

Estimativas das taxas de extensão crustal da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná) com base em modelagens aeromagnéticas

Carlos Vieira Portela Filho e Francisco José Fonseca Ferreira Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada-LPGAUFPR

Copyright 2003, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 8th International Congress of The Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, 14-18 September 2003.

Contents of this paper was reviewed by The Technical Committee of The 8th International Congress of The Brazilian Geophysical Society and does not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction, or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of The Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

Sventy-five anomalies mapped from five 60-km long, 2 km-spaced parallel N-S aeromagnetic residual profiles taken from of 450 m were inverted from tabular 2-D models including remanent magnetization data (declination, inclination and Koenisberger ratio). The results, that correspond to a thick swarm of diabase dykes in the central portion of the Ponta Grossa Arch (Parana Basin, Brazil), indicate an average crustal extension of 12% and a frequency of about 4 dykes/km.

Introdução

O Arco de Ponta Grossa é uma das mais expressivas feições tectônicas da porção sul-oriental da América do Sul. Delineado como uma megaestrutura soerguida - mergulha para NW no sentido do interior da Bacia do Paraná - é caracterizado por cinco alinhamentos estruturais-magnéticos com extensões não inferiores a 600 km e larguras variáveis entre 20 e 100 km (Figura 1). Definido na sua forma atual com base em dados aeromagnetométricos, de imagens Landsat/TM5 e geológicos, o Arco de Ponta Grossa é limitado a nordeste pelo Alinhamento de Guapiara (Ferreira *et al.*, 1981), a sudoeste pelo Alinhamento do Rio Piquiri, sendo sua região central balizada pelos alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo (Ferreira, 1982). Almeida (1982) reconheceu, com base em dados de sensores remotos e geológicos, o Alinhamento do Rio Ivaí, situado entre os alinhamentos do Rio Piquiri e do Rio Alonzo (Figura 1). Tais alinhamentos encerram espessos enxames de diques de diabásio, do Cretáceo Inferior (Renne *et al.*, 1992, Turner *et al.* 1994), dirigidos preferencialmente segundo NW-SE, mas também à E-W e NE-SW, mergulhos subverticais e comprimentos de até 100 km. As espessuras dos diques oscilam, em média, entre 20-50 m, podendo atingir até 600 m, enquanto a frequência média é de 1,5 diques/km e, as vezes, até de 4 diques/km (Marini *et al.*, 1967). Além dos diques, os alinhamentos ensejaram a colocação de rochas alcalinas (Ferreira e Algarte, 1979; Almeida, 1983).

A detectabilidade aeromagnetométrica de diques do Arco de Ponta Grossa foi avaliada por Ussami *et al.* (1991), com base na comparação entre dados magnetométricos terrestres e aéreos e magnetismo de rocha.

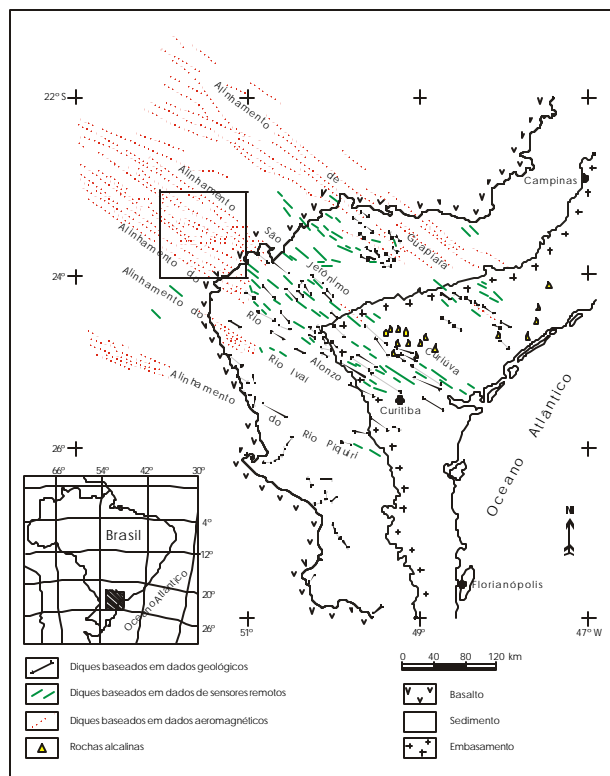


Figura 1 – Configuração do Arco de Ponta Grossa indicando a área estudada (modificado de Almeida, 1983)

Tais autores verificaram que diques com espessuras menores que 50 m não seriam detectados por levantamentos aeromagnetométricos realizados a uma altura de 450 m, constatando também que corpos muito próximos, estreitos, e com forte magnetização, seriam representados apenas por uma anomalia, cuja amplitude pico a pico seria drasticamente atenuada, quando comparada com os dados terrestres. Estas considerações implicam em sérias limitações quando se pretende modelar anomalias aeromagnetométricas de diques neste ambiente geológico. Apesar destas restrições, Ferreira *et al.* (1989) modelaram dados aeromagnetométricos considerando apenas a magnetização induzida, relacionadas ao Alinhamento de Guapiara, e baseados nos resultados das espessuras calculadas estimaram para esta porção crustal uma extensão mínima da ordem de 18%, já que o fraturamento rúptil teria sido precedido em certo grau por extensão dúctil, esta não avaliada. Tal determinação mostrou-se compatível com uma extensão NE-SW, constatada no Maciço Alcalino de Cananéia, através de estudos estruturais, a qual poderia sugerir a permanência do mesmo regime de esforços até o Cretáceo Superior (Riccomini, 1995).

O presente trabalho mostra os resultados de modelagens de anomalias aeromagnéticas da região central do Arco de Ponta Grossa, além das estimativas das taxas de extensão crustal, ao longo de cinco linhas de vôo, cujos comprimentos giram em torno de 100 km, situadas entre as coordenadas geodésicas de 23°00' e 24°00' de latitude sul e 51°00' e 52°00' de longitude oeste (Figura 1). Os dados pertencem ao Projeto Aerogeofísico Rio Ivai (Petrobrás, 1981), o qual foi realizado pela Paulipetro, Consórcio CESP-IPT, durante o período de fevereiro a março de 1981, recobrimo uma área próxima de 48.840 km², segundo linhas igualmente espaçadas de 2.000 m na direção N-S, altura de vôo de 450 m, com amostragem em intervalos de aproximadamente 66 m. Os dados do projeto foram originalmente tratados e corrigidos dos erros de posicionamento, nivelamento das linhas, deriva de vôo e remoção do IGRF – *International Geomagnetic Reference Field*. As modelagens de 75 anomalias incorporaram, no processo de inversão, dados paleomagnéticos obtidos por Raposo (1992).

Dados paleomagnéticos do Arco de Ponta Grossa

Algumas rochas apresentam, além da magnetização induzida, uma magnetização remanente adquirida durante o período de cristalização das mesmas, portanto submetidas a um campo geomagnético diferente do corrente. Esta magnetização remanente pode ser várias vezes mais intensa do que a atual, influenciando proporcionalmente a magnetização resultante da soma vetorial de ambas. Na área do presente estudo, a análise dos dados em perfis permitiu identificar que as anomalias podem apresentar magnetizações normais e reversas, assim como direções intermediárias em relação ao campo magnético atual.

Em um estudo paleomagnético extensivo dos diques do Arco de Ponta Grossa, alojados em compartimentos geológicos mais antigos que a Formação Serra Geral, Raposo (1992) mostrou diferenças significativas nas direções do campo paleomagnético dos diques pertencentes a uma mesma região, sugerindo episódios distintos para sua implantação e um intervalo de tempo suficiente para completar, pelo menos, uma variação secular. Os dados gerados por esta autora foram incorporados na inversão das anomalias observadas na área, de forma que pudessem ser considerados os parâmetros de magnetização remanente dos diques. Nesta análise foram contemplados somente os dados que se localizavam próximos à região central do Arco de Ponta Grossa, admitindo que as mesmas seriam representativas do prolongamento das estruturas do arco em direção a área estudada. Desta maneira foram selecionadas as subáreas de Sapopema, Telêmaco Borba e Curitiba (Raposo, 1992).

Os dados foram analisados na forma de histogramas (Figura 2), de maneira que durante a inversão pudessem ser incluídos os valores mais freqüentes, dessa forma restringindo o número de soluções possíveis. Além da susceptibilidade magnética, foram considerados os seguintes parâmetros paleomagnéticos: inclinação, declinação e fator de Koenisberger (Q), este último

definido pela razão entre a magnetização remanente e a induzida:

$$Q = |Mr| / |Mi|, \text{ onde } |Mi| = k |T| \quad (1)$$

|Mr| é a magnetização remanente, |Mi| é a magnetização induzida, k é a susceptibilidade magnética e |T| é a intensidade de magnetização do campo na época do levantamento.

Do histograma da declinação paleomagnética (Figura 2), foram selecionados para as modelagens três valores representativos das ocorrências mais freqüentes, ou seja, os ângulos de 10°, 162° e 360°, onde este último envolve cerca de 16% das amostras analisadas. O valor médio é de 239,14°, com um desvio padrão de 132,61°.

A razão de Koenisberger (Q) apresenta uma distribuição mais homogênea que os demais parâmetros, com média de 6,10 e desvio padrão de 6,35. A maior freqüência, cerca de 10% dos dados (Figura 2), exibe uma magnetização remanente natural vinte vezes maior que a magnetização induzida. Foram selecionados os valores de 20, 7,5, 3,5 e 2 como os mais representativos deste parâmetro, os quais foram incorporados no processo de inversão.

A inclinação paleomagnética (Figura 2) exibe um valor médio de -16,72° e um desvio padrão de 40,71°, enquanto a susceptibilidade mostra uma média de 2,7x10⁻³ e.m.u e desvio padrão de 1,2x10⁻³ e.m.u. A Tabela 1 apresenta uma síntese das estatísticas dos dados paleomagnéticos utilizados.

	Declinação	Inclinação	Suscept.	Q
Média	239,14	-16,72	0,0027	6,10
Desvio	132,61	40,71	0,0012	6,35
Mínimo	0,30	-58,00	0,000028	0,05
Máximo	359,70	58,70	0,0066	40,76
Número	78	78	82	82

Tabela 1 – Estatísticas dos dados paleomagnéticos.

Modelagem de anomalias magnéticas

A técnica de modelagem empregada permite o cálculo de parâmetros tais como mergulho, largura e espessura de corpos magnetizados por indução, remanência, ou ambos. O programa utilizado, Magmod (1994), adota valores iniciais para cada parâmetro do corpo a ser modelado, os quais podem ser modificados pelo usuário, além de permitir a inclusão de observações geológicas realísticas. Durante o processo os dados teóricos e reais são ajustados iterativamente, até encontrar-se um resultado satisfatório, através de um critério de *best fit*, significando que os parâmetros ajustados oscilam entre limites de tolerância especificados. A qualidade do ajuste é medida pela relação da soma ponderada dos desvios quadráticos entre valores observados e calculados. Os cálculos sempre assumem que o perfil analisado é

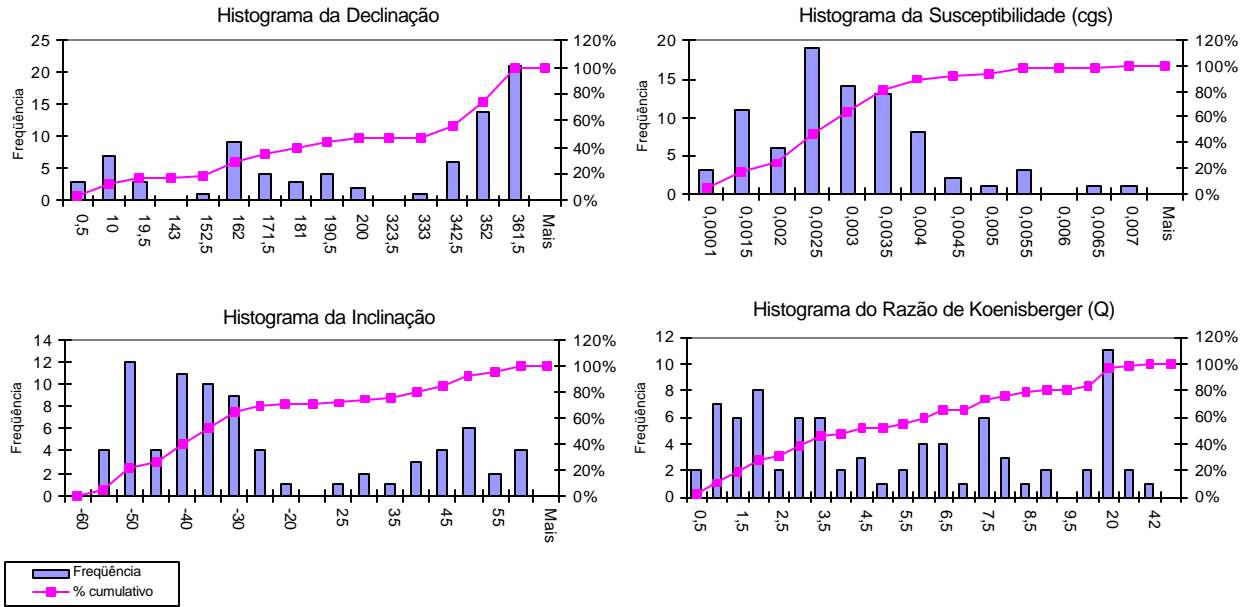


Figura 2 – Histogramas de frequência da declinação, inclinação, razão de Koenisberger e susceptibilidade magnética das subáreas de Sapopema, Telêmaco Borba e Curitiba (dados de Raposo, 1995).

representado por uma linha reta, perpendicular à direção do corpo. Tomando-se como base a geologia da área de estudo, selecionou-se o modelo de dique espesso infinito Tabular 1 (2-D), como o mais apropriado (Figura 3).

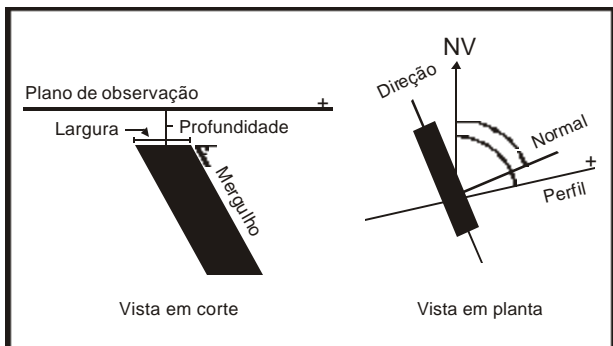


Figura 3 – Representação do modelo Tabular 1 (2-D).

Para o modelo Tabular 1 (2-D), a soma ponderada a ser minimizada é dada pela seguinte expressão:

$$S = \sum [W_i [T_i - (T_0 + a [x_i - x_0] + b [x_i - x_0]^2 - f(x_i; x_0; M, Q, i, c, d, h, t, X; I, D, S, P))]^2] \quad (2)$$

onde,

- W_i = peso assumido para as observações x_i ;
- T_i = valor da anomalia magnética observada no ponto x_i ;
- T_0 = background regional de T no ponto $x=0$;
- a = inclinação do *background* regional (ajustável);
- b = segunda derivada horizontal do *background* regional na direção x ;
- f = valor teórico da anomalia magnética;

x_0 = coordenada do centro da face horizontal superior do modelo;

x_i = distância contada a partir do início da linha do levantamento;

Os parâmetros ajustáveis do modelo são: M = magnetização; Q = razão de Koenigsberger; i = inclinação remanente; c = declinação remanente; d = mergulho; h = profundidade; X = meia-largura, enquanto os fixos: I = inclinação magnética; D = declinação magnética; S = direção perpendicular ao corpo; P = direção do perfil.

Implementação

Com a finalidade de orientar o programa de inversão na busca de resultados mais realísticos, devido ao grande número de soluções possíveis para uma mesma anomalia (ambigüidade), foram impostas algumas limitações para o processo de inversão. Inicialmente foram contemplados os parâmetros do campo magnético da época do levantamento, no centro da área: intensidade de 23470nT; declinação de -13° ; e inclinação de -23° . Os parâmetros geométricos como profundidade, meia-largura e mergulho foram inseridos no processo com base no conhecimento prévio da geologia da área. A meia-largura teve seu limite inferior definido como 25 m, pois, em função das características do levantamento, os diques com espessuras menores que 50 m não seriam detectados (Ussami *et al.*, 1991). Também foi limitada a profundidade máxima ao topo dos modelos, visando avaliar as fontes mais rasas que 300 m. Os limites para a variação dos mergulhos dos corpos foram 70° e 110° . Os valores adotados para a razão de Koenigsberger foram também fixados, com base nos dados de Raposo (1992), enquanto os índices da inclinação paleomagnética e da susceptibilidade foram ajustados pelo próprio programa,

de maneira que os resultados obtidos pudessem ser comparados com os medidos, permitindo assim avaliar a qualidade da modelagem. A Tabela 2 resume os limites e valores adotados para as variáveis:

Parâmetros	Valores/Limites
Profundidade	0 – 300 m
Meia-largura	25 - 300 m
Mergulho	70° – 110°
Susceptibilidade	0,001 – 0,01 e.m.u.
Razão de Koenisberger	20 / 7,5 / 3,5 / 2
Declinações (paleomag)	360° / 162° / 10°

Tabela 2 – Valores e limites das variáveis modeladas.

Como observado no trabalho de Ussami *et al.* (1991), as anomalias aéreas apresentam uma grande suavização quando comparadas com os dados terrestres. As anomalias submetidas à modelagem, normalmente, tomam como referência, além dos picos de máximo e mínimo, os pontos que tendem ao nível de base. Porém, quando os dados são suavizados, em função da altura de vôo, a tendência ao nível de base pode ocorrer muito distante dos picos de máximo e mínimo, quando se considera um corpo isolado. Na região estudada, as anomalias estão muito próximas umas das outras, resultando em sinais superpostos. A seleção das anomalias modeladas utilizou como critério somente os picos referidos, admitindo que a anomalia não apresentava influência das fontes adjacentes. Tal seleção foi baseada no mapa de alinhamentos de diques, obtido através da interpretação das cartas da amplitude e da fase do sinal analítico (Portela Filho, 2003), o qual foi comparado com os perfis do campo magnético residual.

Durante o processo de inversão foram feitas várias tentativas de ajuste do modelo, variando os parâmetros de remanência e observando os resultados obtidos. A primeira tentativa de inversão era procedida sem considerar as variáveis remanentes, aonde se observava inicialmente o ajuste para posteriormente comparar os resultados obtidos com as modelagens incluindo a remanência. Além da verificação da consistência da inversão, feita através do erro calculado, que em média foi da ordem de 5 a 15%, também foram avaliados os parâmetros geométricos, além da susceptibilidade e remanência, para verificar se os mesmos estavam condizentes com a realidade geológica esperada. Foram realizadas, em média, cerca de 10 inversões para cada uma das 75 anomalias processadas, para então decidir qual dos resultados era o mais aceitável. Os dados que não convergiram para soluções satisfatórias foram descartados.

Resultados Obtidos

Os resultados das modelagens permitiram avaliar as características das fontes das anomalias que ocorrem na área do estudo. Ao todo foram modeladas 75 anomalias, em 5 linhas de vôo, distribuídas uniformemente sobre a área do estudo (Figura 4), as quais contemplam os

principais sinais atribuídos às fontes mais rasas, e que na análise do espectro de potência estavam associadas a ruídos que dificultavam uma análise automática das características destas fontes (Portela Filho, 2003).

Os resultados obtidos estão resumidos na Tabela 3, na qual pode-se constatar uma espessura média de 150m e profundidades em torno de 100m para as fontes rasas. Os valores de susceptibilidade modelados estão coerentes com aqueles observados por Raposo (1992), cuja média é de 0,002 e.m.u.

Os diques modelados apresentaram uma maior concentração na região central do arco, em correspondência a uma maior perturbação do perfil magnético. Não foi constatada uma tendência clara para a distribuição das espessuras dos diques. Notou-se uma maior ocorrência de diques espessos próxima às anomalias da região central do arco, porém também foram encontrados diques bastante espessos em locais mais afastados do centro, a exemplo da Linha 1400.

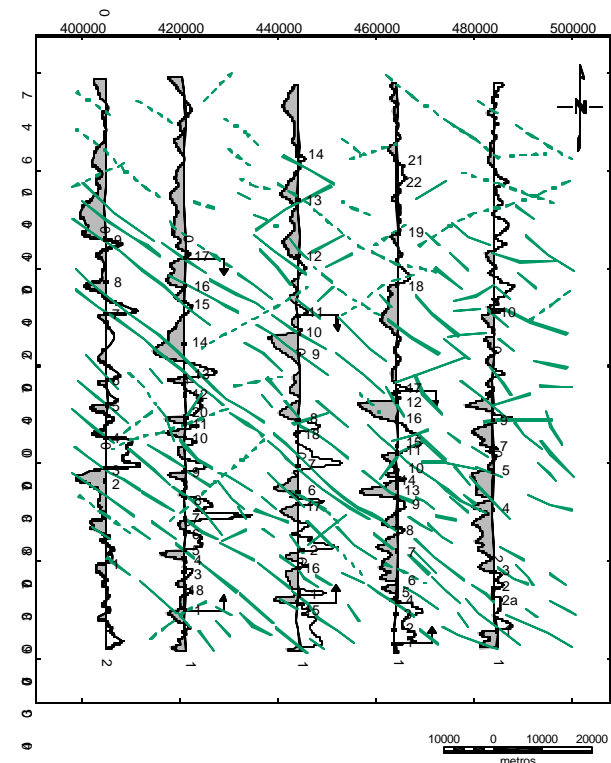


Figura 4 – Localização das anomalias modeladas, indicando os limites usados para o cálculo da extensão crustal (setas).

Apesar do modelo considerar as fontes com comprimentos infinitos, muitas vezes quando dois diques apresentam mergulhos convergentes, é possível que apenas um deles continue em profundidade. Verificou-se também que anomalias de maiores frequências espaciais estavam inseridas no contexto de outras com comprimentos de onda superiores, sugerindo corpos a profundidades distintas. Já outras vezes, os dados indicavam diques espessos que se uniam em profundidade (Linha 1600).

Linha	Quant.	Prof. (m)	1/2 arg. (m)	Merg. (°)	Suscept. (e.m.u)
1200	9	62	60	77	0,00206
1400	21	91	106	80	0,00237
1600	16	161	237	84	0,00235
1840	20	110	156	84	0,00223
2000	9	84	174	81	0,00229
Média	15	102	147	81	0,00226

Tabela 3 – Valores médios dos parâmetros modelados.

Também notou-se uma boa relação entre os diques modelados e os perfis do campo magnético, refletida na perfeita correspondência entre os picos de máxima amplitude do sinal analítico e os eixos centrais dos diques modelados. No gradiente horizontal a posição da fonte pôde ser correlacionada com o máximo, quando a anomalia apresentava uma magnetização normal (pico negativo para sul), ou com mínimo quando a anomalia refletia uma magnetização reversa (pico negativo para norte).

As figuras 5, 6, 7, 8 e 9 mostram os diques modelados das linhas 1200, 1400, 1600, 1840 e 2000, em correspondência aos perfis empilhados do campo magnético residual, da primeira derivada horizontal e da amplitude do sinal analítico simples.

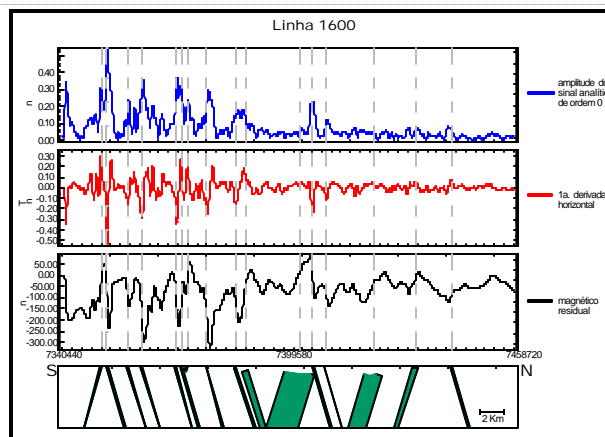


Figura 7 - Diques modelados da Linha 1400.

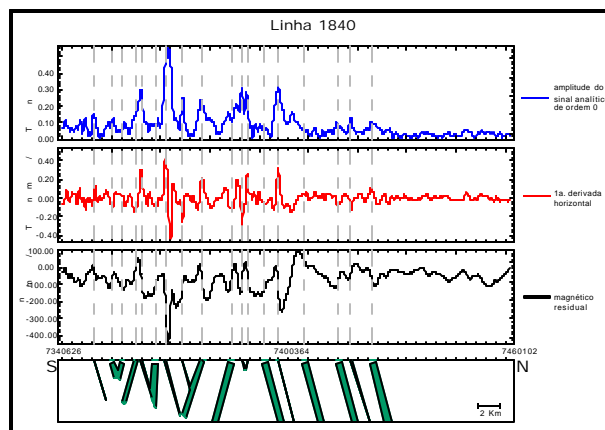


Figura 8 – Diques modelados da Linha 1840.

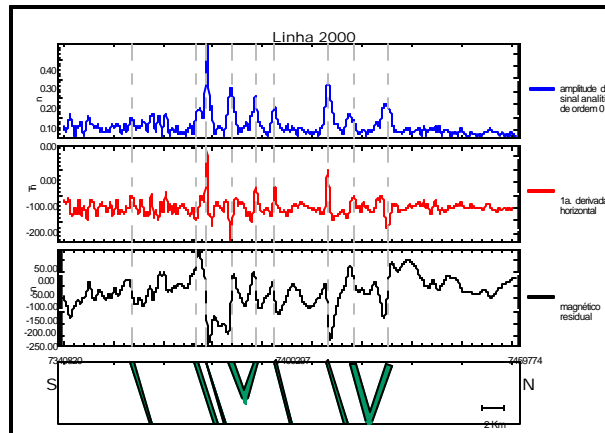


Figura 9 – Diques modelados da Linha 1840.

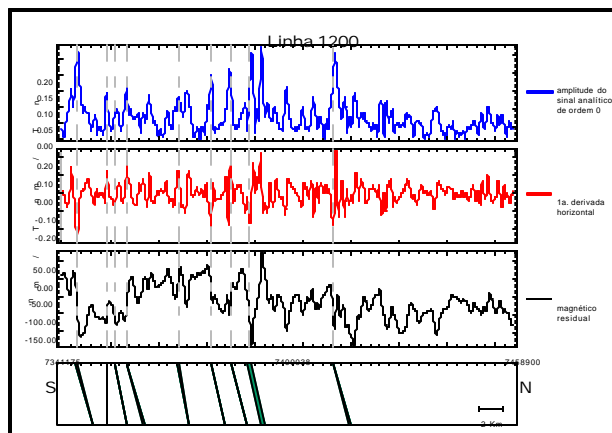


Figura 5 – Diques modelados da Linha 1200.

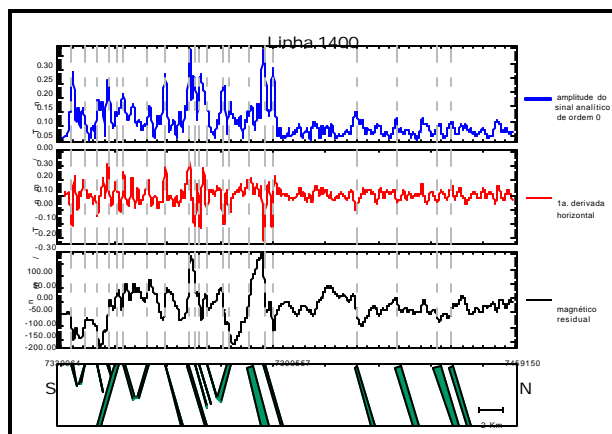


Figura 6 - Diques modelados da Linha 1400.

Estimativas das taxas de extensão crustal

A partir das espessuras modeladas foi possível estimar taxas de extensão crustal mínimas, nas áreas de maior concentração de diques (Portela Filho, 2003). Os cálculos foram realizados nas linhas 1400, 1600 e 1840, cujos limites estão indicados na Figura 4, e situam-se entre o Alinhamento do Rio Alonzo e o eixo do Arco de Ponta Grossa. O procedimento para as estimativas da extensão crustal foi baseado na expressão abaixo:

$$E = \frac{\epsilon_m}{L \times \cos q} \times 100 \quad (1)$$

Onde E é o estiramento crustal mínimo, ϵ_m é a somatória das espessuras modeladas, L é o comprimento do perfil e q é o ângulo entre a direção perpendicular aos diques e a direção do perfil, o qual gira em torno de 50° .

As estimativas de extensão crustal estão sumarizadas na Tabela 4, juntamente com a frequência de diques/km. Observa-se na mencionada tabela que a extensão média é de 12%, enquanto a frequência gira em torno de 4 diques / km na região central do Arco de Ponta Grossa. Vale ressaltar que este último parâmetro é compatível com as observações de campo relatadas por Marini *et al.* (1967).

Linha	Nº de diques	Frequência (diques/km)	ϵ_m (m)	L (m)	E (%)
1400	17	3,0	2664,8	51781,2	8,1
1600	12	4,9	5467,2	59054,1	14,5
1840	18	4,0	6067,8	72025,1	13,2

Tabela 4 – Estimativas das taxas de extensão crustal.

Conclusões

Os diques modelados apresentam amplitudes pico a pico nos perfis magnéticos residuais entre 80 e 350 nT e susceptibilidades médias de 2×10^{-3} e.m.u. Estas características permitem a detectabilidade de diques com espessuras superiores a 100 m para um levantamento realizado a uma altura de 450 m (Naomi *et al.*, 1991). As modelagens de anomalias aeromagnéticas ao longo das linhas de vôo, contemplando dados de magnetismo de rocha, correspondentes às intrusões de diques de diabásio, permitiram deduzir uma taxa média de 12% de extensão crustal e uma frequência em torno de 4 diques/km na região central do Arco de Ponta Grossa.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Petróleo Brasileiro S.A. – Petrobrás, a cessão dos dados aerogeofísicos e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento da pesquisa através de bolsa de mestrado.

Referências

Almeida, F.F.M. de, 1983, Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana: *Rev. Bras. Geociências*, 13(3):139-158.

Almeida, T.I.R. de, 1982, *O Arco de Ponta Grossa: uma proposta de configuração a partir da interpretação de dados de sensoriamento remoto*: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Dissertação de Mestrado, 108p.

Ferreira, F.J.F., e Algarte, J.P., 1979, O comportamento aeromagnetométrico-cintilométrico das principais rochas alcalinas dos estados de São Paulo e Paraná: *SBG, Simp. Reg. Geol.*, 2, Rio Claro, *Atas*, (2):195-208.

Ferreira, F.J.F., Moraes, R.A.V., Ferrari, M.P., Vianna, R.B., 1981, Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara: *SBG, Simp. Reg. Geol.*, 3, Curitiba, *Atas*, (1):226-240.

Ferreira, F.J.F., 1982, *Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução do Arco de Ponta Grossa*: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 169p.

Ferreira, F.J.F., Monma, R., Campanha, G.A.C., Galli, V.L., 1989, An estimate of the degree of crustal extension and thinning associated with the Guapiara Lineament based on aeromagnetic and gravimetric modelling: *Bol. IG-USP, Série Científica*, 20:69-70.

Magmod, 1994, Interactive Magnetic Anomaly Inversion, Geosoft Inc., Ontario, Canada.

Marini, O.J., Fuck, R.A., Trein, E., 1967, Intrusivas básicas Jurássico-Cretáceas do Primeiro Planalto do Paraná: *Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do estado do Paraná*. J.J. Bigarella, R. Salamuni, V.M. Pinto (eds.), *Boletim Paranaense de Geociências*, 23 a 25.

Petrobrás, 1981, Projeto Aerogeofísico Rio Ivaí: Consórcio CESP-IPT, Paulipetro (dados digitais).

Portela Filho, C.V., 2003, *Caracterização geofísico-estrutural da região Londrina - Maringá (PR) e suas implicações para a exploração de águas subterrâneas*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Dissertação de Mestrado (em andamento).

Raposo, M., I., B., 1992, *Paleomagnetismo do enxame de diques do Arco de Ponta Grossa*: Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 104p.

Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot, M., Perrin, M., 1992, The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary: *Science*, 258:975-979.

Riccomini, R., 1995, Padrão de fraturamento do maciço Alcalino de Cananéia, estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil: *Rev. Bras. Geociências*, 25(2):79-84.

Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, S., Mantovani, M.M.S., 1994, Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124:333-348.

Ussami, N., Kolisnyk, A., Raposo, M.I.B., Ferreira, F.J.F., Molina, E.C., Ernesto, M., 1991, Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha: *Rev. Bras. Geociências*, 21(4): 317-327.