INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS DA PARTE NORTE DA BACIA DO PARANÁ

EDER CASSOLA MOLINA*, NAOMI USSAMI*, NELSI CÔGO DE SÁ* e DENIZAR BLITZKOW*

ABSTRACT GRAVIMETRIC INTERPRETATION OF THE NORTHERN PARANÁ BASIN. A Bouguer anomaly map of the northern Paraná basin and surrounding fold belts was obtained by using approximately 4,000 gravity stations. This map shows high gradients of Bouguer anomalies around the basin which correlate with Middle and Upper Proterozoic fold belts. NNE-trending Bouguer anomalies characterize the central part of the northern Paraná basin, coinciding, therefore, with the directions of both the maximum depth to the basement (~ 5 km) and the maximum thickness of basalts (~ 1.7 km). A NNE-trending gravity high of 30-40 mGal amplitude is observed along the main axis of the basin. In order to investigate the source of this gravity high, the gravity effect of the basin-filling sediments and basalts was calculated and removed from the observed gravity field. Isostatic considerations suggest that the gravity high is probably caused by a high density (+0.05 o + 0.10 g cm⁻³) middle/lower crust intruded (as sills?) by mantle derived material, during the Mesozoic volcanism that affected the basin before the opening of the South Atlantic. The proposed gravity model predicts a crustal growth under the northern Paraná basin during this important tectonomagmatic event.

RESUMO INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS DA PARTE NORTE DA BACIA DO PARANÁ. O mapa de anomalias Bouguer da parte norte da bacia do Paraná foi obtido utilizando aproximadamente 4.000 estações gravimétricas. Este mapa mostra altos gradientes de anomalias Bouguer em torno da bacia que correlacionam com os cinturões de dobramentos do Proterozóico Médio e Superior. Anomalias Bouguer de direção NNE caracterizam a região central da parte norte da bacia do Paraná, coincidente portanto com as direções de máxima profundidade do embasamento (~ 5 km) e a máxima espessura de basaltos (~ 1.7 km). Um alto gravimétrico de direção NNE com amplitude entre 30 e 40 mGal é observado ao longo do eixo principal da bacia. Com o intuito de investigar a fonte deste alto gravimétrico, o efeito gravitacional dos sedimentos e basaltos que preenchem a bacia foi calculado e removido do campo gravitacional observado. Considerações isostáticas sugerem que o alto gravimétrico é provavelmente causado pela entrada (como sills?) na crosta média-inferior, de material de alta densidade (+0,05 a +0,10 g.cm⁻³) derivado do manto. Tais intrusões ocorreram durante o vulcanismo Mesozóico que afetou a bacia antes da abertura do Atlântico Sul. O modelo gravimétrico proposto prevê um crescimento crustal sob a parte norte da bacia durante este importante evento tectonomagmático.

INTRODUÇÃO A Bacia do Paraná tem sido objeto de intensivos estudos geológicos, geofísicos e geoquímicos na procura de hidrocarbonetos. O refinamento do conhecimento do arcabouço estrutural sob a bacia foi conseguido principalmente a partir de inúmeros trabalhos geofísicos de detalhe, como sismica de reflexão (Silva & Vianna 1982), sondagens magnetotelúricas-MT (Stanley et al. 1985) e aeromagnetometria (Ferreira 1982a, 1982b), uma vez que grande parte de sua extensão só é acessível por métodos de investigação indiretos ou perfurações. No entanto, os dados gravimétricos não foram ainda utilizados no reconhecimento das principais feições estruturais regionais da bacia, excetuando o trabalho de Lesquer et al. (1981), que analisaram as anomalias gravimétricas situadas na borda nordeste da bacia.

O estudo gravimétrico regional de bacias sedimentares fornece informações sobre feições estruturais superficiais e da parte mais profunda da crosta, que servem de vínculos importantes no estudo da origem e evolução termomecânica dessas bacias (Haxby et al. 1976, Watts et al. 1982). Neste sentido, é apresentada uma interpretação regional do mapa de anomalias Bouguer de toda a parte norte da Bacia do Paraná (acima da latitude 25°S). Foram analisadas as principais anomalias gravimétricas observadas no centro da bacia pela integração de outras informações geofísicas e de perfuração. A partir desses dados, o efeito gravitacional produzido pelos sedimentos e basaltos foi estimado e removido do campo de anomalias medido a fim de efetuar a interpretação da anomalia de grande comprimento de onda e provável origem crustal profunda. A ambigüidade inerente à interpretação desta última anomalia gravimétrica foi reduzida pelas considerações isostáticas da bacia.

SÍNTESE DA GEOLOGIA A figura 1a mostra o mapa da profundidade do embasamento da bacia. O embasamento da Bacia do Paraná é composto de rochas ígneas e metamórficas com idades entre 700 e 450 Ma (Cordani et al. 1984), que correspondem ao Ciclo Brasiliano. O eixo estrutural da bacia tem direção NNE e é aproximadamente paralelo ao Rio Paraná. Uma descrição detalhada da estratigrafia da bacia encontra-se em Northfleet et al. (1969), Schneider et al. (1974) e Zalán et al. (1987). A bacia sofreu três fases principais de subsidência separadas entre si por períodos de soerguimento e erosão (Zalán et al. op. cit.). Segundo estes autores, o início da sedimentação se deu no Siluriano. A máxima espessura de sedimentos silurianos (1.000 m) encontra-se no Paraguai enquanto, no lado brasileiro, 500 m desta sequência são encontrados no centro da porção norte da Bacia do Paraná. Sobre esta següência encontram-se em discordância os arenitos e folhelhos da Formação Ponta Grossa, de idade devoniana. A espessura máxima desta sequência é de aproximadamente 600 m próximo ao Arco de Ponta Grossa. O segundo período importante de subsidência ocorreu no Carbonífero Superior e Permiano. A sedimentação evoluiu de ambiente glacial a flúvio-deltáico e finalmente marinho. Esta é a sequência sedimentar mais espessa da bacia, atingindo até 1.600 m ao longo do presente eixo estrutural. Discordantemente sobre este pacote sedimentar encontram-se sedimentos continentais fluviais do Triássico. Os arenitos juro-cretáceos da Formação Botucatu, depositados em condições desérticas e com espessuras de até 100 m, seguiram-se à deposição triássica.

Um soerguimento importante (Asmus 1975) caracteriza a atenuação da sedimentação da segunda e o início da terceira fase de subsidência com o vulcanismo que afetou a bacia,

^{*} Departamento de Geofísica, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo. Caixa Postal 30627, CEP 01051, São Paulo, SP, Brasil

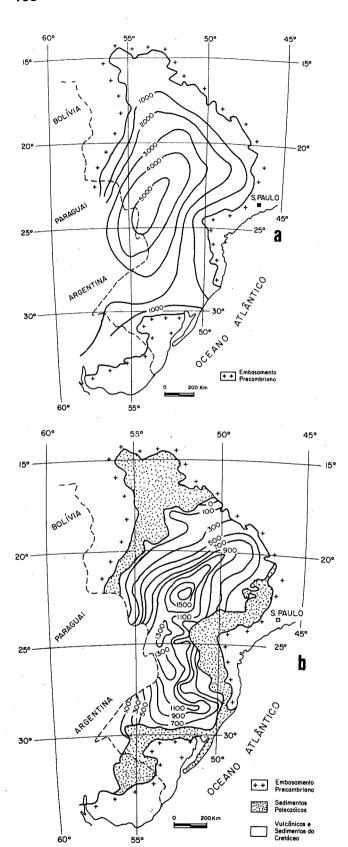


Figura I – Mapas da Bacia do Paraná: a. da profundidade do embasamento (modificado de Zalán et al. 1986) e b. espessura de basaltos da formação Serra Geral (modificado de Ferreira 1982a). Contorno em metros.

Figure 1 – Paraná basin maps: a. basement depth (modified from Zalán et al. 1986) and b. basalt thickness of Serra Geral Formation (modified from Ferreira 1982a). Contouring in meters.

permitindo a acumulação de pelo menos 1.700 m de basaltos (Fig. 1b) da Formação Serra Geral no Neojurássico -Eocretáceo (145-120 Ma, Cordani et al. 1980). Segundo Bellieni et al. (1984) e Piccirillo et al. (1987), a província Bacia do Paraná da é regionalizada geoquimicamente pela dominância de basaltos toleíticos com alta concentração de TiO2 e elementos incompatíveis na região acima da latitude de 25°S enquanto a sul da latitude 27°S a sequência vulcânica é dominada por basaltos toleíticos na base e riodacitos e riólitos na parte superior. Na região sul, as suítes vulcânicas apresentam baixa concentração de TiO2 e elementos incompatíveis. Esses autores ainda identificaram uma região transicional entre as latitudes 25°S e 27°S (Arco de Ponta Grossa), onde basaltos com alto e baixo teor de TiO2 e elementos incompatíveis ocorrem simultaneamente. Segundo Piccirillo et al. (1989), essa regionalização da provincia vulcânica deve refletir heterogeneidades no manto litosférico de onde derivaram os magmas. Restritos à parte norte da Bacia do Paraná e em discordância sobre a Formação Serra Geral foram depositados os sedimentos fluviais e lacustres da Formação Bauru no Neocretáceo. A máxima espessura estimada é de aproximadamente 300 m (Schneider et al. 1974).

O cráton sobre o qual se desenvolveu a Bacia do Paraná encontra-se cercada por outras unidades cratônicas (São Francisco a norte-nordeste, Amazônico a norte, Rio da Prata a sul), cujas bordas podem ser aproximadamente definidas pelos cinturões de dobramentos de idades meso e neoproterozóica (Almeida et al. 1981). As principais feições estruturais no interior da bacia são o Arco de Ponta Grossa de direção N60W e os lineamentos estruturais de mesma direção que se estendem para o interior da bacia, segundo os dados aeromagnéticos (Ferreira 1982b). Esses lineamentos limitam ambos o lados do Arco de Ponta Grossa. O arco e os lineamentos são caracterizados pela intrusão de diques de diabásio na direção preferencial NW-SE. O aparente controle desses lineamentos, pela movimentação vertical, sobre a deposição das sequências paleozóicas levou Ferreira (op. cit.) a considerá-los como feições estruturais pré-existentes no embasamento cristalino. Dados paleomagnéticos (Ernesto & Pacca 1989) sugerem que o evento intrusivo dos diques no Arco de Ponta Grossa deve ser posterior ao vulcanismo extrusivo que deu origem à sequência de lavas da Formação

Pela análise estatística dos principais lineamentos observados nos mapas aeromagnéticos, Zalán et al. (1986) determinaram a ocorrência de três direções principais dentro da bacia: N45-65W, E-W e N50-70E. Dados de sensoriamento remoto (Soares et al. 1981) da parte nordeste da bacia indicaram uma concentração de lineamentos nas direções N45W, N65W, N25W e N35E. Esses resultados e a ocorrência de diques de diabásio no Arco de Ponta Grossa de forma dominante na direção NW-SE levaram Fúlfaro et al. (1982) a sugerirem que só as falhas NW teriam sido reativadas durante o tectonismo associado à abertura do Atlântico Sul.

GRAVIMETRIA DA ÁREA ESTUDADA Dados gravimétricos. Os dados gravimétricos da parte norte da Bacia do Paraná e áreas adjacentes foram coletados pelos autores e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). A distribuição desses dados é apresentada na figura 2.

No presente estudo foram utilizadas aproximadamente 4.000 estações gravimétricas disponíveis até 1983 no banco de dados graviméticos do Departamento de Geofísica do IAG-USP. Os dados da região noroeste do Estado do Paraná foram obtidos por Molina (1987). Todas as estações gravimétricas estão referenciadas ao IGSN 1971 e situadas sobre a rede de nivelamento de primeira ordem (RN's) do IBGE. As medidas da aceleração da gravidade foram efetuadas com um gravimetro LaCoste & Romberg, modelo

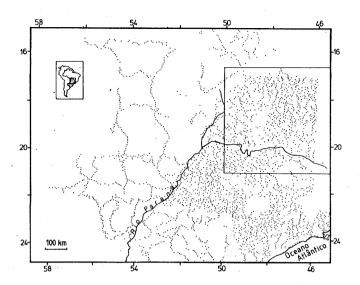


Figura 2 – Distribuição das estações gravimétricas na parte norte da Bacia do Paraná. A área demarcada à direita corresponde à região levantada pelo IBGE

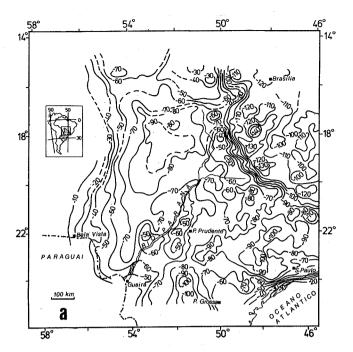
Figure 2 – Distribution of gravity stations in the Northern Paraná basin. Enclosed area on top right side was surveyed by IBGE (Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística)

G, e foram corrigidas do efeito de marés e deriva do aparelho. As anomalias Bouguer foram calculadas utilizando a fórmula teórica do GRS67 para a correção de latitude. As coordenadas das estações foram obtidas de cartas topográficas nas escalas de 1:50.000 e 1:100.000. O gradiente vertical da aceleração na correção ar livre foi adotado como -0,3086 mGal m⁻¹ e a densidade adotada na correção Bouguer foi 2,67g.cm⁻³. O erro no cálculo da anomalia Bouguer, introduzido pela incerteza na altitude da estação não deve exceder 0,2 mGal.

Mapa de Anomalias Bouguer O mapa de anomalias Bouguer obtido a partir de interpolação dos dados (Fig. 2) é mostrado na figura 3a na projeção cônica de Lambert (Richardus & Adler 1972) com um paralelo padrão a 20°S. É apresentada também a geologia simplificada da parte norte da Bacia do Paraná e áreas adjacentes (Schobbenhaus et al. 1984), na figura 3b. O resultado desse mapa gravimétrico pode ser comparado com o mapa Bouguer da América do Sul (Breville et al. 1973) da figura 4. Existe uma boa concordância entre os dois mapas para as feições gravimétricas de grande comprimento de onda. O mapa publicado por Breville et al. (op. cit.) baseou-se em um número esparso de dados gravimétricos existentes no Brasil naquela data.

As feições gravimétricas de primeira ordem nos mapas mostrados nas figuras 3a e 4 são os gradientes fortes de anomalias Bouguer que circundam a Bacia do Paraná. A feição linear no nordeste da bacia e sudoeste do Cráton São Francisco é caracterizada por um gradiente positivo para sudoeste em direção à Bacia do Paraná, que se estende para norte da latitude 18°S e segue paralelamente à borda do embasamento arqueano do Maciço de Goiás. A sul da latitude 18°S, a feição gravimétrica linear continua sob os basaltos da Formação Serra Geral e sedimentos da Formação Bauru. Essa feição foi interpretada por Lesquer et al. (1981) como uma possível zona de sutura críptica entre o Cráton São Francisco e o cráton sobre o qual se encontra a Bacia do Paraná. Entre os meridianos de 50°W e 52°W e os paralelos de 15°S e 17,5°S, a ocorrência da província alcalina do Grupo Iporá (Ulbrich & Gomes 1981) está claramente associada a anomalias gravimétricas positivas circulares importantes.

Outra assinatura gravimétrica de primeira ordem situa-se



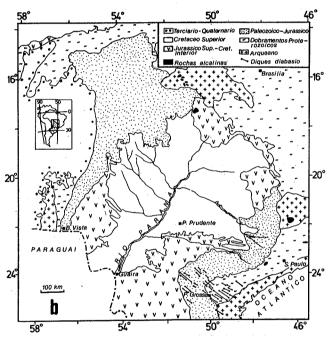


Figura 3 — **a.** Mapa de anomalias Bouguer obtido neste trabalho e **b.** geologia simplificada da área norte da Bacia do Paraná (modificado de Schobbenhaus et al. 1984).

Figure 3—a. Bouguer anomaly map obtained in the present work and b. simplified geological map of the Northern Paraná basin (modified from Schobbenhaus et al. 1984).

na parte oeste da bacia, ao longo da direção N-S. Esta feição linear apresenta um gradiente positivo para oeste de 0,5 mGal km⁻¹ e situa-se sobre o cinturão orogênico Paraguai, do Meso e Neoproterozóico (Almeida *et al.* 1981). As anomalias Bouguer chegam a atingir -10 mGal a oeste da cidade de Bela Vista. O mapa de anomalias Bouguer de Breville *et al.* (1973) na figura 4 indica que as anomalias Bouguer devem atingir valores ainda mais elevados a norte e oeste da longitude 55°W, onde se encontram depositados os sedimentos terciário-quaternários do Pantanal Matogrossense. O mapa mostra ainda que essa feição gravimétrica linear, possivelmente associada à faixa Paraguai, estende-se para sudeste em direção à margem

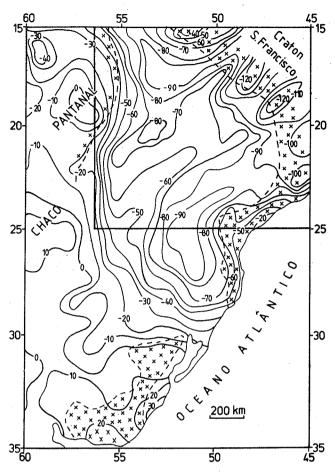


Figura 4 – Mapa de anomalias Bouguer da América do Sul (Breville et al. 1973) entre os meridianos 45°W e 60°W e os paralelos 15°S e 35°S. O retângulo à direita indica a área com gravimetria mais detalhada apresentada na figura 3a. Figure 4 – Bouguer anomaly map of South America (Breville et al. 1973) between 45°W-60°W and 15°S-35°S. The rectangle on the right

side of the map shows the area of detailed gravity data of figure 3a

continental passando por sobre o sinclinal de Torres.

Dentro da parte norte da Bacia do Paraná, as anomalias Bouguer são mais elevadas (-100 a -50 mGal) relativamente às anomalias no Cráton São Francisco (-140 a -90 mGal). A feição dominante dentro da bacia é uma següência de altos gravimétricos de direção NNE localizada sobre e ao longo do Rio Paraná. Este alto gravimétrico, de aproximadamente 30-40 mGal e pelo menos 200 km de largura, coincide com as direções da máxima profundidade do embasamento e máxima espessura de basaltos (Figs. 1a e 1b). O mapa gravimétrico de Breville et al. (1973) (Fig. 4) mostra que esse alto gravimétrico termina na cidade de Guaíra, onde intercepta a feição gravimétrica linear de direção N-S que limita a bacia a oeste. Em ambos os lados do alto gravimétrico central, uma sequência de baixos gravimétricos de curto comprimento de onda está associada a uma maior espessura de sedimentos paleozóicos, de densidade mais baixas, cobertos por uma camada gradualmente menos espessa de basaltos.

Na parte sudeste do mapa da figura 3a, entre os meridianos de 48°W e 51°W e os paralelos de 24°S e 25°S, nota-se outro alto gravimétrico com até 30 mGal de amplitude. Aí localiza-se o Arco de Ponta Grossa, que é cortado por enxames de diques.

INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS Na interpretação regional dos dados gravimétricos da Bacia do Paraná foram consideradas, a priori, duas fontes principais causadoras das anomalias gravimétricas observadas no interior da bacia: a primeira situa-se próxima da superfície e é representada pela variação de densidade e de espessura dos sedimentos e basaltos, e a segunda deve situar-se na parte mais profunda da crosta. Como o campo de anomalias gravimétricas medido na superfície apresenta uma superposição dos efeitos gravitacionais das duas fontes, o primeiro passo foi estimar e separar a contribuição dos sedimentos e basaltos.

O efeito gravitacional dos sedimentos e rochas vulcânicas O objetivo principal deste cálculo é obter uma estimativa da contribuição das fontes próximas à superficie (basaltos e sedimentos) ao campo de anomalias gravimétricas observado na parte central da Bacia do Paraná. Com esse fim, o cálculo do efeito gravitacional dessas fontes foi efetuado ao longo de dois perfis (A-A' e B-B') perpendiculares ao eixo do Rio Paraná (Fig. 5).

As espessuras e as densidades dos sedimentos e dos basaltos foram obtidas a partir dos resultados interpretativos de sondagens magnetotelúricas (Stanley et al. 1985) e dados de poços publicados em Northfleet et al. (1969), Ferreira (1982a) e Paulipetro (1982). Contudo, a densidade de informações não é uniforme em toda a bacia, pois os dados se concentram principalmente na parte leste da mesma (Fig. 5). Para a parte oeste, foram consideradas as informações fornecidas pelo poço SD (Fig. 5) e as espessuras estimadas pelos mapas de isópacas das diversas formações (Gama Jr. et al. 1982).

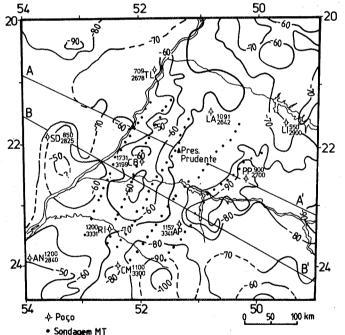


Figura 5 — Mapa de anomalias Bouguer da parte central da porção setentrional da Bacia do Paraná, juntamente com as localidades das sondagens MT (Stanley et al., 1985). As espessuras, em metros, das seqüências vulcânicas (acima) e sedimentos (abaixo) estão mostradas ao lado da localização dos poços perfurados na Bacia do Paraná (Petrobrás-Paulipetro). Os poços são: TL (2-TL-1-MT), LA (2-LA-1-SP), SD (2-SD-1-MT), CB (1-CB-1-SP), RI (2-RI-1-PR), AP (2-AP-1-PR), AN (2-AN-1-PR), CM (2-CM-1-PR)

Figure 5 – Bouguer anomaly map of the central part of the northern Paraná basin, together with the sites of MT soundings (Stanley et al. 1985). Thickness, in meters, of volcanic rocks (top) and sediments (bottom) are shown besides the sites of the wells drilled by Petrobrás and Paulipetro. Well numbers are: TL (2-TL-1-MT), LA (2-SD-1-MT), CB (1-CB-1-SP), RI (2-RI-1-PR), AP (2-AP-1-PR), AN (2-AN-1-PR), CM (2-CM-1-PR)

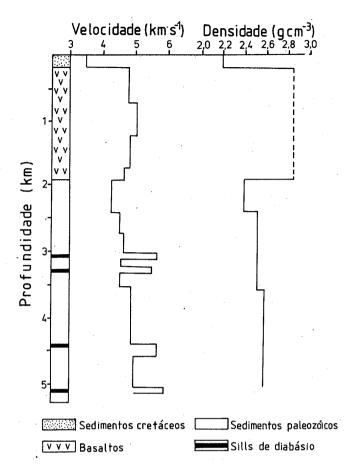


Figura 6 — Perfilagem sônica no poço CB (1-CB-1-SP) após Silva & Vianna (1982). A localização do poço é mostrada na figura 5. Perfil de densidade obtido utilizando a relação empírica entre velocidade das ondas P e densidade de rochas sedimentares (Gardner et al. 1974). A densidade dos basaltos (linha tracejada) foi obtida a partir de medidas em 100 amostras (Marques et al. 1984)

Figure 6 – Sonic-log of CB (1-CB-1-SP) well after Silva & Vianna (1982). The location of the well is shown in figure 5. Density profile obtained using an empirical relationship (Gardner et al. 1974) between P-wave velocity and density of sedimentary rocks. Density of basalts (dashed line) was obtained from measurements of 100 hand-samples (Marques et al. 1984)

Os valores de densidade para as rochas sedimentares foram obtidos a partir de uma única perfilagem sônica no poço CB (Fig. 6) publicada por Silva & Vianna (1982). A fim de estimar a distribuição vertical de densidade dos sedimentos foi utilizada a relação empírica entre a velocidade de onda P e a densidade dos sedimentos, de Gardner et al. (1974). A densidade média dos basaltos (em tracejado na Fig. 6) foi estimada a partir de medidas em 100 amostras de mão de rochas basálticas que forneceram um valor médio de 2,85 g cm⁻³ (Marques et al. 1984). Os valores de densidade dos sedimentos paleozóicos aumentam com a profundidade, de 2,40 a 2,65 g cm⁻³. Um súbito aumento de velocidade nas profundidades 3-3,5 e 4,5 km é causado pela presença de sills de diabásio introduzidos na seqüência sedimentar naquelas profundidades.

As sondagens MT (Stanley et al. 1985) forneceram, juntamente com os dados de poços, uma estimativa da espessura de sedimentos e basaltos. Devido à distância (~ 50 km) entre as sondagens MT na direção dos perfis gravimétricos, não se dispõe de informações acerca das variações

locais na espessura das seqüências sedimentares e basálticas ou sobre a ocorrência de descontinuidades laterais, tais como falhas ou intrusões. As sequências de sondagens MT mais detalhadas foram efetuadas paralelamente à direção do Rio Paraná. Portanto, o cálculo direto do efeito gravitacional dos basaltos e sedimentos utilizando os dados de sondagem MT e poços na direção dos perfis gravimétricos escolhidos (NW-SE) não pode prever as anomalias de curto comprimento de onda associadas a falhas e/ou variações locais na espessura de basaltos e sedimentos. Outra limitação na utilização dos resultados de sondagens MT na estimativa da espessura dos sedimentos advém do fato de o embasamento eletricamente resistivo não coincidir necessariamente com o embasamento cristalino. Como ressaltaram Stanley et al. (op. cit.), uma comparação entre os resultados de sondagem MT próxima a um poço e os obtidos pela perfuração mostrou que em alguns casos o embasamento elétrico se encontra entre a següência do Permiano e as unidades mais antigas. O súbito aumento na impedância elétrica antes de atingir o embasameno cristalino é possivelmente causado por uma grande quantidade de sills de diabásio ou outras intrusões. Portanto, a espessura dos sedimentos pode estar subestimada em algumas centenas de metros em locais onde intrusões são abundantes. Sob o ponto vista gravimétrico, tal incerteza não impõe erros significativos, pois a intrusão de material basáltico nos sedimentos faz elevar a densidade a valores próximos aos do embasamento cristalino.

Na parte mais profunda da bacia, a espessura de basaltos pode atingir até 2.000 m e a profundidade do embasamento, aproximadamente 5.000 m. A densidade média da crosta superior, neste cálculo, foi adotada como 2,70 g.cm⁻³. O efeito gravitacional total devido aos sedimentos e basaltos não excede ± 10 mGal (Fig. 7). Portanto, a principal fonte do alto gravimétrico ao longo do Rio Paraná deve ter origem crustal mais profunda.

As variações rápidas na profundidade do embasamento e na base da Formação Serra Geral determinadas pelas sondagens MT (Fig. 7) sugerem a ocorrência de falhas normais que cortariam a sequência paleozóica e possivelmente a sequência basáltica. Os dados gravimétricos reforçam esta hipótese devido à existência de fortes gradientes de anomalia Bouguer de curto comprimento de onda (< 50 km) superpostos ao alto gravimétrico de comprimento de onda de 300 km. Esses gradientes, indicados na figura 7 pelas setas verticais, só podem ser produzidos por fontes até profundidades máximas de 10 km. Só os dados gravimétricos não permitem definir, univocamente, as sequências afetadas por essas falhas, mas o alto gradiente das anomalias de curto comprimento de onda sugerem um contraste de densidade lateral entre a sequência paleozóica e basáltica, e possivelmente entre esta última e os sedimentos da formação Bauru.

A possibilidade de existência de falhas de direção NNE é também reforçada por dados aeromagnéticos e a partir de resultados da análise de dados de sensoriamento remoto (Soares et al. 1981). A figura 8 mostra o mapa aeromagnético da parte nordeste da Bacia do Paraná modificado de Ferreira interpretação qualitativa dos (1982a). Na aeromagnéticos efetuada por Ferreira (1982a e 1982b) foram interpretadas as feições magnéticas de direção média NW-SE associadas às extensas zonas lineares de ocorrência de enxames de diques de diabásio de largura aproximada de alguns quilômetros e algumas centenas de quilômetros de extensão. As feições magnéticas regionais NNE são caracterizadas por: a. uma alternância no sinal da anomalia na direção perpendicular ao eixo da bacia numa distância aproximada de 200 km (comprimento de onda da anomalia); b. següências de anomalias magnéticas locais de curto comprimento de onda superpostas à anomalia de longo comprimento de onda, sendo que a maior concentração das

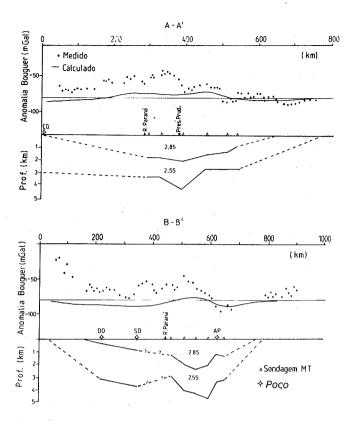


Figura 7 — Cálculo direto do efeito gravitacional devido a rochas basálticas e sedimentares ao longo dos perfis A-A' e B-B' mostrados na figura 5. As setas verticais indicam os fortes gradientes de anomalias Bouguer, possivelmente associados a falhas. As linhas tracejadas no modelo indicam que as profundidades dos sedimentos e basaltos foram inferidas pelos mapas de isópacas de Gama Jr. et al. (1982).

Figure 7 – Forward calculation of the gravity effect due to basalts and sediments, along profiles A-A' and B-B' which are shown in figure 5. Vertical arrows indicate the steep gradients of Bouguer anomaly, possibly associated with faults. Dashed lines in the model sections indicate thickness of sediments and basalts which were estimated from isopach maps published by Gama Jr. et al. (1982).

das primeiras se situa na região de maior espessura de basalto (faixa C na Fig. 8) e na região onde ocorre uma rápida variação na profundidade do embasameno (faixa B na Fig. 8). Ainda na figura 8, a zona A indica a região de contato dos derrames basálticos e o embasamento cristalino mais raso que produz fortes anomalias magnéticas devido ao efeito de borda. As anomalias magnéticas locais encontradas nas faixas B e C sugerem zonas de máxima ocorrência de corpos intrusivos naquela direção (NNE), cuja posição deve ter sido condicionada por estruturas previamente existentes na bacia ou geradas durante o regime distensional no início do rifteamento do supercontinente Gondwana. A ocorrência de lineamentos N30E foi observada por Soares et al. (1981) a partir da análise de imagens de radar e Landsat na região denominada Médio Paraná, portanto concordantes com a direção das anomalias gravimétricas da parte central da Bacia do Paraná.

Interpretação do alto gravimetrico do centro da bacia Como mostrou o item anterior, exceto pelas anomalias gravimétricas de curto comprimento de onda, os efeitos gravitacionais produzidos pelos sedimentos (densidade média 2,55 g.cm⁻³) e basaltos (densidade média 2,85 g.cm⁻³) cancelam-se dentro do intervalo de ± 10 mGal. Portanto o

alto gravimétrico de amplitude 30-40 mGal, que se estende paralelamente e sobre o eixo da bacia, deve estar associado a uma fonte na crosta mais profunda e com densidade mais elevada que a densidade média da crosta. Uma fonte possível seria uma variação na topografia da Moho, ou seja, da interface crosta-manto, que se apresentaria mais próxima da superfície na parte central da bacia. Tal fonte implicaria um modelo crustal em que a crosta se apresenta afinada sob a bacia. Um modelo alternativo seria uma região sob a bacia com densidade mais elevada. Os dados de anomalias Bouguer, tão-somente, não permitem discriminar entre os dois possíveis modelos. Entretanto, se levarmos em conta a condição isostática e a história tectônica e de subsidência da bacia durante e após o vulcanismo do Juro-Cretáceo, o segundo modelo parece ser o mais plausível, como se argumentará a seguir.

A condição isostática da Bacia do Paraná A condição de equilibrio isostático na Bacia do Paraná, por um mecanismo de compensação local ou regional, deve estar em sua grande parte satisfeita, considerando que a bacia se encontra desde o Neocretáceo livre de movimentação vertical de grande escala. O mecanismo pelo qual esse equilíbrio é alcançado pode ser estudado pela análise integrada dos dados de topografia, anomalias ar-livre e Bouguer observados na bacia.

Os dados de topografia, anomalias ar-livre e Bouguer nos perfis A-A' e B-B' da figura 9 mostram que:

a. a topografia da bacia apresenta a mesma tendência dos dados gravimétricos, ou seja, um baixo topográfico (~ 230 m) na direção NNE ao longo do Rio Paraná;

b. as anomalias ar-livre são sistematicamente negativas no interior da bacia (média -20 mGal);

c. o alto gravimétrico no perfil de anomalias Bouguer também é observado no perfil de anomalias ar-livre.

O modelo de compensação das massas anômalas em superfície e subsuperfície deve ser tal que satisfaça aos dados topográficos e gravimétricos observados. Nesta análise, consideramos que as massas superficiais (basaltos e sedimentos) aproximadamente se cancelam. Portanto a única carga a ser compensada é o baixo topográfico no interior da bacia (Fig. 10a) de cerca de 400 m, representando portanto uma deficiência de massa relativa à borda da bacia.

No modelo de compensação local, em que variações de massa em superfície são compensadas por oscilações na interface crosta-manto (modelo de Airy), a Moho sob a bacia deveria ser 2 km mais próxima da superfície do que nas bordas. Postulando a profundidade média da Moho a 35 km, as anomalias Bouguer e ar-livre esperadas seriam as mostradas na figura 10a. Uma variação na profundidade da Moho, entre 30 e 40 km, não altera os resultados obtidos na figura 10a. Segundo esse modelo de compensação local, as anomalias ar-livre deveriam ter média zero e a amplitude da anomalia Bouguer seria de +60 mGal. Os resultados previstos por este modelo não concordam com os dados de anomalias gravimétricas observados (Fig. 9).

No modelo de compensação regional (ou flexural) envolvendo ainda uma oscilação na interface crosta-manto, os resultados não seriam diferentes dos mostrados na figura 10a uma vez que a Bacia do Paraná tem dimensões laterais da ordem de pelo menos 800 km. Para feições topográficas desse comprimento de onda, o parâmetro flexural da placa (ou litosfera) elástica é tal que não permite discriminar se a compensação ocorre de forma local ou regional (Turcotte & Schubert 1982, p. 123 e 222) pois a compensação sempre parecerá local.

Um segundo modelo isostático foi testado levando em conta que a Bacia do Paraná foi afetada por um evento tectono-magmático representado pelo vulcanismo da Serra Geral. Considerando mais uma vez um modelo de compensação local, vamos supor agora que a deficiência de

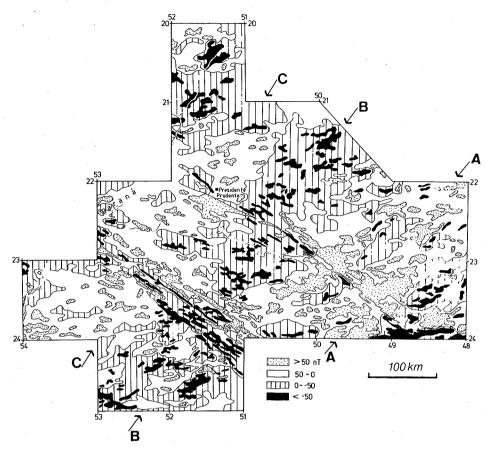


Figura 8 – Mapa aeromagnético da parte centro-norte da Bacia do Paraná. Modificado de Ferreira (1982a). As letras A, B e C são as faixas magnéticas discutidas no texto.

Figure 8 – Aeromagnetic map of the central part of the northern Paraná basin. Modified from Ferreira (1982a). The letters A, B and C are the magnetic

stripes discussed in the text.

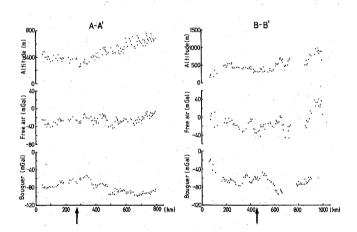


Figura 9 – Topografia e anomalias ar-livre e Bouguer ao longo dos perfis A-A' e B-B' mostrados na figura 5. As setas verticais indicam a localização do Rio Paraná.

Figure 9 — Topography and Bouguer and free-air anomalies along profiles A-A' and B-B', shown in figure 5. Vertical arrows indicate the location of the Paraná river

massa na superfície seja compensada por um excesso de massa devido a uma parte da crosta sob a Bacia do Paraná afetada por intrusões de material basáltico de densidade mais elevada. A intrusão, possivelmente como sills, desse material na crosta média-inferior poderia ter causado um aumento relativo de densidade que, de acordo com considerações de densidade e

petrologia do manto e da crosta inferior (Cox 1980), não deve exceder 0,10 g.cm⁻³. As anomalias ar-livre e Bouguer previstas por essa distribuição de massas, impondo a condição de equilíbrio isostático, estão mostradas na figura 10b. Nota-se, neste caso, que existe uma melhor concordância entre as anomalias de longo comprimento de onda calculadas e observadas. Em particular, esse modelo prevê anomalias ar-livre sistematicamente negativas no interior da bacia. Para um aumento de densidade de 0,10 g cm⁻³ como se adotou acima, a espessura de crosta com material derivado do manto alcanca a base da crosta superior (~ 25 km). Se o contraste de densidade for menor, por exemplo, 0,05 g.cm⁻³, a espessura da crosta mais densa aumentará chegando na crosta superior 20 km). A diferença mais importante entre os dois modelos de compensação mostrados na figura 10 é que, no segundo modelo, a Moho não se encontra necessariamente soerguida; ao contrário, a topografia da Moho deve ser plana ou pode estar flexionada para baixo em resposta a um excesso de carga situado no interior da crosta. Neste último caso, a flexão da Moho (e da litosfera) poderia ser a causa do baixo topográfico de longo comprimento da onda observado na parte central da Bacia do Paraná. Essa possibilidade foi sugerida pela análise isostática da Bacia do Paraná utilizando a técnica da função isostática (Molina 1987, Molina et al. 1988). Esses autores sugerem que o Moho na parte central da Bacia do Paraná se encontra flexionado para baixo (1 km) em relação a suas bordas e a parte da crosta afetada pela intrusão de material basáltico deve alcançar a crosta superior nas regiões onde se observa a maior acumulação de basaltos na bacia. Um modelo geológico ao longo do perfil A-A' (Fig. 5) proposto para a parte norte da Bacia do Paraná, a partir da interpretação gravimétrica-isostática, é mostrado na figura 11.

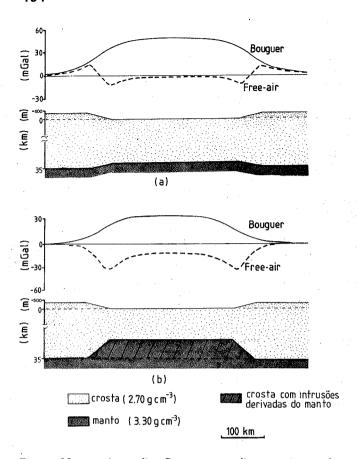


Figura 10 — a. Anomalias Bouguer e ar-livre previstas pelo modelo isostático de Airy e assumindo uma depressão de 400 m da borda para o centro da bacia. Para uma profundidade de compensação a 35 km, um soerguimento da Moho de 2 km e uma amplitude de 60 mGal na anomalia Bouguer seriam esperados. A anomalia ar-livre deveria ter média zero. b. Um modelo alternativo de compensação local, no qual a crosta inferior foi afetada por instrusões de material do manto de mais alta densidade. Os 10 últimos quilômetros da crosta têm sua densidade aumentada em 0,10 g cm⁻³. Notar que, neste caso, a anomalia ar-livre de longo comprimento de onda é dominantemente negativa, superposta por um alto gravimétrico em seu centro. Este último modelo isostático concorda melhor com os dados observados na figura 7.

Figure 10 – a. Bouguer and free-air anomalies predicted by the Airy model of isostasy assuming a 400 meters depression from the border towards the center of the basin. For a depth of compensation at 35 km, a Moho uplift of 2 km and a Bouguer anomaly of 60 mGal amplitude would be expected. Free-air anomaly should average zero. b. An alternative model of local compensation in which the lower crust was affected by intrusion of high density mantle material. The last 10 km of the crust had the density increased by 0.10 g.cm⁻³. In this case, the long wavelength free-air anomaly is dominantly negative superimposed by a gravity high in its center. This model agrees better with the observed data in figure 7.

DISCUSSÃO A sugestão de que, em áreas de derrames vulcânicos, deve ocorrer trapeamento ou intrusão de material basáltico na crosta inferior foi proposta por Cox (1980) com base em evidências petrológicas e geoquímicas de que magmas parentais picríticos derivados do manto raramente chegam à superficie em regiões em distensão. Portanto os magmas picríticos devem ser introduzidos na crosta inferior como sills ou se colocar na base da crosta. Aí eles se diferenciam em cumulados ultramáficos e basaltos pobres em Mg. Estes últimos são subseqüentemente trazidos para a superfície. O

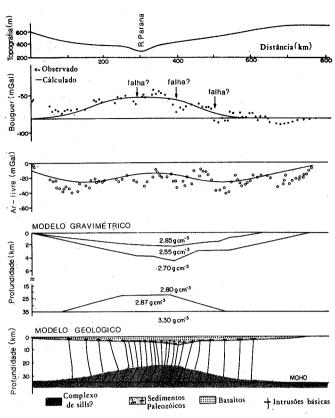


Figura 11 – Modelos gravimétrico (isostático) e geológico da parte norte da Bacia do Paraná ao longo do perfil A-A da figura 5

Figure 11 – Gravity (isostatic) and geological models of the northern Paraná basin, along profile A-A' in figure 5

modelo gravimétrico da parte mais profunda da crosta sob a Bacia do Paraná sugere que o vulcanismo da Formação Serra Geral impôs também modificações na estrutura crustal da região afetada, possivelmente segundo o modelo proposto por Cox (op. cit.). O modelo de intrusão de material basáltico na crosta média-inferior da bacia é reforçado pela história de subsidência da bacia durante e após o episódio vulcânico. A espessura de basaltos acumulados ao longo do eixo da Bacia do Paraná pode atingir até 2 km. Antes do vulcanismo, a bacia não poderia ser muito profunda pois a sedimentação (Formação Botucatu) prévia ocorreu em condições desérticas e havia uma tendência de soerguimento e um decréscimo na taxa de sedimentação na bacia. O processo distensional acompanhado de reativação (ou produção) de falhas normais na seqüência paleozóica permitiu a acumulação de 2 km de rochas vulcânicas, e esta subsidência foi seguida de uma pequena subsidência no Neocretáceo (Formação Bauru). Portanto não se observa nova subsidência após a deposição dos basaltos, apesar da grande anomalia térmica presente sob a bacia. A subsidência térmica deve ter sido impedida pelo crescimento crustal decorrente da adição na base da crosta (underplating) e intrusão de material derivado do manto. Esse mecanismo de adição de material na base da crosta durante processos distensionais já foi sugerido por McKenzie (1984) para explicar processos de soerguimento epirogênico em platôs afetados por vulcanismo em regimes tectônicos distensionais como no Karoo e na Etiópia.

O modelo crustal da parte norte da Bacia do Paraná, obtido a partir da interpretação gravimétrica, sugere ainda que qualquer que seja a topografia da Moho, plana ou flexionada para baixo, e qualquer que tenha sido o mecanismo de intrusão do material derivado do manto, a parte média-inferior da crosta sob a bacia sofreu um crescimento crustal (volumétrico e de massa) durante o episódio vulcânico. A máxima intrusão de

material basáltico na crosta deu-se segundo a direção NNE, que coincide com a localização da máxima deposição de basaltos da Formação Serra Geral e dos sedimentos paleozóicos. O aumento de massa e volume na parte inferior da crosta com a adição de material mantélico deve ter sido contemporâneo com o início do regime distensional que levaria à ruptura dos continentes e à formação do Atlântico Sul mais a Leste. Desta forma, a possibilidade de reativação ou produção de falhamentos de direção NNE na parte superior da crosta, como sugerem dados gravimétricos, aeromagnéticos e magnetotelúricos, seria prevista por este modelo. Isso porque, se houve um crescimento lateral da parte inferior da crosta, e se a deformação (distensão) da crosta (e litosfera) ocorreu de uma forma aproximadamente uniforme, então a crosta superior deve ter sido igualmente e contemporaneamente distendida ocasionando a reativação ou produção de falhamentos e estruturas do tipo rifte na direção NNE com profundidades de até 2 km no eixo central da bacia sobre as quais se depositaram os derrames basálticos. Um levantamento de sísmica profunda na direção perpendicular ao eixo da bacia poderia testar essa hipótese.

Por isso, além das zonas alimentadoras dos derrames basálticos sugeridas anteriormente, como os diques da região do Arco de Ponta Grossa (Fúlfaro et al. 1982, Ferreira 1982a), existem outras áreas-fontes talvez mais importantes, sendo que uma delas é a inferida no presente estudo, que explica a ocorrência da máxima acumulação de basaltos na direção NNE. Se a tese de que a localização das áreas alimentadoras dos derrames teria sido controlada por "antigas zonas de fraqueza" for correta, então poder-se-á esperar a de outras áreas alimentadoras junto descontinuidades crustais de primeira ordem como junto ao cinturão de dobramento Paraguai na borda oeste da bacia e junto ao Cráton São Francisco.

CONCLUSÕES A análise das anomalias gravimétricas de curto comprimento de onda integrada aos dados aeromagnéticos e magnetotelúricos da parte norte da Bacia do Paraná sugere a existência de descontinuidades (falhas?) de direção NNE que poderiam ter sido reativadas ou produzidas durante o vulcanismo que afetou a Bacia do Paraná nos estágios iniciais da distensão que culminou com a formação do Atlântico Sul mais a leste. Essas estruturas estão associadas a zonas de máxima intrusão e acumulação de materiais basálticos.

O modelo gravimétrico da crosta mais profunda sob a bacia, baseado em argumentos isostáticos, sugere que pelo menos 10 km da crosta inferior na direção NNE teve sua densidade aumentada de 0,05-0,10 g.cm⁻³ devido à intrusão de material do manto durante o episódio tectono-magmático que produziu o derrame basáltico da formação Serra Geral. Este modelo sugere que o Moho sob a parte norte da Bacia do Paraná não se encontra soerguido mas deve ser plano ou flexionado para baixo. O magmatismo mesozóico que afetou essa região produziu um crescimento crustal (massa e volume) importante que impediu a subsidência térmica da bacia após o término da extensão e do vulcanismo. O resultado obtido neste trabalho sugere também que a estimativa, a partir de dados de superfície, do volume de material fundido do manto (~ 700.000 km³), gerado durante o vulcanismo da Formação Serra Geral, pode estar subestimada, pois a outra parte do material ficou retida na base e no interior da crosta.

Agradecimentos Este trabalho se beneficiou estimulantes discussões com Enzo Piccirillo e Márcia Ernesto sobre o vulcanismo na Bacia do Paraná. Os autores agradecem a Odilon F. Miranda Filho, pela incansável dedicação à tarefa técnica de coleta e digitação dos dados gravimétricos, e ao IBGE, pela colaboração na aquisição dos dados gravimétricos. O financiamento dos trabalhos de campo foi concedido pelo CNPq e Finep. E.C.M. agradece a bolsa CNPq (Proc. 871803039.5 GL).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Sci.

Rev., 17:1-29.

ASMUS, H.E. 1975. Controle estrutural da deposição Mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. Rev. Bras. Geoc., 5:160-175.

LIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. 1984. Flood basalt to rhyolite suites in the BELLIENI. southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetic, petrogenesis and geodynamics implications. J. Petrol., 25:579-618.

BREVILLE, G.L.: BEIERLE, C.W.; SANDERS, J.R.; VOSS, J.T.;

WILCOX, L.E. 1973. A Bouguer anomaly map of South America.
DMAAC (Defense Mapping Agency) Tech. Paper 73.2., St. Louis,
Missouri, (Mapas escala 1:10.000.000).
CORDANI, U.G.; SARTORI, P.L.P.; KAWASHITA, K. 1980.

Geoquímica dos isótopos de estrôncio e a evolução da atividade vulcânica na Bacia do Paraná (sul do Brasil) durante o Cretáceo.

An. Acad. bras. Ciênc., 52:811-818.
CORDANI, U.G.; BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.;
THOMAZ FILHO, A.; CUNHA; F.M.B. 1984. Estudo preliminar
de integração do Pré-Cambriano compos eventos tectônicos das cias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Petrobrás/Cenpes/Sintep. 70 p. (Bol. Ciênc., Téc. Petróleo 15)
COX, K.G. 1980. A model for flood basalt volcanism. J. Petrol., 21:629-650.

ERNESTO, M. & PACCA, I.G. 1989. Paleomagnetism of the Paraná basin flood volcanism, southern Brazil. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. eds., The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo IAG/USP.

(no prelo).

FERREIRA, F.J.F. 1982a. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. São Paulo, IGUSP. 170 p. (Dissert. Mestr.)

FERREIRA, F.J.F. 1982b. Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: PAULIPETRO. Geologia da Bacia do Paraná:

Reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. São Paulo. Consórcio CESP/IPT. p. 143-166.
FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Rev. Bras. Geoc., 12:590-611.
GAMA Jr., E.; BANDEIRA Jr., A.N.; FRANÇA, A.B. 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da bacia do Paraná. Rev. Bras. Geoc., 12:578-589

GARDNER, G.H.F.; GARDNER, L.W.; GREGORY, A.R. 1974. Formation velocity and density. The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*; 39:770-780. HAXBY, W.F.; TURCOTTE, D.L.; BIRD, J.M. 1976. Thermal and mechanical evolution of the Michigan basin. *Tectonophysics*,

LESQUER, A.; ALMEIDA, F.F.M.; DAVINO, A.; LACHAUD, J.C.; MAILLARD, P. 1981. Signification structurales des anomalies gravimetriques de la partie sud du cráton de S. Francisco (Brésil). Tectonophysics, 76:273-293.

MARQUES, L.S.; NARDY, A.J.R.; PINESE, J.P.P.; RAPOSO, M.I.B. 1984. Correlação entre densidade e quimismo dos principais litótipos vulcânicos da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL. 33, Riode Janeiro, 1984 Res... Rio de Janeiro, SBG. p. 253.

GEOL. 33, Riode Janeiro, 1984 Res... Rio de Janeiro, SBG. p. 253.
McKENZIE, D.P. 1984. A possible mechanism for epeirogenic uplift. Nature, 307:616-618.
MOLINA, E.C.; USSAMI, N.; SA, N.C.; BLITZKOW, D. 1988. do Paraná. São Paulo. 54 p. IAG-USP. (Trab. graduação).
MOLINA, E.C.; USSAMI, M.; SA, N.C.; BLITZKOW, D. 1988. Isostatic analysis of the Paraná basin (Brazil): crustal growth during the Mesozoic volcanism. In: GONDWANA SYMPOSIUM. 7, São Paulo, 1988. Abstracts... São Paulo. p.53. (julho).
NORTHFLEET, A.A., MEDEIROS, R.A.; MUHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol. Téc. Petrobrás. 12:291-346.

Petrobrás, **12:**291-346.

PAULIPETRO. 1982. Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação das potencialidades e prospectividade em hidrocarbonetos. Consórcio CESP/IPT. São Paulo. 198 p. PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLIENI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; NARDY, A.J.R.; PACCA, I.G.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. 1987. Continental flood volcanism from the Paraná basin (Brazil). In: MacDOUGALL, J.D. ed., Continental Flood basalts, Kluwer

Publ. p. 195-238.

PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLIENI, G.; CIVETTA, L.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PETRINI, R.; RAPOSO, M.I.R.; STOLFA, D. 1988. Petrogenetic aspects of continental flood basalt-rhyolite suites from the Parana basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. eds., The mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo, IAG-USP. (no prelo).

RICHARDUS, P. & ADLER, R.K. 1972. Map projections for

geodesists, cartographers and geographers. Amsterdam. North Holland Publ. Co.

SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG. v. 1, p.

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. (Mapa escala

1:2.500,000).

SILVA, G.R. & VIANNA, R.B. 1982. Aplicabilidade do método de reflexão sísmica na Bacia do Paraná. In: PAULIPETRO. Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. Consórcio CESP/IPT. São Paulo, p. 117-142.

SOARES, P.C.; MATOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; BARCELLOS, P.E.; MENEZES, P.R.; GUERRA, S.M.S.; CSORDAS, S.M. 1981. Análise morfoestrutural regional com imagens de radar Landsat na Bacia do Paraná. In: SIMP. REG. GEOL. 3, Curitiba,

1981. Anais... SBG. v. 1, p. 201-216.

STANLEY, W.D.; SAAD, A.R.; OHOFUGI, W. 1985. Regional magnetotelluric surveys in hydrocarbon exploration. AAPG Bulletin, 69:346-360.

TURCOTTE, D.L. & SCHUBERT, G. 1982. Geodynamics: application of continuum physics to geological problems. J. Wiley & Sons, New York, 450 pp.

ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. Earth Sci. Rev., 17:135-154.

WATTS, A.; KARNER, G.D.; STECKLER, M.S. 1982. Lithospheric

WATTS, A.; KARNER, G.D.; STECKLER, M.S. 1982. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A305:249-281.

ZALÁN, P.V.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; ZANOTTO, O.A.; PAUMER, M.L.; MARQUES, A. 1986. *Análise da Bacia do Paraná*. Petrobrás. Depex/Cenpes nº 1035-5765, Rio de Janeiro. 5.v. (Rel. Int.).

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; VIEIRA, I.S.; ASTOLFI, M.A.M.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Rev. Bras.*

divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. Rev. Bras. Geoc., 17:242-252.

MANUSCRITO 560 Recebido em 30 de junho de 1988 Revisão do autor em 26 de outubro de 1988 Revisão aceita em 16 de dezembro de 1988

NOTÍCIAS

I SIMPÓSIO LATINO-AMERICANO SOBRE RISCO GEOLÓGICO URBANO

O Simpósio tem por objetivo oferecer a oportunidade à discussão por parte de especialistas, de idéias, pesquisas e propostas de estudos de prevenção e mitigação sobre riscos geológicos urbanos. O evento deverá promover um efetivo de conhecimentos e experiências intercâmbio profissionais latino-americanos das áreas de geociências e planejamento, bem como dos órgãos governamentais envolvidos.

O Simpósio será realizado sob os auspícios de:

IAEG - International Association of Engineering Geology

AGID - Association of Geoscientists for International Development

IUGS - International Union of Geological Sciences

ABGE – Associação Brasileira de Geologia de Engenharia.

e com o patrocínio de:

SES - Secretaria Energia Saneamento Estado de São Paulo

IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo

IG-USP - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo,

e, ainda, com o apoio de:

IG - Instituto Geológico, da SMA

SBG - Sociedade Brasileira de Geologia

SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

ABEQUA - Associação Brasileira de Estudos Quaternário

ABAS - Associação Brasileira de Águas Subterrâneas.

Maiores informações poderão ser obtidas com o Secretário Geral do Evento ANTONIO FERNANDO GIMENEZ, Instituto de Pesquisas Tecnológicas - DMGA, Caixa Postal 7141, CEP 01051 - São Paulo (SP), Brasil, Telex (011) 80934 INPTBR.

Carajás surge no momento em que se vive os últimos anos da Era dos Materiais e tem início a Era da Informação, onde há uma sensível redução da participação do setor industrial em relação ao setor de serviços, menos consumidor de matérias-primas. Mesmo na atividade industrial tradicional, a evolução tecnológica tem contribuído para a redução relativa do consumo de minerais, em função da economia de materiais, do desenvolvimento da reciclagem ou da substituição por novos minerais.