

GRAVIMETRIA EM GOIÁS, BRASIL

Y. R. Marangoni¹, M. Assumpção¹ & E. P. Fernandes²

Apresenta-se um levantamento em Goiás, entre os paralelos 13° e 17° S e os meridianos 46° e 53° W. A área apresenta uma estrutura de blocos continentais amalgamados em diferentes épocas do Proterozóico Médio e Superior, com evidências de colisões na formação dos cinturões orogênicos dobrados, a faixa Araguaia e a faixa Uruaçu-Brasília. A assinatura gravimétrica permite dividir a região em duas porções separadas entre si por um forte gradiente horizontal de anomalia Bouguer (1,3 mGal/km). A leste do gradiente, observa-se um mínimo na anomalia Bouguer sendo a assinatura gravimétrica suave. Essa região corresponde às maiores altitudes do Planalto Central. A oeste, tem-se os valores mais altos de anomalia Bouguer e altitudes menos elevadas, incluindo, também, anomalias localizadas, acentuadas e de pequena largura associadas com intrusões alcalinas. Foi feita a análise isostática usando os modelos locais de Airy e Pratt, sobre um perfil médio. Como nenhum dos modelos apresentou resposta comparável aos dados de observações, aplicou-se o "modelo de sutura" de Gibb & Thomas (1976). Este modelo pode ser adequado para representar a assinatura gravimétrica da região.

Palavras-chave: Gravimetria; Sutura; Goiás.

GRAVITY DATA OF GOIÁS STATE, BRAZIL – *The area is located at the north of Goiás state, Brazil, at 13° to 17° S and 46° to 53° W. It can be regarded as an amalgamation of different continental plates that may have taken place at Middle and Upper Proterozoic times. The continental collisions may be responsible for the Araguaia and Uruaçu-Brasília fold belts. The gravity signature of the area shows a strong (1.3 mGal/km) horizontal gravimetric gradient at the Bouguer anomaly dividing the area in two portions. East of this gradient, Bouguer anomaly has the lowest values with a smooth gravity signature. This region comprises the highest altitudes of the Planalto Central. The west portion comprises higher Bouguer anomalies and low altitudes. In this portion there are some localized anomalies associated with alkaline bodies. Local isostatic analysis was performed at an average profile using Airy and Pratt models. Since both models had a poor gravity prediction compared with observations, it was applied the "suture model" of Gibb & Thomas (1976). This model may be used to explain the gravity signal in the area.*

Key words: Gravimetry; Suture; Goiás.

¹Instituto Astronômico e Geofísico - USP, Caixa Postal 9638, CEP 01065-970, São Paulo, SP.

²Observatório Sismológico - UnB, CEP 70910-900, Brasília, DF.

INTRODUÇÃO

A formação de montanhas sempre foi assunto de interesse por parte de geólogos e geofísicos. O desenvolvimento de sistemas montanhosos envolve movimentos verticais e horizontais de massa. Como essa nova configuração de massa é compensada pela litosfera continental tem sido objeto de estudo desde o final do século passado. Os estudos do campo de gravidade nos Himalaias e Andes, no final do século passado, levaram Pratt e Airy a proporem dois modelos de compensação isostática. Os dois modelos diferem no mecanismo em que as massas topográficas, encontradas em superfície, são compensadas em profundidade. Mas apresentam em comum a suposição de que a compensação se dá em caráter local, isto é, afeta a litosfera apenas sob a carga topográfica.

Os levantamentos gravimétricos sobre sistemas de montanhas mostraram que estes são caracterizados por pares de anomalias positivas e negativas. Estas observações valem para sistemas montanhosos recentes, como os Himalaias, Alpes e Andes, em orogenias antigas, como os Apalaches, e em regiões de suturas antigas, como o Escudo Canadense, o Escudo Brasileiro, os sistemas orogênicos associados ao evento Pan-Africano e algumas regiões da Austrália (Gibb & Thomas, 1976; Wellman, 1978; Lesquer et al., 1981; Karner & Watts, 1983; Lyon-Caen et al., 1985; Sheffels & McNutt, 1986; Ponsard et al., 1988; Molina, 1990). O estudo do mecanismo de compensação isostática desses sistemas montanhosos ou de seus vestígios, como nos casos das orogenias mais antigas, evoluiu com o tempo e isto pode ser observado nas referências citadas.

Karner & Watts (1983) citam que as primeiras interpretações dos pares positivo-negativo são feitas em termos estáticos, sem tentar entender o mecanismo que atuou na formação das montanhas. A anomalia positiva geralmente era interpretada em termos de rochas de grande densidade dentro da crosta, enquanto que as anomalias negativas eram interpretadas em termos de maior espessamento crustal. Com o desenvolvimento da teoria de tectônica de placas, procurou-se reinterpretar a anomalia gravimétrica em termos de convergência de placas e sutura. Gibb & Thomas (1976) apresentam um modelo quantitativo para a idéia de sutura. Os autores modelaram alguns perfis gravimétricos para o Escudo Canadense em termos de colisão de dois blocos continentais com espessuras e densidades diferentes. O modelo gravimétrico proposto é capaz de representar bem o sinal gravimétrico, tendo sido aplicado com relativo su-

cesso para outras regiões de suturas proterozóicas como a Austrália (Wellman, 1978), Brasil (Lesquer et al., 1981) e África (Ponsard et al., 1988).

Dado o interesse do estudo gravimétrico em regiões montanhosas, e de dobramentos proterozóicos, decidiu-se fazer um estudo para o Brasil Central, onde os eventos Uruaçuano e Brasileiro produziram regiões de dobramentos em torno dos cratons Amazônico e do São Francisco. A área de estudo situa-se no centro-norte do estado de Goiás, estando localizada entre as latitudes de 13° e 17° S e as longitudes de 46° e 53° W, dentro do escudo Brasileiro. A região compreende a parte central e sudeste da província Tocantins. O objetivo deste trabalho é apresentar os resultados do levantamento gravimétrico e fazer uma análise isostática inicial na região usando modelos isostáticos locais e aplicar o "modelo de sutura".

O levantamento gravimétrico da região de estudo iniciou-se em 1983 pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (OS-UnB), tendo, a partir de 1985, participação do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo (IAG-USP). O interesse pela área decorreu da inexistência de dados gravimétricos na região e pela estrutura tectônica e geológica com algumas evidências de sutura.

A área já foi objeto de estudos anteriores, porém com um enfoque diferente do apresentado aqui e sem utilizar a massa de dados gravimétricos usada aqui. Os trabalhos, na área, de Haralyi & Hasui (1981, 1982a, b) basearam-se em dados gravimétricos da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira, em levantamento regional e na extrapolação de observações de regiões com melhor recobrimento gravimétrico, como no sul do craton do São Francisco, objeto de levantamento gravimétrico da missão franco-brasileira (Lesquer et al., 1981). Estes trabalhos procuram identificar e classificar alguns tipos de anomalias gravimétricas que ocorrem na área e relacioná-las com anomalias características das suturas proterozóicas do Canadá. Segundo os autores, as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil podem ser divididas em blocos crustais, sendo estes blocos delimitados pelas anomalias gravimétricas relacionadas a fortes gradientes horizontais que separam amplitudes máximas e mínimas com cerca de 30 mGal acima e abaixo do regional, sendo que o mínimo está relacionado a um espessamento crustal. Os autores modelaram alguns perfis sugerindo uma possível estruturação entre esses blocos. Foram estes trabalhos, usando escassas informações gravimétricas, que geraram

grande interesse na área de estudo por parte do OS-UnB, iniciando um levantamento gravimétrico sistemático.

Assumpção et al. (1984) realizaram um levantamento gravimétrico no complexo máfico-ultramáfico de Barro Alto. Esse corpo é responsável por uma anomalia gravimétrica positiva sendo delimitado por um forte gradiente gravimétrico. Os autores propuseram que esse corpo apresenta um contraste de densidade entre +300 a +400 kg/m³ com respeito à rocha encaixante e apresenta um mergulho para NW, sendo que a base é muito mais estreita que o corpo aflorante em superfície. Feininger et al. (1991) apresentaram um trabalho semelhante para o complexo máfico-ultramáfico de Niquelândia, localizado ao norte de Barro Alto. O modelo para Niquelândia segue a tendência geral do modelo para Barro Alto. As idéias desenvolvidas nos dois artigos citados são consistentes com a estruturação por blocos do Centro-Oeste do Brasil, como proposto por Haralyi & Hasui (1981, 1982a, b).

Assumpção et al. (1986) apresentaram um mapa de anomalia Bouguer para Goiás com densificação maior do que os trabalhos anteriores a essa data, e um mapa preliminar de anomalia Bouguer do Distrito Federal, que foi completado por Veloso et al. (1987). Marangoni et al. (1988) propuseram uma geotransversal cortando o estado de Goiás entre as longitudes de 47° W e 52° W, ao redor da latitude de 16° S. Nesse trabalho foi feita uma compilação dos dados geofísicos existentes na área e apresentou-se um modelo para a estrutura crustal. O modelo de estrutura crustal baseou-se apenas em dados gravimétricos e de geologia da área, seguindo os modelos de suturas proterozóicas no Escudo Canadense (Gibb & Thomas, 1976).

ASPECTOS GEOLÓGICOS E TECTÔNICOS DA ÁREA

A região compreende a parte central e sudeste da província Tocantins (Almeida et al., 1981), a Fig. 1a mostra a localização da área de estudo.

A província Tocantins situa-se entre os cratons do São Francisco e Amazônico, a leste e a oeste. A norte e a sul, é limitada pelas bacias do Parnaíba e Paraná. O relevo apresenta altitudes baixas com algumas elevações isoladas, sendo que no centro de Goiás destaca-se o Planalto Central com altitudes em torno de 1.000 a 1.200 m. A província apresenta três regiões estruturalmente distintas: a região central, onde se encontra o maciço mediano de Goiás, a região leste, com a faixa de dobramentos Uruaçu-Brasília, e a re-

gião oeste, onde se localiza a faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia (Fig. 1a). Um mapa geológico simplificado da área encontra-se na Fig. 1b.

Faixa Araguaia

O cinturão Araguaia (Fig. 1a) representa a porção norte da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia. Essa faixa orla o craton Amazônico, por cerca de 2.500 km, sendo que este serve de antepaís para o desenvolvimento do cinturão. Desenvolve-se desde a bacia do rio Paraguai até o baixo curso dos rios Araguaia e Tocantins, desaparecendo a sul e a norte sob os sedimentos das bacias do Paraná e do Amazonas.

Segundo Pimentel & Fuck (1992) o ambiente deposicional era de uma plataforma marinha rasa, com um leque submarino adjacente ao craton, e uma bacia oceânica profunda para leste. A vergência estrutural é em direção ao craton Amazônico.

Segundo Figueiredo & Oliveira (1989, *in* Iwanuch, 1991) a individualização das bacias Estrondo e Tocantins ocorreu no Proterozóico Médio como consequência de uma tectônica de *rifles* com o colapso do embasamento por falhamentos profundos e criação de uma crosta vulcânica. O grupo Estrondo ((6) na Fig. 1b) seria constituído de sedimentos plataformais, enquanto o grupo Tocantins seria formado por rochas pelítico-psamíticas. Durante o evento Brasileiro, as rochas desses dois grupos passaram por uma tectônica caracterizada por cisalhamento simples e dúctil de baixo ângulo, produzindo "nappes" tectônicos e fatias de empurrão com ascensão de corpos graníticos. Lafon et al. (1990) apresentam resultados de datações radiométricas na faixa Araguaia. Os resultados de datações Sm-Nd das estruturas dômicas presentes na faixa indicam idades modelo arqueanas, enquanto os granitóides pertencem ao evento Brasileiro (idades Rb-Sr variando entre 650 e 452 Ma). Os autores não encontraram idades associadas ao evento Uruaçuano, indicando que a faixa deve ter se desenvolvida durante o Proterozóico Superior, sobre um embasamento Arqueano.

Maciço Mediano de Goiás

Entre as faixas dobradas Paraguai-Araguaia e Uruaçu-Brasília encontra-se um alto do embasamento antigo, o maciço mediano de Goiás (Fig. 1a). Grandes extensões são constituídas por rochas granito-gnáissicas e/ou gnaisses migmatíticos ((1) na Fig. 1b) (Marini et al., 1984).

Pimentel & Fuck (1992) sugerem que os ortognaisses na porção sudoeste do maciço são típicos de granitóides de arcos

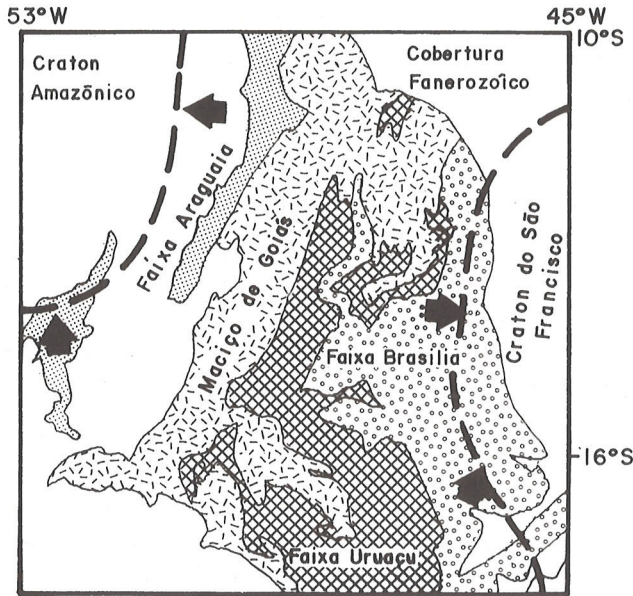


Figura 1a - Mapa esquemático da província Tocantins. As linhas tracejadas marcam os limites dos cratons. As setas grandes indicam a vergência tectônica dos cinturões de dobramentos. Adaptado de Pimentel & Fuck (1992).

Figure 1a - Schematic map of Tocantins province. Dashed lines indicate limits of cratonic areas. Arrows indicate tectonic vergence of the orogenic belts. Adapted from Pimentel & Fuck (1992).

vulcânicos de caráter cálcio-alcálico e as seqüências vulcano-sedimentares apresentam similaridades com associações de arcos vulcânicos modernos. Os autores propõem que a parte sul do maciço resultou de progressiva acreção e amalgamento de arcos de ilhas, que teria começado há cerca de 900 Ma. O magmatismo continuou através de todo o Proterozóico Médio e Superior, até a última fase de deformação e metamorfismo associado ao evento Brasileiro (~600 Ma).

Na região encontram-se também vários "greenstones" ((3) na Fig. 1b), sendo alguns bem estudados e outros mal conhecidos. Segundo Danni (1988) estes ocorrem em calhas estreitas e alongadas encaixadas entre blocos do substrato regional granito-gnáissico, podendo atingir 100 km de comprimento e largura variando de 2 a 8 km. O arranjo estrutural se apresenta segundo padrões lineares com tendência NNW.

Ainda presente dentro do maciço de Goiás encontram-se corpos máficos e granulíticos ((2) na Fig. 1b) dispostos em uma faixa ampla porém descontínua, ocorrendo em segmentos isolados (Marini et al., 1984). A descontinuidade lateral

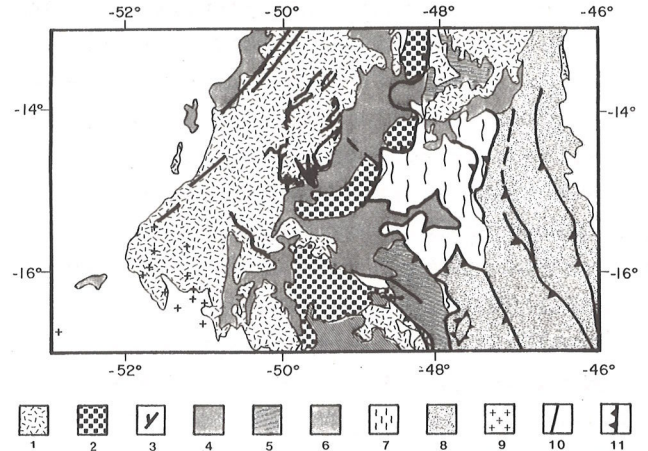


Figura 1b - Mapa geológico simplificado da região de estudo. As legendas neste mapa representam: (1) terrenos granito-gnáissicos; (2) terrenos granulíticos e máficos; (3) terrenos tipo "greenstone belts"; (4) metassedimentos do Proterozóico Médio, representando fácies distal (faixa Uruaçu?); (5) metassedimentos do Proterozóico Médio, representando fácies proximal (faixa Uruaçu?); (6) metassedimentos do grupo Estrondo (faixa Araguaia); (7) metassedimentos do Proterozóico Superior, grupo Paranoá (faixa Brasília); (8) metassedimentos do Proterozóico Superior, grupo Bambuí (faixa Brasília); (9) alcalinas do grupo Iporá; (10) falhas normais; (11) falhas inversas. Modificado de Marini et al. (1984).

Figure 1b - Simplified geological map of the studied region. Legends are: (1) granite-gneiss terranes; (2) granulite and mafic bodies; (3) greenstone belts; (4) metasediments of Middle Proterozoic, deep-water facies (Uruaçu belt?); (5) metasediments of Middle Proterozoic, near-shore facies (Uruaçu belt?); (6) Estrondo group metasediments (Araguaia belt); (7) metasediments of Upper Proterozoic, Paranoá group (Brasília belt); (8) metasediments of Upper Proterozoic, Bambuí group (Brasília belt); (9) alkaline bodies; (10) normal faults; (11) inverse faults. Modified from Marini et al. (1984).

parece resultar da presença de rochas de cobertura de idade proterozóica, condicionadas tectonicamente em blocos abatidos por falhas NW. Na região dos grandes maciços a faixa apresenta largura de cerca de 20 km, sendo limitada em ambos os lados por falhas inversas de alto ângulo. No lado leste, essas falhas colocam rochas granulíticas sobre os gnáisses do embasamento. No limite oeste, as rochas parecem estar envolvidas em eventos metamórficos mais jovens. Os principais

corpos máficos encontrados na área são os de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava e o complexo granulítico de Anápolis-Itaçu. Marini et al. (1984) supõem que os granulitos são de idade arqueana, representando porções da crosta inferior e manto superior recristalizados durante um evento no final do Arqueano. Fuck et al. (1989) sugerem que os complexos podem ser relacionados a um evento de colisão crustal e metamorfismo de alto grau que ocorreu no Proterozóico Médio, há cerca de 1.300 Ma. Novas interpretações destes complexos sugerem que essas rochas têm origem semelhante às de cadeias meso-oceânicas, tendo sido mais influenciadas pela alta temperatura do que pela pressão (Winge, 1990).

Faixa Uruaçu-Brasília

A existência da faixa Uruaçu na porção central da província Tocantins tem sido objeto de discussão entre os geólogos que trabalham na área (vide Fuck, 1990; Alkmim et al., 1993; Fuck et al., 1993). Portanto, optou-se por apresentar esses dois cinturões de dobramentos em conjunto, mantendo-se o termo faixa Uruaçu-Brasília quando de discussões mais gerais.

Segundo Marini et al. (1984) a faixa de dobramentos Uruaçu (Fig. 1a) é pouco conhecida. Ocupa a porção oeste da faixa Uruaçu-Brasília, estendendo-se do Triângulo Mineiro até o nordeste de Goiás. O sistema de falhamento Goiano Transversal, de direção WNW, esteve atuante durante a fase de estruturação e preenchimento da bacia, sendo responsável pela compartimentação dos araxáides em sub-bacias. Essa faixa foi metamorfizada até a fácies anfíbolito durante o evento Uruaçuano ou na fase inicial do evento Brasileiro. No segmento setentrional, porção leste, encontram-se representantes das fácies proximais ((5) na Fig. 1b) depositadas em condições de borda de plataforma, com sedimentação continental ou de mar raso. Mais a oeste, aparece a fácies distal ((4) na Fig. 1b), formada na parte mais profunda da bacia. O embasamento da bacia nessa região parece ser do tipo síalico. No segmento meridional, as porções mais a oeste correspondem à sedimentação flyschóide, com clásticos e vulcanismo andesítico subordinado, sua deposição ocorreu próxima a áreas tectonicamente ativas. A leste, a sedimentação teria se depositado sobre a elevação continental próxima do talude, sendo composta por terrígenos progradantes com calcários e argilitos no topo, representando a fácies marginal do grupo Araxá.

A faixa de dobramentos Brasília (Fig. 1a) desenvolveu-se no flanco oeste e sul do craton do São Francisco,

ocupando a porção leste da faixa Uruaçu-Brasília (Marini et al., 1984). É constituída por sedimentos do Proterozóico Médio e Superior, com datação por estromatólitos de 1.140 Ma e de 800 Ma. Esses sedimentos foram metamorfizados desde incipiente até a fácies xisto-verde, com metamorfismo decrescendo em direção ao craton. As deformações também são menos intensas de oeste para leste. Essa faixa dobrou e evoluiu durante o evento Brasileiro, há cerca de 600 Ma como pico metamórfico. A sedimentação do grupo Paranoá ((7) na Fig. 1b) ocorreu entre 1.200 e 900 Ma, na passagem do Proterozóico Médio ao Proterozóico Superior. Apresenta fácies de sedimentação continental e de borda de continente a leste e fácies de sedimentação marinha litorânea a oeste. A sedimentação psamítica começa com conglomerado basal seguido de siltitos e quartzitos, com filitos e xistos. A provável área fonte é o craton do São Francisco. A sedimentação marinha é carbonatada, composta essencialmente de calcários e dolomitos. O metamorfismo é da fácies xisto-verde com marcante decréscimo em direção ao craton. Importantes falhas de empurrão de direção regional, de eixo aproximadamente N-S, com vergência para leste afetaram o grupo Paranoá, sendo a mais importante a que o limita a oeste (Fig. 1b). No Distrito Federal e a oeste do mesmo ocorrem dobras de eixo EW (Fig. 1b), produzindo padrão de interferência de domo-e-bacia com as de eixo NS, sugerindo duas tensões tectônicas aproximadamente cruzadas, possivelmente relacionadas a dois episódios de deformacionais (Araujo F^o & Faria, 1992). O grupo Bambuí ((8) na Fig. 1b) apresenta idade radiométrica entre 600 e 650 Ma e a datação por estromatólitos indica idade entre 800 e 600 Ma. Começa com um conglomerado basal sobre o qual sucederam-se três megaciclos regressivos, a partir do qual desenvolveram-se fácies marinha sublitorânea, passando progressivamente a fácies marinha litorânea e supralitorânea com algumas localizações de fácies fluvial continental. Os sedimentos típicos do grupo Bambuí depositaram-se sobre plataforma epicontinental estável, com bacia caracterizada por um gradiente muito fraco do seu fundo e por águas pouco profundas.

LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO

As medidas de aceleração da gravidade foram feitas com gravímetros LaCoste & Romberg - modelo G. Foram levantados no total 2.707 pontos na área de estudo, utilizando bases gravimétricas da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (RGFB) (Escobar, 1980). Outros 638

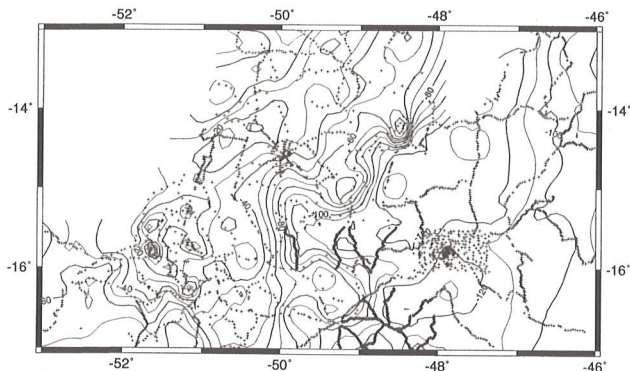


Figura 2a - Mapa de localização das estações gravimétricas e de anomalia Bouguer (intervalo de contorno de 10 mGal).

Figure 2a - Gravity station location and Bouguer anomaly map. Contour interval is of 10 mGal.

pontos foram obtidos de outras instituições diferentes do OS-UnB e IAG-USP, envolvidas inicialmente no projeto. As estações coletadas pelo OS-UnB e pelo IAG-USP distribuem-se ao longo das estradas principais e secundárias, com espaçamento médio da ordem de 5 km. Quando detectou-se anomalias interessantes foram feitos trabalhos de densificação de pontos reduzindo o espaçamento para cerca de 2 km. Posteriormente utilizaram-se os dados coletados pelo OS-UnB para a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) de Goiânia e os dados coletados pela Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). O trabalho para a CPRM foi realizado na porção sul da área sendo o espaçamento entre as estações de 1 km, com altitude determinada por nivelamento geométrico. Os dados coletados pelo IBGE, sobre referências de nível, apresentam espaçamento de 2 a 3 km. Incorporou-se os dados coletados por Feininger et al. (1991) na área de Niquelândia. A distribuição das estações gravimétricas disponíveis para este trabalho encontra-se na Fig. 2a.

Os pontos gravimétricos foram levantados preferencialmente sobre referências de nível (RN) implantadas pelo IBGE. Neste caso a estimativa da altitude da estação tem erros inferiores a 0,5 cm. Erros de até 1 m foram considerados nos casos onde o marco da RN foi arrancado. O espaçamento entre as estações situa-se em torno de 3 km para os circuitos

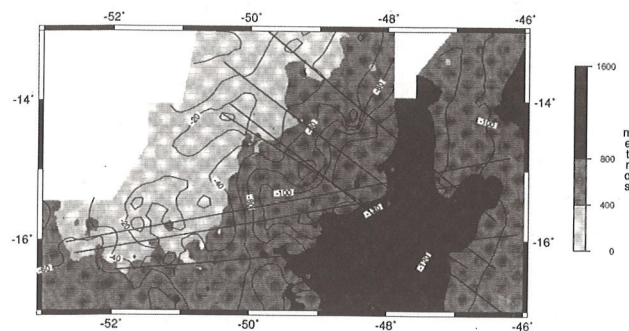


Figura 2b - Mapa esquemático de altitude e anomalia Bouguer (intervalo de contorno de 20 mGal). As áreas em branco são regiões sem estações gravimétricas. As linhas grossas mostram a localização dos perfis usados para o cálculo do perfil médio.

Figure 2b - Schematic map of altitude with Bouguer anomaly (contour interval of 20 mGal). Regions without gravity stations are blanked. The lines show the profiles position used to obtain the average profile for the region.

mais antigos e de 2 km para os circuitos recentes. As estações gravimétricas sobre RNs correspondem a cerca de 60% dos pontos da área. Nas regiões onde não existiam RNs, ou desejava-se uma densificação maior, a altitude foi determinada através do nivelamento barométrico. O espaçamento entre os pontos variou conforme o objetivo do levantamento: quando do recobrimento regional, ficou em torno de 4 a 5 km, e quando da densificação, em torno de 2 km.

A localização das estações foi feita através de cartas topográficas na escala de 1:100.000, as únicas disponíveis para a área. No caso do Distrito Federal, pode-se utilizar folhas na escala de 1:25.000. Para as cartas de 1:100.000 o erro no posicionamento das estações está em torno de 100 m, aumentando para até 500 m nas regiões onde as cartas topográficas mostraram-se muito desatualizadas.

O valor teórico da gravidade foi calculado em relação ao sistema de referência IGRF-1967:

$$\gamma = 978031,85 (1 + 0,005278895 \sin^2\varphi + 0,000023462 \sin^4\varphi),$$

sendo γ em mGal (10^{-3} Gal = 10^{-5} m/s²) e φ a latitude. Para a redução dos dados gravimétricos, considerou-se o efeito de maré e as correções de deriva estática e dinâmica do gravímetro. A anomalia Bouguer foi obtida utilizando-se uma densidade superficial de 2.670 kg/m³.

Para as regiões de relevo mais acidentado foram feitas correções topográficas usando-se cartas topográficas na escala de 1:100.000. No Planalto Central, onde encontram-se as maiores altitudes, usou-se cartas na escala de 1:25.000. Os maiores valores de correção topográfica foram de 1,5 mGal sobre o Planalto Central, sendo que para as outras regiões não ultrapassou a 1,0 mGal.

Os mapas de altitude (Fig. 2b) e de anomalia Bouguer (Fig. 2a) foram gerados com o software GMT-versão 2.1 (Wessel & Smith, 1992). Para a anomalia de Bouguer foi construída uma rede regular com espaçamento de 5 minutos (9,3 km) e para a altitude usou-se uma rede regular com 1 minuto (≈ 2 km) de espaçamento. Foi necessária uma rede mais fina para a altitude devido ao tipo de imagem apresentada na figura.

Na Fig. 2b, tem-se os valores de altitude obtidos durante o levantamento gravimétrico. Na porção centro-sul da área, as altitudes são maiores que 800 m, com alguns picos tão altos quanto 1.200 m, localizados principalmente sobre os metassedimentos da faixa Uruaçu-Brasília. Esta região é conhecida como Planalto Central. A oeste dessa área, as altitudes são mais baixas. Essas baixas altitudes correlacionam-se com terrenos granito-gnáissicos do maciço mediano de Goiás, sendo que os valores mais baixos (cerca de 200-300 m) estão sobre a sedimentação quaternária do rio Araguaia. A leste do Planalto Central, as altitudes variam entre 600 e 800 m.

A área em estudo apresenta uma assinatura gravimétrica interessante, como pode ser observado no mapa de anomalia Bouguer (Fig. 2a, b). A área pode ser dividida em duas porções separadas entre si por uma feição linear com um forte gradiente horizontal (0,96 mGal/km) de anomalia Bouguer variando de -110 a -60 mGal, com tendência N-S entre 17° e 15° S passando a NE-SW entre 15° e 13° S. Este gradiente posiciona-se sobre o cinturão granulítico (Fig. 3). Na porção sul o gradiente é modificado pelo complexo gabro-anortosítico da região de Anápolis-Itauçu e ao norte pelos corpos máfico-ultramáficos de Barro Alto (15° S) e Niquelândia (14,2° S). Na porção a leste desse gradiente observa-se uma região de mínimo (< -100 mGal) na anomalia Bouguer, sendo a assinatura gravimétrica bastante suave. Essa região corresponde às maiores altitudes do Planalto Central (Fig. 2b). Esse mínimo na anomalia Bouguer localiza-se sobre os metassedimentos dos grupos Bambuí e Paranoá (Fig. 3). A porção a oeste apresenta valores mais altos de anomalia Bouguer e altitudes menos elevadas (Fig. 2b). Encontram-se ali várias anomalias localizadas, acentuadas e de pequena largura, associadas a corpos alcalinos do grupo Iporá, de ida-

de cretácica (Ulbrich & Gomes, 1981) (Fig. 3). A maior destas feições com amplitude de 70 mGal (acima do regional de -30 mGal), localizada em 51,7° W e 15,8° S conhecida por anomalia do Registro do Araguaia (IAEA, 1986), não pode ser diretamente correlacionada com algum corpo alcalino aflorante, uma vez que se encontra recoberta pela sedimentação quaternária do rio Araguaia. Todas estas feições gravimétricas locais correspondem a fortes anomalias aeromagnéticas detectadas pelo Projeto Aeromagnético Iporá (DNPM, 1974). Outro gradiente horizontal (1,3 mGal/km) gravimétrico a oeste das anomalias de pequena largura parece correlacionar-se com o sistema Transbrasiliano e/ou faixa Araguaia (Fig. 3). A região entre os dois gradientes gravimétricos coincide com a região de amalgamento de arcos de ilhas, proposto por Pimentel & Fuck (1987a, b; 1992), (ou maciço mediano de Goiás, termo comum na literatura) caracterizando assim um terreno diferente da região de baixo gravimétrico na porção centro-leste da área.

A estruturação gravimétrica da área em dois platôs separados pela feição linear com um gradiente horizontal assemelha-se à estruturação das zonas de sutura, como descritas por Gibb & Thomas (1976) para as suturas proterozóicas do Canadá. Lesquer et al. (1981) explicaram a região sul do craton do São Francisco (localizada a sudeste da área abrangida neste trabalho) como uma possível região de sutura. Os autores sugeriram que a zona de sutura poderia ser a junção do craton arqueano com a micropalca do maciço mediano de Goiás. Segundo Assumpção et al. (1986), a feição linear que atravessa a presente área de estudo é continuação daquela encontrada por Lesquer et al. (ref. cit.) para a porção sul do craton.

ANÁLISE ISOSTÁTICA

Dois tipos básicos de modelo podem descrever o equilíbrio isostático: igualdade de massa em prismas iguais acima do "nível de compensação" (modelo de Pratt) ou a existência de equilíbrio hidrostático em um "nível de compensação" dentro da terra (modelo de Airy). Esses dois modelos são de caráter local, isto é, pressupõem que o reajuste da crosta às tensões aplicadas acontece apenas onde estas tensões estão ocorrendo. Esses dois modelos foram usados para uma análise inicial.

Perfil Médio

Um perfil gravimétrico médio serve para verificar se a região apresenta uma assinatura gravimétrica característi-

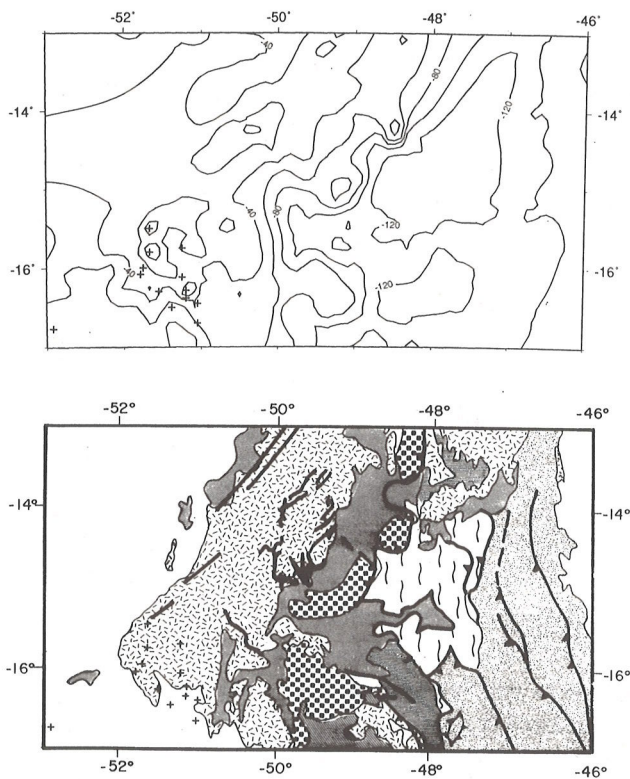


Figura 3 - Mapa geológico da Fig. 1b com o mapa de anomalia Bouguer. Intervalo de contorno de 20 mGal.

Figure 3 - Simplified geology from Fig. 1b and Bouguer anomaly. Contour interval of 20 mGal.

ca, como sugerido pelo mapa de anomalia Bouguer (Fig. 2), facilitando a apresentação de um modelo inicial. Os perfis, com a localização assinalada na Fig. 2b, foram escolhidos de forma a cortarem perpendicularmente o gradiente em regiões afetadas e não afetadas pela presença dos corpos máfico-ultramáficos, cobrindo toda a área de interesse. Os perfis gravimétricos (11-17) foram obtidos da rede regular de pontos e podem ser vistos na Fig. 4a. Observa-se, nessa figura, que os perfis apresentam forte semelhança entre si, sendo que as maiores diferenças devem-se à presença de corpos localizados. Como todos os perfis têm o mesmo padrão, é válido obter-se um perfil médio para a área.

Como discutido anteriormente, a feição linear de anomalia Bouguer sofre mudança de direção dentro da área de estudo, daí a necessidade de aplicar-se um ajuste horizontal em cada perfil. Esse ajuste foi feito para que o valor da anomalia Bouguer de -60 mGal coincidissem na mesma posição horizontal para todos os perfis, como pode ser observado na Fig. 4a. Escolheu-se esse valor por ser a isogal do

gradiente menos afetada pela presença dos corpos máficos, além de ser um dos limites (limite superior) do gradiente. O perfil médio para a anomalia Bouguer está mostrado na Fig. 4b. Considerou-se como erro do perfil médio o desvio padrão da média dos sete perfis utilizados, sendo representado pela linha tracejada na figura.

O comprimento dos perfis altimétricos é cerca de duas vezes o comprimento dos perfis gravimétricos, isto para diminuir o efeito de borda no modelamento isostático. Por isto, optou-se por retirar os perfis de altitude do mapa mundial de altitude digitalizado (NGDC, 1988). Estes perfis tiveram os mesmos ajustes horizontais que os gravimétricos. O perfil médio de altitude encontra-se na Fig. 4c, com o desvio padrão marcado pela linha tracejada. Nessa figura, pode-se observar que os valores mais altos de anomalia Bouguer correspondem aos valores mais baixos de altitude, e vice-versa, sendo esta a resposta gravimétrica normalmente esperada à presença de cargas topográficas. No entanto é interessante notar que o gradiente de altitude não está na mesma posição que o gradiente gravimétrico. Isto pode ser observado comparando-se os perfis médios de altitude e de anomalia Bouguer (Figs. 4c e 4b).

Modelo de Airy

Neste modelo, a compensação isostática se dá localmente pela deformação da Moho. É um modelo de compensação hidrostática. Assume-se que a crosta tem uma densidade constante ρ_c e está apoiada sobre um substrato 'fluido' de densidade ρ_m . A compensação das cargas topográficas, colocadas sobre a crosta, se dá localmente por uma variação da profundidade da base da crosta, com a formação de uma raiz, no caso de elevações topográficas, ou anti-raiz, no caso de depressões topográficas. A espessura da raiz, r , é função da altura da topografia, h , sendo filtrada pela relação entre as densidades da crosta e do manto:

$$r = \frac{\rho_c}{\rho_c - \rho_m} h. \quad (1)$$

Segundo este modelo, para feições topográficas de longo comprimento de onda, da ordem de 100 km ou mais, a anomalia de ar-livre tem média próxima a zero, uma vez que a região encontra-se isostaticamente compensada, e a anomalia Bouguer mostra uma correlação inversa com a topografia.

Na aplicação do modelo, usou-se uma crosta homogênea com densidade média de 2.800 kg/m³. A profundidade de compensação para essa crosta foi definida em 35 km que

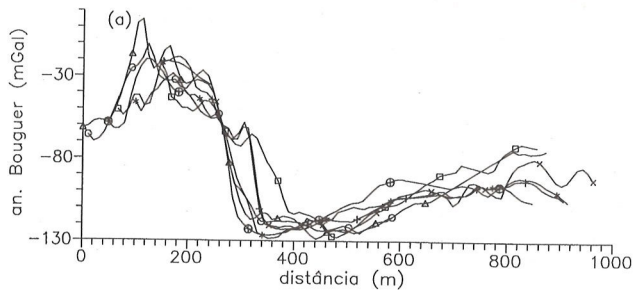


Figura 4a - Perfis de anomalia Bouguer: I1 (), I2 (Δ), I3 (o), I4 (+), I5 (x), I6 (*), I7 (\oplus).

Figure 4a - Bouguer anomaly profiles: I1 (), I2 (Δ), I3 (o), I4 (+), I5 (x), I6 (*), I7 (\oplus).

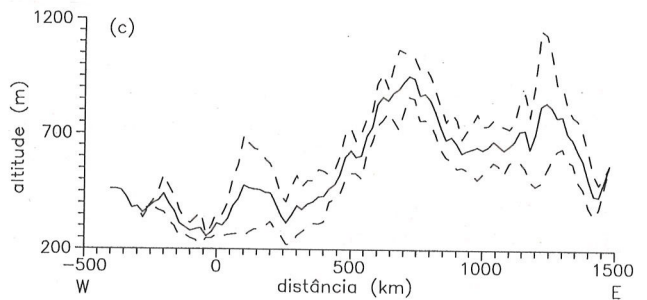
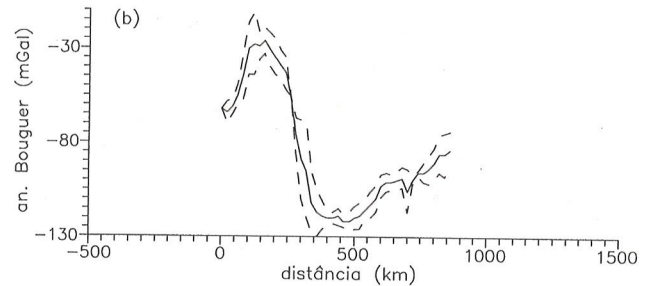


Figura 4b - Perfil médio de anomalia Bouguer.

Figura 4c - Perfil médio de altitude obtido do mapa mundial de altitude digitalizado (NGDC, 1988). O erro é dado pelo desvio padrão da média dos sete perfis usados, sendo indicado pelas linhas tracejadas no perfil médio de altitude e de anomalia Bouguer.

Figure 4b - Bouguer anomaly average profile.

Figure 4c - Altitude average profile obtained from digitalized altitude map (NGDC, 1988). Dashed lines indicate profile error, obtained from standard deviation.

corresponde, em média, a espessuras para áreas cratônicas com altitude zero. Essa "crosta normal" foi continuada lateralmente por 1.000 km em ambas as extremidades do perfil de deformação da Moho. Sobre essa crosta é colocada a carga topográfica. A resposta do modelo local de Airy será a deformação da Moho, com a criação de uma raiz associada a cada elevação topográfica, segundo a Eq. (1). A carga topográfica no presente estudo está representada pelo perfil médio de altitude (Fig. 4c). Esse perfil, mais longo que o de anomalia Bouguer, evita os efeitos de borda no cálculo da anomalia Bouguer predita, facilitando a comparação entre observação e predição. A anomalia Bouguer predita, ou teórica, é obtida através do cálculo da anomalia gravimétrica provocada pelo reajuste da crosta normal à topografia. O polígono usado para o cálculo da anomalia é dado pela topografia da Moho que está fora dos 35 km de espessura da crosta, isto é, os corpos ao longo da Moho que encontram-se acima ou abaixo da profundidade de 35 km, causando contraste positivo ou negativo de densidade, respectivamente. Para determinar a anomalia gravimétrica usou-se o método de Talwani et al. (1959).

Foram utilizados vários contrastes de densidade entre crosta e manto a fim de verificar qual seria a melhor resposta isostática do modelo. Assim, usou-se desde contrastes muito baixos como 100 kg/m^3 até valores muito altos como 1.000 kg/m^3 , além dos valores considerados como normais, na faixa de 200 a 600 kg/m^3 . Nenhum contraste de densidade foi capaz de reproduzir as anomalias Bouguer, a não ser a tendência geral de baixos valores a oeste e altos valores a leste (Fig. 5). Utilizou-se também uma espessura da crosta de 20 km e densidade média de 2.800 kg/m^3 com contrastes

de 300 a 500 kg/m^3 , e os resultados obtidos não diferiram muito daquele mostrado na Fig. 5, havendo um pequeno aumento ($< 20\%$) na amplitude dos máximos e mínimos.

Em todas as variações feitas com o modelo de Airy pode-se observar que, na região logo a leste do gradiente gravimétrico, o modelo prediz valores de anomalia Bouguer maiores que o observado e, na região a oeste, valores menores. Isto indica falta de massa na região leste e excesso de massa na região oeste. A diferença no tipo de compensação ao longo do perfil médio de anomalia Bouguer sugere que o gradiente marca o encontro de crostas com respostas diferentes à presença de cargas topográficas.

Modelo de Pratt

Este também é um modelo de compensação local, onde a compensação das cargas em superfície ocorre por variação lateral de densidade. Para este modelo supõem-se que a crosta apresenta uma espessura constante e densidade nor-

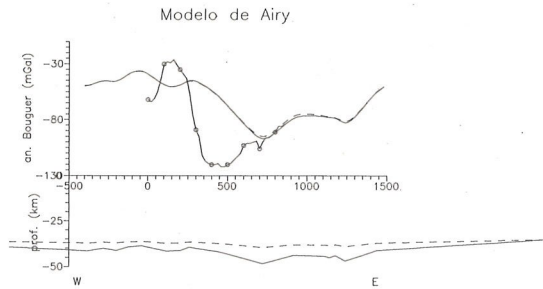


Figura 5 - Modelo de Airy para a carga topográfica apresentada na Fig. 4c. A linha contínua é para um contraste de densidade de 200 kg/m^3 , e a linha tracejada para um contraste de 600 kg/m^3 . O perfil médio de anomalia de Bouguer está representado por (o). O modelo da Moho para o contraste de densidade de 200 kg/m^3 (linha contínua) e 600 kg/m^3 (linha tracejada) está mostrado na parte inferior da figura.

Figure 5 - Airy model for topographic load of Fig. 4c. Solid line is for a density contrast of 200 kg/m^3 and dashed line for a density contrast of 600 kg/m^3 . Average Bouguer profile is represented by (o). Moho topography for density contrast of 200 kg/m^3 (solid line) and 600 kg/m^3 (dashed line) are at the bottom of the figure.

mal, ρ_c , e está apoiada sobre um substrato de densidade ρ_m . A densidade de cada bloco, ρ_b , é função da densidade da crosta, sendo filtrada pela relação entre a profundidade de compensação H e a altura da topografia h :

$$\rho_b = \frac{H}{h+H} \rho_c \quad (2)$$

Para a área de estudo é possível aplicar o modelo de Pratt, pois os perfis estão cortando províncias tectônicas diversas, que devem possuir idade e estrutura interna diferentes, com possível variação lateral de densidade: a leste do gradiente de anomalia Bouguer está a faixa Uruaçu-Brasília, composta por metassedimentos, e a oeste, os terrenos granito-gnáissicos do maciço mediano de Goiás.

Para o modelo de Pratt, utilizou-se uma crosta homogênea com densidade média de 2.800 kg/m^3 . O modelamento foi feito para várias profundidades de compensação isostática (H): 20, 35, 40 e 50 km. Sobre a crosta, foi colocado o perfil médio de altitude (Fig. 4c). O modelo fornece o contraste de densidade associado a cada bloco, correspondendo às diferentes altitudes, segundo a relação acima. Na prática, é calculado um valor de den-

sidade sob cada ponto de altitude usado. Os contrastes laterais de densidade ($\Delta\rho$) obtidos para as várias profundidades não ultrapassaram valores de -130 kg/m^3 , tornando-se menores com o aumento da profundidade de compensação isostática. Um exemplo encontra-se na Fig. 6b, onde tem-se variações laterais de densidade para 20 (linha contínua) e 50 km (linha tracejada) de profundidade de compensação isostática. Nesta figura pode-se observar, também, que o maior contraste de densidade encontra-se deslocado, cerca de 200 km a leste, com respeito ao mínimo de anomalia Bouguer. Comparando essa figura com a Fig. 4c, onde tem-se o perfil médio de altitude, nota-se que o maior valor de contraste de densidade encontra-se sobre as altitudes médias mais elevadas (nas proximidades do ponto de 700 km nas referidas figuras) como esperado.

A resposta gravimétrica para a compensação isostática, neste caso, irá depender da configuração dos blocos. Neste caso, os polígonos são definidos pelos blocos onde a variação de densidade é pequena e tem como espessura a profundidade de compensação isostática usada. Para o perfil de variação de densidade mostrado na Fig. 6b, foi possível dividir a região em blocos onde esta variação fosse mínima, restando o problema do gradiente, onde $\Delta\rho$ passa, p.ex., para $H = 20 \text{ km}$, de -60 a -120 kg/m^3 . Essa região foi subdividida em pequenos degraus. Ao todo, para esse primeiro modelo, utilizou-se 13 blocos, mostrados na Fig. 6a. Nessa figura tem-se ainda a resposta gravimétrica predita e o perfil médio de anomalia Bouguer. Pode-se observar que a resposta gravimétrica não ajusta o perfil gravimétrico observado, mostrando comportamento semelhante ao obtido pelo modelo de Airy (Fig. 5).

Pela semelhança que o mapa (Fig. 2) e os perfis (Fig. 4a) de anomalia Bouguer apresentam com regiões de suturas conhecidas, como comentado anteriormente, decidiu-se estruturar a área em blocos maiores permitindo maiores variações de densidade dentro de cada bloco. Usou-se o perfil médio de anomalia Bouguer para definir os limites do bloco central e, conseqüentemente, dos blocos laterais. Estes foram definidos como: a posição da anomalia Bouguer de -60 mGal , em 260 km, e o fim do baixo gravimétrico, em 620 km. O resultado obtido mostra discordância maior do que para o caso anterior, pois o bloco central não produz mais o baixo gravimétrico, ocorrendo uma diminuição do valor da anomalia Bouguer de oeste para leste.

Portanto os modelos simples de Pratt e de Airy mostraram-se inadequados para gerar a resposta gravimétrica observada. Na aplicação de ambos, obteve-se valores te-

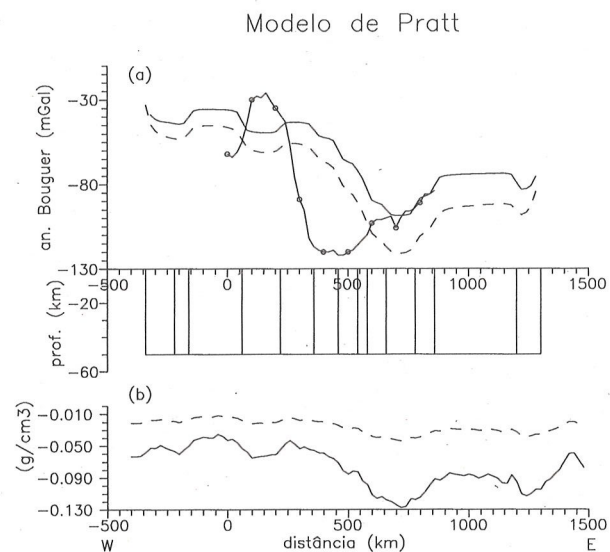


Figura 6a - Modelo de Pratt para a carga topográfica da Fig. 4c, com a crosta dividida em 13 blocos de densidades diferentes. As profundidades de compensação isostática usadas foram de 20 km (linha contínua) e 50 km (linha tracejada). O perfil médio de anomalia de Bouguer está representado por (o).

Figura 6b - Dois perfis de variação lateral de densidade resultantes da aplicação do modelo de Pratt para $H = 20$ km (linha contínua) e 50 km (linha tracejada).

Figure 6a - Pratt model for the topographic load of Fig. 4c, with the crust represented by 13 blocks of different densities. Compensation depth were of 20 km (continuous line) and 50 km (dashed line). Average Bouguer profile is represented by (o).

Figure 6b - Two profiles of lateral density variation resulted from Pratt's model application for $H = 20$ km (continuous line) and 50 km (dashed line).

óricos inferiores (≈ -45 mGal) aos observados (-25 mGal) a oeste do gradiente gravimétrico indicando uma região de excesso de massa. A leste do gradiente obteve-se valores maiores (≈ -70 mGal) que os observados (-130 mGal), sugerindo uma região com falta de massa ou altitude supercompensada. Essa variação na resposta gravimétrica pode indicar uma região de encontro de duas crostas diversas. Outra possibilidade é a presença de cargas dentro da litosfera, especialmente na região a oeste onde tem-se as intrusões alcalinas, que não foram consideradas nesses modelos mais simples, enquanto que na região leste os metassedimentos poderiam ser os responsáveis por valores menores de densidade.

Modelo de Gibb & Thomas (1976)

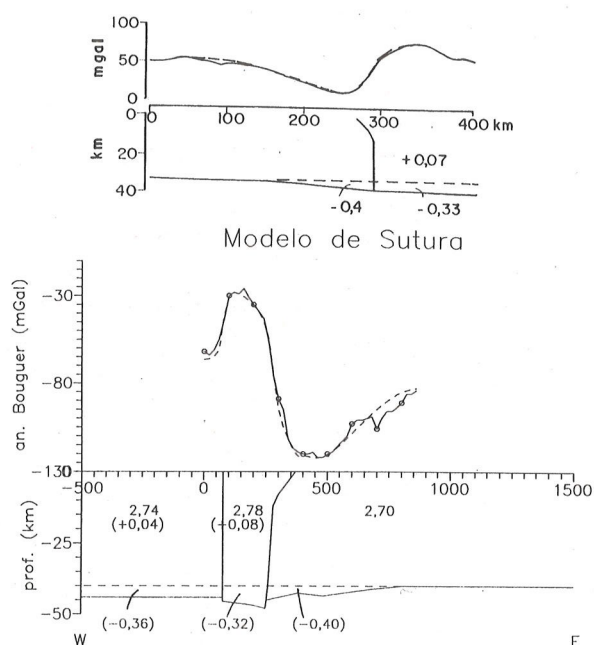


Figura 7 - Resposta gravimétrica do "modelo de sutura" usado, indicado na parte inferior da figura. A linha tracejada mostra a anomalia de Bouguer prevista. O perfil médio de anomalia de Bouguer está representado por (o). Densidades e contraste de densidade, entre (), estão em g/cm³. Na parte superior da figura está o modelo de Gibb & Thomas (1976) para o Escudo Canadense.

Figure 7 - Gravimetric prediction for the "suture model", showed at the bottom of the figure. Dashed line represent the predicted Bouguer anomaly. Average Bouguer profile is represented by (o). Densities and density contrast, in brackets, are in g/cm³. In the upper part there is the Gibb & Thomas model (1976) for the Canadian Shield.

APLICAÇÃO DO "MODELO DE SUTURA"

Zona de sutura é uma região que mostra características de colisão de dois blocos litosféricos. Quando elas são geologicamente mapeáveis, caracterizam-se, em superfície, pela justaposição de pseudo-ofiolitos típicos de ambientes de acreção (vulcanismo e rochas ultramáficas ou seus equivalentes metamórficos) e sedimentos geossinclinais típicos de zonas de subducção (Gibb & Thomas, 1976). Uma sutura é considerada como criptossutura quando não apresenta mais sinais em superfície (Gibb et al., 1983).

Segundo Gibb & Thomas (1976) essas regiões possuem assinatura gravimétrica característica (Fig. 7). A ano-

malia gravimétrica diminui gradualmente sobre a província mais antiga até atingir um mínimo próximo do limite entre as duas províncias, aumentando bruscamente até um extenso máximo sobre a província mais jovem. Nas regiões de sutura, os mapas de anomalia Bouguer mostram pares positivo-negativo de anomalia gravimétrica. O modelo crustal proposto por Gibb & Thomas (1976) sugere que a crosta mais jovem é ligeiramente mais densa e com espessura maior do que a crosta mais antiga, sendo que esta última vai se espessando em direção ao contato. A descontinuidade na densidade atravessa toda a crosta, separando cratons de densidades, espessuras, idades e estruturas interna diferentes.

Embora não existam evidências geológicas claras sobre uma sutura na região de estudo, a aplicação desse modelo parece adequada pela existência do forte gradiente horizontal gravimétrico separando uma região de alto gravimétrico de um baixo gravimétrico, como pode ser observado na Fig. 2a. Os perfis de anomalia Bouguer (Fig. 4a) também apresentam forte semelhança com os perfis apresentados por Gibb & Thomas (1976). Para a aplicação do "modelo de sutura" na região utilizou-se o perfil médio de anomalia Bouguer (Fig. 4b), com a finalidade de obter-se um modelo geral para a crosta naquela região, sem preocupação com anomalias localizadas.

Um modelo possível é mostrado na Fig. 7. Para o modelo considerou-se como "crosta normal" uma crosta homogênea, com espessura de 40 km, como sugerido por Ussami et al. (1993) para o Brasil, e densidade de 2.700 kg/m^3 . Para o manto a densidade escolhida foi de 3.100 kg/m^3 . O alto gravimétrico, de largura menor do que para outras regiões de sutura (Gibb et al., 1983; Wellman, 1978; Lesquer et al., 1981; Ponsard et al., 1988), foi ajustado por um bloco de densidade 2.780 kg/m^3 e espessura de 48 km, com densidade e espessura tendendo aos valores da "crosta normal" na direção oeste. Um modelo com densidade e espessura diminuindo, tendendo aos valores escolhidos como normais foi proposto por Wellman (1978) para alguns perfis na Austrália. Na região do contato, o bloco com "crosta normal" sofre um certo espessamento, saindo do equilíbrio isostático. Nas regiões mais distantes do encontro dos blocos, manteve-se o equilíbrio isostático.

Pelo modelo proposto (Fig. 7), o maciço mediano de Goiás apresenta maior densidade e espessura crustal. Segundo Brito Neves & Cordani (1991), o maciço mediano de Goiás pode ser considerado como um complexo mosaico de blocos tectônicos de idades e evolução es-

trutural diferentes, tendo sido fortemente afetado pelo evento Brasileiro, além de apresentar um importante evento de crescimento crustal na porção sudoeste em cerca de 800 Ma (Pimentel & Fuck, 1987a, b). Portanto esse bloco poderia ser mais jovem com respeito ao craton do São Francisco (possível embasamento das faixas dobradas?). Considerando o maciço mediano de Goiás como um mosaico de vários blocos tectônicos contendo, inclusive material de arco de ilhas, é possível que este bloco tenha uma densidade maior com respeito aos blocos correspondentes as faixas dobradas que o circundam. A diminuição de densidade, assim como de espessura, a oeste do alto gravimétrico, pode estar relacionada ao craton Amazônico. O aumento de densidade sob o alto gravimétrico pode ser explicado em função de uma contaminação crustal da área pela presença de magmatismo máfico e alcalino ou mesmo pela presença de restos da crosta inferior na região.

Hasui et al. (1993) apresentam um modelo para a continuação do gradiente no estado de Minas Gerais. Neste modelo, os autores colocam a subida da crosta inferior e a presença de supracrustais como parte do bloco mais denso, mantendo essa porção ladeada pela crosta superior e inferior de densidades normais. No modelo apresentado por esses autores a Moho também sofre o mesmo tipo de deflexão apresentada na Fig. 7. Embora o modelo de Hasui et al. (1993) seja uma sofisticação do "modelo de sutura", os resultados obtidos são semelhantes aos apresentados aqui.

Os dois contatos de blocos mostrados na Fig. 7 podem representar as duas zonas de colisão continental possivelmente presentes na área: o bloco do maciço mediano de Goiás colidindo com o craton do São Francisco (a leste) e com o craton Amazônico (a oeste). O "modelo de sutura" é estático, não permitindo definir quando e como ocorreram as colisões. A representação da Fig. 7 (e do modelo de Hasui et al., 1993) mostra apenas um esquema para a estruturação atual da crosta na região envolvida. A possibilidade de uma colisão entre o microcontinente do maciço mediano de Goiás e o craton do São Francisco já foi discutida por vários autores (Pena, 1974; Marini et al., 1981; Fuck et al., 1989; Hasui et al., 1993). Quanto à colisão dessa microplaca com o craton Amazônico, também existem algumas proposições sobre ela (Hasui et al., 1993) embora o gradiente horizontal de anomalia Bouguer não seja tão marcante como no outro caso (veja, p. ex., o mapa gravimétrico de anomalia Bouguer do Brasil in Sá et al., 1993).

CONCLUSÃO

O levantamento gravimétrico na região centro-norte de Goiás mostrou feições interessantes, como pode ser observado no mapa de anomalia Bouguer (Fig. 2). A área é separada em duas porções com comportamento gravimétrico distinto. A separação é feita por uma feição linear com um forte gradiente horizontal de anomalia Bouguer, ocorrendo na região onde alguns autores propõem a ocorrência de colisão continental. Apesar de não existirem evidências geológicas claras e definitivas, esta feição linear poderia indicar a presença de uma criptossutura na área. Outra pequena feição linear na porção mais oeste da área poderia ser associada ao sistema de falhamentos Transbrasiliano ou à colisão entre a microplaca do maciço mediano de Goiás e o craton Amazônico.

As feições obtidas no mapa de anomalia Bouguer (Fig. 2) mostram alguma correlação com os elementos estruturais da área, como pode ser visto na Fig. 3. A faixa granulítica situa-se muito próxima à feição linear na anomalia gravimétrica e os corpos máfico-ultramáficos de Barro Alto e Niquelândia têm assinatura clara no gradiente horizontal de anomalia gravimétrica. Existem poucas medidas próximas ao maciço de Cana Brava, portanto não se pode afirmar que este corpo também tem uma assinatura gravimétrica clara. A faixa dobrada Uruaçu-Brasília localiza-se, na sua maior parte, a leste do gradiente, na região do baixo gravimétrico, com anomalias menores que -100 mGal. A maior parte do maciço mediano de Goiás apresenta anomalias maiores que -60 mGal. Outras feições também são destacadas no mapa de anomalia Bouguer, como as intrusões alcalinas do grupo Iporá, que se apresentam como altos gravimétricos localizados na porção oeste da área (Fig. 3).

A análise isostática preliminar usando os modelos de isostasia local de Airy e Pratt mostrou-se ineficiente (Figs. 5 e 6). Ambos os modelos apresentaram respostas semelhantes. Na porção a oeste do gradiente horizontal de anomalia Bouguer, correspondendo aproximadamente ao maciço mediano de Goiás, ocorre excesso de massa, enquanto que a leste dessa feição, faixa Uruaçu-Brasília, há falta de massa. Como discutido anteriormente, o excesso de massa pode ser provocado pela presença de intrusões alcalinas ou pela crosta mais densa, como sugerido na aplicação do "modelo de sutura". A falta de massa na faixa orogênica poderia estar relacionada ao rebaixamento da crosta devido à sutura, porém como observado na Fig. 7, a região de maior

espessamento está associada ao maciço mediano de Goiás e não à faixa de dobramentos. Portanto essa falta de massa deveria ser associada à menor densidade desse bloco com relação ao bloco do maciço somada ao leve rebaixamento da crosta sob os mínimos de anomalia Bouguer. Uma contribuição devido à baixa densidade dos metassedimentos também é esperada.

Na aplicação de um "modelo de sutura" para a região, conforme proposto para várias suturas proterozóicas no mundo, utilizou-se um modelo de "crosta normal" (espessura de 40 km e densidade de 2.700 kg/m³) para a região do baixo gravimétrico (faixa Uruaçu-Brasília, a leste do gradiente horizontal gravimétrico) e uma crosta mais densa e mais espessa (2.780 kg/m³ e 48 km de espessura) sob o alto gravimétrico (maciço mediano de Goiás, região a oeste). Essa crosta mais densa tende aos valores de "crosta normal" à medida que se afasta da feição linear em direção a oeste, embora faltem dados de anomalia Bouguer nessa região para uma caracterização mais precisa.

Embora o "modelo de sutura" proposto (Fig. 7) pareça explicar muito bem a assinatura gravimétrica na área, ele apresenta problemas inerentes, também observados por Gibb & Thomas (1976). O primeiro deles é a falta de equilíbrio isostático ao longo de todo o perfil. Como discutido pelos autores acima, a região de encontro das placas não se encontra em equilíbrio isostático. O segundo problema, não discutido pelos autores ou em outros trabalhos que utilizam o mesmo modelo, é que o bloco crustal mais denso cavalga o bloco crustal menos denso. Isto pode ser observado na Fig. 7, que representa o modelo proposto. Por isso deve-se olhar com cautela para os resultados do "modelo de sutura" em termos de configuração tectônica. O ponto positivo deste modelo reside na sugestão de um amalgamento de blocos para a área. Como este amalgamento ocorreu e como é a configuração dos blocos envolvidos em termos de espessura e densidades, não é possível obter-se uma resposta adequada com o "modelo de sutura", sendo necessárias outras considerações mecânicas.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho teve suporte financeiro do CNPq, processos n^{os}. 407432-85, 410022-90, 306214-85. Os autores agradecem ao IBGE - regionais de Brasília e de Goiânia, aos bolsistas do Observatório Sismológico da UnB e aos técnicos do IAG-USP pela colaboração essencial no trabalho de campo e redução dos dados gravimétricos e

barométricos. Agradecem ao IAG-USP, ao OS-UnB e T. Feininger pela cessão dos dados gravimétricos usados neste trabalho.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F. F., BRITO NEVES, B. B. DE & CASTRO ALVES, J. A. - 1993** - Arcabouço tectônico do craton do São Francisco - uma revisão. In O craton do São Francisco J.M.L. Dominguez & A. Misi, eds. SBG/SGM/CNPq, Salvador, 45-62.
- ALMEIDA, F. F. M. DE, HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B. DE & FUCK, R. A. - 1981** - Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, **17**: 1-29.
- ARAÚJO Fº, J. O. & FARIA, A. - 1992** - Características estruturais da propagação do empurrão do Canastra sobre o Paranoá no evento Brasileiro no Distrito Federal. 37º Congr. Bras. Geol., Bol. Resumos Exp., 319-320, São Paulo, SP.
- ASSUMPTÃO, M., FERNANDES, E. P., ARAÚJO Fº, J. O. & SÁ N. C. DE - 1984** - Levantamento gravimétrico do Complexo de Barro Alto. Resultados preliminares. *Rev. Bras. Geof.*, **3**: 1-8.
- ASSUMPTÃO, M., VELOSO, J. A. V. & FERNANDES, E. P. - 1986** - Levantamento gravimétrico no oeste de Goiás e no Distrito Federal. *Anais do 34º Congr. Bras. Geol.*, **6**: 2667-2672, Goiânia, GO.
- BRITO NEVES, B. B. DE & CORDANI, U. G. - 1991** - Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.*, **53**: 23-40.
- DANNI, J. C. M. - 1988** - Os "greenstones belts" da província Tocantins no estado de Goiás, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**: 381-390.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (DNPM) - 1974** - Mapa magnetométrico. Curvas isogâmicas de campo magnético total. Projeto Iporá, escala 1:50.000. Brasília.
- ESCOBAR, I. P. - 1980** - Métodos de levantamentos e ajustamento de observações gravimétricas visando à implantação da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira. Publ. Observatório Nacional nº 1, Rio de Janeiro, 57 pp.
- FEININGER, T., DANTAS, J. J. & GIRARDI, V. A. V. - 1991** - Gravity interpretation and possible regional significance of the Niquelândia layered basic-ultrabasic complex, Goiás, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **4**: 343-350.
- FUCK, R. A. - 1990** - Dobramentos Neoproterozóicos da margem ocidental do craton São Francisco: revisão. 36º Congr. Bras. Geol., Bol. Resumos, 288-289, Natal-RN.
- FUCK, R. A., BRITO NEVES, B. B. DE, CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K. - 1989** - Geocronologia Rb-Sr no Complexo de Barro Alto, Goiás: evidência de metamorfismo de alto grau e de colisão continental há cerca de 1.300 Ma no Brasil Central. *Rev. Bras. Geoc.*, **3**: 125-140.
- FUCK, R. A., JARDIM DE SÁ, E. F., PIMENTEL, M. M., DARDENNE, M. A. & PEDROSA SOARES, A. C. - 1993** - As faixas de dobramentos marginais do craton do São Francisco: síntese de conhecimentos. In O craton do São Francisco J.M.L. Dominguez & A. Misi, eds. SBG/SGM/CNPq, Salvador, 161-185.
- GIBB, R. A. & THOMAS, M. D. - 1976** - Gravity signature of fossil plate boundaries in the Canadian Shield. *Nature*, **262**: 199-200.
- GIBB, R. A., THOMAS, M. D., LAPOINTE, P. L. & MUKHOPADHYAY, M. - 1983** - Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada. *Precambrian Res.*, **19**: 349-384.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA) - 1986** - Correlation of uranium geology between South America and Africa. *Thecn. Rep. Ser.*, **270**: 372-374.
- IWANUCH, W. - 1991** - Geologia dos complexos alcalinos proterozóicos do centro do estado do Tocantins. Tese de Doutorado, IG-USP, 200 pp.
- HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. - 1981** - Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul de Goiás. Atas do 1º Simp. Geol. Centro-Oeste, 73-92, Goiânia, GO.
- HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. - 1982a** - The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**: 160-166.
- HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. - 1982b** - Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. *Anais do 32º Congr. Bras. Geol.*, **1**: 374-385, Salvador-BA.
- HASUI, Y., HARALYI, N. L. E. & COSTA, J. B. S. - 1993** - Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, **12**: 7-31.

- KARNER, G. D. & WATTS, A. B. - 1983** - Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *J. Geophys. Res.*, **88**: 10449-10477.
- LAFON, J.-M., MACAMBIRA, J., MACAMBIRA, M. J. B., MOURA, C. A. V., GAUDETTE, H. E. & SOUZA, A. C. C. - 1990** - A faixa de dobramentos Araguaia (TO), novos dados geocronológicos. 36° Congr. Bras. Geol., Bol. Resumos, 288, Natal, RN.
- LESQUER, A., ALMEIDA, F. F. M. DE, DAVINO, A., LACHAUD, J. C. & MAILLARD, P. - 1981** - Signification structurale des anomalies gravimetriques de la parte sud du Craton de São Francisco (Bresil). *Tectonophys.*, **76**: 273-293.
- LYON-CAEN, H., MOLNAR, P. & SUÁREZ, G., - 1985** - Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**: 81-92.
- MARANGONI, Y. R., FERNANDES, E. P. & ASSUMPÇÃO, M. - 1988** - Transect Goiás - Brasil Central. VII Cong. Latino Americano de Geologia, Bol. Resumos, 377, Belém, PA.
- MARINI, O. J., FUCK, R. A., DANNI, J. C. & DARDENNE, M. A. - 1981** - A evolução geotectônica da Faixa Brasília e de seu embasamento. Anais 1° Simp. Craton do São Francisco e suas faixas marginais, 100-115, Salvador, BA.
- MARINI, O. J., FUCK, R. A., DARDENNE, M. A. & DANNI, J. C. - 1984** - Província Tocantins. Setores central e sudeste. In *O Pré-Cambriano do Brasil* F.F.M. de Almeida & Y. Hasui, eds. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 205-264.
- MOLINA, E.C. - 1990** - Modelo crustal da faixa Araguaia a partir de dados gravimétricos. Dissertação de Mestrado, IAG-USP, 102 pp.
- NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER (NGDC) - 1988** - ETOPO-5 bathymetry/ topography data. Data Announc. 88-MG-02, Natl. Oceanic Atmos. Admin., Washington.
- PENA, G. S. - 1974** - Geologia da área do Projeto Goiânia II, Sudoeste de Goiás. Anais 27° Congr. Bras. Geologia, 37-50.
- PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. - 1987a** - Geologia da seqüência vulcano-sedimentar de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, **16**: 217-223.
- PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. - 1987b** - Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, **17**: 2-14.
- PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. - 1992** - Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**: 375-379.
- PONSARD, J. F., ROUSSEL, J., VILLENEUVE, M. & LESQUER, A. - 1988** - The Pan-African orogenic belt of Southern Mauritanides and northern Rokelides (Southern Senegal and Guinea, West Africa): gravity evidence for collisional suture. *J. African Earth Sci.*, **7**: 463-472.
- SÁ, N. C. DE, USSAMI, N. & MOLINA, E. C. - 1993** - Gravity map of Brazil. 1. Representation of free-air and Bouguer anomalies. *J. Geophys. Res.*, **98**: 2187-2197.
- SHEFFELS, B. & McNUTT, M. - 1986** - Role of subsurface loads and regional compensation in the isostatic balance of the Transverse Ranges, California: evidence for intracontinental subduction. *J. Geophys. Res.*, **91**: 6419-6431.
- 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.
- ULBRICH, H. H. G. J. & GOMES, C. B. - 1981** - Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth-Sci. Rev.*, **17**: 135-154.
- USSAMI, N., SÁ, N. C. DE & MOLINA, E. C. - 1993** - Gravity map of Brazil. 2. Regional and residual isostatic anomalies and their correlation with major tectonic provinces. *J. Geophys. Res.*, **98**: 2199-2208.
- VELOSO, J. A. V., SOUSA, C. F. & FERNANDES, E. P. - 1987** - O mapa gravimétrico do Distrito Federal. 2° Enc. Reg. Geof., Bol. Resumos, 93, Salvador-BA.
- WELLMAN, P. - 1978** - Gravity evidence for abrupt changes in mean crustal density at the junction of Australian crustal blocks. *BMR J. Austr. Geol. and Geophys.*, **3**: 153-162.
- WESSEL, P. & SMITH, W. H. F. - 1992** - The GMT-SYSTEM version 2.1. Technical reference and cookbook, SOEST/SIO, 61 pp.
- WINGE, M. - 1990** - Faixas granulíticas do Brasil central. 36° Congr. Bras. Geol., Bol. Resumos, 332-333, Natal, RN.

Submetido em: 12/07/94

Revisado pelo(s) autor(es) em: 12/05/95

Aceito em: 18/05/95