3 / \text{s}^2$$

$$w = 0.7292115 \cdot 10^{-4} \text{ rad /s}$$

$$E = 521854.0114 \text{ m}$$

es posible calcular el potencial normal del elipsoide de referencia:

$$U_0 = 6263686.085 \text{ kgal}$$

El potencial normal en Q,  $U_Q = U(\mu, \beta)$  es :

$$U(\mu, \beta) = (kM/E) \operatorname{arctg}(E/\mu) + 0.5 w^2 a^2 (q/q_0) (\sin^2 \beta - (1/3)) + 0.5 w^2 (\mu^2 + E^2) \cos^2 \beta$$

donde:

$$\begin{aligned} q &= 0.5 [(1 + 3(\mu/E)^2) \operatorname{arctg}(E/\mu) - 3(\mu/E)] \\ q &= 0.5 [(1 + 3(b/E)^2) \operatorname{arctg}(E/b) - 3(b/E)] \end{aligned} \quad (12)$$

Pudiendo ahora determinar C, y finalmente H, con las expresiones correspondientes.

## II. CALCULO DE ALTURAS ORTOMETRICAS.

En un área piloto se evalúan, mediante la metodología expuesta, las alturas ortométricas de 6 puntos georeferenciados mediante la técnica G.P.S. y cuya altura sobre el nivel medio del mar se determinó por nivelación geométrica.



Las coordenadas geodésicas, las alturas sobre el nivel medio del mar (en metros), los valores de gravedad observada (en gal) y las alturas ortométricas ( en metros) en los puntos objeto de la evaluación, se exponen a continuación:

<b>COORDENADAS GEODESICAS (WGS '84)</b>		
<b>Latitud ( <math>\phi</math> )</b>	<b>Longitud ( <math>\lambda</math> )</b>	<b>Alt. Elip. (h)</b>
-31° 33' 13".94929	-68° 32' 22".59701	671.780
-31° 32' 14".66437	-68° 32' 11".86364	665.577
-31° 30' 40".19301	-68° 32' 16".00183	669.683
-31° 39' 55".19731	-68° 32' 35".85833	620.047
-31° 33' 13".94929	-68° 32' 02".92706	634.413
-31° 36' 20".84854	-68° 31' 43".15873	643.430

<b>H<sub>GEOMETRICA</sub></b>	<b>g<sub>OBSERVADA</sub></b>	<b>H<sub>ORTOMET</sub></b>	<b><math>\delta</math>(cm)</b>
646.446	979.18425	646.498	5.2
640.229	979.18252	640.282	5.3
644.276	979.18069	644.328	5.2
595.027	979.20160	595.076	4.9
603.349	979.19760	603.398	4.9
618.235	979.19430	618.492	6.2

La altura promedio de la zona es  $H_{km} = 0.591713$ .

#### **CONCLUSIONES.**

Se infiere que las diferencias entre las alturas ortométricas (H) y las obtenidas por nivelación geométrica están en el orden de los 5 cm en la zona estudiada; mientras que la variación en los desniveles, considerando la corrección ortométrica, es del orden del milímetro; estando por debajo del error de punto, entendiéndose como tal el resultante de la solución G.P.S. y de la nivelación geométrica.

#### **REFERENCIA BIBLIOGRAFICA.**

- Physical Geodesy.** W. Heiskanen - H. Moritz.
- GPS Satellite Surveying.** (Second Edition). Alfred Leick.
- Geodesy.** (Third Edition). G. Bomford.
- GPS for Geodesy. Lecture Notes in Earth Sciences.** A. Kleusberg and P. Teunissen.
- Map Projections - A Working Manual.** John P. Snyder (U.S. Geological Survey).
- Geodesia y Cartografía Matemática.** Fernando Martín Asín.
- Height determination using GPS. The need of a precise geoid.** C. C. Tschering, Geophysical Institute, University of Copenhagen.
- International Geoid Service.** Bulletin N°:6. Politecnico di Milano. Italia.

## Estimativa da Descontinuidade de Mohorovicic a partir de dados gravimétricos – Costa Leste Brasileira

*Osni Bastos de Paula, Petrobras - Petróleo Brasileiro S.A, osnidepaula@petrobras.com.br*  
*Roberta Mary Vidotti, Consultora, rmvidotti@uol.com.br*

### Abstract

3D estimates for the Moho discontinuity, the crustal/mantle interface, is obtained using land gravity data integrated with satellite free-air anomaly offshore. An initial model was obtained using the Airy isostatic model, for local isostatic compensation. This model used structural topographic /bathymetric data available, isopach maps in the sedimentary basins, including isopach maps of evaporitic sequences (top and base) and depth to basement. This model was compared with other models of Moho depth generated from other methods, i.e., polynomial estimates of Moho from topographic/bathymetric surface, radial spectral analysis of gravity data, 2D forward models of regional seismic lines and Leplac data. Results were compared with other estimates of Moho from seismic data, receiver function and deep seismic data. The final model shows, for the first time, an estimate of Moho depth based on a consistent data base and is consistent with previous local estimates of Moho depth.

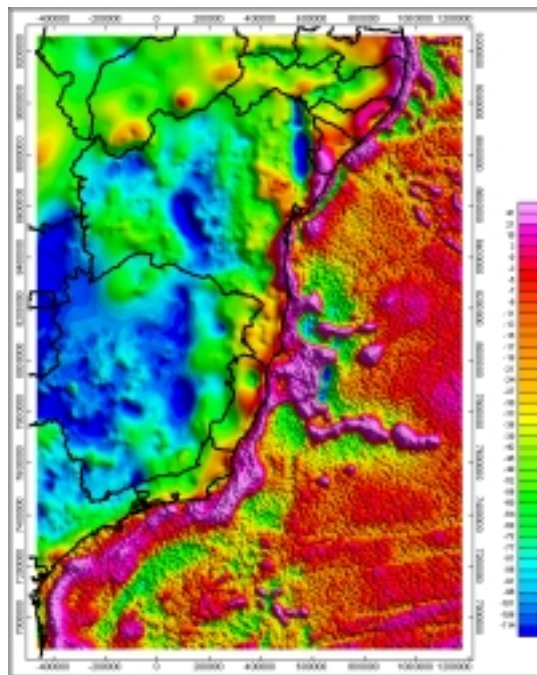


Figura 01 – Mapa gravimétrico

### Introdução

Vários procedimentos podem ser utilizados para determinação da interface crosta-manto. Alguns pontuais, como sísmica de refração (Assunção et alii, 1997), bidimensionais, como a interpretação e modelagem de seções sísmicas de reflexão (Gomes et alii, 1995) e inversão gravimétrica 3d (Castro et alii, 1999). Para a inversão estrutural utilizou-se no presente trabalho do módulo 3Dmod\* (\*trademark Fugro-LCT).

O mapa gravimétrico (fig. 01), com a compilação da Anomalia Bouguer em terra e free-air derivada de satélite na porção offshore (Sandwell et alii, 1997), representa a resposta da atração gravitacional da distribuição heterogênea de massas, cujas principais descontinuidades estão representadas no respectivo espectro radial de frequências (fig. 02).

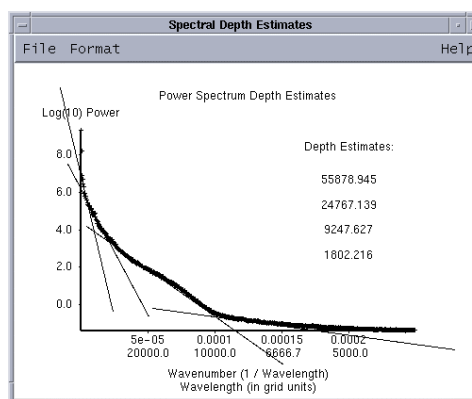


Figura 02 – Espectro radial dos dados gravimétricos

### Metodologia

Na construção do modelo espectral da Moho foram geradas aproximadamente 40 janelas nos dados gravimétricos da área de estudo. Para cada janela obteve-se um espectro de frequência semelhante ao da figura 02, e selecionada uma profundidade de

fonte que representaria a Moho no centro da janela. O contorno de todas as profundidades estimadas pode ser observado no mapa de estimativa espectral da Moho (fig. 03).

Para a construção do modelo isostático, foram consideradas as interfaces entre água/bacia sedimentar, bacia sedimentar/crosta e crosta/manto. Na área sedimentar restringiu-se à Bacia do Recôncavo e bacias offshore, considerando-se a variação de densidade com a profundidade, variando de  $2.1\text{g/cm}^3$  no contato com a água e um gradiente de  $0.05\text{g/cm}^3/\text{km}$ . Na sequência evaporítica, cujo topo e base foram mapeados nas bacias offshore Santos e Campos, a densidade adotada foi  $2.2\text{g/cm}^3$  e abaixo dela, sedimentos da seção rift com densidade de  $2.55\text{g/cm}^3$ . Para a crosta foi considerada uma densidade de  $2.8\text{g/cm}^3$  na porção continental e  $2.9\text{g/cm}^3$  na porção francamente oceânica. Estes valores estão em concordância com valores medidos em crosta oceânica (Johnson et alii, 2000) e também de acordo com o modelo de distribuição global de densidade de crosta (Mooney et alii, 1998). A área relativa à crosta de transição ou estirada, foi delimitada por interpretações prévias do contato com crosta oceânica do Leplac (Gomes et alii, 1997) e a falha de borda, com a densidade interpolada segundo um spline Akima.

Para o modelo dessa forma obtido a resposta gravimétrica foi calculada (fig. 04), e quando comparada com os valores observados mostra a necessidade de ajustes tanto nos longos como nos pequenos comprimentos de onda. O resultado da inversão (fig. 05) é obtido quando se fixam todos os parâmetros do modelo exceto a profundidade da Moho.

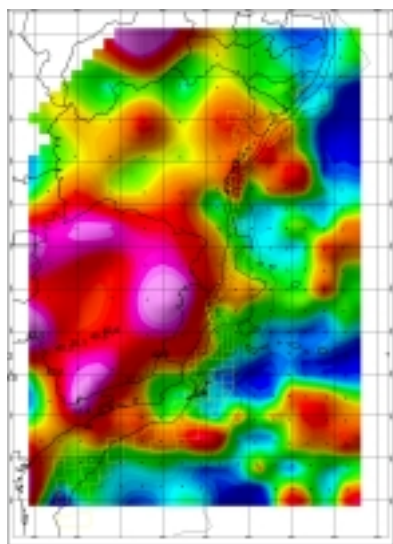


Figura 03 – Estimativa espectral da Moho

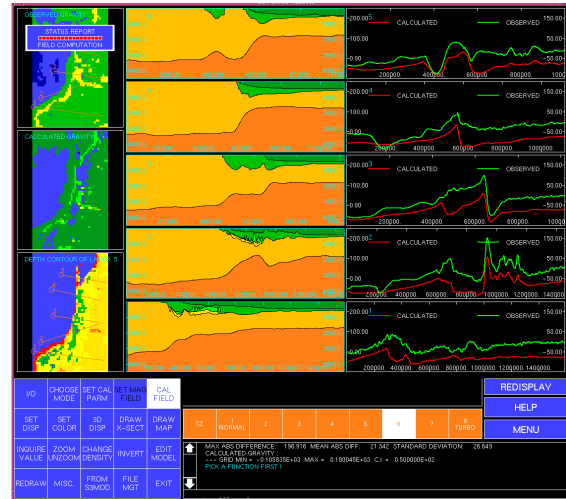


Figura 04 – Seções E-W com modelagem 3D.

## Conclusões

Os resultados finais mostram que as espessuras crustais estão dentro das faixas previstas, em média 38-40 km de espessura na porção continental, semelhantes às obtidas por sismica de refração (Assunção et alii, 1997) e 6 km de espessura para a crosta oceânica, compatível com a média global (Mooney et alii, 1999). É também um modelo mais elaborado e confiável que os gerados pelo método da inversão polinomial, inversão da batimetria e análise espectral, embora estes mostraram que podem ser usados como uma estimativa preliminar com relativa confiança.

Pode-se verificar também um afinamento da crosta, tanto continental quanto oceânica em direção NE, indo de encontro às previsões para o Nordeste setentrional obtidas por David et alii, 1997 e também compatíveis com modelos de interpretação sísmica (Mohriak et alii, 2000).

Ao se gerar uma superfície de tendência para a Moho, admitindo-se a hipótese de suavidade da mesma, gera-se também um residual, o que indica a falta de conhecimento do modelo mais raso preconizado, com uma distribuição de densidades e interfaces não consistentes com os dados gravimétricos. A atualização do modelo é um processo dinâmico, pois uma nova avaliação do pacote sedimentar leva a uma nova composição do modelo, que vai novamente produzir um melhor ajuste gravimétrico com a gravidade observada.

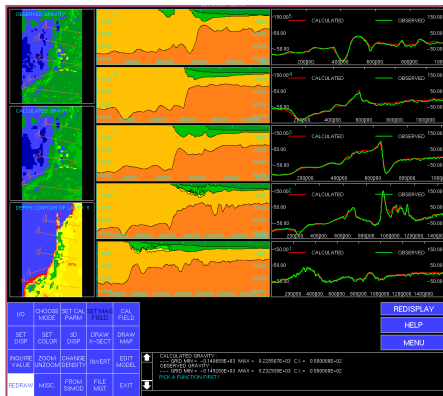


Figura 05 –Inversão 3D da Moho.

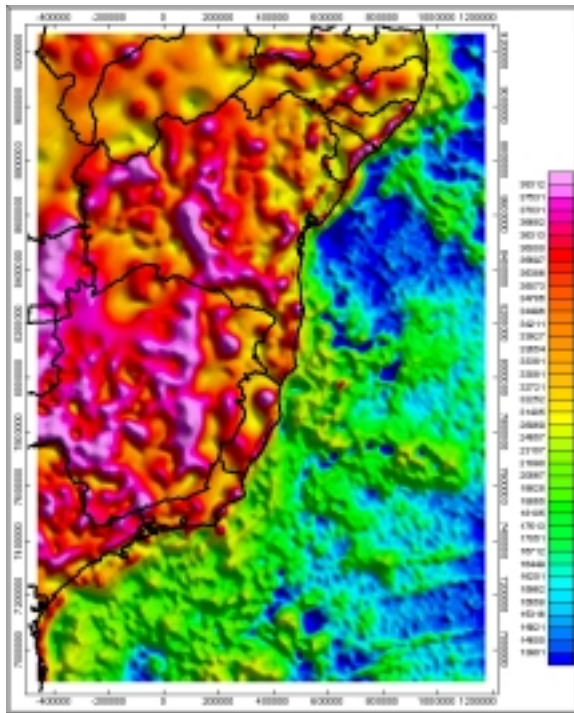


Figura 06 – Mapa de estimativas 3D da Moho

## Agradecimentos

Foram valiosas as contribuições e discussões com os colegas Peter Szatmari, João Bach de Oliveira, Benedito Souza Gomes e Eurico Santos.

## Bibliografia

- Assumpção, M., James, D. and Snoko, A, 1997. Crustal Thickness in SE Brazilian Shield with Receiver Function: Isostatic Compensation by Density Variations in the Lithospheric Mantle. *Anais do 5º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, Vol. 2, p.895-897,.
- Castro, David L., Medeiros, Valéria C. F. Barbosa, João B. C. Silva, Walter E. Medeiros, 1997. Relevo da Interface Crosta-Manto no Nordeste Setentrional do Brasil: Comparação entre os Vínculos da Isostasia e da Suavidade. *Anais do 5º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, Vol. 2, p.682-685.
- Gomes, P. O.; Jinno, K.; Gomes, B. S., 1997. LEPLAC ORIENTAL : relatório integrado de tratamento e interpretação dos dados geofísicos dos LEPLACS II, VII, VIII B e X. PETROBRAS. E&P. GEREX. GECON, Rio de Janeiro.
- Johnson, H.P., M.J.Pruis and D.Van Pattern, 2000. Density and Porosity of the Upper Crust from Seafloor, *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 7, p.1053-1056.
- Mooney, W. D. , G. Laske and G. Masters, 1998. Crust 5.1: A global crustal model at 5° x 5°. *Journal of Geophysical Research*, Vol.103, No. B1, p.727-747.
- Mohriak, W. U., Basseto, M. and Vieira, I.S., 2000. Tectonic Evolution of the Rift Basins in Northeastern Brazilian Region. Atlantic Rifts and Continental Margins. *Geophysical Monograph 115*, AGU, p.293-315.
- Sandwell D.T. and Smith W.H.F, 1997. Marine Gravity from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B5, p.10039-10054.





## Estimativa de densidades a partir de dados gravimétricos distribuídos aleatoriamente

Marcelo de Lawrence Bassay Blum, LGA-IG/UnB, Brasília, Brazil

### Abstract

In a gravity survey, Bouguer and terrain corrections require the knowledge of subsurface densities. Commonly, rock samples taken from outcrops, boreholes or mines are left in laboratories for specific weight determinations. However, those results may not be representative of subsurface rocks. In spite of that, good estimations can be taken from gravity measurements in site as suggested by many authors. In this paper I present an improved method using the relation between free-air anomaly versus Bouguer and terrain corrections in randomly collected gravity data. The method was applied to a survey released in Crixás, Goiás, Brazil. The results show great correlations to laboratory measured densities and well-known geology: 3.2 to 3.4 g/cm<sup>3</sup> for mafic/ultramafic rocks and 2.4 to 2.9 g/cm<sup>3</sup> for gneissic rocks.

### Introdução

Em um levantamento gravimétrico, as correções Bouguer e de terreno requerem o conhecimento da densidade das rochas em subsuperfície. Normalmente, amostras de rochas são levadas a um laboratório para determinações do seu peso específico. No entanto, esse procedimento nem sempre produz resultados satisfatórios, por várias razões: intemperismo, maior saturação em água, porosidade. Valores melhores podem ser obtidos usando métodos baseados em estimativas a partir de levantamentos gravimétricos.

Um desses métodos foi desenvolvido por Parasnis (1962), que é aqui modificado e adaptado à distribuição aleatória de dados, comum nos levantamentos gravimétricos terrestres. O método foi aplicado em dados coletados na região de Crixás – GO, Brasil.

### Método Parasnis

Este é um método analítico desenvolvido por Parasnis (1962) que parte da equação da anomalia Bouguer:

$$g_B = g_o - g_e + 0,3086h - 0,04191\rho h + T\rho \quad (1)$$

onde,  $g_o$  e  $g_e$  são as gravidades observada e esperada em miliGal, respectivamente,  $h$ , a altitude em metros,  $\rho$ ; a densidade em g/cm<sup>3</sup> e  $T$ , parâmetro para correção topográfica.

Nessa equação, assume-se que não existam anomalias de densidade em subsuperfície, ou seja, considera-se que o valor de anomalia Bouguer é zero.

Sendo assim, re-arranjando os termos da equação (1) obtém-se:

$$g_{obs} - g_e + 0,3086h = (0,04191h - T)\rho \quad (2)$$

Essa equação é do tipo  $Ax + B$  (equação da reta) com coeficiente angular,  $A$ , igual a  $\rho$ : Isso significa que, se for construído um gráfico  $g_{obs} - g_e + 0,3086h$  versus  $(0,04191h - T)\rho$ ; a inclinação da reta de melhor ajuste aos dados será a densidade. Essa relação é aplicada preferencialmente a dados seqüenciais e em perfil coletado sobre um único tipo rochoso.

### Método Proposto

Ao contrário do método descrito acima, no método proposto não existe a preferência da seqüencialidade dos dados e do tipo rochoso uniforme. Essas situações são difíceis de se encontrar na natureza e ainda assim, não há a certeza de que, em subsuperfície não existirão anomalias de densidade.

A diferença também está na maneira em que a relação da equação (2) é obtida:

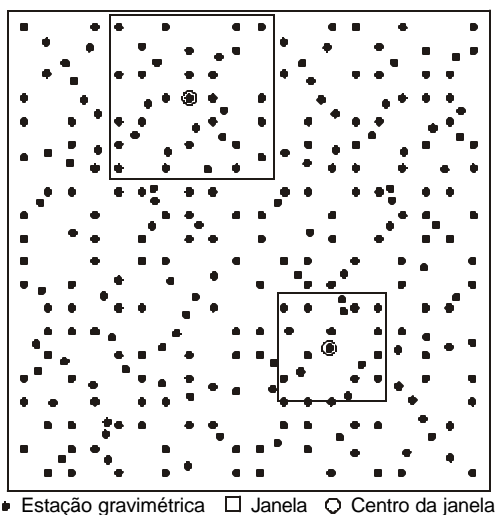
- As estimativas são feitas para cada estação gravimétrica, observados os possíveis efeitos de borda e mudanças na densidade de distribuição;
- São usadas janelas de dados com um das estações gravimétricas em seu centro (Figura 1);
- Cada janela variará o seu tamanho dependendo da quantidade de estações gravimétricas em seu interior;
- O tamanho de cada janela também é incrementado em um valor pré-estabelecido;
- Em cada uma destas janelas é estimada a relação da equação (2) por mínimos quadrados;
- Essas estimativas, então, são testadas até que se encontre aquela que apresente o menor resíduo médio quadrático das diferenças em relação à reta estimada. Esse teste é realizado para minimizar o efeito da variação geológica na janela;
- O valor da densidade em cada estação será a que contiver os menores resíduos.

### Aplicação do Método Proposto na Região de Crixás, GO, Brasil

Na região de Crixás, Goiás, ocorrem três greenstone belts (Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás) com idades em torno de 2,9 Ga (Arndt et al. 1989), metamorfisados sob fácies xisto verde e separados por complexos de granitóides. Os cinturões consistem de unidades

## Estimativa de Densidades

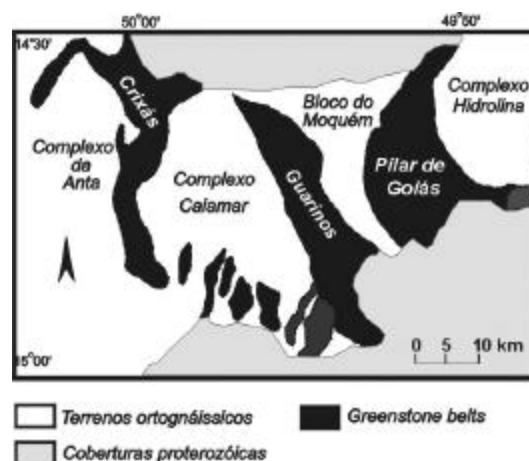
basais toleíiticas e basálticas sobrepostas por unidades sedimentares (Jost e Oliveira 1991). Os complexos têm composições tonalíticas e granodioríticas, predominantemente, e são chamados de Anta, Caiamar, Moquéim e Hidrolina (Figura 2).



**Figura 1:** Definição de janelas de dados sobre um levantamento gravimétrico com distribuição aleatória de suas estações. No centro da janela, encontra-se a estação onde será estimada a densidade. O tamanho de cada janela é ajustado de acordo com a quantidade de dados em seu interior. As estimativas são testadas até que se encontre a que apresente o menor resíduo médio quadrático da relação anomalia de ar livre versus correções Bouguer e de terreno.

Com o objetivo de avançar o conhecimento geofísico e aplica-lo à luz da geologia dessa região, Blum et al. (1996) e Blum (1999) realizaram um levantamento gravimétrico que aumentou a densidade média da malha para uma estação a cada 16 km<sup>2</sup> (Blum et al. 2000). Estes mesmos dados, juntamente com aqueles da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira e de Marangoni et al. (1995), foram utilizados para testar método aqui apresentado.

O resultado da aplicação do método pode ser apreciado na Figura 3. Comparando esta figura ao mapa geológico da Figura 2, observa-se grande semelhança entre as respostas obtidas e os valores esperados para rochas dos greenstone belts e dos complexos gnáissicos. Valores encontrados em laboratório para os principais litotipos da região (Blum et al. 2000), também confirmam essa observação.



**Figura 3:** Esboço geológico da região arqueana dos greenstone belts de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás e complexos gnáissicos da Anta, Caiamar, Moquéim e Hidrolina, no Estado de Goiás.

## Conclusões

Este trabalho mostra um novo método para estimativa de densidades a partir de uma distribuição aleatória de dados gravimétricos. O método usa a relação entre a anomalia de ar livre e as correções Bouguer e de terreno em uma dada região. Para testar sua eficácia, foi escolhido o levantamento realizado em Crixás, Goiás, realizado por Blum (1999). Os resultados mostraram grande correlação com densidade medidas em laboratório e a geologia conhecida. As densidades variaram de 3,2 a 3,4 g/cm<sup>3</sup> para rochas máficas e ultramáficas dos greenstone belts da região e de 2,4 a 2,9 g/cm<sup>3</sup> para as rochas dos complexos gnáissicos.

## Referências

- Arndt, N.T.; Teixeira, N.A., and White, W.M. 1989. Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt, Brazil: Mineral. Petrol., **101**, 187-197.
- Blum, M.L.B.; Pires, A.C.B., and Mendes, L.R. 1996. Preliminary gravity map and 2-D gravity and magnetic data inversion of the Crixás greenstone belt, Goiás: Symp. Archaean Terranes South American Platform, SBG, Extended Abstracts, 33-35.
- Blum, M.L.B. 1999. Processamento E Interpretação De Dados De Geofísica Aérea No Brasil Central E Sua Aplicação À Geologia Regional E À Prospecção Mineral. Instituto de Geociências, Universidade

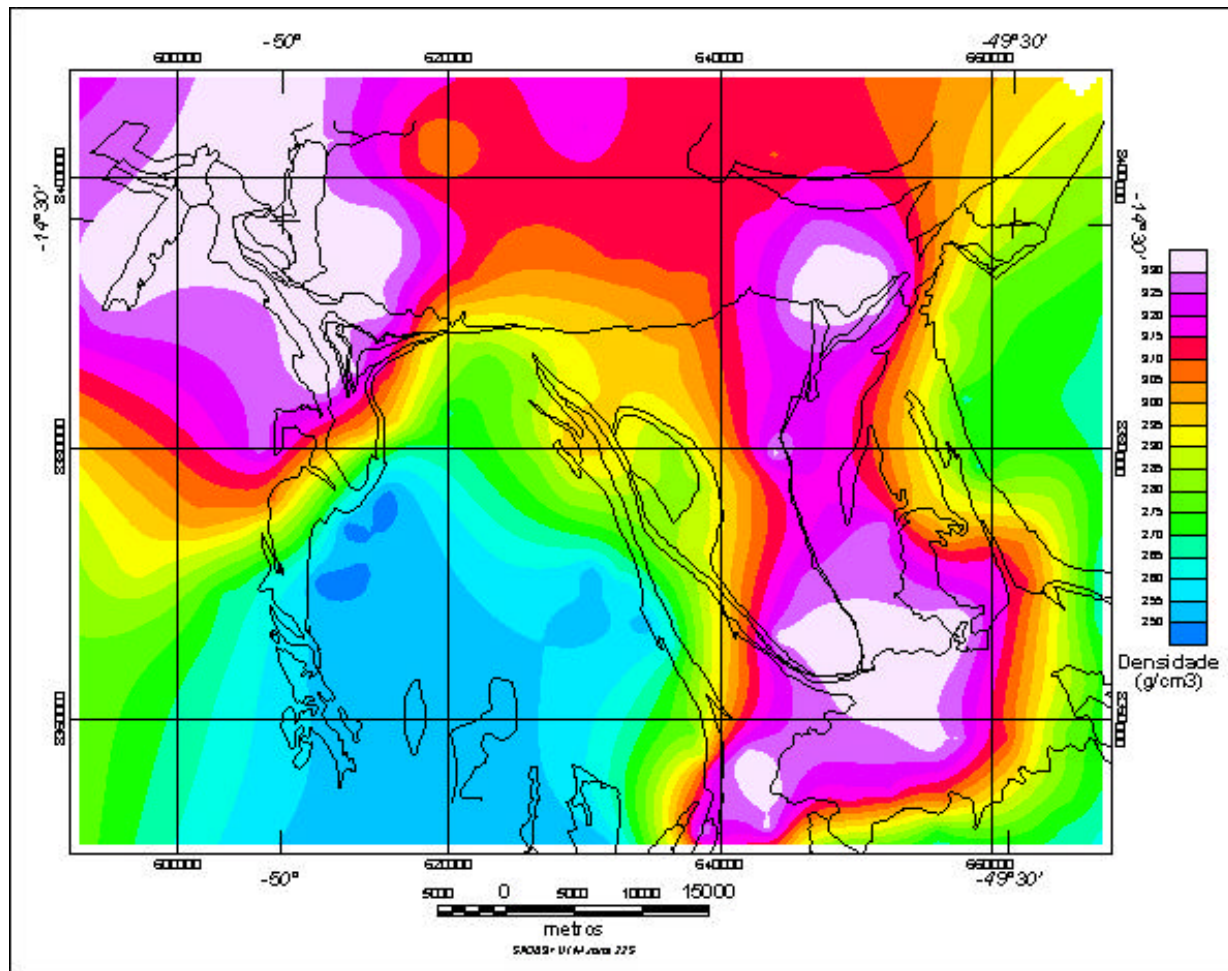
## Estimativa de Densidades

- de de Brasília, Tese de Doutorado.
- Blum, M.L.B., Pires, A.C.B., and Moraes, R.A.V. 2000. Gravity Inversion on Granite-Greenstone Belt Areas: Crixás, Guarinos and Pilar de Goiás, Brazil: *Rev. Bras. Geoc.* 30, 547-550.
- Jost, H., and Oliveira, A.M. 1991. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, central Brazil: *J. South Am. Earth Sci.*, 4, 201-214.
- Marangoni, Y.R., Assumpção, M., and Fernandes, E.P. 1995. Gravimetria em Goiás, Brasil. *Rev. Bras. Geof.*, 13, 205-219.

Parasnis, D.S. 1962. *Principles of Applied Geophysics*. London. Chapman & Hall.

## Agradecimentos

Gostaria de agradecer a Augusto Cesar Bittencourt Pires e a Roberto Alexandre Vitória de Moraes pelo apoio técnico durante a elaboração do método apresentado.



**Figura 3:** Mapa de densidades estimadas utilizando o método descrito: região de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás. As densidades variam de 3,2 a 3,4 g/cm<sup>3</sup> para rochas máficas e ultramáficas dos greenstone belts da região e de 2,4 a 2,9 g/cm<sup>3</sup> para as rochas dos complexos gnáissicos. As linhas contínuas são contatos geológicos, sendo que os principais podem ser observados na Figura 2.



## Estudio gravi-magnetométrico en la sección andina 29° de latitud Sur

Francisco Ruiz, Instituto Geofísico Sismológico (Universidad Nacional de San Juan), [fruij@unsj.edu.ar](mailto:fruij@unsj.edu.ar)

Antonio Introcaso, Instituto de Física de Rosario (Universidad Nacional de Rosario), [geofisic@fceia.unr.edu.ar](mailto:geofisic@fceia.unr.edu.ar)

Enrique Uliarte, Departamento de Geología (Universidad Nacional de San Juan), [enriqueu@infovia.com.ar](mailto:enriqueu@infovia.com.ar)

### Abstract

In an East-West section located at 29° South latitude gravimetric and magnetic surveys were carried out. This section crosses the north of the Precordillera Cuyana and Sierras Pampeanas (including the Famatina System) over the Andean Cordillera. Applying different filtering techniques four distinct gravity anomaly profiles were obtained. The most significant residual anomaly (+60mGal) is related both to Western Sierras Pampeanas and the western portion of the Famatina system. These structures characteristics allow us to attribute it to dense bodies located at intermediate crust. To the East of the Famatina's axis both a gravity anomaly of -50 mGal and a magnetic anomaly of +200 nT related to low-density masses were calculated.

### Introducción

El perfil gravi-magnetométrico en 29° de latitud Sur, está ubicado en el noroeste de la república Argentina (Fig. 1), abarca las provincias geológicas de: Cordillera Andina, Precordillera, Sierras Pampeanas Occidentales y el Sistema del Famatina.

Los Andes Centrales, desde 27° a 33° S, exhiben bloques de basamento flanqueados por fallas inversas (Sierras Pampeanas) al este de un cinturón de sobrecorrimientos epidérmicos (Precordillera). Las Sierras Pampeanas producen un conjunto de cuencas de antepaís roto mientras que la Precordillera una cuenca de antepaís normal (Jordan, 1995). Esta comarca se caracteriza por la subducción subhorizontal de la placa de Nazca bajo la Sudamericana (Cahill & Isacks, 1992).

Investigaciones realizadas en la región de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión (I-VU), ubicada al sur de la sección en estudio (Fig. 1), señalan que las cartas de anomalías gravimétricas y magnéticas exhiben gradientes horizontales, con fuerte aumento hacia el este, relacionados con el lineamiento tectónico Valle Fértil o Desaguadero-Bermejo (Ruiz, 1998). Esta falla regional separa la Cuenca del Bermejo (rellena por 10 km de sedimentos de edad neógena) de las Sierras Pampeanas Occidentales elevando hasta 3 km de altura el basamento cristalino en las Sierras de Valle Fértil, Maz y Umango.

Ruiz e Introcaso (2001) interpretaron dos cortezas amalgamadas en la falla de Valle Fértil, basados en: i- los modelos gravimétricos preparados por inversión

señalan atenuación cortical en la región de la cuenca I-VU y ubican en el Moho a la zona de despegue por donde ascendió el bloque oriental formando la Sierra de Valle Fértil; ii- modelos del zócalo cristalino, calculados a partir de las anomalías magnéticas regionales, indican que la falla separa dos cortezas con magnetizaciones diferentes; iii- el comportamiento isostático de la Cordillera de los Andes y de la Precordillera es distinto al de las Sierras Pampeanas, las primeras responden al balance potencial de masas en el sistema de Airy, mientras que en las segundas es más efectivo el sistema flexural; iv- la falla regional exhibe una anomalía de Bouguer residual de +50 mGal cuya longitud de onda es de 50 km, asociada a cuerpos densos en corteza intermedia, interpretados como rocas ultramáficas derivadas de la paleosubducción Precordillera-Sierras Pampeanas (Ramos et al., 1984 y 1996; Dalla Salda, 1992; Rapela et al., 1998).

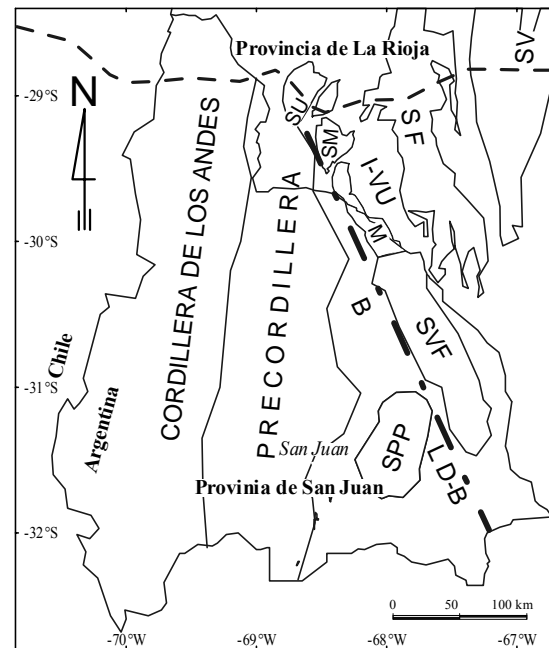


Figura 1: Mapa de ubicación de la sección gravi-magnetométrica 29°S (línea de trazos). B, cuenca del Bermejo; I-VU, cuenca de Ischigualasto-Villa Unión; LD-B, Lineamiento Desaguadero-Bermejo; // Sierras Pampeanas; SF, Sistema del Famatina; SM, sierra de Maz; SPP, sierra Pie de Palo; SVF, sierra de Valle Fértil; SU, Sierra de Umango; SV, sierra de Velasco.

En este trabajo, los datos gravimétricos y magnéticos de la sección 29° Sur, revelan cambios en las anoma-

## Sección gravi-magnetométrica en 29°S

lías que señalan comportamientos estructurales distintos a sur y norte del paralelo 29°30' Sur. En el sur, las anomalías gravimétricas y magnéticas relacionadas con la paleosubducción se ubican sobre la falla de Valle Fértil (Ruiz e Introcaso, 2001), mientras que en el norte tales anomalías rotan hacia el este alineándose con el borde occidental del Famatina.

### Base de Datos

Recientemente, se efectuaron relevamientos gravimétricos y magnetométricos sobre la sección 29° S, observándose 70 estaciones con 4 km de equiespaciamento, abarcando unos 400 km de extensión. Las estaciones gravimétricas y magnéticas se sumaron a una base de datos regional (Ruiz, 1998).

Los valores de gravedad fueron referidos a la estación fundamental de Miguelete, Buenos Aires, en el Sistema IGSN 1971 (979690.03 mGal). En las determinaciones gravimétricas se empleó un gravímetro termostatzado con desviación standard de 0.01 mGal.

En las mediciones magnéticas se utilizaron dos magnetómetros de precesión protónica de campo total, con precisión de  $\pm 0.1$ nT, debidamente calibrados. Uno de los aparatos operó como estación base a efectos de registrar la variación diurna. El cálculo de las anomalías se efectuó descontando el valor del campo internacional de referencia (IGRF) de las observaciones con corrección diurna.

El levantamiento altimétrico se efectuó mediante nivelación trigonométrica con errores en el orden de 20mm/km. La posición planimétrica se obtuvo por empleo de GPS. También se contó con un modelo digital del terreno generado a partir de una grilla de 3'x3' (GETECH, Universidad de Leeds).

El cálculo de las anomalías gravimétricas y magnéticas se efectuó mediante expresiones clásicas (Blakeley, 1995).

### Análisis de las Anomalías

En Figura 2 puede observarse muy buena correlación entre los datos gravimétricos y magnéticos. Las anomalías de Aire libre (AL) tienen, como es de esperar, correlación directa con la topografía.

AL es excepcionalmente grande (200 mGal) sobre la Sierra de Famatina, esto puede deberse a la gran masa topográfica de la sierra, cuya altitud máxima es de 6200m sobre el nivel del mar.

La anomalía de Bouguer (AB) más importante es generada por la raíz andina, entre 70 km y 225 km, es menor que -300 mGal. Este efecto incluye a la Precordillera, representada en el perfil por la Sierra de La Punilla que alcanza los 5000 m de altura s.n.m.

En el límite entre las sierras de la Punilla y de Uman-go (220 km) se observa una importante anomalía magnética que puede relacionarse con la intrusividad del borde este de la Precordillera.

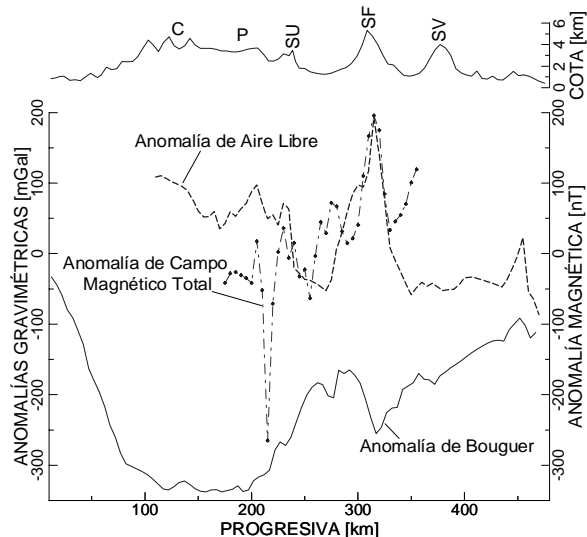


Figura 2: Arriba: Topografía. Abajo: anomalía de Aire Libre versus anomalía de Bouguer y Anomalía de campo magnético total. C, Cordillera; P, Precordillera; SF, Sistema del Famatina; SU, Sierra de Uman-go y SV, Sierra de Velasco.

Entre 225 y 315 km la AB posee una marcada tendencia positiva, con 90 km de longitud de onda, esta anomalía tiene una expresión menos importante en el campo magnético observado.

Hacia el este del eje central de la Sierra de Famatina, la anomalía de Bouguer exhibe un importante descenso. Esto podría deberse al déficit de masas en la cuenca sedimentaria de Chilecito que, según información sísmica, está cubierta por 4 km de relleno terciario. Coincidentemente con ésta puede observarse una vigorosa anomalía magnética (+200 nT) que no debe atribuirse a los sedimentos de la cuenca (Ruiz e Introcaso, 1999). Esto nos indica que hay que sumar al aporte sedimentario la contribución de una importante cantidad de rocas ígneas poco densas, ubicadas en el borde este de Nevados del Famatina.

En el extremo este del perfil se observan anomalías de menor valor absoluto atribuibles a la Sierra de Velasco, que no serán analizadas en este trabajo.

### Separación de Anomalías Gravimétricas

La complejidad estructural de la región complica la tarea de identificar las señales generadas por las estructuras mayores. El principal problema es encontrar el efecto de la raíz andina, logrado esto se podrá

## Sección gravi-magnetométrica en 29°S

efectuar un análisis más detallado del resto de las fuentes causantes de anomalías.

Se utilizaron cuatro técnicas de separación de anomalías: I- Efecto gravimétrico de la raíz hidrostática compensada en el sistema de Airy; II- Ajuste polinómico por mínimos cuadrados; III- Prolongación ascendente-inversión de campos potenciales (Pacino-Introcaso, 1987) y VI- Espectros de potencia (Introcaso y Guspí, 1995).

I- Introcaso et al. (1992) probaron que los Andes Centrales se encuentran compensados isostáticamente en el sistema de Airy. Basados en esto y con el fin de corregir a la anomalía de gravedad observada (AB) por el efecto de la raíz andina, se calculó el efecto gravimétrico directo de la raíz cortical que compensa isostáticamente a las masas topográficas. El Moho hidrostático, en la hipótesis de Airy, se calculó considerando espesor normal de corteza de 35 km y los siguientes valores de densidad: 2,67 g cm<sup>-3</sup> para la topografía, 2,9 g cm<sup>-3</sup> para la corteza y 3,3 g cm<sup>-3</sup> para el manto (Introcaso et al., 1992).

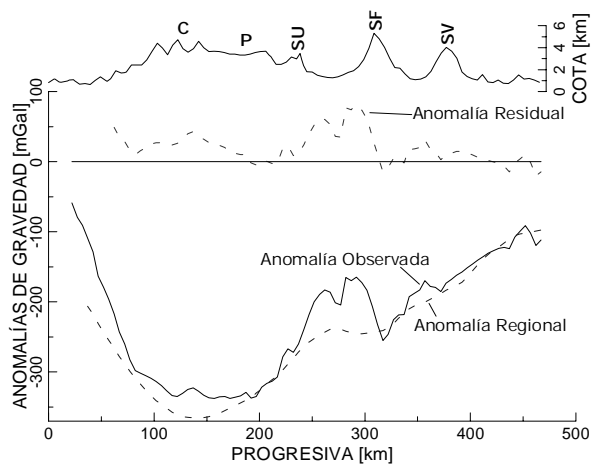


Figura 3: Abajo: obtención de la anomalía regional considerando corteza compensada en el sistema de Airy. Arriba: anomalía residual versus topografía.

El efecto gravimétrico del Moho hidrostático se considera como anomalía regional (Fig. 3), la anomalía residual es la diferencia entre la regional y el campo observado. Esta hipótesis es aceptable en la Cordillera y Precordillera pero no lo es en Sierras Pampeanas, donde es más efectiva la compensación isostática en el sistema flexural (Ruiz e Introcaso, 1998). No obstante, permite identificar una importante anomalía positiva entre las sierras de Umango y de Famatina.

II- En el filtrado Polinómico, la AB se ajustó por el método de mínimos cuadrados con polinomios de distinto grado (Pacino, 1983). El polinomio de grado 4 parece ser a una buena regional (Fig. 4). La anomalía residual es similar a la obtenida en I, pero de menor valor absoluto. Exhibe un positivo de larga

longitud de onda al oeste de la sierra de Famatina y una anomalía negativa al este de la sierra.

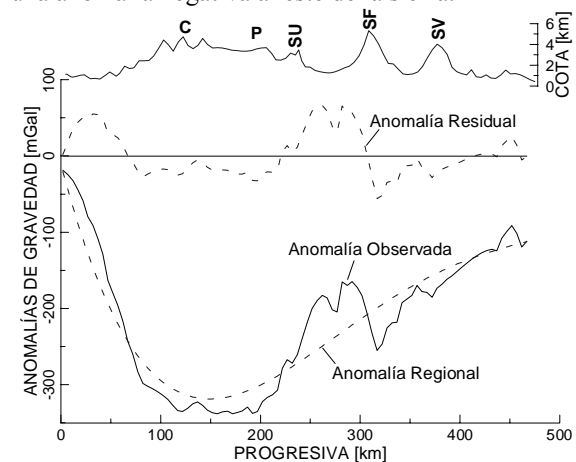


Figura 4: Separación de anomalías por Ajuste Polinómico.

III- Siguiendo a Pacino-Introcaso (1987), se trabajó de la siguiente forma: a- se continuó hacia arriba el campo observado hasta una altura de 30 km donde se desvanecen las cortas longitudes de onda; b- mediante inversión 2-D se computó un modelo de corteza de una capa desde la altura de prolongación ( $h=30$  km); d- por cálculo directo se evaluó el modelo obtenido en c desde el nivel de la topografía, obteniendo de esta forma la anomalía regional.

En la inversión gravimétrica poligonal se empleó el método de Talwani-Ewing (1960) según Guspí et al. (1987), asumiendo espesor de corteza normal de 35 km y un contraste de densidad corteza-manto superior de  $-0.4$  g/cm<sup>3</sup> (Ruiz e Introcaso, 2000). La profundidad de las masas gravimétricas regionales se obtuvo por análisis de espectral de AB, ver IV.

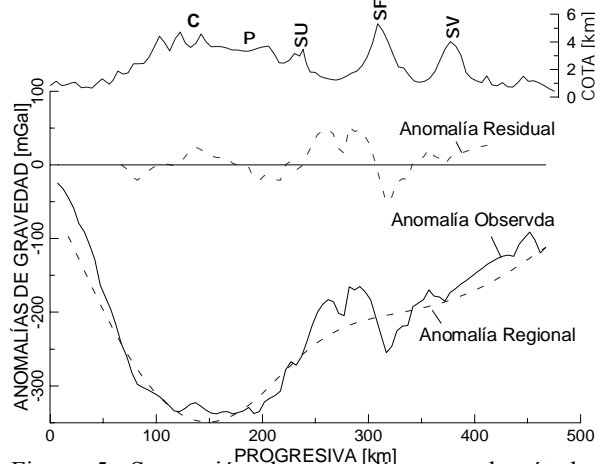


Figura 5: Separación de anomalías por el método Prolongación Ascendente-Inversión según Pacino-Introcaso (1987). Arriba: topografía; centro: anomalía residual; abajo: AB versus anomalía regional.

## Sección gravi-magnetométrica en 29°S

La regional calculada representa el efecto de la raíz cortical. La residual exhibe un positivo de 50 mGal al oeste del Famatina y una anomalía negativa de -50 mGal al este de la sierra.

IV- Utilizando el método Espectros de Potencia (Introcaso y Guspi, 1995), se filtró la AB, con datos digitalizados en intervalos de  $dx=5$  km. Los coeficientes de Fourier se calcularon utilizando un filtro de longitud  $1/2$  de la cantidad de datos del perfil, a partir de los que se computó el espectro de potencia. Sobre su representación logarítmica se definieron las rectas que marcan las tendencias regional y residual (Fig. 6), cuyas pendientes se utilizaron para calcular las magnitudes y profundidades de las masas causantes. Con esta información se construyó el filtro que aplicado a la anomalía observada permitió obtener la regional.

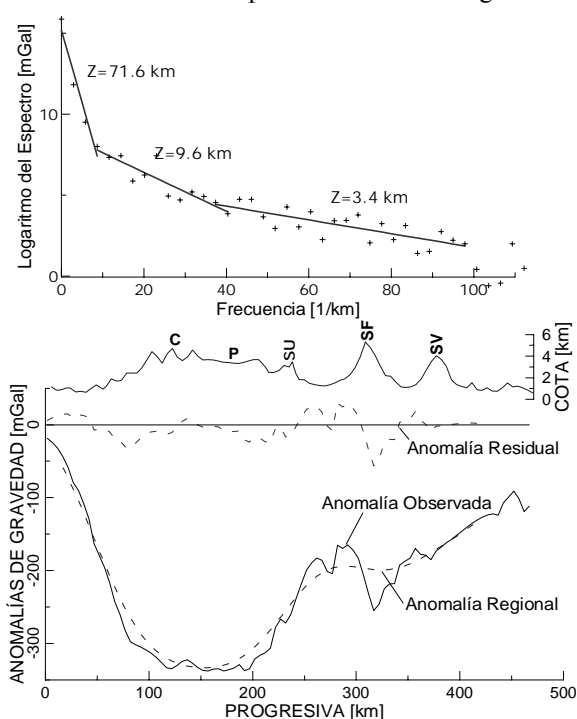


Figura 6: Separación de anomalías por Ajuste Polinómico. Arriba: Amplitud del espectro de potencias versus frecuencia. Abajo: Topografía versus AB, anomalía regional y residual.

La masa regional (raíz andina) se ubica a una profundidad media de 72 km. La alineación en frecuencias intermedias corresponde a una masa enterrada a 9.6 km, esta podría relacionarse con la profundidad del basamento cristalino por debajo de los sobrecorrimientos andinos. La masa residual está a 3.4 km (alineación en alta frecuencia).

La anomalía residual calculada tiene una morfología similar a las computadas en I, II y III, aunque posee amplitudes menores.

Los resultados obtenidos por los cuatro métodos, permiten identificar 4 anomalías importantes:

- 1) Residual positiva de unos 25 mGal bajo la Cordillera Frontal.
- 2) Residual negativa de unos -25 mGal bajo la Sierra de la Punilla.
- 3) Residual positiva de más de +50 mGal entre la Sierra de Umango y la Sierra de Famatina.
- 4) Residual negativa (-50 mGal) al este del Famatina.

Las anomalías magnéticas exhiben correlación directa con 2 y 3 e inversa con 4, mostrando grandes picos en las zonas con evidencias geológicas de actividad ígnea.

La potente anomalía de gravedad y magnetismo ubicada entre las Sierras de Famatina y de Umango, podría deberse al emplazamiento de rocas ultramáficas en la corteza. Ruiz e Introcaso (2001) modelaron una anomalía fuertemente positiva con características similares en la sección gravi-magnetométrica 29°30' S. Tal anomalía corresponde a densas masas alojadas en corteza intermedia conexas a la falla regional de Valle Fértil e interpretadas como relictos de corteza oceánica asociada a una paleosubducción.

En la sección 29° S, esta anomalía positiva no está relacionada con la falla de Valle Fértil. Los antecedentes geológicos señalan la complejidad estructural de la zona, dando lugar a controversias en el origen y ubicación de la paleosutura entre los distintos modelos geotectónicos propuestos: Dalla Salda (1992), Ramos et al. (1996), Rosello et al., (1996), Rapella et al. (1998), entre otros.

Los resultados preliminares expuestos aquí serán explotados próximamente a efectos de producir un modelo de corteza que enriquezca los modelos geológicos existentes.

## Conclusiones

Desde los datos gravi-magnetométricos relevados en la sección andina en 29° de latitud sur, se han podido reconocer anomalías relacionadas con las distintas unidades geológicas atravesadas: Cordillera, Precordillera, Sierras Pampeanas Occidentales, Sistema del Famatina y cuenca de Chilecito.

La anomalía de gravedad observada ha sido filtrada por 4 métodos numéricos. Los resultados son consistentes y han permitido reconocer 4 anomalías corticales: i- positiva en la Cordillera Principal (25 mGal), ii- negativa en la Precordillera (-25 Mgal), iii- positiva entre Sierras Pampeanas y el este del Sistema del Famatina (50 mGal) y iv- negativa al este de la Sierra del Famatina (-50 mGal).

La vigorosa anomalía de gravedad de 80 km de longitud de onda situada inmediatamente al este del eje

## Sección gravi-magnetométrica en 29°S

del Sistema del Famatina, debe considerarse como la continuación hacia el noreste de los efectos de rocas ultramáficas asociados con la paleosubducción Pre-cordillera-margen gondwánico. En este perfil la sutura se encontraría en el borde oeste del Famatina, en vez de estar asociada con la Falla de Valle Fértil, como sucede al sur del paralelo 29°30'S.

### Bibliografía

- Blakely, R., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press.
- Cahill, T. and Isacks, B., 1992. Sismicity and Shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geof. Research*, 97:17503-17529.
- Dalla Salda, L.; Cingolani, C. y Varela, R.; 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology*, 20:617-620.
- Guspi, F., Introcaso, A. y Huerta, E., 1987. Calculation of gravity effects of three-dimensional structures by analytical integration of a polyhedral approximation and application to the inverse problem. *Geofísica Internacional* 26, 407-428.
- Introcaso, B. y Guspi, F., 1995. Mejoramiento de técnicas espectrales para la separación de anomalías gravimétricas regionales y residuales. *Mecánica Computacional*, XV: 385-394.
- Introcaso, A.; Pacino, M.C. and Fraga, H. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° S y 35° S. *Tectonophysics*, 205.
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. In *Tectonics of Sedimentary Basins*, Busby, C.J. and Ingersoll, R.V. Ed. Blackwell Science, ps. 331-362.
- Malizia, D.C., Reynolds, J.H. y Tabbutt, K.D., 1995. Cronología de la sedimentación Neógena, tectonismo y edad de la estructuración en el Campo de Talampaya, Sierras Pampeanas, Provincia de La Rioja, Argentina. *YPF, BIP Junio*: 78-105.
- Pacino, M.C., 1983. Determinación de anomalías regionales y residuales por medio de Superficies de Tendencia, II Simposio Sudamericano de Geodatos, 1: 151-171.
- Pacino, M.C. and Introcaso, A., 1987. Regional anomaly determination using the upwards continuation method. *Bollettino di Geofísica Teorica ed Applicata*, 29: 113-122.
- Ramos, V., T. Jordan, R. Allmendinger, C. Mpodozis, S. Kay, J. Cortes y M. Palma, 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5:855-880.
- Ramos, V.; Vujovich, G. & Dallmeyer, D., 1996. Los Klippes y ventanas tectónicas preándicas de la Sa. Pie de Palo (San Juan): Edad e implicaciones tectónicas. III Cong. Geol. Arg. y III Cong. de Exploración de Hidrocarburos, V:377-391.
- Rapela C., R. Pankhurst, C. Casquet, E. Baldo, J. Saavedra y C. Galindo, 1998. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26 (8): 707-710.
- Rossello, E.; Mozetic, M.; Cobbold, P.; De Urreiztieta, M. y Gapais, D.; 1996. El espolón Umango-Maz y la conjugación sintaxial de los lineamientos Tucumán y Valle Fértil (La Rioja, Argentina). III Cong. Geol. Arg. y III Cong. de Exploración de Hidrocarburos, II: 187-194.
- Ruiz, F., 1998. Estudio de la geometría, génesis y evolución de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, a partir de datos de gravedad y magnetismo. Provincias de San Juan y La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Rosario. Inédito, 147 pp.
- Ruiz, F. - Introcaso, A., 2001. Geophysical evidences of crustal ancient junction in Desaguadero-Bermejo magafault (San Juan-La Rioja Province, Argentina). *Acta Geodetica et Geophysica Hungarica*. 36(1): 1-16.
- Ruiz, F. - Introcaso, A., 2000. La estructura profunda de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión. Una interpretación tectónica a partir de datos de gravedad y magnetismo. Serie periódica: "Temas de Geociencia" N° 4 (ISSN 1514-4149), UNR Editora, 70 pp.
- Ruiz, F. - Introcaso, A., 1999. Resultados magnetométricos en la región de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja-Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (4):353-360.
- Ruiz, F. - Introcaso, A., 1998. Comportamiento flexural de la corteza que contiene a la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja-Argentina). *Geoacta*, 23:20-33.
- Talwani, M. & Ewing, M., 1960. Rapid computation of gravity attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics* 25, 203-225.



## Gravimetric Study of the Rio Grande Rise

Ana C. V. A. Krueger, *WesternGeco*, [ana.krueger@westerngeco.com](mailto:ana.krueger@westerngeco.com)

Luiz F. Braga, *Observatório Nacional*, [braga@dge1.on.br](mailto:braga@dge1.on.br)

Susanna E. Sichel, *Lagemar-UFF*, [Susanna@igeo.uff.br](mailto:Susanna@igeo.uff.br)

### Abstract

Within the South Atlantic oceanic basin, along the southeastern Brazilian continental margin, is located one of the largest bathymetric features of the Atlantic, the Rio Grande Rise. It is the scope of this work to map the Rio Grande Rise and the Rio Grande Rise rift by which it is cut. The Rio Grande Rise rift can be related to the Southern Cross gravity anomaly, a large NW-SE gravity anomaly found in the South Atlantic, associated to an Eocene deformational event (Sousa, 1991). According to Sousa, the Southern Cross gravity anomaly is a fracture zone. A better understanding of this deformational event has been achieved by revisiting the Southern Cross gravity anomaly with improved gravimetric data. The Southern Cross gravity anomaly appears as a combination of the gravimetric effects of the Rio Grande Rise rift and various seamounts, including the Jean-Charcot seamounts (Aguiar, 1997). We used free-air gravity anomalies obtained from altimetric data of the Geosat-GM satellite to calculate the horizontal gradient of the free-air gravity anomalies. The horizontal gradient was then used in conjunction with the free-air gravity anomalies to map the main bathymetric features in the area, establishing the relationship between the Rio Grande Rise rift, the Southern Cross Deformational event, the Jean-Charcot seamounts and the fracture zones in the area.

### Introduction

Three basins compose the Brazilian south-southeast continental margin; the Campos, the Santos and the Pelotas basins. The relationship between the southern and southeastern portion of the Brazilian continental margin with adjoining oceanic basin structures is still a matter of discussion, as well as the association between the relief and its genesis. The two main bathymetric trends over the entire Brazilian continental margin are E-W and NW-SE.

The southern and southeastern portions of the Brazilian continental margin are distinguished from the northeastern continental margin by significant volcanism in the early stages of the South Atlantic rifting. White and Mackenzie (1989) associated the lithospheric extension to a passive uplift caused by a mantle plume to explain the volcanism of the area. The Gondwana rupture resulted in flows of toleitic basalts, that have a good example in the Paraná basin. The lithospheric extension resulted in the formation of intercontinental

rifts and thermal subsidence characteristic of passive margins, which formed the marginal basins of the south Atlantic.

The Rio Grande Rise is located east of the Brazilian continental margin. It is one of the largest aseismic ridges of the South Atlantic. It is also, together with its African counterpart the Walvis ridge, the biggest bathymetric feature of the South Atlantic. The Rio Grande Rise was formed on the Mid-Atlantic Ridge 84 my by the Tristão da Cunha hotspot. This hotspot was located over the Mid-Atlantic Ridge, and created an anomalous amount of volcanism. The first known activity of the Tristão da Cunha hotspot was the basaltic flows in the Paraná basin (SE of Brazil) and Etendeka (SW of Africa). The South Atlantic rifting process started at the southern-most tip of Africa 133 my, and progressed northward. The Paraná and Etendeka were formed when the rifting process arrived at modern-day Namibia 126 my, implying an association between the hotspot and the rifting process (O'Connor and Duncan, 1990).

The rift that cuts the Rio Grande Rise was first seen by Gamboa (1981) in seismic lines. The Rio Grande Rise rift cuts the Rio Grande Rise in a NW-SE direction thru all its extension. Barker et al. (1982) observed rotated blocks within the Rio Grande Rise rift, and Barker (1982) observed in cores drilled on the area a sedimentary sequence with volcanic ashes overlying the rift. These ashes, dated mid-Eocene, characterize a Mid-Eocene volcanic event later in time than the Rio Grande Rise formation. The combination of the gravimetric effects of the Rio Grande Rise rift and seamounts with the Jean-Charcot seamounts results in the NW-SE gravity anomaly known as the Southern Cross lineament, mapped by Sousa (1991) using Seasat satellite altimetric data. Sousa (1991) suggested the anomaly was a deformation zone within the African and South American plates, formed as a consequence of seafloor spreading global change during the Santonian-Mid-Eocene. According to this model, the Southern-Cross Deformation Zone was a NW-SE plate boundary dividing the South America plate into two sections. The deformation zone crosses the Rio Grande Rise and the São Paulo plateau, and extends to the Brazilian continental margin in the direction of Cabo Frio. According to Sousa (1991) the Southern Cross lineament is a fracture zone. The alkaline lineament of the Paranaíba High, (PHL) seems to be the continental continuation of the South Cross Lineament. The magmatism in the PHL shows an



## Gravimetric Study of the Rio Grande Rise

age progression spanning ~ 90-52ma, increasing to the NW from the Poços de Caldas (80-52Ma) to the Ipara Province (90ma). The Poços de Caldas, a complex alkaline intrusion, was repeatedly active through this interval, (Carlson et al., 1995; Thompson et al., 1998, and Sichel et al., 2000).

Surrounding the Campos and Santos basins, between the continental slope and the continental Rise, is located the São Paulo plateau. The São Paulo plateau is a 1610 km long feature, comprised of depths from 2000 to 3500 m. The northern limit of the São Paulo plateau is the Vitória-Trindade lineament. The southern is the São Paulo Rise. The São Paulo plateau has been under intense volcanism. Leyden et al. (1976), Kowsman et al. (1982) and Vieira (1993) inferred that E-W and NW-SE magnetic anomalies on the plateau were caused by volcanism. The São Paulo plateau crustal structure has been discussed for the last 30 years. Leyden et al., (1971) using seismic refraction, concluded that sediment and evaporite layers overlay oceanic crust. According to Kumar and Gamboa, (1979) no changes in the magnetic anomalies patterns suggest oceanic origin. Kowsman et al., (1982) using magnetometric data, concluded the portion adjacent to the basins is continental crust, with NE-SW and N-S structures gradating eastward to transitional crust with gabbro intrusions. According to Vieira (1993) the crust under the São Paulo plateau is continental, since the rift sequence sediments are seen in the seismic sections.

Seamounts Jean-Charcot I, II and III were previously described in the literature from seismic methods. Jean Charcot I, according to Gorini and Carvalho, (1984) was possibly associated with a fracture zone. Sousa (1991) related the seamount's genesis to the Southern Cross deformational event. Dias (1992) did an isostatic analysis of the Jean-Charcot seamounts using an admittance function and calculated an 80 my age for these seamounts, pertinent with Sousa's (1991) hypothesis.

São Paulo Rise is an E-W feature at 20°S that extends from 40°W to 42°30'W, at the southern border of the São Paulo plateau. It is the barrier for salt migration to the south (Vieira, 1993). Maximum age is estimated at aptian/albian age (110-105 my) (Asmus, 1977). According to Bullard, (1965, *apud* Emery, 1985) the São Paulo Rise is composed of two highs and two lows filled with sediments extending from 38°W to 42°W, and seems to be part of a fracture zone that could possibly be connected to the south limit of Ponta Grossa Arch. Gamboa and Kumar (1977) suggested this fracture zone would be the Rio Grande Fracture Zone. Samples dredged at the São Paulo Rise are tholeiitic and alkaline basalts. These rocks possibly originated at leaking fracture

zones (Fodor *et al.*, 1980). We believe the São Paulo Rise to be part of the Rio Grande Fracture Zone and the south limit of the São Paulo plateau.

### Horizontal Gradient Method

The horizontal gradient is the partial derivative of the gravity anomaly in x and y. and is defined:

$$h(x, y) = [ (\partial g_z(x, y) / \partial x)^2 + (\partial g_z(x, y) / \partial y)^2 ]^{1/2}$$

$g_z(x, y)$  = gravity anomaly

$h(x, y)$  = horizontal gradient

The steepest horizontal gradient of a gravity anomaly  $g_z(x, y)$ , caused by a tabular body, tends to overlie the edges of the body if the edge is vertical and far removed from all other edges or sources. This characteristic of gravity anomalies could be used to map abrupt lateral changes in density directly from gravity measurements. We considered no lateral changes in density. A pertinent assumption considering most of the area is located over oceanic crust. Due to compositional homogeneity of the oceanic crust, lateral changes in the free-air gravity anomalies are caused by the bathymetry, and its isostatic compensational root. There are, however, lateral changes in the bathymetry, which result in changes in mass. Those changes in bathymetry are the object of our investigation. The highest horizontal gradient values can be used to delineate the body that causes the anomaly (Blakely, 1995). Blakely and Simpson (1986) created an algorithm to calculate the horizontal gradient from a gravity or magnetic grid. The Gradient operator is a high pass filter. Local anomalies are enhanced, while regional anomalies are attenuated. At the oceanic crust, free-air gravity anomalies are mainly caused by seafloor topography and its isostatic compensation root. Using free-air gravity anomalies derived from satellite Geosat-GM altimetric data, we calculated the free-air horizontal gradient anomalies. The horizontal gradient was then used in conjunction with the free-air gravity anomalies to map the Rio Grande Rise, the Rio Grande Rise rift, the Rio Grande Rise guyots, the Southern Cross gravity anomaly and fracture zones in the area.

### Results and Discussion

Comparing the free-air gravity anomalies map, derived from the satellite altimetry data (Geosat), with the bathymetric map E-TOPO5, it is clear that important information concerning the major bathymetric features can be obtained from the gravimetric satellite data. A free-air gravity anomalies horizontal gradient operator was successful in

## Gravimetric Study of the Rio Grande Rise

mapping the fracture zones and seamounts in the area. The rifts and walls of oceanic fracture zones are clearly seen in the horizontal gradient map. The horizontal gradient was very effective in mapping seamounts. The Jean Charcot was clearly mapped, as well as the Almirante Saldanha, the São Tome and the seamounts that compose the Vitória-Trindade lineament.

Comparing the free-air gravity anomalies map and the horizontal gradient map it is clear that the gradient operator works as a high pass filter. Regional features like the Rio Grande Rise were filtered by the gradient operator. The Rio Grande Rise is one of the largest South-Atlantic aseismic ridges, and is associated with long-wavelength gravity anomalies. A good picture of the Rio Grande Rise is obtained from the free-air gravity anomaly map (map 1). Because local anomalies are enhanced by the gradient operator, the Rio Grande Rise Rift is clear on the horizontal gradient map (map 2). The Rio Grande Rise rift cuts the Rio Grande Rise in a NW-SE direction. The Free-air gravity anomaly horizontal gradient method allowed us to map it in what we believe to be its full extension. Guyots mapped by Barker (1982) and Gamboa (1981) in the Rio Grande Rise are also observed in the horizontal gradient method map (map 2).

According to O'Connor and Duncan, (1990) the Walvis ridge and the Rio Grande Rise are not perfectly symmetric. The Walvis ridge extends in direction to the African continental margin as a seamount lineament, but the same configuration is not observed on the Rio Grande Rise. Based on our free-air gravity map (map 1), the Rio Grande Rise seems to extend in the direction of the continental margin as a seamount lineament, that includes the Jean-Charcot seamounts.

### Conclusion

Free-air anomaly horizontal gradient operator, when used in conjunction with Free-air anomaly maps, proved to be a powerful tool to map bathymetric features.

Our free-air gravity anomaly map suggests that the SE portion of the Rio Grande Rise, usually associated to the east portion of the Rio Grande Rise, has an extension much larger than what is observed on the bathymetric maps for the area.

Both our free-air gravity anomaly map and the horizontal gradient map show the Rio Grande Rise extending in the direction of the continental margin as a seamount lineament, which includes the Jean-Charcot seamounts. This configuration is similar to what is observed on the Rio Grande Rise's counterpart, the Walvis Ridge.

The Rio Grande Rise rift mapped by Gamboa (1981), Barker (1982) and Barker et al. (1982) was very clear on the horizontal gradient map. This rift cuts the west portion of the Rio Grande Rise in its full extent with a NW-SE direction.

The Southern Cross gravity anomaly appears on our free-air gravity anomaly map as a combination of the negative gravimetric effect of the Rio Grande Rise rift and the positive gravimetric effect of seamounts. The Southern Cross gravity anomaly is cut or cuts with a NW-SE Rio Grande Fracture Zone an E-W feature, parallel to all other fracture zones in the area. We conclude that the Southern Cross gravity anomaly is not a fracture zone since it has a different direction than all other fracture zones in the area. The continuation of the Southern Cross Lineament towards the continent is the magmatic lineament of Paranaíba high.

From our free-air map it can be observed that the São Paulo Ridge is part of the Rio Grande Fracture Zone, corroborating Gamboa (1992) hypothesis.

### Bibliography

ASMUS, E.H.-1977 - "Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fratura oceânicas, alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil." Projeto Remac 7, p. 39-73.

ASMUS, H. E.; PORTO, R. - 1980 - "Diferenças nos Estágios Iniciais da Evolução da Margem Continental Brasileira: Possíveis Causas e Implicações", XXXI Congr. Bras. Geol An., 1: p. 225-239. Santa Catarina.

BARKER, P.F. - 1982 - "Tectonic evolution and subsidence history of the Rio Grande Rise". Initial Reports of DSDP, 72: Washington U.S. Govt printing office.

BARKER, P.F.; BUFFLER, T.R.; GAMBOA, L.A. - 1982 - "A seismic reflection study of the Rio Grande Rise". Initial Reports of DSDP, 72: Washington U.S. Govt printing office.

AGUIAR, A.C.K.V. - 1997 - "Estudo gravimétrico da Morfologia e da Estrutura Crustal 3D da Porção Ocidental do Atlântico Sul entre os paralelos 18°S e 40°S.

BLAKELY, R.J. - 1995 - "Potential Theory in gravity and Magnetic applications". Cambridge University Press.

DIAS, M.S. - 1992 - "Análise isostática na região do Platô de São Paulo". Tese de Mestrado. Rio de Janeiro, Observatório Nacional-CNPq.

## Gravimetric Study of the Rio Grande Rise

EMERY, K. O.; UCHUPI, E. - 1984 - "The Geology of the Atlantic Ocean", Springer verlag . Ed., 1028 pgs.

FODOR, R. V.; MCKENZIE, E. H.; ASMUS, H. E. - 1984 - "K-Ar Ages and the Opening of the South Atlantic Ocean: Basaltic Rock from the Brazilian Margin", *Mar. Geol.*, 54: p. M1-MS.

GAMBOA, L. A. P. - 1981 - "Marine Geology of the Brazilian Continental Margin and Adjacent Oceanic Basin Between the Latitudes of 23°S and 37°S". PhD. Thesis, New York, Columbia University.

GORINI, M.A.; CARVALHO, J.C. de, 1984, *Geologia da Margem continental inferior brasileira e do fundo oceânico adjacente*. In: Schobenhauss, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R. e Asmus, H.E. ed. *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM. p.473-489.

KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A.; BOA HORA, M.P.P.; ALMEIDA, H.P E GUIMARÃES, P.P.D. - 1982 - "Geologia Estrutural do Platô de São Paulo". *Anais do XXXII Cong. Bras. Geol.*, 4: 1558-1568.

KUMAR, N.; GAMBOA, L.A.P. - 1979 - "Evolution of the São Paulo Plateau Southeastern Brazilian Margin and Implications for the Early History of the South Atlantic." *Geol. Soc. Am. Bull.*, part 1, 90: 281-293.

LEYDEN, R.; LUDWIG, W. E EWING, M. - 1971 - "Structure of the Continental Margin off Punta del Este, Uruguay and Rio de Janeiro, Brazil". *Am. Assoc. Petrol.Geol. Bull.* , 55 : 2161 - 2173.

LEYDEN, R.; ASMUS, H.E.;ZEMBRUSKI, S. E BRYAN, G. - 1976 - "South Atlantic diapiric structures." *Am. Assoc. Petrol.Geol. Bull.*, 60 (2) :196-212.

O'CONNOR, J.M., DUNCAN, R.A. - 1990- "Evolution of the Walvis ridge - Rio Grande rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes." *Jour. Geophys. Research*, vol. 95, 17475-17500.

SOUZA, K.G. -1991- "La marge continental bresilienne sud orientale et les domaines oceaniques adjacentes: magmatisme, structure et evolution". Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie,France.

VIEIRA, I. S. -1993 - "Geologia Estrutural do Platô de São Paulo." Tese de Mestrado. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

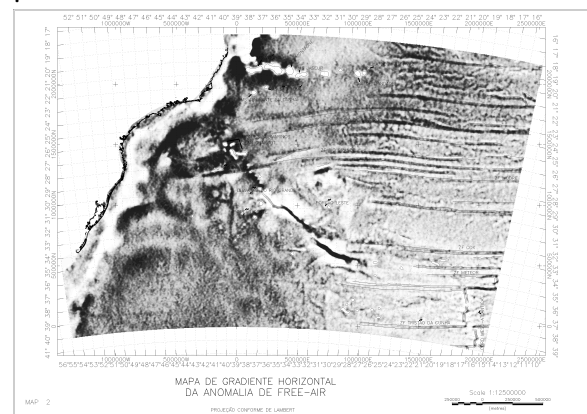
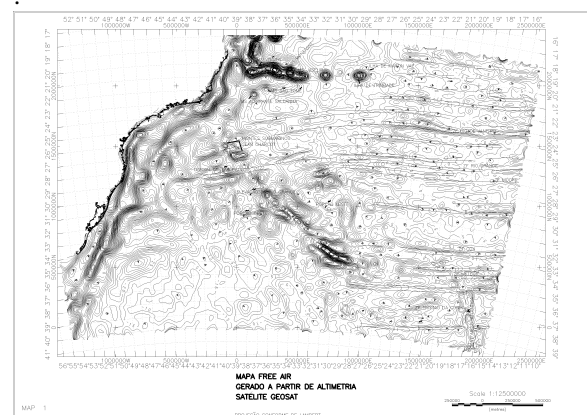
WHITE, R., MCKENZIE, D. -1989 - "Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental

Margins and flood Basalts", *J. Geoph. Res.*, 94 86 : p.7685-7729.

R.W.Carlson, S.Espepança and D.P.Svisero. *Contrib. Mineral. Petrol.*123 (1996).

SICHEL,S.E., CHIANELLO,E.L, CARLSON,R., ESPERANÇA,S, ALVES,E.C. (2000). *Isotopic Study of Alkaline Complexes Along Cabo Frio and Paranaíba High Lineament and their Tectonic Interpretation*. 31<sup>st</sup> International Geological Congress , Rio de Janeiro, Brazil (CD ROOM)

### ..Figures





## Interpretação aeromagnetométrica da região da Bacia do Rio Almada - Ilhéus, Bahia

Francisco Dourado e Miguel Ângelo Mane  
GEFEX-DGAP-FGEL-UERJ

### ABSTRACT

In Campos' basin, in the state of Rio de Janeiro, the success index in the hydrocarbon exploration in tertiary reservoirs has been high. That is largely related to the several techniques of geophysical search, with prominence in the seismic 3D, applied during the phases of exploration development and production. There is, however, a great potential not explored in turbiditic deeper Cretaceous, on which the seismic data are not shown conclusive, being needed, therefore, of researches more deepened.

This work seeks to accomplish detailed geophysical studies of the turbiditic deposits that surface in the part emerged of the Basin of Almada, considered similar to the turbiditic reservoirs of Campos' Basin, focusing the magnetometric method, with the main objective, the understanding of the structural outline of the basin and of Rio Almada's canyon.

The sedimentary basin of the river Almada is incrustated in a small lowered strip, with area of approximately 200 km<sup>2</sup>, in the south coastal margin southern of Bahia, among the parallel of 14° 30' and 15° 00' and the meridians of 39° 00' and 39° 14'. The basin is divided in two portions, a continental one and other oceanic one. In the continental portion it is delimited N and S by the High of Itacaré and Islanders, respectively. The sea portion penetrates for the continental platform for more 1300 km<sup>2</sup>, where it reaches thickness of until 6000 m in bathymetric cots of 200 m (Brun et al., 1989). Committees the basins of Camamu-Almada, Jequitinhonha and Cumuruxatiba understand it denominated basin of the south of Bahia and they are classified as rifts that developed for pull-aparts. (Figueiredo et al., 1986).

### Introdução

Na bacia de Campos, no Estado do Rio de Janeiro, o índice de sucesso na exploração de hidrocarbonetos em reservatórios turbidíticos terciários tem sido elevado. Isso, em grande parte está relacionado às diversas técnicas de prospecção geofísica, com destaque na sísmica 3D, aplicadas durante as fases de exploração

desenvolvimento e produção. Há, no entanto, um grande potencial petrolífero não explorado em turbiditos cretáceos mais profundos, sobre os quais os dados sísmicos não se mostram conclusivos, necessitando-se, portanto, de pesquisas mais aprofundadas.

Este trabalho é parte de um grande projeto multi-institucional que visa realizar estudos geofísicos detalhados nos depósitos turbidíticos que afloram na parte emersa da Bacia de Almada, considerados análogos aos reservatórios da Bacia de Campos.

O principal objetivo deste trabalho é a compreensão do arcabouço estrutural da bacia e do *canyon* do Rio Almada.

### Contexto Geológico

A bacia sedimentar do rio Almada está incrustada em uma pequena faixa rebaixada, com área de aproximadamente 200km<sup>2</sup>, na margem costeira sul meridional da Bahia, entre os paralelos de 14° 30' e 15° 00' e os meridianos de 39° 00' e 39° 14'. A bacia está dividida em duas porções, uma continental e outra oceânica. Na porção continental é delimitada a N e S pelos Altos de Itacaré e Ilhéus, respectivamente. A porção marinha adentra pela plataforma continental por mais 1300 km<sup>2</sup>, onde alcança espessuras de até 6000 m em cotas batimétricas de 200 m. (Brun *et al.*, 1989). Juntas as bacias de Camamu-Almada, Jequitinhonha e Cumuruxatiba compreendem a denominada Bacia do Sul da Bahia e são classificadas como *rifts* que evoluíram para *pull-aparts*. (Figueiredo *et al.*, 1986).

Em 1977, a PETROBRÁS perfurou um poço que recuperou gás avaliado como sub-comercial, em profundidades entre 1050 - 1080 m e 1230-1270 m. Em 1982, foram perfurados mais três poços, onde dois foram secos e um recuperou óleo à profundidade de 1220 m (no Cretáceo Inferior, Formação Rio da Conceição) e à profundidade de 1600 m (no Jurássico, Formação Sergi). (Netto *et al.*, 1991).

Os sistemas turbidíticos canalizados estão amplamente distribuídos nas bacias mesozóicas brasileiras, sendo registrados, especialmente, na seção de preenchimento dos

vários *canyons* submarinos implantados após o Albiano Médio em quase todas as bacias da margem continental leste do Brasil. Tais depósitos possuem uma grande importância econômica, uma vez que constitui os reservatórios de várias acumulações de hidrocarbonetos situados nas bacias de Sergipe-Alagoas, Espírito Santo e Campos.

### **Embasamento**

O arcabouço estrutural da Bacia de Almada apresenta dois sistemas principais de falhas com direções NNE e NE (subparalelos à linha de costa), e um sistema secundário, com direção NNW, todos implantados pela primeira vez durante a fase de rifteamento. Tais falhas afetam a Formação Urucutuca apenas no limite sul da bacia, estando esta unidade suavemente basculada para leste. Carvalho (1965) já havia reconhecido o contato discordante (erosional e angular) entre a Formação Urucutuca e os sedimentos subjacentes, porém Ferradaes e Souza (1972), ao mapearem a superfície de discordância pré-Urucutuca na porção marítima da Bacia da Almada, definem pela primeira vez o atualmente denominado Canyon de Almada, uma grande feição erosional pós-cenomaniana, preenchida por uma coluna de sedimentos campano-maestrichtianos e terciários da Formação Urucutuca, com espessura de até 600 m. Em 1984, Nascimento elaborou uma versão mais atualizada do mapa estrutural da superfície de discordância pré-Urucutuca, utilizando linhas sísmicas obtidas em 1980. Analisando-se este mapa sísmico, conjuntamente com o mapa geológico de superfície da porção emersa da bacia, observa-se que os sedimentos aflorados da Formação Urucutuca representam uma porção exumada da seção de preenchimento do Canyon de Almada.

### **Interpretação magnética**

O mapa do campo magnético (figura 2) mostra uma anomalia profunda em relação ao traçado das falhas geológicas da figura 1. Tudo indica que o evento sub-superficial mais importante demarcou um grande falhamento SW-NE na parte sul da área que reflete a estrutura dos grandes canyons submarinos.

A interpretação geológica associada a magnetometria (figura 2) reforça a informação estrutural da área onde as principais falhas geológicas têm predominância SW-NE condicionadas pelo graben. As falhas traçadas na figura 1 quando comparadas ao mapa magnético da figura 2, mostram que na área da bacia elas são pouco proeminentes devido ao espessamento da

bacia. As falhas perpendiculares (NW-SE) se devem a anomalias superficiais (alta frequência).

### **Conclusões**

Os primeiros resultados deste estudo, indicam que a formação estrutural da Bacia de Almada, demarcada por falhamentos geológicos marcados na superfície da área, tem relação profunda com o tectonismo decorrente, de acordo com informações geológicas. Outras metodologias poderiam sugerir mais informações sobre a estrutura sub-superficial, que ajudariam no entendimento da distribuição dos turbiditos que formam a seqüência de camadas que podem ser ricas em gás ou óleo.

### **Bibliografia**

Amorim, J.L. de Carvalho; M.R.J. de Coutinho, L.F.C. 1996. A sedimentação Alagoas nas bacias de Camamu e Almada: uma interpretação preliminar. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 01 a 06/Set, Anais, (5): 328-331.

Bruhn, C.H.L.; Moraes, M.A.C.. 1989. Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: Um laboratório de campo para estudo de reservatórios canalizados. B. Geociências da Petrobrás, 3(3): 235-67.

Bruhn, C.H.L.; Moraes, M.A.C. 1972. Turbiditos brasileiros: Caracterização granulométrica e faciológica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, out., Anais, (2):829-838.

Carvalho, K. W. B. de. 1965. Geologia da bacia sedimentar do rio Almada., B. Técnico Petrobrás, Rio de Janeiro, 8(1):5-55.

CPRM/Diretoria de Geologia e Recursos Hídricos. 1995. Catalogo geral de produtos e serviços geológicos e levantamentos aerogeofísicos, Base de dados AERO. 2ª ed., Rio de Janeiro, 65-66 e 313-314.

Estrella, G.O. 1982. O estagio *rift* nas bacias marginais do leste brasileiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, out, Anais, (3): 29-34.

Ferradaes, J.O., Souza, R.G., 1972, Estudo integrado geológico e geofísico das Bacias Camamu e Almada. S.I., Petrobrás, DEXPETRO, 24 p. Relatório Interno.

Menezes Filho, N.R. de. 1990. Bacia sedimentar do rio Almada: estratigrafia e análise dos sistemas/ambientes deposicionais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 28/out. a 01/nov., Anais, (1):183.

Nettleton, L.L., 1940, Geophysical Procectin for Oil, ed. McGraw-Hill, New York, 427p.

Nettleton, L.L., 1996, Elementary Gravity and magnetics for geologists and seismologists,

Monograph series. Society of exploration geophysics, Oklahoma, 118 p.

Netto, A. S. T.; Sanches, C. P. 1991. Roteiro geológico da bacia do Almada, Bahia. Revista Brasileira de Geociências, 21 (2): 186-98.

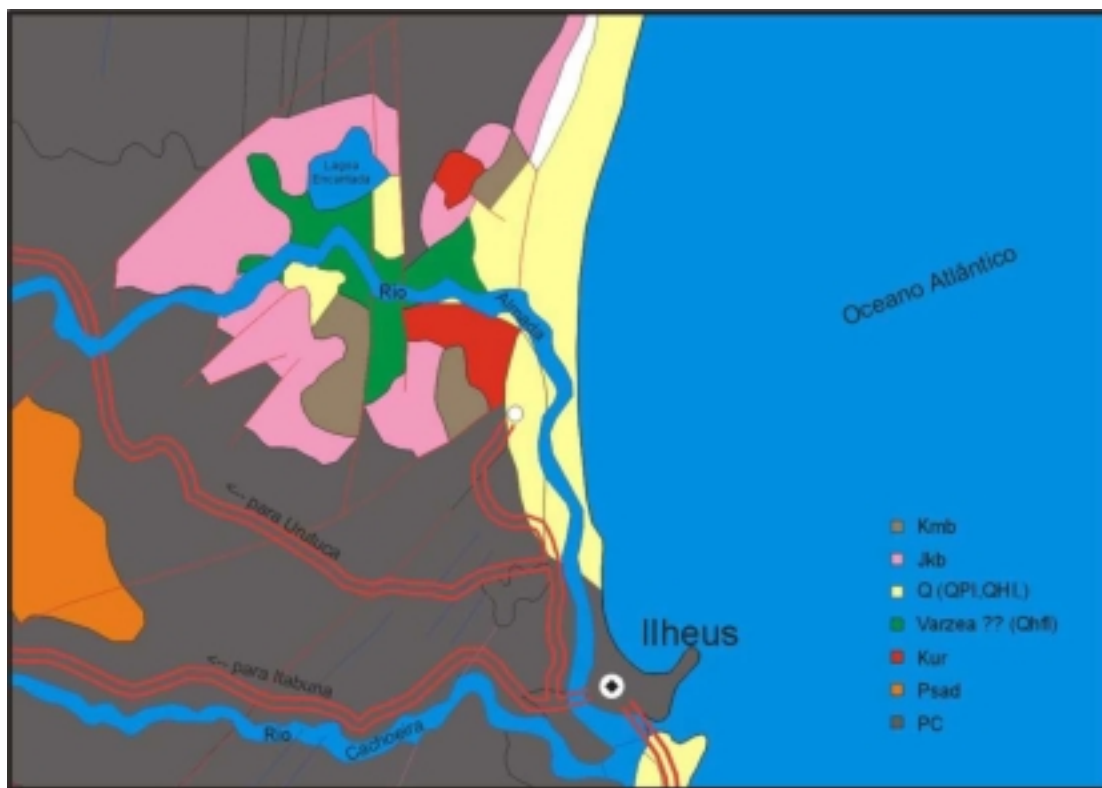
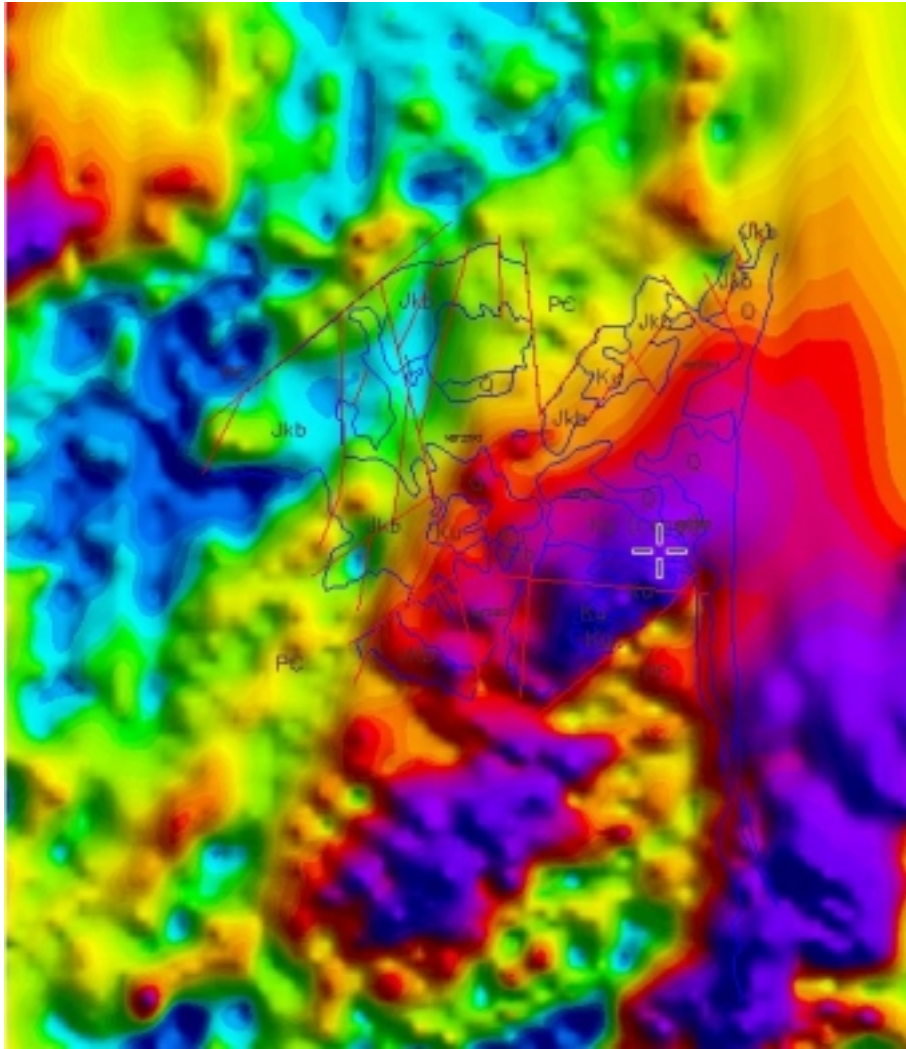


Figura 1 – Geologia local (Compilado de Mapa Geológico da Bahia, 2000)





*Figura 2 – Mapa magnético de campo total com a geologia da área estudada*



## Interpretación Magnética del Complejo Volcánico de los Tuxtlas

José Gutiérrez y Acosta, Instituto Mexicano del Petróleo

### Resumen

Se hizo un análisis de las anomalías magnéticas de las rocas ígneas que conforman el área del complejo volcánico de los Tuxtlas, así como su relación con el basamento magnético, para este objetivo se propuso calcular 8 modelos, que a traves de ellos quedó definida la posición y profundidad de los cuerpos ígneos intrusivos, los métodos empleados en la estimación de las profundidades de las fuentes magnéticas fueron Werner, Euler, y análisis espectral; por otra parte quedó definido el relieve del basamento, en él se observan las cuencas de Veracruz y Salina, también se pudo apreciar el levantamiento que corresponde al Batolito de la Mixtequita que se encuentra al Sur del área de estudio. En los modelos se observó que al Sur de los intrusivos de los Tuxtlas el basamento corresponde a una corteza continental y hacia el Golfo de México es decir al Norte de los intrusivos el basamento presenta características de una corteza transicional.

### Introducción

En la porción continental de los alrededores de los Tuxtlas se tienen varios campos petroleros que son productores en el Terciario o en el Mesozoico, los más cercanos a esta área se encuentran aproximadamente a 50 km. actualmente se tiene la idea de efectuar estudios exploratorios cercanos al complejo volcánico de los Tuxtlas, con el propósito de evaluar las posibilidades de identificar estructuras susceptible de acumular hidrocarburos, para esto necesitamos conocer sus características geológicas de los Tuxtlas en el subsuelo, ya que superficialmente se conoce la distribución de las rocas ígneas extrusivas, desconociéndose si por debajo de éstas se tienen rocas sedimentarias o ígneas intrusivas, por este motivo se propuso hacer éste estudio, utilizando datos aeromagnéticos y geológicos para estimar las características estructurales del subsuelo en el área de los Tuxtlas y sus alrededores.

### Localización

El área de estudio se localiza en el Sureste de México, aproximadamente entre los meridianos de 94° 30' y 95° 30' de Longitud Oeste y entre los paralelos de 18° 00' y 19°00' de Latitud Norte, cubre una superficie de 10,000 km<sup>2</sup>. (Fig1), al Norte se encuentra limitada por el Golfo de México, al Sur y

al Este por la Cuenca Salina del Istmo y al Oeste por la Cuenca de Veracruz, topográficamente se encuentra de 0 a 800 m. sobre el nivel del mar, dichas elevaciones básicamente están constituidas por conos volcánicos.

Desde el punto de vista geológico, el área se encuentra cubierta por rocas ígneas extrusivas, además se han identificado dos tipos de volcanismo, uno alcalino fechado del Mioceno Superior (B. Paz 2000) y otro calcoalcalino del Plioceno (J. Alvarran 1987), en la parte continental es decir al SWW se tienen aflorando rocas sedimentarias del Cuaternario y del Pleistoceno, éstas corresponde al extremo sur de la Cuenca de Veracruz, en el SSE del área se tienen aflorando rocas principalmente del Pleistoceno y del Mioceno superior, medio e inferior, (Fig.1)

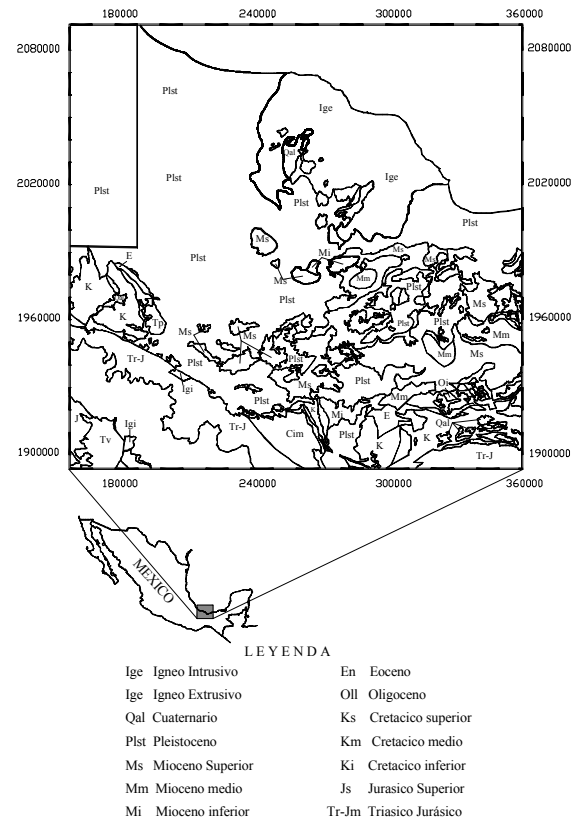


Fig.1.- Mapa de localización y geología del área de estudio

## Complejo Volcánico de los Tuxtlas

### Magnetometría

La información magnética empleada corresponde a un trabajo aéreo denominado Jalapa-Mata Verde (1980) que fue observado a 1200 metros de elevación sobre el nivel del mar, debido a que el objetivo fue desde el punto de vista petrolero; en los datos obtenidos de Intensidad Magnética Total (IMT) se puede ver (Fig.2) la gran cantidad de anomalías magnéticas locales, generadas por rocas ígneas principalmente intrusivas, al comparar estas anomalías con las que aparecen a su alrededor, se observa un gran contraste en cuanto a las características de amplitud y extensión, de tal forma que se puede delimitar la zona de influencia de los cuerpos magnéticos intrusivos, sin embargo las rocas ígneas extrusivas tienen una distribución más amplia y casi no se percibe su presencia en este mapa, un aspecto interesante que se observa es que la ubicación de los intrusivos hacia el Norte corresponde con la línea de costa, dando la idea que la zona de debilidad siguiera una dirección NW-SE y ésta se internara hacia el Golfo de México, para conectarse con la estructura magnética de Anegada que se encuentra dentro del Golfo.

Para el estudio del área volcánica de los Tuxtlas se decidió seleccionar una área más amplia como la que se muestra en el mapa magnético, esto fue con el propósito de correlacionar en los modelos el basamento magnético con los intrusivos de los Tuxtlas.

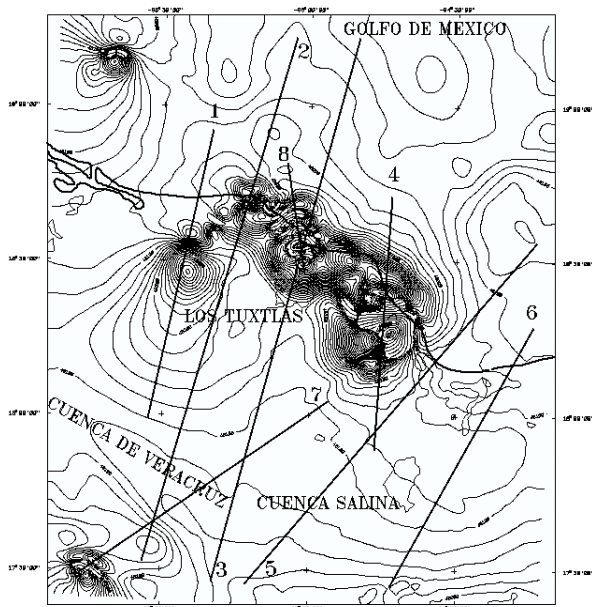


Fig.2.- Mapa de Intensidad Magnética Total

Para la interpretación de los cuerpos magnéticos se propusieron 8 perfiles, de los cuales 5 cruzan la zona de interés, la dirección de éstos es NE-SW con una longitud que varía de 100 a 200 km. en promedio, los 3 perfiles restantes se localizan al Sur y al Este del área, éstos fueron propuestos con la finalidad de estimar las profundidades del basamento magnético y correlacionarlo con los modelos de los intrusivos de las 5 secciones de los Tuxtlas. La ubicación de los perfiles fue en función de las anomalías dipolares o de los gradientes regionales.

### Procesado y Modelado

Para delimitar las fuentes magnéticas, se calcularon del mapa de IMT la reducción al polo y su gradiente horizontal, se estimó que los cuerpos de mayor dimensión son de 12 km., éstos se localizan en los límites E y O del área, el resto de los cuerpos son de dimensiones más pequeñas distribuidos sobre la línea de costa. Posteriormente en cada perfil se estimaron las profundidades de la cima de las fuentes magnéticas utilizando diferentes métodos como Werner, Euler y análisis espectral.

Se calcularon los modelos de los 8 perfiles propuestos, sin embargo aquí únicamente presentaremos cinco, que son los que se encuentran ubicados en el área de los Tuxtlas, éstos corresponden a los modelos 1,2,3, 4 y 8 cuya posición se define en la (Fig.2).

**El modelo 1** tiene un desarrollo de 107 km., cruza el complejo volcánico en su borde Oeste, cortando la anomalía magnética de uno de los cuerpos que consideramos principales o de mayor dimensión, la cima del cuerpo se estimó a una profundidad de 5 km. y una extensión de 11 km., el basamento magnético en esa posición se encuentra a una profundidad de 8 km., al inicio de la sección se profundiza un poco más de 12 km., esto es en lo que podemos considerar la continuación del extremo SE de la Cuenca de Veracruz, al final del modelo el basamento se profundiza hacia el Golfo de México alcanzando también los 12 km., como se puede apreciar en la (Fig.3), de acuerdo a la susceptibilidad magnética estimada del intrusivo magnético de los Tuxtlas consideramos que es de origen básico, además se identifica que en este lugar se tiene el cambio de la corteza continental a la transicional.

**El modelo 2** tiene un rumbo semejante al anterior es decir NE-SW, con un desarrollo de 196 km., de Sur a Norte la sección inicia cerca del Batolito de la

## Complejo Volcánico de los Tuxtlas

Mixtequita donde se tiene aflorando el basamento que es de tipo granítico, continúa por el extremo sur de la Cuenca de Veracruz pasa por el complejo volcánico de los Tuxtlas y termina en el Golfo de México. Al inicio de la sección se puede ver como se levanta el basamento magnético hacia el Batolito de la Mixtequita, para profundizarse hasta 10 km. en la prolongación Sureste de la Cuenca de Veracruz; en el área de los Tuxtlas se manifiestan dos cuerpos cuyas características magnéticas son mayores que las del basamento, el más somero se estimó a una profundidad de 2 km. y el otro a 4.5 km., al final de la sección en el Golfo de México el basamento magnético se estimó a una profundidad de 10.5 km. como se puede apreciar en la (Fig.3), en este modelo se conservan las características del anterior, es decir los cuerpos de los Tuxtlas consideramos que son de origen básico y representan el límite entre la corteza continental y la transicional.

**El Modelo 3** es paralelo a los dos anteriores, tiene un desarrollo de 202 km., inicia en las estribaciones del Batolito de la Mixtequita, pasa por el borde Oeste de la Cuenca Salina, cruza la porción central del complejo de los Tuxtlas y termina en el Golfo de México. Al inicio de la sección se tiene un basamento somero a 4 km. de profundidad el cual se levanta hacia el Batolito de la Mixtequita, hacia el Golfo de México se profundiza en la Cuenca Salina alcanzando los 11 km., se hace más somero hacia los Tuxtlas estimándose una profundidad de 8 km. en la base de los ígneos intrusivos, los cuales atraviesan la columna sedimentaria, la cima de estos cuerpos se estiman entre uno y tres km. de profundidad, en el Golfo de México la profundidad del basamento magnético alcanza los 11 km. como se puede apreciar en la (Fig.3). De acuerdo a las susceptibilidades estimadas en el modelo, se continúa conservando la característica de que los Tuxtlas marcan el límite entre la corteza continental y la transicional.

**El Modelo 4** tiene una dirección casi Norte Sur, es mas corto que los dos anteriores, tiene una longitud de 92 km., inicia en la Cuenca Salina con el basamento a 9 km. de profundidad; en la base de los cuerpos ígneos de los Tuxtlas el basamento se estima a 8 km. e inmediatamente en el Golfo de México se profundiza a 10 km., como se puede apreciarse en la (Fig.3), en esta sección se tiene uno de los cuerpos de mayor dimensión, este cuerpo tiene una longitud de 12 km. en la dirección del perfil, éste corresponde al límite Oriental del complejo volcánico de los Tuxtlas. En este perfil también se observa la misma característica que en los anteriores, es decir se define el cambio de la corteza continental a la transicional.

Finalmente se calculó el **Modelo 8** el cual corresponde a una sección bastante corta de 38 km. con un rumbo NW-SE, se localiza en el borde Norte del complejo volcánico de los Tuxtlas, éste tuvo la finalidad de estudiar los cuerpos más locales que se encuentran en dicho complejo, los resultados del modelado son la definición de un basamento magnético a una profundidad entre 9 y 10 km., la cima de los cuerpos intrusivos se estiman entre los 2 y 3 km. de profundidad, como se ve en la (Fig.3), sus dimensiones a lo largo de la sección se estiman entre los 3 y 4 km., además los valores de las susceptibilidades magnéticas son altos, es decir también se estiman que son de composición básica.

### Resultados

De los resultados obtenidos en los cinco modelos se puede definir que el complejo volcánico de los Tuxtlas esta conformado por una combinación de rocas magnéticas ígneas intrusivas y extrusivas; en la porción continental se encuentran de una manera mas amplia la distribución de las rocas ígneas extrusivas, es decir en algunas partes del área por debajo de éstas se encuentran sedimentos que no están afectados por el vulcanismo, en el caso de las rocas ígneas intrusivas se localizan prácticamente paralelas a la línea de costa, principalmente en la porción continental. Desde el punto de vista magnético las rocas extrusivas no se manifiestan significativamente, de manera que consideramos que tienen valores de susceptibilidad bajos.

De los modelos calculados se observa la correspondencia de los datos geológicos con la forma o el relieve del basamento magnético, es decir se ve cómo el basamento se levanta hacia el Batolito de la Mixtequita para después profundizarse formando las Cuencas de Veracruz y Salina, alcanzando profundidades entre los 10 y 11 km.; en el área de los Tuxtlas dicho basamento se estima a 8 km. formando la base de los cuerpos intrusivos, éstos varían en tamaño, que van desde los 4 hasta los 12 km. de ancho, y las profundidades a su cima se estiman que se encuentran entre 1 y 5 km., al final de los modelos hacia el Golfo de México se define un basamento que se profundiza en algunos modelos hasta 12 km..

Finalmente en los modelos quedó definido el límite de lo que se considera corteza continental y la transicional, el cual corresponde con la ubicación de los ígneos intrusivos. Al observar ésta característica a un nivel regional se ve que el alineamiento de los intrusivos de los Tuxtlas se continúa hacia el NW, ligeramente paralelo a la línea de costa, esto nos hace

## Complejo Volcánico de los Tuxtlas

suponer que las estructuras de los Tuxtlas están relacionadas a una zona de debilidad y ésta a los movimientos que dieron origen al Golfo de México.

### Referencias

Paz Avila B., Estudio Tectónico Sedimentario de la Porción Sur de la Cuenca de Veracruz, Sureste de México, Tesis Maestría, Dic. 2000, Instituto Politécnico Nacional.

Spector A. and F. S. Grant, 1970, Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic data. Geophysics. 35, pp. 293-302.

Talwani M. and J.R. Heirtzler, Computation of Magnetic Anomalies Caused, by Two Dimensional Structures of Arbitrary Shape, Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., V.9, No. 1, pp. 464-480, 1964.

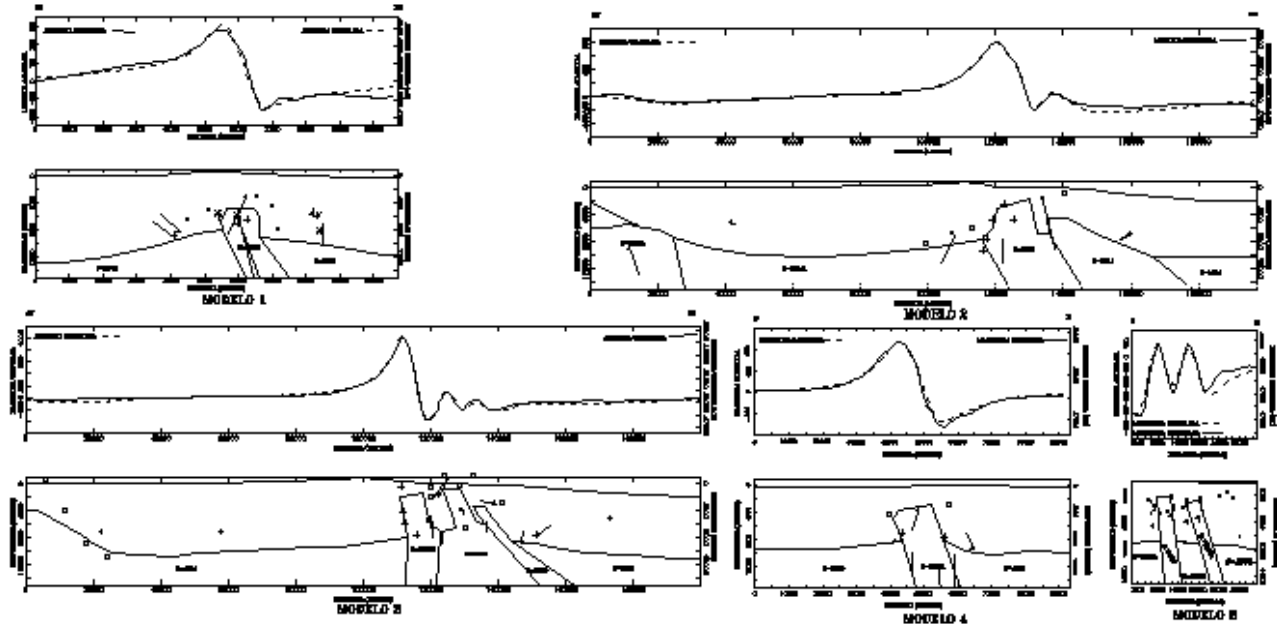


Fig.3.- Modelos 1, 2, 3, 4 y 8 del Basamento magnético e ígneos intrusivos del complejo volcánico de los Tuxtlas.



## Inversão 2D da Amplitude do Sinal Analítico de Anomalias Magnéticas

Celina Cardoso da Silva, Instituto Astronômico e Geofísico – USP, CNPq/PIBIC [celina@iag.usp.br](mailto:celina@iag.usp.br)

Carlos Alberto Mendonça, Instituto Astronômico e Geofísico - USP, [mendonca@iag.usp.br](mailto:mendonca@iag.usp.br)

### A s ra

We present a new method to interpret magnetic data from two-dimensional structures by inverting their corresponding analytic signal amplitude (ASA). Since ASA data are invariant with the direction of the source magnetization, their inversion allows the source geometry reconstruction without any a priori knowledge upon the source magnetization direction. In this paper, we explore such a property to determine the position and dimensions of an isolated prism by inverting the correspondent ASA values. The obtained estimates and the related uncertainties are compared with the ones from the magnetic anomaly inversion which, however, assumes a known direction for the magnetization.

### In r

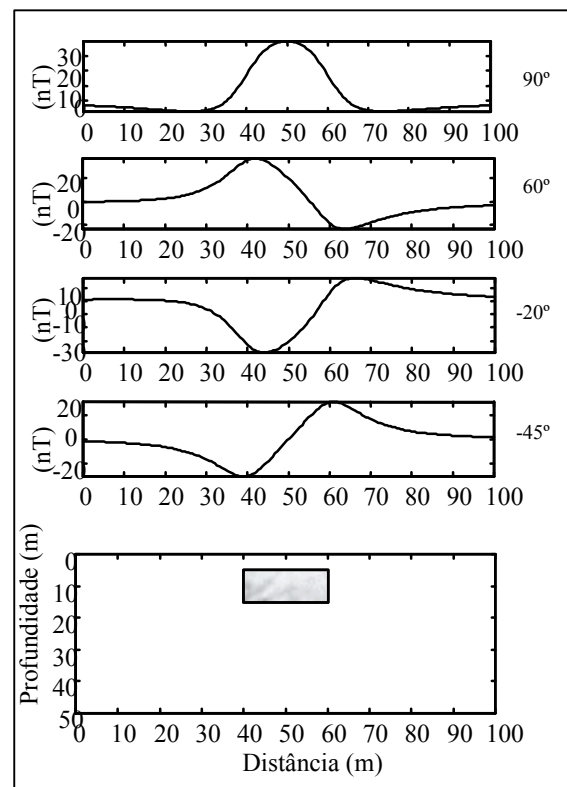
A magnetometria tem sido bastante empregada em problemas de investigação geológica pois, diversos ambientes favoráveis à ocorrência de bens minerais, ou com risco de impacto ambiental, podem ser identificados a partir da interpretação de anomalias magnéticas. Nos diversos contextos de aplicação, a interpretação de anomalias magnéticas visa determinar parâmetros geométricos que caracterizam as fontes magnéticas do subsolo (localização, forma, profundidade do topo e da base) bem como parâmetros complementares que caracterizam sua magnetização (magnitude, direção e sentido). A obtenção dessas informações não é uma tarefa trivial pois as anomalias magnéticas resultantes são relativamente complexas e afetadas por diversos fatores: latitude magnética da área investigada, componente de medida (função do tipo de magnetômetro empregado), geometria das fontes e direção de magnetização. A Figura 1 ilustra como anomalias magnéticas bastante distintas podem ser obtidas a partir de uma mesma fonte magnética (com magnetização induzida apenas) situada em diferentes latitudes magnéticas.

Tais dependências causadas pela direção de magnetização e pela latitude magnética podem ser contornadas utilizando-se na interpretação a amplitude do sinal analítico (ASA) que praticamente é invariante com relação a estes parâmetros. A Figura 2, por exemplo, ilustra a invariância da ASA com a latitude magnética. Apesar da latitude magnética, a ASA mostra a mesma assinatura em "forma de sino" sobre as arestas verticais de prismas. Feição semelhante é verificada também para fontes com predominância de magnetização remanescente.

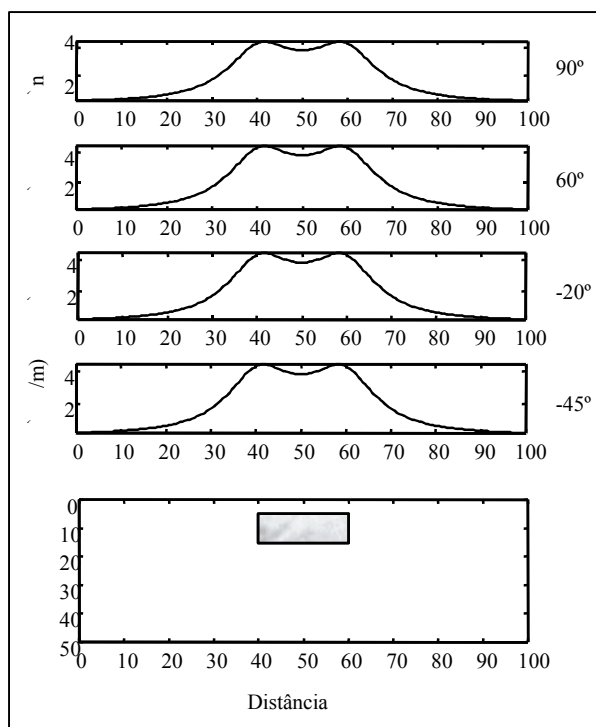
Métodos de interpretação baseados nas propriedades do sinal analítico tem permitido

determinar a profundidade do topo das fontes magnetizadas (Nabighian, 1972) ou a inclinação do contato geológico (Smith et al., 1998) mas, de um modo geral, caracterizam-se por empregar modelos interpretativos simples (de contato especialmente). Nada impede, entretanto, a adoção de modelos mais complexos, constituídos por um ou mais prismas, no processo de inversão de modo a melhor caracterizar a geometria das fontes.

Considerando que a ASA depende apenas do módulo da magnetização, investiga-se neste trabalho a viabilidade de se determinar a geometria das fontes mesmo quando a direção de magnetização for desconhecida. Após ser determinada, a geometria das fontes é fixada e a anomalia magnética invertida fornecendo, assim, uma estimativa para a direção de magnetização.



**Figura 1** Anomalias magnéticas sintéticas correspondentes a um prisma magnético situado nas latitudes de  $-45^\circ$ ,  $-20^\circ$ ,  $60^\circ$  e  $90^\circ$ . O prisma apresenta dimensão finita na direção ortogonal à folha de papel, possui magnetização apenas do tipo induzido e suscetibilidade de 0,001 SI. A declinação do campo geomagnético é considerada nula e o perfil de medida ortogonal à direção do prisma.



**F ra 2** Amplitude do sinal analítico (praticamente invariante) correspondente às anomalias da Figura 1.

**Pr e a D re**

O sinal analítico de uma anomalia magnética,  $T(x,z)$ , causada por um corpo prismático bidimensional foi definido por Nabighian (1972) como

$$A(x,z) = \frac{T(x,z)}{x} + i \frac{T(x,z)}{z} \quad (1)$$

sendo  $i = \sqrt{-1}$  e  $(x,z)$  as coordenadas do ponto de medida. Para um corpo prismático 2D, a anomalia magnética dada por

$$T(x,z) = |\bar{M}| \frac{nN \cdot IL \cdot 2 \arctg \frac{x-a}{z-b}}{(IN+nL) \ln[(x-a)^2 + (z-b)^2]} \Big|_{z_t}^{z_b} \Big|_{x_e}^{x_d}$$

sendo  $|\bar{M}|$  a intensidade de magnetização,  $(L,N)$  e  $(l,n)$  os cosenos diretores da direção do campo geomagnético e da magnetização, respectivamente,  $z_t$  e  $z_b$  as profundidades do topo e da base e  $x_e$  e  $x_d$  as coordenadas de posição para as bordas esquerda e direita do prisma, respectivamente. As

derivadas da equação (1) são obtidas a partir da anomalia  $T(x,z)$  segundo

$$\frac{T(x,z)}{x} = 2M \frac{(Nn \cdot IL)(z-b) + (IN+nL)(x-a)}{(z-b)^2 + (x-a)^2} \Big|_{z_t}^{z_b} \Big|_{x_e}^{x_d} \quad (3)$$

e

$$\frac{T(x,z)}{z} = 2M \frac{(IN+nL)(z-b) + (Nn \cdot IL)(x-a)}{(z-b)^2 + (x-a)^2} \Big|_{z_t}^{z_b} \Big|_{x_e}^{x_d} \quad (4)$$

A amplitude do sinal analítico,  $|A(x)|$ , é dada por

$$|A(x)| = \sqrt{\frac{T^2}{x^2} + \frac{T^2}{z^2}} \quad (5)$$

e pode ser calculada em duas etapas: a) avaliação das equações (3) e (4) para o prisma considerado e b) substituição dos valores obtidos na equação (5). Para dados reais, as derivadas direcionais são calculadas a partir de transformações lineares aplicadas na anomalia e, então, inseridas na equação (5).

**Pr e a Invers**

Para um modelo constituído apenas por um prisma, os seguintes parâmetros são desconhecidos: intensidade de magnetização, direção e sentido da magnetização, profundidade do topo, profundidade da base e largura do prisma. Para simplificar a análise, foram considerados conhecidos (fixos durante a inversão) o módulo da magnetização e a profundidade da base. Na inversão das anomalias magnéticas, também foram assumidas como conhecidas a direção e sentido da magnetização. Na inversão da ASA, entretanto, estes parâmetros receberam valores arbitrários já que não interferem nos valores assumidos por esta grandeza.

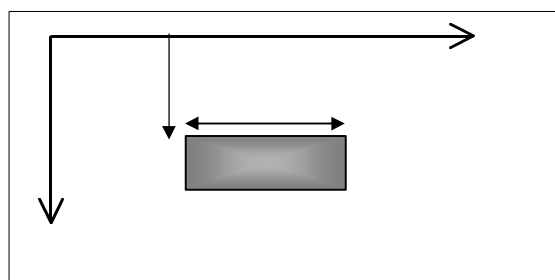
Nesta formulação, os parâmetros desconhecidos são constituídos pela largura do prisma  $x_1 = x_d - x_e$  e pela profundidade do topo,  $z_1$ . Tais parâmetros foram agrupados num vetor,  $p^t = [x_1 \ z_1]$ , cujos elementos são determinados de modo a minimizar a função objetivo

$$Q(p) = \frac{1}{n} |d_o - d_t(p)|^{1/2} \quad (6)$$

que quantifica o grau de ajuste aos dados. Na inversão de anomalias magnéticas o vetor n-dimensional  $d_o$  contém os n valores da anomalia magnética e  $d_t(p)$  os dados teóricos calculados a partir do modelo  $p$ . Já na inversão da ASA,

inserir-se neste vetor os valores assumidos pela amplitude do sinal analítico, tanto a obtida a partir dos dados quanto a calculada diretamente a partir do modelo.

Como mostra a equação (6), os testes de inversão aqui realizados não introduzem informações a priori a respeito das fontes embora nada impeça que tal estratégia venha a ser adotada.



**Figura 3** Esquemática dos parâmetros a serem invertidos, sendo  $x_t$ , o comprimento total do corpo e,  $z_z$ , a profundidade do topo.

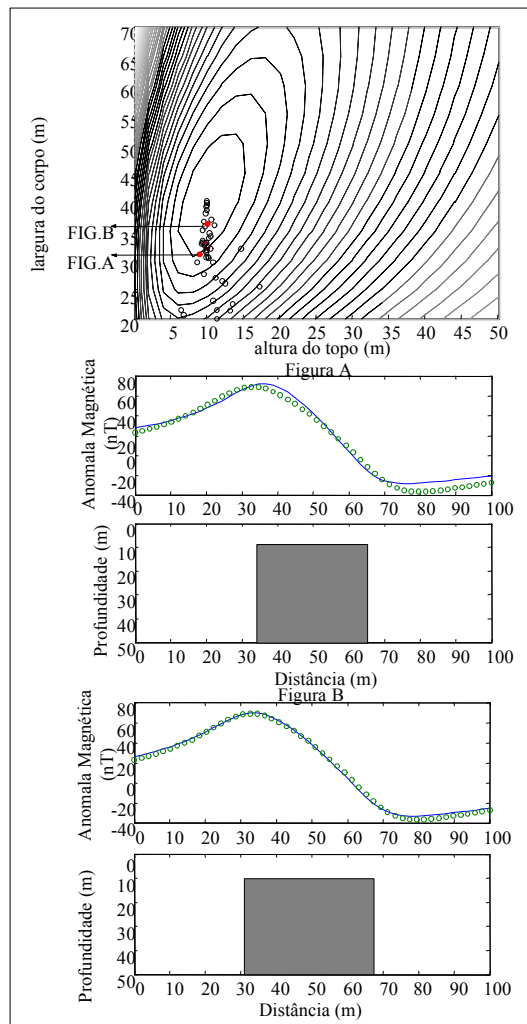
Para minimização da função  $Q(p)$  utilizamos o algoritmo CRS - Controlled Random Search, Price's (1977), também utilizado por Silva e Hohmann (1983) para interpretação de anomalias magnéticas bidimensionais.

**Testes Das Soluções**

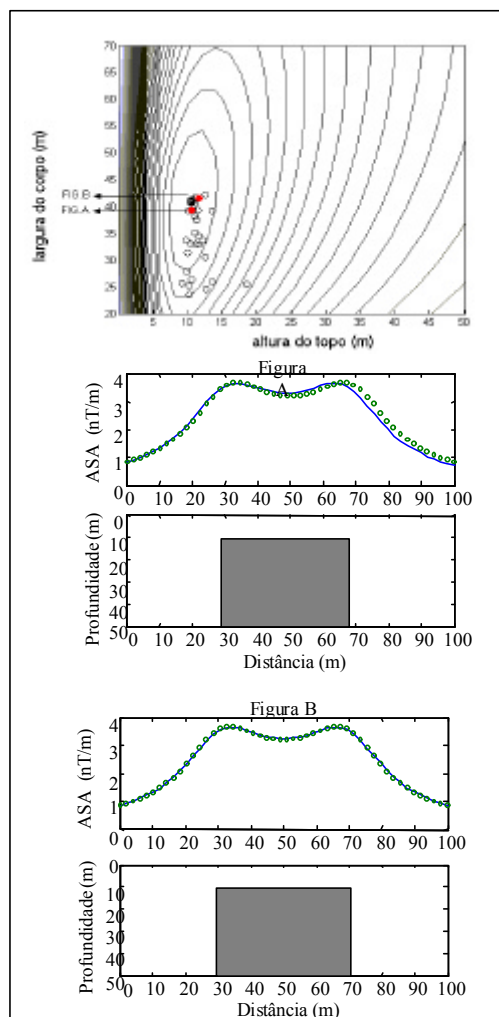
Os testes com dados sintéticos objetivaram avaliar o desempenho do algoritmo CRS neste tipo de inversão. Os testes mostraram que o algoritmo deixa de convergir quando as soluções iniciais (escolhidas aleatoriamente) ficam dispostas ao longo de uma reta no espaço de parâmetros. Neste caso, um novo conjunto de soluções iniciais deve ser escolhido de forma a garantir a convergência.

As Figuras 4 e 5 mostram, respectivamente, os resultados obtidos na inversão da anomalia magnética e da ASA. Os mapas da função objetivo, em ambos os casos, mostram que existem ajustes razoáveis para uma ampla faixa de valores para os parâmetros desconhecidos o que caracteriza uma ambigüidade intrínseca no processo de estimativa destes parâmetros. Para os dados de ASA, observa-se uma incerteza na determinação da profundidade do topo em relação à observada na função objetivo da anomalia magnética. Nos dois casos, entretanto, as áreas de ambigüidade são de tamanho equivalente. Devido ao fato da assinatura da amplitude do sinal analítico possuir uma forma que acaba por marcar bem os contatos verticais do corpo, a inversão da ASA parece restringir a incerteza associada com o posicionamento das bordas. Para este caso, as soluções extremas A e B

por exemplo, definem modelos praticamente idênticos.



**Figura 4** Mapa da função objetivo da anomalia magnética e soluções extremas (A e B) obtidas com a inversão desta anomalia. Demais soluções não fornecem ajustes satisfatórios (círculos) e por isto foram desconsideradas. As duas figuras inferiores mostram os ajustes obtidos (azul) e os dados sintéticos (verde). O modelo verdadeiro (em cinza) é constituído por um prisma 2D centrado em 50 m, largura de 40 m, profundidade do topo de 15 m e profundidade da base de 100 m. A magnetização é do tipo induzido, campo geomagnético de 23000 nT e suscetibilidade de 0,001 SI. A declinação do campo geomagnético é considerada nula e o perfil de medida ortogonal à direção do prisma.



**F r a** Mapa da função objetivo da ASA e soluções extremas (A e B) obtidas com a inversão desta grandeza. Outras soluções não fornecem ajustes satisfatórios e por isto não foram consideradas. Outras notações são descritas na Figura 4.

**C n s es**

Os resultados dos testes realizados mostram que, para um prisma isolado, a inversão da anomalia magnética apresenta grau de ambiguidade equivalente àquela obtida com a inversão da amplitude do sinal analítico (ASA). A inversão da ASA, entretanto, não presume o conhecimento da direção de magnetização e por isto pode ser aplicada mesmo quando este parâmetro for desconhecido, por exemplo, quando se tratar de fontes com intensa magnetização remanescente. Testes em curso, experimentam aplicações com adoção de dois ou mais prismas e posterior determinação da direção de magnetização após a reconstrução da geometria da fonte.

**Re er n as**

Nabighian, M.N., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, 32(1), 507-517.

Silva, J. B. C. and Hohmann, G. W., 1983, Nonlinear magnetic inversion using a random search method: *Geophysics*, 4 , 1645-1658.

Smith, R.S., Thurston, J.B., Dai, T-F; & MacLeod, I.N., 1998, Ispi<sup>TM</sup> – The improve source parameter imaging method: *Geophysical Prospecting*, 46(2), 141-151.

**A r a e e n s**

Agradecimentos ao CNPq pela bolsa de Iniciação Científica proporcionada a CCS.



## LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO NA BACIA DE ALMADA, BA

Paulo R. A. Netto, Paulo de Tarso L. Menezes, Miguel A. Mane, GEFEX-DGAP-FGEL-UERJ,  
[paulo\\_netto01@zipmail.com.br](mailto:paulo_netto01@zipmail.com.br)

### Introdução

A Bacia de Almada está inserida na folha topográfica Itabuna 1:100.000 (SD 24-Y-B-VI) e abrange parte dos municípios de Boerarema, Uruçuca e de Ilhéus. O acesso é feito utilizando-se as estradas Ilhéus-Itabuna, Ilhéus-Itacaré e diversas estradas secundárias que ligam toda a região (Netto, 1991).

A Bacia de Almada (Figura 1) está incrustada numa pequena área rebaixada, na margem costeira meridional da Bahia, com espessura máxima de 180 m (Figueiredo, 1986). É limitada ao norte e ao sul pelos altos de Itacaré e Ilhéus, respectivamente, e adentra-se pela plataforma continental por mais 1.300 km<sup>2</sup> alcançando espessuras superiores a 6.000 m, até a conta batimétrica de 200. Da área total, apenas 200 km<sup>2</sup> correspondem a porção emersa (Mendes, 1998).

Essa pequena bacia sedimentar e aquelas referidas como Camamu, Jequitinhonha e Cumuruxatiba constituem a denominada bacia do sul da Bahia e são classificadas como riftes evoluindo para pull-aparts cuja origem está relacionada a processos geodinâmicos que condicionaram a formação do oceano Atlântico Sul e margem continental brasileira, culminando com a separação definitiva entre a América do Sul e a África (Bruhn & Moraes, 1989).

### Aquisição dos Dados Gravimétricos

Em janeiro de 2001 foi realizada uma campanha de aquisição de dados gravimétricos onde foram coletadas 220 estações. O espaçamento entre as leituras variou entre 10 km e 5 km nas regiões fora da Bacia de Almada, entre 5 km e 1 km nas regiões próximas ao contorno da bacia e entre 1 km e 0,5 km no interior da bacia. Nesta etapa, as estações foram prioritariamente coletadas ao longo das estradas e vias vicinais. As estações foram também coletadas ao longo do Rio Almada, utilizando-se para isso o auxílio de uma embarcação, bem como às margens e no interior da Lagoa Encantada (Foto 1).

Para o levantamento utilizou-se um gravímetro LaCoste & Romberg modelo G622, precisão nominal  $\pm 0,01$  mGal, de propriedade do Observatório Nacional.

As coordenadas plani-altimétricas (latitude, longitude e altitude) das observações gravimétricas foram obtidas a partir de posicionamento GPS em modo diferencial. Utilizou-se como base GPS e gravimétrica (IGSN-71) a RN-269-R, estabelecida pelo Observatório Nacional, com coordenadas

14°47'47'', -39°01'56'', 4,5 m, e valor da gravidade 978446,095 Gal.

Utilizou-se na campanha um par GPS Garmin SRV7 de propriedade da FGEL-UERJ. Os dados GPS foram processados no modo diferencial utilizando-se para isso programa desenvolvido pelo fabricante. Após o estabelecimento da estação base iniciou-se o levantamento das observações gravimétricas concomitante à coleta de dados GPS com tempo de aquisição mínima de 10 minutos. Do processamento DGPS obteve-se o modelo digital de terreno (Figura 2), a Bacia de Almada corresponde as menores altitudes observadas no levantamento.

Durante a campanha de aquisição de dados gravimétricos, foram coletadas amostras de rochas do embasamento e dos sedimentos, no intuito de determinar a densidade das unidades na região.

### Processamento

Os dados de aceleração da gravidade medidos nas 220 estações foram processados por meio do programa GRAVMASER, desenvolvido pela Geotools e LaCoste & Romberg.

O arquivo de entrada é composto da leitura gravimétrica, data e hora e as coordenadas DGPS. No processamento realizado os dados gravimétricos foram corrigidos dos efeitos da maré, deriva instrumental e derivas dinâmicas. O arquivo de saída é composto por aceleração e anomalias gravimétricas. Foi aplicada a Fórmula Internacional da Gravidade de 1967 para a obtenção da anomalia Bouguer adotando-se o valor de 2,67 g/cm<sup>3</sup> para o *slab* de densidade na correção Bouguer. A anomalia Bouguer é mostrada na Figura 3.

### Interpretação Preliminar

No mapa da Figura 2 verifica-se que as anomalias Bouguer variam de -14 a 84 mGal. É interessante notar que a anomalia regional exibe uma tendência de oeste (baixo) para leste (alto) – *strike* norte-sul. Esta anomalia regional corresponde ao efeito gravimétrico do afinamento crustal na região. A resposta gravimétrica da Bacia de Almada (área delimitada pelo quadrado na Figura 3) é dada por um baixo gravimétrico, porém parcialmente mascarado pelo efeito regional. Este efeito deverá ser removido dos dados da Bacia de forma a permitir uma interpretação quantitativa mais precisa.

Neste trabalho apresentamos uma interpretação preliminar baseada em modelagem 2D ao longo de



um perfil (AA' na Figura 3) de strike norte-sul, de modo a minimizar os efeitos do afinamento crustal (Figura 4). A modelagem foi feita utilizando-se o pacote GRAVMODELER, da Geotols e Lacoste & Romberg. O contraste de densidade utilizado foi de  $0.4 \text{ g/cm}^3$ . O modelo obtido mostra uma série de *horsts* e *grabens*, limitados aparentemente por falhamentos de direção SE-NO, ortogonais aos principais falhamentos mapeados na região (Figura 1). A continuação desses *grabens* foi identificada por Mendes (1998) na porção marinha. É interessante notar que o *graben* mais profundo é o localizado ao extremo norte da Bacia de Almada, justamente o que não possui prolongamento para o interior do continente.

#### Agradecimentos

Os autores agradecem ao Departamento de Geofísica do MCT-ON o empréstimo do gravímetro para a realização do trabalho de campo.

#### Referências

- Bruhn, C. H. L.; Moraes, M. A. C.. 1989. Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: Um laboratório de campo para estudo de reservatórios canalizados. B. Geociências da Petrobrás, 3(3):235-67.
- Ferradaes, J. O., Souza, R. G., 1972, Estudo integrado geológico e geofísico das Bacias Camamu e Almada. S.I., Petrobrás, DEXPETRO, 24 p. Relatório Interno.
- Figueiredo, A. M. F. de; Gabaglia, G.P.R. 1986. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras, Revista Brasileira de Geociências, 16(4):350-356.
- Mendes, M. P. 1998. Evolução, Análise Estratigráfica e Sistemas Depositionais Turbidíticos em Paleocânions Submarinos: Exemplos de Regência (ES) e Almada (BA). Dissertação de Mestrado – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Netto, A. S. T.; Sanches, C. P. 1991. Roteiro geológico da bacia do Almada, Bahia. Revista Brasileira de Geociências, 21(2):186-98.



Foto 1 – Aquisição de dados no interior da Lagoa Encantada.



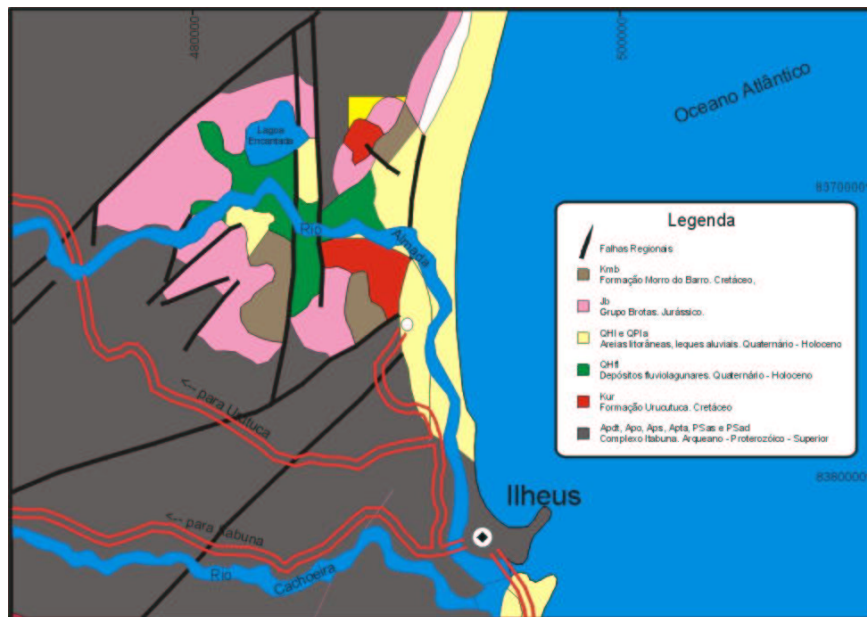


Figura 01 – Geologia local (modificado de Bruhn e Moraes, 1989)

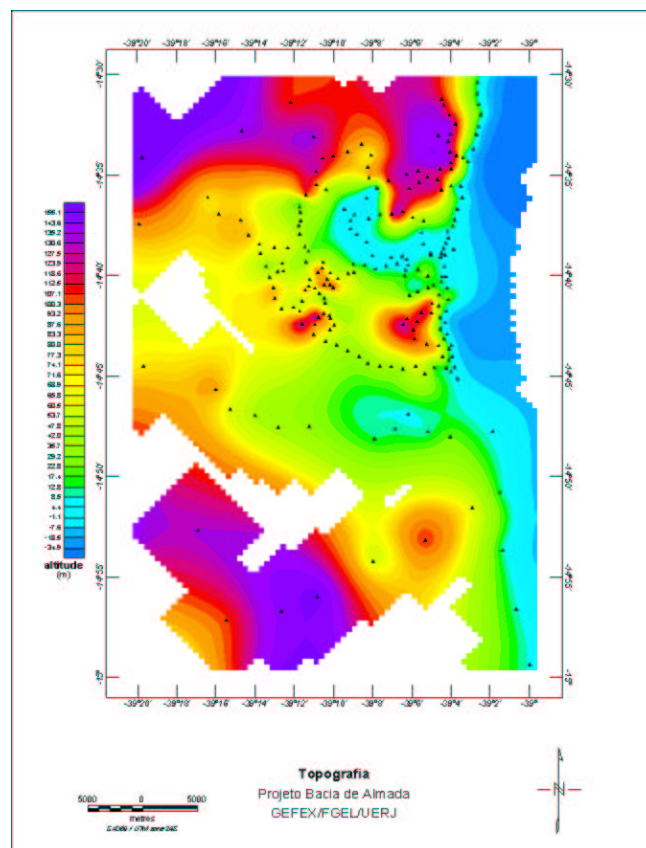


Figura 2 – Modelo digital de terreno da área estudada.

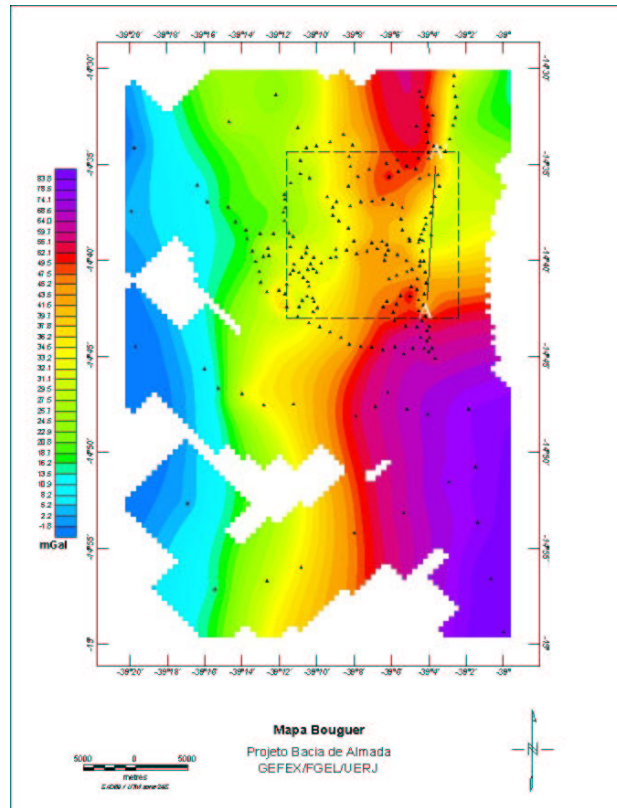


Figura 3 – Mapa de anomalia Bouguer. O quadrado na figura indica a localização aproximada da Bacia de Almada. Os triângulos representam a localização das estações gravimétricas coletadas na etapa de campo. O perfil AA' indica a localização do modelo 2D preliminar gradado.

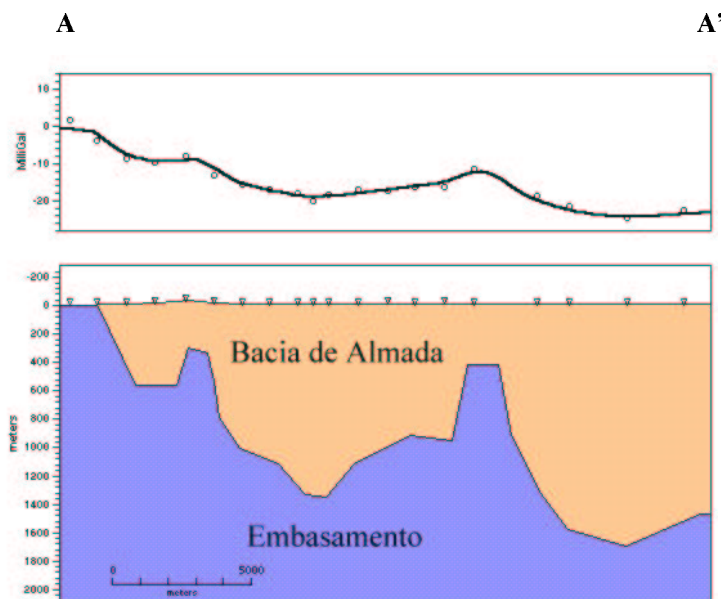


Figura 4 – Resultado da modelagem 2D do Perfil A-A'. Painel superior – comparação anomalia Bouguer (círculos) e resposta do modelo (linha contínua). Painel inferior- modelo 2D.



## Mapa Aeromagnético de la República de Cuba y su Transformación por la Ecuación de Euler. Escala 1: 250 000

*Ingrid Padilla Rodríguez\**, *Leodegario Lufriú,\*\* Antonio Oviedo\*\**. Instituto de Geociencias de Campinas\*  
e-mail [ingrid@ige.unicamp.br](mailto:ingrid@ige.unicamp.br) e Instituto de Geología y Paleontología. La Habana. Cuba. \*\*

### Abstract

The general map of the aeromagnetic field of the Republic of Cuba at scale 1: 250 000, was prepared using the material of the Aerogeophysic complex survey at 1: 25 000 and 1: 50 000 scales carried out between 1979 -1990; the National Support Net and the Normal Magnetic Field data of Cuba for the time of 1985.

For use the most recent technological advances in the processing and graphic representation of the available information, was prepared of the magnetic field matrixes according to 250m x 250m net. These matrixes were unified and represented as color image by the GEOSOFT system.

Matrix of the aeromagnetic field, was transformed to evaluate the Homogeneous Euler Equation, whose evaluation allows to make an estimate depth of the upper parts of the magnetic geological sources that produce anomalies. The GRIDEPTH map obtained shows a clearer image on the distribution and relative position of the magnetic sources. The GRIDEPTH map confirms its utility in the deep structure cartography and in the estimate of the maximum thickness of the sedimentary crust, useful elements for the minerals and hydrocarbons prospecting.

### Introducción

El mapa general del campo aeromagnético de la República de Cuba a escala 1:250 000, fue preparado utilizando los materiales de archivo del Levantamiento Aerogeofísico Complejo a las escalas 1:25 000 y 1: 50 000 realizados en el período 1979 - 1990, la Red de Apoyo Nacional y los datos del Campo Magnético Normal de Cuba para la época de 1985.

La información del campo aeromagnético en variante digital, se representó en forma matricial según una red 250m x 250m.

Con el propósito de resaltar algunas de las características geológicas fundamentales del territorio nacional que se cartografían por el campo magnético, la matriz unificada fue transformada para evaluar la Ecuación Homogénea de Euler. Esta evaluación permitió confeccionar el denominado mapa de GRIDEPTH, que brinda una imagen más clara sobre

la distribución y posición relativa de las fuentes magnéticas en la vertical.

### Materiales y Metodos

Para el análisis del campo magnético y de sus transformaciones, se han consultado diferentes trabajos realizados durante las pasadas décadas del 60 y 70, así como algunos más recientes, como los de Pérez Pérez C.(1983), e Iturralde – Vinent (1996), los que brindan el conocimiento geológico básico precedente sobre la zonación y cartografía geológico - estructural a escala regional de Cuba.

Utilizando la información del campo aeromagnético de la República de Cuba a la escala 1:250 000, se realizó la corrida del programa GRIDEPTH para la estimación automática de la locación y profundidad de las fuentes magnéticas que lo originan. Este programa parte, de las relaciones que se establecen entre las componentes ortogonales del gradiente del campo potencial dado, con el grado de homogeneidad “N” de la Ecuación de Euler. El citado grado de homogeneidad, puede interpretarse como un índice estructural. Para la exploración de hidrocarburos, la estimación de la locación y profundidad de las fuentes magnéticas, equivale a la determinación del máximo espesor de la sección sedimentaria por una vía express.

El programa GRIDEPTH aplicado soluciona simultáneamente la Ecuación de Euler para cada posición de la matriz de datos, dentro de una submatriz (ventana cuadrada) que se mueve a lo largo de cada fila, obteniendo la solución de la Ecuación de Euler para el índice estructural seleccionado. Este proceso de cálculo producirá una incertidumbre (desviación *standard*) para cada uno de los parámetros determinados. Se establece para los cálculos, que las soluciones con un error de profundidad que no exceda una tolerancia definida (típicamente del 15%) y que esté dentro de una distancia límite de la ventana observada es aceptada. El programa prevé que las soluciones calculadas, puedan ser salvadas en un fichero de salida XYZ, el cual se utiliza con posterioridad para la representación gráfica de las soluciones obtenidas.

En el mapa confeccionado, la estimación se hizo considerando un índice estructural “N=3”, el cual satisface a fuentes magnéticas con características de dipolo magnético puntual. Este índice fue seleccionado empíricamente, teniendo en cuenta su

## Mapa Aeromagnético de la República de Cuba y su Transformación por la Ecuación de Euler

efectividad en sectores aislados, y el carácter dipolar predominante de la mayor parte de las fuentes del campo magnético de Cuba. Los límites de profundidad determinados fueron **0 m** (valor mínimo) y **15268 m** (valor máximo), con errores relativos medios en la profundidad del 9% y en la locación del 22%. En correspondencia con las estadísticas, para el ploteo del mapa resultante, se establecieron seis intervalos de profundidad, a partir de las **295211** soluciones obtenidas:

- 0 m -1000 m. (**color azul**)
- 1000 m- 2000 m (**color amarillo**)
- 2000 m- 3000 m. (**color verde**)
- 3000 m- 5000 m. (**color azul cyan**)
- 5000 m- 10 000 m (**color rojo** )
- 10 000 m- 15 500 m (**color negro**)

### Resultados

En el plano regional el mapa confeccionado cartografía bastante bien la constitución actual del sistema plegado de Cuba y el borde pasivo del continente americano; muestra los principales alineamientos tectónicos y fallas conocidas, y refleja algunos nuevos elementos sobre su composición y estructura. Por regiones en el mapa resultante se observa:

- **Región Occidental.**

Como una franja estrecha (con total ausencia de rocas magnéticas) se cartografía el borde septentrional del cinturón plegado, el cual está representado por rocas carbonáticas, carbonático-terrágenas y terrígenas.

Se cartografía con profundidades predominantes de los topes de las rocas magnéticas entre 1000m-2000m, la Zona Estructuro Facial(Z.E.F) Bahía Honda, donde están presentes además con carácter local, rocas cuyos topes se encuentran entre 2000 m - 3000 m de profundidad y otros aún más locales entre 3000 m-5000 m; todos ellos asociados posiblemente con las ofiolitas del cinturón septentrional y con ofiolitas similares a las intercaladas en el terreno Guanigüánico.

Se cartografía también el terreno elevado Guanigüánico, caracterizado por muy escasos topes de rocas magnéticas, como es propio de una unidad de margen continental, revelando así, su composición terrígeno - carbonática.

Llama la atención también, la presencia de algunos topes magnéticos con profundidades entre 5000 m - 10 000 m, ubicados localmente en el límite meridional del terreno Guanigüánico. Estos topes podrían corresponder con rocas magnéticas

(heterogeneidades magnéticas), provenientes del magmatismo toleítico de rift, representado por gabros, diabasas, basaltos etc, en la zona de margen continental.

Más al Sur se cartografía muy bien la zona de la cuenca de Los Palacios-Vegas, en la cual rocas magnéticas con topes profundos ubicados entre los 5000 m - 10 000 m, contornean sus bordes y al parecer subyacen al piso de los sedimentos Terciarios que rellenan la cuenca. Todas estas rocas magnéticas revelan la presencia del arco insular Cretácico por debajo de los sedimentos.

Al Sur de la isla, el terreno Pinos, se cartografía por topes de las rocas magnéticas a profundidades en el intervalo 1000 m - 2000 m, delimitadas parcialmente en el plano, por rocas magnéticas cuyos topes se encuentran entre 2000 m - 3000 m, las que acentúan en general su conocida estructura dómica. [Pardo M. 1989 ].

La diferencia que se observa en el mapa de GRIDDEPTH entre el terreno Pinos y los terrenos Guanigüánico y Escambray, todos propios de una asociación de margen continental pasivo, se deben probablemente, al intenso proceso de granitización sufrido por las rocas del terreno Pinos, relacionado con su alto grado de metamorfismo y con su reactivación tectono- magmática posterior.

La faja de melange ofiolítico alóctono en la región Habana - Matanzas, se cartografía como cuerpos (escamas) que se orientan sublatitudinalmente, siguiendo la dirección de algunos de los alineamientos tectónicos y fallas conocidos. En dicha faja, los topes de las rocas magnéticas se presentan a profundidades entre 0 m-2000 m.

- **Región Central**

En la región central se cartografían bastante bien de Norte a Sur el borde septentrional del cinturón plegado, expresado por topes de las rocas magnéticas a profundidades que no rebasan los 3000 m. Estos topes, representan heterogeneidades magnéticas por encima del basamento cristalino que subyace a los complejos meridionales de la Plataforma de Bahamas a profundidades algo mayores. (Subzona Remedios).

También es posible cartografiar en la zona interior, las subzonas Camajuani y Placetas, representadas por los complejos del talud y cuenca de la Plataforma de Bahamas; éstos complejos, son revelados en el mapa, por la ausencia total de topes magnéticos. Dentro de ésta misma zona se incluyen además las ofiolitas alóctonas, las cuales pueden o no, estar representadas por topes magnéticos. Suponemos que su respuesta general está condicionada al grado de conservación de los fragmentos (escamas)de

## Mapa Aeromagnético de la República de Cuba y su Transformación por la Ecuación de Euler

dichas rocas dentro del melange ofiolítico, debido a los fenómenos de destrucción mecánica de las rocas, provocados por el avance y choque del margen continental con el Arco de Islas [Lufriu, L. y Padilla, I. 1995].

Los complejos del Arco volcánico Cretácico se cartografían, por una desarticulación y desmenbramiento, en la distribución de las rocas magnéticas, sus topes se presentan a las profundidades entre 1000 m - 2000 m

El terreno Escambray, se cartografía de forma análoga al terreno Guaniguanico, al presentar una casi total ausencia de topes magnéticos. En el terreno Escambray sólo se observan topes de rocas magnéticas a las profundidades entre 0 m - 1000 m y 3000 m - 5000 m. en la localidades donde se conoce la presencia de rocas básicas y ultrabásicas, pero éstas rocas constituyen cuerpos limitados en profundidad.

El decrecimiento monótono en dirección Sur del campo magnético en el macizo Escambray, que llega a rebasar las - 300nT, refleja el carácter diamagnético predominante de las rocas que componen ambas cúpulas [Padilla, I y Lufriu, L 1995]; éste carácter también se pone de manifiesto en el cuadro obtenido en el mapa de GRIDDEPTH.

### • Región Oriental

En esta región se destacan los mantos subhorizontales de las ofiolitas alóctonas, intercaladas con complejos del Arco volcánico Cretácico y las cuencas superpuestas Cauto, Nipe, Guantánamo y San Luis; con características cartográficas análogas a las descritas anteriormente para las cuencas en otras regiones. Sobre los mantos de ofiolitas se observan numerosos sectores muy locales, en los cuales los topes de las rocas magnéticas sobrepasan las profundidades de 3000 m- 5000 m, asociados con alineamientos tectónicos, fallas y/o estructuras anulares. Muchas de ellas relacionadas con zonas de perspectivas metalogénicas.

No es posible delimitar con claridad a ésta escala, las zonas yuxtapuestas de los componentes del Arco Paleógeno y del Arco Cretácico.

### Conclusiones

1. El mapa de GRIDDEPTH cartografía con bastante precisión la constitución actual del sistema plegado de Cuba y el borde pasivo del Continente Americano.; muestra los principales alineamientos tectónicos y fallas conocidas, así como algunos nuevos elementos sobre su composición y estructura. Todo ello confirma la efectividad del mapa presentado, como un material útil en la solución de tareas de

cartografía y en la estimación del máximo espesor de la sección sedimentaria

2. El terreno Pinos presenta algunas diferencias cartográficas respecto a los terrenos Guaniguanico y Escambray, no obstante estar todos representados por una asociación de margen continental pasivo. Ello se debe probablemente al intenso proceso de granitización sufrido por las rocas del terreno Pinos, relacionado con su alto grado de metamorfismo y reactivación tectono-magmática posterior.
3. Es de destacar la gran ocurrencia de rocas magnéticas con topes que rebasan los 10 000 m. de profundidad en la región de la Península de Zapata, los que suponemos pueden contornear por el Sur y/o subyacer al macizo enterrado de Batabanó, en dirección a la Coloma.
4. En la zona interior al borde septentrional del cinturón plegado, subzonas Camajuaní y Placetas, el mapa de GRIDDEPTH confeccionado, revela una total ausencia de topes magnéticos, pese a que en esta misma zona, además se encuentran las ofiolitas alóctonas. Conocemos del campo magnético de la región que éstas últimas, pueden estar representadas o no, por topes magnéticos. Consideramos que ello está condicionado, al grado de conservación de los fragmentos (escamas) de dichas rocas dentro del melange ofiolítico.
5. Dentro de los complejos del Arco Cretácico se observa que, regularmente por debajo de los sedimentos Terciarios que rellenan las depresiones estructurales del techo del complejo efusivo del arco, existen rocas magnéticas, y sus topes rebasan los 2000 m (Los Palacios - Vegas, Broa, Santo Domingo, Cabaiguán, Saramaguacán, Vertientes, Cauto, Nipe, Guantánamo.)
6. Como singularidad del campo magnético de Cuba, se revela el carácter dimagnético predominante de las rocas de las dos cúpulas del macizo Escambray.
7. En la falla de La Trocha los topes de las rocas magnéticas en el intervalo 10 000 m- 15 5000 m, podrían ser representativas de las rocas del basamentos cristalino del margen continental.
8. Las secuencias del macizo Escambray, se observan sobrecorridas en dirección N - NO sobre las anfíbolitas de Mabujina

### Referencias

ACC 1985, Mapa Geológico de la República de Cuba escala 1 : 250 000.

Mapa Aeromagnético de la República de Cuba y su Transformación por la Ecuación de Euler

Iturralde Vinent, M., 1996, Ofolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. Estudios sobre la Geología de Cuba, Ciudad de la Habana, CNDIG, 350-378.

Lufriu, L, Padilla, I, 1995 Mapa aeromagnético de la República de Cuba escala 1:250 000, IGP, MINBAS.

Pardo, M, Bello, V, 1986, Zonación Gravimétrica y Modelo Físico-Geológico Conceptual del Cinturón Plegado cubano. I.G.P, MINBAS.

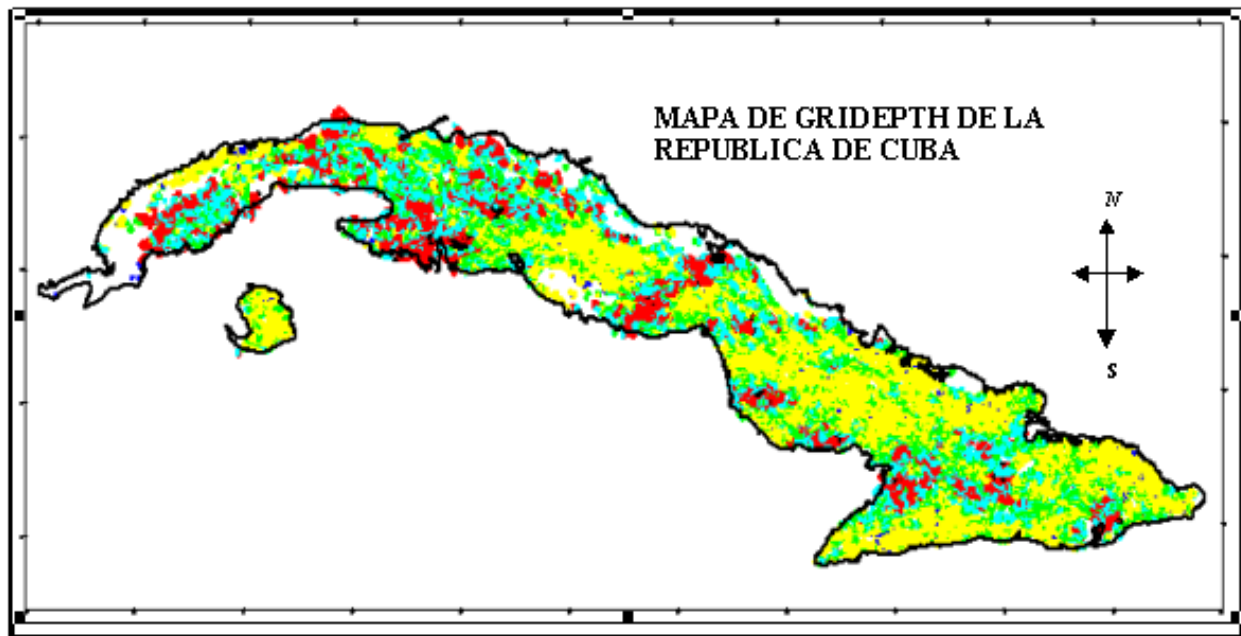
Pardo, M , 1988, La Constitución Geológica del Macizo Isla de la Juventud y su Metalogenia endógena vinculada al magmatismo ácido. IGP, MINBAS.

Pérez, C., 1983, Mapa de alineamientos tectónicos de Cuba. Atlas de Cuba

.Soloviev, 1963, Mapa magnético generalizado de la República de Cuba escala 1: 500 000.

**Agradecimientos**

Expreso mi más profundo agradecimiento al Instituto de Geología y Paleontología de Cuba, al Instituto de Geociencias de la UNICAMP, a la CAPES y a la prof. Dra Elisabete M.Pascholati



**LEYENDA**

	0 m – 1000 m		3000 m – 5000 m
	1000 m – 2000 m		5000 m – 10 000
	2000 m – 3000 m		10 000 m – 15 000 m





## MODELAGEM GRAV-MAG 2,5 D DA ANOMALIA DE REGISTRO

M.S.M. Mantovani, André Rugenski, Wladimir Shukowsky, IAG/USP

### Resumo

Apresenta-se o modelo conjunto das anomalias gravimétrica e magnética localizada próxima da cidade de Registro-SP. A modelagem utiliza geometria 2.5 D, em vista da distribuição dos dados disponíveis. Diante da inexistência de afloramentos que justifiquem as anomalias observadas e consideradas as características da área, a estimativa obtida para as dimensões espaciais e propriedades físicas do corpo associado às anomalias, sugere uma possível manifestação alcalina subsuperficial.

### Abstract

A 2.5 D model of the Registro gravity and magnetic anomaly is presented. The 2.5 D geometry was selected based on the data distribution. The inversion program adjusts simultaneously both anomalies in order to reduce the number of possible solutions. Since no outcrops could justify any of the anomalies observed in the area, it is suggested that a buried alkaline body is responsible for them.

### Introdução

Próxima do município de Registro-SP, na região do Vale do Ribeira no Estado de São Paulo, observa-se uma anomalia magnética definida por uma linha de vôo do Projeto SP-RJ área-3 (CPRM, 1995). Nesse local não afloram rochas com características magnéticas que justifiquem a anomalia observada. A anomalia encontra-se inserida no Cinturão Ribeira, descrito por Almeida et al. (1972) como sendo um cinturão de dobramentos com 2500 km de extensão, com direção NNE, ao longo da Região Sudeste e Sul da costa brasileira e uruguaia. Trata-se de uma feição estrutural complexa devido aos vários eventos tectônicos ocorridos ao longo de sua história geológica.

Várias jazidas minerais encontram-se inseridas nesse ambiente, representando uma apreciável fonte de recursos minerais. A CPRM (antiga Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, atualmente Serviço Geológico do Brasil) evidenciou através de levantamentos aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos anomalias localizadas, em correspondência aos complexos alcalinos de Jacupiranga, Juquiá, Pariquera Açu entre outros. Esses complexos alcalinos são de grande importância econômica, devido à sua associação, entre outras, com rochas carbonatíticas.

A anomalia magnética localizada em Registro-SP, evidenciada no levantamento da subárea-3 do projeto São Paulo – Rio de Janeiro realizado em 1978 pela CPRM, apresenta uma resposta semelhante aos complexos alcalinos ultramáficos próximos daquela área, tais como Juquiá e Pariquera Açu (Figura 1). O local onde é observada a anomalia de Registro encontra-se coberto por sedimentos, não existindo qualquer afloramento que justifique o campo anômalo observado. Medidas gravimétricas efetuadas ao longo de um perfil que corta a anomalia evidenciaram a presença de um campo gravitacional intenso, semelhante àquele observado para outros complexos alcalinos.

### Geologia da área

A anomalia de Registro se encontra no Domínio Apiaí, inserido na porção sul do Cinturão Ribeira. Este é constituído por rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, tendo sua seqüência estratigráfica mais preservada relativamente a outras porções do Cinturão. Isto permite reconstruir com maior confiança sua história estratigráfica, em contraste com a porção norte do Cinturão que apresenta rochas de alto grau metamórfico. O Domínio Apiaí foi originalmente designado como Grupo Açunguí e posteriormente Supergrupo Açunguí. Acomoda-se sobre um embasamento constituído por rochas de alto grau metamórfico, tais como gnaisses migmatitos, núcleos de charnoquitos e intercalações de metassedimentos de diversas composições. O embasamento aflora preferencialmente ao sul e localmente em núcleos de algumas amplas antififormes. Intrusões de diferentes suítes granitóides ocorreram em todas as rochas do embasamento (Campanha & Sadowski, 1999)

O cenário tectônico formado por um sistema de falhas transcorrentes com direção NE, sugere a ocorrência de uma colisão de blocos litosféricos no Neoproterozóico. Ao longo do tempo houve reativação dessas falhas, com maior expressão na era Mesozóica em consequência do soerguimento do Arco de Ponta Grossa. Nessa estrutura litosférica de centenas de quilômetros, observa-se a presença de um enxame de diques direcionados NW. O Arco de Ponta Grossa é uma província alcalina (Almeida, 1983) sendo subdividida em lineamentos Guapiara, São Jerônimo – Curiúva, Rio Piquerí e Rio Alonzo (Ferreira et al., 1981). Os principais complexos alcalinos do Domínio Apiaí (Jacupiranga, Juquiá e Pariquera Açu) encontram-se inseridos no lineamento Guapiara; em particular, o alojamento do complexo de Pariquera Açu é

## Anomalia de Registro

controlado por essa feição tectônica (Rugenski, 2001).

Localmente a anomalia de Registro encontra-se coberta por sedimentos recentes do rio Ribeira de Iguaçu. Nesse contexto, as informações geológicas sobre o proposto corpo intrusivo são inexistentes, sendo conhecidas apenas as rochas encaixantes, constituídas pelos metassedimentos do grupo Setuva do Proterozóico Superior, e pelo complexo Gnaíssico-Migmatítico de idade referida ao Paleozóico-Inferior. (Campanha & Sadowski, 1999)

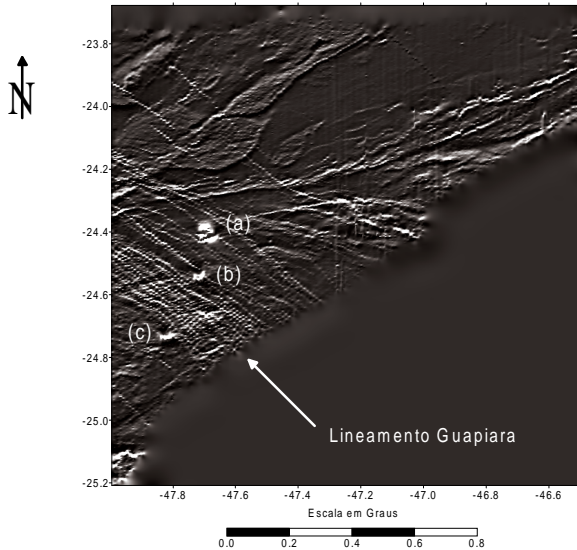


FIGURA 1 – Mapa do campo magnético corrigido do IGRF. (a) complexo alcalino de Juquiá; (b) anomalia de Registro; (c) complexo alcalino de Pariquera Açú. O lineamento Guapiara é uma feição geológica de importância regional. Observa-se claramente o enxame de diques NW/SE e o sistema de falhas na direção NE/SW.

## Elementos Geofísicos

A anomalia de Registro apresenta características magnética e gravimétrica que a associam a um corpo alcalino, comparável às demais manifestações de mesma natureza localizadas na área. Seus campos magnético e gravimétrico são intensamente anômalos, sugerindo a presença de um corpo subsuperficial com uma composição enriquecida em minerais ferromagnéticos e de alta densidade. Apresenta a mesma polaridade magnética daquela do complexo de Pariquera Açú, sendo a direção do vetor magnetização aproximadamente NS. As dimensões espaciais da anomalia

magnética sugerem que o corpo tenha extensão inferior a 3 km, com formato superficial aproximadamente circular.

Diante das dificuldades logísticas para fins de levantamento gravimétrico, e em vista da dimensão do corpo inteiramente cruzado por uma única linha de vôo, as medidas foram efetuadas ao longo de um perfil que cruza a anomalia magnética aproximadamente NS (Fig. 2).

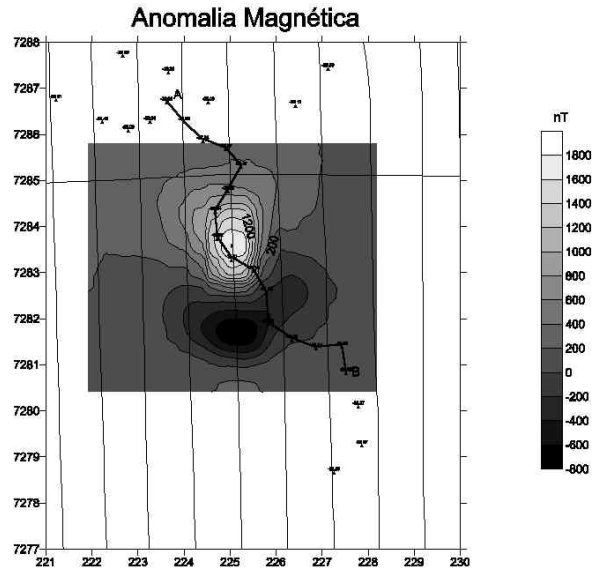
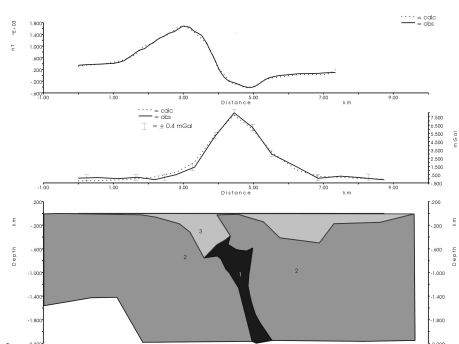


FIGURA 2 – Anomalia magnética de Registro, em unidades de nanoTesla (nT) atravessada pelo perfil utilizado no modelamento. Os triângulos situam os pontos de medida das estações gravimétricas implantadas ao longo do perfil. As linhas verticais representam as linhas de vôo do levantamento aéreo.

O modelamento geofísico utilizou o programa GRAV-MAG (Pedley et. Al., 1993) que analisa e ajusta as respostas magnética e gravimétrica simultaneamente. Dessa forma, o número de graus de liberdade é reduzido, limitando o número de soluções que satisfazem ambos os dados. Apresenta-se na Figura 3 um modelo 2,5 D que ajusta os dois campos observados ao longo do perfil gravimétrico, como uma das possíveis interpretações da anomalia.

## Anomalia de Registro



.FIGURA 3 – Modelagem das anomalias gravimétrica e magnética em correspondência ao perfil que representado na Fig. 2

### .Agradecimentos

.O levantamento gravimétrico foi efetuado com recursos da FAPESP e do CNPq. Os dados aeromagnéticos foram gentilmente cedidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Em particular agradecemos aos Geólogos Mario Metelo e Luis Mourão pela atenção e presteza no fornecimento dos dados do levantamento aéreo SP-RJ-3.

### .Referências

.Almeida, F.F.M. de, 1972. Tectonomagmatic activation of the South American platform and associated mineralization. In: IGC, International Geological Congress, 24, Montreal,. Anais, 3: 339-346

.Almeida, F.F.M., (1983). Relações Tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências. 139-158p. 13.

.Campanha, G. A. da C. & Sadowsky, G. R., (1999). Tectonics of the Southern portion of the Ribeira belt (Apirai domain). Elsevier Science B. V. Pré Cambrian Research, No 98, 31-51p..

.CPRM, 1995. Geologia – Catálogo Geral de produtos e serviços – Levantamentos Aerogeofísicos, Base de Dados AERO. Ministério de Minas e Energia, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais Diretoria de Geologia de Recursos Hídricos. 2a. Edição ampliada, 360p.

.Pedley , R.O., Busby, J.P., Dabek, Z.K., 1993. Interactive 2.5 D Gravity & Magnetic modelling – GRAVMAG user manual, Regional Geophysical Series, British Geological Survey, Technical Report WK/93/26/R, (NERC Copyrigh), 73p.

.Rugenski, A ., 2001. Investigação geofísica do complexo alcalino Pariquera Açú, com ênfase em gravimetria. Inst. Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 77 p.

## Modelagem gravimétrica do Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava

Carminatti\*, M. G.; Marangoni\*, Y. R.; Correia\*\*, C. T., \* IAG-USP, \*\* IG-USP, Brazil

### Resumo

O Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava (CCB) e a Seqüência Vulcano-Sedimentar Palmeirópolis (SVSP) associada localizam-se na região centro-norte de Goiás, divisa com Tocantins, dentro da Província Tocantins, entre os crátons Amazônico e o São Francisco. A anomalia Bouguer positiva segue a forma alongada N-S dos corpos e não apresenta anomalias internas que permitam separar as duas principais unidades litológicas. Para determinar a forma do corpo em profundidade foi feito a modelagem gravimétrica em 2 ½D usando perfis residuais. O resultado da modelagem gravimétrica indica que a maior espessura do conjunto coincide com o centro da área aflorante e que o contato entre os dois corpos é mergulhante para oeste. A SVSP chega a 15,5km de espessura na região norte, caindo para 4,5km na região sul, já o corpo mais denso do CCB apresenta as maiores espessuras na porção sul (6,5km) e menores na porção norte (4km). O modelo 2 ½D sugere que o conjunto possui uma forma triangular com sua maior largura muito próxima da superfície. Há possivelmente presença de uma lasca do CCB em subsuperfície a leste do limite leste aflorante, como sugerido pela presença de valores residuais positivos naquela região.

### Introdução

O Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava e a Seqüência Vulcano-Sedimentar Palmeirópolis associada, está localizado na Região centro-oeste de Goiás, divisa com Tocantins (fig. 1). Este complexo está associado aos complexos de Niquelândia e Barro Alto, que juntos formam um grande cinturão granulítico com cerca de 300km de extensão. Estes complexos estão situados entre a Faixa Dobrada Brasília e o Maciço Mediano de Goiás, dentro da Província Tocantins, entre os crátons Amazônico e São Francisco.

Correia (1994) determina que a SVSP é composta principalmente por rochas pelíticas e anfibolitos, onde os anfibolitos encontram-se principalmente nas unidades internas, no resto do corpo estão restritos a intercalações menores correspondendo a prováveis sills e diques, intercalados com a seqüência original (fig. 2). Correia (1994) identifica a composição do CCB como sendo de: anfibolitos finos, blastomilonitos, serpentinitos, websteritos, ortopiroxênio gabros, gabros, noritos, leuco gabros, quartzo diorito e localmente tonalitos, sendo divididas em 5 unidades chamadas PICB1 a PICB5, considerando o corpo como uma intrusão estratiforme originada de um único magma basáltico de composição olivina-toleítica que sofreu cristalização fracionada (fig. 2).

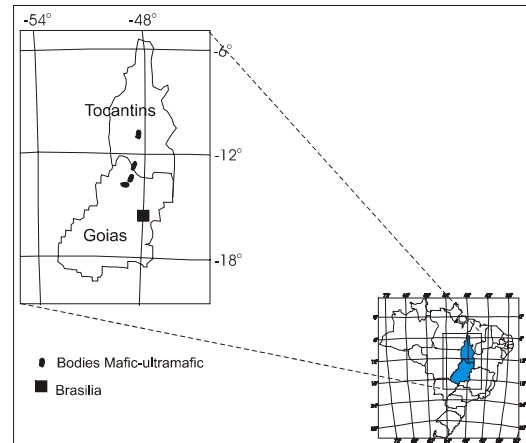


Fig. 1- Mapa de localização dos complexos máficos-ultramáficos, de baixo para cima: Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava (divisa com Tocantins).

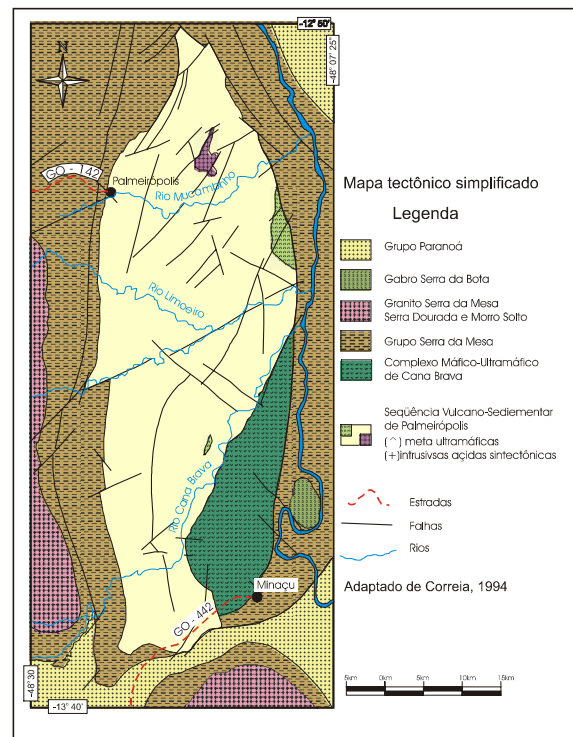
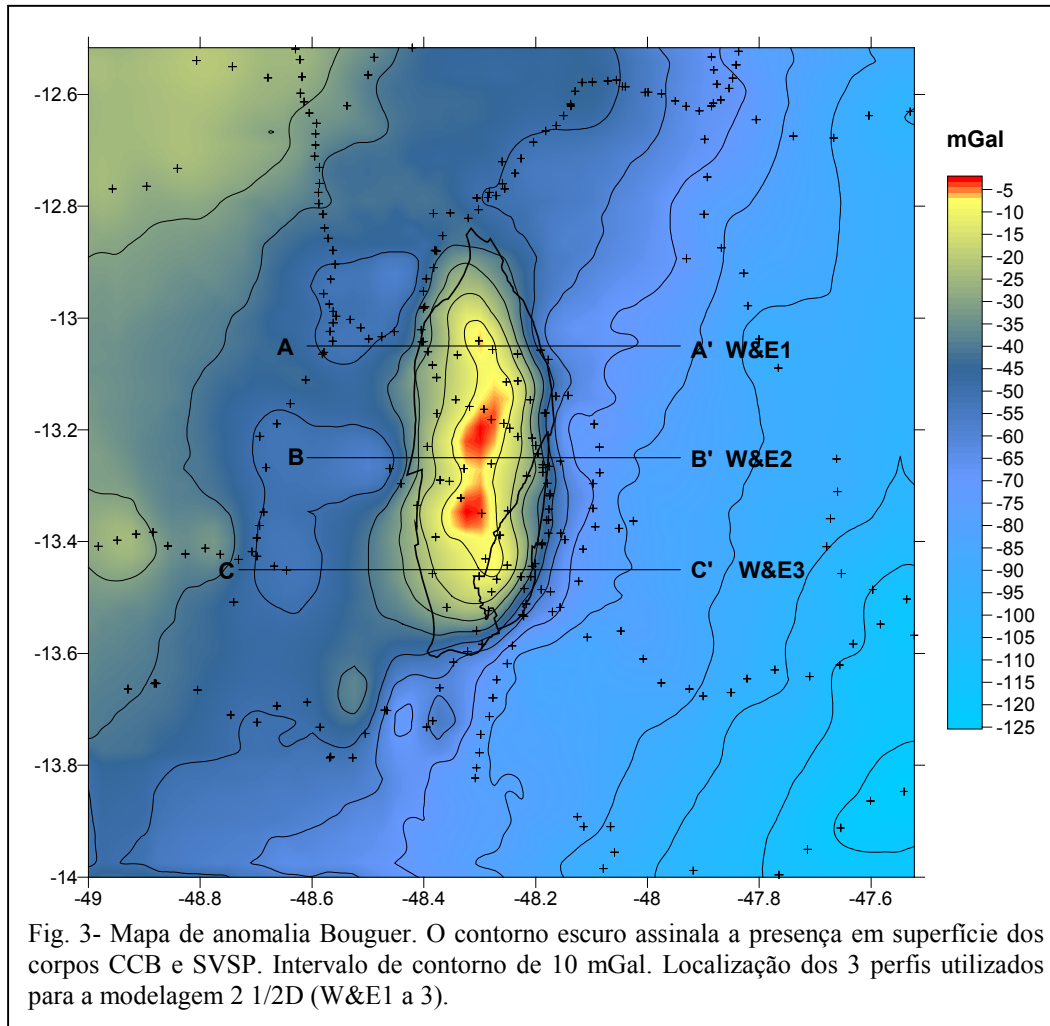


Figura 2- Esboço tectônico do complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava. Modificado de Correia (1994).

Este trabalho tem como objetivo obter um modelo do Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava (CCB) e da Seqüência Vulcano Sedimentar Palmeirópolis (SVSP) a ele associado a partir de dados gravimétricos. Estes dois corpos geram uma significativa anomalia gravimétrica positiva muito bem definida, que possibilita o uso de métodos gravimétricos para

## Modelagem gravimétrica do Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava



determinar a geometria em subsuperfície destes corpos, como profundidade, largura, e extensão. Estas informações podem ser comparadas com as informações dos modelos existentes dos outros dois complexos máficos-ultramáficos, Niquelândia e Barro Alto, associados ao CCB, podendo-se assim estabelecer possíveis correlações tectônicas entre eles.

### Principais feições gravimétricas

O mapa gravimétrico Bouguer (fig. 3) obtido possui valores que vão desde -5 a -125 mGal, onde os valores mais altos estão sobre o conjunto SVSP e CCB. Um gradiente regional suave com direção NE-SW, onde os valores mais altos estão a NW e os mais baixos a SE. Este gradiente reflete o encontro das rochas do Maciço Central de Goiás com o cráton São Francisco. A anomalia referente aos corpos possui forma elíptica levemente achatada com direção N-S

centrada na área aflorante, refletindo a forma dos corpos e situada dentro do gradiente gravimétrico. Não é possível distinguir anomalias internas devido aos dois corpos, portanto gravimetricamente eles respondem como um corpo homogêneo ou com pouco contraste de densidade. Como a área aflorante do CCB é significativa, pode ser possível tratar a SVSP e o CCB distintamente, bastando estabelecer o valor do contraste de densidade de cada um. As densidades dos dois corpos foram determinadas utilizando amostras da área sendo de  $2,94 \pm 0,21 \text{ g/cm}^3$  para a SVSP, e de  $3,06 \pm 0,12 \text{ g/cm}^3$  para o CCB. Os valores de contraste de densidade usados são de  $0,27 \text{ g/cm}^3$  para o SVSP, e  $0,39 \text{ g/cm}^3$  para o CCB. Como o contraste de densidade entre eles significativo, a resposta gravimétrica sugere que a transição entre a resposta individual dos corpos é gradual dentro da área da anomalia, com um possível contato inclinado das rochas. A



## Modelagem gravimétrica do Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava

anomalia é levemente assimétrica com o gradiente gravimétrico horizontal mais suave no lado oeste (1,72; 2,18; e 1,01 mGal/km, nas porções sul, meio e norte, respectivamente) e o mais abrupto no lado leste (3,03; 3,43 e 4,44 mGal/km, nas mesmas posições) terminando bem próxima ao contato. Esta feição no lado leste era esperada, já que este contato com a rocha encaixante (grupo Serra da Mesa) do conjunto é por falha do tipo inversa, com mergulho para oeste.

### Modelagem 2 1/2D

Para a modelagem 2 1/2D dos corpos SVSP e CCB foi utilizado os valores Bouguer residuais dos três perfis escolhidos (fig. 3). O campo regional foi determinado por ajuste visual interativo dos coeficientes do polinômio da curva que melhor representa o comportamento de maior amplitude dentro dos perfis, neste caso grau 1. A modelagem foi feita utilizando o método de Talwani et al. (1959), aplicado dentro do programa GravMag (Pedley et al., 1993). Um aspecto interessante deste programa é a possibilidade de modelar com a topografia do corpo aflorante, como o caso estudado

Para a modelagem dos corpos a partir dos perfis gravimétricos W&E1 a 3 (figs. 4 e 5) foram usados vínculos geológicos, tais como limites aflorantes, mergulho dos corpos e os dados de contraste de densidade obtidos de amostras. Os limites aflorantes foram retirados do mapa de Leão Neto & Olivatti (1983) para a SVSP e do mapa de Correia (1994) para o CCB. O mergulhos dos corpos e de seus contato foram retirados de Correia (op. cit.) com valores de 58° para oeste (valor médio). Para os perfis 2 e 3 (fig.4 b e 5) foi necessário adotar um modelo com a presença de uma pequena lasca tectônica marginal ao CCB, devido a presença de valores positivos além do limite aflorante do corpo. O contato leste é muito bem estudado em Correia (op. cit) e Thiers (1997), com sua localização bem definida em ambos os trabalhos, porém a presença de valores gravimétricos positivos além do limite leste indica que pode haver material mais denso, em subsuperfície, do que as rochas encaixantes. A possibilidade mais verossímil é assumir um modelo com a presença de um lasca tectônica do CCB, isto é perfeitamente compatível com a tectônica da área, pois podem-se ver repetições de litologias dentro do próprio CCB. Correia (op. cit). descreve um corpo lenticular com alguns quilômetros de extensão da unidade PICB4 entre os anfíbolitos cisalhados e os serpentinitos basais do complexo a norte da cidade de Minaçu. Sua colocação ali possivelmente sendo de origem tectônica, indica que possa existir um conjunto complexo de falhas que possa ter fragmentado o corpo em mais lascas. A hipótese provável é imaginar

que uma falha possa ter colocado uma fatia do CCB mais a leste, bem próximo ao corpo principal e não aflorante.

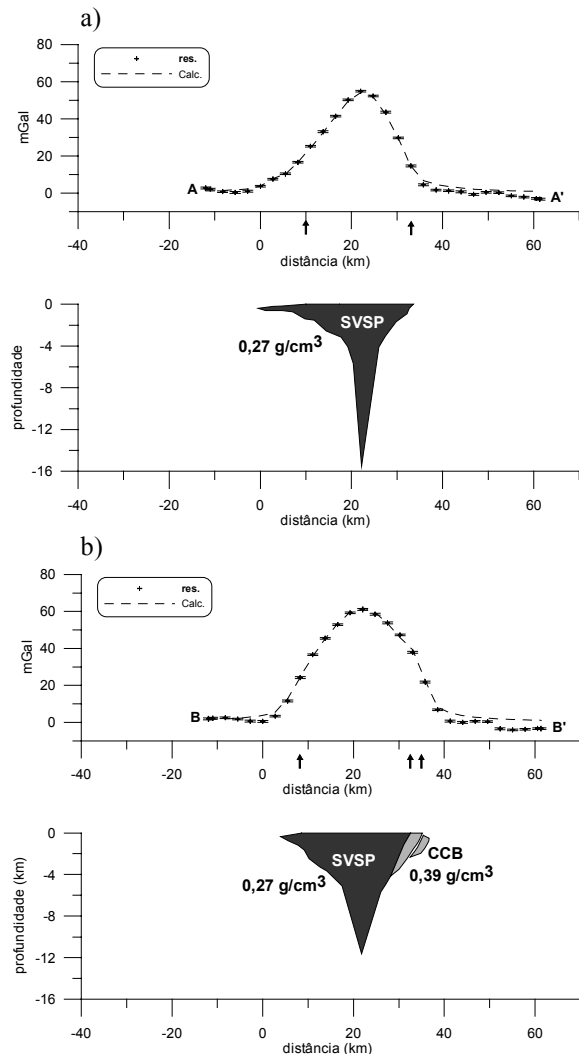


Figura 4- a) Perfil W&E1 A-A' e b) Perfil W&E2 B-B'. Perfil da anomalia calculada (linha pontilhada) gerado pelo programa GRAVMAG, sobre o perfil Bouguer residual (cruzes), com suas respectivas barras de erro (0,4705 mGal), e modelo para os corpo da Sequência Vulcano Sedimentar Palmeirópolis (preto) e o o Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava (cinza claro), as setas indicam os limites aflorantes.

### Interpretação do modelo

A forma do conjunto CCB e SVSP nos modelos dos perfis sugerem que o corpo seja limitado por falhas que mudam de atitude ao longo do eixo NS. Isto pode ser evidenciado pela mudança de forma entre os perfis W&E1, W&E 2, que são muito parecidas com uma estrutura em flor positiva, e o perfil W&E3, que se parecem com uma estrutura do tipo *pop-up* por



## Modelagem gravimétrica do Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava

falha de retro-empurrão antitética, onde o mergulho do lado oeste é mais suave e para leste e o mergulho do lado leste é maior e para oeste. A forma do CCB indica que possivelmente seu contato com a SVSP seja realmente concordante com as estruturas das rochas, possuindo mergulho para oeste, onde o ângulo deste mergulho diminui de norte para a sul.

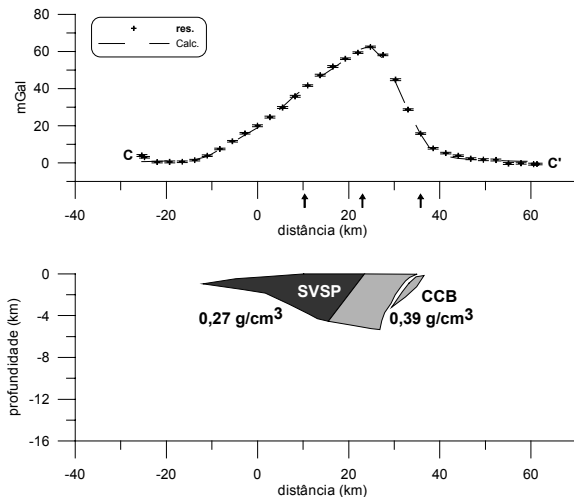


Figura 5- Perfil W&E3 C-C'. Perfil da anomalia calculada (linha pontilhada) gerado pelo programa GRAVMAG, sobre o perfil Bouguer residual (cruzes), com suas respectivas barras de erro (0,4705 mGal), e modelo para a Sequência Vulcano Sedimentar Palmeirópolis (preto) e o Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava (cinza claro), setas indicam os limites aflorantes.

### Conclusão

Após uma análise do modelo encontrado para o conjunto SVSP e CCB pode-se ver que o conjunto litológico Sequência Vulcano-Sedimentar Palmeirópolis possui sua maior espessura distribuída longitudinalmente à forma dos corpos e mais ou menos coincidente com o centro da área aflorante. A geometria em subsuperfície os dois corpos mudam significativamente entre a região norte e a sul. A região norte se assemelha a uma estrutura em flor positiva (fig. 4 a, b) onde os limites leste e oeste são por falhas possivelmente lítricas. A região sul se assemelha a uma estrutura de *pop up* (fig. 5) desenvolvida por falha de retro-empurrão antitética, onde o limite oeste possui uma falha curva com mergulho mais suave e o limite leste por uma falha mais retilínea e com maior ângulo de mergulho. A profundidade máxima para o conjunto litológico é de 15,5km para a SVSP (região norte) e 6,5km para o CCB (região sul) e a profundidade mínima é de 4,5km para a SVSP (região sul) e

4km para o CCB (região norte), mostrando uma relação inversa de profundidade entre as duas litologias. Há presença de material mais denso em subsuperfície a leste do limite leste aflorante do CCB, como pode ser evidenciado pela presença de valores residuais positivos naquela região. Devido a tectônica da região a solução mais adequada é admitir a presença de uma lasca do CCB em subsuperfície, ainda não aflorante, além do limite leste do corpo.

### Referências

- Correia, C. T., 1994. Petrologia do Complexo Máfico Ultramáfico de Cana Brava, Goiás. Tese de doutoramento, IG/USP, 151p.
- Leão Neto, R. & Olivatti, O., 1983. Projeto Palmeirópolis. DNPM-CPRM, Etapa Preliminar, 23 pp.
- Pedley, R. C., Busby, J. P. & Dabek, Z. K., 1993. GRAVMAG User Manual - Interactive 2.5D Gravity & Magnetic Modelling. British Geological Survey, *Technical Report WK/93/26/R*, 73p.
- Talwani, M., Worzel, J. L. & Landisman, M., 1959. Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *J. Geophys. Res.*, **64**: 49-59.
- Thiers, M. L., 1997. Geologia, Estratigrafia e Petrologia da Porção Sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás. Dissertação de mestrado número 118, IG/UnB, 294 p.

### Agradecimentos

Fapesp pela bolsa de mestrado e reserva técnica (M. G. C.), IBEG e UnB pelo uso de dados gravimétricos e IG pelas amostras para medidas de densidade

Fapesp pelo projeto temático, processo 97/0640-5, que forneceu subsídios para coleta de material de campo (C. T. C.)



## Modelagem Gravimétrica e Aeromagnética 2-D do Arco de Ilha Cretácico de Cuba Centro-Oriental.

Rigoberto Lázaro Prieto Cainzos, Instituto de Geociências UNICAMP, cainzos@ige.unicamp.br;

Elisabete M. Pascholati, Instituto de Geociências UNICAMP, paschol@ige.unicamp.br;

Carlos Roberto de Souza Filho, Instituto de Geociências UNICAMP, beto@ige.unicamp.br.

### Abstract

This article introduces a 2-D modeling of the geological and geophysical subsurface behavior of the rocks in Cuba, using a program of the Northwest Geophysics Associates, Inc.. Magnetic and gravimetric data were used along a SW-NE section, N 52° E, cutting across the central part of the island. The adjustment of the gravimetric and magnetometric model enabled discrimination between oceanic (ophiolitic sequence-volcanic arc) and continental (Bahamas Platform) units.

### Introdução

A modelagem 2-D de dados gravimétricos e aeromagnéticos compreende a criação de um modelo geólogo-geofísico, calculado com base no ajuste dos parâmetros da anomalia calculada com aqueles da anomalia observada (Blakely, 1996).

Os objetivos ao se realizar a modelagem dos dados em Cuba Centro-Oriental, é conhecer os parâmetros físicos causadores das fontes anômalas, com intuito de dar solução à ambigüidade geológico-geofísica, isto é, propriedades equivalentes nas rochas podem ser produzidas por mais de uma resposta geológica e com isso fornecer critérios no atual modelo geológico.

### Materiais

A modelagem 2-D na área de estudo foi realizada empregando os seguintes materiais:

- mapa geológico da área de estudo (Figura 1);
- mapa residual de campo gravimétrico anômalo de Bouguer (Figura 2);
- mapa residual de campo magnético anômalo (Figura 3);
- medidas de densidade e susceptibilidade magnética obtidas em laboratório, sobre amostras coletadas na área de estudo.

### Métodos

O processo de modelagem dos dados gravimétricos e aeromagnéticos foi realizado de acordo com as seguintes etapas:

**i) seleção de um modelo geológico para a área de estudo:** o modelo conceitual de Iturralde-Vinent *et al.* (2000) foi assumido como o mais adequado e adotado neste estudo. Em síntese, o modelo de Iturralde-Vinent advoga a existência de um cinturão orogênico cubano, constituído pelas unidades geotectônicas continental (Plataforma das Bahamas) e oceânica (associação ofiolítica e arco vulcânico cretáceo).

**ii) análise das principais fontes responsáveis pelas anomalias geofísicas e suas respectivas profundidades:** para cumprir tal etapa, foram utilizados os espectros de potência do campo gravimétrico e magnético residual, com objetivo de conhecer a profundidade estimada das fontes a partir da declinação da curva do espectro de energia (Spector e Grant, 1970).

**iii) obtenção da resposta dos campos físicos:** com o objetivo de obter a resposta dos campos físicos nas profundidades anteriormente expostas, foram confeccionados os mapas residuais de campo gravimétrico anômalo de Bouguer (Figura 2) e de campo magnético anômalo (Figura 3).

**iv) a influência do relevo na modelagem:** visto que o relevo é um parâmetro que causa influência nas anomalias gravimétricas, este foi considerado no processo de modelagem gravimétrica, sob a forma de modelo digital de terreno.

**v) modelagem 2-D das fontes supracrustais:** considerando as profundidades das fontes causadoras de anomalias obtidas dos espectros de potência, optou-se por fazer a modelagem 2D, visando a análise de maior interesse metalogenético. Essa modelagem baseou-se na proposta de Talwani *et al.* (1959) e foi desenvolvida empregando-se o programa GM-SYS™, versão 4.04 da Northwest Geophysical Associates, Inc. As anomalias foram iterativamente observadas e calculadas, a partir do re-posicionamento dos polígonos criados, até que a anomalia calculada atingisse a melhor correspondência (menor erro) com a observada.

### Resultados e Discussão

O perfil AA' tem direção SW-NE, azimute 52° e corta a porção central da área de estudo. Este perfil secciona as estruturas e rochas de natureza continental (Plataforma das Bahamas e seqüências

## Modelagem Gravimétrica e Aeromagnética 2-D

do Protocaribe), oceânica (arco vulcânico cretáceo e associação ofiolítica), assim como sedimentos mesozóicos (Figura 1).

A geração do modelo geológico, com base nesta seção, partiu da análise da anomalia gravimétrica observada, visando à definição do quadro geológico-estrutural, até uma profundidade média de 4000 m. O ajuste da anomalia calculada à observada foi obtida com erro de ajuste de 1.3 mGal.

O modelo magnético foi estimado até uma profundidade média de 2000 m, considerando esta medida com a profundidade das fontes responsáveis pelas anomalias. O ajuste da anomalia calculada com erro de ajuste foi de 64 nT.

A interpretação do modelo 2-D para o perfil A-A', permite as seguintes considerações (Figura 4, Tabela 1):

- de SW a NE, a partir do ajuste do modelo gravimagnético, é possível definir a presença de diversas estruturas e unidades do arco vulcânico cretáceo (AVC) em contato tectônico com rochas da associação ofiolítica (AO) e estas, por sua vez com às da Margem Continental das Bahamas;
- os complexos plutônico e vulcano-sedimentar do AVC são também diferenciados no modelo;
- o complexo plutônico do AVC apresenta-se nesta seção como uma suíte granítica, constituída pelas rochas das séries calco-alcalina normal (complexo tonalito-granodiorítico) e calco-alcalino sódica (complexo gabro-plagiogranítico) (Marí, 1997).
- a NE o perfil mostra a presença de rochas da associação ofiolítica, constituídas por um corpo alóctone, geralmente serpentinizado, e caracterizado por baixos valores de densidade e susceptibilidade variável. Este corpo encontra-se tectonicamente localizado entre as formações vulcano-sedimentar do AVC e as seqüências calcárias da Margem Continental das Bahamas.

### Conclusões

O ajuste do modelo gravimagnético possibilitou a diferenciação entre as unidades oceânicas (associação ofiolítica-arco vulcânico) e continental (seqüências do Protocaribe-Plataforma das Bahamas).

A partir do ajuste do modelo gravimétrico foi possível diferenciar no AVC a suíte granítica dos complexos vulcano-sedimentar e estes da associação ofiolítica e margem continental.

O ajuste do modelo magnético permitiu diferenciar os complexos do AVC, das rochas da

associação ofiolítica e das seqüências pertencentes à Plataforma das Bahamas.

Os resultados obtidos da interpretação geológico-geofísica dos perfis modelados para a área de estudo, satisfazem o comportamento e assinaturas de arcos de ilha, com base nos modelos de Mascle *et al.* (1986) e Iturralde-Vinent *et al.* (2000).

### Referências Bibliográficas

- Blakely, R. J., 1996, Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications, Cambridge University Press, 441 p.
- Iturralde-Vinent, M. A.; Stanek, K.; Wolf, D.; Thieke, H. U.; Müller, H., 2000, Geology of the Camaguey Region, Central Cuba Evolution of a Collisional margin in the Northern Caribbean. In: Miller H. e Hervé F. Zeitschrift für Angewandte Geologie (Geoscientific Cooperation with Latin America-31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro 2000), 267-273.
- Marí, T. M. Pérez, R. M. e Sukar, S. K., 1997, Granitoides del Arco Volcánico Cretácico de la Región Central de Cuba (antigua provincia de Camaguey). In: Furrázola B. G. (ed.) Estudios sobre la Geología de Cuba, Ciudad de la Habana, CNDIG, 387-398.
- Mascle, A.; Duval, B. B.; de Clarens, P.; Munsch, H., 1986, Growth of accretionary prism tectonic processes from Caribbean examples. In: Wezel F. C. (ed.) The Origin of Arc, Amsterdam, Elsevier, 375-379.
- Puscharowski, YU. M. (eds.) 1988, Mapa geológico de la República de Cuba a escala 1: 250 000. Academias de Ciencias de Cuba y la Unión Soviética, 40 p.
- Spector, A. e Grant, F. S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data: Geophysics, 35: 293-302.
- Talwani, M.; Worzel, J. L.; Landisman, M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, Journal Geophysics Research, 64: 49-59.

### Agradecimentos

A FAPESP pela bolsa de estudos processo 94/3700-0. A Instituto de Geologia e Paleontologia de Cuba (IGP) pelo fornecimento da base de dados geofísicos.

## Modelagem Gravimétrica e Aeromagnética 2-D

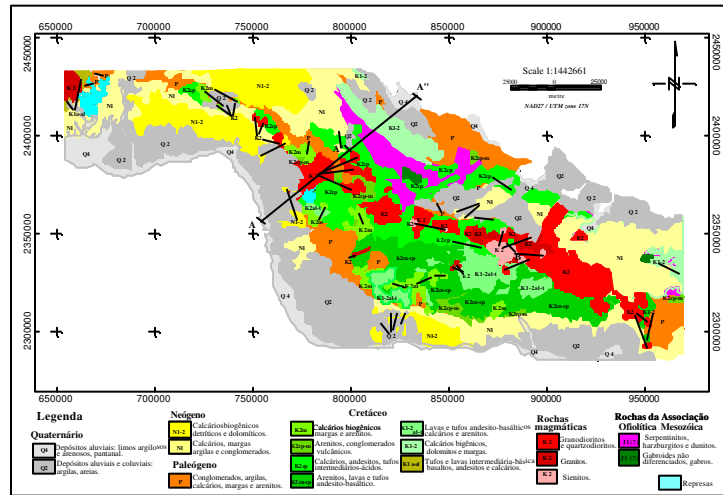


Figura 1- Mapa geológico (modificado de Puscharowsky, 1988) com perfil de modelagem, Cuba Centro-Oriental.

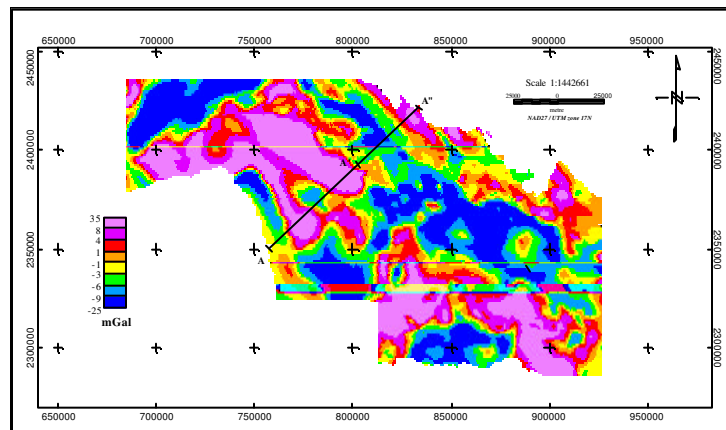


Figura 2- Mapa residual de campo gravimétrico anômalo de *Bouguer* (até 4000 m) com perfil de modelagem, Cuba Centro-Oriental.

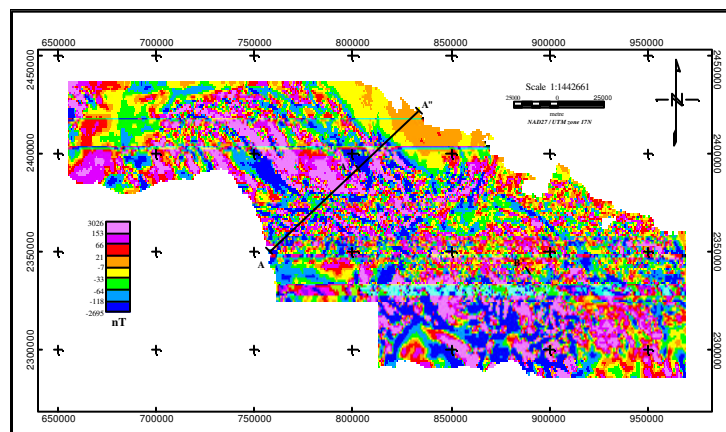


Figura 3- Mapa residual de campo magnético anômalo (até 2000 m) com perfil de modelagem, Cuba Centro-Oriental.



## Modelling magnetic anomalies in low inclination fields – a Malaysian case study

Clive. A. Foss Encom Technology

### Summary

Modelling of Total magnetic intensity (TMI) and vertical component (VC) anomalies over a serpentinite body near Senaling in Malaysia at a geoinclination of  $-13^\circ$  resulted in similar source models with no advantage in the modelling of one field over the other. The analytic signal (AS) produced similar results for both fields and resolved two source bodies which appear as a single source in the TMI and VC images. The first vertical derivative (FVD) and AS enhancements highlighted departures between observed and model data and 1-D versions of these enhancements provided a valid and more convenient implementation for modelling profile data. Modelling of the complete anomaly provided particular advantage over single-profile modelling in the low-inclination field.

### Introduction

Image interpretation of low-inclination magnetic fields faces problems that anomalies are elongated east-west and that features of north-south trend are only weakly expressed. Special attention is required to stabilise the reduced to pole (RTP) transform of low-inclination fields (eg. Keating and Zerbo 1996, Hansen and Pawlowski 1989) and the AS is often used as an alternative aid for image interpretation (eg. Roest et al. 1992, Macleod et al. 1993). Problems with low-inclination fields are less severe in modelling than in image interpretation because modelling algorithms automatically compensate for directional bias of the inducing field. Nevertheless modelling of low to mid-inclination fields requires more experience and data evaluation than does modelling of high-inclination fields.

### The Senaling Serpentinite magnetic anomaly

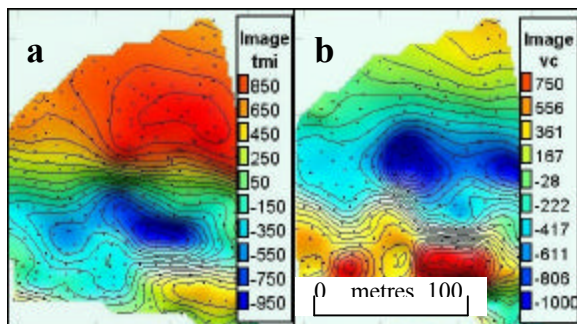


Figure 1: TMI (a) and VC (b) anomaly images.

Figure 1 shows coincident TMI and VC anomalies measured near Senaling in Negri Sembilan, Malaysia. The measurements were made at 300 irregularly spaced stations on a hillside terraced for rubber planting. Magnetic field variations measured on an adjacent hill over outcrops of serpentinite, amphibolite and magnetite were extremely erratic and could not be mapped. The magnetic anomalies modelled in this study are most probably similar bodies of magnetite or amphibolite.

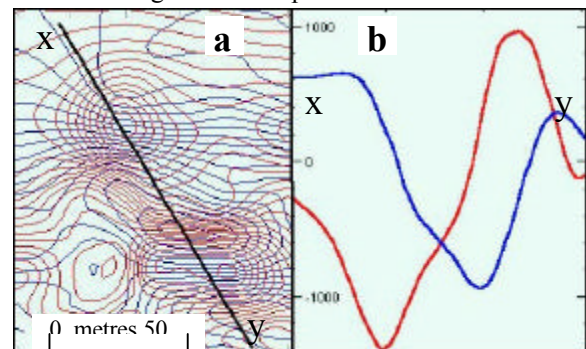


Figure 2: TMI (blue) and VC (red) contours and profiles.

The TMI and VC anomalies are of similar amplitude and almost orthogonal as illustrated in Figure 2. Conversely the AS of the two fields shown in Figure 3 are positively correlated as a consequence of the stability of the AS with vector transforms of the magnetic field.

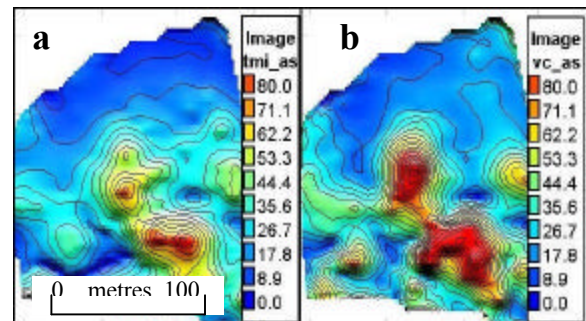


Figure 3: (a) AS of TMI and (b) AS of VC.

### Modelling of the anomalies

The station distribution was too irregular to benefit modelling the measurements themselves, so profiles for modelling were interpolated from the grid. 9 north-south profiles of 120 metres length and 10



## Modelling magnetic anomalies in low inclination fields – a Malaysian case study

metres spacing were created as shown in Figure 4. The TMI and VC data were modelled using flat-topped tabular source bodies, with the model fields added to user-defined regional fields. Model computations were made at elevations interpolated from the grid of station heights. The sources are of high susceptibility and so self-demagnetization effects were included in the models. Simultaneous inversion of all profiles constrained the 3D location and orientation of the source bodies as well as their susceptibility, width, thickness and depth.

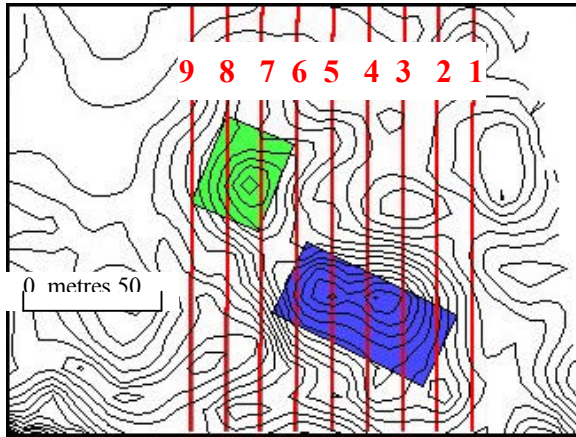


Figure 4: Model lines and body plan with AS contours.

Figure 5 shows example sections through the model developed to match the TMI data. Two source bodies 20 metres below surface simultaneously match all 9 profiles. Independent modelling of the VC data produced a similar two-body model shown with the TMI model in Figure 6. The major discrepancy between the two models is in dip which is one of the least reliable model parameters, and also the VC model is marginally shallower.

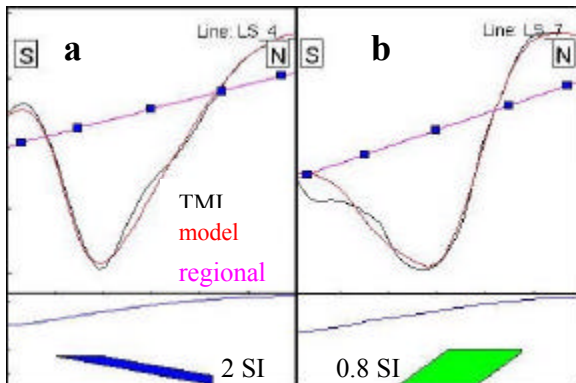


Figure 5: (a) Line 4 and (b) Line 7 TMI model sections.

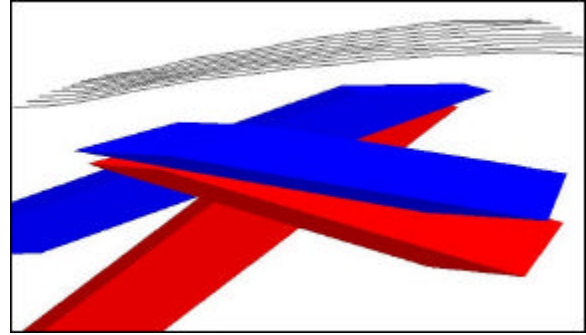


Figure 6: VC model (blue) and the TMI model (red) source bodies. The two source bodies resolved by modelling are not recognised in the TMI image (Figure 1a) because in the low-inclination field their anomalies merge. However the bodies are resolved by the AS (Figure 3), and as shown in Figure 4 the AS anomalies correlate well with the model bodies, confirming the value of the AS transform in mapping low-inclination fields. The TMI and VC fields computed from the TMI model are shown in Figure 7 for comparison with the measured fields shown in Figure 1.

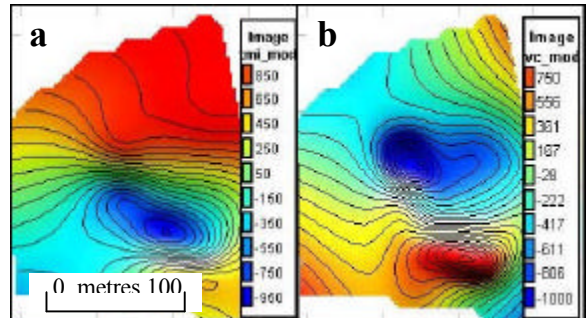


Figure 7: Computed fields (a) TMI and (b) VC.

### Enhancement modelling

Enhancements of the field, such as the FVD and AS increase discrimination between different models by improving resolution of overlapping anomalies, reducing the influence of regional fields, and exaggerating variation in anomaly sharpness from which source depth is assessed. Figure 8 shows contour plots of observed and computed TMI and AS. The AS departures between observed and computed fields are of no greater significance than those for the TMI, but are more clearly expressed and thereby assist in focussing questions about the model and its further development.



## Modelling magnetic anomalies in low inclination fields – a Malaysian case study

To address the sensitivity of the modelling the optimum model was set to depths 40% shallower and 40% deeper and inversion was re-run with all parameters other than depth free to vary.

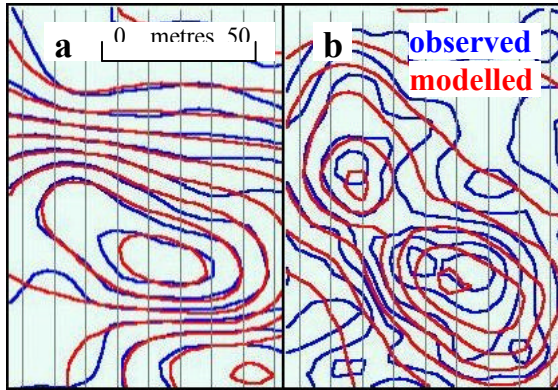


Figure 8: Observed and model field contours (a) TMI, and (b) AS.

Figure 9 shows TMI, FVD and AS profiles along Line 4 computed from the optimum, shallow and deep models. It is difficult to assess small variations between the TMI profiles in Figure 9a, but the FVD and AS profiles in Figure 9b and c amplify the differences and give a clearer indication that the shallower and deeper bodies are less satisfactory matches to the data. The AS and FVD enhancements also highlight a feature in the data to the southern end of the profile which suggests that any attempts to better match the data would require increased complexity of the source model.

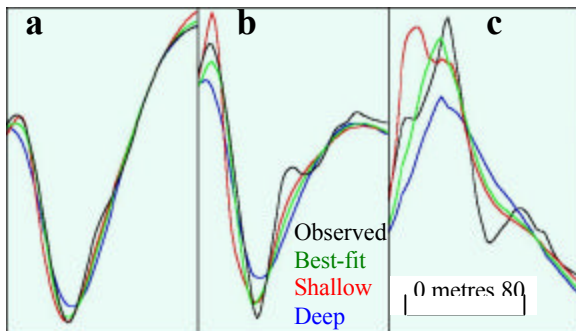


Figure 9: Model profiles (a) TMI, (b) FVD and (c) AS.

A more convenient alternative to computing enhancements directly from the model or gridding and enhancing the computed field (as has been done in this study) is to apply the enhancements as 1-D filters to the profile data. 1-D filters do not incorporate the influence of field curvature across

profiles but nevertheless are broadly consistent with the 2-D enhancements and provide valid comparison of model and observed data.

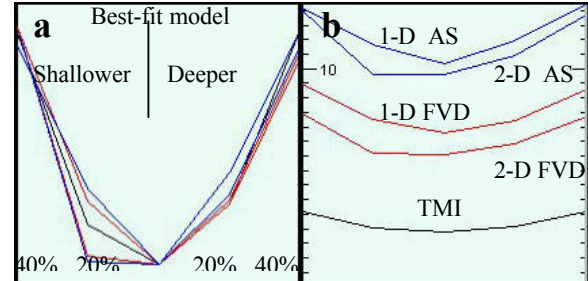


Figure 10: Rms misfit between observed and computed fields (a) individual scales (b) absolute scale.

Figure 10 shows plots of the rms mismatch between observed and model fields for TMI and 2-D and 1-D enhancements. The 2-D enhancements are derived by FFT and the 1-D by filtering of profile data. Figure 10a shows the individually scaled mismatch statistics. There is a recognisable decrease in the statistic for models more than 20% shallower or deeper than the best estimate. Mismatch values computed on the enhancements all mirror the trough in the mismatch on the TMI. Figure 10b shows the same curves plotted on an absolute scale. The mismatches computed from the enhancements have higher values than those from the TMI suggesting that the enhancements do provide increased sensitivity in matching models to data. The mismatches for the 1-D enhancements are similar to those for the equivalent 2-D enhancements, further supporting the validity of using the more convenient 1-D filters.

### Modelling issues specific to low inclination fields

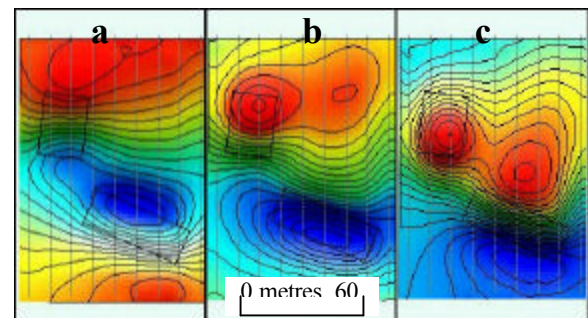


Figure 11: Computed TMI at (a)  $-13^\circ$  (b)  $-45^\circ$  (c)  $-70^\circ$  inclination.

Figure 11 shows fields from the optimum model computed at geoinclinations of  $-13^\circ$ ,  $-45^\circ$ , and  $-70^\circ$ . The two source bodies which are difficult to resolve

## Modelling magnetic anomalies in low inclination fields – a Malaysian case study

in the  $-13^\circ$  field, can be recognised in the  $-45^\circ$  field, and are most obviously expressed in the  $-70^\circ$  field. The two source bodies can be recovered by inversion of the complete anomalies at any geoinclination, but the  $-13^\circ$  and  $-45^\circ$  fields pose problems to the modelling of only single profiles.

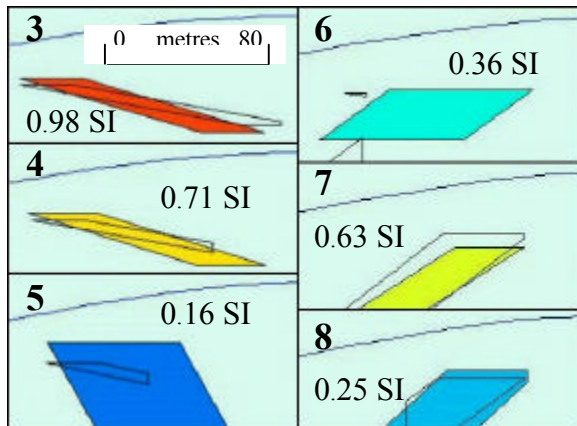


Figure 12: TMI profile model sections (solid) with intersections of total anomaly model (outline). Lines numbered as in Figure 4.

A single source body positioned using the TMI field data image was inverted independently on each profile. The cross-sections from these inversions are shown in Figure 12 together with intersections of the bodies generated by full anomaly inversion. The most reliable single profile models should be those across the centre of the anomaly. In this case however, because the source is two discrete and separate bodies, modelling of the central profiles (Lines 5 and 6) which pass between the bodies gives a misleading indication of the body cross-section. Where profiles pass through the source bodies (Lines 3,4,7,8) the single-profile model sections are similar to the model generated by inversion of the complete anomaly. Only the full anomaly modelling provided a reasonable three-dimensional model of the source for this anomaly.

### Conclusions

AS anomalies at low latitudes correlate closely with the plan of the bodies obtained by inversion of TMI data. In the case study presented modelling of the complete anomaly resolved two source bodies whereas single profile modelling gave misleading representations of the source. In low to mid-inclination fields the AS can assist in mapping source

bodies for modelling of single profiles, but the preferred option is to model complete anomalies by simultaneously matching data on multiple profiles. Modelling FVD or AS enhancements of TMI provides greater sensitivity in testing a model against data and assists in modelling overlapping anomalies. 2-D enhancements can be replaced by more convenient 1-D equivalents for both single and multi-profile modelling.

### References

- Hansen, R.O. and Pawlowski,R.S., 1989, Reduction to the pole at low latitudes by Wiener filtering, *Geophysics*, vol. 54, p. 607-1613.
- Keating, P. and Zerbo,L., 1996, An improved technique for reduction to the pole at low latitudes, *Geophysics*, vol. 61, p. 131-137.
- Macleod, I.N. Jones,K. and Ting Fan Dai, 1993, 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes, *Exploration geophysics*, vol 24, p. 679-688.
- Roest, W.R., Verhoef,J., and Pilkington,M., 1992, An improved technique for reduction to the pole at low latitudes, *Geophysics*, vol. 57, p. 116-125.

### Acknowledgements

The AS and FVD grids were generated using Geosoft's Oasis FFT utilities. The models were created with ModelVision Pro developed by Encom Technology. I would like to the Geology Department of the University of Malaya for loan of the magnetometers used in the field study.

## Modelo gravimétrico do corpo alcalino de Pariquera Açú (SP)

A. Rugenski, M.S.M. Mantovani, W. Shukowsky,  
Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo,  
andruger@iag.usp.br; marta@iag.usp.br; wladimir@iag.usp.br

### Abstract

A gravity survey was performed to study a 3D geometry and physical characteristics of the Pariquera-Açú alkaline, a rock emplaced in the Ribeira Valley (SE – Brazil). As result, the gravity pattern, density distribution, 3D geometry and consequent volume, mass and uniaxial stress of the alkaline, were determined. The obtained results will consent to refine the present geological interpretation and, in particular, to establish the nature of the alkaline body tectonic emplacement.

To approach the problem, geophysical and numerical methods for determining the Bouguer residual field are reported. Mathematical tools as Butterworth filter, least squares and robust polynomial were selected, taking into account the available data, including those from magnetic and radiometric surveys. Qualitative and quantitative analyses were used to establish the polynomial degree for which the gravity regional field would be better represented. The best fit worth a 6th degree robust polynomial, being any discrepancy with the observed gravity field within a mGal.

Compared to other models, the obtained geophysical parameters together with the boundary conditions inferred from geological information, select the presented 3D irregular shape gravity model as preferred.

### Introdução

No registro magnético da "área 3" do aerolevanteamento SP-RJ, entre os paralelos 24.6° - 24.8° S e meridianos 47.8° - 48.0° W (CPRM, 1985), observa-se uma intensa anomalia com amplitude máxima de 2800 nT, para uma altura de vôo uniforme, reduzida a 150 m acima do nível do solo (Figura. 1).

Ferreira e Algarte (1979) atribuiu a anomalia há uma manifestação alcalina, sendo sua natureza geológica confirmada por Silva e Algarte (1981) ao identificarem no local rochas sieníticas, sendo essa manifestação posteriormente referida como Complexo Alcalino de Pariquera Açú por Morbidelli et al. (2000).

Estudos posteriores (Ferreira et al., 1987), realizados através do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) empregando aerogamaespectrometria e magnetometria aérea e terrestre, apesar de sustentarem a hipótese apresentada, mantiveram o

caráter qualitativo característico da limitação desses métodos quando não complementados por levantamentos gravimétricos e/ou sísmicos.

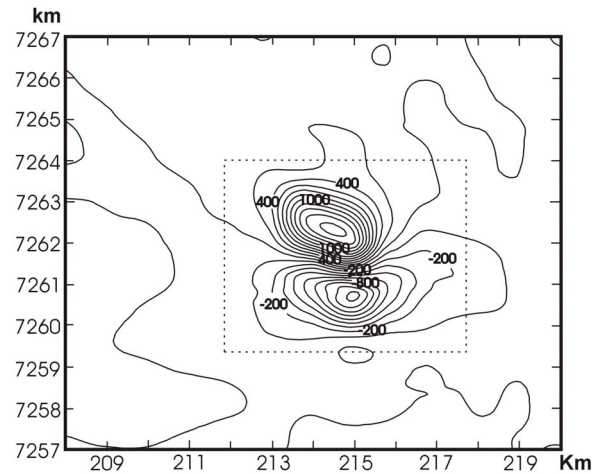


Figura 1 – Anomalia Magnética de Pariquera-Açú

Com o objetivo de contribuir para uma estimativa de seu potencial econômico, apresenta-se aqui um levantamento gravimétrico de semidetalhe, para determinar a geometria e as dimensões do preconizado corpo alcalino, seus parâmetros físicos (tais como densidade superficial e volumétrica, massa, esforço uniaxial, e efeito gravitacional) e verificar a existência ou ausência de associação entre o mecanismo de seu alojamento e a tectônica da área.

### Geologia da área

Investigações geológicas indicam que o Complexo Alcalino de Pariquera-Açú apresenta área exposta de aproximadamente 6 km<sup>2</sup> e idade variando entre 96 a 130 Ma é composta por shonkinitos (3.2-3.6 g/cm<sup>3</sup>) e malignitos (2.8 g/cm<sup>3</sup>), subordinados a veios de nefelina-sienito (2.63 g/cm<sup>3</sup>). Localmente apresenta material brechado e os diques são intensamente alterados. A rocha encaixante pertence à Seqüência Turvo-Cajati, do grupo Setuva tendo o grupo Setuva idade do Proterozóico Superior (Silva & Algarte, 1981; Campanha & Sadowsky, 1999). Possui como características litológicas: mica-xisto (2.54-2.97 g/cm<sup>3</sup>) e quartzo-mica-xisto (2.70-2.96 g/cm<sup>3</sup>), sendo que próximo da intrusão alcalina, é representada mais especificamente por quartzo-muscovita-biotita-xisto (2.65-3.19 g/cm<sup>3</sup>), mica-xisto (2.72 g/cm<sup>3</sup>), filito (2.68-2.80 g/cm<sup>3</sup>) e metassilito (2.59-2.85 g/cm<sup>3</sup>). Rochas gnáissico-migmatíticas, do Paleozóico Inferior, afloram a menos de 5 km da alcalina de Pari-



## Modelo gravimétrico do corpo alcalino de Pariqueira Açu (SP)

quera Açu, sendo sobrepostas pelo grupo Setuva. O embasamento para a alcalina configura-se então pelos metassedimentos do grupo Setuva e pelas rochas gnáissico-migmatíticas. A geologia local (Fig. 2), mostra que a intrusão é cortada por uma falha, 80° NE (Silva & Batolla, 1981).

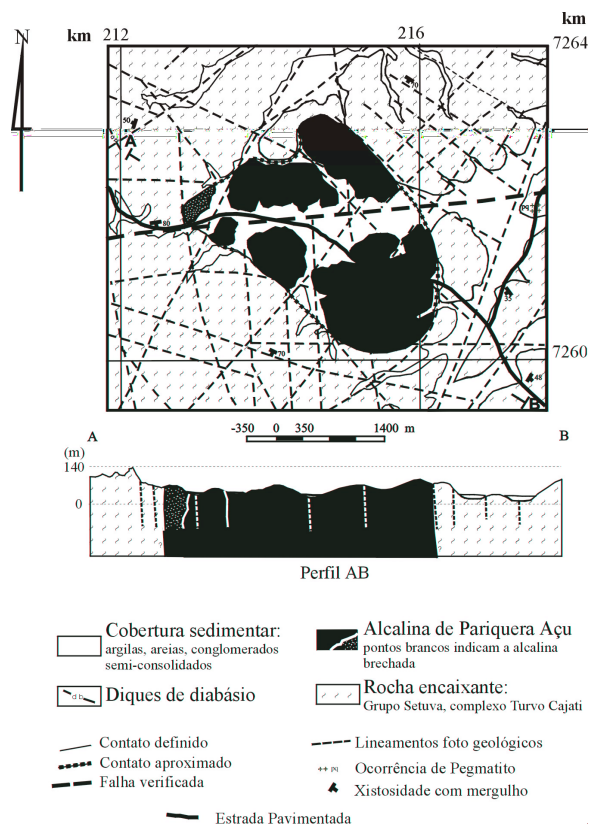


Figura 2 – Geologia da área

### Modelo

O corpo alcalino de Pariqueira Açu foi modelado através do método de inversão com geometria 3 D, usando o programa de modelamento IGMAS (Klesper et al., 1997).

Na Fig. 3a apresenta-se o mapa de anomalia Bouguer observada e aquela modelada para o formato irregular, bem como sua análise estatística (Fig. 3b). O corpo alcalino foi modelado para uma densidade de  $3.14 \text{ g/cm}^3$ , encaixada no embasamento de densidade  $2.67 \text{ g/cm}^3$ . O corpo aflora e a sua máxima profundidade resultou 8.93 km. A área superficial é equivalente àquela da alcalina com  $6 \text{ km}^2$ , seu volume é de  $8.26 \text{ km}^3$  e a sua massa de  $0.38 \times 10^{10} \text{ t}$ . Os campos observado e modelado mantém a mesma tendência direcional, mesma magnitude e mesma área anômala. A discrepância entre os campos observado e mode-

lado é de  $0.8 \text{ mGal}$  sendo que apenas 3 % dos dados tem desvios superiores a esse valor. A análise estatística apresenta um coeficiente de correlação de 0.98, um desvio padrão dos resíduos de  $0.55 \text{ mGal}$ , sendo que a média dos resíduos é próxima de zero.

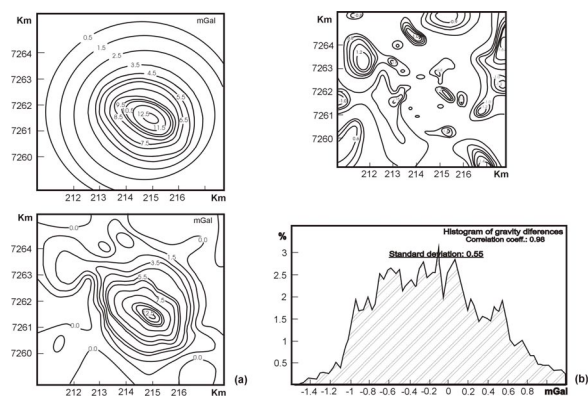


Figura 3 – Anomalia Bouguer do corpo e sua análise estatística.

O modelo 3D de formato irregular sugere que a alcalina, do ponto de vista gravimétrico, corresponde a um corpo homogêneo. Neste caso, a provável variação litológica interna à alcalina inferida através dos dados radiométricos torna-se desprezível diante do volume da rocha. A profundidade de 4.5 km resultante do modelo 2.5 D é coerente com os valores obtidos para as duas outras alcalinas próximas de Pariqueira Açu, Juquiá e Jacupiranga, respectivamente de 7.5 km e 6.5 km, modeladas com geometria 2.5 D (Slavec & Mantovani, 2000; Rosales & Shukowsky, 1999).

A forma da alcalina derivada do modelo 3 D é do tipo de alojamento discordante. Embora essa seja a forma mais comum associada a esses corpos (conjunto de diques, *necks*), já foram observadas rochas do tipo gnaisse sienito e nefelina sienito, de mesma composição da alcalina de Pariqueira Açu, com formas concordantes (*sill e lacólito*) (Sørensen, 1974).

No mapeamento geológico a direção do eixo principal da alcalina em superfície coincide com aquela do Lineamento Guapiara ( $\sim 45^\circ \text{NW}$ ; Fig. 4b), sugerindo que o eixo principal da distribuição de massa da alcalina se alinha com as direções preferenciais do cenário tectônico regional (Almeida, 1972). Com a mesma direção NE das falhas de *Lancinha e Ribeira*, o corpo de Pariqueira Açu é cortado por uma outra falha. Próximo dessa estrutura observam-se fraturas na alcalina, obviamente posteriores ao seu alojamento. Entre as possíveis hipóteses, a falha pode ter sofrido uma reativação, uma vez que a maior concentração de

## Modelo gravimétrico do corpo alcalino de Pariquera Açu (SP)

massa da alcalina (ao longo do eixo 67°NW) não coincide com essa direção (Rugenski, 2001).

Considerando a geometria do corpo prefere-se o modelo 3 D irregular. Na Figura 4a observa-se o perfil EW que atravessa o corpo (marcado em vermelho na parte inferior). O modelo tridimensional resultante de todos os perfis realçados é visualizado na Figura 5. Nota-se que o modelo caracteriza existência de raiz. A composição da rocha alcalina é sienítica, formada por magma intermediário, sendo a concentração de sílica inferior àquela apresentada por rochas ácidas. Magmas mais viscosos formariam corpos com uma geometria mais “arredondada”, como no caso dos granitos (Hutton & Donald, 1996).

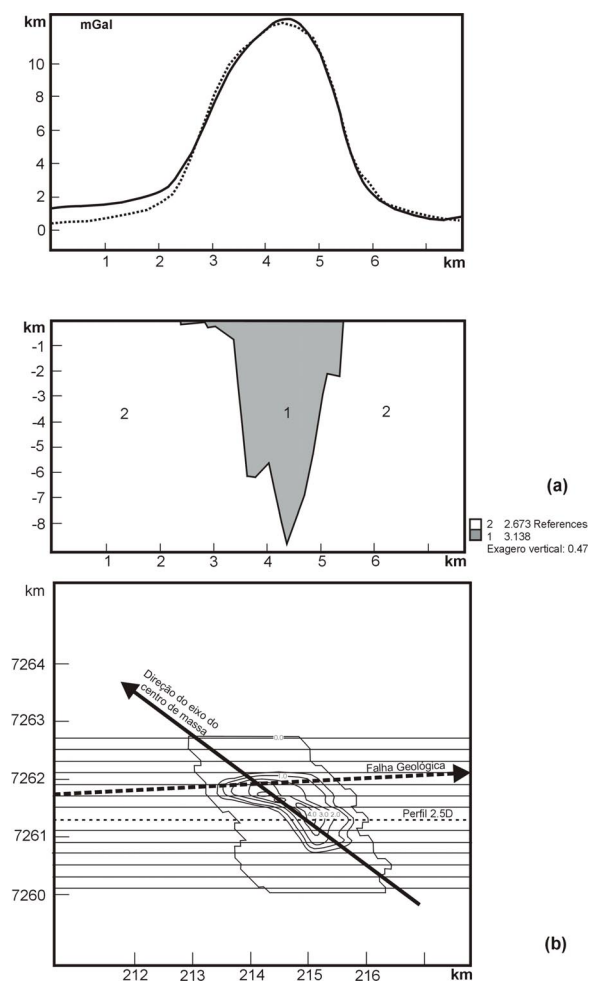


Figura 4 - a direção do eixo principal da alcalina em superfície coincide com aquela do Lineamento Guapiara.

## Conclusão

Gravimetricamente, a alcalina de Pariquera Açu se apresenta como um corpo homogêneo. A modelagem 3D forneceu como parâmetros: densidade de  $3.14 \text{ g/cm}^3$ , sendo o contraste de densidade de  $0.46 \text{ g/cm}^3$  em relação à rocha encaixante; o corpo aflora em superfície e tem máxima profundidade de 8.93 km; área superficial de  $6 \text{ km}^2$ ; volume de  $8.26 \text{ km}^3$ ; e massa de  $0.38 \times 10^{10} \text{ t}$ .

Geomericamente assemelha-se a um cilindro irregular, com sua maior área transversal na superfície, apresentando em profundidade um afinamento da seção transversal. A máxima profundidade obtida para a alcalina é semelhante àquela de Juquiá e de Jacupiranga, também identificadas como rochas alcalinas localizadas no Vale do Ribeira, respectivamente com 7.5 km e 6.5 km de profundidade (Slavec & Mantovani, 2000; Rosales & Shukowsky, 1999), obtidas por modelagem gravimétrica 2.5 D.

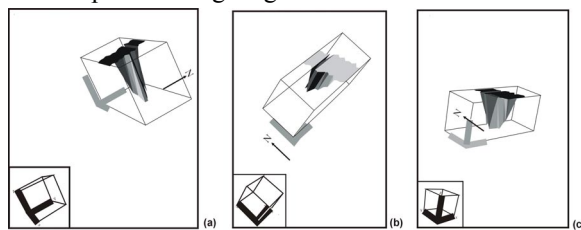


Figura 5 – Modelo 3D do corpo.

A distribuição de massa na superfície indica que o alojamento da alcalina é controlado pela tectônica regional, corroborando a conclusão de Almeida (1972) de que a localização das rochas alcalinas no sudeste do Brasil e leste do Paraguai está relacionada à tectônica regional. A direção do eixo de maior concentração de massa da alcalina é próxima àquela da direção do lineamento Guapiara da província tectônica do Arco de Ponta Grossa.

## Referências

- Almeida, F.F.M, Brito Neves, B.B. De, Carneiro, C.D.R., (2000). *The origin and evolution of the South American Platform. Earth-Science Reviews* 50, 77-111p..
- Campanha, G. A. Da C. & Sadowsky, g. r., (1999). *Tectonics of the Southern portion of the Ribeira belt (Apiá domain). Elsevier Science B. V. Pré Cambrian Research, No 98, 31-51p..*
- CPRM, 1995. *Geologia – Catálogo Geral de produtos e serviços – Levantamentos Aerogeofísicos, Base de Dados AERO. Ministério*

## Modelo gravimétrico do corpo alcalino de Paríquera Açu (SP)

de Minas e Energia, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

Diretoria de Geologia de Recursos Hídricos. 2ª. Edição ampliada, 360pp.

Ferreira, F.J.F. & Algarte, J.P., (1979). O comportamento aeromagnetométrico - cintilométrico das principais rochas alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná In: SIMP. REG. GEOL., 2, Rio Claro. Actas . Rio Claro, v. 2, pg. 195-208.

Ferreira, F.J.F., Monma, R., Silva, R.B., Algarte, J.P., Martins, F.A.G., Rodrigues, E.P., Theodorovicz, A., Tassinari, C.G.C., Coutinho, J.M.V., (1987). A Alcalina de Paríquera-Açu. atas do sexto Simpósio de Geologia, SBG/SP - Rio Claro, v. 1, pg. 159 - 164.

Hutton, Donald H.W., (1996). The 'space problem' in the emplacement of granite. EPISODES: Special issue on the geology of granites. International geoscience newsmagazine, vol. 19, No 4, 114-119p..

Klesper, C., Schmidt, S. and Götze, H.-J., 1997: IVIS-3D and IGMAS: Tools for the interactive visualization and modelling of potential field models. 5th Intern. Congress of the Brazilian Geophysical Society; Sept. 28th - Oct. 2nd.

Morbidelli, L., Gomes, C.B., Brotzu, P., Acquarica, S.D', Garbarino, C., Ruberti, E., Traversa, G., (2000). The Paríquera Açu K-alkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. Journal of Asian Earth Sciences 18, pg. 129-150.

Rosales, M.J.T., & Shukowsky, W., (1999). Caracterização geofísica do complexo intrusivo ultrabásico-alcalino de Jacupiranga, (SP).

Dissertação de mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico, IAG/USP.

Rugenski, A ., 2001. Investigação geofísica da Alcalina Paríquera Açu, com ênfase em gravimetria. Dissertação de mestrado, 77 pp., IAG/USP, inédita.

Schmidt, S., 1998. 3D modeling of geoid and gravity using GIS-functions 8pp. – and – IGMAS manual for UNIX v. 2.4.3, F.U. Berlin.

Sørensen, H., (1974). The alkaline rocks. Printed John Wiley & Sons, pg. 1-622.

Shukowsky, W., Mantovani, M.S.M., 1999. Spatial variability of tidal gravity anomalies and its correlation with the effective elastic thickness of the lithosphere. Phys. Earth Planet. Int., (114)1-2,81-90.

Silva, A. T. S. F. & Batolla Jr. F., (1981). Projeto Integração Vale do Ribeira. Relatório final. São Paulo: CPRM. Capítulo 4.

Silva, A.T.S.F. & Algarte, J.P., (1981). Contribuição à geologia da Sequência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Paríquera-Açu, estado de São Paulo. I- Litologia e Petrologia. Curitiba: Simpósio Regional de Geologia, 3, Atas ... São Paulo. 1v.. 109-120p.

Slavec, G. B. & Mantovani, M. S. M., (2000). Resultados gravimétricos obtidos na região do complexo alcalino de Juquiá- SP. Trabalho de graduação II. Instituto Astronômico e Geofísico, IAG/USP.

### Agradecimentos

O trabalho foi desenvolvido com bolsa da CAPES para o autor A. Rugenski e com o apoio financeiro da CAPES, CNPq e FAPESP.





## Posicionamento do Plúton Ultrapotássico de Triunfo(PE), NE do Brasil: um modelo gravimétrico

Joaquim A. Motta, LGA-DGEO-UFPE, Brasil – e-mail: jam@npd.ufpe.br

Alcides N. Sial, NEG/LABISE(C.P. 7852) – DGEO-UFPE, Brasil. CEP 50.732-970

### ABSTRACT

It has been proposed sometime ago that in the Triunfo syenite pluton, Transversal Zone of the Borborema Province (state of Pernambuco and Paraíba), a liquid immiscibility process was a

Important petrogenetic process leading to the formation of the coexisting pyroxenites and syenites. According to the hypothesis, the denser of the two magmas (pyroxenite) would have been set in the base of the magmatic chamber, while the less dense one (syenite) in the upper part of the chamber.

The anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS) and micro-structures available in the literature suggest a laccolith structure with magma flowing horizontally into a crustal cavity.

In the present study, a detailed gravity study, followed by modelling has been undertaken, aiming to test the existence of the pyroxenite as predicted and a proposal to a tectonic and structural model.

The rocks around the Triunfo batholith are mainly constituted by metasedimentary rocks. Neoproterozoic granitoids represent a felsic to intermediate magmatism, potassic to ultrapotassic, with mantle-derived peralkalic to shoshonitic granitoids. Densities were systematically measured for all lithological units with the batholith, and a density estimate was also made for mafic to ultramafic units that do not crop out.

Three gravimetric traverses, disposed along the major and minor axes of the batholith, have been done. Models for each of these traverses, taking into account the density among other things, focused the possibility of existence of a pyroxenite layer at the bottom of the chamber.

The geophysical data have been used to propose a model in which the present surface of the pluton represents, approximately the top of the upward warped magmatic chamber due to internal stresses generated during magma emplacement. The lower portion of the chamber has moved down following a set of vertical gravity faults, developed during the intermediate and final stages of magma emplacement, generating the conduits through which syenitic and pyroxenitic magmas migrated.

Occurrence of abundant biotite-schist xenoliths suggest that the present level of exposure of the pluton approximately corresponds to the top of the magmatic chamber.

A model taking into account a thin pyroxenite layer 200m thick, and total width of 8.5 km for the pluton, seems to be a realistic model. This allows to a immiscibility process associated to other magmatic differentiation. The geometry of this model implies an intermediate configuration between a laccolith and a lopolith.

### INTRODUÇÃO

Os Estudos realizados no Batólito de Triunfo (Ferreira, 1991) mostram feições petrológicas características de imiscibilidade entre dois líquidos, os quais teriam sido posicionados em uma mesma câmara magmática. O mais denso (piroxenito) teria se posicionado na parte inferior da câmara, e o menos denso (sienito) em sua parte superior. Como tentativa de definir a forma e posicionamento deste corpo, Archanjo (1994), em estudo de anisotropia de susceptibilidade magnética e micro estruturas realizado, considerou como forma mais provável a de um lacólito com o magma escoando no plano horizontal. Assim, foi executado um levantamento gravimétrico detalhado em toda extensão do corpo de Triunfo, com o objetivo de obter elementos mais precisos, da forma, posicionamento tectono-estrutural e principalmente testar, por correlação de modelos, a existência de uma camada de rocha mais densa (piroxenito ?) sob o sienito como proposto por Ferreira (op. cit.).

A área de estudo é delimitada pelas coordenadas -7.55° a -8.00° Latitude Sul e -37.83° a -38.42° de longitude Oeste, geologicamente está inserida no Terreno Alto Pajeú, limitada a noroeste pelo Terreno Cachoeirinha-Salgueiro e a sudeste pelo Terreno Alto Moxotó.

Constitui-se o plúton de Triunfo no maior corpo sienítico ultrapotássico do Nordeste do Brasil, com cerca de 600 km<sup>2</sup> de área aflorante, constituído basicamente de sienito de granulação de fina a média. Ocorre em toda a extensão deste corpo, diques de piroxenito com espessuras variando de alguns centímetros a 1 metro. As rochas encaixantes são constituídas principalmente por Metassedimentos Mesoproterozóicos. Granitoides Neoproterozóicos estão representados por magmatismo félsico a intermediário, potássico a ultrapotássico, com sienitos peralcalinos e granitoides shoshoníticos de origem mantélica.

## Posicionamento do Plúton Ultrapotássico

### AQUISIÇÃO DOS DADOS

Cerca 335 estações gravimétricas obtidas com um gravímetro LaCoste & Romberg foram reduzidas, de onde foi obtido o mapa bouguer e os mapas regional e residual gravimétrico. Densidades das unidades litológicas foram determinadas a partir de 65 amostras, das quais resultaram valores de densidade média de 2,67 g/cm<sup>3</sup> para a encaixante regional, 2,64 g/cm<sup>3</sup> para o sienito e 3,03 g/cm<sup>3</sup> para o piroxenito (unidades mais importantes da área). O posicionamento dos pontos de medida de gravidade foram realizados com GPS. O modelamento gravimétrico foi executado utilizando o método de análise direta e inversa através do sistema GM-System com modelagem 2D. A não unicidade da solução para uma análise do campo gravimétrico torna necessário o estabelecimento de parâmetros e informações (petrológicas, geofísicas, cartográficas) antes da modelagem, sendo usados como elementos vinculadores restritivos. Foi individualizado um perfil gravimétrico com direção transversal ao corpo, **Triunfo AB**, direção N40W-S40E com 58km, outro **TriunfoCD** cortando o corpo de Triunfo em seu eixo maior, com direção N40E-S40W e extensão de 63 km e o **Triunfo A'B'** com 60.5 km de extensão e direção N40W-S40E. Para estes perfis foram executadas modelagens sempre considerando como vínculo a densidade, contatos geológicos entre o plúton e rochas encaixantes, segundo Gomes (1999) além de incorporar todas as outras informações disponíveis.

### DISCUSSÃO

O ajuste das curvas de gravidade foi satisfatório em toda a extensão dos perfis, indicando ser estes modelos opções viáveis para a interpretação do corpo. Um posterior ajuste desta curva usando o método de inversão não modificou de maneira sensível o modelo anterior, sendo obtido um melhor refinamento para os mesmos.

Em cada perfil considerado dois modelos foram calculados com o objetivo de correlacioná-los com as informações a priori consideradas inicialmente. Nestes, a existência ou não de uma camada de piroxenito sob o sienito foi considerada para efeito de modelagem. A distribuição de massas positivas (piroxenito) e negativas (sienito) foi ajustada a partir da compensação das mesmas entre si e a encaixante regional, mantendo o campo gravimétrico sempre nulo e desta forma obteve-se o ajuste da curva nas duas situações. A Figura 1 mostra o modelo **Triunfo AB** (Figura 1) onde a camada de piroxenito assume valores medianos da ordem de 0,2 km, sobreposto a este, o sienito apresenta espessura máxima de 8,3 km, apresentando leve arqueamento do seu topo e

abatimento de sua base, a qual, segundo Archanjo(1994) teria ocorrido nos estágios finais do alojamento do plúton de Triunfo. Dois pontos de maior espessura, relacionados a valores máximos negativos de gravidade foram interpretados como prováveis condutos de magmas.

O modelo **Triunfo CD** (Figura 2), de maneira mais acentuada que o modelo anterior, mostra o arqueamento de topo do plúton com variação de cota altimétrica da ordem de 800m, considerado como a superfície de erosão inicial do topo da câmara magmática, atestado pela presença

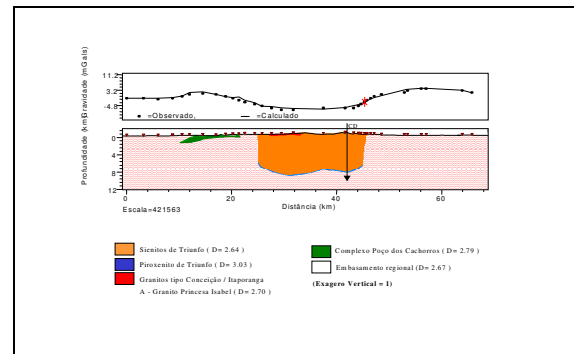


Figura 1 – Perfil Triunfo AB – Modelo Gravimétrico AB considerando a existência do piroxenito. A seta indica a interseção com o perfil Triunfo CD.

de xenólitos de mica-piroxenito que segundo Ferreira (1991) seria a pretérita rocha encaixante deste plúton e pela presença de foliação magnética horizontalizada (Archanjo e Bouchez,1997). Da mesma forma, o abatimento da base caracteriza de melhor forma o aparecimento de um sistema de falhas sub-verticais, desenvolvido no estágios finais do alojamento do Plúton (Motta,2000).

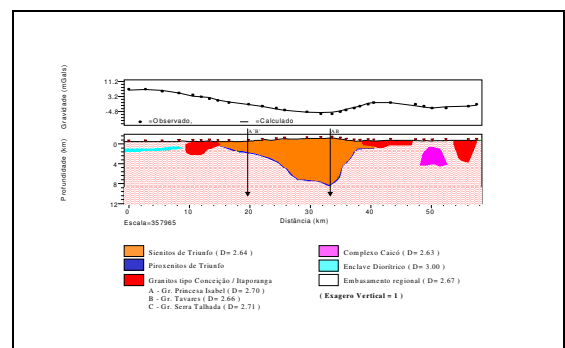


Figura 2 – Perfil Triunfo CD – Modelo Gravimétrico CD considerando a existência do piroxenito. A espessura do sienito na interseção do perfil A'B' (seta indicativa) é compatível com os dados petrológicos.

## Posicionamento do Plúton Ultrapotássico

No modelo **Triunfo CD1** (Figura 3), considerando a inexistência do piroxenito, o sienito assume valores médios da ordem de 15 m, na interseção do modelo **Triunfo A'B'1**. Neste ponto a cota altimétrica em campo é de 900 m. Considerando que o contato basal aflorante entre o sienito e a rocha encaixante está no nível de base de 670m e que portanto existe uma diferença de 230m, o valor de 15 está muito aquém do esperado. Admitindo que o corpo fosse tabular, a sua espessura mínima neste ponto deveria ser de 230 m. Assim, o modelo analisado não encontra respaldo petrológico.

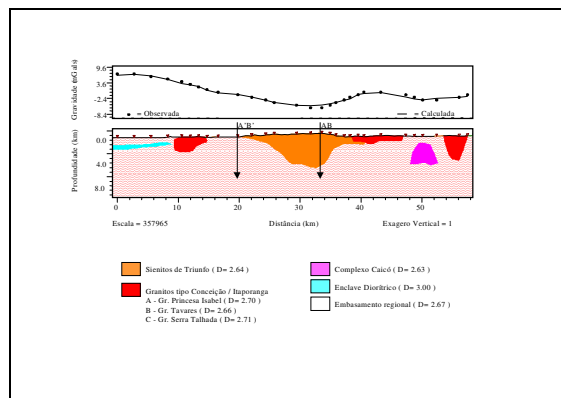


Figura 3 – Perfil Triunfo CD – Modelo Gravimétrico CD1. A seta mostra a interseção com o Perfil Triunfo A'B'. Neste ponto o sienito possui espessura hipotética de 15 m incompatível com os dados petrológicos.

O modelo **A'B'1**, de maneira semelhante, corrobora os resultados do modelo anterior e ratifica a incompatibilidade do modelo geofísico versus modelo petrológico considerando a inexistência do piroxenito sob o sienito do Plúton de Triunfo. Figura 4.

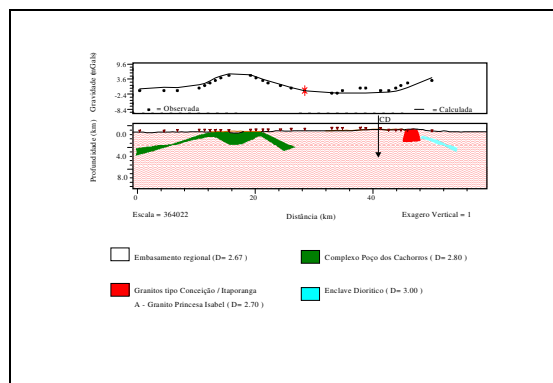


Figura 4 – Perfil Triunfo A'B'1 - Modelo Gravimétrico A'B'1. Neste modelo a camada de piroxenito é considerada inexistente. O sienito possui espessura calculada de 15 m na interseção com o perfil CD (Modelo CD1).

Considerando o modelo **Triunfo AB** o plúton possui espessura máxima de 8,5 km e extensão lateral de 20,0 km. Com esta proporção e pelas dimensões típicas de corpos lacolíticos, além de suas características petrogenéticas e estruturais referidas na bibliografia, o mesmo deve ser melhor identificado a uma forma híbrida (Cruden, 1998). A comparação deste modelo ao **Triunfo CD**, verifica-se seções transversais nos perfis que restauram forma ligeiramente elíptica para a vista do topo do corpo, sendo este soerguimento mais relacionado a um lacólito e o abatimento de seu piso com maiores semelhanças a um lopólito. Este último, considerando sua fonte de suprimento do magma, podem ser classificados como de natureza autóctone.

O soerguimento da parte superior do plúton seria provocado por ação das pressões internas reinantes as quais deformaram as rochas encaixantes. O abatimento da parte inferior da câmara magmática teria ocorrido na fase final de alojamento do magma ocasionando o aparecimento do sistema de falhas subverticais pelos quais teriam subido diques sieníticos e piroxeníticos que ocorrem no plúton de Triunfo.

## CONCLUSÕES

A conjugação das configurações do topo e da base do plúton de Triunfo, sua espessura e extensão calculadas, apontam para a forma intermediária entre um lacólito e lopólito, com maior semelhança a este último, em última análise, melhor classificado como um corpo intrusivo híbrido, de natureza autóctone.

Os resultados das análises dos modelos obtidos considerando a inexistência da camada de uma rocha mais densa (piroxenito ?) (modelos **Triunfo CD1 e A'B'1**), e por extensão o modelo **Triunfo AB1**, não encontram respaldo petrológico, haja vista a comprovação em campo da ocorrência do sienito com espessura mínima de 230m, diferentemente da espessura média de 15m encontrada, para o mesmo local, no modelo obtido por gravimetria.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARCHANJO, C.J., 1994. 38.Vcon. Bras. Geologia, Bauneário Camburiú-SC, 1994. Bol. de Res. Expandidos, Vol.1, SBG. P. 170-171.
- ARCHANJO, C.J. & BOUCHEZ, J.L., 1997. Journal of Structural Geology, 19, 849-860.
- CRUDEN, A. R. (1998). Journal of the geological Society, London. 155; 853-862
- FERREIRA, V. P., (1991) Ph.D. Diss., Univ. Georgia, Athens, 229pp.
- MOTTA, J.A., (2000). Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Brasil.

## **Posicionamento do Plúton Ultrapotássico**

### **Reconhecimento:**

Este trabalho foi financiado pela FACEPE (proc. APQ.0671-1.07/95), pelo PADCT/FINEP (proc. 65.930.619-00) E FINEP/FADE/UFPE (prog. 77.0944.00).



## Reconhecimento Aeromagnético e Gravimétrico do Arcabouço Estrutural da Bacia Rio do Peixe - PB

Francisco Cézar Costa Nogueira, [frcezar@zipmail.com.br](mailto:frcezar@zipmail.com.br)

David Lopes de Castro, [david@ufc.br](mailto:david@ufc.br)

Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto, DEGEO – UFC

### Abstract

An aeromagnetic and gravity investigation was conducted in the Rio do Peixe basin, NE Brazil. Several geological and geophysical evidence indicate a strong structural control of pre-existing upper crustal weakness zones in the development of the graben architecture of this basin. The digital processing of the aeromagnetic data supplied an analytic signal map of the area, which together with a three-dimensional gravity modeling revealed the magnetic signature of two major structural domains and an estimate of the internal geometry of the rift basin, respectively.

### Introdução

A bacia Rio do Peixe faz parte de uma série de bacias interiores de pequeno a médio porte que ocupam a região do Vale do Cariri, no Nordeste Setentrional de Brasil. Com área superficial de 1.000 km<sup>2</sup>, esta bacia localiza-se no limite tectônico entre a Faixa Orós-Jaguaribe e o Domínio Granjeiro, tendo o seu arcabouço estrutural controlado pela reativação eocretácica de zonas de cisalhamento neoproterozóicas (Castro & Castelo Branco, 1999).

Portanto, o estudo da evolução tectônica fanerozóica da bacia Rio do Peixe passa pelo conhecimento da trama estrutural precambriana e sua inter-relação com a arquitetura interna da bacia. Neste sentido, o presente trabalho teve como objetivo promover o reconhecimento das assinaturas magnética e gravimétrica da região da bacia Rio do Peixe. O processamento digital dos dados aeromagnéticos propiciou a identificação da trama regional do embasamento cristalino, enquanto que uma modelagem gravimétrica 3-D forneceu estimativas para a geometria interna da bacia e, conseqüentemente, seu controle estrutural e mecanismos de deposição.

### Arcabouço Estrutural da Bacia Rio do Peixe

O embasamento da área em apreço é dividido em dois domínios estruturais: Faixa Orós-Jaguaribe e Domínio Granjeiro, sendo limitados pela continuação leste do lineamento Patos (Cavalcante, 1999). Este embasamento é composto, essencialmente, por: a) granitóides porfiríticos de afinidade subalcalina a monzonítica (800 a 500 Ma), pertencentes as suítes magmáticas granitóides (SMG); b) ortognaisses de composição granodiorítica e granítica (2,6 Ga) associado ao complexo Jaguaretama (CJ); c) gnaisses, migmatitos, granitos, pegmatitos e Quartizitos pertencentes aos complexos

Granjeiro (CG) e Caicó (CC), ambos de idade em torno de 1,8 Ga; e d) ortognaisses granitóides, de natureza cálcio-alcalina potássica, pertencentes as suítes magmáticas de augen gnaisses (SMAG), com idades entre 1,8 e 2,0 Ga (Fig. 1).

A bacia Rio do Peixe, do Cretáceo Inferior, é caracterizada por uma geometria interna de meio-*grabens*, condicionados por falhas distensionais, que seccionam a bacia nas subbacias Brejo das Freiras, Sousa e Pombal (Françolin et al., 1994). Os sedimentos que preenchem esta bacia são compostos basicamente por clásticos intracontinentais típicos como arenitos, conglomerados, siltitos, folhelhos e ritmitos, depositados em ambiente aluvionar proximal, associados a sistemas fluviais, provavelmente, anostomosados e fluvio-lacustre. Assim como as demais bacias rifte do NE brasileiro, esta bacia se estrutura em *grabens*, tendo todos as suas bordas falhadas, podendo-se verificar, próximo a essas bordas, a existência de leitos dobrados. Tal existência é comprovada pela presença de dobramentos de maior envergadura, situados em Lagoa do Forno, local em que foi perfurado o poço estratigráfico LFst-1-PB pelo DNPM (Brasil, DNPM, 1986).

### Magnetometria

A base de dados aeromagnéticos, utilizados neste trabalho, foi levantada pela NUCLEBRÁS, nos anos de 1976 e 1977. O processamento digital dos dados magnéticos foi realizado com o programa PF V 2.2 do USGS (Phillips, 1997), obedecendo a seguinte seqüência: a) filtro azimutal para eliminar o ruído devido à concentração de dados segundo a linha de vôo; b) filtro de redução ao polo para baixas latitudes magnéticas para centralizar as anomalias magnéticas sobre suas fontes; e c) sinal analítico 3-D para realçar as bordas ou contatos de feições geológicas e falhas. No mapa do sinal analítico 3-D (Fig. 2) pode ser observado a compartimentação do relevo magnético em dois domínios estruturais, Faixa Orós-Jaguaribe (FOJ) e Domínio Granjeiro (DG), além dos limites superficiais da bacia Rio do Peixe.

A FOJ é marcada por lineamentos magnéticos orientados segundo o *trend* NE, bem como pela ausência de sinal analítico nas regiões dos complexos Jaguaretama e Caicó e na bacia Rio do Peixe. Dois sub-domínios ( $Sd_1$  e  $Sd_2$ ) podem ser individualizados segundo sua assinatura magnética (Fig. 2). O  $Sd_1$  é caracterizado por um baixo relevo magnético associado,

principalmente, as rochas do complexo Caicó. O  $Sd_2$  apresenta um relevo magnético bastante irregular, com destaque para um máximo local ( $P_1$ ), associado aos ortognaisses granitóides da SMAG, devido à alta concentração de minerais ferrimagnéticos em sua composição.

O DG apresenta uma orientação preferencial dos lineamentos magnéticos para E-W, paralelo à expressiva transcorrência brasileira do lineamento Patos. Na porção oeste deste domínio, verifica-se ausência do sinal analítico, evidenciando a presença dos quartzitos pouco magnetizados do complexo Granjeiro. Por fim, a sul da bacia Rio do Peixe, lineamentos magnéticos descrevem um formato sigmoidal de grande comprimento de onda, alinhados aos *trends* geológicos regionais.

### Processamento dos dados gravimétricos

Atualmente, a bacia Rio do Peixe apresenta uma distribuição de estações gravimétricas bastante razoável, resultado da parceria entre LGPSR e IBGE (Castro & Castelo Branco, 1999), devidamente complementada por dados gravimétricos cedidos pelo Observatório Nacional (ON) e IBGE. Os dados levantados sofreram as correções gravimétricas usuais e encontram-se referenciados à IGSN71. O *trend* gravimétrico regional, observado no mapa Bouguer, pôde ser atenuado através de um filtro de separação regional-residual, baseado em ajuste polinomial robusto (Beltrão et al., 1991). O mapa de anomalias gravimétricas residuais resultante é apresentado na Fig. 3.

A bacia Rio do Peixe destaca-se na região pela presença de expressivos mínimos gravimétricos de até  $-26$  mgal, com formas alongadas e orientados segundo as direções NE e E-W das falhas principais de borda da bacia. Algumas poucas anomalias positivas isoladas, associadas às rochas metamórficas do complexo Jaguaretama, quebram o caráter monótono da assinatura gravimétrica do embasamento da bacia.

A arquitetura interna da bacia Rio do Peixe pôde ser estimada a partir de uma modelagem gravimétrica tridimensional, desenvolvida por Rao & Babu (1991). As profundidades do relevo do embasamento são estimadas a partir das espessuras de prismas verticais justapostos, centrados sobre a malha regular dos dados gravimétricos interpolados. O contraste de densidade de  $-0,37$  g/cm<sup>3</sup> forneceu resultados mais consistentes com a informação do poço LFst-1-PB.

O mapa de profundidades do topo do embasamento (Fig. 4) revela um forte condicionamento do arcabouço estrutural da bacia pelas falhas distencionais de Malta e Portalegre. Com os principais depocentros ocorrendo ao longo das referidas falhas, a estruturação interna da bacia apresenta-se na forma de meio-*grabens*, orientados segundo as direções E-W (sub-bacia Sousa) e NE-SW (sub-bacia Brejo das freiras). Nas áreas de maior

acúmulo de sedimentos, a bacia chega a atingir espessuras de até 2200 m (Fig. 4).

### Conclusões

A estruturação regional da bacia Rio do Peixe está bem evidenciada no mapa de sinal analítico 3-D, enquanto que uma modelagem gravimétrica 3-D revela sua arquitetura interna. A borda sul da bacia é marcada pela falha de Malta (parte do Lineamento Patos), que limita o DG, com estruturação preferencial para E-W, da Faixa Orós-Jaguaripe, cortado por zonas de cisalhamento NE-SW. Este arranjo estrutural condicionou o arcabouço da bacia durante o processo de rifteamento mesozóico, provocando sua compartimentação em três blocos distintos: as sub-bacias Brejo das Freiras, Sousa e Pombal.

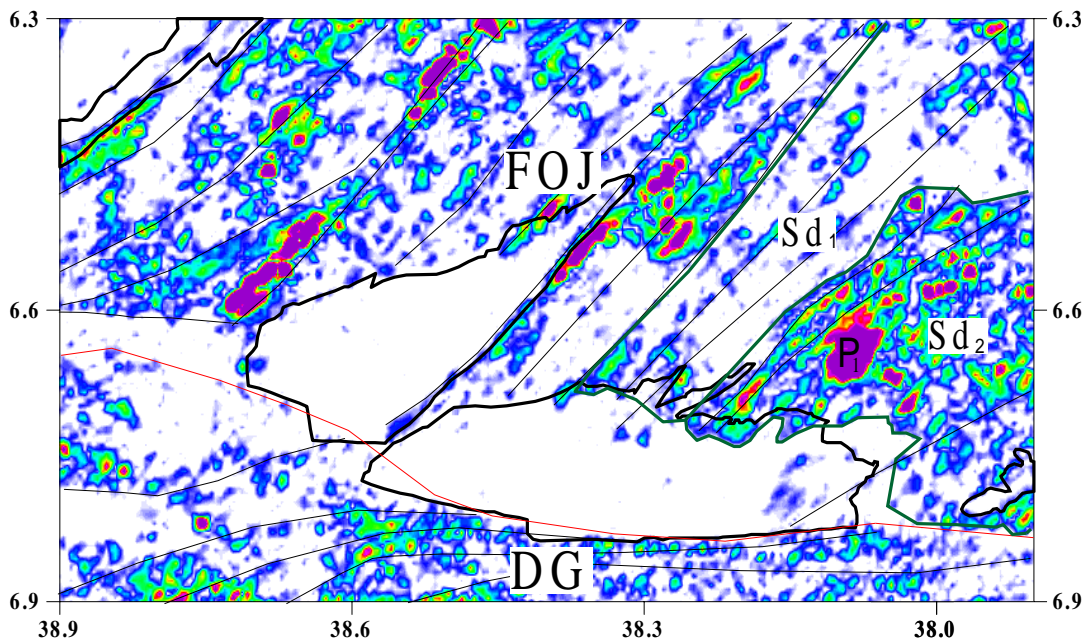
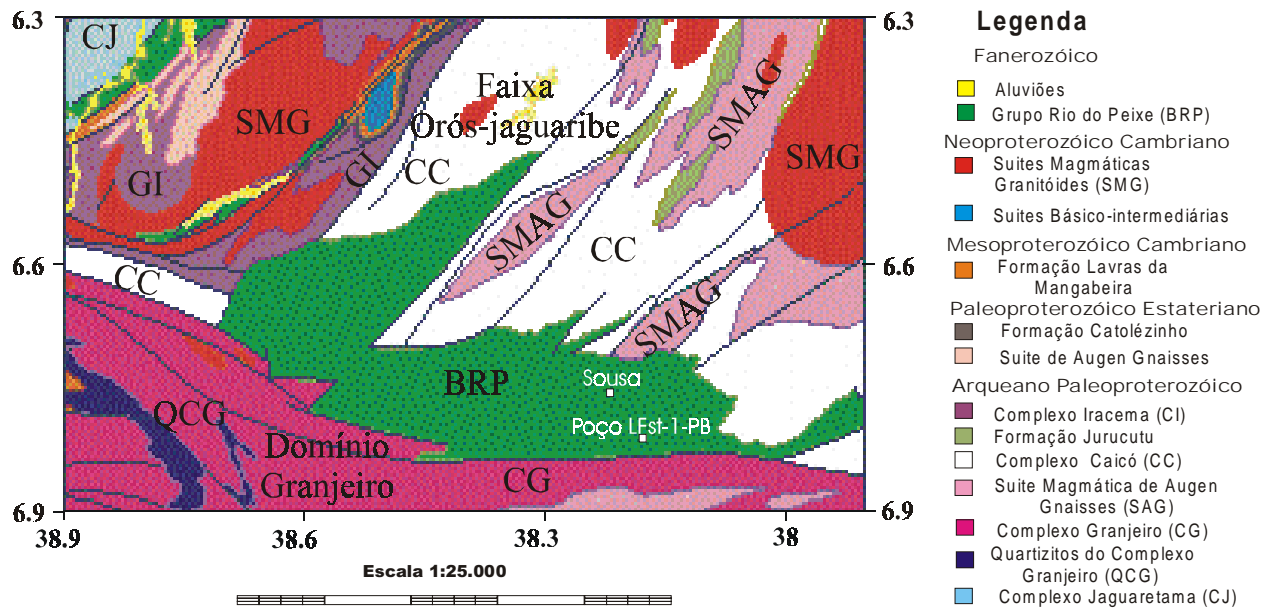
### Agradecimentos

Uma parceria entre o LGPSR e a Divisão de Geociências do IBGE permitiu a aquisição dos dados gravimétricos da bacia Rio do Peixe. Os autores agradecem ao ON e à CPRM pela cessão de dados gravimétricos complementares e dos aeromagnéticos, respectivamente.

### Referências

- Beltrão, J.F., Silva, J.B.C. & Costa, J.C., 1991, Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, **56**: 80-89.
- Brasil, MME - DNPM, 1986, Estratigrafia, estrutura e possibilidade de petróleo das bacias do Araripe, Iguatu e Rio do Peixe, Relatório Técnico – 1740.
- Castro, D.L. & Castelo Branco, R.M.G., 1999, Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. *Revista Brasileira de Geofísica*, **17** (2,3):129-144.
- Castro, D.L. & Costa, F.C.N., 2000, Mapas gravimétricos do estado do Ceará, *Revista de Geologia*, no prelo, 9p.
- Cavalcante, J.C., 1999, Limites e evolução geodinâmica do sistema Jaguaribeano, Província Borborema, NE do Brasil, Tese de Mestrado, UFRN, Natal, RN.
- Françolin, J.B.L., Cobbold, P.R. & Szatmari, P., 1994, Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe (NE - Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology*, **16** (5): 647-661.
- Phillips, J.D., 1997, Potential Field Geophysical Software for the PC, version 2.2. US Geological Survey Open-File Report 97-725, 34 p.
- Rao, D.B. & Babu, N.R., 1991, A Fortran-77 computer program for three-dimensional analysis of gravity anomalies with variable density contrast. *Computers and Geosciences*, **17** (5): 655-667.





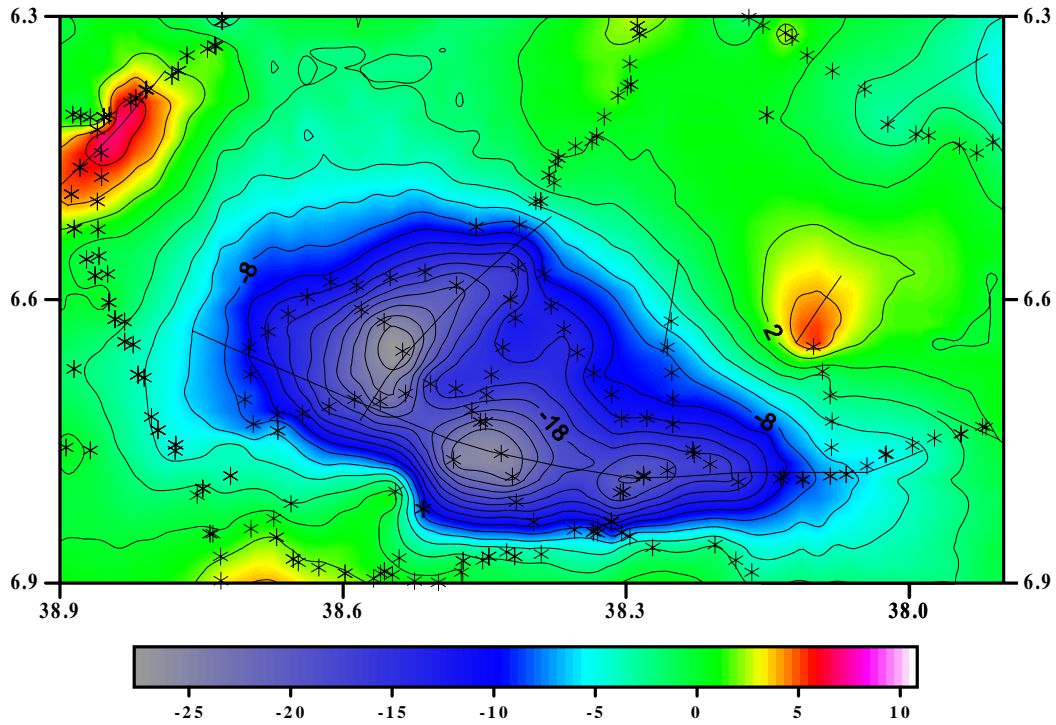


Fig. 3. Mapa de anomalias gravimétricas residuais (ordem polinomial 4), juntamente com a localização das estações gravimétricas e lineamentos gravimétricos da bacia Rio do Peixe. Intervalo de contorno: 2 mgal.

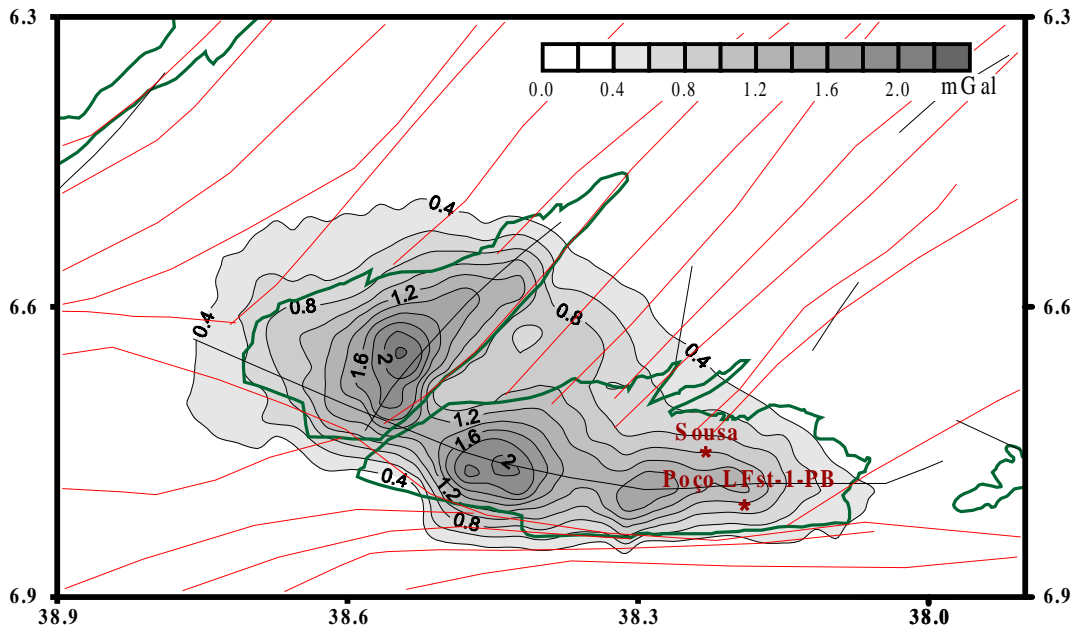


Fig. 4. Modelo gravimétrico 3-D da bacia Rio do Peixe, com alinhamentos magnéticos em vermelho (Fig. 2) e gravimétricos em preto (Fig. 3).



## SCALING SPECTRAL METHOD FOR POTENTIAL FIELD DUE TO SCALING BEHAVIOUR OF SOURCE DISTRIBUTION

V.P.Dimri

Fractals Group, National Geophysical Research Institute, Uppal Road,  
Hyderabad, 500 007, India

### Extended Abstract

The interpretation of potential fields is generally carried out in frequency domain due to (1) simplicity in the implementation of signal processing tools, and (2) easy and concise characterization of potential field signals caused by a large variety of source model. In the frequency domain geophysical source parameters such as density, susceptibility, reflectivity sequences etc. have been assumed as uncorrelated and randomly distributed because of mathematical simplicity and non-availability of information about the subsurface source distribution. However, in the contrary source distribution of physical parameters is correlated following the scaling/fractal laws i.e. power spectra are proportional to a power of frequency  $f$ , as  $f^{-\beta}$  where  $\beta$  is scaling exponent. This is discovered from the detailed analysis of density, susceptibility, reflection coefficients series etc. of several borehole data around the world including the German Continental Deep Drilling Program (KTB) in southeastern Germany. This project is carried out in crystalline basement rocks and consists of a 4000 m deep pilot hole and a 9101 m super deep main hole. Susceptibility data of pilot hole is analyzed by Maus & Dimri (1995) and its power spectrum shows scaling behavior. Leonardi and Kumpel (1998) have also spectrally analyzed physical properties of rock from the KTB bore well data such as electric, radiogenic,

magnetic, seismic, porosity and density properties. Susceptibility data from the super deep main hole of the KTB has also been analyzed by Zhou and Thybo (1998) and concluded that scaling exponent increases with depth. Several authors have investigated borehole data from different parts of the world and demonstrated that there exists indeed the scaling behavior of physical properties instead of white noise hitherto assumed in the formulation of geophysical problems.

### Scaling nature of geophysical anomalies

A scaling source will produce scaling geophysical response. Pilkington and Todoeschuck (1993) have shown that susceptibility with scaling exponent ( $\beta$ ) will produce a magnetic field with scaling exponent ( $\beta - 1$ ). Maus and Dimri (1994) have studied in detail various relationship between the scaling exponent of density and susceptibility distributions and their respective gravity and magnetic fields for 1-D, 2-D and 3-D cases. Such relations become very useful in absence of susceptibility or density distribution of an area where their respective fields are available. Since scaling exponent varies with depth, such relations are not exact but are approximate (Quarta et al. 2000).

Pilkington et al. (1994) and Maus and Dimri (1996) used the concept of

## Scaling Spectral Method

scaling behavior of sources to estimate depth of gravity and magnetic anomalies by assuming a half-space model. Fedi et al (1997) have shown the inherent power-law behavior of magnetic field power spectra. The main difference in their approach is that former uses estimated scaling exponent from the source and or field whereas the later approach by Fedi et al. (1997) assumed an unique scaling exponent 2.9. The scaling power spectrum of magnetic field in both approaches is given as

$$P(k) k^\beta = A \exp(-2kh)$$

Where A is constant, k is wave number, h is the average depth to anomalous sources to be estimated and P(k) is power spectrum of the field. Application of the scaling spectral method is presented to a gravity profile along Jaipur – Mandla in western and central India.

### Jaipur – Mandla Profile

Jaipur – Mandla profile passes through important geological formations of the western and central India. It passes through the alluvium in the northwest cutting the entire Vindhyan basin (Proterozoic) encircling the Bundelkhand granite massif, the Narmada rift zone, the Deccan traps (Cretaceous to Oligocene), and terminates in the Peninsular gneissic complex. Since gravity profile of length 650 km is nonstationary in nature we apply the optimum gate length technique in order to get stationary sub-profiles following the criterion of optimum gate length based on Wiener filter theory (Wang, 1969; Dimri, 1986; Bansal and Dimri, 1999). The long nonstationary profile thus get divided in to three

piecewise stationary sub-profiles of length 181 km, 206 km, and 225 km. These stationary sub-profiles correspond approximately to Vindhyan low, Bundelkhand low and Narmada rift zone. The stationary sub-profile obtained above is interpreted by the scaling spectral method. To find the scaling power spectrum the scaling exponents due to field are computed for the entire profile and four sub-profiles from plot of log power spectrum and log wave number. Plots of logarithm of scaling power spectrum versus wave number for the entire profile and 3 sub-profiles have been obtained which provides depths to the anomalous density interfaces.

### Gravity Modeling

Forward model of gravity data along the transect has been carried out. In order to obtain good match between observed and computed gravity values we made slight changes in depth values those obtained from the scaling spectral method.

In summary we conclude that the 2-step approach of interpretation of nonstationary gravity profile isolates different geological entity as sub-profiles and provides the detailed sub-structures using the scaling spectral method for realistic source distribution. On the other hand the conventional spectral method yields average density interfaces along entire profile.

**Acknowledgements:** I am grateful to Director, NGRI for his kind permission to present this work. I also thank Dr. Bansal, Mr. R. P. srivastava and Ms. Nimisha for useful discussion and preparation of the manuscript.

## Scaling Spectral Method

### References

- Bansal, A. R. & V.P.Dimri, 1999, Gravity evidence for mid crustal structure below Delhi fold belt and Bhilwara super group of western India, *Geophysical Research Letters*, 26, 2793-2795.
- Dimri, V.P., 1986, On the time varying Wiener filter, *Geophysical Prospecting*, 34, 904-912.
- Fedi, M., Quarta, T. and Santis, A.D, 1997, Inherent power – law behavior of magnetic field power spectra from a Spector and Grant ensemble, *Geophysics*, 62 (4), 1143-1150
- Leonardi, S. and Kumpel, H.J., 1998, Variability of geophysical log data and the signature of crustal heterogeneities at the KTB, *Geophys. J. Int.*, 135, 964-974.
- Maus, S. and Dimri, V.P., 1994, Scaling properties of potential fields due to scaling sources, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 891-894.
- Maus, S. and Dimri, V.P., 1995, Potential field power spectrum inversion for scaling geology, *Jour. Geophy. Res.* 100, 12605-12616.
- Maus, S. and Dimri V.P., 1996, Depth estimation from the scaling power spectrum of potential field? *Geophysical J. Int.*, 124,113-120.
- Pilkington, M. and Todoeschuck, J.P., 1993, Fractal magnetization of continental crust, *Geophys. J. Int.*, 102, 205-217.
- Pilkington, M., Gregotski, M.E. and Todoeschuck, J.P., 1994, Using fractal crustal magnetization models in magnetic interpretation. *Geophys. Prosp.*, 42, 677-692.
- Quarta, T., Fedi, M. and Santis, A.D., 2000, Source ambiguity from an estimation of the scaling exponent of potential field power spectra, *Geophys. J. Int.*, 140, 311-323.
- Wang, R.J., 1969, The determination of optimum gate lengths for time varying Wiener filtering, *Geophysics*, 34(5), 683-695.
- Zhou, S. and Thybo, H., 1998, Power spectra analysis of aeromagnetic data and KTB susceptibility logs, and their implication for fractal behavior of crustal magnetization, *Pure and Appl. Geophysics*, 151, 147-159.



## Stable gravity gradients in frequency domain

Julio Lyrio

Gravity and Magnetics Research Consortium, Department of Geophysics, Colorado School of Mines

### Abstract

The analysis of gradients of the gravity field has been a popular method of interpretation due to the fact that gradients accentuate anomalies caused by shallow sources at the expense of those from deeper sources. Gradients can be either measured in the field or directly calculated from a previously measured gravity survey. However, calculated gradients are usually noisy because the derivative operator amplifies the high frequency content of the noise as well as the signal. Therefore, it is necessary to reduce the amount of noise in the calculated gradients. Horizontal gradients XZ and YZ with reduced amount of high frequency noise can be obtained in the frequency domain by inverting the Fourier transform of the gravity field with regularization. Using the Hilbert transform relations between the gradient components of the potential fields, all the other gradients can be obtained without significant changes in the noise level.

### Introduction

Interpretation techniques that make use of the gradients of potential fields are known in the geophysical literature and have been used for a long time. The reason for the popularity of the gradients is the fact that they accentuate anomalies caused by shallow sources at the expenses of those from deeper sources. Basically, there are two different approaches in working with the gradients in potential field interpretation. The first approach consists of directly interpreting an n-order derivative of the potential field. This approach has been largely used since mid-century. Later, the development of computers, allowing faster calculations, led to a new generation of techniques that indirectly apply gradients to interpretation. Among others it is worth mentioning the analytic signal (Nabighian, 1972, 1974, 1984), the boundary analysis (Blakely, 1986) and the Euler deconvolution (Reid et al., 1990). All these techniques have in common the fact that they combine gradients in different directions to provide a more consistent interpretation.

Gradients can be easily estimated in the frequency domain. Because in the Fourier domain the derivative operators amplify the high-frequency content of the data, noise will also be strongly amplified. For real data, where an amount of high-frequency noise is always acquired with the data, the use of derivatives

without a previous filtering process can produce unacceptable results for interpretation. The proposal of this paper is to calculate reduced noise horizontal gradients (XZ and YZ) in the frequency domain by inverting the Fourier transform of the gravity field with regularization. The remaining gradients can be obtained using the Hilbert transform relations between the gradients of the potential fields, without significant changes in the noise level. The proposed process is applied to a real set of gravity data acquired in the Gulf of Mexico. Gradients calculated using the new method will be compared to those calculated directly in the frequency domain.

### Gradients in frequency domain

In the frequency domain gradients are calculated from the vertical component of the gravity field ( $g_z$ ), the only component measured in the field. The horizontal gradients XZ and YZ are determined as follows:

$$\tilde{XZ} = i\omega_x \tilde{g}_z, \quad \tilde{YZ} = i\omega_y \tilde{g}_z \quad (1)$$

where the symbol  $\sim$  denotes Fourier transform.

As equation 1 shows, the derivative operators are functions of the wavenumber that multiply the Fourier transform of the gravity anomaly. Therefore, as the frequencies increase the high frequency content of  $\tilde{g}_z$  is amplified accentuating the shallow sources. If  $\tilde{g}_z$  contains high frequency noise, the derivative operators will also accentuate the noise. Depending on the amount of noise, the final results can become unstable and hide some important features for interpretation. To avoid this situation, it has been a standard procedure to apply a low pass filter before taking the derivatives. However, the amount of frequencies to pass (or cut) is always a parameter that will greatly influence the results and good results usually depend on the experience of the interpreter.

### Regularization

In a similar approach to that used by Li and Oldenburg (1998) for reduction to the pole at low latitudes, the problem of calculating the derivatives can be seen as an inverse problem and reduced noise derivatives can be obtained using regularization. The general equation that describes the problem in the inverse form is



$$\tilde{G} = R\tilde{D} \quad (2)$$

where  $\tilde{G}$  is the Fourier transform of the gravity field,  $R$  represents the operators

$$R_{xz} = \frac{1}{i\omega_x}, \quad R_{yz} = \frac{1}{i\omega_y} \quad (3)$$

and  $\tilde{D}$  is the Fourier transform of the derivatives.

In this inverse approach, the gravity field will be the data to be inverted and the derivatives the model to be recovered. The problem of calculating the derivatives is solved, in a general sense, by minimizing a total objective function ( $\phi$ ), which consists of a data misfit function ( $\phi_d$ ) and a model objective function ( $\phi_m$ ) such as

$$\phi = \phi_d + \mu\phi_m \quad (4)$$

where  $\mu$  is the regularization parameter.

Since the objective of the process is to get smoother horizontal gradients in the frequency domain, we will require the derivatives to be as flat as possible. Therefore, the model objective function was chosen to be of the form

$$\phi_m = \iint_{\omega_x, \omega_y} \left[ \left| \frac{\partial \tilde{D}}{\partial \omega_x} \right|^2 + \left| \frac{\partial \tilde{D}}{\partial \omega_y} \right|^2 \right] d\omega_x d\omega_y \quad (5)$$

or in a matrix notation

$$\phi_m = \tilde{D}' W' W \tilde{D} \quad (6)$$

where  $W = (\omega_x^2 + \omega_y^2)^{1/2}$  and  $t$  denotes transpose. The data misfit function was defined to be

$$\phi_d = \left\| \left( \tilde{G} - \tilde{G}_{pre} \right) \right\|_2^2 \quad (7)$$

where  $\tilde{G}_{pre}$  is the predicted data calculated from the regularized derivatives. Minimizing the total objective function with respect to the derivatives produces the general solution

$$\left( R' R + \mu W' W \right) \tilde{D} = R' \tilde{G} \quad (8)$$

where  $R'R$  is the diagonal matrix of the operators, and  $W'W$  is the spectral weighting matrix, also diagonal.

In this approach the regularization is performed for each derivative independently under the assumption

that the amount of noise should not be identical in all derivatives, and the use of a specific regularization parameter for each gradient will produce better results. The method chosen to automatically determine the best regularization parameters for the derivatives was the L-curve criterion. This criterion is based on the assumption that finding the corner point of the Tikhonov curve, an L-shaped curve resulting from the plot of the model norm as a function of the misfit, is an effective way of determining the best degree of regularization. According to Li and Oldenburg (1999) the corner can be numerically determined by the point of maximum curvature on a log-log plot of the Tikhonov curve. The L-shaped Tikhonov curves calculated for this problem are shown in Figure 1. Since the curves are well defined, the calculated curvatures shown in Figure 2 allow the pick of the best regularization parameter with reasonable confidence.

### Hilbert transform relationships between gradients

The extension to three-dimensions of the two-dimensional Hilbert transform relations between the derivatives of potential fields was developed by Nabighian (1984). It was shown that there is a relation between the Fourier transform of a function and its Hilbert transform, which when applied to the derivatives of potential fields relates the vertical and horizontal derivatives as

$$\tilde{Z}\tilde{Z} = H_1 \tilde{X}\tilde{Z} + H_2 \tilde{Y}\tilde{Z} \quad (9)$$

where

$$H_1 = \frac{-i\omega_x}{\sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2}} \quad \text{and} \quad H_2 = \frac{-i\omega_y}{\sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2}} \quad (10)$$

are the Hilbert operators. From the relations above it is possible to re-write the remaining three independent gradients in terms of the horizontal derivatives as

$$\tilde{X}\tilde{Y} = -H_2 (H_1^2 + 1) \tilde{X}\tilde{Z} - H_1 (H_2^2 + 1) \tilde{Y}\tilde{Z} \quad (11)$$

$$\tilde{Y}\tilde{Y} = H_1 (H_1^2 + 1) \tilde{X}\tilde{Z} + H_2 (H_1^2 - 1) \tilde{Y}\tilde{Z} \quad (12)$$

$$\tilde{X}\tilde{X} = H_1 (H_2^2 - 1) \tilde{X}\tilde{Z} + H_2 (H_2^2 + 1) \tilde{Y}\tilde{Z} \quad (13)$$

Assuming that the high frequency in the horizontal gradients were sufficiently reduced by regularization, the relations above provide a stable way to calculate the remaining derivatives since, according to

Nabighian (1984), both  $H_1$  and  $H_2$  operators are well behaved.

### Analysis of the results

Evaluations of the results will be performed by comparing gradients calculated in the frequency domain with and without regularization. Analysis of the measured gravity field shown in Figure 3 indicates that the data is contaminated with some high frequency noise, characterized by linear features along the directions of the survey lines (N-S and E-W). This type of noise is expected to occur either when no leveling was applied to the data or as result from the difference in sampling interval in between lines (minimum of 1 km) and along the lines (about 10 m). The shorter sampling interval allows higher frequencies along the lines than in between lines. High frequency noise is also acquired along the lines and can strongly affect the derivatives calculated in frequency domain if no treatment is applied.

As an example, the non-regularized ZZ component of the gradient tensor is shown in Figure 4. The high frequency noise along the survey lines was severely accentuated causing a strong linear pattern that dominates the map. This result confirms that the high frequency noise contaminating the measured gravity will negatively affect the result, making it very difficult to interpret. Because of this large amount of high frequency noise, the non-regularized gradients can support only reliable interpretation for large-scale features.

The regularized ZZ component is shown in the Figure 5. Even though the regularization was unable to completely eliminate all linear features, the improvement is clear and a much more confident interpretation can be performed using this result.

Figure 6 shows the difference between the non-regularized and regularized ZZ component. The characteristics of the difference map, such as zero mean and strong linear features along the line direction, agree with what would be expected if just the high frequency noise was removed from the non-regularized component. Such behavior confirms the effectiveness of the regularization process in reducing this kind of noise.

### Conclusions

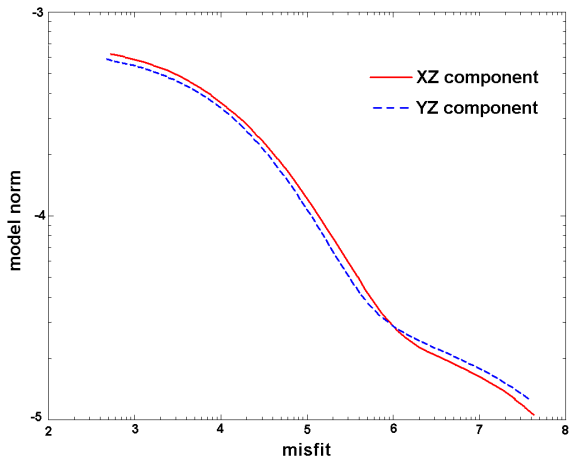
A new approach for calculating gradients from the measured gravity was developed. The method performs calculations of the horizontal gradients in the frequency domain as an inverse problem and

applies regularization to reduce the noise amplification introduced by the derivative operator. The remaining gradients are calculated without enhancement in the noise content using the Hilbert transform relations between the gradients of the gravity field in the frequency domain.

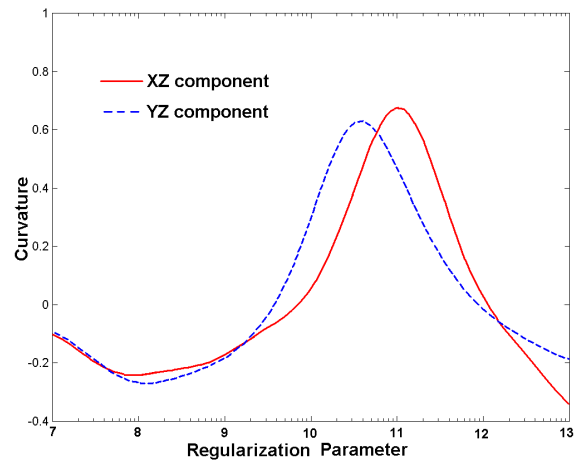
The new method has produced good results in reducing the noise level to acceptable values for confident interpretation. Therefore, it has proved to be a powerful tool to minimize the unwanted effect caused by high frequency noise contamination when calculating the gradients in the frequency domain.

### References

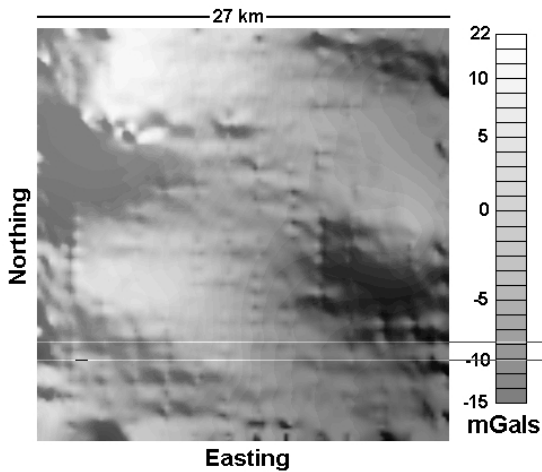
- Blakely, R. J. and Simpson, R. W., 1986, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies (short note): *Geophysics*, 51, no. 07, 1494-1498.
- Li, Y. and Oldenburg, D. W., 1998, Stable reduction to the pole at the magnetic equator: *Annual Meeting Abstracts, Society Of Exploration Geophysicists*, 533-536.
- Li, Y. and Oldenburg, D., 1999, 3-D inversion of DC resistivity data using an L-curve criterion: *Annual Meeting Abstracts, Society Of Exploration Geophysicists*, 251-254.
- Nabighian, M. N., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section - Its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, 37, no. 03, 507-517.
- Nabighian, M. N., 1974, Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: *Geophysics*, 39, no. 01, 85-92.
- Nabighian, M. N., 1984, Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms - Fundamental relations: *Geophysics*, 49, no.06, 780-786.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J. and Somerton, I. W., 1990, Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics*, 55, no. 01, 80-91.



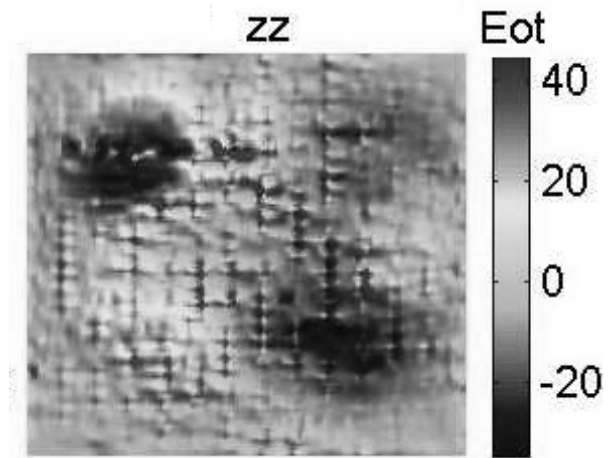
**Figure 1** – Tikhonov curve for the two horizontal gradients XZ and YZ.



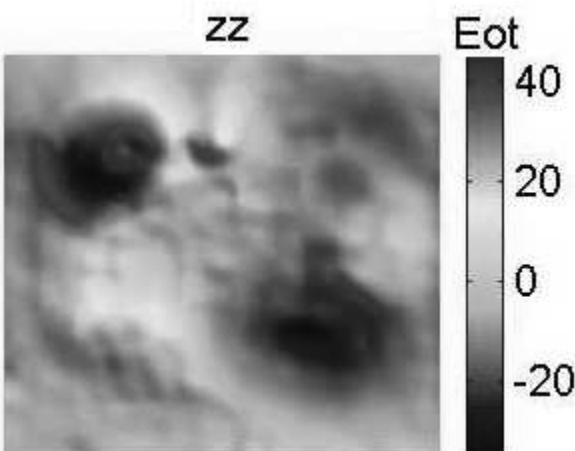
**Figure 2** - Curvature of the Tikhonov curve as a function of the regularization parameter for the two horizontal gradients XZ and YZ.



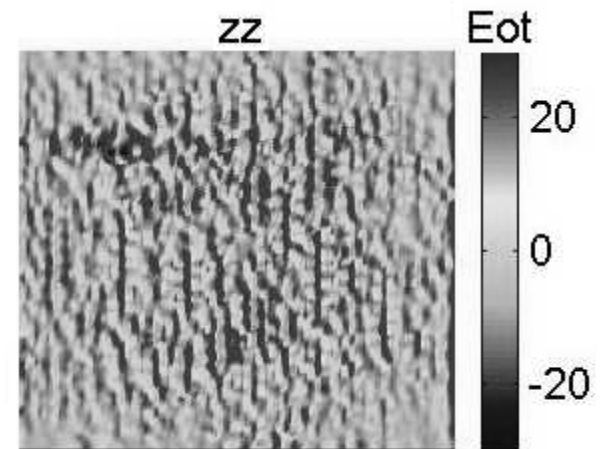
**Figure 3** – Measured gravity field.



**Figure 4** – ZZ component calculated in frequency domain.



**Figure 5** – ZZ component calculated using regularization and Hilbert transform relations.



**Figure 6** – Difference between the ZZ component calculated in frequency domain and calculated using regularization and Hilbert transform relations.



## SUBSIDENCIA EN LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DE BEAZLEY Y LAS SALINAS

Patricia Martínez<sup>1</sup>, Mario E. Gimenez<sup>2</sup>, David Aguilera<sup>3</sup>, Antonio Introcaso<sup>4</sup>

1-CONICET. Instituto Geofísico Sismológico F. Volponi. Fac. de CEFN, UNSJ. [mpm@unsj.edu.ar](mailto:mpm@unsj.edu.ar)

2-Instituto Geofísico Sismológico F. Volponi. FCEFN. UNSJ. [cea@unsj.edu.ar](mailto:cea@unsj.edu.ar)

3-UNSL. [adavid@unsl.edu.ar](mailto:adavid@unsl.edu.ar)

4-IFIR-CONICET. [Geofisic@fceia.unr.edu.ar](mailto:Geofisic@fceia.unr.edu.ar)

### Abstract

We analyzed the geologic history of the Salinas basin and the Beazley basin, by means of time -depth diagrams that discriminated against the total subsidence in load and tectonic subsidence. The plots were prepared from drilling data.

The total subsidence was obtained after doing the decompaction of the different layers, using geological and mathematical concepts, mainly as a function of the variation of porosity with depth. The load subsidence was calculated from the isostatic crustal Airy model. The tectonic subsidence was obtained from the difference between the total subsidence and the load subsidence.

In general we observe, a similarity among the episodes that are manifested in the curves of the geohistory diagrams by the change of slopes. But we also notice that the behavior of the basin of Beazley responds to a mechanism of hydrostatic compensation, while the basin of The Salinas, has a regional component, responding to a compensation elastic flexural.

### Introducción

La subsidencia puede involucrar a uno o varios mecanismos que posibilitan el hundimiento de un sector de la superficie terrestre originando una cuenca sedimentaria. Existen diferentes mecanismos, que están relacionados con la génesis y el estado evolutivo en el que se encuentre la cuenca. Ejemplos de mecanismos son: atenuación cortical, tectonismo, flexión de la litosfera, o una combinación de estos (Dickinson, 1976).

Independientemente del mecanismo que origine la cuenca, la subsidencia es el resultado de una disipación de tensiones en la corteza.

A partir de datos de perforaciones, tales como litologías, espesores, y edades formacionales, se construyen diagramas de tiempo-profundidad, para analizar la subsidencia de las cuencas sedimentarias. Estos diagramas permiten seguir los movimientos descendentes del basamento en el tiempo y separar la subsidencia total de la subsidencia por carga sedimentaria y la subsidencia

termotectónica, en función de las causas principales que las originaron (Fraga, 1990, entre otros).

Trataremos la subsidencia de las cuencas sedimentarias de Beazley y Las Salinas, mediante el análisis de dos perforaciones realizadas con fines petroleros. En la Figura 1, se puede ver la ubicación geográfica del área de estudio.

Los sedimentos mesozoicos de la provincia de San Luis, que se extienden más allá del límite de las provincias de San Juan y La Rioja, están desarrollados en tres cuencas principales: al norte, la cuenca de

Las Salinas, al centro la Cuenca de Beazley y al sureste, la cuenca de Mercedes. Las dos primeras que son las de nuestro interés en este trabajo, se alinean meridionalmente entre los macizos precámbricos y/o eopaleozoicos de Chépes, Ulapes, Grande de San Luis y Charlone, por el naciente, y el antiguo eje positivo de Gigante-Quijadas-Catantal-Guayaguás al poniente, estando separadas entre sí por la Dorsal de San Pedro, umbral hipogeo extendido transversalmente entre la sierra del Gigante y la sierra de Socoscora ( Yrigoyen, M.; Ortíz, A; y Manoni, R., 1989).

### Diagrama Tiempo - Profundidad

La construcción de estos diagramas implica partir de datos actuales y realizar una retro predicción, con el objeto de reconstruir aproximadamente la dinámica del proceso de subsidencia en una cuenca sedimentaria, desde el momento de su formación hasta la actualidad.

Se trabaja con modelos simplificados, basados en 2 hipótesis fundamentales:

1) Hipótesis de masas constante, supone que desde su depositación hasta la actualidad, las formaciones no sufren ni pérdida ni ganancia de materia.

2) Las formaciones se consideran de manera unitaria, donde las características litológicas, porosidad, densidad, etc., se mantienen uniformes en todo el espesor.

La expresión de la subsidencia puede resumirse en:

**Subsidencia Total = Subsidencia por carga + Subsidencia Termotectónica (1)**

La subsidencia por carga: es la causada por la depositación de las diferentes formaciones

## SUBSIDENCIA EN LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DE BEAZLEY Y LAS SALINAS

geológicas en la cuenca. La subsidencia termotectónica: involucra todos los procesos tanto térmicos (enfriamiento cortical y del manto superior) como tectónicos (fallamientos y formación de bloques), que ocurren durante la formación de la cuenca.

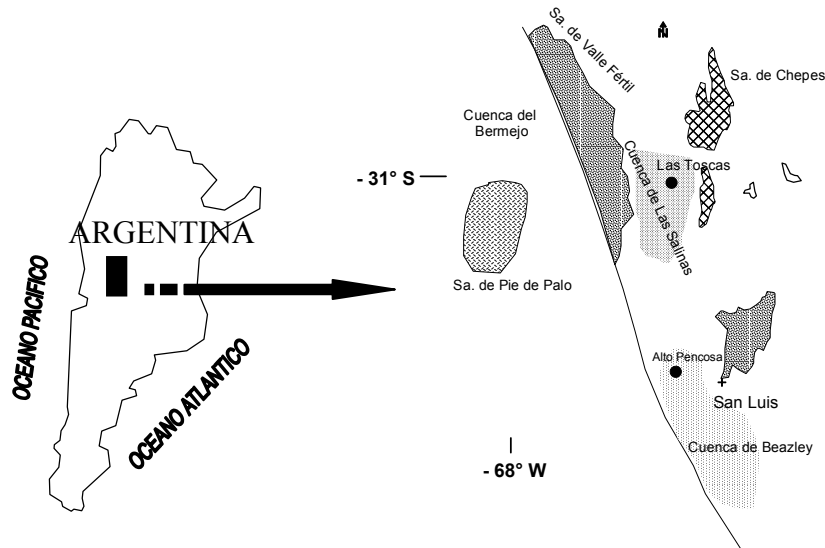


Figura 1: Ubicación geográfica de la zona de estudio

Se contó con la siguiente información:

-Un pozo petrolero realizado en la Cuenca de Beazley, por YPF (hoy YPF – Repsol), en la zona del Alto Pencoso, con una profundidad de 2793.93m desde el nivel topográfico.

-Un pozo petrolero ubicado en la Cuenca de Las Salinas, en la Zona de Las Toscas provincia de La Rioja, realizado en 1993 por Texaco Petrolera Argentina S. A. con una profundidad de 2703 metros.

### Subsidencia Total:

La subsidencia total se obtuvo luego de realizar descompactación de las formaciones que se atravesaron en las perforaciones. Para ello fue necesario tener en cuenta una serie de criterios geológicos y aplicar ecuaciones matemáticas.

Como es bien sabido, el espesor actual de una formación no es el mismo que el espesor al momento de su depositación. Este último es mayor porque sufrió una compactación progresiva hasta alcanzar los espesores actuales. La compactación varía de acuerdo con la litología, profundidad de soterramiento y del tiempo transcurrido.

Para hacer la retropredicción, se realizó la descompactación de las distintas formaciones atravesadas en la perforación. Para ello se utilizó la técnica empleada por (Fraga y Nocioni, 1987), basada principalmente en la relación porosidad - profundidad.

Se aplicó la ecuación de Steckler and Watts (1978) y Watts and Steckler (1981), para obtener los espesores de cada formación para los tiempos geológicos correspondientes.

Esta es:

$$S = \sum_i \frac{(1 - \phi_i) * Tf}{(1 - \phi_i)} \quad (2)$$

Donde: S: espesor inicial;  $\phi_i$ : porosidad actual;  $\phi_i$ : porosidad inicial; Tf: espesor actual

El valor de Tf, se obtiene de los datos del pozo, mientras que las porosidades son incógnitas que se calcularon por medio de ecuaciones (3), (4) y (5).

La porosidad de un sedimento está en función directa de su litología, donde los factores más importantes son la granulometría, la forma de los clastos y la profundidad de soterramiento.

Para el cálculo de porosidad, utilizamos tres materiales como básicos: arenas, pelitas y calcareos. Las litologías de las formaciones se asemejaron luego a un de estos tres materiales.

Para Pelitas: Expresión de Horowitz (1976)  
 $\phi_i = 0,7 / (1 + 0,001 * Z)$

# SUBSIDENCIA EN LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DE BEAZLEY Y LAS SALINAS

Para Arenas: Horowitz (1980), en Hardenbol y otros, (1981)

$$\phi_i = 0,38 * e^{-5E-5 * Z} \quad (4)$$

Para Calcáreos: Schmoker – Halley (1982)

$$\phi_i = 41,73 * e^{-Z/2498} \quad (5)$$

Siendo  $\phi_i$ : porosidad actual, Z: profundidad del horizonte

La profundidad Z, se tomó desde la boca de pozo hasta la mitad del espesor total de la formación.

La porosidad inicial de las distintas formaciones se estableció como la correspondiente a una profundidad igual a la mitad del espesor actual de cada formación en particular.

Finalmente, una vez obtenidos los valores de porosidad inicial y actual se procedió al cálculo de la descompactación para cada una de las formaciones, aplicando la ecuación (2). En la Figura 2, podemos observar la curva obtenida como subsidencia total para la perforación en la cuenca de Beazley; en la Figura 3, la curva de subsidencia total correspondiente a la perforación Las Toscas, en la cuenca de Las Salinas.

**Subsidencia por Carga Sedimentaria:**

La subsidencia por carga la obtuvimos basándonos en Introcaso (1980):

$$S_c = \sum_{n=1 \rightarrow m} S_i \left( \frac{\sigma_s}{\sigma_m} \right)^n \quad (6)$$

donde:  $\sigma_s$  = densidad de los sedimentos,  $\sigma_m$  = densidad del manto,  $S_i$  = subsidencia inicial, m = número de horizontes geológicos,  $S_c$  = subsidencia por carga.

La expresión (6), es una serie geométrica de razón menor que 1, o sea:  $(\sigma_s/\sigma_m) < 1$ , ésta converge al valor  $S_i / (1 - (\sigma_s/\sigma_m))$ .

Para evaluar la densidad de los sedimentos se utilizó información de las velocidades de sísmica de refracción y reflexión de YPF (ahora Repsol). Luego las velocidades se convirtieron a densidades mediante la relación de Nafe and Drake (1951). Resultando la densidad promedio de los sedimentos de  $2.35 \text{ g/cm}^3$ .

La densidad del manto superior ( $\sigma_m$ ) se asumió en  $3.3 \text{ g/cm}^3$  (Woollard, 1969; entre otros). Para el pozo Alto Pencoso (ubicado en la Cuenca de Beazley), la profundidad final hasta la base es de 2171 metros, entoces:

$$S_i = 2171 * (1 - (2.35 \text{ g/cm}^3 / 3.3 \text{ g/cm}^3)) = 624.98 \text{ m}$$

O sea que, para alcanzar una profundidad de 2171 metros, la depresión inicial fue de 624.98 metros.

A partir de este valor inicial, y mediante la aplicación de la expresión (6), se obtuvo la subsidencia por carga litostática.

La diferencia entre la subsidencia total y la subsidencia por carga, es una subsidencia residual que puede involucrar subsidencia tectónica. En el estado actual de conocimiento, no podemos cuantificar este valor, así que por el momento la denominamos subsidencia residual. En la Figura 2, se observa diagrama tiempo – profundidad, donde está representado lo expresado anteriormente.

Igual tratamiento se siguió para la perforación las Toscas (ubicado en la cuenca de Las Salinas). Con una profundidad final de 2702 metros (hasta la base), se evaluó la subsidencia inicial, con una densidad de los sedimentos ( $\sigma_s$ ) es de  $2.4 \text{ g/cm}^3$  (Gimenez, 1997) y la densidad del manto superior ( $\sigma_m$ ) es de  $3.3 \text{ g/cm}^3$  (Woollard, 1969). Resultando:

$$S_i = 2702 * (1 - (2.4 \text{ g/cm}^3 / 3.3 \text{ g/cm}^3)) = 737 \text{ m}$$

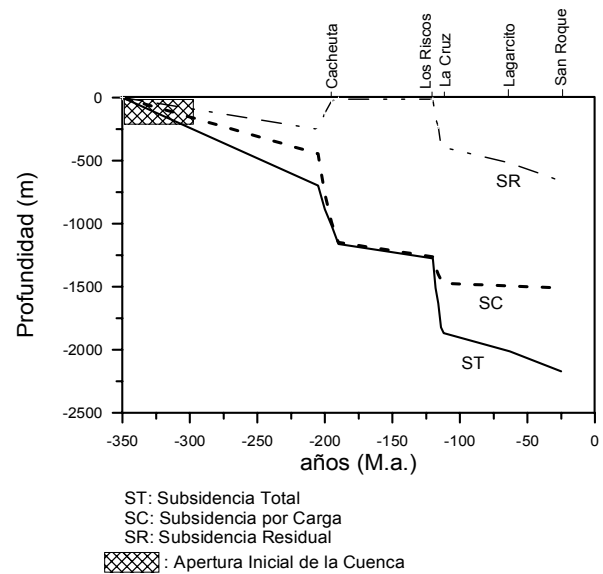


Figura 2: Diagrama Tiempo - Profundidad para el pozo Alto Pencoso, ubicado en la Cuenca de Beazley

Con este valor y con la expresión (6), se determina la curva de subsidencia por carga sedimentaria.

La Subsidencia residual se evaluó al igual que para el pozo de Alto Pencoso, como la diferencia entre la Subsidencia Total y la Subsidencia por carga. En la Figura 3, se observa el diagrama Tiempo-Profundidad para el pozo Las Toscas.

## Análisis de los Resultados

Los diagramas de Tiempo – Profundidad obtenidos para la cuenca de Beazley y de Las Salinas (Figuras 2 y 3), nos ayudan a describir la historia geológica de ambas cuencas. En ellos, podemos



## SUBSIDENCIA EN LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DE BEAZLEY Y LAS SALINAS

observar que a partir de un origen tafrogénico (apertura inicial), los sedimentos ganan éstas depresiones creadas mediante los sistemas de erosión y por el peso de los mismos, la cuenca comienza a subsidir.

Para ambas cuencas se observa, en rasgos generales, que los episodios de subsidencia son similares, destacándose para la cuenca de Beazley una marcada correspondencia de la subsidencia total, con la curva de subsidencia por carga, hecho inusual que nos indica una ausencia casi total de calor, respondiendo a un mecanismo de “compensación isostática del tipo Airy”.

Por el contrario en el pozo ubicado en la cuenca de Las Salinas (Las Toscas, Figura 3), se aprecia claramente que la correspondencia entre las curvas de ST y SC, es sólo en la etapa inicial de apertura, y posteriormente existe una discrepancia entre ambas.

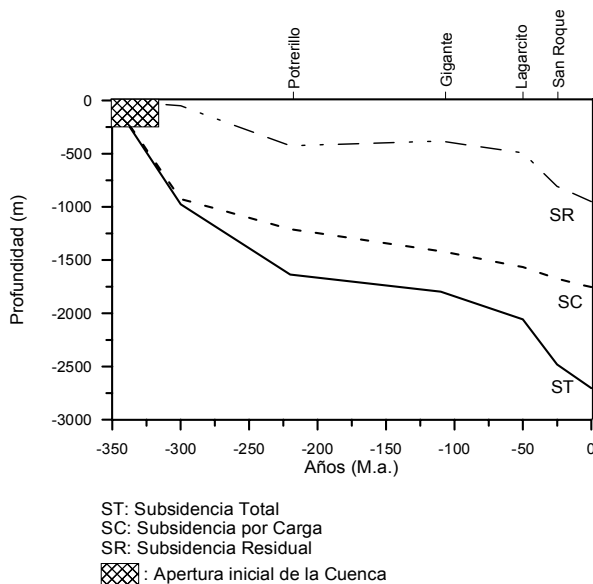


Figura 3: Diagrama Tiempo - Profundidad, para el pozo Las Toscas, ubicado en la Cuenca de Las Salinas.

A diferencia de la cuenca de Beazley, este apartamiento entre ST y SC nos indica la presencia de fuentes de calor.

En la Figura 2, observamos una curva escalonada, con una velocidad de sedimentación para la primera etapa de  $5.9 \times 10^{-3}$  mm/año, esta velocidad se mantuvo hasta aproximadamente los 220 Ma. A partir de ese momento, se ve rápidamente incrementada la velocidad de sedimentación, alcanzando los 0.027 mm/año, entre los 220 Ma y los 180 Ma. Seguido nuevamente de un estado de tranquilidad, con una baja velocidad de subsidencia

de  $1.6 \times 10^{-3}$  mm/año, extendiéndose desde los 180 Ma hasta los 120 Ma aproximadamente.

A partir de los 120 M.a., se incrementa nuevamente la velocidad de subsidencia, alcanzando los  $0.12 \times 10^{-3}$  mm/año. En los últimos episodios de subsidencia, la velocidad se mantuvo en  $7.11 \times 10^{-3}$  mm/año. En esta última etapa, se ve una discrepancia entre las curvas de ST y SC.

En la Figura 3, al igual que para la cuenca de Beazley, la sedimentación acompaña a la subsidencia, con una velocidad de 0.02 mm/año. Desde los 300 M.a., la SC responde a mecanismos de compensación isostática flexural. La curva de ST subsidencia a una velocidad de  $8.25 \times 10^{-3}$  mm/año. Sobreviene un periodo de tranquilidad desde los 220 M.a. y hasta los 110 M.a., con una velocidad de subsidencia de  $1.47 \times 10^{-3}$  mm/año, consistente en tiempo con la obtenida para la cuenca de Beazley. Luego existe un pequeño incremento de velocidad y finalmente a partir de los 50 M.a. una aceleración de la sedimentación, alcanzando los  $0.013 \times 10^{-3}$  mm/año.

### Conclusiones

De los diagramas de tiempo-profundidad obtenidos en dos perforaciones realizadas uno en la cuenca de Beazley y otra en la cuenca de las Salinas podemos extraer las siguientes conclusiones:

- 1)-Los episodios de subsidencia son similares en ambos diagramas.
- 2)-En la cuenca de Beazley existe una correspondencia entre la subsidencia total y la subsidencia por carga. Este hecho señala ausencia de calor y compensación isostática del tipo Airy.
- 3)-En la cuenca de Las Salinas, la coincidencia entre la subsidencia total (ST) y la subsidencia por carga (SC), es sólo en la etapa inicial de la apertura de la cuenca. Luego estas curvas se apartan una de otra, indicando la presencia de fuentes de calor. Este hecho responde a un mecanismo de compensación isostática flexural elástica.

### Bibliografía

CRIADO ROQUE, P.; MOMBRU, C. y RAMOS, V. 1981. Relatorio e Interpretación Tectónica. Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis. Relatorio del VIII Congreso Geológico Argentino.

FRAGA, H.; INTROCASO, A. 1990. Un modelo gravimétrico litosférico par la Subcuenca Lomas de Olmedo (Cuenca del Norte y Noroeste) en la provincia de Salta-Argentina. Geofísica Internacional. Vol. 29, pp.89-99.

INTROCASO, A. Y RAMOS, V. 1984. La Cuenca del Salado: Un modelo de evolución Aulacogénica. IX Congreso Geológico Argentino. S.C. de Bariloche, Actas III: 27-46.



## Uniqueness, stability and factual geological information: the ingredients of a meaningful geophysical interpretation

João B. C. Silva, UFPA – Federal University of Pará, Brazil.

### Summary

To produce a unique and stable solution in geophysical interpretation, an inversion method must introduce particular constraints. These constraints will, inevitably, restrict the type of geological setting where the method may be applied. However, the constraints, used or invoked to guarantee uniqueness and stability, are formulated in terms of abstract mathematical restrictions. I present a geological interpretation of the mathematical constraints used in three gravity uniqueness theorems and in most stabilizing constraints used in inversion methods. The purpose is to help not only researchers to develop sound gravity inversion methods, but also explorationists to select the best interpretation method for a given geological setting. I found that, in the class of homogeneous sources, uniqueness is favored if the inversion method imposes that the solution be a compact body without curled protrusions at their borders. Additionally, stability may be achieved by the incorporation of five basic types of constraints: *i*) lower and upper bounds of parameter estimates; *ii*) proximity of a parameter estimate to a measured or inferred value; *iii*) spatial smoothness of the estimated physical property; *iv*) concentration of the estimated anomalous source about a geometrical element such as an axis, and *v*) source compactness.

### Introduction

The geophysical inverse problem has neither a unique nor a stable solution, that is, it is an ill-posed problem. An ill-posed problem reflects an imbalance between the amount of information contained in data and the amount of information demanded by the interpreter. In this way, an ill-posed problem usually admits more than one solution compatible with the data. The first step toward solving an ill-posed problem is to transform it into a well-posed one, that is, a problem with unique and stable solution. The introduction of a priori information may constrain a solution to be unique and stable. However, the a priori information inevitably biases the solution and restricts the type of geological setting where an interpretation method may be applied. As a result, to obtain geologically meaningful interpretations, we must use methods guaranteeing uniqueness and stability via incorporation of true source attributes. However, this is not a trivial task because uniqueness theorems and stabilizing methods introduce a priori information in terms of abstract mathematical restrictions, and not in terms of geological

constraints. This paper is a step forward in attenuating this difficulty. First I analyze three uniqueness theorems in gravity interpretation and interpret the abstract mathematical restrictions in terms of physical and geological constraints. In addition, I present a non-mathematical overview of most stabilizing constraints used in geophysical inversion methods, emphasizing their geological meaning. The uniqueness analysis may be useful to researchers in developing sound gravity inversion methods whereas the overview of stabilizing constraints may be of assistance to explorationists in selecting the best interpretation method for a given geological setting.

### Uniqueness

In this section I present the theorems I propose to analyze in terms of their implicit physical and geological constraints. Smith (1961) has proven the following theorem. "Let  $v$  be a plane and  $\rho(x,y,z)$  a positive density distribution which is constant along each line perpendicular to  $v$ . A mass system is said to be of type  $(v, \rho)$  if it satisfies the following properties: (i) it is formed by filling a bounded open set  $T$  with mass so that the density at each point of it is  $\rho(x,y,z)$ ; (ii) each line perpendicular to  $v$  either does not meet  $T$  at all or intersects it in a single line segment; (iii) if  $T^*$  is the orthogonal projection of  $T$  on  $v$  then its boundary  $F(T^*)$  has null area; (iv) the lines perpendicular to  $v$  which meet  $F(T)$  in more than two points, intersect  $v$  in a set whose closure is zero; (v) for each connected component  $\Gamma$  of the interior  $I(\overline{T})$  of  $\overline{T}$ , the closure of the projection of  $\Gamma$  on  $v$  does not intersect the closure of the projection of  $(R^3 \setminus \Gamma) \cap (I(\overline{T}))$ . Under the above conditions, if  $v$  and  $\rho$  are given, then two different mass systems of type  $(v, \rho)$  cannot produce the same external field."

Strakhov and Brodskiy (1985) and Brodsky (1986) presented uniqueness theorems in the class of uniform polygons and polyhedra, respectively. Both theorems can be stated as follows. "Let  $T_1$  and  $T_2$  be two homogeneous polyhedra (or polygons) with densities  $\rho_1$  and  $\rho_2$ , producing, outside some domain  $B \supset T_1 \cup T_2$ , identical gravity fields. If the sets  $T_1 \cap T_2$  and  $R^3 \setminus (\overline{T}_1 \cup \overline{T}_2)$  [or  $R^3 \setminus (\overline{T}_1 \cup \overline{T}_2)$ ] are connected, then  $T_1 \equiv T_2$  and  $\rho_1 \equiv \rho_2$ .

The above theorems show typical examples of the abstract restrictions used by mathematicians to guarantee solution uniqueness in an inverse problem. These restrictions,

## Basis for classifying the potential field inversion methods

however, can be interpreted in terms of physical and/or geological constraints, leading to a useful guideline for designing sound gravity inversion methods. As an example, I mention that the above theorems may be translated into the geological constraint that the source presents neither holes in its interior nor fancy apophyses on their borders (Silva et al., 2001).

To validate this interpretation, I present below a review of published gravity inversion methods which use implicitly these constraints.

One of the first methods to use the above constraints was Zidarov and Zhelev's (1970) bubbling method. It transforms a given nonnull spatial discrete density contrast distribution  $\rho$  inside a region  $R$  into a constant distribution  $\rho^* \leq \rho$  inside a region  $R^* \supset R$ , by successive redistribution of the excess of mass of  $\rho$  relative to  $\rho^*$  in outward directions. Mottl and Mottlová (1972) used integer programming to constrain the densities of the juxtaposed cells defining an interpretation model to be either zero or a pre-specified value. A priori information about the source compactness and preferential directions are incorporated by suitably weighting the estimated densities, so stable solutions even assuming complex shapes may be obtained. René (1986) obtained a compact body by starting with a "seed" consisting of one or more cells with the pre-established density and by successively incorporating other cells with the same density along the borders of the growing body according to some specific criteria (such as decreasing the data misfit). The occurrence of hollows inside the body is explicitly ruled out. Green (1975) concentrated the nonnull densities close to a reference solution by suitably weighting the density of each cell. A model of constant density  $\rho^*$  is constructed by replacing the computed densities by zero or  $\rho^*$ . These constraints are sufficient to produce compact source estimates. Keeping the estimated source close to a reference solution is sufficient to assure solution stability. Last and Kubik (1983) start from the ridge regression solution which produces a shallow and diffuse density distribution, and iteratively concentrate the mass into smaller volumes by minimizing the number of cells with nonnull densities. To prevent a collapse of the estimated source into just a few cells with physically unrealistic densities, a *density freezing* procedure is introduced. If the density of a given cell violates the boundaries of the interval  $[0, \rho^*]$ , it is frozen at the exceeded bound and removed from the inversion. As a result, solutions consisting of a homogeneous body with density  $\rho^*$  are favored. Guillen and Menichetti (1984) extended Last and Kubik's method to estimate compact sources concentrated about a geometric element (point, axis, or plane) whose spatial position is known, allowing the stable estimation of complex-shaped sources. Camacho et al. (2000) presented a technique resembling René's (1986) method in which elementary cells of constant

densities  $\rho^*$ ,  $-\rho^*$ , or 0 are successively accrued to the other cells with nonnull densities.

### Stability

At present, five basic types of constraints may be used to impose solution stability.

1) **Inequality Constraint (IC)** – This kind of constraint establishes upper and lower limits for the parameters. These limits may be established in physical or geological grounds. For example, it is known that the density has the value zero as a lower limit. Depending on the geological environment, narrower ranges may be assigned to the density. Sediments in a sedimentary basin, for example may be restricted to the range ( $2.3 \text{ g/cm}^3$ ,  $2.8 \text{ g/cm}^3$ ). The IC alone contributes in reducing the instability but rarely is capable to stabilize completely the solutions. It produces geologically meaningful results only when combined with other constraints. Examples of real data interpretation using IC are given in Safon et al. (1977).

2) **Absolute Proximity Constraint (APC)** - This constraint imposes that some parameter estimates be as close as possible to given numerical values, subject that the observed anomaly be fitted within the observation errors. To stabilize the solution, the interpreter must specify numerical values for *all* parameters based on his geological knowledge about the true source. Because this information is rarely available, all parameter estimates are required to be as close as possible to zero. The estimated sources obtained with this estimator always present outcropping top and show nearly hemicylindric density contrast contours decreasing with depth. The bias toward concentrating anomalous mass at the Earth's surface follows from the requirement that the physical property distribution be as close as possible to a null distribution. Because the gravity anomaly is inversely proportional to the distance between source and observation, concentration of the mass close to the surface compels the observed anomaly to be explained by a distribution having the smallest absolute values, that is, a distribution which is closest to zero. Practical applications of this constraint are therefore limited mainly to the case where the actual sources have their tops at or near the Earth's surface and a horizontal dimension greater than the vertical dimension. In this case, this constraint may produce a blurred picture of the source depth extent (e.g., Bear et al., 1995). When combined with other stabilizing constraints, the APC may be applied to just a few parameters, allowing, in this way, incorporation of geologic information from boreholes or surface mapping (Medeiros and Silva, 1996; Barbosa et al., 1997).

3) **Relative Proximity Constraint (RPC)** – This constraint imposes that some parameter estimates be as close as possible to the estimates of spatially adjacent parameters. Like the APC constraint, the estimated solution using the RPC constraint consists of outcropping sources displaying

## Basis for classifying the potential field inversion methods

approximate hemicylindric symmetry, with density contrast decreasing with depth. This bias may be qualitatively explained by the very requirement that the estimated physical property distribution be spatially smooth. Concentrating most of the estimated source elements at the surface compels the observed anomaly to be explained by a distribution having small absolute values. Because the spatial gradients of the physical property are the ratio between the difference of estimated physical property in adjacent cells and the constant distance between adjacent cell elements, a physical property distribution with small absolute values will also have small spatial gradients. Geological settings where the RPC can be successfully applied are the same as those where the APC produces meaningful results. Examples of real data inversion using this constraint are given in Medeiros and Silva (1996) and Barbosa et al. (1997). Examples of real data interpretation using RPC with a depth-dependent weighting to avoid the concentration of anomalous source at the surface are given in Li and Oldenburg (1996).

### **4) Minimum Moment of Inertia Constraint (MMIC) -**

The moment of inertia of a body is its rotational inertia about a geometric element, like an axis, for example. For a point mass, the greater the distance between the point mass and the geometric element, the larger is the moment of inertia. For a mass distribution, the moment of inertia is obtained by summing the moments of inertia of the point masses within the mass distribution. The criteria of minimizing the moment of inertia with respect to a point and with respect to an axis were introduced by Guillen and Menichetti (1984) to concentrate the anomalous mass (or any other physical property) about these elements. The density contrast estimate of each cell of the interpretation model is weighted by the inverse of the squared distance between the cell center and the axis. The geological environments where this kind of constraint may be applied include mineralization along faults, laccolithic domes, dikes and sills intruding sediments.

**5) Compactness Constraint (CC) -** The term compactness is used here to qualify a source with no holes in its interior. Although this constraint is classified in this paper as a basic constraint, it is usually used associated with the APC by imposing that the density estimate of each cell be either close to zero or close to a pre-specified value. As a result, the estimated source becomes nearly homogenous. There are several implementations of this constraint (e.g., Zidarov and Zhelev, 1970; Last and Kubik, 1983). The combination of compactness, homogeneity, and mass redistribution in no preferential direction leads to simple, approximately isometric, estimated sources, guaranteeing uniqueness and stability. The geological environments where this kind of constraint may be applied include the intrusions of igneous rocks

### **Examples**

To illustrate the importance of adequate constraints in obtaining stable and geologically meaningful solutions, I apply a method incorporating the RPC constraint to the 51 equispaced noise-corrupted Bouguer anomaly observations (Figure 1a), produced by a simulated 2-D sedimentary section intruded by sills (Figure 1b), having a density contrast of  $0.3 \text{ g/cm}^3$  relative to the sediments. The pseudorandom noise added to the data is Gaussian with zero mean and standard deviation of 0.1 mGal. The interpretation model used consists of an  $18 \times 50$  grid of juxtaposed 2-D prisms with vertical and horizontal dimensions of 100 m and 200 m, respectively (Figure 1b). Note that the geological constraint implicitly introduced by the RPC (outcropping source) is not a true source attribute. As a result, this kind of constraint is not adequate in this simulated geological environment. This is confirmed by the inversion results shown in Figure 2.

**Combinations of Constraints** – A basic constraint applied in isolation rarely produces satisfactory results. In general, to obtain solutions of geological value, it is necessary to combine two or more basic constraints. I show below an examples of constraint combination.

**MMIC and APC** – In applying the combination of these constraints, I used the gravity data of Figure 1a. I set the lower and upper bounds of the density contrast estimate of each cell to, respectively, zero and  $0.3 \text{ g/cm}^3$  (which coincides with the true value assumed for the true sources). The estimated density contrast of each cell is forced to be close to either bound. In this way, the compactness and homogeneity of the source are implicitly introduced. The excess of mass is imposed to be concentrated around axis  $EE'$ . The estimated density contrasts (Figure 3) show a solution very close to the true sources. This result is achieved neither by the gravity anomaly alone, nor by the a priori information that the anomalous mass is concentrated about the axis  $EE'$ . Rather, it derives from the information contained both in the employed constraints (APC and MMIC) and in the gravity anomaly; that is, by confining the estimated source to the neighborhood of the axis, and by forcing all features of the gravity anomaly to be matched to changes in the estimated source thickness. Examples of real data inversion using this combination are given in Guillen and Menichetti (1984), Barbosa and Silva (1994), and Barbosa et al. (1999).

### **Conclusions**

An inversion method should be applied only to a specific geological setting because of the inevitable bias imposed by uniqueness and stabilizing constraints. Given a geological setting, the interpreter's task is to identify the prevailing geologic characteristic, and to select a particular inversion method whose constraints bias the solution toward this characteristic. This paper is a step forward in translating

## Basis for classifying the potential field inversion methods

abstract mathematical restrictions into physical and geological constraints which would hopefully help geophysicists not only to select, but also to design adequate inversion methods to interpret data from a given geologic setting.

Uniqueness theorems, although presented in abstract mathematical form, contain important information, which may be translated into physical and geological restrictions. Although the examples presented here are from potential field inversion, the rationale holds for any geophysical interpretation: uniqueness theorems and stability constraints are much more useful in practice when translated into geological characteristics.

### References

- Barbosa, V. C. F., and Silva, J. B. C., 1994, Generalized compact gravity inversion: *Geophysics*, **59**, 57-68.
- Barbosa, V. C. F., Silva, J. B. C., and Medeiros, W. E., 1997, Gravity inversion of basement relief using approximate equality constraints on depths: *Geophysics*, **62**, 1745-1757.
- Barbosa, V. C. F., Silva, J. B. C., and Medeiros, W. E., 1999, Stable inversion of gravity anomalies of sedimentary basins with nonsmooth basement reliefs and arbitrary density contrast variations: *Geophysics*, **64**, 754-764.
- Bear, G. W., Al-Shukri, H. J., and Rudman, A. J., 1995, Linear inversion of gravity data for 3-D density distributions: *Geophysics*, **60**, 1354-1364.
- Brodsky, M. A., 1986, On the uniqueness of the inverse potential problem for homogeneous polyhedrons: *SIAM J. Appl. Math.*, **46**, 345-350.
- Camacho, A. G., Montesinos, F. G., and Vieira, R., 2000, Gravity inversion by means of growing bodies: *Geophysics*, **65**, 95-101
- Green, W. R., 1975, Inversion of gravity profiles by use of a Backus-Gilbert approach: *Geophysics*, **40**, 763-772.
- Guillen, A., and Menichetti, V., 1984, Gravity and magnetic inversion with minimization of a specific functional: *Geophysics*, **49**, 1354-1360.
- Last, B. J., and Kubik, K., 1983, Compact gravity inversion: *Geophysics*, **48**, 713-721.
- Li, Y., and Oldenburg, D. W., 1996, 3-D inversion of magnetic data: *Geophysics*, **61**, 394-408.
- Medeiros, W. E., and Silva, J. B. C., 1996, Geophysical inversion using approximate equality constraints: *Geophysics*, **61**, 1678-1688.
- Mottl, J., and Mottlová, L., 1972, Solution of the inverse gravimetric problem with the aid of integer linear programming: *Geoexploration*, **10**, 53-62.
- René, R. M., 1986, Gravity inversion using open, reject, and "shape of the anomaly" fill criteria: *Geophysics*, **51**, 988-994.

- Safon, C., Vasseur, G., and Cuen, M., 1977, Some applications of linear programming to the inverse gravity problem: *Geophysics*, **42**, 1215-1229.
- Silva, J.B.C, Medeiros, W.E., and Barbosa, V.C.F, 2001, Practical applications of uniqueness theorems in gravimetry. part I: Constructing sound interpretation methods: *Geophysics*, in press.
- Smith, R. A., 1961, A uniqueness theorem concerning gravity fields: *Proc. Cam. Phil. Soc.*, **57**, 865-870
- Strakhov, V. N., and Brodskiy, M. A., 1985, Uniqueness in the inverse logarithmic potential problem: *Bull. Acad. of Sci. USSR, Phys. of the Solid Earth*, **21**, 430-443.
- Zidarov, D., and Zhelev, Zh., 1970, On obtaining a family of bodies with identical exterior fields method of bubbling: *Geophys. Prosp.*, **18**, 14-33

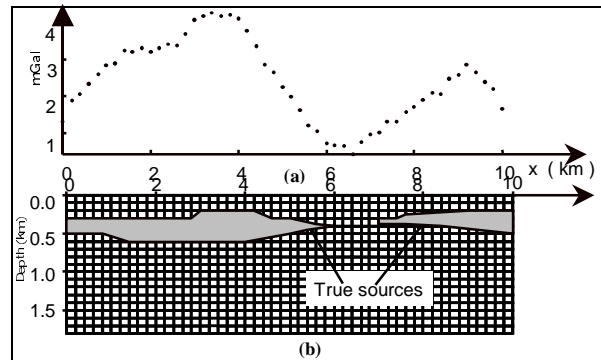


Figure 1: (a) Noise-corrupted Bouguer anomaly. (b) Simulated sills intruded into sedimentary basin and producing the anomaly in (a).

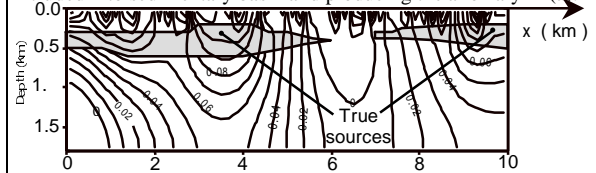


Figure 2: Inversion of the gravity data shown in Figure 1a using Relative Proximity Constraint. Contour interval 0.01 g/cm<sup>3</sup>.

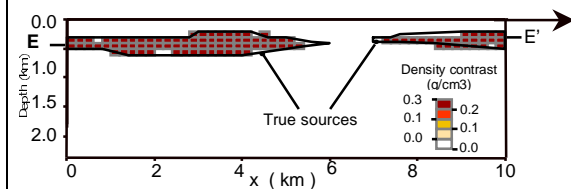


Figure 3: Inversion of the gravity data shown in Figure 1a using the combination of two constraints: Minimum Moment of Inertia with respect to the axis EE' and Absolute Proximity Constraints.



## Wavelet denoising of gravity gradiometry data

Julio Cesar S. O. Lyrio

Gravity and Magnetic Research Consortium, Department of Geophysics, Colorado School of Mines.

### Summary

In this paper I propose an automatic 1D wavelet filtering technique, specially designed to process gravity gradiometry data. The method uses compactly supported orthonormal wavelets that selectively filter out localized high-frequency noise with little effect on other sharp features present in the signal. The method is applied to synthetic data sets contaminated with both correlated and uncorrelated noise and compared with traditional Fourier domain filters. The overall results show that the performance of the proposed wavelet-based filter is comparable with the best results achieved with the Fourier filters. The possibility of getting reliable results with automatic choice of filter parameters makes the proposed filter a faster and valuable tool for processing large amounts of data, as in gravity gradiometry surveys.

### Introduction

Gravity gradiometry surveys are known to possess a higher resolving power than traditional gravity surveys due to the enhanced high frequency content of the acquired data. However, high-frequency noise varying in intensity and frequency often contaminates the data and needs to be filtered. Unfortunately, this type of noise may have a frequency content similar to that of the signal. For this type of noise, frequency domain filtering does not always work well because it globally removes frequencies causing a generalized smoothing effect that substantially broadens features of interest. Wavelet transforms have some advantages over Fourier transforms: multiresolution decomposition, and time/space localization, two important characteristics for denoising problems.

As demonstrated by Donoho (1993) wavelets are appropriate tools for denoising data. In this paper I propose a 1D automatic wavelet filtering method. The method takes advantage of characteristic differences of signal and noise in the wavelet domain, and is able to selectively filter out high-frequency noise with little effect on sharp features present in the signal. Comparisons with Butterworth and Wiener filters were done over synthetic data sets contaminated with either correlated or uncorrelated noise. However, the tuning of the parameters for FFT filters is not easy because it requires an analysis of the power spectrum and trial and error runs before achieving the best results. This process is time consuming for large data sets, since different parameter estimation will be necessary for different lines. Because the choice of

parameters for the wavelet filter is automatic, the processing is faster and therefore, more suitable for application to large gravity gradiometry data sets.

### Energy analysis

Even though gravity gradiometry signals have a high frequency content, they can be considered relatively smooth mainly because they do not have spikes or jumps. Therefore, in the wavelet domain, it is expected that the larger coefficients in the coarser scales will correctly reproduce the signal. When present, noise will be represented by small coefficients concentrated mainly at the finer scales. The reduction of noise in the wavelet domain is hence, carried out by eliminating small coefficients in the finer scales.

For orthonormal transforms the energy in the transform coefficients is equal to the energy in the original series. Conservation of energy is important here because the signal to noise separation method takes advantage of the differences in the energy distribution of signal and noise. The need for energy conservation requires the selection of orthonormal wavelet families. Since the choice of the wavelet family plays a minor role for denoising gravity gradiometry data, as shown by Lyrio (2000), I work only with the Daubechies family. This family offers a large number of basis choices.

The signal and noise energy distribution at different scales is of fundamental importance for the filtering process proposed. At each scale, the energy distribution is defined as

$$e_j = \sum_k w_{j,k}^2, \quad j=1, \dots, J;$$

where  $w_{j,k}$  is the wavelet coefficient at position  $k$  at scale  $j$ ,  $e_j$  is the total energy at  $j$ , and  $J$  is the coarsest scale. Analysis of the energy distribution over the scales for noiseless synthetic data shows a concentration of energy in the coarser scales with reduction towards the finer ones. On the other hand, the noise distribution of energy concentrates at the finer scales and decreases towards the coarser scales. According to this energy distribution, there will be a scale after which the energy of the noise overcomes that of the signal, as shown in Figure 1. This particular scale is the key for separating signal and noise. Scales coarser than this one are dominated by the signal energy, while finer scales are noise dominated. In the proposed process, coefficients in noise dominated scales are set to zero because they



## Wavelet denoising of gravity gradiometry data

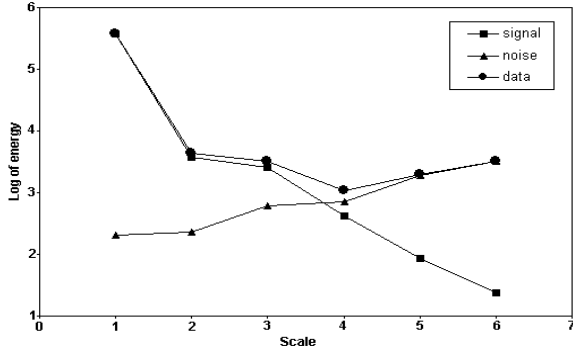


Figure 1 – Energy distribution over scales. Scales are finer to the right. For scales larger than 4, the noise energy is dominates the signal energy.

are induced by the noise and will not be used in the reconstruction. Thresholding will be applied to the signal dominated scales in order to reduce the noise contamination. Separation of signal and noise in terms of energy distribution also provides a rough estimate of the signal to noise ratio, defined by

$$\rho = \sqrt{\frac{\sum_{j=J}^{\beta} e_j}{\sum_{j=\beta-1}^1 e_j}},$$

where  $e_j$  is the energy at scale  $j$ ,  $\beta$  is the scale where signal and noise separates, and  $J$  is the coarsest scale in the transform.

### Wavelet Basis

Different wavelet basis are obtained by varying the support width of the wavelet. Changes in the wavelet support in general affect the final frequency characteristics of the wavelet transform. Usually the amplitudes of the coefficients change and, consequently, the scale where the signal and noise separate also changes. To find the most appropriated support for each case the transform is repeated using different basis. Energy analysis is applied after each transformation and the signal-to-noise ratio is calculated. The basis that gives the larger signal-to-noise ratio is chosen because it is expected to better preserve the high-frequency content in the signal.

### Cumulative energy thresholding

The total energy in the signal-dominated scales can be used to determine an optimum threshold. In this procedure the energy contribution of each coefficient is calculated and sorted in decreasing order. The energy is progressively added until the total reaches the same amount of energy that has been determined to belong to the signal (Figure 2). Reaching this amount of energy means that all larger coefficients necessary to reproduce the energy in the signal were

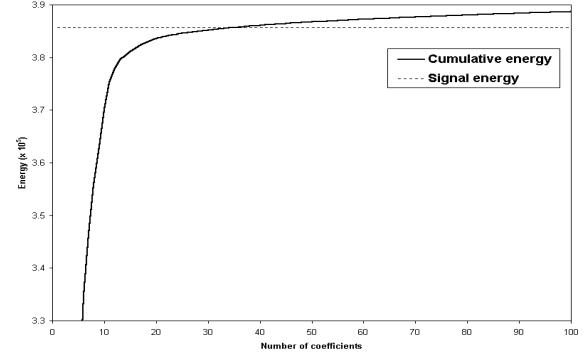


Figure 2 – Cumulative energy thresholding. The amount of energy determined to belong to the signal is achieved with only the first 35 larger coefficients.

considered and the remaining coefficients must account for noise. The amplitude of the next coefficient in the sorted set of energy determines the optimum threshold. A hard-thresholding function is then applied to the signal-dominated scales.

### Local energy analysis

Localized high-frequency anomalies in the data create a concentration of large coefficients that spread through the scales around the same spatial position, forming what are called cones of influence. In the finest scale to be kept, large coefficients that do not belong to such cones are more likely to be related to noise and may leave noise artifacts in the reconstruction.

In order to eliminate those coefficients, a different energy analysis was developed. In this analysis each scale is divided into sets of coefficients ( $C_i$ ) according to their spatial position. The number of sets, and their positions, is determined in such a way that only one coefficient contributes to each set in the coarsest detail scale (Figure 3). The energy contribution of coefficients in other scales, but in the same neighborhood accounts for the total energy in each set, which is defined as

$$e_c = \sum_{j=J-1}^1 \sum_{k=a}^b w_{j,k}^2, \quad c = 1, 2, \dots, L;$$

and,

$$a = (J + c - 1)2^{J-1-j} + 1,$$

$$b = (J + c)2^{J-1-j}$$

where  $e_c$  is the total energy in each set  $C_i$ ,  $w_{j,k}$  is the wavelet coefficient at scale  $j$  and index  $k$ ,  $L$  is the number of coefficients in the coarsest detail scale  $J$  and,  $a$  and  $b$  give, respectively, the index of the initial and final coefficient in each set. Sets containing cones of influence will show larger energy and will tend to form local maxima (Figure 3). Sets that have less

## Wavelet denoising of gravity gradiometry data

energy than the smallest local maximum are considered not to be related to anomalies. Therefore, large coefficients belonging to those sets are set to zero. Since the sets are defined by the position of the coefficients rather than the position of the anomalies, it is possible for the energy in the anomalies to spread out over more than one set ( $C_5$  and  $C_7$  in Figure 3). By choosing the local maximum with the smallest energy ( $C_9$ ) as the cutoff we are also keeping sets with large energy which do not form a maximum just because they are close to a larger energy set.

### Results

A synthetic model composed of three prismatic blocks, which represent a large deep basement feature and two small shallow intra-sedimentary features, was built to evaluate the performance of the proposed method. The top panels in Figures 3, 4 and 5 shows the Txz profile crossing the model.

The characteristics of correlated and uncorrelated noise added to the signal change for each component, but as a general rule, the standard deviation of the noise is about 10% of the standard deviation of the signal. Analysis of real data sets has shown that this noise level is realistic.

Results of the proposed method were checked against two popular frequency domain methods: Butterworth and Wiener filtering. To compare the performance of the three methods I have used a misfit function defined as

$$\varepsilon = \left( \sum_{i=1}^N (s_i - s'_i)^2 \right)^{1/2};$$

where  $\varepsilon$  is the misfit value,  $s$  is the true signal calculated from the synthetic model, and  $s'$  is the signal estimate obtained by filtering the data.

### Uncorrelated noise

Simulations of uncorrelated noise were performed using samples from a zero-mean normal distribution with variance differing for each component since the standard deviation of the noise is proportional to the standard deviation of the signal.

Table 1 shows the misfits resulting from filtering all components with the three methods. To facilitate the comparison the last column in Table 1 shows the ratio ( $\alpha$ ) of the wavelet misfit and the smallest misfit achieved with FFT filters:

$$\alpha = \frac{\varepsilon_d}{\min(\varepsilon_w, \varepsilon_b)};$$

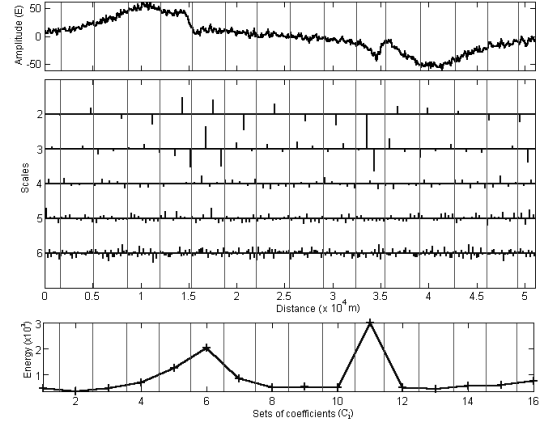


Figure 3 – Local energy analysis. Top panel shows the data. The central panel shows the distribution of the coefficients. Bottom panel shows the total energy in each set. The vertical lines separate the sets in all panels. Cones of influence form below the anomalies concentrating energy mainly in  $C_6$  and  $C_{11}$ .

where  $\varepsilon_d$  is the wavelet misfit and  $\min(\varepsilon_w, \varepsilon_b)$  is the smallest misfits achieved by the frequency domain filters [Wiener ( $\varepsilon_w$ ) and Butterworth ( $\varepsilon_b$ )]. The results are very similar since wavelet filter misfits are only 10% larger on average. However, it is important to realize that this comparison is quite unfair since the misfits for Wiener and Butterworth filters were obtained by trial and error processes that lead to the smallest misfit. On the other hand, the wavelet filter has achieved similar misfits without any manual tuning of the parameters. The results show that the use of the wavelet filter is a much faster approach to automatically get results as good as the best obtained with frequency domain filters. Figure 4 shows results of filtering the Txz component with the wavelet filter.

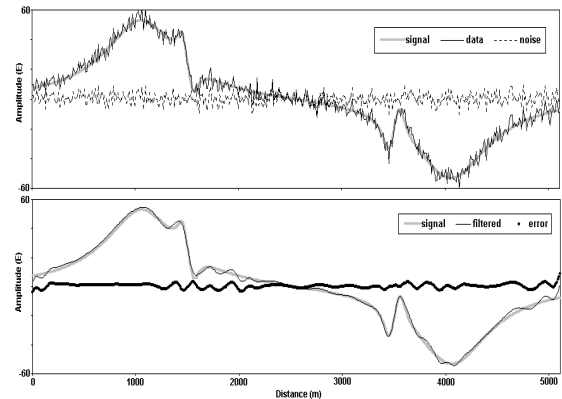


Figure 4 – Results of filtering uncorrelated noise with the wavelet method. Top panel shows the signal, noise and data. The signal, the filtered signal and their difference are shown in the bottom.

## Wavelet denoising of gravity gradiometry data

Component	$\epsilon_w$	$\epsilon_b$	$\epsilon_d$	$\alpha$
Txx	19.34	19.73	22.25	1.15
Txy	18.72	14.28	12.59	0.88
Txz	33.47	34.36	34.22	1.02
Tyy	10.45	10.49	12.22	1.17
Tyz	5.28	5.04	5.80	1.15
Tzz	31.61	30.50	38.17	1.25
Average	19.81	19.07	20.87	1.10

Table 1 – Misfits for filtering uncorrelated noise with FFT and wavelet filters. Last column shows the ratio between the wavelet misfit and the smallest FFT misfit.

Component	$\epsilon_w$	$\epsilon_b$	$\epsilon_d$	$\alpha$
Txx	30.98	25.89	26.42	1.02
Txy	21.09	17.17	13.23	0.77
Txz	50.19	44.37	46.67	1.05
Tyy	17.65	15.47	16.68	1.08
Tyz	7.45	7.90	7.97	1.07
Tzz	50.56	49.45	51.18	1.03
Average	29.65	26.71	27.03	1.00

Table 2 – Misfits for filtering correlated noise with FFT and wavelet filters. The last column shows the ratio between the wavelet misfit and the smallest FFT misfit.

### Correlated noise

Correlated noise was simulated by sampling an autoregressive process of order 2. The amount of added noise varies similarly to that of uncorrelated noise since both are proportional to the standard deviation of the signal in each gradient component.

Table 2 shows the misfits resulting from filtering all components with the three filtering methods. The misfits achieved in this case are, on average, the same as the best produced by the FFT filters. Again, it is worth remembering that the results obtained with the

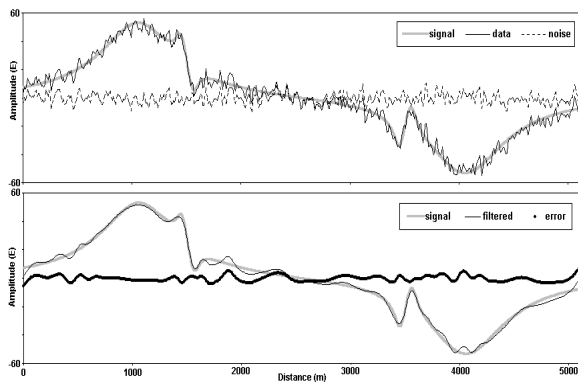


Figure 5 - Results of filtering correlated noise with the wavelet method. Top panel shows the signal, noise and data. The signal, the filtered signal and their difference are shown in the bottom.

frequency domain filter are optimized after a number of trial and error runs, while the misfits of the wavelet filter were achieved without any manual adjustment of parameters. The wavelet filter is hence able to produce much faster results as good as those obtained by the frequency domain filters. The result of wavelet filtering of data with correlated noise is shown in Figure 5, for the Txz component.

### Conclusions

A new automatic one-dimensional wavelet filtering technique to reduce noise in gravity gradiometry data was proposed. The advantage of the new filter comes mainly from the fact that all parameters are automatically chosen based on the characteristics of the signal and noise in the wavelet domain. The process does not require any tuning of parameters to produce results as good as the best achieved with frequency domain filters. This makes the process faster, reducing time and cost of processing large data sets, as in gravity gradiometry.

Although the proposed filtering process has been designed for gravity gradiometry data, it seems reasonable to extend its application to other potential field data. However, further studies must be conducted to investigate if the same signal and noise behaviors hold and also to determine which changes must be done to adjust the automatic separation procedure to achieve the best possible results in those applications.

### Acknowledgements

The author would like to thank the sponsors of the Gravity and Magnetic Research Consortium for providing the data and supporting this research. I also thank PETROBRAS for supporting my studies at Colorado School of Mines.

### References

- Donoho, D., 1993, Nonlinear Wavelet Methods for Recovery of Signals, Densities, and Spectra from Indirect and Noisy Data, Different Perspectives on Wavelets, Proceeding of Symposia in Applied Mathematics, V. 47, I. Daubechies ed., Amer. Math. Soc., Providence, RI, 173-205.
- Lyrío, J.C.S.O., 2000, Denoising Gravity Gradiometry Data, Gravity and Magnetic Research Consortium Annual Report 1999–2000, Colorado School of Mines.