

CHRISTINE CAROLA FÁY

**INFLUÊNCIA DAS ROCHAS DA BACIA DO PARANÁ
SOBRE OS DADOS GRAVIMÉTRICOS**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas para obtenção do Grau de Mestre em Ciências pela Universidade Federal do Paraná.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

1979

INFLUÊNCIA DAS ROCHAS DA BACIA DO PARANÁ
SOBRE OS DADOS GRAVIMÉTRICOS

DISSERTAÇÃO

Apresentada ao Curso de Pós-Graduação em
Ciências Geodésicas para obtenção do Grau
de Mestre em Ciências pela Universidade
Federal do Paraná.

por

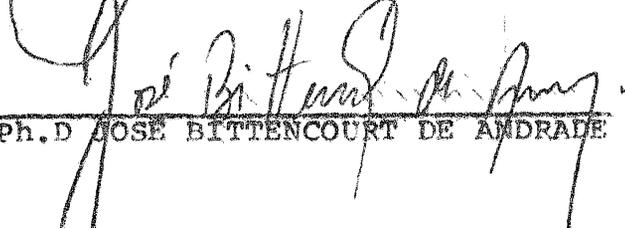
CHRISTINE CAROLA FÁY, Licenciada em Química

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
1979

BANCA EXAMINADORA:


Dr. RIAD SALAMUNI - ORIENTADOR


M.Sc. FERNANDO HATSCHBACH - ORIENTADOR


Ph.D. JOSÉ BITTENCOURT DE ANDRADE

À minha família

SINOPSE

O presente trabalho foi elaborado com o intuito de propor métodos viáveis para a aplicação de densidades corrigidas nos dados gravimétricos sobre estruturas geológicas de grande extensão e onde existem estudos de profundidade. Como exemplo tomamos a parte da Bacia do Paraná que se situa no território paranaense, onde os sedimentos e basaltos constituem unidades uniformes e pouco perturbadas. Os dados existentes permitem uma aproximação da densidade para melhorar as reduções gravimétricas, principalmente no que se refere à redução Bouguer. Neste trabalho são apresentados um mapa de densidades médias regionais das massas topográficas, um mapa de correções geológicas isostáticas, que leva em conta as massas anômalas internas ao geóide e um mapa da área central do Paraná, com densidades médias do platô de Bouguer.

SYNOPSIS

Studies were carried on in order to find a method for application of corrected densities to gravimetric data, above large and thick homogeneous geological structures where exist survey in depth. A good example is Paraná Bacia portion situated in the State of Paraná. In this region layers of sediments and basalts constitute uniform and practically undisturbed unit. The available data allow an approximation of the density, to improve the gravity reductions, mainly the Bouguer reduction. A chart of average regional densities of the topographic massa, as well as a chart of the geological isostatic correction, which consider the anomalous mass below, the geoid surface, and a chart of the central region of Paraná, with average density of the Bouguer plate, are presented here in.

ÍNDICE

Título	ii
Dedicatória	iii
Sinopse	iv
Synopsis	v
Índice	vi
Relação das Figuras	vii
1. Introdução	01
2. Constituição da Terra	01
2.1. A densidade média da Terra	01
2.2. A crosta	03
2.3. O manto	04
2.4. O núcleo	05
3. Constituição da crosta terrestre	06
3.1. A densidade dos minerais	06
3.2. A densidade das rochas	08
3.3. A densidade média do Sial	10
4. Sumário da Geologia do Paraná	12
4.1. Considerações gerais	12
4.2. Resumo da Coluna Geológica do Paraná	14
4.2.1. Pré-Cambriano e Pré-Devoniano	14
4.2.2. Devoniano	16
4.2.3. Carbonífero	16
4.2.4. Permiano	17
4.2.5. Mesozóico	17
4.2.6. Cenozóico	19

5. A densidade das rochas do Paraná	19
5.1. O complexo cristalino	19
5.2. As rochas sedimentares	19
5.3. As rochas básicas	20
5.4. As densidades médias do Paraná	20
6. As reduções gravimétricas não isostáticas	22
6.1. A fórmula de Stokes e as reduções gravimétricas	22
6.2. Conceito de anomalia	24
6.3. Redução e anomalia free-air	25
6.4. Redução e anomalia Bouguer	26
7. Anomalia de Bouguer no Paraná	30
7.1. Densidade regional	32
7.2. Correção geológico-isostática	34
7.3. Densidade de platô de Bouguer	35
8. Espessura da crosta e compensação isostática	37
8.1. Cálculo da espessura da crosta terrestre	37
8.2. Cálculo da espessura da crosta terrestre T	38
9. Conclusões	40
10. Referências Bibliográficas	42

RELAÇÃO DAS FIGURAS

	<u>R.B.</u>	<u>pg.</u>
Figura 01 - As camadas da Terra	(08)	02
Figura 02 - Estimativa da distribuição da densidade do manto e do núcleo	(08)	03
Figura 03 - Variação da densidade de sedimentos com a profundidade e idade.	(32)	11
Figura 04 - Perfil da anomalia de Bouguer sobre o granito de Bodim' Moor, Inglaterra	(08)	11
Figura 05 - Extensão da Bacia do Paraná	(24)	13
Figura 06 - Extensão da transgressão marinha no Brasil	(31)	15
Figura 07 - Mapa do Estado do Paraná curvas de igual densidade		21
Figura 08 - Dados da fórmula de Stokes		23
Figura 09 - Superfícies de referência		25
Figura 10 - Platô de Bouguer		27
Figura 11 - Atração de um elemento de massa sobre um ponto P.	(16)	28
Figura 12 - Atração de um cilindro		29
Figura 13 - Conversão de platô em calota de Bouguer		29
Figura 14 - Gráfico da variação de anomalias de Bouguer no Paraná com a altitude		31
Figura 15 - Mapa do Estado do Paraná curvas de igual $\Delta h'$		35
Figura 16 - Curvas de igual densidade do platô de Bouguer		36
Figura 17 - Espessura da crosta		37
Figura 18 - Variação da espessura da crosta com as correções da densidade		39

1 - INTRODUÇÃO

Na literatura moderna de Geodésia Física, como Heiskanen e V. Meinesz (16), Mironow (22), Bott (08) etc., nota-se uma preocupação com um dado utilizado nos cálculos gravimétricos, que é a densidade média do Sial. A teoria da isostasia regional, da correção geológica e geológico isostática de V. Meinesz são tentativas de aproximar os dados gravimétricos aos dados geológicos reais. A falta de dados mais detalhados e o volume dos cálculos necessários foram fatores de peso para a adoção de uma densidade única, média para toda crosta siânica. As pesquisas geológicas e petrolíferas, mais recentes, forneceram dados de profundidade, principalmente nas bacias sedimentares, que permitem uma tentativa de correção da densidade da crosta em áreas específicas. Estes dados geológicos se referem a massas externas ao geóide e àquelas situadas logo abaixo do nível médio dos mares.

2 - CONSTITUIÇÃO DA TERRA

2.1. - A Densidade Média da Terra

A densidade média da Terra é obtida pela relação entre sua massa e seu volume (1.1), ou seja:

$$\rho_T = \frac{M}{V} = \frac{5976 \times 10^{27} \text{ g}}{1083 \times 10^{27} \text{ cm}^3} = 5,52 \quad (1.1)$$

Nos cálculos gravimétricos, que se baseiam no comportamento de uma Terra normal, é usado o esferopotencial que admite uma distribuição homogênea das massas. Nela a densidade é admitida como sendo de 5,52.

Entretanto, na realidade a crosta é formada por rochas cujas densidades variam entre 1,8 e 3,2, inferindo-se assim uma distribuição inhomogênea das massas. Através da observação do comportamento das ondas elásticas, que se propagam com velocidades variáveis em meios de densidades diferentes, estabeleceu-se um modelo da constituição terrestre e da distribuição de suas massas. O modelo de Gutenberg (fig. 1) admite a Terra constituída por três camadas nitidamente distintas pelas suas densidades (08).

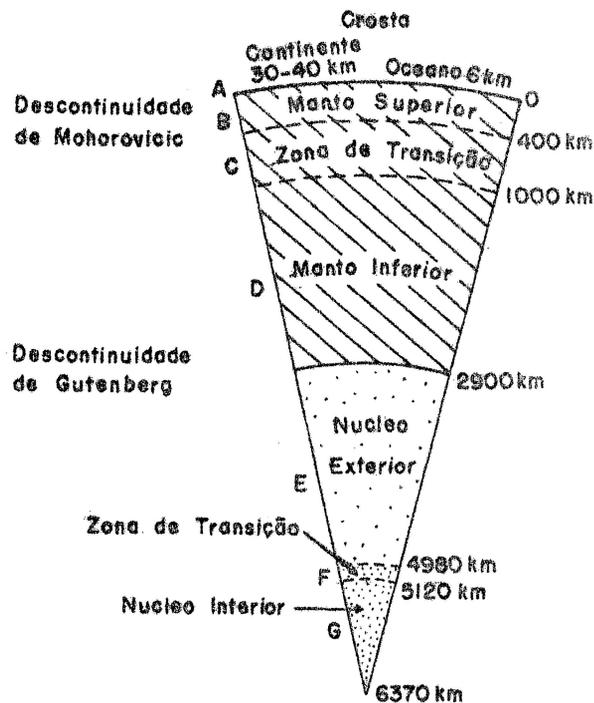


Fig. 1

As camadas da Terra

Estas camadas concêntricas são aproximadamente esféricas, em torno do centro da Terra. Dentro de cada camada há uma variação contínua da densidade (fig. 2), crescente em direção ao centro. Esta variação é atribuída ao aumento da autocompressão. Nos limites entre as camadas existem nítidas descontinuidades da densidade que devem corresponder a uma variação de composição

química, variando por exemplo a uma profundidade de 2900km de 5,56 para 9,69. Cada camada se acha subdividida e apresenta uma zona de transição que corresponde a níveis de mudança de fase do material constituinte da parte superior.

	Depth (km)	Bullen Model A (g/cm ³)	Clark & Ringwood pyrolite model (g/cm ³)	Birch* (g/cm ³)
	33	3.32		3.59
	100	3.38	3.285	3.49
	200	3.47	3.404	3.54
	300	3.55	3.481	3.70
	400	3.63	3.556	3.86
	500	3.89	3.682	4.02
	600	4.13	3.906	4.17
	700	4.33	4.132	4.30
	800	4.49	4.360	4.43
	900	4.60	4.587	4.54
Mantle	1000	4.68	4.688	4.58
	1200	4.80	4.805	4.68
	1400	4.91	4.920	4.77
	1600	5.03	5.031	4.85
	1800	5.13	5.140	4.93
	2000	5.24	5.247	4.99
	2200	5.34	5.351	5.06
	2400	5.44	5.454	5.12
	2600	5.54	5.555	5.20
	2800	5.63	5.657	5.27
	2900	{ 5.68 9.43		5.27
	2920		{ 5.716 9.851	
	3000	9.57	9.98	
	3200	9.65	10.28	
	3400	10.11	10.56	
	3600	10.35	10.82	
Outer core	3800	10.56	11.04	
	4000	10.76	11.26	
	4200	10.94	11.46	
	4400	11.11	11.62	
	4600	11.27	11.79	
	4800	11.41	11.92	
	4982	11.54	12.04	
	5121	{ 14.2 16.8		
Inner core	6371	17.2	12.86	

* Using a velocity distribution close to but not identical with that of Gutenberg.

Fig. 2

Estimativa da distribuição de densidade do manto e do núcleo

As camadas constituintes da Terra são as seguintes (08):

2.2. - A Crosta

A crosta, que é a parte externa da Terra sólida, tem uma espessura variável de aproximadamente 6km, abaixo dos oceanos e em torno de 30km abaixo dos continentes. Sua densidade varia entre 1,80 a 3,20. É formada por agregados heterogêneos pouco elásticos, constituindo as rochas. A crosta é subdividida em

duas partes mediante uma superfície irregular de contacto.

A parte superior, denominada Sial é constituída por silicatos de alumínio leves e altamente polimerizados. Sua composição corresponde aproximadamente às rochas graníticas e gnáissicas, com predominância de quartzo e feldspatos. Sua densidade é variável, tendo sido estabelecido como padrão médio o valor de 2,67.

A parte inferior, chamada Sima, é composta por silicatos de magnésio e ferro, pesados, pouco polimerizados de composição semelhante às rochas do tipo anfibolito. Estudos mais recentes, porém, revelam a existência de modificações de alta temperatura de rochas dioríticas ou granodioríticas (08). A densidade média deste material é de 3,20.

O Sial e o Sima não são separados por uma superfície contínua e definida, mas se interpenetram e intercalam. Grosso modo, admite-se que o fundo dos oceanos é formado por rochas basálticas, coberto por uma fina camada de Sial em forma de sedimentos. O Sial forma a base das massas continentais e os grandes complexos rochosos. No entanto, existem regiões em que rochas simáticas, ou sejam basaltos, se sobrepõe ao embasamento e a sedimentos como ocorre nos grandes derrames de trapp. Este conjunto de rochas que forma a crosta se estende até a primeira descontinuidade denominada descontinuidade de Mohorovičić ou, abreviadamente, Moho.

2.3. - O Manto

O manto situado logo abaixo da descontinuidade de Mohorovičić forma uma camada de 2900km de espessura. Sua composição corresponde a das rochas ultrabásicas, formadas por silicatos

pobres em sílica do tipo eclogito. Apresentam uma constituição parecida com os meteoritos chondríticos. Correspondem a uma fusão seca de dunitos e peridotitos. O manto se divide em três partes:

a) Manto superior, com 400km de espessura e densidade entre 3,32 e 3,63.

b) Zona de transição de 600km de espessura com densidade de 3,89 a 4,68 apresentando uma acentuada inhomogeneidade causada por mudança de fase do seu material constituinte (08). Os piroxênios se decompõem, dando olivina e uma modificação de alta temperatura de SiO_2 chamada stishovita; a olivina se transforma em espinélio, este dá origem a periclásio, westite (FeO) e stishovita.

c) Manto inferior tem espessura de 1900km e densidade variando de 4,80 a 5,68. Aceitando a hipótese da existência de duas modificações cristalinas Verwey-Meinsz (16) acredita na existência de correntes de convecção em toda espessura do manto. Estas correntes contribuem para a homogeneização da camada.

2.4 - O Núcleo

O núcleo é constituído por ferro e níquel que contém alguns elementos de número atômico menor em solução. Divide-se em núcleo exterior, zona de transição e núcleo interior.

a) O núcleo exterior é formado por ferro e níquel líquidos, fato comprovado pela não transmissão das ondas elásticas do tipo S. Sua existência é fundamental para o geomagnetismo, dando origem ao dínamo autosustentado que a Terra representa. Além disto é responsável parcialmente pelo movimento do polo (08). Sua densidade varia de 9,43 e 11,54 e a espessura é de 2062km.

b) A zona de transição é de 139km e tem uma densidade

entre 14,2 e 17,8. A transição da zona líquida para a zona sólida é causada pela modificação de fase, resultante da solidificação do ferro, devido ao aumento da pressão (08).

c) O núcleo interno é formado por ferro e níquel sólidos. Sua espessura é de 1250km e sua densidade é de 17,2.

3 - CONSTITUIÇÃO DA CROSTA TERRESTRE

3.1. - Densidade dos Minerais

A crosta terrestre é constituída predominantemente por um número relativamente pequeno de elementos, oito elementos prevalecem sobre os demais:

	% Peso	% Nº de Átomos	% Volume
O	49,50	62,55	91,77
Si	25,30	21,22	0,80
Al	7,50	0,47	0,76
Fe	5,08	1,93	0,68
Ca	3,39	1,94	1,48
Na	2,63	1,64	1,60
K	2,40	1,42	2,14
Mg	1,93	1,84	0,50
Soma	97,73	93,01	99,73

Analisando as porcentagens de volume, podemos afirmar que a crosta terrestre é formada por oxigênio, contendo nos espaços interatômicos outros elementos em quantidades variáveis (10). Estes elementos, cujas concentrações locais podem ter importância econômica muito grande, são insignificantes sob o ponto de vista global da composição química da crosta terrestre.

Os oito elementos mais freqüentes formam compostos químicos minerais que recebem o nome de silicatos (10). A estrutura dos silicatos é muito complexa dando origem a um número grande de classes minerais. Os silicatos que ocorrem com maior freqüência são:

<u>Mineral</u>	<u>Densidade</u>	
Augitas	3,20	- 3,60
Biotita	2,69	- 2,16
Caolinita	2,60	- 2,65
Diopsídio	3,20	- 3,38
Enstatita	3,10	- 3,43
Granada	3,15	- 4,30
Hornblenda	3,00	- 3,47
Muscovita	2,76	- 3,00
Ortoclásio	2,50	- 2,62
Plagioclásio	2,57	- 2,76
Piroxênio	2,80	- 3,70
Quartzo	2,65	
Talco	2,70	- 2,80

Existe ainda um pequeno grupo de minerais que não pertencem ao grupo dos silicatos, mas que podem ocorrer em grandes concentrações locais:

<u>Mineral</u>	<u>Densidade</u>	
Anhidrita	2,92	- 2,96
Dolomita	2,85	
Calcita	2,72	
Gelo	1,92	
Gipsita	2,31	- 2,33
Halita	2,14	

Hematita	5,26		
Limonita	3,60	-	4,00
Magnetita	4,97	-	5,18

Da mistura em proporções variadas destes minerais resultam as rochas. Para uma média de 2,67 é necessário um grande predomínio de ortoclásio e quartzo como ocorre nos granitos já que 99% da crosta é formada por rochas do complexo cristalino, compostos por silicatos.

3.2. - A Densidade das Rochas

A densidade das rochas varia com a densidade dos minerais que as constituem e das proporções nas quais ocorrem. Dentro das rochas ígneas intrusivas há uma variação de densidade que vai da densidade do granito de 2,67 até a densidade dos piroxenitos de 3,32. Os granitos são formados por silicatos de alumínio leves, muito polimerizados, contendo cátions grandes como K. Os piroxenitos são constituídos por silicatos de ferro e magnésio, mais densos e pouco polimerizados, contendo cátion pequenos como Fe e Mg. Todas estas rochas são holocristalinas e compactas (32).

Nome da rocha	Densidade média da rocha	Minerais constituintes	Densidade média dos minerais
Granito	2,67	Quartzo	2,65
		Ortoclásio	2,57
		Oligoclásio	2,65
Diorito	2,81	Oligoclásio	2,65
		Hornblenda	3,23
		Biotita	3,93

Gabro	2,98	}	Labradorita	2,71
			Hornblenda	3,20
			Olivina	3,82
Dunito	3,29	}	Olivina	3,82
			Augita	3,30
Piroxenito	3,32	}	Augita	3,30
			Olivina	3,82

Não sō a mistura de minerais diferentes faz variar a densidade mas, também, a variaçāo das porcentagens com que entra cada uma delas na constituiçāo da rocha.

Nome da rocha	Densidade média da rocha	Minerais constituintes	densidade média dos minerais	
Granito	2,67	}	Quartzo 5%	2,65
			Ortoclásio	2,52
			Oligoclásio 10%	2,65
Granodiorito	2,72	}	Quartzo 5%	2,65
			Ortoclásio 10%	2,52
			Oligoclásio	2,65
Sienito	2,76	}	Quartzo 5%	2,65
			Ortoclásio	2,52
			Oligoclásio 10%	2,65

Quartzo Diorito	2,81	}	Quartzo	5%	2,65
			Ortoclásio	10%	2,52
			Olígoclásio		2,65

Os minerais essenciais destes quatro tipos de rochas são os mesmos, variando somente as porcentagens. São rochas ígneas plutônicas ácidas e intermediárias e cuja distinção é feita principalmente pela variação das porcentagens de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O e CaO . Podem ter influência secundária ainda os minerais acessórios de composição variável, mas sua contribuição nunca excede 10% do total das rochas.

Duas rochas do mesmo tipo (32), da mesma composição mineral podem apresentar densidades diferentes devido a maior ou menor porosidade e compactação. Temos como exemplos:

	Poroso	Compacto
Basalto	2,30 a 2,58	2,79 a 3,00
Arenitos	2,07 a 2,30	2,30 a 2,57

Nas rochas sedimentares pode ainda se observar um aumento de densidade com a idade e a profundidade em que se encontram (fig. 3), como mostra o gráfico extraído de Woolard(32).

3.3. - Densidade média do Sial

A densidade média do Sial usada normalmente em gravimetria é de 2,67 que corresponde a densidade média dos granitos. Estudos recentes (08), porém, demonstraram que melhor seria o uso da densidade média das rochas do embasamento, formado por gnaisses e xistos cristalinos, e que é de 2,72 a 2,74. Um dos motivos são

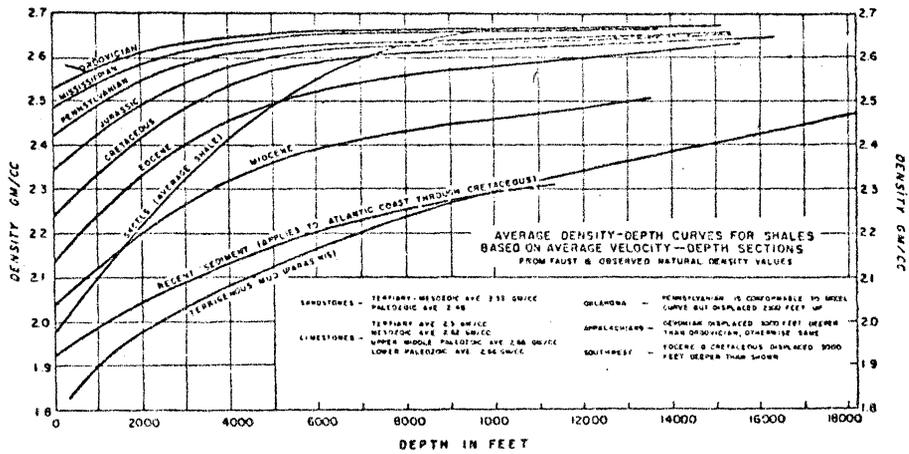


Fig. 3

Variação da densidade das rochas sedimentares
com a idade e a profundidade

as anomalias de Bouguer, fortemente negativas, observadas sobre os batolitos graníticos rodeadas por rochas do embasamento (08). Os levantamentos efetuados no sul da Inglaterra, acusam uma diferença entre a densidade do granito 2,60 no caso (fig. 4) e do embasamento, de -0,16. Assim, pode-se admitir uma densidade de 2,76 para as rochas do embasamento. Isto, calculando que o granito em questão se estenda até uma profundidade de pelo menos 10km.

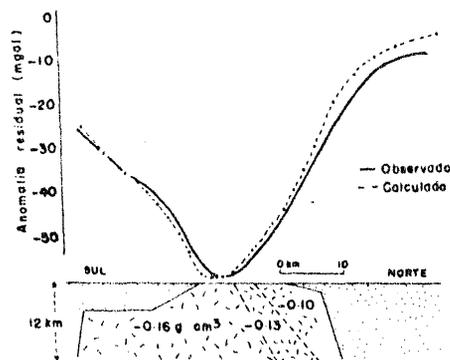


Fig. 4

Perfil da anomalia de Bouguer sobre o
granito de Bodim Moor, Inglaterra

O principal objetivo da gravimetria e da sismologia, na prospecção e pesquisa geofísica é, através de métodos indiretos, determinar a variação da densidade na crosta. O Sial é extremamente heterocôneo e os limites entre os diversos corpos geológicos são irregulares e descontínuos em todas as direções.

Em regiões que não apresentam estudo geológico de profundidade torna-se inconveniente uma mudança de padrões normais de cálculo, uma vez que o levantamento de superfície é insuficiente para uma avaliação das variações de densidade.

Porém, em regiões onde os corpos apresentam grande uniformidade sobre extensas áreas e existem estudos de profundidade, como ocorre na maioria das bacias sedimentares, deve-se levar em consideração as diferenças de densidades médias, uma vez que é possível aproximar os dados teóricos da realidade.

4 - SUMÁRIO DA GEOLOGIA DO PARANÁ

4.1. - Considerações Gerais

Para os propósitos deste trabalho é suficiente um apinhado geral dos principais aspectos da geologia do Paraná, omitindo-se muitos detalhes sem finalidade imediata para o mesmo.

A constituição geológica do território paranaense não pode ser compreendida isoladamente, desde que é parte integrante de um conjunto geograficamente amplo (fig.5), no qual se insere a Bacia do Paraná.

Os principais aspectos físico-geográficos do Paraná refletem, de modo geral, um nítido condicionamento geológico. Nesse sentido as três grandes unidades geomorfológicas que ocorrem, isto é, 1ª, 2ª e 3ª planaltos (19) apresentam feições geológicas peculiares.



Fig. 5
Extensão da Bacia do Paraná

O primeiro planalto, ou planalto de Curitiba, é constituído predominantemente por rochas metamórficas do pré-Cambriano. Encontramos, também, intrusões graníticas, rochas granitizadas e demais litologias associadas. Verificam-se ainda ocorrências restritas de rochas vulcânicas e seqüências sedimentares ambas pré-Devonianas.

O segundo planalto, também conhecido por planalto de Ponta Grossa, abrange as formações sedimentares do Paleozóico. Finalmente o terceiro planalto, também chamado planalto de Guaruapuava, corresponde aos derrames vulcânicos e depósitos sedimentares de desertos.

Além destas grandes unidades, cumpre salientar a Serra do Mar, como característica físico-geográfica importante pela sua situação e a orla litorânea. Esta última apresenta uma litologia muito parecida com a do primeiro planalto, apresentando

rochas metamórficas pré-Cambrianas, granitos e sedimentos recentes.

4.2. - Resumo da Coluna Geológica do Paraná

4.2.1. - Pré-Cambriano e Pré-Devoniano

Gracas aos mapeamentos da Comissão da Carta Geológica do Paraná, as rochas do pré-Cambriano e do pré-Devoniano são relativamente bem conhecidas.

Nas seqüências do pré-Cambriano (31) podem-se distinguir as formações de alto grau de metamorfismo e aquelas de caráter epimetamórfico.

No primeiro caso, predominam os gnaisses em geral, observando-se freqüentemente migmatitos do tipo embrechito e epibolito (13). Associados, ocorrem quartzitos, micaxistos, xistos magnesianos e anfibolitos e em áreas circunscritas anatexistos e granitos de anatexis.

As rochas epimetamórficas, possivelmente pertencentes ao mesmo ciclo orogênético, constituem as rochas metamórficas do Grupo Açunqui (39 e 13). São rochas parametamórficas do tipo filitos, quartzitos, calcários e dolomitos. Ainda associados, em menor escala, podem ser encontrados micaxistos, itabiritos, metabasitos e biotita gnaisses.

Os granitos intrusivos (13), ocorrem em áreas relativamente extensas do planalto de Curitiba e na Serra do Mar onde constituem as maiores elevações. Os granitos da Serra do Mar são predominantemente alcalinos, ao passo que aqueles associados ao Grupo Açunqui têm caráter calcoalcalino.

No limite entre o pré-Cambriano e pré-Devoniano ocorrem movimentos orogênicos e epirogenéticos, junto com fenômenos de erosão e aplainamento.

O pré-Devoniano, considerado eo-Paleozóico (30) compreende uma série de rochas sedimentares e vulcânicas de ocorrência local, que se situam estratigraficamente acima das rochas metamórficas do pré-Cambriano e abaixo dos arenitos da Formação Furnas (26). Compreendem os sedimentos da Formação Camarinha (26), as rochas vulcânicas associadas aos sedimentos da Formação Guaratubinha e o Grupo Castro formado por vulcanitos ácidos, sedimentos e vulcanitos intermediários. Há ainda os sedimentos da discutida Formação Iapô (19) de pequena extensão.

À formação das rochas pré-Devonianas seguiu-se uma fase de erosão e desgaste que aliada a fatores eustáticos, variação do nível do mar e outros mais complexos deram origem à transgressão marinha (fig. 6) que cobriu parte do continente, dando origem aos sedimentos da Bacia do Paraná (31).

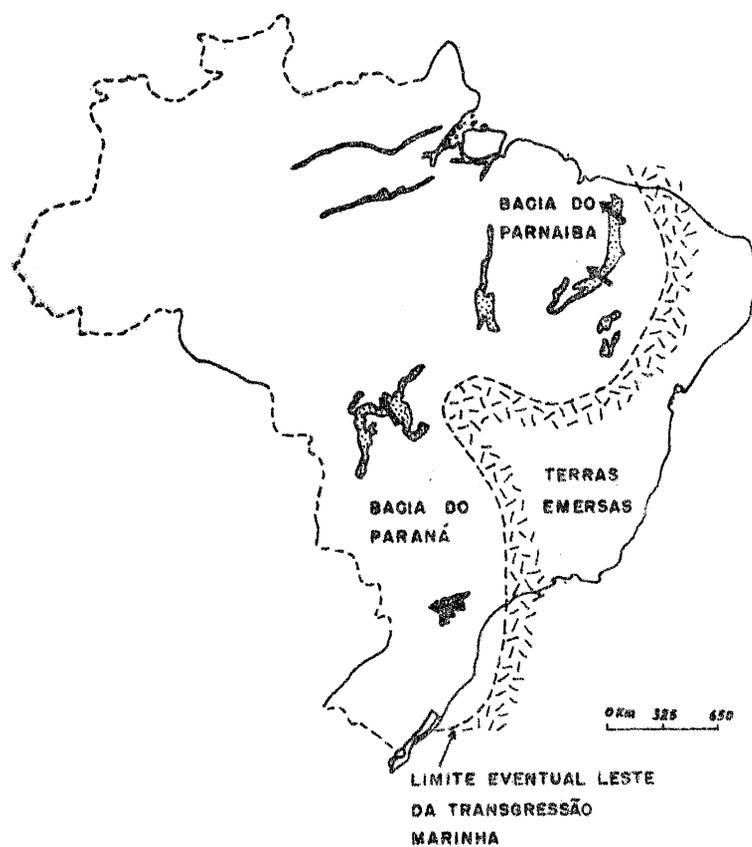


Fig. 6

Extensão da transgressão marinha pré-Devoniana no Brasil

O mar assim formado provavelmente era raso não ultrapassando a 300m de profundidade.

4.2.2. - Devoniano

Os sedimentos clásticos marinhos do Grupo Paraná, depositados neste período, são divididos em duas formações que se distinguem pelo tipo de material depositado.

A Formação Furnas é constituída por sedimentos arenosos pouco selecionados (05). Apresentam cor branca e se caracterizam freqüentemente por uma estratificação cruzada, resultado da constante mudança de correntes do meio de transporte. A coloração vermelha ocasional é um fenômeno superficial resultado da adição de óxidos de ferro que funciona como cimento.

A Formação Ponta Grossa distingue-se da anterior pela estratificação plano-paralela. As rochas resultantes são, predominantemente, folhelhos argilosos, siltico-argilosos, as vezes, betuminosos, com eventuais lentes de arenitos finos, todos ricos em fósseis marinhos.

A deposição dos sedimentos devonianos se realizou em um ambiente tectonicamente estável (24) resultando uma litologia homogênea em toda bacia. No entanto, na metade do Período Devoniano iniciou-se o soergimento da bacia que, depois de uma fase de regressões e transgressões, passa no período seguinte, de um ambiente marinho para um ambiente continental.

4.2.3. - Carbonífero

O início deste Período se caracteriza (27) por extensas glaciações. Estratigraficamente as rochas deste período são incluídas no Grupo Tubarão, que é subdividido em dois subgrupos. O subgrupo Itararé compreende sedimentos clásticos glaciais pouco

selecionados e o subgrupo Guatã que é a unidade supra glacial que abrange depósitos geralmente continentais, com camadas de carvão, calcários e sedimentos silticos, siltico-arenosos e arenosos.

4.2.4. - Permiano

A regressão marinha (21) transforma o Paraná em uma região de extensas planícies de inundação com várzeas e ambientes fluviais (29) de clima quente com chuvas torrenciais, onde são depositados os sedimentos incluídos no Grupo Passa Dois. A subdivisão deste grupo é problemática, e se baseia (29) principalmente em diferenças litológicas e paleontológicas. Importância econômica apresentam os folhelhos pirobetuminosos da Formação Irati, que constituem a formação inferior do Grupo Passa Dois. As formações seguintes, Estrada Nova e Rio do Rasto se caracterizam por sedimentos finos fossilíferos.

4.2.5. - Mesozóico

Na Era Mesozóica ocorrem grandes modificações geológicas e climáticas na Bacia do Paraná. Nesta época inicia-se a separação do continente do Gondwana, deslocando-se o continente americano para oeste (20) em relação à África.

Desde o Paleozóico, a Bacia do Paraná sofre movimentos epirogenéticos verticais que resultam no arqueamento da parte centro-leste do Estado do Paraná, formando o Arco de Ponta Grossa. Estes movimentos provocam freqüentes dobramentos e em sua fase final a abertura de milhares de fendas e fissuras que permitem no Mesozóico (09) a ascensão de magmas basálticos à superfície ocasionando um vulcanismo de extensão continental. O levantamento do Arco de Ponta Grossa, afetou todo o Paraná, resultando falhas, fraturas,

fissuras e diques de diabásio em todas as rochas anteriores ao mesozóico, todas em direção paralela ou subparalela (09).

O clima neste período se caracteriza por uma natureza desértica, ocasionando a deposição de espessas camadas de arenitos eólicos (01).

As formações Mesozóicas (Jurássico-Cretáceas) são incluídas no Grupo São Bento, compreendendo a Formação Botucatu, Formação Serra Geral e Formação Caiuã.

A Formação Botucatu constitui o maior depósito contínuo de sedimentos eólicos (03) do mundo no Rio Grande do Sul, alcançando até 1.200m de espessura. É constituída por arenitos, as vezes, silicificados, que apresentam estratificação cruzada típica de ambientes desérticos.

A Formação Serra Geral compreende os grandes derrames basálticos (09) que cobrem uma área de 1.200.00km² da Região Sul. O diastrofismo favoreceu a ascensão dos basaltos através de milhares de fendas, por repetidas vezes. A espessura média dos derrames é de 50m (03) mas chega a 100m. Os canais de acesso hoje são representados por diques de diabásio. As massas basálticas também penetraram concordantemente entre os sedimentos, formando sills, que constituem entre 5% a 20% dos pacotes sedimentares. Durante o vulcanismo continuou a deposição de arenitos eólicos que podem ser encontrados (03) em depósitos lenticulares entre os derrames.

Acima dos basaltos prossegue a sedimentação eólica, dando origem à Formação Caiuã. É constituída por arenitos porosos e pouco consolidados, sendo facilmente destruídos pela erosão.

4.2.6 - No Cenozóico, o Período Terciário caracteriza-se numa época de denudação da área continental (04) e possíveis movimentos tectônicos. O Período Quaternário é representado por sedimentação em ambientes de várzeas fluviais, planícies litorâneas e praias, todas bem estudadas por Bigarella.

5. - A DENSIDADE DAS ROCHAS DO PARANÁ

As rochas do Paraná, tendo em vista a sua densidade, podem ser agrupadas em três grupos nitidamente distintos, mais ou menos homogêneos quanto a sua densidade e formando unidades estruturais extensas e uniformes.

5.1. - O Complexo Cristalino

São as rochas características do litoral, Serra do Mar e do Primeiro Planalto, que pertencem ao pré-Cambriano e ao pré-Devoniano. Compreendem as rochas do embasamento, do Grupo Açungui, os vulcanitos da Formação Guaratubinha e do Grupo Castro.

São todas rochas compactas, holocristalinas antigas. Compreendem gnaisses, granitos, migmatitos, quartzitos, anfibolitos, calcários metamórficos, riolitos e andesito. A densidade destas rochas varia entre 2,55 e 2,85. Levando em consideração a distribuição e a frequência dos diversos tipos de rochas cristalinas podemos atribuir a este grupo a densidade média de 2,67.

5.2. - As Rochas Sedimentares

O segundo grupo são as rochas sedimentares que afloram predominantemente no planalto de Ponta Grossa, mas constituem também a Formação Caiuã. São constituídas predominantemente por

sedimentos clásticos, variando de arenitos grossos, por siltitos e argilitos e camadas locais de calcários, carvão e folhelhos betuminosos. A estas rochas atribuímos, uma densidade média de 2,3. Esta densidade média está sendo usada no cálculo da redução Bouguer desde 1975 (22) na Rússia, que tem grande parte de seu território formado por rochas sedimentares.

5.3 - As Rochas Básicas

Os basaltos incluem além dos basaltos toleíticos propriamente ditos, também os diabásios que formam os sills e diques. São constituídos por silicatos pobres em sílica e ricos em ferro e magnésio. Tem uma densidade média elevada de 3,00.

5.4 - As Densidades Médias no Paraná

A geologia do Estado do Paraná é bastante bem conhecida, tanto sob forma de levantamentos de superfície como de profundidade. Durante as pesquisas da Petrobrás foram feitas pesquisas de perfuração, gravimetria e sismologia do segundo e terceiro planaltos. Os resultados foram publicados (24) em forma de mapas isópacos para os sedimentos pré-basálticos e os basaltos da Serra Geral. As espessuras da Formação Caiuá foram-nos gentilmente cedidos pelo professor José Henrique Popp, e fazem parte de um trabalho ainda não publicado. Do litoral e Serra do Mar e primeiro planalto existem mapas geológicos de superfície de aproximadamente 80% da área, elaborados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná.

Baseados nestes dados elaboramos um mapa de densidades médias das rochas acima do nível do mar (fig. 7). Para tal

MAPA DO ESTADO DO PARANA
CURVAS DE IGUAL DENSIDADE

ESCALA GRAFICA
10km 0 10 20 30 40 50 60

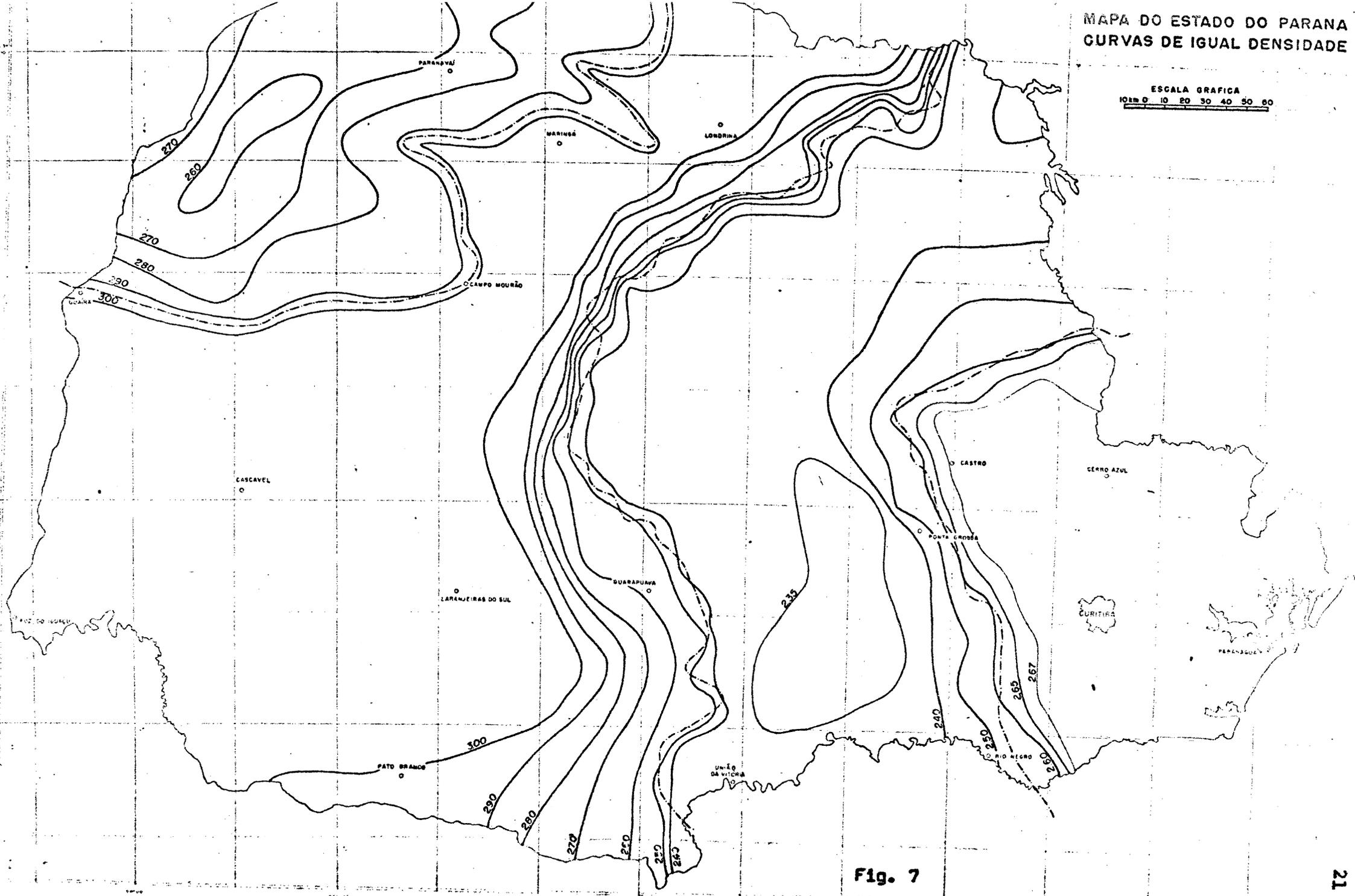


Fig. 7

dividimos o Paraná em colunas de 30" por 30" nas áreas uniformes geologicamente e de 10" por 10" ao longo das escarpas que limitam os planaltos. Tiramos das cartas topográficas as altitudes médias destas colunas e para cada coluna as espessuras das camadas dos mapas isópacos. Atribuindo a cada unidade de rochas a densidade média correspondente obtivemos uma densidade média da coluna. Estas densidades lançadas no mapa do Paraná, construímos curvas de igual densidade em intervalos de 0,10 (fig. 7).

6. AS REDUÇÕES GRAVIMÉTRICAS NÃO ISOSTÁTICAS

6.1 - Fórmula de Stokes e as reduções gravimétricas

A gravimetria tem três objetivos principais, cada um ligado mais intimamente a uma ciência específica (07):

- a) obtenção da forma da Terra e do campo gravitacional externo da Terra (geodésia);
- b) trazer esclarecimentos sobre a estrutura da crosta terrestre (geofísica);
- c) localização de estruturas geológicas superficiais (geologia).

Os conceitos fundamentais dos levantamentos são os mesmos, porém, os caminhos pelos quais se chega aos diversos objetivos podem variar. Neste trabalho visamos dar uma contribuição para a Geodésia Física, ignorando certos detalhes de interesse da Geologia.

A Geodésia Física calcula a distância N entre o elipsóide e o geóide através (14) da fórmula de Stokes (6.1) que supõe conhecidas as anomalias $\Delta g_s = g_o - \gamma_o$ sobre toda a Terra

$$N = \frac{1}{4\pi RG} \int_S \Delta g S(\Psi) d\sigma \quad (6.1)$$

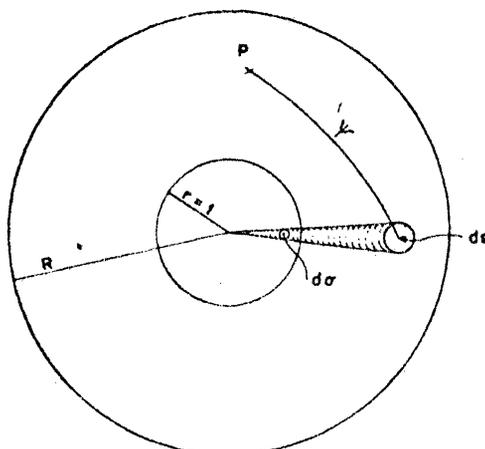


fig. 8

Dados da fórmula de Stokes

e a inexistência de massas externas ao geóide. Nesta fórmula temos:

P = ponto onde se quer determinar N ;

R = raio médio da Terra;

Δg = anomalia da gravidade no elemento de área dS ;

$d\sigma$ = ângulo sólido correspondente a área dS ;

$S(\psi)$ = função que depende da distância ψ do ponto P ao elemento da área dS ;

g = gravidade média da Terra.

A expressão (6.1) deve ser integrada sobre toda área do ângulo sólido σ que corresponde a uma esfera de raio r unitário. As medidas gravimétricas que são efetuadas na superfície física da Terra, não coincidem nem com a gravidade sobre o elipsóide γ_0 , nem com a gravidade sobre o geóide g_0 . Para que se possam comparar g_0 e γ_0 , há necessidade de aplicação de reduções à gravidade medida g , para obtermos dados sobre superfícies equipotenciais correspondentes e padrões. Estas reduções envolvem o efeito

da altitude da estação e da atração das massas anômalas externas e as internas ao geóide. Para o uso adequado da fórmula de Stokes as reduções (12) devem satisfazer as seguintes condições:

- a) eliminar as massas externas ao geóide;
- b) não modificar a massa total da Terra;
- c) não deslocar o centro de massa;
- d) não deformar o geóide.

As reduções isoladas normalmente não satisfazem todas as quatro exigências. Mas aplicadas em conjunto aproximam a gravidade medida à gravidade g_0 do local no geóide.

6.2 - Conceito de Anomalia

A anomalia da gravidade pode ser expressa em termos de potencial perturbador T que é a diferença entre o geopotencial e o esferopotencial ao nível do mar (6.4), obtendo-se (22):

$$\Delta g = g_0 - \gamma_0 = - \frac{2T}{R} - \frac{dT}{dn} \quad (6.4)$$

onde R é o raio da Terra e $\frac{dT}{dn}$ a derivada do potencial perturbador em relação à normal à superfície de referência. O primeiro termo, chamado fator de Bruns deve-se ao fato de g_0 e γ_0 se referirem a superfícies distintas e exprime a variação da força da gravidade ao passar de uma superfície para outra. O segundo, representa a anomalia pura devida ao potencial perturbador.

Em princípio é indiferente o caminho a ser seguido na obtenção da anomalia gravimétrica. Podemos tanto reduzir os valores observados (22) ao geóide (fig. 9) e determinar as anomalias ao nível médio do mar (6.2) ou reduzir o valor calculado γ_0 para a superfície física da Terra γ_s (6.3).

$$\Delta g = g_0 - \gamma_0 \quad (6.2)$$

é quase igual a

$$\Delta g' = g - \gamma_s \quad (6.3)$$

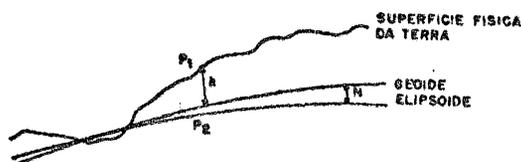


Fig. 9

As superfícies de referência

O primeiro conceito é preferido pelos geodestas, o segundo pelos geólogos. Tanto g_0 e γ_0 , como g e γ_s se referem a superfícies diferentes (15) mas muito próximas respectivamente.

Conforme as reduções aplicadas a g obtemos diversas anomalias sendo as mais usadas a anomalia Free-Air, a anomalia Bouguer e a anomalia isostática.

6.3 - Redução e Anomalia Free-Air

A redução Free-Air calcula o efeito da altitude sobre a gravidade medida sem levar em consideração as massas existentes entre a superfície física da Terra e o nível médio dos mares. Sendo a distância do ponto ao centro de massas da Terra igual a $R+h$, com R raio da Terra ao nível do mar e h a altitude, a altitudes positivas g é menor que g_0 . A gravidade (12) sobre o geóide é

$$g_0 = \frac{kM}{R^2}$$

e na qual em primeira aproximação negligencia-se a força centrífuga, a gravidade medida a altitude h é

$$g = \frac{kM}{(R+h)^2}$$

desenvolvendo em série temos:

$$g = \frac{kM}{R^2} \left(1 - 2 \frac{h}{R} + 3 \frac{h^2}{R^2} \dots \right) = g_0 - 2g_0 \frac{h}{R} \dots$$

A diferença entre g e g_0 é

$$C_F = g_0 - g = 2g_0 \frac{h}{R} = 2g_m \frac{h}{R_m} \quad (6.5)$$

considerando valores médios para a gravidade g_m e o raio de curvatura R_m e negligenciando os termos de segunda ordem, exceto para (16) altitudes acima de 2.000m.

A redução Free-Air (6.5) satisfaz as condições de não haver massas externas ao geóide, que são consideradas condensadas na superfície do geóide (15) e não modifica a massa total da Terra. No entanto modifica a posição do centro de massas (12) e deforma o geóide (6.6) em poucos metros.

A anomalia Free-Air é dada pela expressão

$$\Delta g_F = g - \gamma_0 + C_F = g - \gamma_0 + 0,3086h \quad (6.6)$$

6.4 - Redução e Anomalia Bouguer

Além da atração das massas internas ao geóide admitidas concentradas (16) no centro da Terra, existem massas externas ao

geóide, situadas entre o nível do mar e a superfície física da Terra, onde está situada a estação P_1 . A atração desta massa deve ser subtraída da gravidade medida. Isto significa a remoção destas massas (12) para o infinito.

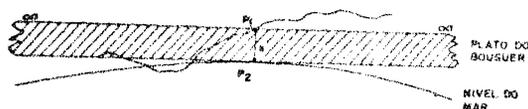


Fig. 10

O Platô de Bouguer

A atração das massas externas ao geóide recebe o nome de correção Bouguer. Ela se divide em três termos:

$$C_B = -a - b + c$$

O termo a calcula a atração exercida por um platô infinito (fig. 10) de altitude h e densidade $2,67$ delimitado por duas superfícies planas e paralelas, correspondendo uma a nível do mar e a outra a altitude h . A componente vertical dz desta atração é dada em função das coordenadas cilíndricas r , A e Z de um elemento de massa dm sobre o ponto P , onde r é a distância do ponto P à projeção do elemento de massa sobre um plano horizontal, Z a distância deste plano ao elemento de massa e A um ângulo plano no plano horizontal, e d a distância do ponto P ao elemento de massa.

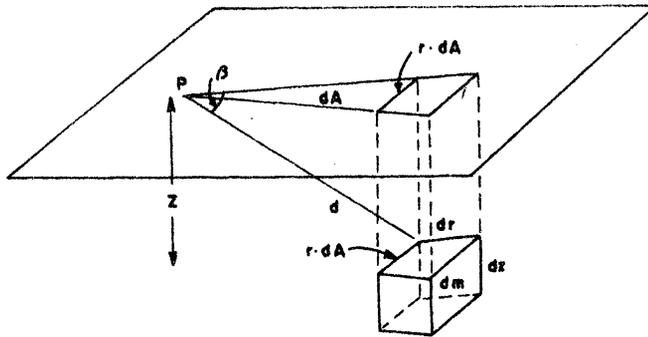


Fig. 11

Atração de um elemento de massa sobre o ponto P

O componente vertical dz da atração de um elemento de massa (fig. 11) é (15):

$$dz = k\rho \frac{dA \cdot zdz \cdot r dr}{d^3}$$

onde

$$d^2 = r^2 + z^2$$

Integrando esta expressão para todo o platô entre os limites

$$0 < \theta < 2\pi \quad r_1 < r < r_2 \quad \text{e} \quad h_1 < z < h$$

obtemos o componente vertical de um anel cilíndrico (fig. 12) através de:

$$Z = k\rho \int_0^{2\pi} dA \int_{h_1}^h zdz \int_{r_1}^{r_2} \frac{r dr}{(z^2 + r^2)^{3/2}}$$

Integrando entre os limites h e h_1 , obtemos

$$Z = 2\pi k\rho \left(\sqrt{r_1^2 + h^2} - \sqrt{r_1^2 + h_1^2} - \sqrt{r_2^2 + h^2} + \sqrt{r_2^2 + h_1^2} \right)$$

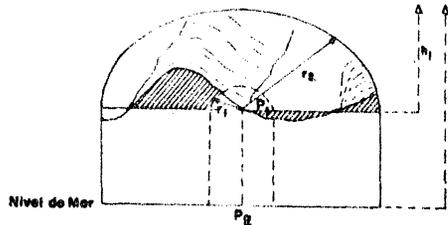


Fig. 12

Atração de um cilindro

Se no entanto fizermos $r_1 = 0$, $r_2 = \infty$ e $h_1 = 0$ obtemos componente vertical da atração de um cilindro infinito de altura h , pela expressão seguinte:

$$Z = 2\pi k\rho \int_0^h \frac{z dz}{z} = 2\pi k\rho h \quad (6.7)$$

O termo a está evidentemente ligado à densidade das rochas (6.7), que compõe as massas topográficas, e à altitude. Normalmente por falta de dados melhores usa-se a densidade média do Sial de 2,67. Este termo também é chamado de redução Bouguer simples.

O termo b é um fator puramente geométrico. Converte o platô em uma "calota" esférica (25) levando em consideração a curvatura da Terra (fig. 13) e que se estende até a zona 0 de Hayford de raio 166,735km (22).

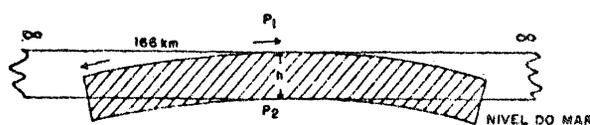


Fig. 13

Conversão do platô em "calota" de Bouguer

Seu valor é tabelado de 100 em 100m, (16) e após interpo-
lação adicionado ao termo a.

Chama-se correção do terreno o terceiro termo da corre-
ção Bouguer, designado por c. Esta correção calcula a influência
de massas topográficas, levando em consideração o relevo. Ela é
calculada normalmente até a zona 0 de Hayford, ou seja, num raio
de 166,735km. É sempre positiva, tanto para as massas que se sobres-
saem ao platô, pois estas são massas adicionais, como para os va-
les, pois, neste caso, repõe atração inexistente subtraída pelo
termo a. Estas massas são representadas na fig. 11 pelas partes
churiadas do corte.

A correção Bouguer tem por finalidade eliminar as massas
externas ao geóide, que constitui uma das condições para aplicação
da fórmula de Stokes. No entanto, as outras condições não são sa-
tisfeitas. A correção Bouguer altera a massa da Terra, deforma o
geóide e desloca o centro de massas. Por isso, a redução Bouguer em
Geodésia, deve vir acompanhada (12) da redução isostática, que re-
mõe as massas eliminadas, próximas ao geóide. Grushinkiy (15) cal-
cula a deformação sofrida pelo geóide causada por uma ilha de $h=1\text{km}$,
raio= 100km e $\sigma=2,5$ e obteve um valor em torno de 5m.

Subtraindo da anomalia free-air a correção Bouguer obte-
mos a anomalia de Bouguer (6.8), que é a diferença entre a gr^{avida}
de medida, reduzida ao geóide, subtraída da atração das massas ex-
ternas do geóide.

$$\Delta\sigma - \sigma - \gamma_0 = C_F - C_B = \sigma - \gamma_0 + 0,3086h - 0,1118h \quad (6.8)$$

7. ANOMALIA DE BOUGUER NO PARANÁ

No Paraná as anomalias de Bouguer variam relativamente pou-
co: 55% das anomalias se situam entre -70 e -90mgal e 79% ficam en-
tre -60 e -100mgal. Só na região de Guarapuava entre $25^\circ 27'S$ e
 $25^\circ 39'S$ e $51^\circ 00'W$ e $51^\circ 57'W$ são registradas anomalias de Bouguer
fora deste padrão, variando entre -127mgal e -206mgal.

A anomalia de Bouguer é uma função de altitude e da densidade. Mantendo a densidade constante, Woolard (31) elaborou uma curva que relaciona as anomalias de Bouguer com a altitude em valores médios no mundo inteiro.

Observando as anomalias de Bouguer no Paraná chama a atenção o fato delas variarem muito pouco com a altitude. Segundo a curva de Woolard (fig. 14) as altitudes que variam entre 300m e 1200m deveriam corresponder anomalias entre -30mgal e -150mgal (fig. 12).

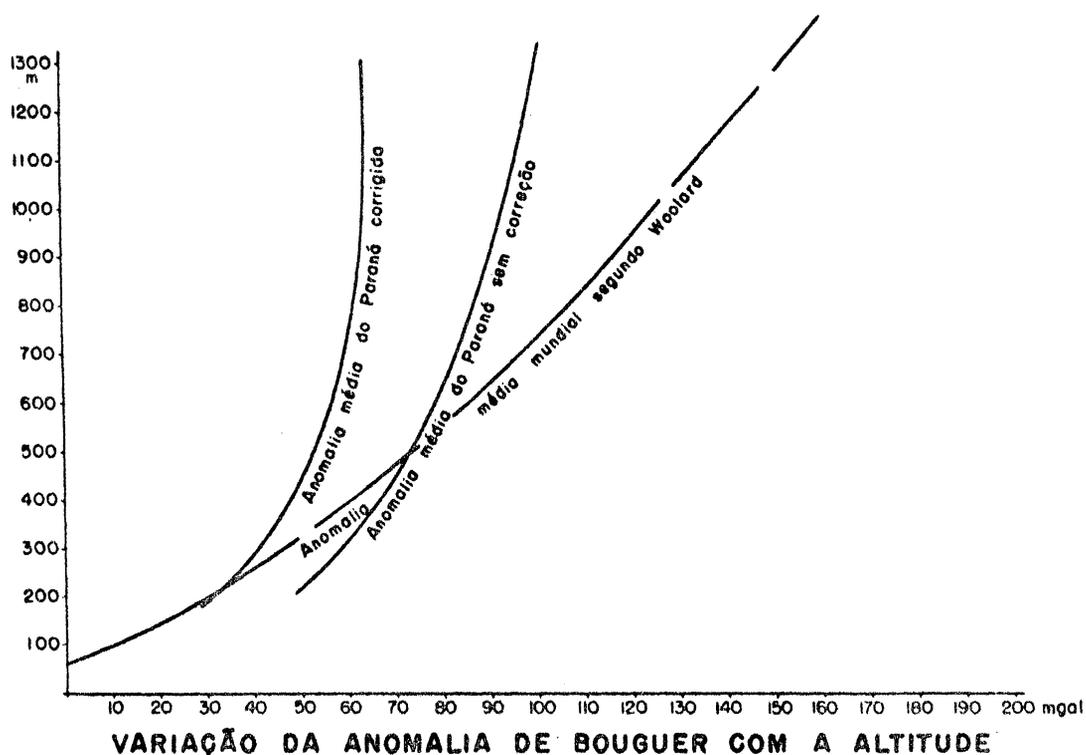


Fig. 14

Gráfico de variação de anomalias de Bouguer no Paraná com a altitude

É de interesse notar que em outras regiões do mundo

geologicamente semelhantes à Bacia do Paraná, como no caso do planalto de Decca observa-se o mesmo fenômeno, ou seja, a independência da anomalia Bouguer da altitude (32). O planalto de Decca, situado na Índia, é formado por derrames de rochas basálticas ou Trapp, que se estendem sobre rochas sedimentares de considerável espessura.

7.1. - Densidade Regional

Além da altitude, a densidade é o fator mais importante da correção Bouguer. Normalmente usa-se uma densidade média de 2,67, independentemente do ponto estar situado sobre um diabásio, um granito ou um arenito. Em regiões onde não existe estudo de profundidade, este procedimento pode ser justificado, uma vez que os termos a e b se referem não somente à coluna rochosa, imediatamente inferior ao ponto, mas calcula a atração do platô de raio de 166,7km que inclui as rochas da região. Por isso usa-se a densidade média do Sial.

Em regiões de estruturas geológicas uniformes, conhecidas em profundidade, melhor seria uma correção da densidade. Na URSS usa-se (22) desde 1955 a densidade 2,3, uma vez que a maior parte do território é formado por rochas sedimentares. Tomando como exemplo o Paraná, observamos regiões onde grande parte do platô de Bouguer é formado por rochas sedimentares, e outras onde o platô é formado por basaltos. Neste caso justifica-se o cálculo de uma densidade média regional, baseada na estrutura superior da crosta.

Corrigindo os termos a e b da correção Bouguer nas estações do Paraná, substituindo a densidade média do Sial pela densidade média da coluna rochosa abaixo da estação gravimétrica obtivemos diferenças na anomalia de Bouguer de -11,69mgal e +11,38mgal

As correções positivas se referem às regiões do segundo planalto e as negativas ao terceiro planalto. A variação das anomalias ficam menores e a independência da altitude mais evidente. Esta correção corresponde a redução geológica proposta por V.Meinesz (16).

Para calcular o efeito causado por massas anômalas, de densidade diferente a 2,67, tanto acima como abaixo ao geóide, V. Meinesz (16) propõe o cálculo da correção geológica (7.1) e da correção geológico-isostático (7.2). Fundamentalmente, consiste no cálculo de um acréscimo proporcional à diferença da densidade a ser somada à altitude no cálculo da correção Bouguer:

$$\Delta h = \frac{\Delta \rho}{\rho} h \quad (7.1)$$

onde $\Delta \rho_1$ é a diferença da densidade da rocha, no nosso caso a diferença de densidade média da região ρ , ρ_1 a densidade normal de 2,67 e h a altitude do ponto P_1 .

Conforme os tipos predominantes de rochas pode ser positivo ou negativo. A correção geológica equivale inteiramente a uma redução Bouguer corrigida em densidade média. No terceiro planalto existem zonas onde a soma das Δh_s dos sedimentos e os Δh_b dos basaltos se compensam. Isto ocorre perto da escarpa da Serra da Esperança que divide o segundo do terceiro planaltos e no centro da Formação Caiuã.

Nas escarpas, tanto de São Luís como na da Esperança não se observa comportamento específico. Isto confirma a teoria de que estas escarpas se formaram por erosão diferencial em não por falhamento.

7.2. - Correção Geológico-Isostática

A correção geológica refere-se tão somente às massas topográficas externas ao geóide. No caso da Bacia do Paraná conhecemos as rochas internas ao geóide até uma profundidade de 5.200m. Sabemos que as rochas ali existentes se dividem em 60% de rochas sedimentares e 40% de rochas basálticas e diabásios. Para o cálculo do efeito destas massas anômalas V-Meinesz (16) propõe a correção geológico-isostática segundo o mesmo raciocínio da correção geológica, ou seja, calcula-se um $\Delta h'$ correspondente a estas massas que é acrescida à altura da correção Bouguer. Compensa-se assim as massas externas e massas internas, todas elas dentro do conceito regional do platô de Bouguer.

Temos assim:

$$\Delta h' = \frac{\Delta \rho_2}{\rho} h \quad (7.2)$$

onde:

$\Delta \rho_2$ = diferença de densidades das rochas internas ao geóide;

$\Delta h'$ = profundidade ou altitude negativa.

Baseados nos mapas isópacos da Petrobrás (24), elaboramos um mapa contendo os valores $\Delta h'$ correspondentes às rochas sedimentares e basálticas internas a serem acrescidas às altitudes da estação para a correção Bouguer corrigida em relação às massas anômalas internas.

Aplicando as densidades médias e as $\Delta h'$ obtidas dos dados gravimétricos, verificamos uma considerável diminuição das anomalias que chega ao valor máximo de 35,75mgal em alguns lugares. Os valores das anomalias se tornam ainda mais uniformes oscilando 61% dos dados em torno de -50 e -70mgal (fig.14). A variação da

anomalia de Bouguer com a altitude afasta-se ainda mais da curva média mundial.

7.3. - Densidade do Platô de Bouguer

Baseado no mapa das densidade médias das colunas 30'X 30' pode-se construir um mapa de densidades médias do platô de Bouguer (fig. 15) em cada ponto. Para tal, dividimos o platô de Bouguer de 166,7km de raio em 80 compartimentos de igual área. Atribuimos a cada compartimento a densidade média tirada do mapa da figura 7 e calculamos assim a densidade média do platô. Para cobrir todo o Paraná com curvas de igual densidade média de platô, teríamos que estender nossos estudos para os estados vizinhos. Por isso fizemos este levantamento sô em relação à área central do Paraná. Verificamos uma variação contínua crescente da base da escarpa de São Luís em direção ao centro do terceiro planalto.

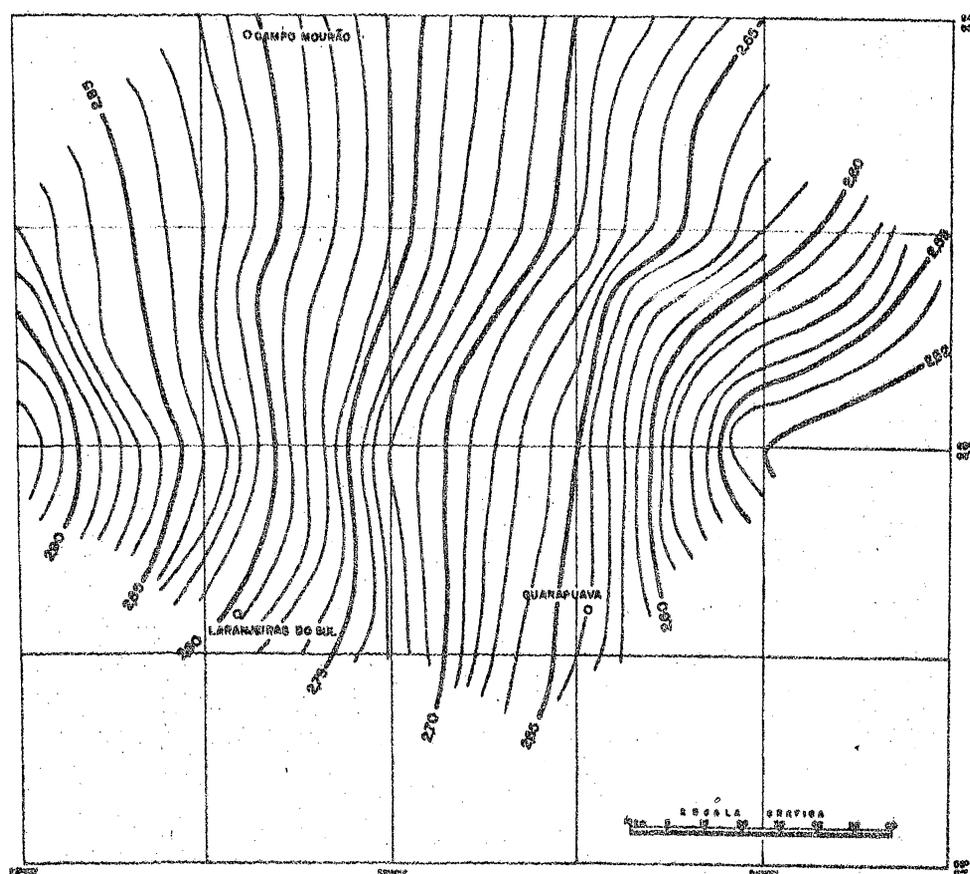


Fig. 16
Curvas de igual densidade do Platô de Bouguer no Paraná Central

Estas densidades evidentemente sã serviriam para melhorar o t \grave{e} rmo a da reduçã Bouguer porque para o termo c e reduções isostãticas seriam mais adequadas às densidades m \acute{e} dias da coluna rochosa de cada lugar.

8 - ESPESSURA DA CROSTA E COMPENSAÇÃO ISOSTÁTICA

Segundo a teoria da isostasia de Airy-Heiskanen (17), as massas externas ao geóide são compensadas a uma profundidade de aproximadamente 30 km, formando uma raiz de Sial, de densidade menor do que a do substrato (fig. 17). O cãlculo da raiz baseia-se na densidade de 2,67 g/cm³ para a raiz e de 3,20 g/cm³ para o substrato. Toda a compensaçãõ \acute{e} transferida para os n \acute{i} veis mais profundos da crosta (16).

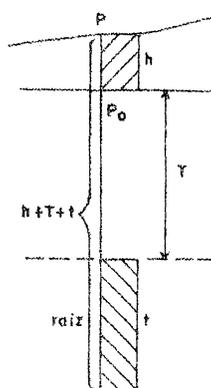


Fig. 17

Espessura da crosta terrestre segundo Airy

8.1. - Compensação de Massas Externas

Analisando a seq \uacute encia geol \acute{o} gica em casos como o Parana, observamos que as vezes a compensaçãõ das massas topogrãficas pode ocorrer a n \acute{i} veis mais altos. Assim massas deficientes como aquelas formadas por rochas sedimentares, abaixo do n \acute{i} vel do mar, podem compensar parcial ou totalmente as massas externas como os basaltos. Em Foz do Iguaçu os basaltos de altitude de

240 m são totalmente compensados pelos 3.600 m de rochas sedimentares abaixo do nível do mar. Ocorrências geológicas como esta existem também em outras regiões do mundo, ligadas aos grandes derrames basálticos como no planalto de Decca na Índia (18) e na África do Sul (11). Nestes casos vastas áreas são cobertas por rochas basálticas, que se sobrepõe a volumosos pacotes de rochas sedimentares. São basaltos de fissuras aos quais são também ligados diabásicos intrusivos concordantes nas rochas sedimentares. Pode-se ver nestes derrames uma tentativa da crosta de restabelecer seu equilíbrio isostático não por movimentos horizontais, mas por adição de massas pesadas às grandes bacias sedimentares.

8.2. - Cálculo da Espessura da Crosta Terrestre T_c

Seguindo o raciocínio de Airy (16), mas considerando as densidades das diversas camadas anômalas, tanto externas como internas ao Geóide calculamos t , espessura da raiz para cada coluna 30 x 30. Usamos a fórmula proposta por Heiskanen (16).

$$t = \lambda h \left[1 + 2 \frac{T}{R} + (\lambda + 1) \frac{h}{R} \right] \quad (8.1)$$

onde

$$\lambda = \frac{\rho}{\Delta\rho}$$

$$T = 30 \text{ km}$$

$$\Delta\rho = 3,2 - 2,6 = 0,6$$

$R =$ raio médio da Terra

$h =$ altitude

$\rho =$ densidade das massas Topográficas

Dando a ρ o valor 2,67 obtivemos

$$T_1 = T + t_1$$

Usando a mesma fórmula mas aplicando para ρ a densidade das ro-

chas que afloram, obtivemos $T_5 = T + t_5$.

Substituindo a densidade dos afloramentos pela densidade média ρ_m das massas topográficas, temos $T_2 = T + t_2$.

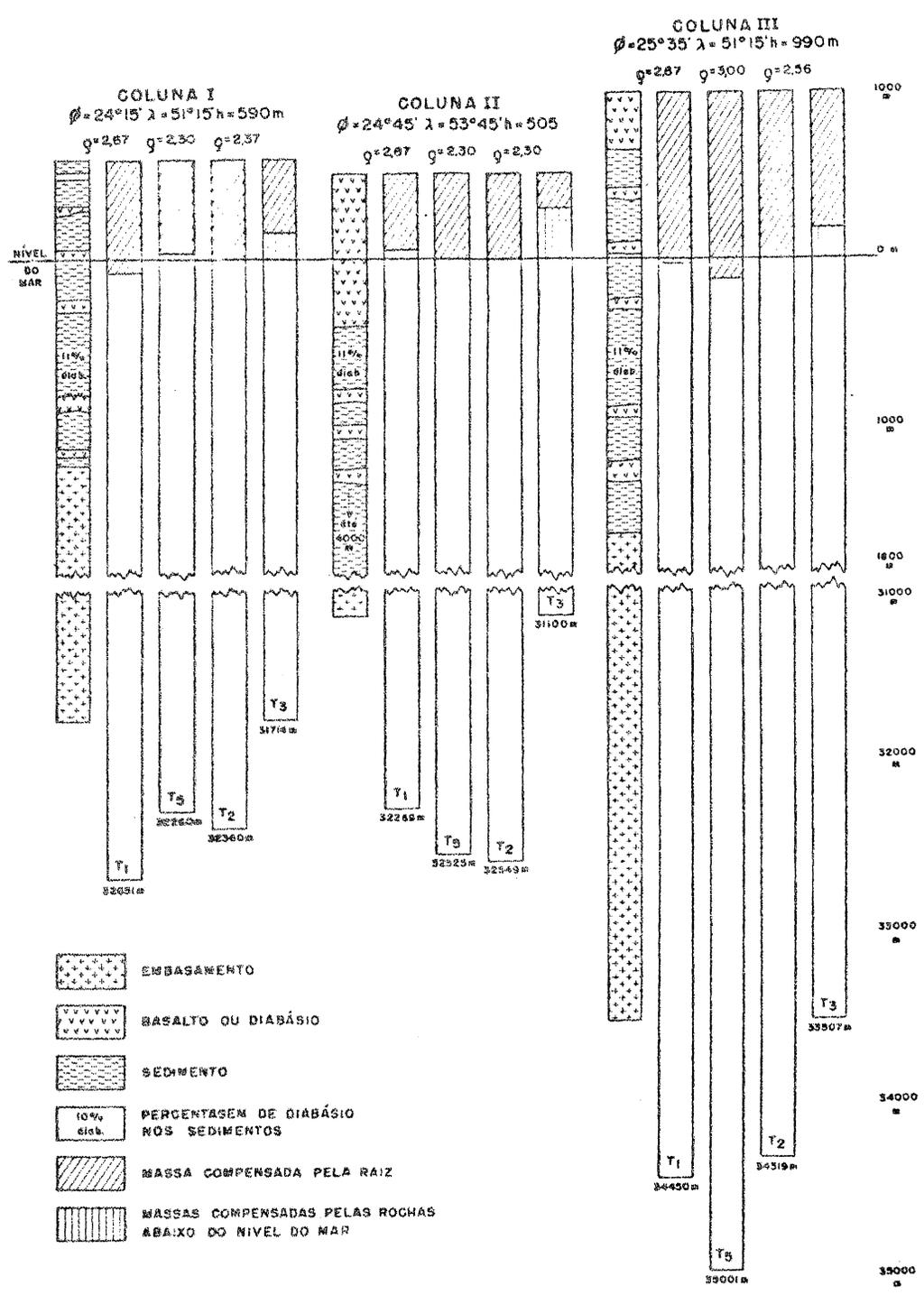


Fig. 18

Variacão da espessura da crosta com a densidade

Por último calculamos T_3 espessura da crosta conside-

rando as massas anômalas acima e abaixo do geóide, incluindo o efeito dos basaltos, diabásicos e rochas sedimentares. Na figura 18 confrontamos estas diversas espessuras e as correspondentes massas compensadas para três colunas. A coluna I corresponde a um ponto no segundo planalto. Para T_1 temos um excesso de massa topográfica compensada, T_5 não compensa todas as massas porque deixa de considerar os diabásicos intercalados. T_2 compensa as massas externas integralmente, mas T_3 mostra que 160 m das massas topográficas são compensadas pelas 1210 m de sedimentos abaixo do nível do mar. Na coluna II que se situa sobre o terceiro planalto a diferença entre T_1 e T_3 é de 1170 m e as massas externas compensadas pelas rochas sedimentares correspondem a 300 m de basaltos. A coluna III situada entre o segundo e terceiro planaltos apresenta a maior diferença entre T_5 , densidade das rochas que afloram e T_3 , compensação completa, que dá um valor igual a 1494 m.

9 - CONCLUSÃO

Neste trabalho abordamos a importância do uso adequado da densidade das rochas no cálculo dos dados gravimétricos, principalmente sobre grandes bacias sedimentares. Os erros introduzidos pela adoção da densidade média do Sial $2,67 \text{ m}^3$, são muito maiores do que os erros normais das medidas. Um levantamento onde as medidas apresentam uma precisão de 0,01 mgal o erro ligado à densidade pode alcançar de 12 a 30 mgal.

Existem diversos caminhos para uma correção viável. O primeiro consiste na aplicação da correção geológica e geológico-isostática que leva em consideração essencialmente a densidade das rochas locais e calcula o efeito de atração das massas anômalas internas e externas ao geóide. Neste caso às massas ex

ternas se podem atribuir a densidade média das rochas locais e para as massas internas se calcula um $\Delta h'$, proporcional a diferença entre a densidade de 2,67 e a densidade média das rochas locais abaixo do geóide, a ser acrescido no cálculo da correção topográfica e na correção isostática à altitude média de cada compartimento.

Uma outra alternativa para as massas externas ao Geóide é obter as densidades médias do platô de Bouguer para cada ponto. Procedendo-se para as correções topográficas e isostáticas da mesma maneira como no caso anterior.

A influência da densidade corrigida sobre a curva das anomalias de Bouguer em relação a altitude, mostra que as anomalias corrigidas variam muito pouco com a altitude. Este efeito se acentua quando é corrigido o efeito das massas anômalas abaixo do geóide.

O presente trabalho teve como principal meta a obtenção de mapas para a densidade média das rochas acima do geóide, de $\Delta h'$ correspondente às rochas internas ao geóide e as densidades médias do platô de Bouguer, para o Paraná, que constitui uma pequena parte da Bacia do Paraná. Em um trabalho futuro pretendemos aplicar estes dados também às correções topográficas e isostáticas, bem como estender os mapas a outras regiões da Bacia do Paraná.

A correção da densidade altera ainda o valor espessura T da crosta, neste trabalho calculado segundo a teoria de Airy-Heiskanen. Esta espessura tem relação direta com a correção e anomalia isostática. Na Bacia do Paraná estas correções devem ser inferiores às calculadas normalmente devido a compensação parcial das massas topográficas pelos sedimentos situados abaixo do nível do mar.

10 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 01 - Almeida, F.F.M. - 1954 - Botucatu, um deserto triássico da América do Sul. DNPM, Div. Geol. e Mineral., Notas Preliminares Est.nr. 86, 21 p. - Rio de Janeiro.
- 02 - Baeschlin, C.F. - 1948 - Lehrbuch der Geodäsie, Orelo Füssli Verlag Zurich.
- 03 - Bigarella, J.J. e Salamuni, R. - 1961 - Early Mesozoic Wind Patterns as Suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 72, pp. 1089-1106.
- 04 - Bigarella, J.J. e Ab'Sáber, A.N. - 1964 - Paleogeographische und Paleoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. Z.f. Geomorph. 8 (3), pp. 286-312 - Berlin.
- 05 - Bigarella, J.J., Salamuni, R. e Marques Fº, P.L. - 1966 - Estruturas e Texturas da Formação Furnas e sua Significação Paleogeográfica. Bol. U.F.P., Geol. 18, pp. 114 - Curitiba.
- 06 - Bigarella, J.J. e Salamuni, R. - 1967 - Some Paleogeographic and Paleotectonic Features of the Paraná Basin in Problems in Brazilian Gondwana Geology, pp. 235-301 il. Univ. Federal do Paraná - Curitiba.
- 07 - Bomford, Brig. G., - 1962 - Geodesy, Clarendon Press, Oxford.
- 08 - Bott, M. - 1971 - The Interior of the Earth, Edward Arnold - Edinburgh.
- 09 - Cordani, V.G. e Vandroos, P. - 1967 - Basaltic rocks of the Paraná Basin. In Bigarella, J.J., Becker, R.D. e Pinto I.D. (Ed.) Problems in Brazilian Gondwana Geology, pp. 207-231 Curitiba.
- 10 - Dana, J.D. - 1970 - Manual de Mineralogia. Do Livro Técnico S/A. - Rio de Janeiro.
- 11 - DuToit, A.L. - 1954 - The Geology of South Africa. Oliver and Boyd, Edinburgh.

- 12 - Erving, C.E. and Mitchele, M.M. - 1970 - Introduction to Geodesy, American Elsevier Publishing Company Inc. - New York.
- 13 - Fuck, R.A., Trein, E. e Marini, O.J. - 1967 - Geologia e Petrografia dos Migmatitos do Paraná. Bol. Paran. Geociências nr. 23-25, pp.5-41 - Curitiba.
- 14 - Gemael, C. 1963 - Forma e Dimensões da Terra. Bol. da Universidade Federal do Paraná, Geodésia nr.8.
- 15 - Grushinskiy, N.P. - 1963 - The Theory of the Figure of the Earth. Foreign Technology Division.
- 16 - Heiskanen, W.A. e Meinesz, V. - 1958 - The Earth and Its Gravity Field. Mc Hill Book Comp. Inc.
- 17 - Heiskanen, W.A. e Moritz, H. - 1967 - Physics of the Earth. Mc Freeman and Company London.
- 18 - Loczy, L. e Ladeira, E.A. - 1976 - Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica. Ed. Edgar Blücher Ltda.
- 19 - Maack, R. - 1947 - Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arq. Biol. Tecnol., V.2, Art. 7, Curitiba.
- 20 - Maack, R. - 1966 - Os problemas da Terra de Gondwana relacionados ao movimento tangencial de migração da crosta terrestre. B. Paran. Geogr. nr. 18-20.25-75 - Curitiba.
- 21 - Mendes, J.C. - 1954 - Contribuição à Estratigrafia da Série Passa Dois no Estado do Paraná. B. Univ. São Paulo, Fac. Fil. C. e Letras nr. 175, Geol. pp.10-119 - São Paulo.
- 22 - Mironow, V.S. - 1977 - Curso de Prospección Gravimétrica. Editorial Reverté S.16 - Barcelona.
- 23 - Morelli, F. - 1968 - Gravimetria. Del Bianco Editora.
- 24 - Northfleet, H.A. Medeiros, R.A. e Muhlmann, H. - 1969 - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol. Tec. Petrobrás 12(3) 291-346 - Rio de Janeiro.

- 25 - Pick, M., Piche, J. e Vyskocil, V. - 1973 - Theory of the Earth Gravity Field. Elsevier Scientific Publishing Company.
- 26 - Popp, J.H. - 1972 - Contribuição à Estratigrafia e Sedimentologia da Formação Camarinha. Bol. Paran. Geoc., 30, Universidade Federal do Paraná - Curitiba.
- 27 - Rocha Campos - 1967 - The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In Bigarella, J.J.; Becker, R.D. e Pinto, I.D. (Ed.). Problems in Brazilian Gondwana Geology, pp. 27-118 - Curitiba.
- 28 - Trein, E. - 1967 - Geologia da Folha de Contenda - Pr. Bol. da Universidade Federal do Paraná, Geologia nr. 27.
- 29 - Salamuni, R. - 1964 - Novas observações sobre estruturas sedimentares rítmicas no Permiano paranaense. Bol. Paran. Geogr. nr. 10-15, pp. 179-199 - Curitiba.
- 30 - Salamuni, R. e Bigarella, J.J. - 1967 - Contribuição à Geologia do Grupo Açungui. Bol. Universidade Federal do Paraná, Geol. 23, 29 + mapa - Curitiba.
- 31 - Salamuni, R. - 1969 - Fundamentos Geológicos do Paraná. História do Paraná, pp. 13-129, Grafipar - Curitiba.
- 32 - Woolard, G.P. - 1962 - The Relation of the Gravity Anomalies to Surface Elevation Crustal Structure and Geology. Research Report Se. nr. 62-9. Aeronautical Chart and Information Center, United States Air Force, St. Luis, Missouri.