

Ministério da Ciência e Tecnologia
Observatório Nacional/MCT
Coordenação de Pós-Graduação em Geofísica

Avaliação de Recursos Geotermiais da Bacia do Paraná

*Tese apresentada à Coordenação de
Pós-Graduação do Observatório
Nacional/MCT, como requisito para a
obtenção do título de Doutor em
Geofísica.*

Antonio Jorge de Lima Gomes
Orientador: Prof. Dr. Valiya Mannathal Hamza

Rio de Janeiro
2009

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

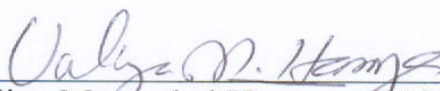
Milhares de livros grátis para download.

“AVALIAÇÃO DE RECURSOS GEOTERMAIS DA BACIA DO PARANÁ”

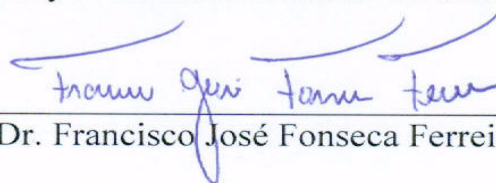
ANTONIO JORGE DE LIMA GOMES

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM GEOFÍSICA.

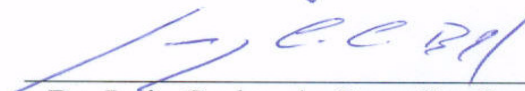
Aprovada por:



Dr. Valiya Mannathal Hamza - ON/MCT (orientador)



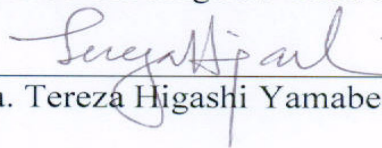
Dr. Francisco José Fonseca Ferreira – UFPR



Dr. Luiz Carlos de Carvalho Benyosef – ON/MCT



Dr. Roberto Rodrigues Cardoso - ON/MCT



Dra. Tereza Higashi Yamabe – UNESP

RIO DE JANEIRO – BRASIL

25 DE SETEMBRO DE 2009

G633a Gomes, Antonio Jorge de Lima
 Avaliação de recursos geotermiais da Bacia do Paraná.-
 Rio de Janeiro:ON, 2010.
 186p.

 Tese (Doutorado em Geofísica) Observatório
 Nacional, Rio de Janeiro, 2010.

 1. Recursos geotermiais. 2. Gradiente geotérmico.
 3. Fluxo térmico. 4. Condutividade térmica. 5. Bacia do
 Paraná. I. Observatório Nacional. II. Título.

CDU 550.3

D e d i c a t ó r i a

Aos meus filhos Jorge Luiz e Priscilla,

À minha Esposa Maria Elusiene,

Ao meu pai Armando pelo exemplo de vida,

À minha mãe Agostinha in memoriam com eternas saudades.

A g r a d e c i m e n t o s

Aos meus alunos e ex-alunos que conjuntamente nos permitimos vivenciar a saga do conhecimento.

Ao meu orientador Dr. Valiya Mannathal Hamza, pelas grandes lições de conhecimento, pela paciência, pelo prazer em ensinar, por seu profissionalismo e pela prudente técnica de pensar cientificamente.

Aos professores do Departamento de Geofísica do Observatório Nacional pelas lições de conhecimento, que muito contribuíram para a realização deste trabalho, destes, in memoriam ao Prof. Dr. Luiz Muniz Barreto que muito me incentivou para trilhar no caminho da Geotermia.

A todos os meus colegas da Geofísica e da Astronomia, agradeço pela convivência, pelas críticas, pelos momentos de desilusão, tristeza e alegria. Em especial a Carlos Henrique Alexandrino, Roberta Cardoso, Suze Guimarães e Fábio Vieira pelas dicas e sugestões.

Ao Reitor Arody Cordeiro Herdy da Unigranrio, à Diretora Alaíde Álvares, ao Coordenadores Msc. Leonardo Pacheco de Souza e Fabrício Terra Pires, aos colegas professores, pelas idéias, observações, pelo apoio direto e indireto.

À Capes - Coordenação de Aperfeiçoamento de Nível Superior, pela bolsa concedida no começo deste projeto, custeando parte das minhas despesas, que muito contribuíram para esta realização deste trabalho.

A todos os funcionários do Observatório Nacional, desde a Portaria até a Diretoria, principalmente aos Coordenadores Dr. Andrés Rodrigues Pappa, Dr. Iris Escobar e ao Diretor Dr. Sergio Luiz Fontes pelo constante apoio institucional.

À minha esposa Elusiene pelo amor e carinho, aos meus filhos Jorge Luiz e Priscilla pela compreensão e a todos da família pelo apoio e motivação.

Ao idealismo incessante na criação da Universag Sociedade Educacional, como estímulo à educação, ciência, pesquisa e divulgação da saga do conhecimento.

Ao ser Superior chamado Deus que nos permite pensar, solucionar, aprender, realizar, apreender e transformar todas as coisas aparentemente infundas em soluções simples e finitas, nos conduzindo à busca do conhecimento e ao crescimento da humanidade.

Antonio Jorge de Lima Gomes.

R e s u m o

Os resultados obtidos neste trabalho de Doutorado representam a primeira avaliação em escala regional de recursos geotermiais da Bacia do Paraná. O trabalho se baseou na reavaliação de diversos estudos anteriores constantes na literatura e de aquisições complementares de dados nos Estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Goiás e Minas Gerais, o que permitiu avanços na qualidade e na quantidade das informações geotérmicas e melhorias na sua análise e interpretação.

Os resultados indicam que os gradientes geotérmicos na área sedimentar estão compreendidos entre 16 e 46 °C/km com valor médio de 24 ± 4 °C/km. Os valores de fluxo térmico situam-se no intervalo de 40 a 100 mW/m² apresentando um valor médio de 67 ± 6 mW/m².

As distribuições regionais de gradiente e fluxo não apontam existência de anomalias térmicas de extensão regional na parte central da bacia. Esta constatação é interpretada como indicativo da atuação de processos termotectônicos em profundidades rasas na crosta, com conseqüente dissipação rápida de calor residual originários dos mesmos. Por outro lado, os resultados deste trabalho permitiram a identificação de três faixas anômalas de fluxo térmico relativamente elevado. A primeira situa-se na parte Norte - Noroeste da Bacia com orientação Sudoeste – Nordeste. É notável a proximidade desta faixa com o Lineamento Brasileiro e a extensão linear da feição estrutural Paraguai - Araguaia. A segunda atravessa a parte central da bacia, quase coincidente com a faixa de lineamentos magnéticos, seguindo a direção aproximada dos diques do Arco de Ponta Grossa. A sua orientação Sudeste – Noroeste é perpendicular à faixa A na parte Noroeste da bacia. A terceira se encontra localizada na borda Sudeste da bacia, apresentando orientação semelhante ao da primeira. A presença dessas faixas ortogonais de fluxo térmico relativamente elevado é considerada como indicativo da existência de um sistema de rifteamento subcrustal.

O Recurso Base Geotermal da Bacia do Paraná é estimado na ordem de 8×10^{23} J. A parte recuperável de recursos se encontra associada a dois sistemas de aquíferos confinados: Guarani e de Furnas - Ponta Grossa. A primeira é de tipo baixa entalpia e se encontra em profundidades de 1 a 3 km, enquanto a segunda é do tipo média entalpia e ocorre em profundidades de 3 a 5 km na parte central da bacia.

As condições climáticas e de estrutura socioeconômica nas regiões Sul e Sudeste favorecem o aproveitamento em potencial desses recursos: o de tipo baixa entalpia para balneários e processos agro-industriais, e o do tipo média entalpia também para geração de energia elétrica com tecnologias futuras.

A b s t r a c t

The results presented in this thesis project represent the first attempt for regional evaluation of geothermal resources of the Paraná Basin. The works carried out include re-evaluation of the results of previous investigations as well as new complementary geothermal measurements in the states of São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Goiás and Minas Gerais.

The results indicate that the geothermal gradients in the sedimentary basin areas in the range of 16 to 46 °C/km with a mean value of 24 ± 4 °C/km. The heat flow values are in the range of 40 to 100 mW/m² with a mean of 67 ± 6 mW/m².

The regional distributions of geothermal gradients and heat flow did not reveal the presence of any significant positive thermal anomaly in the central parts of the basin. It implies that thermo-tectonic processes associated with basin formation operated at relatively shallow depths and consequently have left very little residual heat in the crustal layers. Nevertheless, it has been possible to identify three distinct orthogonal belts of relatively high heat flow. The first and most prominent one is situated in the north-western parts of the basin, almost coincident with the southwest – northeast trending Brasiliano Lineament and the Paraguay – Araguaia structural belt. The second one, that is relatively less prominent, cuts across the central parts of the basin, and is almost coincident with the southeast – northwest trending belt of dike swarms of the Ponta Grossa arch. The third one is located in the south-western border of the basin, with orientation similar to that of the first one. The presence of these orthogonal belts has been interpreted as indicative of a deep seated crustal spreading center, similar in character to those of the current mid-ocean ridge systems.

The geothermal resource base of the Paraná Basin has been estimated to be of the order of 8×10^{23} J. The recoverable parts of the resources are associated with two confined aquifer systems: Guarani and Furnas - Ponta Grossa. The first one of low enthalpy type is located at depths of 1 to 3 km, while the second one of medium enthalpy type is located at depths of 3 to 5 km in the central parts of the basin.

The low enthalpy resources are suitable for direct use applications in agro-industrial processes, while the medium enthalpy resources open up possibilities for electrical power generation in the southern and south-eastern parts of Brazil.

S u m á r i o

Dedicatória	II
Agradecimentos	III
Resumo	IV
Abstract	V
Sumário	VI
Lista de Figuras	IX
Lista de Tabelas	XIII
Grandezas e Unidades Adotadas	XV
Capítulo 1 – Introdução	1
1.1 – Energia Geotérmica a nível Global	3
1.2 – Energia Geotérmica no Brasil	6
1.3 – Objetivos deste Estudo	7
Capítulo 2 – Características Regionais	9
2.1 – Evolução Geológica	9
2.2 – Sedimentação Gondwânica	11
2.3 – Hidrogeologia	16
2.4 – Geofísica Regional	18
2.4.1 – Gravimetria	18
2.4.2 – Magnética	20
2.4.3 – Sismicidade	21
2.5 – Características Morfológicas	23
2.6 – Condições climáticas	24
Capítulo 3 – Técnica Experimental e Metodologias Utilizadas	26
3.1 – Medidas de Temperatura em Subsuperfície	26
3.1.1 – Técnica Experimental	26

3.1.2 – Calibração	29
3.1.3 – Perfilagens térmicas	31
3.1.4 – Estimativas de temperaturas em subsuperfície	31
3.1.4.1 – Termômetros Geoquímicos Utilizados	32
3.2 – Condutividade Térmica	34
3.2.1 - Metodologia experimental	35
3.3 – Métodos de Determinação de Gradientes Geotérmicos	40
3.3.1 – Convencional (CVL)	40
3.3.2 – Temperaturas do Fundo de Poço de Petróleo (BHT)	42
3.3.3 – Temperatura Estável de Fundo de Poço (CBT)	43
3.3.4 – Temperatura do Aquífero (AQT)	44
3.3.5 – Estimativas Geoquímicas (Método GCL)	46
3.3.6 – Método de Galerias Subterrâneas – MGT	48
3.4 – Fluxo Geotérmico	49
3.5 – Correções Aplicadas	50
3.5.1 – Correção dos Efeitos de Perfuração	50
3.5.2 – Correção Topográfica	53
3.5.3 – Correção Climática	57
3.6 – Metodologia de Recursos Geotermiais	60
 Capítulo 4 – Análises das Bases de Dados Geotérmicos	 62
4.1 – Gradientes Geotérmicos	65
4.2 – Propriedades Termofísicas	68
4.3 – Base de dados de Fluxo Térmico	70
4.4 – Calor Radiogênico	71
4.5 – Porosidade e Permeabilidade	72
 Capítulo 5 – Mapeamento Geotérmico	 75
5.1 – Mapas de Gradiente de Temperatura	76
5.2 – Condutividade Térmica	80

5.3 – Fluxo de Calor	81
Capítulo 6 – Temperaturas Crustais	85
6.1 – Variações ao longo dos perfis Leste-Oeste e Norte-Sul	85
6.2 – Variações Verticais de Temperaturas nas Camadas Sedimentares	86
6.3 – Temperaturas na Crosta	86
6.3.1 – Fundamentos do Modelo Térmico Utilizado	88
6.3.2 – Temperaturas Crustais na Área de Estudo	91
6.4 – Temperaturas na Litosfera Subcrustal	93
Capítulo 7 – Recursos Geotermiais na Bacia do Paraná	94
7.1 – Métodos Utilizados nas Estimativas de Recursos Geotermiais	95
7.2 – Fundamentos do Método Volumétrico	96
7.3 – Mapas de Temperaturas no Pacote Sedimentar	97
7.4 – Estimativas Regionais de Recursos Geotermiais	103
Capítulo 8 – Conclusões	108
8.1 – Campo Térmico das Camadas Sedimentares e Crustais	108
8.2 – Maturação de Hidrocarbonetos	109
8.3 – Características Termo-Tectônicas	110
8.4 – Implicações para Aproveitamento de Recursos Geotermiais	112
Apêndice 1	115
Apêndice 2	131
Apêndice 3	148
Referências Bibliográficas	155

L i s t a d e F i g u r a s

Figura 1.1	Histograma das taxas de liberação de CO ₂ dos combustíveis fósseis e da energia geotérmica (Goddard and Goddard, 1990).	2
Figura 1.2	Comparação percentual por tipo de uso direto de energia geotérmica a nível global com adaptações. (BP Statistical Review of World Energy, 2008).	6
Figura 1.3	Mapa de localização da Bacia do Paraná (contorno na cor vermelha) com seus limites nos Estados do Brasil e países vizinhos (Uruguai, Argentina e Paraguai).	8
Figura 2.1	Mapa de compartimentação geotectônica do embasamento da Bacia do Paraná e áreas adjacentes (Soares et al, 1996).	10
Figura 2.2	Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani et al, 2007).	14
Figura 2.3	Mapa de contorno da bacia utilizado neste estudo e as respectivas espessuras sedimentares a 1000 m, 3000 m, 5000 m e 7000 m com base em Milani e Ramos (1998).	15
Figura 2.4	Esquema geológico para entendimento e gerenciamento do SAG com base em poços situados na Bacia do Paraná, com perfil entre o Rio Grande do Sul e Goiás e adaptado de Araújo et al (1995).	17
Figura 2.5	Anomalia gravimétrica Bouguer da Bacia do Paraná (Vidotti et al, 1998).	19
Figura 2.6	Alinhamentos magnéticos e profundidades das fontes magnéticas (Carlos Vieira Portela Filho et al, 2005).	20
Figura 2.7	Mapa da Sismicidade do Brasil. IAG-USP (Teixeira et al, 2000).	22
Figura 2.8	Profundidades da Moho na Bacia do Paraná e áreas adjacentes compilados com base em Assumpção et al (2002).	23
Figura 2.9	Tipos de clima do Brasil com o contorno em vermelho da Bacia do Paraná e seus quatro tipos de clima (com adaptações de IBGE, 2009).	25
Figura 3.1	Esquema do equipamento de perfilagem térmica	27
Figura 3.2	Perfilagem obtida no poço 5CA-20-RS em Rio Pardo no Rio Grande do Sul.	28
Figura 3.3	A) Diminuição da resistência do termistor com o aumento da temperatura. B) Correção obtendo os coeficientes A, B e C para calibração do equipamento.	30

Figura 3.4	Esquema experimental para medição de condutividade térmica pelo método da fonte linear de calor.	36
Figura 3.5	Relação linear entre a temperatura e logaritmo do tempo num material padrão.	38
Figura 3.6	Esquema do equipamento ISOMET para medição de condutividade térmica pelo método da fonte planar de calor.	39
Figura 3.7	Gradiente obtido pelo método CVL no poço P5-UFPR em Curitiba.	41
Figura 3.8	Gradiente obtido pelo método BHT no poço 2-RP-001-PR.	42
Figura 3.9	Gradiente CBT obtido no poço NHO-P01-SP.	44
Figura 3.10	Relação entre a temperatura adimensional e fluxo de massa em testes de bombeamento.	45
Figura 3.11	Gradiente térmico GCL obtido na fonte termal de Gravatal.	47
Figura 3.12	Representação esquemática de perturbação nas temperaturas causadas pelas atividades de perfuração.	51
Figura 3.13	Esquema para divisão da área em volta de poço por vetores radiais e círculos concêntricos. O círculo é dividido em setores relacionados com a distância.	55
Figura 3.14	Correção topográfica de todos os gradientes observados na Mina Cuiabá.	57
Figura 4.1	Distribuição regional dos dados geotérmicos na Bacia do Paraná e seu entorno.	64
Figura 4.2	Distribuição dos dados geotérmicos nos Países que englobam a Bacia do Paraná e seu entorno.	65
Figura 5.1	Distribuição regional de gradiente térmico somente com os dados geotérmicos do tipo CVL e CBT situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.	76
Figura 5.2	Distribuição regional de gradiente térmico somente com os dados geotérmicos do tipo BHT situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.	77
Figura 5.3	Distribuição regional de gradiente térmico utilizando os dados CVL, CBT e BHT, situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.	78
Figura 5.4	Distribuição regional de gradiente térmico utilizando todos os dados deste estudo (CVL, BHT, CBT e GCL) situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.	79
Figura 5.5	Distribuição regional de condutividade térmica com todos os dados	80

	situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.	
Figura 5.6	Distribuição regional de fluxo térmico somente com os dados geotérmicos do tipo CVL e CBT situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.	81
Figura 5.7	Distribuição regional de fluxo térmico somente com os dados geotérmicos do tipo BHT situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.	82
Figura 5.8	Distribuição regional de fluxo térmico com todos os dados geotérmicos do tipo CVL, CBT, BHT e GCL situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.	83
Figura 6.1	Isotermas de 30 °C e 60 °C em profundidade na Bacia do Paraná ao longo de um perfil Leste-Oeste (Longitude).	85
Figura 6.2	Isotermas de 30 °C e 60 °C em profundidade na Bacia do Paraná ao longo de um perfil Norte-Sul (Latitude).	86
Figura 6.3	Temperaturas até 7 km de profundidade na região sedimentar da bacia resultantes da variação e influência do fluxo térmico (valores à direita em mW/m ²). O termo “A” na legenda refere-se à contribuição do calor radiogênico das formações geológicas.	87
Figura 6.4	Variação da temperatura até 40 km de profundidade na Bacia do Paraná resultante da variação e influência do fluxo térmico (valores à direita em mW/m ²).	92
Figura 6.5	Temperaturas crustais na região da Bacia do Paraná até 140 km de profundidade. A litosfera está situada a uma profundidade média de 98 km, conforme traço em vermelho, indicando uma temperatura de 1150 °C.	93
Figura 7.1	Terminologia adotada na classificação de recursos geotermiais baseadas no esquema de McKelvey (1968).	94
Figura 7.2	Distribuição de temperaturas na profundidade de 1 km na Bacia do Paraná.	98
Figura 7.3	Distribuição de temperaturas na profundidade de 2 km na Bacia do Paraná.	99
Figura 7.4	Distribuição de temperaturas na profundidade de 3 km na Bacia do Paraná.	100
Figura 7.5	Distribuição de temperaturas na profundidade de 4 km na Bacia do Paraná.	101
Figura 7.6	Variação da temperatura na profundidade de 5 km na Bacia do	102

	Paraná.	
Figura 7.7	Distribuição regional de Recurso Base Geotermal na Bacia do Paraná.	106
Figura 7.8	Distribuição regional de Recurso Recuperável na Bacia do Paraná.	107
Figura 8.1	Regiões de potencialidade de geração de hidrocarbonetos em profundidade na Bacia do Paraná.	109
Figura 8.2	Regiões geotérmicas anômalas (A, B e C) na Bacia do Paraná e seu entorno.	111
Figura 8.3	Razão entre o Recurso Recuperável e o Recurso Base Geotermal da Bacia do Paraná. As cores amarelas, marrons e vermelhas indicam as regiões de maior aproveitamento dos Recursos Recuperáveis Geotermiais da Bacia do Paraná.	113

L i s t a d e T a b e l a s

Tabela 1.1	Capacidade instalada de energia geotérmica a nível global no período de 1990 a 2008 (adaptado de BP Statistical Review of World Energy, 2009).	4
Tabela 1.2	Recurso base Geotermal a nível global e por região com adaptações (Clauser, 2006).	5
Tabela 3.1	Relações básicas dos termômetros geoquímicos. $T_0 = 273,15 \text{ K}$.	33
Tabela 3.2	Temperaturas obtidas em furos dentro das galerias e realizados em profundidade por nível na Mina Cuiabá em Sabará, Minas Gerais.	48
Tabela 3.3	Tabela de círculos com a distância e número de vetores a partir do poço, necessários para a correção dos efeitos de temperatura de acordo com IHFC.	56
Tabela 4.1	Numero de localidades com gradientes geotérmicos utilizados neste trabalho.	66
Tabela 4.2	Total de gradientes térmicos distribuídos por País e Estado, por tipo e por localização dentro e no entorno da área da Bacia do Paraná.	67
Tabela 4.3	Valores médios de gradiente geotérmico nas regiões políticas do território nacional e nos países vizinhos.	68
Tabela 4.4	Condutividade térmica (K) das formações da Bacia do Paraná.	69
Tabela 4.5	Valores médios de fluxo geotérmico nas regiões políticas do território nacional e nos países vizinhos.	70
Tabela 4.6	Valores de calor radiogênico (A) dos principais tipos de rochas. As referencias são: 1- Vitorello et al. 1980; 2- Sighinolfi and Sakai. 1977; 3- Ferreira et al. 1979; 4- Gasparini and Mantovani. 1979; 5- Iyer et al. 1984; 6- Araújo. 1978; 7- Roque e Ribeiro. 1997.	71
Tabela 4.7	Dados de porosidade inicial (ϕ_0 em fração volumétrica), densidade inicial (ρ_0 , em kg/m^3) e do decréscimo da porosidade (c em 1/m). Referências: Viana (1999) em vermelho, Hamza (1982) em azul, Kappelmeyer <i>et al</i> (2000) em laranja, Carmichael (1984) em verde, Nelson (1995) em roxo, U.S.G.S. em cinza e A.N.L. em rosa. Em preto são valores médios de acordo com a composição litológica (Modificada de Cardoso, 2007).	73

Tabela 4.8	Litologia simplificada do poço 2-AR-1-SP.	74
Tabela 4.9	Porosidade e Permeabilidade em Poços Petróleo na Bacia do Paraná.	74
Tabela 5.1	Bases de dados e respectivos indicadores de qualidade.	75
Tabela 7.1	Temperaturas com a respectiva utilização em recursos termais (Lindal, 1973).	95
Tabela 7.2	Valores dos parâmetros utilizados nas estimativas de recurso base.	103
Tabela 7.3	Recurso Base Geotermal Total e Recuperável da Bacia do Paraná.	103
Tabela 7.4	Recurso Base Geotermal por formação geológica.	104
Tabela 7.5	Recurso Base e Recuperável de áreas limitadas em intervalos de 20 mW/m ² no contorno do fluxo geotérmico.	105

Grandezas e Unidades Adotadas

Grandeza	Unidade
Calor	J
Calor Específico	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
Condutância Térmica	W K^{-1}
Condutividade Térmica	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
Densidade de fluxo de Calor	W m^{-2}
Difusividade Térmica	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
Fluxo Geotérmico	mW m^{-2}
Gradiente Térmico	$^{\circ}\text{C} / \text{km}$
Grau Geotérmico	$\text{m} / ^{\circ}\text{C}$
Recurso Base	J
Resistência Térmica	K W^{-1}
Resistividade Térmica	m K W^{-1}
Temperatura	$^{\circ}\text{C}$
Temperatura absoluta	K

Capítulo 1 – Introdução

As atividades econômicas da sociedade moderna dependem direta ou indiretamente da disponibilidade de recursos energéticos. O consumo global de energia intensificou-se a partir da revolução industrial, sendo que a demanda acelerada de energia a nível global triplicou nos últimos 50 anos e novamente triplicará nos próximos 30 anos (Hinrichs e Kleinbach, 2003). Isso obriga governos e sociedades à procura de novas fontes de recursos energéticos e diferentes formas de utilização. O calor é uma das formas de energia e o calor contido no interior da Terra representa uma fonte energética, neste contexto, considerada como energia geotérmica.

A fonte primária de energia no ambiente terrestre é de origem de núcleo-síntese, que apresenta duas vertentes: energia solar e energia geotérmica. A energia solar (que é de origem nuclear) incidente na superfície terrestre e suas interações com a atmosfera permitem a sua utilização em diversas formas: aproveitamento direto da radiação, energia potencial das águas (classificadas geralmente como hidroelétricas), marés e eólica. Uma grande parcela da energia térmica das partes internas da Terra é oriunda de processos de decaimentos dos elementos radioativos e dos processos proto-planetários, que também são de origem nuclear. A parcela desta energia que alcança a superfície terrestre é geralmente denominada energia geotérmica. As fontes de energia dos combustíveis fósseis representam um caso de mistura dessas duas vertentes de energia ocorridas durante tempos geológicos: processos de fotossíntese movidos pela radiação solar e processos de maturação da matéria orgânica promovidos pela energia geotérmica nas camadas subsuperficiais.

As fontes de energia são geralmente divididas em dois tipos: não renováveis e renováveis. Não renováveis são aquelas que apresentam a possibilidade de esgotamento, pois não há mais a possibilidade de que os processos que contribuíram para a sua formação se repitam para que haja a sua reposição em tempo hábil. No caso das fontes renováveis os processos que contribuem para a sua formação são cíclicos permitindo sua reposição. Neste caso a taxa de reposição é o fator limitante. No presente contexto a energia geotérmica pode ser considerada como renovável ou não renovável, dependendo da natureza do recurso base.

Os recursos geotermiais podem ser de alta ou baixa entalpia. Os de alta entalpia apresentam temperaturas maiores que 150 °C, cuja origem é o calor residual das atividades magmáticas e são classificados como fontes não renováveis. Por outro lado, os recursos de baixa entalpia apresentam temperaturas menores que 150 °C, tendo sua origem relacionada com o fluxo de calor proveniente das camadas internas da Terra e são classificados como renováveis.

O consumo acelerado de recursos energéticos está contribuindo para impactos ambientais significativos. A energia geotérmica de baixa entalpia, relativamente abundante e renovável, apresenta menor impacto ambiental, devido principalmente a baixa liberação de SO_2 e CO_2 .

Do ponto de vista de emissão de poluentes a energia geotermal pode ser considerada como uma fonte limpa. Isto pode ser observado na Figura (1.1) onde se comparam as taxas de liberação de CO_2/kWh (Goddard and Goddard, 1990) dos combustíveis fósseis e da energia geotérmica.

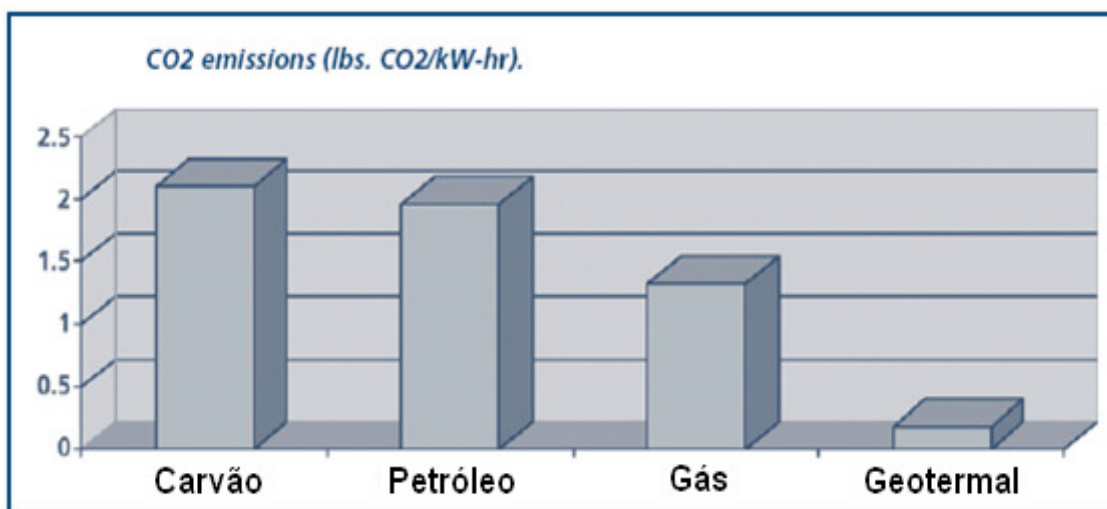


Figura 1.1 – Histograma das taxas de liberação de CO_2 dos combustíveis fósseis e da energia geotérmica (com adaptações de Goddard e Goddard, 1990).

Neste contexto, há outros fatores importantes a serem levados em consideração. A energia geotérmica para uso direto (recreação e lazer) é considerada a mais econômica, sendo que é uma excelente alternativa para minimizar o uso de combustíveis fósseis tanto nos processos de agro-indústria como no uso em recreação, estufas, indústria, comércio e para o aquecimento de residências.

A determinação do fluxo geotérmico e seu mapeamento em escalas apropriadas são um dos primeiros passos na avaliação de recursos geotermiais. A existência de uma gradiente de temperatura elevada não é o único critério para julgar a utilidade de uma área geotérmica. Os recursos de energia geotérmica são localizados geralmente em áreas que satisfazem algumas condições básicas: ocorrência de uma fonte de calor, a possibilidade de transporte de calor para superfície por meio de circulação de fluidos, a presença de uma camada armazenadora dos recursos geotermiais junto com uma camada capeadora que mantém confinados os recursos na camada subjacente.

1.1 – Energia Geotérmica a nível Global

A energia geotérmica em nível mundial pode ser utilizada de duas formas: para o uso direto e geração de eletricidade.

A exploração de energia geotérmica iniciou-se em 1904 na Itália, na região de Larderello. Entre 1910 e 1940 o vapor de baixa pressão na Toscana foi aproveitado para aquecer residências, indústrias e estufas. No ano de 1928 a Islândia iniciou um projeto de aproveitamento direto de fluidos geotermiais, principalmente a utilização de água quente para aquecimento doméstico.

Os primeiros poços geotermiais foram perfurados em Beppu no Japão no ano de 1919 e em 1921 na Califórnia nos EUA. Pequenas usinas geotermoelétricas começaram a operar em 1958 na Nova Zelândia, em 1959 no México, em 1960 nos EUA e em muitos outros países nos anos seguintes.

Em 1942, a capacidade mundial geotermoelétrica instalada era de 128 MWe. Após a segunda Guerra Mundial, muitos países iniciaram a exploração geotérmica, pelas vantagens econômicas em relação às outras formas de energia, além de haver em jogo outras questões de âmbito político internacional. No ano de 1995, a capacidade geotermoelétrica instalada no mundo estava em torno de 6833 MWe. Em 2000, este valor subiu para cerca de 7974 MWe (Huttrer, 2001).

Uma comparação da capacidade geotérmica instalada a nível mundial em 1995 e em 2000 indica que muitos países aumentaram sua capacidade geotermoelétrica, principalmente a Islândia com um aumento de 240% em 5 anos. Em 2002 trinta e nove países produziam energia termoelétrica utilizando o vapor em subsuperfície, destes 21 estão produzindo aproximadamente 8.200 MW, abastecendo um total de aproximadamente 60 milhões de pessoas em todo o mundo (fonte: <http://geothermal.marin.org>, Dezembro, 2002).

A primeira usina de eletricidade baseada em energia geotérmica foi construída em 1913 na cidade de Laderello, na Itália, acionando um gerador de 250 KW tendo sido posteriormente ampliada passando a gerar 400 MWe.

Estas iniciativas históricas promoveram a utilização industrial e comercial deste tipo de energia, marcando o desenvolvimento das tecnologias para o aproveitamento de recursos geotermiais.

No final de 2008 25 países estavam produzindo eletricidade proveniente de recursos geotermiais, com uma capacidade total instalada de 10469,7 MW (BP Statistical Review of World Energy, 2009) . Os Estados Unidos possuem em desenvolvimento 86 projetos geotérmicos e pretendem até o ano 2015 gerar 6.300 MW com uso de energia geotérmica, suficiente para fornecer energia para seis milhões de residências.

Na Tabela (1.1) apresenta-se a capacidade instalada de energia geotérmica por país (a nível global) do período compreendido entre 1990 e 2008, com base no BP Statistical Review of World Energy (2009).

Tabela 1.1 – Capacidade instalada de energia geotérmica a nível global no período de 1990 a 2008 (adaptado de BP Statistical Review of World Energy, 2009).

País	Ano/Megawatts				
	1990	1995	2000	2005	2008
Argentina	0,7	0,7	0,7	–	–
Austria	–	–	–	1,2	1,2
Austrália	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
China	31,1	32,1	32,1	32,1	32,1
Costa Rica	–	55,0	142,5	162,5	162,5
El Salvador	95,0	105,0	161,2	151,2	204,2
Etiópia	–	–	7,3	7,3	7,3
França	4,2	4,2	4,2	14,7	16,0
Alemanha	–	–	–	0,2	6,6
Guatemala	–	–	28,0	48,0	57,0
Islândia	44,6	50,0	172,1	232,1	573,0
Indonésia	144,8	309,8	589,5	855,5	1042,5
Itália	545,0	631,7	785,0	790,5	810,5
Japão	214,6	413,7	535,3	535,3	537,3
Quênia	45,0	45,0	45,0	127,0	163,0
México	809,5	849,5	949,5	959,5	964,5
Nova Zelândia	283,2	282,0	431,0	434,0	586,6
Nicarágua	35,0	70,0	70,0	77,5	87,4
Papua - Nova Guiné	–	–	–	5,5	56,0
Filipinas	888,0	1154,0	1931,0	1978,0	1978,0
Portugal (Açores)	3,0	5,0	16,0	16,0	23,0
Rússia (Kamchatka)	11,0	11,0	23,0	79,0	79,0
Tailândia	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Turquia	20,6	20,4	20,4	20,4	83,0
Estados Unidos da América	2774,6	2816,7	2228,0	2828,3	2998,5
Total Global	5950,4	6856,3	8172,3	9356,3	10469,7

As centrais geotérmicas são modulares e o tempo de construção de uma unidade geradora é de seis meses para instalações de 0,5 até 10 MW de potência elétrica e dois anos para instalações que produzam potências superiores a 250 MW. A vida de uma usina geotérmica ultrapassa décadas (mais de 30 anos). As instalações de produção de eletricidade hidrotérmica estão em funcionamento cerca de 97% do seu tempo de vida, as de energia elétrica nuclear estão em média 65% e as de carvão somente 75%, assim o investimento em energia geotermal tem um retorno garantido e um tempo de vida no mínimo 30% superior às demais formas de exploração de energia.

Na atualidade existem três sistemas geotermiais, que são: HDR (Hot Dry Rock), HWR (Hot Wet Rock) e EGS (Enhanced Geothermal Systems). O modelo de exploração denominado “*Engineered Geothermal Systems*” consiste em furar poços em regiões de alta densidade de fraturas que possuem rochas secas e quentes, injetando-se fluídos nas rochas fraturadas que estão em alta temperatura. Neste caso, o processo estimula a permeabilidade natural de fluídos pelas fraturas, criando uma rede de calor hidrotermal no reservatório, permitindo maior eficiência e que novos poços adicionais sejam perfurados e explorados.

De acordo com Clauser (2006) cerca de 18,6% do Recurso Base Geotermal Mundial se encontra na América Latina e Caribe, conforme apresenta-se na Tabela (1.2).

Tabela 1.2 – Recurso base Geotermal a nível global e por região com adaptações (Clauser, 2006).

Região Terrestre	Energia (EJ)	Porcentagem
América do Norte	26.000.000	18,6
América Latina e Caribe	26.000.000	18,6
Western Europe	7.000.000	5,0
Europa e União Soviética	23.000.000	16,4
Oriente Médio e Norte da África	6.000.000	4,2
África abaixo do Saara	17.000.000	12,1
Ásia excluindo China	11.000.000	7,9
China	11.000.000	7,9
Ásia Sul e Central	13.000.000	9,3
Total	140.000.000	100

De acordo com dados da Associação Internacional de Geotermia (IGA, 2007) a capacidade mundial de produção de energia geotérmica é crescente. O uso deste tipo energia (a nível global) é apresentado na Figura (1.2) que mostra os principais percentuais por uso direto da energia geotérmica a nível global.

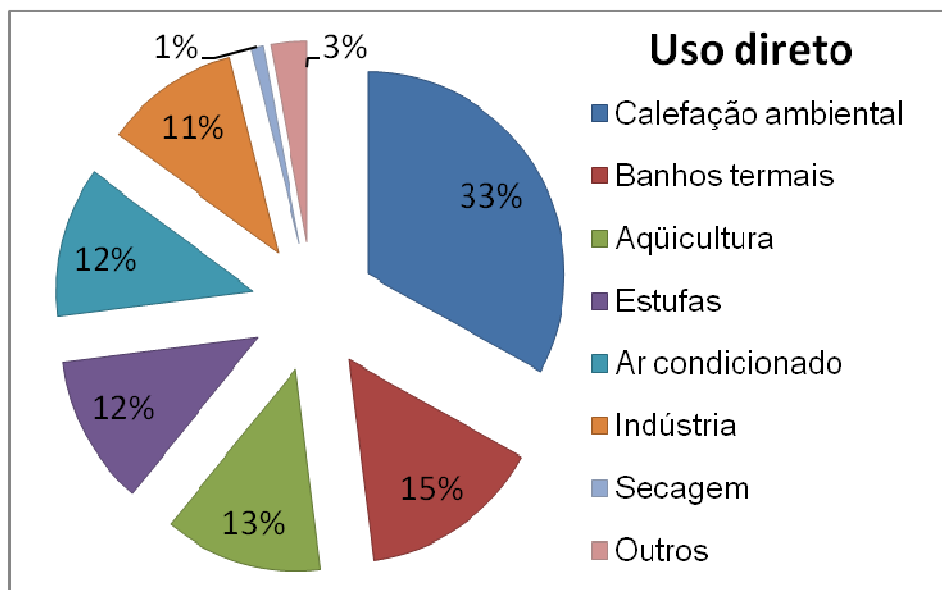


Figura 1.2 – Comparação percentual por tipo de uso direto de energia geotérmica a nível global (com adaptações de BP Statistical Review of World Energy, 2009).

1.2 – Energia Geotérmica no Brasil

As características geológicas do segmento leste de plataforma continental Sul-Americana têm efeitos marcantes na natureza dos recursos de energia geotérmica em território brasileiro.

A ausência das atividades tectono-magmáticas em tempos geológicos considerados relativamente recentes, implica que o regime térmico da grande parte da crosta da plataforma Sul Americana, onde está situada a Bacia do Paraná, seja considerado estacionário. Condições desta natureza são favoráveis para a ocorrência de recursos geotermiais de baixa entalpia.

Apesar da falta de reconhecimento formal a energia geotérmica faz parte da Matriz Energética Nacional, sendo uma fonte energética bastante utilizada nas áreas de recreação e lazer em diversas regiões do país, principalmente no Sul e no Sudeste. A matriz energética brasileira é composta de diversas fontes. Foi criado um programa brasileiro de incentivo às fontes alternativas de energia elétrica, o Proinfa - Programa de Incentivos às Fontes Alternativas de Energia Elétrica, instituído pela Lei 10.438, de abril de 2002, e revisado pela Lei 10.762, de novembro de 2003, que tem como objetivo principal do Programa, o financiamento, com suporte do BNDES, de projetos de geração de energias a partir das fontes alternativas tais como ventos (eólica), pequenas centrais hidrelétricas (PCHs) e bagaço da cana, casca de arroz, cavaco de madeira e biogás de lixo (biomassa).

Os primeiros estudos de avaliação de recursos geotermiais no Brasil foram realizados pelos trabalhos de Hamza e Eston (1981) e Hamza (1983). Estudos regionais foram realizados por Ferreira e Hamza (2003) e Gomes e Hamza (2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008), e Hamza e Alexandrino (2008).

Os recursos de energia geotérmica explorados no Brasil são estimados em 362 MWt (Mega Watt Termal) e o País ocupa a 14ª posição no ranking dos países onde há uso direto (Hamza, 2005). A utilização planejada desta energia pode contribuir para o desenvolvimento econômico e social nos locais de ocorrência destes recursos. Neste contexto, o propósito principal desta tese é avaliação de recursos de energia geotérmica na área compreendida pela Bacia sedimentar do Paraná.

1.3 – Objetivos deste Estudo

Estudos do potencial geotérmico acompanhado de uma análise integrada dos dados constituem-se numa etapa indispensável para a identificação dos locais de recursos geotermiais recuperáveis. Neste contexto, esta tese tem como objetivo elaborar uma avaliação de recursos de energia geotérmica na Bacia sedimentar do Paraná.

Na região da Bacia do Paraná há uma conjunção de fatores geológicos e geofísicos que podem ser considerados como indicativos da existência de sistemas geotermiais com temperaturas relativamente elevadas. Destes destacam-se as seguintes:

- indícios da existência de anomalias geotérmicas em escala regional;
- existência de aquíferos de grande porte que servem como reservatórios de águas termais;
- presença de uma camada capeadora (formação Serra Geral) que permite a acumulação de recursos geotermiais (Aquífero Guarani); e
- condições climáticas favoráveis para uso agrícola e industrial de recursos geotermiais.

As estâncias termais que se encontram em atividade nos diversos locais da bacia do Paraná, assim como o aproveitamento de água quente do Aquífero Guarani, são baseadas na extração de recursos geotermiais utilizando poços profundos, em regiões onde o contexto geológico é favorável e os surgimentos naturais são limitados. O potencial turístico das águas geotermiais encontradas em diversas regiões da Bacia do Paraná torna-se significativo, sobretudo quando a área de surgimento está localizada nas proximidades dos grandes centros urbanos, otimizando sua exploração, utilização e aproveitamento.

A bacia sedimentar do Paraná está situada no centro-leste da Plataforma Sul-Americana, abrangendo uma área aproximada de 1,4 milhões km², sendo que deste valor 1,1 milhões km² estão situados em território brasileiro, 100 mil km² na Argentina, 100 mil km² no Uruguai e 100 mil km² no Paraguai. Possui um formato alongado na direção NNE-SSW com aproximadamente 1.750 km de comprimento e largura média de 900 km. Incluem-se na

porção Brasileira da bacia, partes significativas dos Estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, e porções menores dos Estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás e região sudoeste de Minas Gerais. Neste trabalho, devido ausência de dados geotérmicos, a área de estudo compreendeu aproximadamente 1,2 milhões km², pois exclui-se a parte da porção do Chaco-Paraná, conforme indicado no mapa da Figura (1.3).

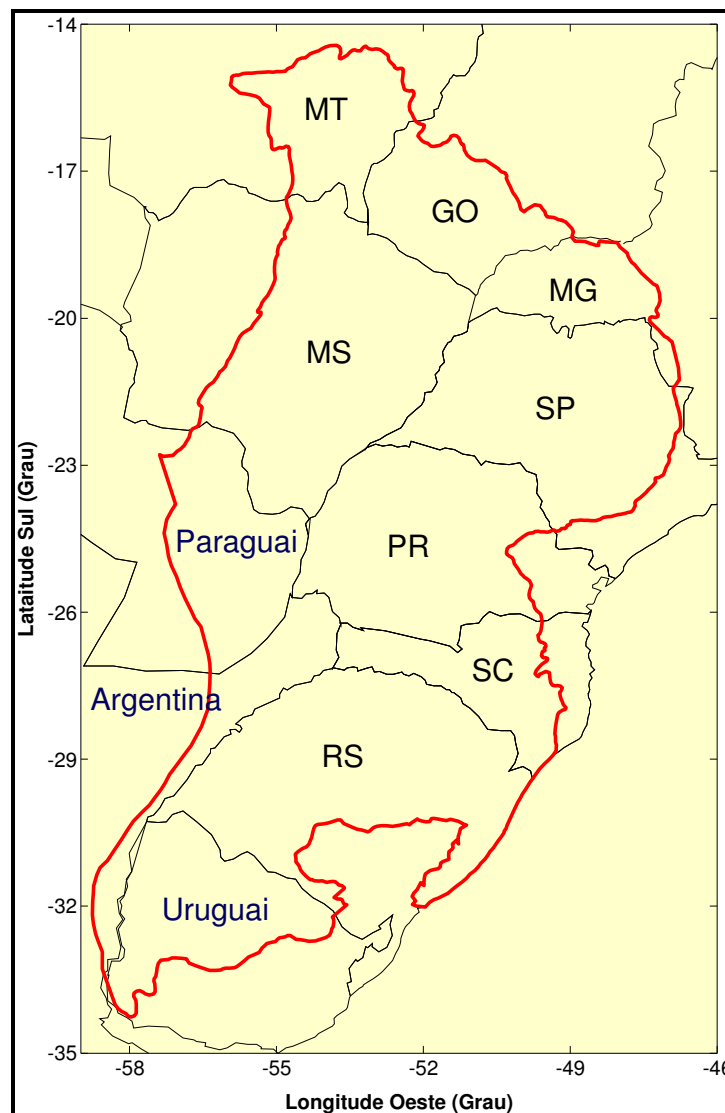


Figura 1.3 – Mapa de localização da Bacia do Paraná (contorno na cor vermelha) com seus limites nos Estados do Brasil e países vizinhos (Uruguai, Argentina e Paraguai).

Neste contexto, esta avaliação de recursos, além de avaliar o campo térmico regional também visa identificar regiões com potencialidade para futuras e possíveis explorações econômicas, particularmente, para a energia geotérmica, contribuindo para o desenvolvimento de todos os setores produtivos e também para a população da Bacia do Paraná e de seu entorno.

Capítulo 2 – Características Regionais

Serão abordadas neste capítulo as características geológicas da área de estudo, relevantes para análise de campo térmico das províncias tectônicas e para a avaliação de recursos geotermiais da Bacia do Paraná. Inúmeros estudos foram realizados sobre as características geológicas desta área e a literatura relevante é vasta. Citamos aqui apenas aqueles que estão diretamente relacionados com as análises dos dados geotérmicos em questão. É importante salientar, que os vestígios térmicos dos processos geológicos anteriores ao período Mesozóico são praticamente desprezíveis no campo térmico atual. Esta observação é baseada em estimativas de constante de tempo das perturbações térmicas da litosfera em questão. Por outro lado, admite-se possível existência de eventuais efeitos de calor residual das atividades magmáticas do período pós-Mesozóico no campo térmico atual.

2.1 – Evolução Geológica

No período de pré-abertura do Oceano Atlântico Sul e da deriva continental, a região da Bacia do Paraná fazia parte de uma depressão crustal (bacia intracratônica) denominada de Paraná-Etendeka, no Proto-Continente Gondwana. Sua formação remonta à origem da Plataforma Sul-Americana no final da orogênese Brasileira-Pan-Africana desenvolvida diacronicamente entre 725 e 500 Ma, quando blocos continentais resultantes da fragmentação de Rodínia suturaram-se em cinturões móveis, crescendo-se à parte ocidental do que viria a ser a Terra de Gondwana (Unrug, 1996).

O embasamento aflorante nos limites atuais da bacia, que prolonga-se para seu interior, é constituído por um mosaico de núcleos cratônicos, cinturões móveis orogênicos e depósitos molássicos. Cordani et al. (1984) utilizando informação de poços que atingiram o embasamento, propõem a existência de um núcleo cratônico central cercado por faixas móveis. As idades radiométricas dessas unidades estruturais situam-se entre 700 a 450 Ma (Cordani et al., 1984), que correspondem ao Ciclo Orogrênico Brasileiro.

A consolidação e evolução final do embasamento do segmento oeste desta região, onde se situa a Bacia do Paraná, estão ligadas aos eventos tectono-magmáticos do ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior-Ordoviciano). Nesse intervalo de tempo o caráter tectônico, sedimentar e magmático da plataforma caracteriza-a como em progressiva transição entre as condições orogênicas do Ciclo Brasileiro e as de plena consolidação dos tempos que se seguiram às regressões marinhas do Cambriano e Ordoviciano.

Apresenta-se na Figura (2.1) o mapa estrutural do embasamento da Bacia do Paraná, que ilustra a compartimentação geotectônica da bacia.

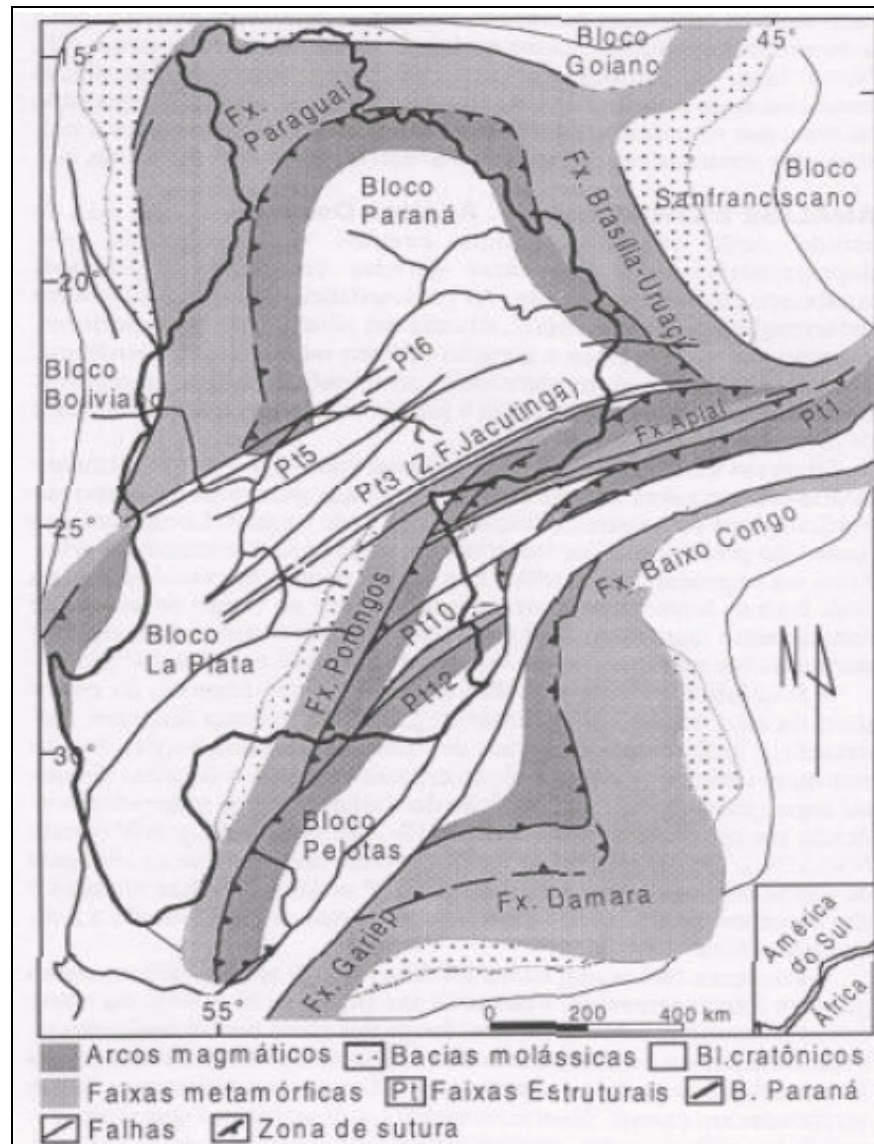


Figura 2.1 – Mapa de compartimentação geotectônica do embasamento da Bacia do Paraná e áreas adjacentes (Soares et al., 1996).

A fragmentação do Gondwana iniciou-se ao redor dos 180 Ma e as áreas de deposição sedimentar Paraná-Etendeka apresentam características geológicas semelhantes nos dois continentes (Africano e Sul-Americano), sendo um dos argumentos utilizados como indicador da presença de um grande continente, pré-abertura do oceano Atlântico e da deriva continental. Evidências desta separação estão presentes tanto na Bacia do Paraná quanto na de Etendeka, dos quais abordaremos aqueles relacionados aos episódios finais do preenchimento destas bacias e suas conexões com o rompimento do Gondwana, especialmente no que diz respeito ao deserto Botucatu e ao Magmatismo Serra Geral.

2.2 – Sedimentação Gondwânica

A evolução da Bacia do Paraná pode ser entendida em quatro grandes episódios (Almeida, 1980), cada um sendo característico de um ciclo tectono-sedimentar completo (Sloss, 1963). Os dois primeiros ciclos estão relacionados à sedimentação em uma bacia sinforme subsidente, e os dois últimos correspondendo às fases de soerguimento e extrusão de grande quantidade de lavas toleíticas relacionadas ao intumescimento da crosta ocorrido ao redor de 135 - 120 Ma. De acordo com Zalán et al. (1990) a bacia é dominada por elementos tectônicos lineares que se orientam em três direções principais NO-SE, NE-SO e E-O.

O início na Bacia do Paraná perdurando do Neocarbonífero ao Eopermiano originou a deposição das camadas quase inteiramente siliciclásticas que constituem o Grupo Itararé e sua equivalente na região Norte da bacia, a Formação Aquidauana, esta inteiramente continental. O Grupo Itararé originou-se de depósitos de variados ambientes e sub-ambientes glaciais e periglaciais que se alternam horizontal e verticalmente. A presença do mar litorâneo a nerítico, proveniente do Sul, bem comprovado pela ocorrência, em localidades isoladas, bem expostas à borda Oriental da bacia, de camadas contendo fósseis de braquiópodes e lamelibrânquios marinhos. Sem que constituam unidades estratigráficas de grande continuidade, apresentam dificuldades em distinguir claramente as resultantes de eventos eustáticos das provenientes de glácio-isostasia ou da tectônica regional. O contexto então existente, de bacia intracratônica (Bacia do Paraná), é cambiado, cedendo lugar para novos tipos de acumulações sedimentares, por vezes extensas, mas de durações relativamente mais efêmeras, em resposta ao novo quadro tectônico (Riccomini 1997). Até o momento, não existe consenso na interpretação da Formação Furnas, havendo geólogos que a consideram siluriana, representando depósito regressivo da transgressão dessa idade (Zalán et al., 1987).

A seqüência basal e intermediária deste pacote é constituída pelo Grupo Itararé, Grupo Guatá e Grupo Passa Dois, de idade paleozóica, e a parte superior pelo Grupo São Bento, de idade mesozóica. O carvão mineral encontra-se associado com rochas do Grupo Guatá (Formação Rio Bonito). A sucessão litoestratigráfica nestes três grupos representa o registro da deposição terrígena clástica e química da bacia desde o Neocarbonífero até o Neopermiano. Esta deposição ocorreu inicialmente sob a influência glacial (Grupo Itararé - Formação Rio do Sul), passando por um aporte de sedimentos ligados a leques aluviais e deltaicos, depósitos flúvio-deltaicos e planície costeira (Grupo Guatá - Formação Rio Bonito), evoluindo a seguir para um ambiente marinho raso (Grupo Guatá - Formação Palermo) e posteriormente para ambiente marinho restrito (Grupo Passa Dois - Formação Irati). Na seqüência, as condições marinhas tornaram-se mais profundas (Grupo Passa Dois -

Formação Teresina) para posteriormente implantarem-se as condições iniciais da continentalidade da bacia, através de seu preenchimento com depósitos flúvio-deltaicos (Grupo Passa Dois - Formação Rio do Rasto e Formação Pirambóia), sob condições climáticas oxidantes.

A Formação Rio Bonito, que recobre o Grupo Itararé, representa interrupção momentânea da transgressão marinha permo-carbonífera, tendo sido atribuída ao ingresso, na bacia, de grandes volumes de clásticos arenosos deltaicos, que Zalán et al. (1990) consideram resultantes do soerguimento das áreas fonte, refletindo a orogênese tardi-herciniana que então se realizava na margem ativa do continente a Sudoeste. Associam-se-lhes produtos de outros ambientes: fluvial, lagunar, lacustrino, paludal e de planícies costeiras que passavam a ambiente marinho. De acordo com Milani & Filho (2000) as seqüências deposicionais são: Rio Ivaí (OS), Paraná (D) e Gondwana I (C - EPT_r), Gondwana II (NT_r), Gondwana III (J - EOK) e Bauru (NeoK), que podem ser observadas em conjunto com a geocronologia da Bacia do Paraná.

O fechamento da sedimentação da bacia foi concluído com a implantação, no Mesozóico, de um imenso deserto (Grupo São Bento - Formação Botucatu), constituído por depósitos de areias eólicas formando *sets* e *cosets* de estratos cruzados. Com a implantação do deserto Botucatu, iniciou-se por uma vasta superfície de deflação eólica que marcou o clímax da aridez desértica no interior desta Bacia, caracterizando um prolongado episódio de interrupção da sedimentação que vinha se desenvolvendo, associado a fenômenos de rearranjo da sua morfologia.

A implantação das condições de abrasão eólica dentro da bacia acompanha uma tendência regional de desenvolvimento de fases distensionais e de soerguimentos a partir de Meso-Triássico, e se insere temporalmente nos momentos iniciais do grande ciclo geotectônico que levaria a desagregação do Pangéia, e a fragmentação dos continentes Africano e Sul-Americano (Milani e Ramos, 1998).

Litologicamente predominam dunas de areias ortoquartzíticas, contendo estratificações cruzadas de grande porte e zonas de deflação interdunas. Localmente ocorrem depósitos de conglomerados e arenitos conglomeráticos relacionados à presença de correntes efêmeras de drenagem. No topo da seqüência estratigráfica da Bacia do Paraná, a Formação Serra Geral demarca o término do episódio magmático Eocretácico de preenchimento desta entidade geológica, correspondendo a um dos maiores eventos vulcânicos do planeta.

A designação de Formação Serra Geral (White, 1908), refere-se à província magmática relacionada aos derrames e intrusivas que recobrem $1,2 \times 10^6$ km² da Bacia do Paraná, abrangendo toda a região centro-sul do Brasil e estendendo-se ao longo das

fronteiras do Paraguai, Uruguai e Argentina. Esta unidade é constituída predominantemente por basaltos e basalto-andesitos de filiação toleítica, os quais contrastam com riolitos e riodacitos aflorantes, que caracterizam uma associação litológica bimodal (basalto - riolito). O sistema de derrames em platô é alimentado através de uma intensa atividade intrusiva, normalmente representada por diques (afloramento 02) e sills (afloramento 01) que acompanham, grosseiramente, as principais descontinuidades estruturais da bacia.

É possível que esta estruturação tectônica esteja conectada à junção tríplice gerada pela ação do hot spot de Tristão da Cunha, o qual estabelece um sistema do tipo *rift-rift-rift* (Morgans, 1971 e Rezende, 1972). Cogita-se também a hipótese de que o sistema de fraturamentos, complementares ao *rift* Atlântico, é responsável pela abertura, fragmentação e espalhamento dos “fragmentos” gondwânicos e separação das bacias do Paraná e Etendeka.

As variações composicionais, os dados geocronológicos, as características texturais e o arranjo entre derrames e intrusivas da bacia, possibilitaram a divisão deste magmatismo Serra Geral em oito fácies distintas, cinco relacionadas ao magmatismo máfico (fácies Gramado, Paranapanema, Pitanga, Esmeralda, Campo Erê e Lomba Grande) e quatro ao magmatismo intermediário a félsico (fácies Palmas, Chapecó, Várzea do Cedro e Alegrete). Deste conjunto, abordaremos as fácies Lomba Grande, Gramado, Palmas e Várzea do Cedro e a sedimentação relacionada ao Serra Geral.

O contato entre as areias do deserto Botucatu e os derrames de lavas do Serra Geral, em função da natureza distinta dessas rochas, configura uma não-conformidade de ambientes geológicos, deserto *versus* vulcânico, mas mesmo assim existe uma transição entre estes, dada a alternância destes ambientes, mantida durante certo intervalo de tempo, entre o campo de dunas eólicas e os derrames de lavas. Esta transição estende-se até o total soterramento das areias pelas lavas, impedindo a manutenção e desenvolvimento do regime desértico após os primeiros eventos eruptivos. Em diversas regiões, pode-se observar a morfologia das dunas ainda preservadas, recobertas progressivamente por vários fluxos extrusivos, assim como a presença de corpos eólicos lenticulares intercalados nos derrames inferiores da Formação Serra Geral. Esta interdigitação basalto/arenito, ilustra a coexistência temporal de ambos os sistemas. Esses elementos também constituem um importante critério cronológico para o estabelecimento da idade mínima do deserto de Botucatu; que é aproximadamente a mesma do magmatismo Serra Geral (138 Ma).

O último evento da acumulação sedimentar na Bacia do Paraná ocorreu no Neocretáceo com a acomodação da Superseqüência Bauru, um delgado pacote de rochas sedimentares continentais areno-conglomeráticos (Milani e Ramos, 1998).

Uma visualização cronológica e litológica pode ser compreendida através do trabalho de Schneider et al. (1974). Milani et al. (2007) descreveram um evolutivo aperfeiçoamento visual da coluna estratigráfica da Bacia do Paraná que é apresentada na Figura (2.2).

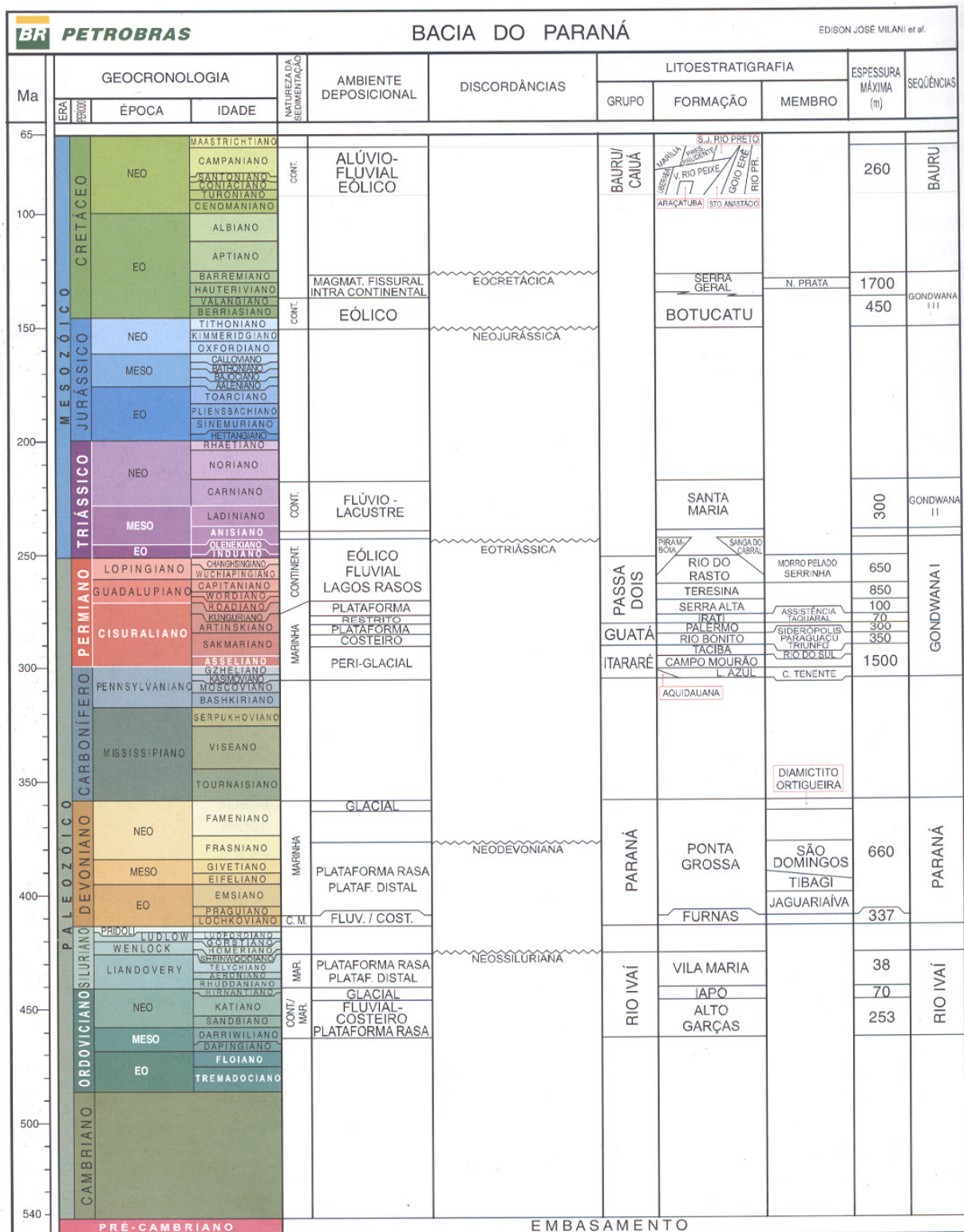


Figura 2.2 – Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani et al., 2007).

Apresenta-se na Figura (2.3) mapa de contorno da Bacia utilizado no presente estudo e principais espessuras do pacote sedimentar.

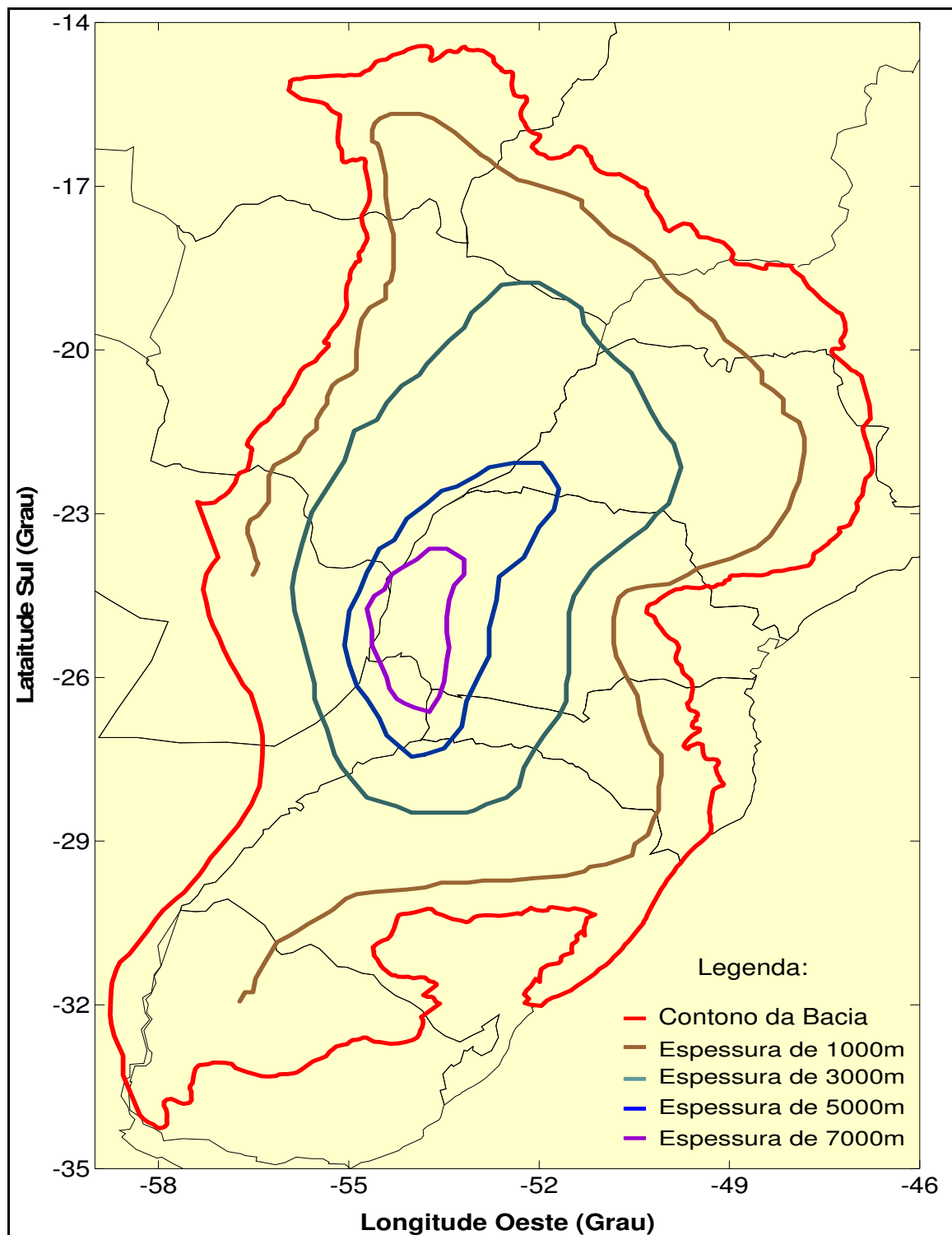


Figura 2.3 – Mapa de contorno da bacia utilizado neste estudo e as respectivas espessuras sedimentares a 1000 m, 3000 m, 5000 m e 7000 m com base em Milani e Ramos (1998).

2.3 – Hidrogeologia

Entende-se por sistemas hidrogeológicos um conjunto de unidades litoestratigráficas que apresentam comportamento hidrogeológico semelhante. De uma forma geral, os mananciais hídricos podem ser divididos quanto à sua forma de ocorrência em dois tipos básicos: superficiais e subsuperficiais. As feições estruturais dos derrames basálticos são muito importantes sob o ponto de vista da hidrogeografia e da hidrogeologia, além de, comumente, serem responsáveis pelas feições geomorfológicas regionais e locais.

De acordo com (Almeida et al., 2003) temos relacionados com a Bacia do Paraná três importantes sistemas: o Sistema Aqüífero Guarani, Sistema Aqüífero Serra Geral e Sistema Aqüífero Bauru. Este utilizou três modelos de fluxo subterrâneo das águas para o Sistema Aqüífero Guarani, considerando regimes de fluxos regional, local e misto. Os resultados das análises químicas nas águas indicam não ocorrerem problemas do ponto de vista hidroquímico e que as águas apresentam baixa mineralização.

Em termos de potabilidade, as águas dos basaltos revelam uma forte tendência alcalina (pH = 5.5 e 6.5) e mineralização total inferior a 300 mg/L. De acordo com a CPRM (unidade Rio Grande do Sul) são encontrados os seguintes tipos de aqüíferos na porção da Bacia do Paraná:

- Aqüíferos Porosos Permianos – aqüíferos contínuos intergranulares relacionados às formações areníticas Rio Bonito e Grupo Itararé;
- Aquitardos Permianos – aquitardos relacionados aos sedimentitos finos (argilitos e siltitos) das formações Palermo, Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto;
- Aqüíferos Porosos Triássicos - aqüíferos contínuos intergranulares relacionados às formações arenosas Pirambóia, Sanga do Cabral e Santa Maria;
- Aqüíferos Porosos Eo-Cretáceos - aqüíferos contínuos intergranulares relacionados às formações areníticas Guará e Botucatu;
- Aqüíferos Fissurais Serra Geral – aqüíferos descontínuos, relacionados às lavas básicas e ácidas da Formação Serra Geral;
- Aqüíferos Porosos Cenozóicos Costeiros – aqüíferos intergranulares relacionados aos depósitos arenosos costeiros;
- Aqüíferos Porosos Cenozóicos Coluvionares – aqüíferos intergranulares, que estão relacionados aos colúvios e depósitos de encosta.

Destes o mais estudado é o Sistema Aqüífero Guarani - SAG por ser um dos maiores reservatórios transfronteiriços de águas subterrâneas do mundo, com extensão da ordem de 1,2 milhões de km² que dispõe de um volume de água de aproximadamente 37.000 km³, em sua grande parte de excelente qualidade, sendo que nas porções confinadas pode

apresentar temperaturas superiores a 40 °C, onde é possível a utilização para o turismo termal, indústria, comércio e agricultura entre outros.

O nome “Aqüífero Guarani” foi sugerido pelo geólogo uruguaio Danilo Anton, em 1994 e aprovado pelos quatro países em que este está delimitado, numa reunião coletiva realizada na cidade de Curitiba (Paraná) em maio de 1996.

Está em andamento o *Projeto de Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aqüífero Guarani*, uma iniciativa conjunta dos quatro países (Argentina, Brasil, Uruguai e Paraguai), do Fundo para o Meio Ambiente Mundial (GEF) e da Organização dos Estados Americanos (OEA). Os estudos visam a implementação de um marco comum institucional, legal e técnico de gerenciamento e preservação do Aqüífero Guarani para as gerações presentes e futuras. Apresenta-se na Figura (2.4) esquema geológico para entendimento e gerenciamento do SAG com base em poços situados na Bacia do Paraná de Goiás até o Rio Grande do Sul.

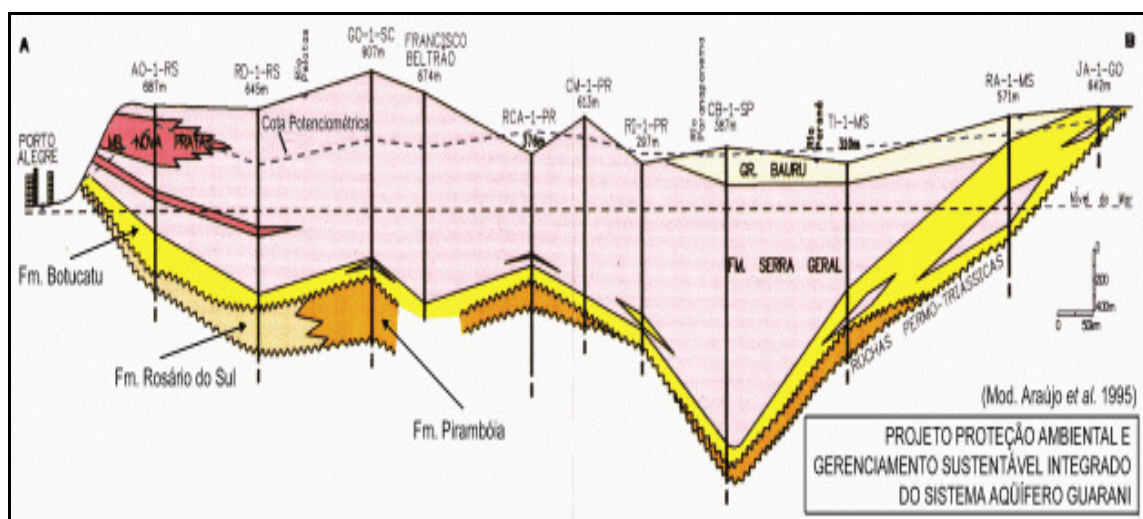


Figura 2.4 – Esquema geológico para entendimento e gerenciamento do SAG com base em poços situados na Bacia do Paraná, com perfil entre o Rio Grande do Sul e Goiás e adaptado de Araújo et al. (1995).

Várias pesquisas sobre termalismo têm ressaltado a importância dos estudos geotérmicos na Bacia do Paraná, contribuindo para uma melhor compreensão e conhecimento do Sistema Aquífero Guarani. Em porções restritas do SAG ocorrem teores elevados de sais, que podem inviabilizar alguns usos. Os estudos acadêmicos desenvolvidos nos últimos anos colocam em discussão a delimitação do Sistema Aqüífero, sua capacidade produtiva, possível compartimentação em blocos, bem como, abrangência e extensão das porções transfronteiriças.

Trabalhos recentes no Paraná, São Paulo, Santa Catarina e no Rio Grande do Sul mostram que o sistema aquífero apresenta-se, em vários locais, compartimentado por falhamentos geológicos expressivos e por intrusões de rochas (diques básicos - Paraná e sul de São Paulo), que funcionam como barreiras hidráulicas, segmentando o sistema aquífero e afetando o fluxo subterrâneo e a qualidade da água. Embora as formações geológicas constituintes do sistema aquífero ocorram em todos os quatro países, sob o ponto de vista hidráulico, ele não é transfronteiriço em toda a área de ocorrência. A condição de continuidade é presente na região entre o Mato Grosso do Sul e Paraguai, e entre o Sudoeste do Rio Grande do Sul, Argentina e Uruguai.

2.4 – Geofísica Regional

O conhecimento das áreas de geologia e geofísica, relativos à Bacia de Paraná, assim como os dados suplementares pertinentes ao presente trabalho são de fundamental importância na análise e interpretação do campo geotérmico regional.

2.4.1 – Gravimetria

O mapa de anomalia gravimétrica Bouguer da Bacia do Paraná é apresentado na Figura (2.5) caracterizando-se aproximadamente por duas regiões de baixa anomalia (<-100 mGal) nas parcelas ocidentais (A) e orientais (B) separadas por uma anomalia relativamente alta no seu centro (C) em torno de -50 mGal (Vidotti et al., 1998).

A anomalia da região (C) é aproximadamente coincidente com o baixo topográfico do rio Paraná e com o depocentro da bacia. A baixa oriental (B) tem tendência de Nordeste, aproximadamente paralela à faixa de dobramentos Ribeira do pré-cambriano, uma zona de rochas metamórficas de densidade geralmente baixa, sedimentares e rochas vulcânicas de intermediário a ácida. A Leste, esta faixa é limitada por rochas do maciço de Curitiba, e pelo Cráton de Luís Alves, representado por uma anomalia alta (D).

A margem Sudeste da Bacia do Paraná é a faixa magmática de Dom Feliciano, representada por um aumento de anomalia (J). A anomalia alta e estreita de tendência NW (E), com gradientes íngremes corresponde ao soerguimento Paleozóico-Mesozóico do Arco de Ponta Grossa e a seus diques associados.

A borda ocidental da Bacia do Paraná é marcada pela anomalia alta (F) e (G) que segue o arco de Asunción e sua extensão para o Norte, a faixa do dobramento Paraguai-Araguaia.

A feição linear da anomalia Bouguer no NE (H) caracterizada por um forte gradiente positivo ao Sudoeste ($1,0$ mGal/km), situa-se ao longo do limite entre Sudoeste do Cráton de São Francisco e a Bacia do Paraná (Molina e Ussami, 1988).

Utilizando os dados de anomalia gravimétrica nos três blocos I, II e III da Figura (2.5), Vidotti et al. (1995 e 1998) determinaram três profundidades de interfaces na crosta que foram respectivamente: 1^a.) 40 km (Moho); 2^a.) 20 km (Conrad), e 3^a.) Entre 4 e 7,4 km (o fundo sedimentar ou vulcânico da Bacia).

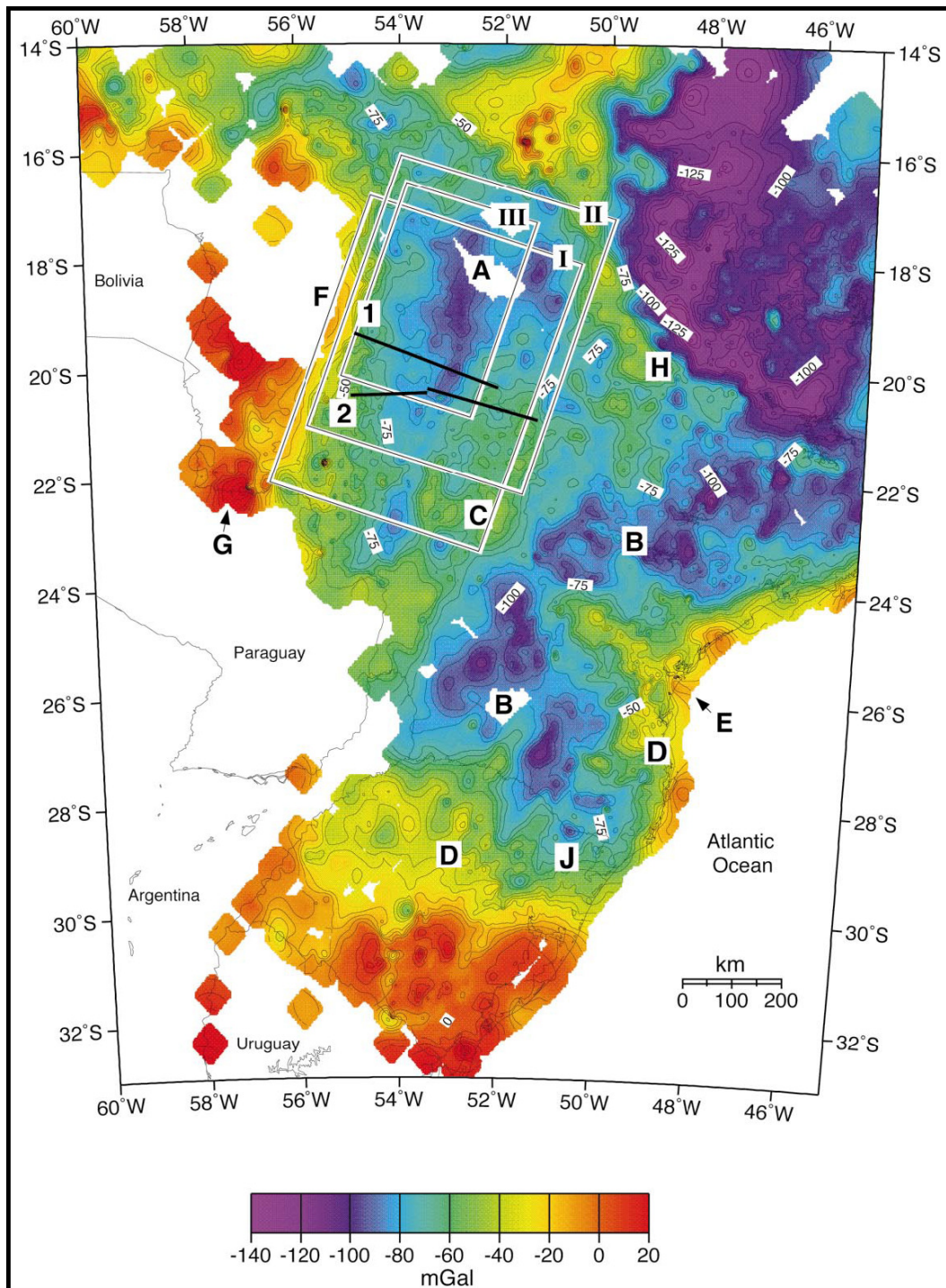


Figura 2.5 – Anomalia gravimétrica Bouguer da Bacia do Paraná (Vidotti et al., 1998).

2.4.2 – Magnética

Os alinhamentos estruturais-magnéticos transversais e o seu significado tectônico foram apresentados por Ferreira (1982a e 1982b), denominados de Guapiara, São Jerônimo–Curiúva e Rio Alonzo, importantes no estabelecimento do arcabouço estrutural e na estrutura do Rio Piquiri, além do alinhamento do Paranapanema de direção EW (Fúlfaro, 1974).

Os principais alinhamentos da bacia com as suas respectivas profundidades magnéticas são mostrados na Figura (2.6) com base em Carlos Portela Filho et al. (2005). Temos ainda o arco de Campo Grande, localizado entre os alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo (Lastoria, 2006).

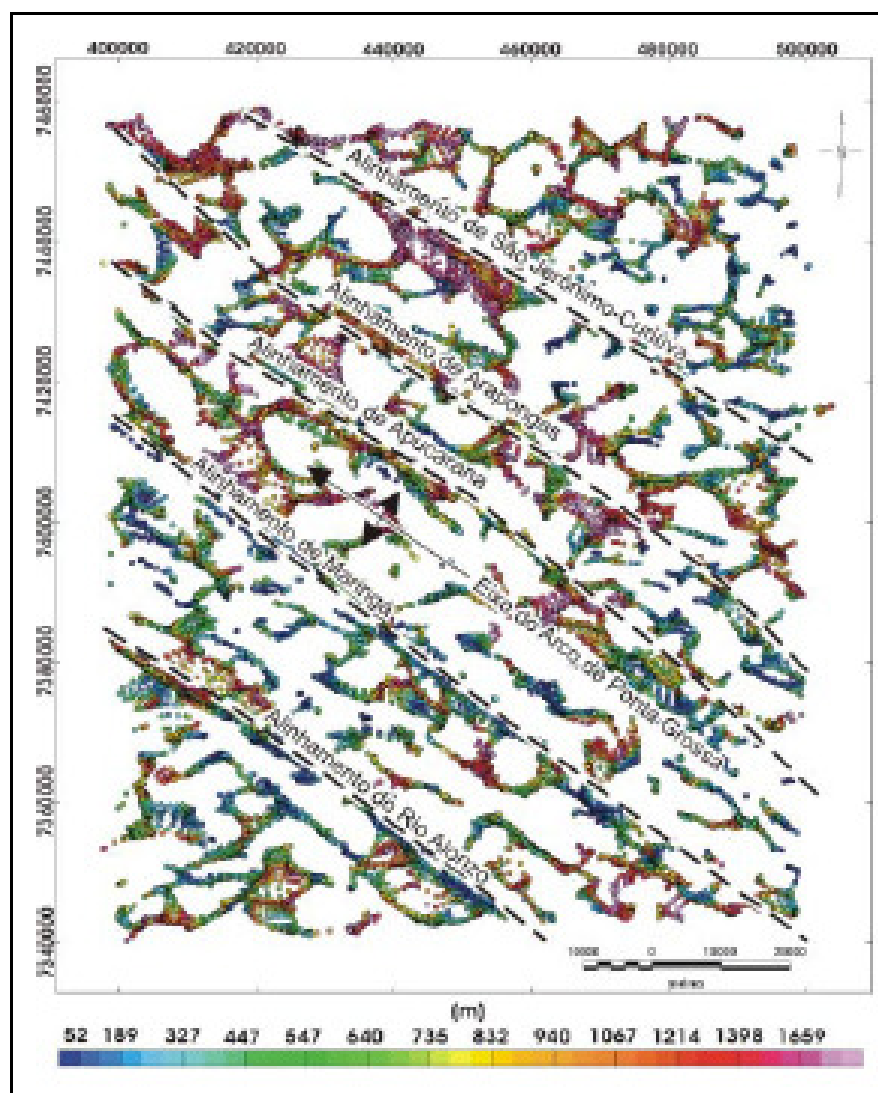


Figura 2.6 – Alinhamentos magnéticos e profundidades das fontes magnéticas (Carlos Vieira Portela Filho et al., 2005).

O enxame de diques da Bacia do Paraná é bem evidente em mapas de anomalias magnéticas e forma os canais alimentadores dos derrames basálticos. Particularmente ao longo dos estados de Santa Catarina e Paraná, os diques apresentam direção NW–SE e estão associados a arcos regionais, como o de Ponta Grossa, e provavelmente exerceram importante papel na acomodação dos esforços extensionais entre a região a sul da Bacia de Santos, com crosta oceânica formada, e o segmento de crosta continental ainda em rifteamento, mais ao Norte (Conceição et al., 1988; Macedo, 1989).

Outros diques, com direções NE–SW, formam um sistema quase que perpendicular ao enxame anterior. Esses diques ocorrem ao longo da borda continental das bacias de Santos e Campos, particularmente ao longo dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro.

Os diques foram datados no intervalo 133–129 Ma pelo método Ar–Ar e são aproximadamente contemporâneos com os derrames de basaltos tholeiíticos da Bacia do Paraná (Formação Serra Geral) e da margem continental (Renne et al., 1992; Turner et al., 1994; Misuzaki et al., 2002).

2.4.3 – Sismicidade

A sismicidade do Brasil foi estudada por Berrocal et al. (1984), incluindo-se no seu trabalho também os terremotos que estão localizados na Bacia do Paraná. Dados sobre tremores de terra com magnitude 3.0 ou mais, ocorridos no Brasil, desde a época da colonização, até o começo dos anos de 1980 são apresentados na Figura (2.7) de Teixeira et al. (2000). Os dados epicentrais são indicados por círculos e as cores representam a altitude em metros.

James et al. (1993) estimaram estruturas de V_s da crosta usando separadamente as funções do receptor e as dispersões de ondas de superfície, obtendo uma espessura média de 42 km e V_s igual a 3,75 km/s. A espessura de camada sedimentar foi fixada com dados de perfis de poços, tendo uma espessura média de 2,6 km, $V_p = 4,9$ km/s e $V_s = 2,7$ km/s.

Assumpção et al. (2002) mostraram resultados de funções do receptor no projeto BLSP de 1992 a 1999, onde estudaram as estações TRIB, RIFB, CAPB, PPDB e POPB na Bacia do Paraná. Com o método de deconvolução em análises das funções do receptor no domínio da frequência, França e Assumpção (2004) e An e Assumpção (2004) mostraram as profundidades médias da Moho no intervalo de 40–45 km que são consistentes com as estimativas da espessura da crosta de 40 a 46 km de Assumpção et al. (2002). As velocidades de onda S na crosta inferior tendem a ser menores de 4,0 km/s, e as velocidades médias no manto superior até 100 km de profundidade são de 4,65 km/s (An e Assumpção, 2004).

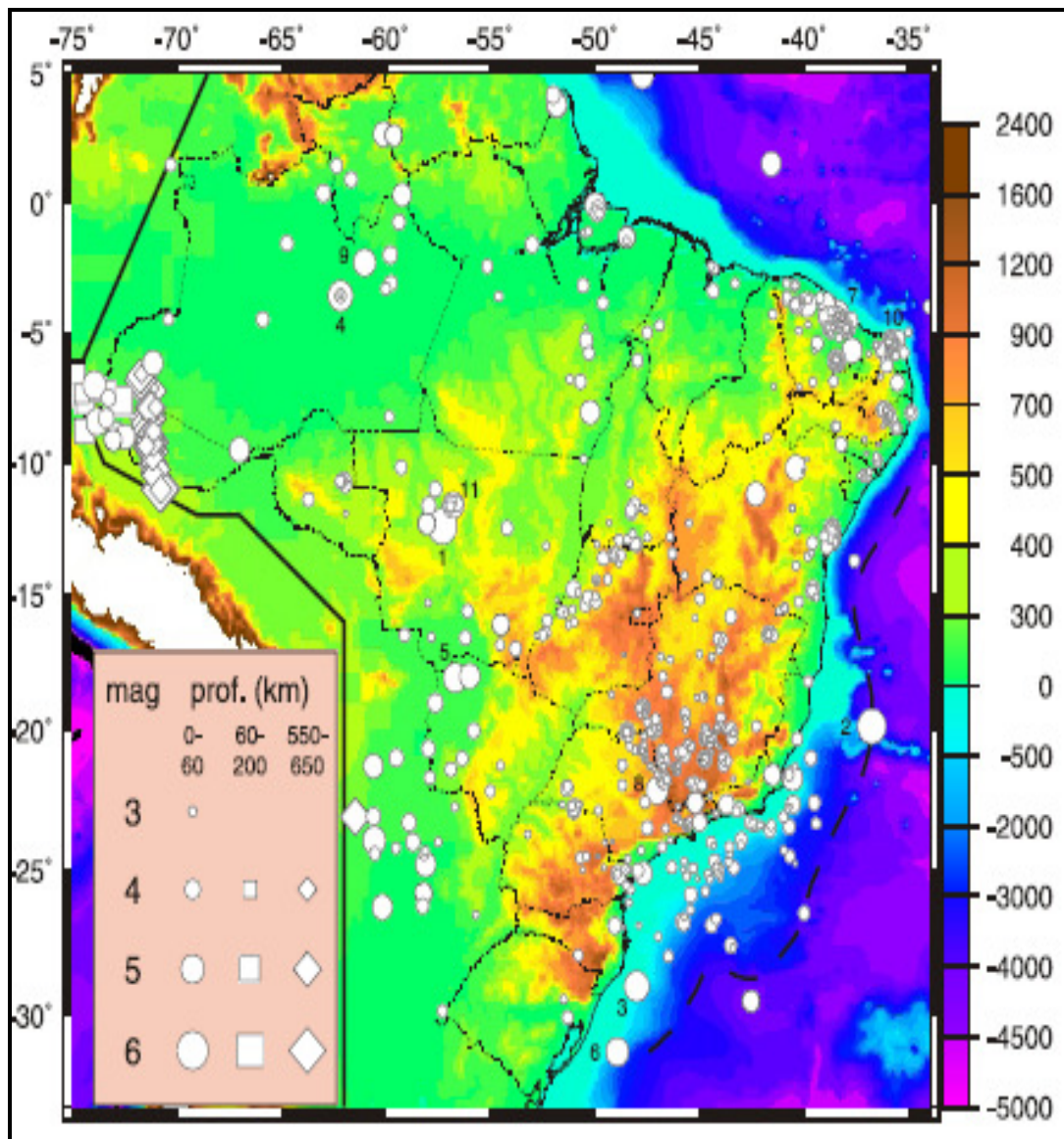


Figura 2.7 – Mapa da Sismicidade do Brasil. IAG-USP (Teixeira et al., 2000).

Com base nos resultados de Assumpção et al. (2002) realizou-se uma compilação das profundidades da MOHO em regiões situadas dentro e no entorno da Bacia, cujo mapeamento obtido é apresenta na Figura (2.8).

A região mais profunda da MOHO observada na figura anterior possivelmente está relacionada com a Figura (2.5), onde se verifica anomalia Bouguer mais baixa, em relação ao seu entorno, sendo esta também a região de maior depocentro da Bacia e onde está localizada a calha do Rio Paraná.

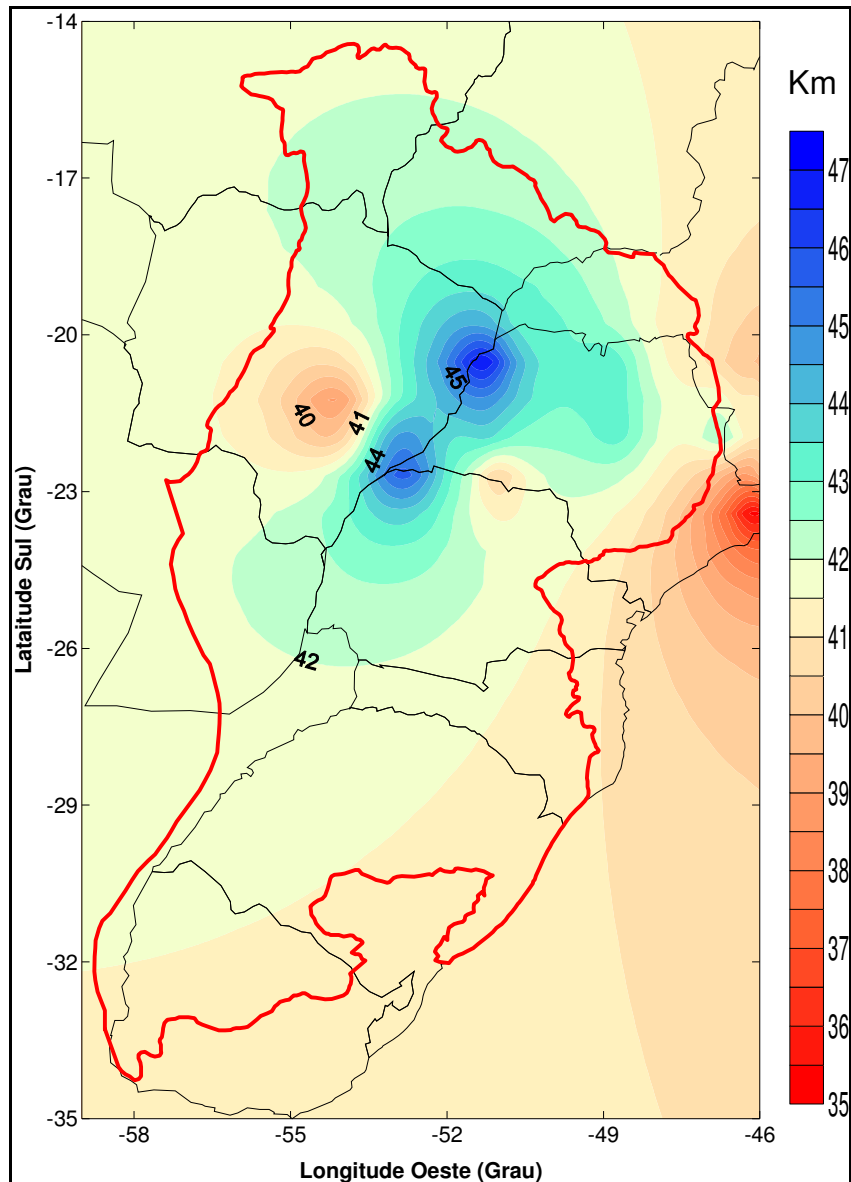


Figura 2.8 – Profundidades da Moho na Bacia do Paraná e áreas adjacentes compilados com base em Assumpção et al. (2002).

2.5 – Características Morfológicas

Maack (1947), estudando a geomorfologia do Estado do Paraná, denominou de Escarpa Devoniana o relevo de borda da Bacia do Paraná associado aos arenitos Furnas e Maack (1968) elaborou um mapa incluindo os diversos acidentes geográficos como serras, e temunhos associados, e sugeriu uma possível origem erosiva para esse relevo. Ab'Saber & Bigarella (1961) associaram as superfícies do topo e da base do escarpamento a duas superfícies de aplainamento denominadas, respectivamente, de Superfície Purunã (cota média de 1.190 m) e Superfície Pré-Devoniana (cota média de 950 m). No Estado de São Paulo, elas corresponderiam às superfícies Japi (Terciário inferior) e Itapeva (Pré-Devoniana)

definidas por Almeida (1964). Dentre os outros trabalhos geomorfológicos de caráter regional que abordaram o escarpamento e também merecem destaque estão: Ab'Saber (1964), IPT (1981a) e Oss (1997). Inúmeros estudos geológicos regionais e locais envolvendo aspectos estratigráficos, sedimentológicos, paleoambientais e tectônicos da Formação Furnas foram realizados no Paraná e em São Paulo, sendo os mais importantes: Petri (1948), Bigarella et al. (1966), Bigarella & Salamuni (1967), Lange & Petri (1967), Popp & Barcellos-Popp (1986), Zalán et al. (1987), Pereira & Bergamaschi (1989), Rodrigues et al. (1989), Bergamaschi (1992), Assine et al. (1994) e Milani (1997).

2.6 – Condições climáticas

De acordo com a Resolução nº. 32 de 15/10/03 do Conselho Nacional de Recursos Hídricos, o Brasil é dividido em 11 regiões hidrográficas, que são respectivamente: região hidrográfica Amazônica, região hidrográfica do Tocantins-Araguaia, do Atlântico Nordeste Ocidental, do Parnaíba, Atlântico Nordeste Oriental, do São Francisco, do Atlântico Leste, do Atlântico Sudeste, do Paraná, do Uruguai e a região hidrográfica do Atlântico Sul.

Através do conceito de massas de ar podemos entender as mudanças no comportamento dos fenômenos atmosféricos, pois estas atuam sobre as temperaturas e índices pluviométricos. As temperaturas da superfície variam em função das condições climáticas regionais e são importantes quando necessitamos determinar gradientes térmicos em poços perturbados, ou em locais, no qual, ocorre perturbação por fluídos. Neste contexto, o conhecimento do clima é importante nas análises dos resultados.

A bacia não possui um clima predominante sendo caracterizada por massas de ar tropicais e equatoriais nas regiões Norte, Oeste e Sudeste, enquanto que a parte Sul apresenta um clima subtropical úmido com climas controlados por massas de ar tropicais e polares. A região compreendida pela Bacia possui regionalmente três tipos diferentes de clima: Tropical, Semi-árido e Subtropical Úmido. A região Sul é dominada pelo clima subtropical (um clima de transição entre o tropical predominante no Brasil e o temperado que predomina na Argentina). A temperatura média anual situa-se entre 14 e 22 °C, sendo que nos locais com altitudes acima de 1.100 m cai para aproximadamente 10 °C. No verão, principalmente em janeiro, nos vales dos rios Paranapanema, Paraná, Ibicuí-Jacuí, a temperatura média é superior a 24 °C e do rio Uruguai ultrapassa 26 °C. A média das máximas mantém-se em torno de 24 a 27 °C nas superfícies mais elevadas do planalto, e nas áreas mais baixas, entre 30 e 32 °C. As estações do ano apresentam-se bastante diferenciadas e a amplitude térmica anual é relativamente alta, chegando a 13 °C no oeste gaúcho. As chuvas, em quase toda a região, distribuem-se com relativa regularidade pelo ano inteiro mas podem-se encontrar também características de tropicalidade nas baixadas

litorâneas do Paraná e Santa Catarina, onde as médias térmicas são superiores a 20 °C e as chuvas caem principalmente no verão. Apresenta-se na Figura (2.9) mapa de climas do Brasil, onde se verificam os quatro principais tipos climáticos das Regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, onde está situada a Bacia do Paraná.

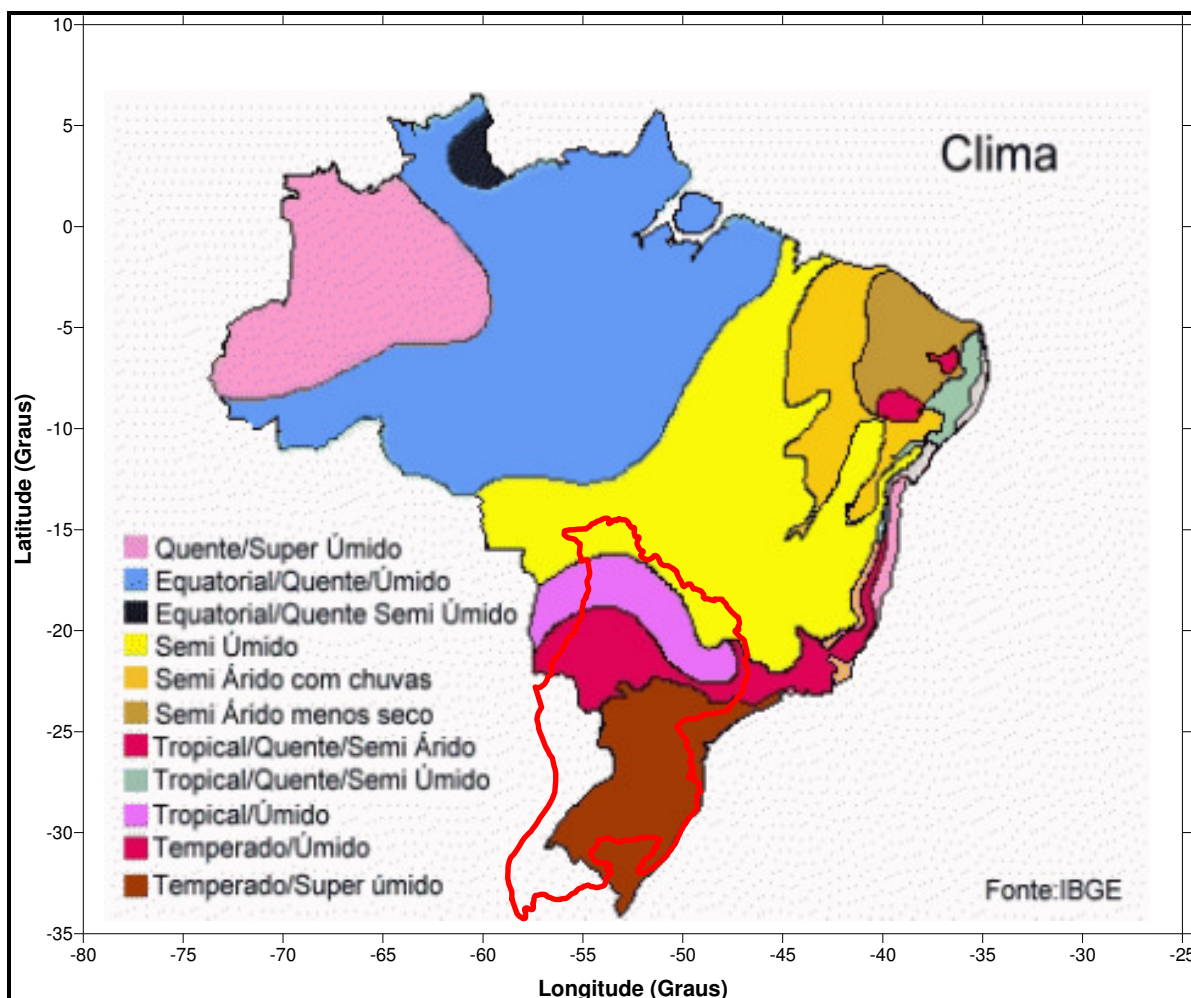


Figura 2.9 – Tipos de clima do Brasil com o contorno em vermelho da Bacia do Paraná e seus quatro tipos de clima (com adaptações de IBGE, 2009).

No presente trabalho utilizamos como temperaturas de superfície as compreendidas no Atlas Climatológico do Brasil (Serra, 1955). Esta escolha deve-se às baixas perturbações da temperatura de superfície daquela época. Mesmo que as medidas não tenham a precisão atual, estavam isentas do aquecimento industrial do Brasil que teve início após os anos de 1950, e ainda, não muito afetadas pelo aquecimento global iniciado na Revolução Industrial. Desta forma, os valores de temperatura utilizados nos ajustes de superfície em toda a Bacia, são menores que os citados na bibliografia mais recente.

Capítulo 3 – Técnica Experimental e Metodologias Utilizadas

Descrevem-se neste capítulo informações relevantes sobre as técnicas experimentais e as metodologias utilizadas nas aquisições complementares de dados geotérmicos nos Estados de São Paulo, Santa Catarina, Paraná, Minas Gerais e Goiás. Os conjuntos de dados adquiridos incluem tanto os resultados das medições experimentais diretas como as determinações indiretas com base nas análises de informações secundárias sobre os parâmetros relacionados. Desta forma as descrições das técnicas e metodologias referem-se principalmente aos acervos primários de dados de temperaturas em furos e poços e medições de propriedades térmicas das amostras das formações geológicas na área de estudo.

3.1 – Medidas de Temperatura em Subsuperfície

As informações sobre as temperaturas em subsuperfície constituem o acervo básico para avaliação de recursos geotérmicos. Há dois conjuntos de dados sobre as temperaturas em profundidade: medidas diretas e estimativas indiretas (Bolditzar, 1958; Bullard, 1965; Bodvarsson, 1974; Jessop et al., 1976; Haenel e Mongelli, 1988; Fournier, 1991). Apresenta-se a seguir a técnica experimental, o equipamento de perfilagem térmica e as metodologias utilizadas neste trabalho para as medidas diretas de temperaturas em profundidades.

3.1.1 – Técnica Experimental

As medidas de temperatura foram efetuadas com o uso de sensores tipo “termistor”. Os termistores são semicondutores que apresentam propriedades físicas específicas, sendo que a resistência elétrica diminui com o aumento da temperatura. O tipo de termistor utilizado é do tipo semente (“bead”) da ‘Fenwal Electronics’, que possui dimensões físicas menor que um milímetro e massa térmica menor que um miligrama. Essas características permitem tempos de resposta na ordem de segundos. O valor da resistência do sensor, na temperatura ambiente de 25 °C, é da ordem de dezenas de quilo ohms ($k\Omega$) enquanto a taxa de variação da resistência elétrica com a temperatura é cerca de 4%. Conseqüentemente, é possível realizar medições de temperaturas com precisão relativa de um milésimo de grau centígrado utilizando medidores de resistência comuns.

As sondas térmicas foram confeccionadas em latão, no formato cilíndrico, com 200mm de comprimento e 25mm de diâmetro. Na parte inferior da sonda localiza-se o compartimento que abriga o termistor (sensor de temperatura). No compartimento central da sonda, encontram-se as ligações elétricas entre o sensor e o cabo de perfilagem com vedação contra infiltração de fluídos do poço. O acoplamento mecânico entre a sonda e o

cabo é efetuada na parte superior da sonda. Nas medidas da resistência do termistor utiliza-se um multímetro, conectado ao cabo de perfilagem. Apresenta-se na Figura (3.1) o esquema do equipamento de perfilagem térmica desenvolvido pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional e utilizada nos trabalhos de campo deste estudo.

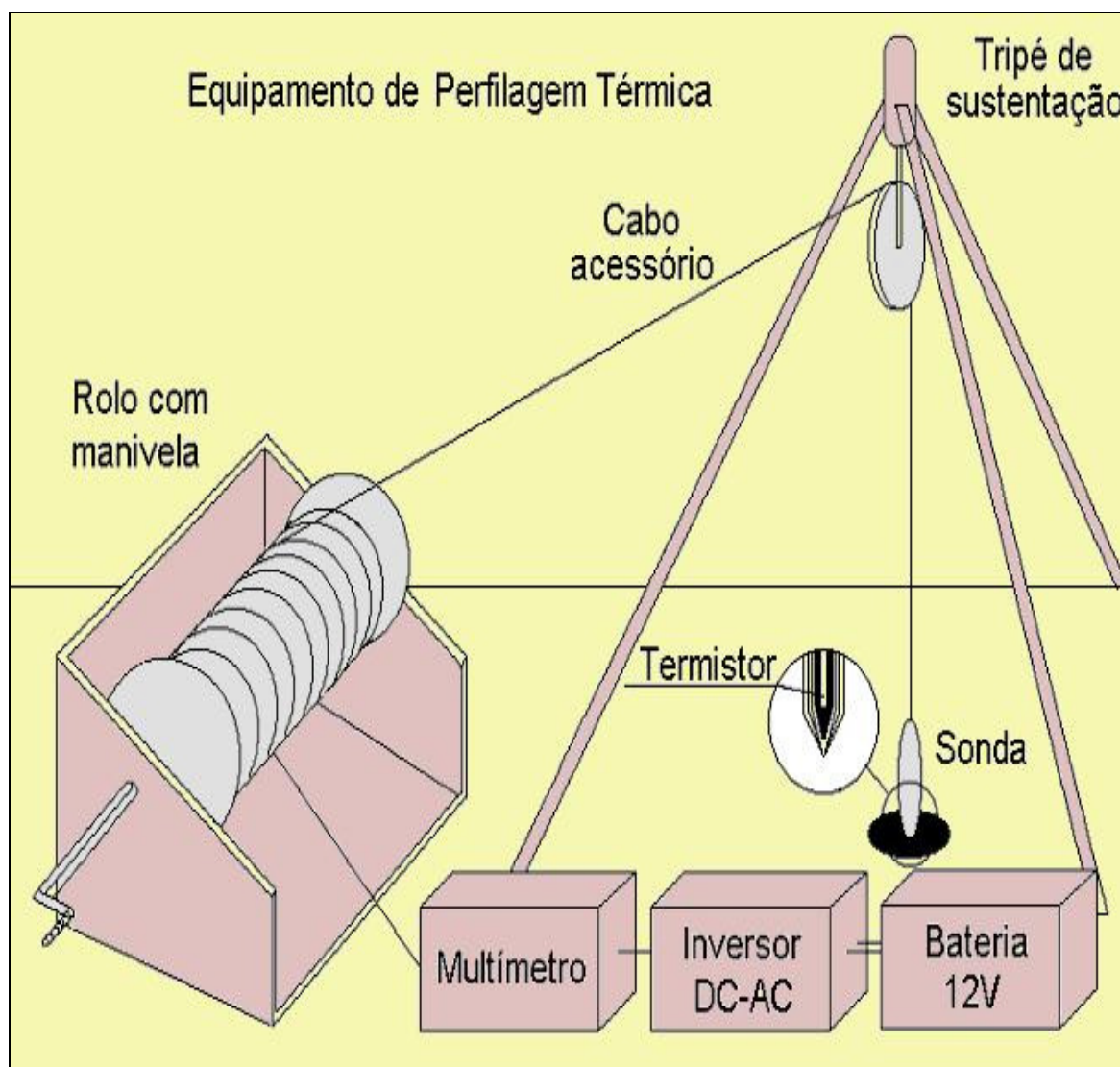


Figura 3.1 – Esquema do equipamento de perfilagem térmica.

Os principais componentes do equipamento de perfilagem incluem a sonda térmica acima descrita acoplada a um multímetro de alta sensibilidade, através de um cabo elétrico multicondutor com blindagem apropriada. A energia elétrica para acionamento de multímetro é fornecida com uso de uma bateria portátil de potência apropriada, conectada a um inversor DC-AC.

Outros dispositivos para operações no campo incluem carretel para o enrolamento do cabo e tripé de sustentação. O cabo de perfilagem possui três condutores com isolamentos entre si, enrolado num carretel sob forma de bobina. O sistema de multicondutores permite eliminação dos efeitos da resistência elétrica do cabo elétrico conectado ao sensor de temperatura, utilizando para esta finalidade um circuito interno semelhante ao de ponte de Wheatstone.

Apresenta-se na Figura (3.2) como exemplo, a perfilagem verdadeira obtida no poço 5CA-20-RS em Rio Pardo, Rio Grande do Sul, Longitude Sul 52° 40' e Latitude Oeste 30° 01' onde constata-se um aumento crescente da temperatura em profundidade a partir de 150m de profundidade.

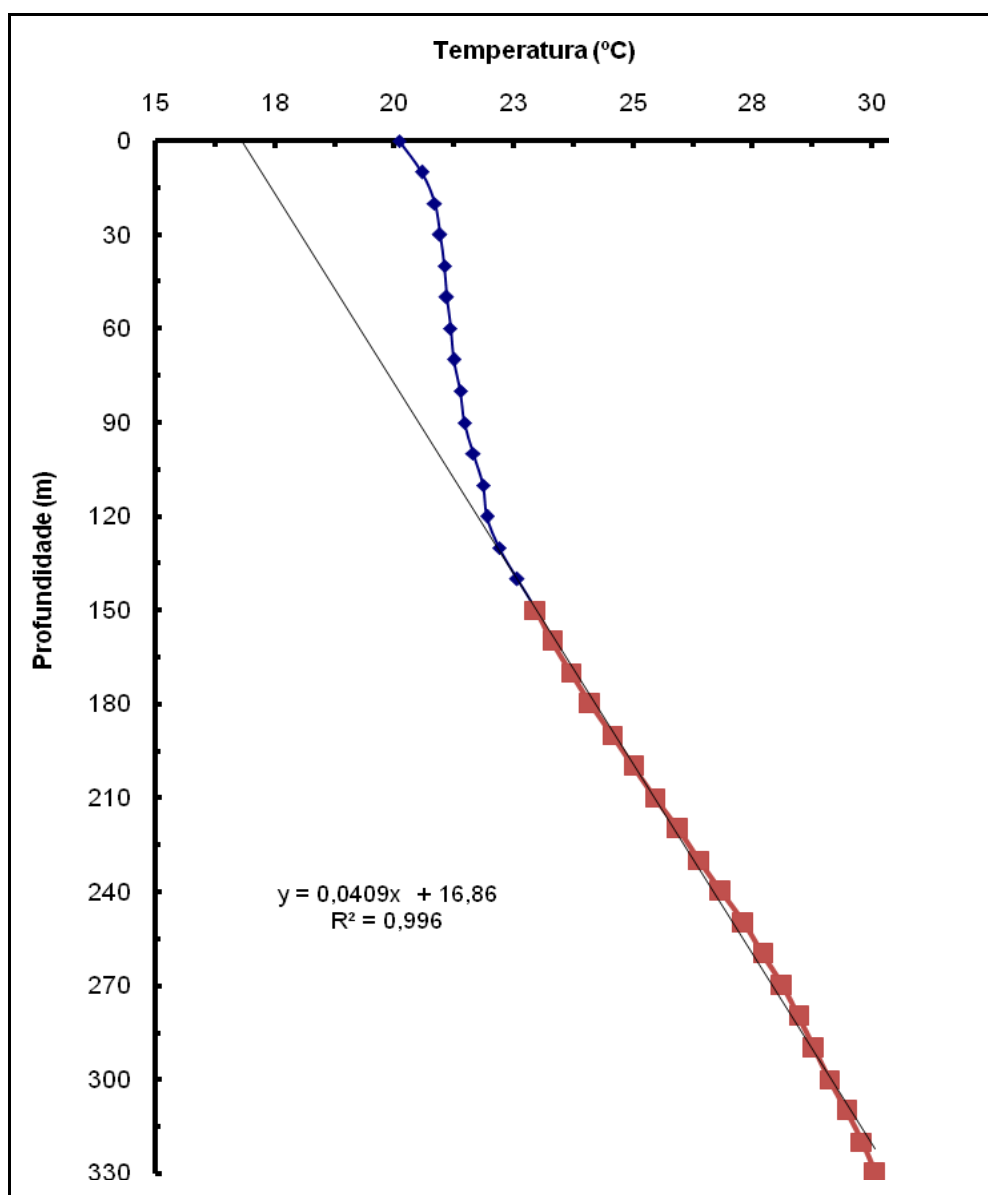


Figura 3.2 – Perfilagem obtida no poço 5CA-20-RS em Rio Pardo no Rio Grande do Sul.

O gradiente térmico de 40,9 °C/km constatado na figura anterior, foi obtido pelo ajuste de temperaturas da região menos perturbada (cor em vermelho) nos mostrando que quanto melhor for a técnica de perfilagem, mais preciso será o perfil de temperaturas em subsuperfície.

3.1.2 – Calibração

Testes de calibração do equipamento de perfilagem foram efetuados antes e após as principais etapas dos trabalhos de campo. Os termistores não são termômetros absolutos, portanto há necessidade de sua calibração utilizando os termômetros padrão.

No presente caso utilizou-se um termômetro de Platina de alta precisão. A relação entre a resistência (R) do termistor e a temperatura absoluta (T) é geralmente dada sob a forma:

$$R = R_0 e^{\left(B \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right)} \quad (3.1)$$

onde R_0 é a resistência na temperatura T_0 e B a constante característica do material. O coeficiente de temperatura do termistor é, portanto:

$$\alpha = \frac{dR}{R dT} = -\frac{B}{T^2} \quad (3.2)$$

Os testes de calibração em termistores são efetuados freqüentemente devido à deriva de suas características elétricas. Nos testes de calibração, utiliza-se uma relação empírica do tipo:

$$\ln(R) = A + \frac{B}{T} + \frac{C}{T^2} \quad (3.3)$$

onde $\ln(R)$ é o logaritmo neperiano da resistência (R) do termistor, T a temperatura absoluta em grau Kelvin (K), e A , B e C as constantes características do termistor em ohms. Com uso da equação (3.3) a resposta do sensor torna-se quase linear, permitindo desta forma alcançar precisões relativas da ordem de 0,001 °C.

Abaixo apresentamos uma calibração realizada no equipamento de campo no começo do projeto no Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional/MCT. À esquerda (Figura 3.3A) temos o gráfico obtido pelo termistor, mostrando que sua resistência diminui com o aumento da temperatura e à direita (Figura 3.3B) a calibração com a obtenção dos coeficientes A , B e C .

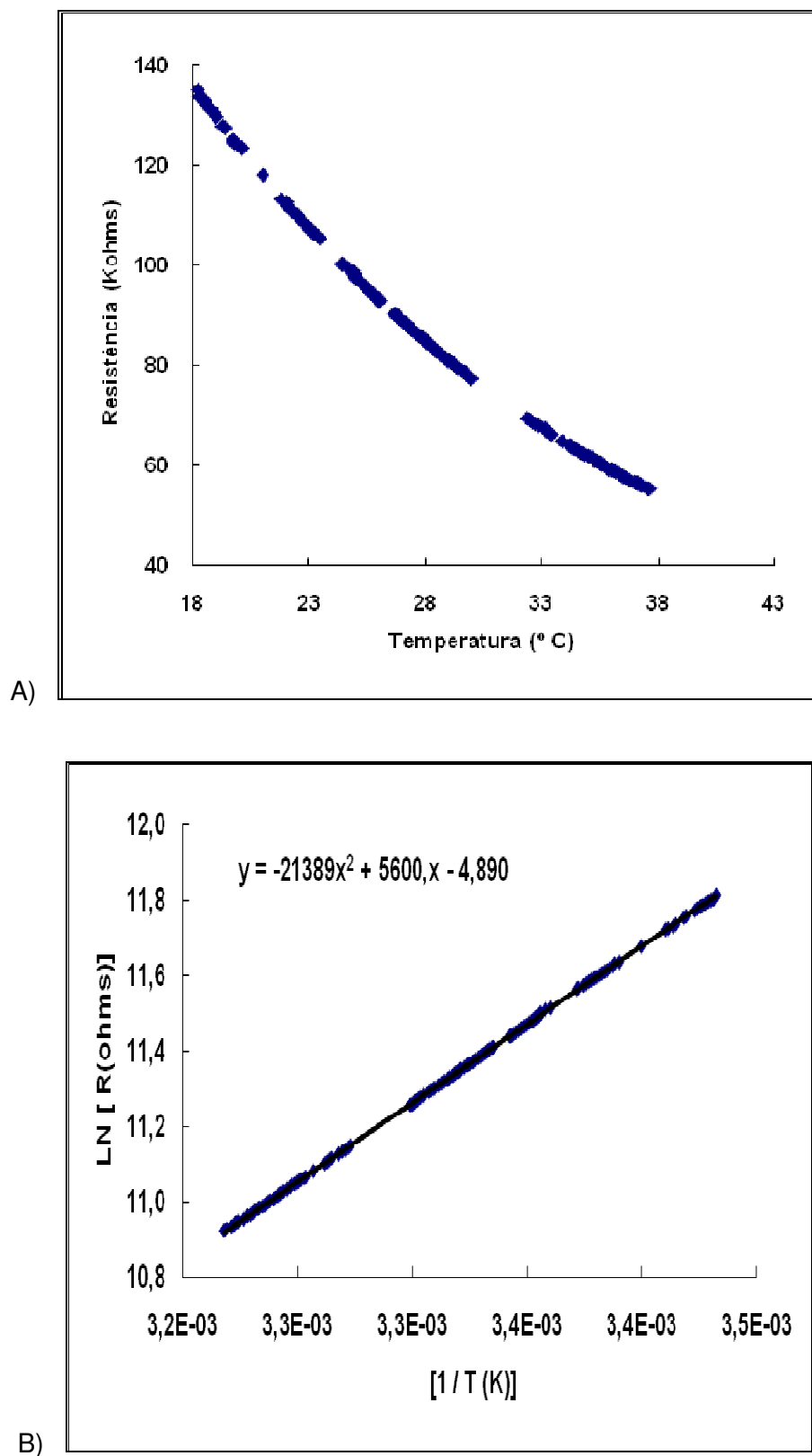


Figura 3.3 – A) Diminuição da resistência do termistor com o aumento da temperatura.

B) Correção obtendo os coeficientes A, B e C para calibração do equipamento.

Nos trabalhos de campo, as medidas foram efetuadas durante a operação de descida da sonda, minimizando desta forma as eventuais perturbações do regime térmico induzido no interior do poço, pela movimentação do cabo de perfilagem. As medidas foram realizadas em intervalos de dois metros. As leituras das resistências elétricas do sensor foram anotadas em cada intervalo cerca de 30 segundos após a parada da sonda. Este intervalo de tempo permite o alcance do equilíbrio térmico entre a sonda e o fluido do poço. Os valores medidos da resistência do termistor são transformados em temperaturas absolutas (K) utilizando os coeficientes de calibração (normalmente uma função quadrática com coeficientes A, B e C), e por fim todas as temperaturas são convertidas para graus Celsius (°C).

3.1.3 – Perfilagens térmicas

O procedimento adotado para a coleta de dados compreendeu visita ao local e verificação das condições técnicas adequadas do poço para efetuar as operações de perfilagens. Utilizaram-se fichas de identificação dos poços e planilhas para anotação dos dados de perfilagem. Na ficha de identificação são anotados dados sobre a localização, coordenadas geográficas, altitude, informações disponíveis sobre o histórico de perfuração e de bombeamento e dados complementares. A ficha inclui ainda um croqui para identificar as vias de acesso ao local. Na planilha que acompanha a ficha são anotados os dados referentes à hora local, a profundidade da sonda e a resistência elétrica do sensor. Na maioria dos casos as coordenadas e a altitude foram determinados utilizando um receptor GPS (Global Positioning System) portátil. A compilação final dos dados determina o gradiente térmico com base no Perfil Térmico. Esta operação é denominada Perfilagem.

Como exemplo, temos o gráfico da Figura (3.2), já apresentado anteriormente, cujo perfil térmico foi obtido na perfilagem do poço 5CA-20-RS em Rio Pardo no Rio Grande do Sul.

3.1.4 – Estimativas de temperaturas em subsuperfície

Métodos indiretos são geralmente utilizados para obter informações complementares sobre as temperaturas em profundidades que se encontram fora do alcance das perfurações. Entre os métodos que permitem estimativas indiretas de temperaturas em profundidades, configuram-se com destaque, aqueles baseados nas características geoquímicas de fluidos subterrâneos (Fournier e Truesdell, 1973; Truesdell, 1975; Fournier e Potter, 1982). Resultados de estudos geoquímicos indicam que a dissolução de elementos em fluidos hidrotermais é determinada em grande parte pelas temperaturas vigentes nas camadas subsuperficiais. São denominados 'termômetros geoquímicos'. Em outras palavras, o conhecimento do teor do elemento dissolvido nos fluidos emergentes permite a determinação

da temperatura do reservatório geotermal em subsuperfície. Por exemplo, o ‘termômetro de sílica’ proposto por Fournier (1991) obedece a seguinte relação:

$$T_p = [1309/(5,19 - \log C)] - 273,15 \quad (3.4)$$

onde T_p é a temperatura em profundidade, em graus Celsius, do reservatório geotermal em profundidade e C o teor de sílica dissolvida em partes por milhão (ppm). Nesta equação os valores dos demais constantes foram determinados com base nos dados laboratoriais de reações químicas. Há incerteza sobre a natureza das reações químicas em subsuperfície e das eventuais misturas com outros fluidos na trajetória ascendente. Assim, o uso deste método é indicado somente para casos onde não há outros meios de aquisição de dados geotérmicos quantitativos. As equações utilizadas para calcular a temperatura em graus Celsius (T_p) a uma profundidade Z , via termômetro de SiO_2 foram se aperfeiçoando com o decorrer do tempo e são as seguintes:

a) Truesdell (1975):

$$T_p = [1315/(5,205 - \log C)] - 273,15 \quad (3.5)$$

b) Fournier (1991): Apresenta-se em dois casos:

-Sem perda de vapor:

$$T_p = [1309/(5,19 - \log C)] - 273,15 \quad (3.6)$$

-Perda máxima de vapor:

$$T_p = [1522/(5,75 - \log C)] - 273,15 \quad (3.7)$$

onde T_p é a temperatura em profundidade ($^{\circ}\text{C}$) e C a concentração de sílica em ppm.

3.1.4.1 – Termômetros Geoquímicos Utilizados

No presente caso foram utilizados três termômetros:

- Sílica (SiO_2),
- Sódio e Potássio (Na-K),
- Sódio, Potássio e Cálcio (Na – K – Ca).

Apresenta-se na Tabela (3.1) as relações básicas desses termômetros geoquímicos. Verma e Santoyo (1995) apresentaram novas relações empíricas para uso de termômetros geoquímicos e os seus respectivos desvios padrão:

$$T_p = C_1 + C_2 S + C_3 S^2 + C_4 S^3 + C_5 \log S \quad (3.8)$$

onde S é a concentração da sílica em ppm e os termos C_1 , C_2 , C_3 e C_4 são constantes.

O desvio Padrão (σ) da temperatura em profundidade T é obtido por:

$$\sigma_{MIN} = \sqrt{\sigma_{C1}^2 + s^2 \sigma_{C2}^2 + S^4 \sigma_{C3}^2 + S^6 \sigma_{C4}^2 + (LogS)^2 S^4 \sigma_{C5}^2} \quad (3.9)$$

No caso dos termômetros de Na-K e Na-K-Ca as relações para os desvios-padrão (σ) são respectivamente:

$$\sigma_{Na-K} = \left(\frac{A_1}{\log \frac{[Na+]}{[K+]}} + A_2 \right) \sqrt{\frac{\sigma A_1^2}{A_1^2} + \frac{\sigma A_2^2}{\left(\log \frac{[Na+]}{[K+]} \right)^2}} \quad (3.10)$$

e,

$$\sigma_{Na-K-Ca} = \left(\frac{1647}{\log \frac{[Na+]}{[K+]}} + B \left(\log \frac{\sqrt{[Ca+]}}{[Na+]} + 2,06 \right) + 2,47 \right) - 273,15 \quad (3.11)$$

Tabela 3.1 - Relações básicas dos termômetros geoquímicos. $T_0 = 273,15$ K.

Identificação	Relação entre Temperatura (°C) e a Concentração (ppm)	Comentário (°C)
Quartzo	$T = \frac{1309}{5,19 - \log(Si)} - T_0$	Sem perda de vapor $0 < T < 250$
Quartzo	$T = \frac{1522}{5,75 - \log(Si)} - T_0$	Perda máxima de vapor $0 < T < 250$
Calcedônia	$T = \frac{1032}{4,69 - \log(Si)} - T_0$	$0 < T < 250$
α - Cristobalita	$T = \frac{1000}{4,78 - \log(Si)} - T_0$	$0 < T < 250$
β - Cristobalita	$T = \frac{781}{4,51 - \log(Si)} - T_0$	$0 < T < 250$
Sílica Amorfa	$T = \frac{731}{4,52 - \log(Si)} - T_0$	$0 < T < 250$
Na - K	$T = \frac{1217}{1,483 + \log(Na / K)} - T_0$	$T > 250$
Na - K - Ca	$T = \frac{1647}{2,47 + \log(Na / K) + \beta \left[\log(Ca^{1/2} / Na) + 2.06 \right]} - T_0$	$T > 100 \beta = 4/3$ $T < 100 \beta = 1/3$

Os geotermômetros de Quartzo, Sódio, Potássio e Cálcio foram os mais utilizados no presente trabalho.

Apresentamos a seguir o resultado obtido pelo método do Quartzo (SiO_2) na localidade de Paulo de Frontin na fonte Vera Guarani, que conforme Hurter (1987) o teor de Sílica presente na água foi de 22,1 ppm. Aplicando-se a primeira fórmula da tabela anterior (3.1) e substituindo-se a incógnita Si pelo valor do teor de sílica obtemos a temperatura de 67,2 °C.

$$T_p = (1309/(5,19-\text{LOG}(\text{Si}))) - 273,15 = (1309/(5,19-\text{LOG}(22,1))) - 273,15 = 67,2 \text{ °C}$$

Com base na temperatura encontrada estima-se a profundidade e determina-se o gradiente e o fluxo geotérmico.

Estes métodos tendem a superestimar os valores e devem, na medida do possível, serem comparados com resultados de outros métodos.

3.2 – Condutividade Térmica

As informações sobre as propriedades térmicas das formações geológicas em subsuperfície constituem um dos acervos importantes na avaliação de recursos geotermiais. As propriedades térmicas de interesse para avaliação de temperaturas e recursos geotermiais incluem a condutividade térmica, difusividade térmica e calor específico.

Há três etapas distintas no processo de determinação experimental:

- 1 - Coleta de amostras representativas das formações geológicas;
- 2 – Preparação de amostras que preservam as propriedades originais; e
- 3 – Escolha do método experimental apropriado.

A coleta de amostras representativas das principais formações geológicas constitui a primeira etapa na determinação de propriedades térmicas. Na ausência de testemunhos de sondagem dos poços antigos optou-se pela coleta de amostras de afloramentos, representativas das formações geológicas locais.

No presente trabalho foram utilizadas amostras coletadas pelo Departamento de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ), resultados de medidas realizadas durante o decorrer deste projeto em trabalhos de campo na Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) e também na Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), e os resultados serão apresentados no Capítulo 4.

Apresenta-se a seguir uma descrição resumida da metodologia adotada junto com resultados de medidas diretas dessas propriedades.

3.2.1 – Metodologia experimental

Foram utilizados dois métodos para a determinação da condutividade térmica: o da Fonte Linear de Calor e Fonte Planar de Calor.

a) Fonte Linear de Calor: O princípio deste método pode ser compreendido com base na solução da equação de transmissão de calor apropriada para o caso de fonte linear de calor num meio infinito (Carslaw e Jaeger, 1959) apresentada a seguir:

$$T = \frac{Q \ln(t)}{4\pi\lambda} + c \quad (3.12)$$

onde Q é a taxa de produção de calor por unidade de tempo e comprimento, λ a condutividade térmica, t o tempo após o início do ensaio e T a temperatura. A relação linear entre a temperatura (T) e o logaritmo de tempo (t) permite a determinação da condutividade térmica da amostra, desde que se conheça o valor de taxa de aquecimento (Q). Um ensaio inicial com uso de um material padrão cuja condutividade térmica seja conhecida permite a determinação do valor efetivo de Q .

A equação (3.12) pode ser facilmente adaptada para caso do meio semi-infinito (isso é: o fluxo de calor ocorre em geometria de 2π):

$$T = \frac{Q \ln(t)}{2\pi\lambda} + c \quad (3.13)$$

Ambos os casos representados nas equações (3.12) e (3.13) podem ser utilizados para determinação de condutividade térmica. Contudo, questões práticas na preparação de amostras determinam a escolha. Geralmente, o caso representado pela equação (3.12) é utilizado para amostras de sedimentos e de calha enquanto o caso da equação (3.13) é mais conveniente para amostras sólidas.

O dispositivo experimental para o método de Fonte Linear de Calor, construído no Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional é constituído dos seguintes componentes:

1º) Sensor Agulha: Consiste de uma agulha de aço inoxidável da Fenwall Electronics (K1137A), com um fio aquecedor e um sensor de termistor em seu interior. O diâmetro da agulha é de 1mm e seu comprimento é de 90 mm. Do conector, saem as conexões da resistência de aquecimento à fonte de alimentação e do termistor ao multímetro. A resistência elétrica do fio aquecedor é 360 ohms e a do termistor, à temperatura de 25 °C, é 930 ohms.

2º) Fonte de Corrente Constante: É uma fonte ajustável entre 1 a 20 V_{CC} , por meio de um potenciômetro no painel frontal. Este módulo faz a conversão de voltagem/energia de 110 V_{CA} para 20 V_{CC} / 150 mA. Os terminais do fio aquecedor são conectados à fonte de corrente contínua e os do termistor ao multímetro. No painel traseiro, encontra-se um conector BNC

com saída de sinal de 5V/1Hz com a finalidade de habilitar o multímetro para as leituras de resistência elétrica.

3º) Multímetro: Este instrumento é utilizado no sistema experimental para a leitura de resistência elétrica. Recebe o sinal para leituras, por meio do conector 'External Trigger', vindo da fonte de corrente constante e, depois, envia as leituras efetuadas ao computador por meio de um cabo serial RS-232.

4º) Computador: É utilizado para a aquisição automática de dados. Recebe as leituras do multímetro via cabo serial RS-232. A aquisição dos dados é facilitada com o uso de um programa em linguagem BASIC. No caso de sedimentos a agulha é inserida num recipiente contendo a amostra.

A geometria do ensaio é obviamente de meio infinito, já que o calor liberado na agulha flui em todas direções. No caso de amostras sólidas utiliza-se uma placa base de poliestireno expandido, que serve como isolante térmico, simulando desta forma o caso do meio semi-infinito para propagação de calor liberado na agulha. O diagrama esquemático deste arranjo experimental é ilustrado na Figura (3.4). A amostra é colocada de forma a cobrir a parte central da agulha. Daí, ao acionar a fonte, inicia-se a liberação de calor no interior da agulha, o que induz na mesma, variações de temperatura. O aumento de temperatura da agulha depende em grande parte do fluxo de calor para a amostra, o que, por sua vez, é proporcional a sua condutividade térmica.

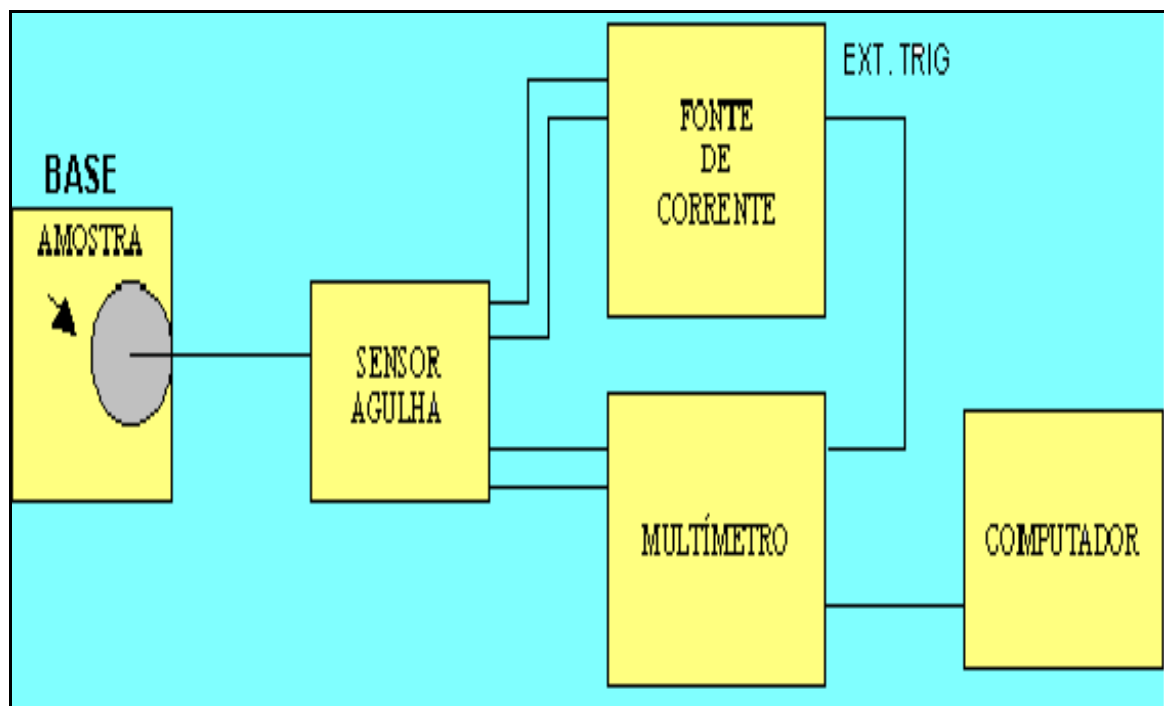


Figura 3.4 - Esquema experimental para medição de condutividade térmica pelo método da fonte linear de calor.

O sistema é calibrado através de um disco padrão, cuja condutividade térmica é conhecida. A taxa de aquecimento (Q) é calculada utilizando a relação:

$$Q = \frac{i^2 R_f}{L} \quad (3.14)$$

onde: i representa a corrente, R_f a resistência do fio aquecedor e L o comprimento da agulha.

A partir do acionamento do sistema fonte-agulha, inicia-se a medição dos valores de resistência elétrica do termistor e do tempo. A duração do ensaio é limitada a 60s em função das dimensões físicas finitas da amostra e da agulha. Por fim, os valores de resistência são convertidos em temperatura utilizando-se os coeficientes de calibração do sensor.

No caso de uso da placa base para amostras sólidas é necessário introduzir uma correção para o fator geométrico, já que ocorre uma perda pequena de calor na própria placa base. A equação apropriada neste caso é dada por:

$$T = \frac{Q \ln(t)}{F \pi \lambda} + C \quad (3.15)$$

onde Q é a taxa de produção de calor por unidade de tempo e comprimento, λ a condutividade térmica, t o tempo após o início do ensaio, T a temperatura e F o fator geométrico do ensaio, cujo valor estaria entre 2 e 4.

Um ensaio inicial com uso de um material padrão cuja condutividade térmica é conhecida permite a determinação deste fator. Nota-se que o declive da relação linear entre T e $\ln(t)$ permite a determinação do fator F , dado por:

$$F = \frac{Q}{B \pi \lambda} \quad (3.16)$$

Como exemplo ilustrativo, apresenta-se na Figura (3.5) os resultados experimentais ilustrando a relação linear entre a temperatura e logaritmo do tempo obtido para um material padrão utilizado no Laboratório de Geotermia (ON/MCT). Neste exemplo a taxa efetiva de aquecimento utilizado foi de 5,5 J/m.s e o valor do coeficiente angular é 0,29, o que indica uma condutividade térmica de 3,0 W/m K para a amostra.

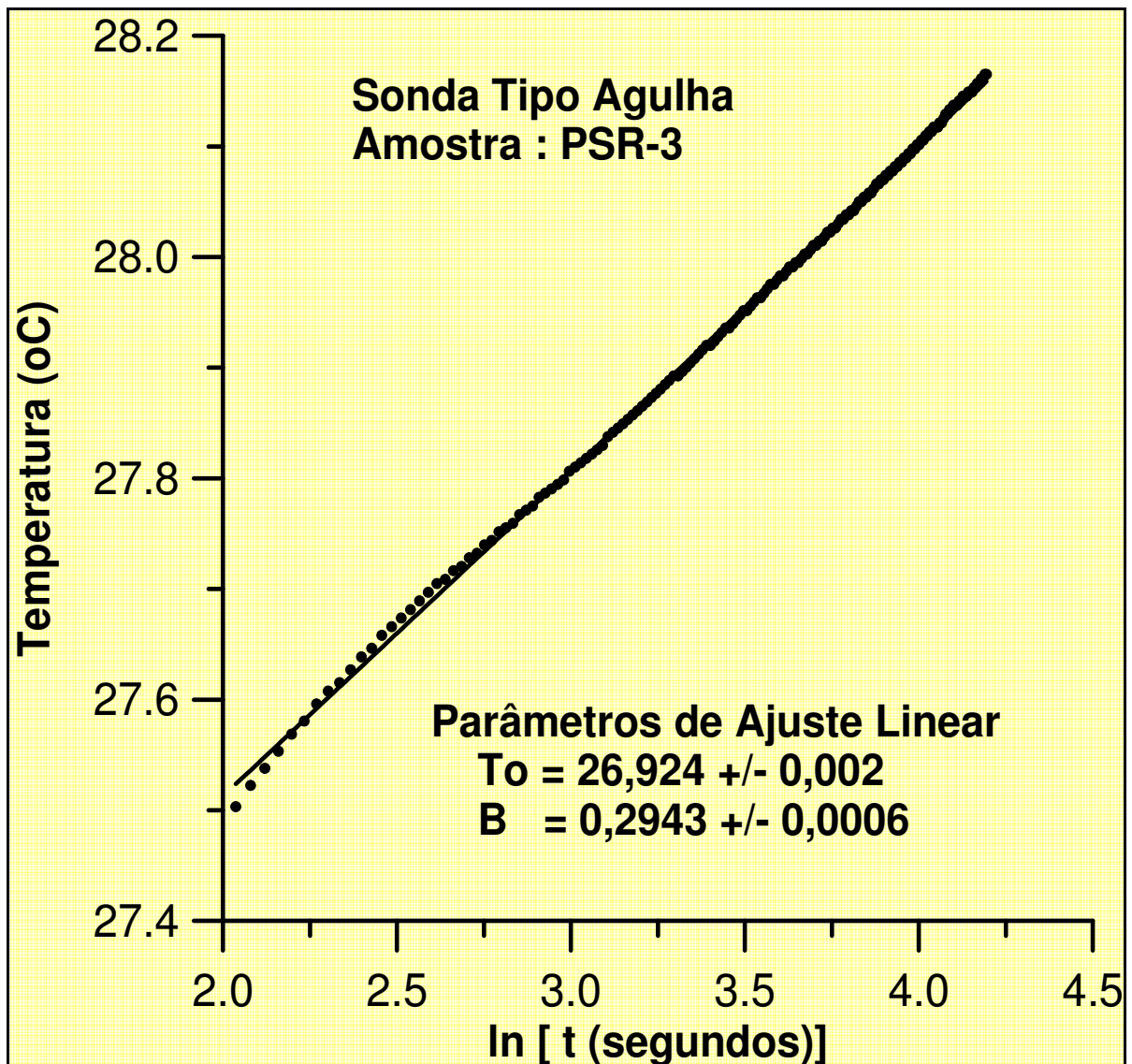


Figura 3.5 – Relação linear entre a temperatura e logaritmo do tempo num material padrão.

b) Fonte Planar de Calor: O método de fonte planar de calor foi desenvolvido inicialmente por Mongelli (1968). O princípio deste método pode ser compreendido com base na solução da equação de transmissão de calor apropriada (Carslaw e Jaeger, 1959):

$$T = Q \left(\frac{t \rho c}{\pi \lambda} \right)^{1/2} e^{-\frac{(x-x')^2}{4\kappa t}} - \frac{Q|x-x'|}{2\kappa\rho c} \operatorname{erfc} \frac{|x-x'|}{2\sqrt{\kappa t}} \quad (3.17)$$

onde: Q é a taxa de produção de calor por unidade de tempo e área unitária, λ a condutividade térmica, t o tempo após o início do ensaio, T a temperatura e κ a difusividade térmica. A relação entre a temperatura (T) e o tempo (t) permite a determinação da condutividade térmica da amostra, desde que se conheça o valor efetivo de (Q). Um ensaio

inicial com uso de um material padrão cuja condutividade térmica é conhecida permite a determinação deste fator. O dispositivo experimental para o método de Fonte planar de Calor utilizado no presente trabalho é da marca Isomet, modelo 104 fabricado pela companhia Applied Precision da República Slovákia. O desenho esquemático deste equipamento é ilustrado na Figura (3.6).

A vantagem principal deste instrumento é a presença do módulo interno do microprocessador que automatiza a coleta de dados sobre a variação de temperatura do disco metálico durante o ensaio e integração de curva de tempo – temperatura. O visor LCD ('Liquid Crystal Display') apresenta valor de condutividade térmica como resultado final desta aquisição e do processamento.

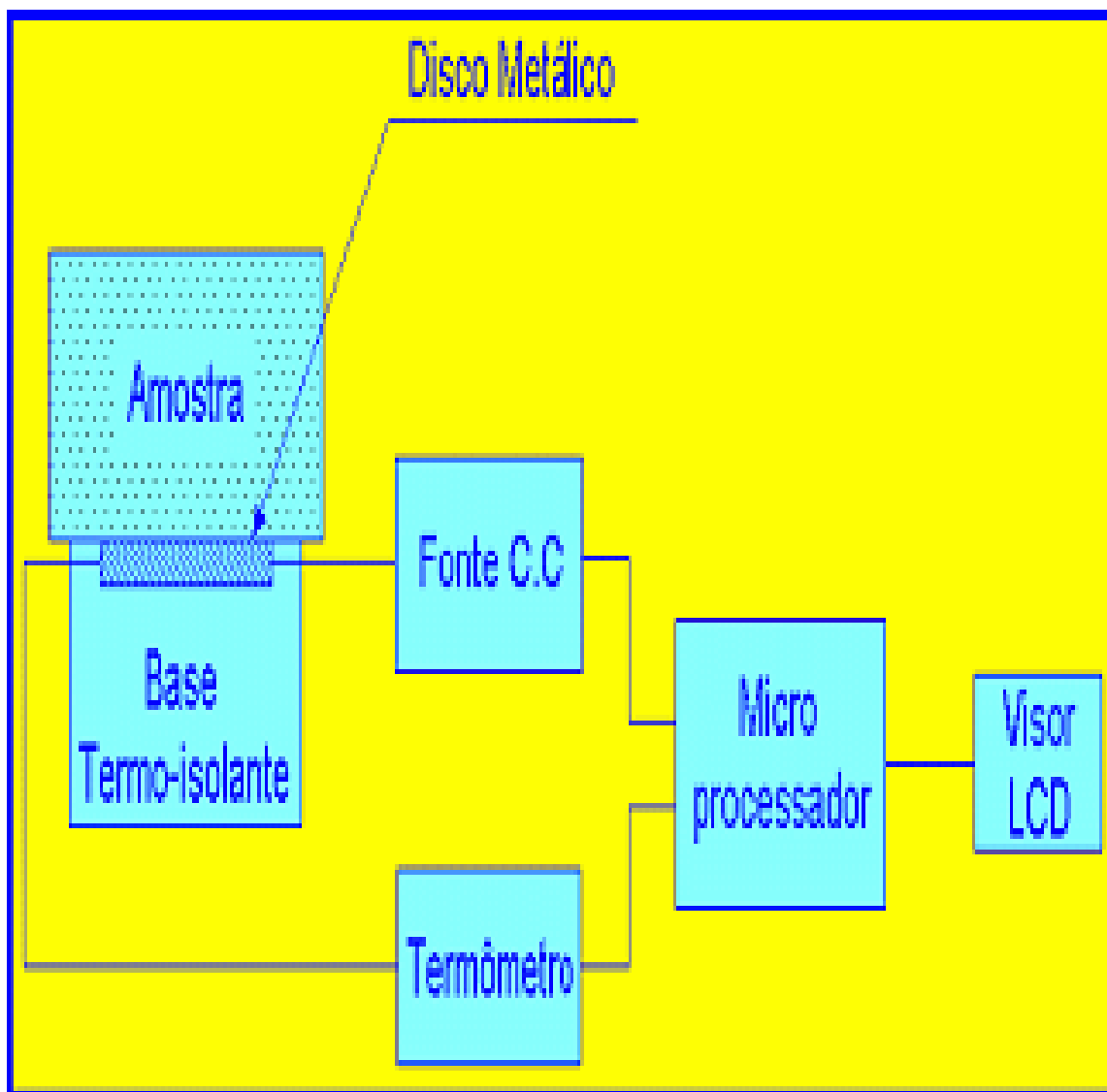


Figura 3.6 – Esquema do equipamento ISOMET para medição de condutividade térmica pelo método da fonte planar de calor.

A outra vantagem deste instrumento é a capacidade do seu microprocessador para implementar algoritmos do procedimento complementar sugerido inicialmente por Jaeger (1959), pelo qual é possível determinar a difusividade térmica da amostra. A disponibilidade de valores de condutividade e a difusividade permitem ainda o cálculo de calor específico.

3.3 – Métodos de Determinação de Gradientes Geotérmicos

Os Gradientes térmicos foram determinados com base em métodos, a saber: convencional (CVL), temperaturas do fundo do poço (CBT e BHT), temperatura do aquífero (AQT) e geoquímico (GCL). Em trabalhos anteriores, realizados nas décadas 1970 e 1980, os gradientes térmicos foram determinados pelo método convencional (Vitarello, et al., 1980; Eston et al., 1981), em seguida Hurter (1987) utilizou o método geoquímico para obter estimativas do gradiente térmico das áreas de fontes termiais.

No presente trabalho, as determinações complementares de gradientes térmicos foram efetuadas utilizando o método convencional (CVL), método temperatura do fundo do poço (CBT e BHT) e as estimativas geoquímicas (GCL). Convém notar que a escolha do método de gradiente foi, em grande parte, determinada pela natureza dos dados primários coletados.

O uso dos métodos AQT e GCL depende da disponibilidade de dados da temperatura média anual do solo/superfície. No presente trabalho foram utilizados dados de temperatura média anual da superfície, obtidos do Atlas climatológico do Brasil e os que constam no sítio web do INMET.

Os detalhes de procedimentos utilizados nesses métodos foram apresentados por Hamza e Muñoz (1996), Hamza et al. (2005) e Gomes e Hamza (2005).

Apresentam-se, nas subseções a seguir, os princípios básicos dos métodos supracitados para a determinação de gradientes térmicos juntos com os resultados obtidos com eles.

3.3.1 – Convencional (CVL)

É o método tradicional empregado na determinação de gradiente geotérmico (Γ). O método foi utilizado para casos onde as camadas geológicas são lateralmente homogêneas, possuem propriedades térmicas constantes e possuem grandes espessuras em relação aos intervalos de medidas.

A implementação deste método é geralmente constituída de três partes distintas. Na primeira parte, efetua-se a escolha do intervalo de profundidade apropriado para a determinação do gradiente. Esta escolha leva em consideração o número de dados de temperatura no intervalo (de profundidade) e informações de perfil litológico do poço. O

intervalo deve estar preferencialmente livre de qualquer processo de perturbação, capaz de afetar o regime geotérmico local. Após a escolha do intervalo de profundidade, o valor do gradiente é determinado pelo método de ajuste linear aos dados de profundidade (z_i) e temperatura (T_i), obtidas nas perfilagens térmicas.

Geralmente, o erro percentual na determinação de profundidade é pequeno em relação ao de temperatura. Desta forma, a profundidade pode ser considerada como variável independente e a temperatura como variável dependente. O método dos *mínimos quadrados* permite estimar os valores dos coeficientes de ajuste linear.

Em trabalhos anteriores, realizados nas décadas 1970 e 1980, os gradientes térmicos foram determinados pelo método convencional (Vitarello, et al., 1980; Hamza et al., 1981) foram novamente compilados e nos levantamentos complementares do presente trabalho o método convencional (CVL) foi utilizado nas determinações de gradiente térmico em 142 localidades. Como exemplo mostramos na Figura (3.7) o gradiente obtido pelo método CVL no poço P5-UFPR em Curitiba, cujo valor encontrado foi de 18,2 °C/km.

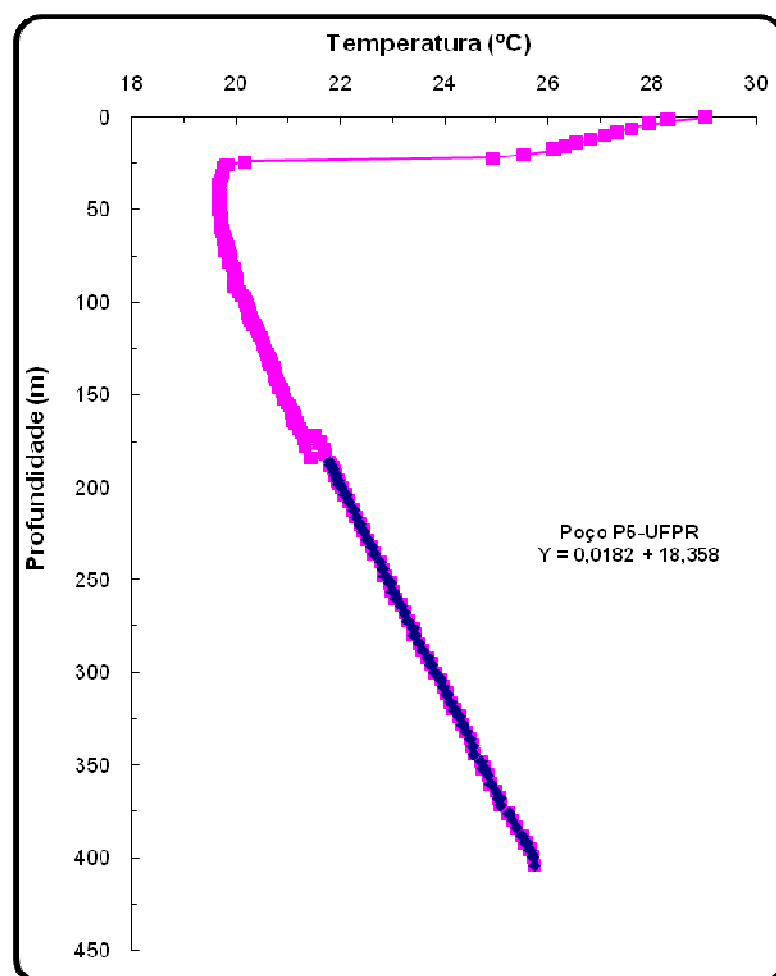


Figura 3.7 – Gradiente obtido pelo método CVL no poço P5-UFPR em Curitiba.

3.3.2 – Temperaturas do Fundo de Poço de Petróleo (BHT)

Em poços de petróleo a disponibilidade de dados de temperaturas é geralmente limitada a uma medida no fundo do poço. Este tipo de dados (conhecidos como temperatura BHT) é amplamente utilizado para determinação de gradientes térmicos em campos de petróleo (Carvalho e Vacquiers, 1977). Nas situações em que o número limitado de dados de temperatura não permite a determinação do gradiente geotérmico das camadas, é possível calcular o "gradiente aparente" (Γ) através da relação:

$$\Gamma = \frac{T_{BHT} - T_s}{Z} \quad (3.18)$$

onde T_{BHT} é a temperatura do fundo do poço, T_s a temperatura média anual da superfície naquele local e Z a profundidade do poço. No presente trabalho o método (BHT) foi utilizado para determinação de gradiente térmico em 99 localidades. Como exemplo mostramos na

Figura (3.8) o gradiente obtido pelo método BHT no poço 2-RP-001-PR, cujo valor foi corrigido pelo método AAPG (1976) é de 25 °C/km.

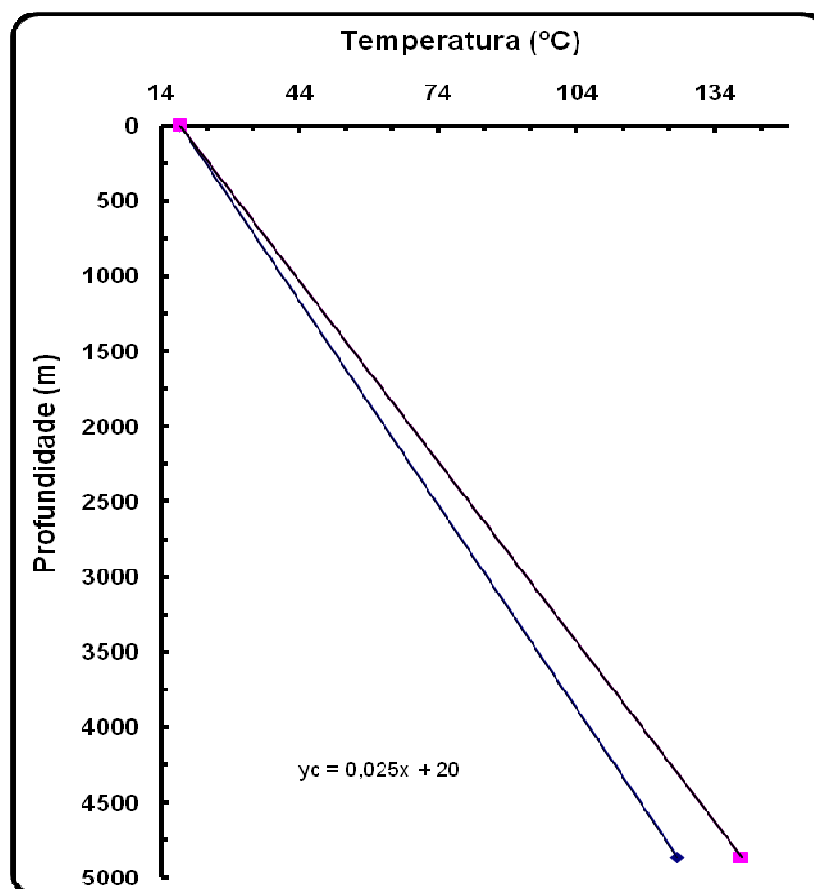


Figura 3.8 – Gradiente obtido pelo método BHT no poço 2-RP-001-PR.

3.3.3 – Temperatura Estável de Fundo de Poço (CBT)

Uma variante do procedimento acima descrito pode ser adaptado para determinação de gradientes térmicos em casos onde o transporte de calor por fluxos de fluidos perturbam o regime térmico condutivo no seu interior.

O princípio deste método, denominado aqui como método CBT, é baseado na suposição de que as perturbações térmicas geradas pelos movimentos de fluidos induzidos pelo próprio poço tornam-se praticamente nulas na parte inferior do poço (Ribeiro, 1987). Conseqüentemente, as medidas de temperaturas estáveis no fundo do poço podem ser utilizadas na determinação do gradiente térmico, desde que conheça a temperatura média anual da superfície. Neste caso, a relação entre a temperatura do fundo do poço (T_{CBT}) e a temperatura da superfície (T_0) é determinada pela relação:

$$T_{CBT} - T_0 = \sum_{i=1}^N (dT/dz)_i h_i \quad (3.19)$$

onde $(dT/dz)_i$ é o gradiente térmico da camada i , h_i a espessura da camada e N o número de camadas.

Caso o fluxo térmico (q) seja constante, a equação (3.19) pode ser escrita na forma:

$$T_{CBT} = T_0 + q \sum_{i=1}^N R_i h_i \quad (3.20)$$

onde R_i é a resistividade térmica da camada i . O termo da somatória se refere à resistência térmica cumulativa das formações presentes até o fundo do poço onde foi efetuada a medida de temperatura.

A equação para o fluxo térmico pode ser escrita na forma:

$$q = \left\{ \frac{(T_{CBT} - T_0)}{(Z_{CBT} - Z_0)} \right\} \left\{ (Z_{CBT} - Z_0) / \left(\sum_{i=1}^N R_i h_i \right) \right\} \quad (3.21)$$

O primeiro termo do lado direito da equação (3.21) representa o gradiente térmico aparente das camadas que se encontram no intervalo $(Z_{CBT} - Z_0)$.

No presente trabalho o método (CBT) foi utilizado para determinação de gradiente térmico em 116 localidades. Como exemplo, mostramos na Figura (3.9), o resultado obtido com este método no poço NHO-P01-SP.

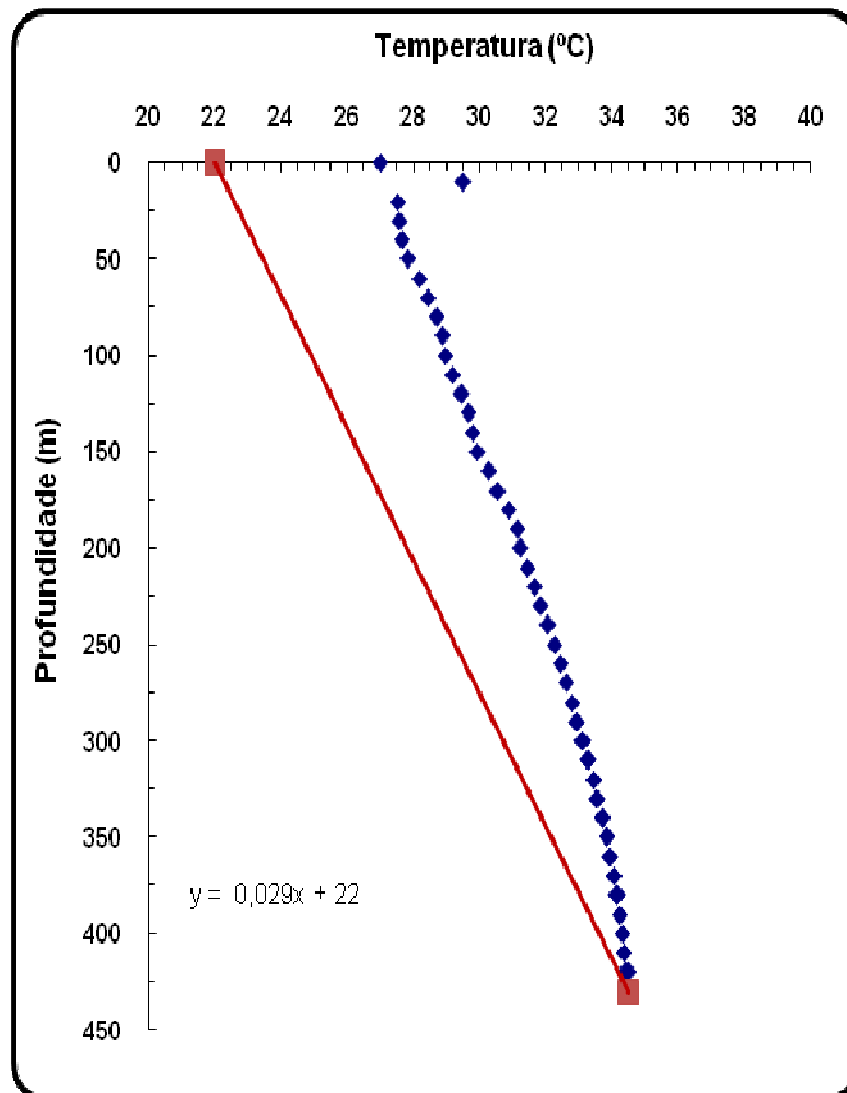


Figura 3.9 – Gradiente CBT obtido no poço NHO-P01-SP.

3.3.4 – Temperatura do Aquífero (AQT)

Este método, proposto originalmente por Santos (1986), foi empregado na determinação de gradiente geotérmico em poços onde a presença de equipamentos de bombeamento nos poços tubulares inviabiliza as operações de perfilagem térmica. O procedimento neste caso inclui medidas de temperatura d'água bombeada. Se a água extraída pela bomba é proveniente de um único aquífero confinado, é possível utilizar medidas de temperatura d'água bombeada para determinar a temperatura deste aquífero.

O método é baseado num modelo proposto por Boldizar (1958) para avaliar a perda radial de calor durante o movimento ascendente d'água no poço. De acordo com este modelo, a relação entre a temperatura da água bombeada (T_B) e a temperatura do aquífero (T_A) é dada por:

$$\frac{T_B - T_0}{T_A - T_0} = m' R \left[1 - \exp(-1/m' R) \right] \quad (3.22)$$

onde $m' = (m c)/(\lambda z)$ é o fluxo de massa adimensional, sendo m a taxa de bombeamento, c o calor específico da água, z a profundidade do aquífero e λ a condutividade térmica média da formação geológica atravessada pelo poço. R é um parâmetro dado por Birch (1947):

$$R = (1/4\pi) \int_{(r^2/4\kappa t)}^{\infty} Z^{-1} \exp(-Z) I_0(Z) dZ \quad (3.23)$$

onde r é o raio do poço, κ a difusividade térmica da formação geológica, t o tempo após o início de bombeamento e I_0 a função modificada de Bessel da primeira espécie e de ordem zero. O lado esquerdo da equação representa a *temperatura adimensional* (θ). A relação entre os parâmetros θ e m' é ilustrada na Figura (3.10).

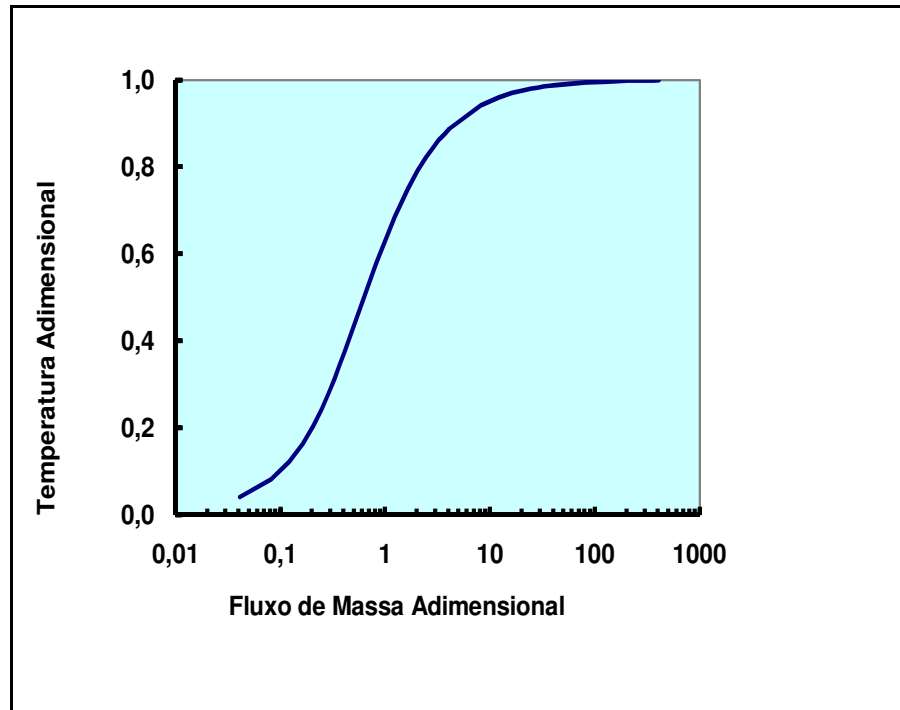


Figura 3.10 - Relação entre a temperatura adimensional e fluxo de massa em testes de bombeamento.

Nota-se que o valor de θ tende a zero quando $m' \rightarrow 0$ (caso de taxas pequenas de bombeamento). Por outro lado, valor de θ tende a seu valor máximo de um quando $m' \rightarrow \infty$ (caso de taxas elevadas de bombeamento), isto é, $T_B \sim T_A$. A curva teórica da Figura (3.10) permite a determinação de θ a partir de um valor conhecido de m' no teste de bombeamento, o que por sua vez permite a determinação da temperatura do aquífero.

3.3.5 – Estimativas Geoquímicas (Método GCL)

Swanberg e Morgan (1978) propuseram uma relação empírica entre a temperatura T_{SI} e o fluxo geotérmico (q):

$$T_{OZ} = m q + b \quad (3.24)$$

Na equação (3.11) m e b são constantes. Para o conjunto de dados utilizado por Swanberg e Morgan (1978), os valores numéricos de m e b são $680 \pm 67 \text{ } ^\circ\text{Cm}^2/\text{W}$ e $12,4 \pm 5,1 \text{ } ^\circ\text{C}$, respectivamente. Nota-se que m representa a resistência térmica cumulativa das camadas entre a superfície e o reservatório da fonte termal e b representa a temperatura média anual da superfície. Uma das suposições básicas deste método é que a temperatura de sílica está diretamente relacionada com a temperatura do reservatório geotermal em profundidade, ou seja, o equilíbrio químico é mantido durante o percurso ascendente de fluidos termais. Hurter (1987) utilizou este método, com valores apropriados de b , para estimar o fluxo geotérmico dos locais de fontes termais no Brasil.

Na aplicação do método foram utilizados valores localmente representativos dos parâmetros m e b da equação (3.12). Os valores de m para cada local foram estimados com base nas informações sobre as profundidades dos aquíferos termais. Os dados de temperatura média anual da superfície, obtidos do Atlas climatológico do Brasil e também, entre outros, no sítio web do INMET, foram utilizados na determinação de valores representativos do parâmetro b .

As relações utilizadas nas estimativas de gradientes e fluxo geotérmicos são respectivamente:

$$\Gamma = \frac{T_P - T_P}{m.k} \quad (3.25)$$

$$q = \frac{T_P - T_0}{m} \quad (3.26)$$

sendo m uma constante igual a $680 \pm 67 \text{ } ^\circ\text{C.m}^2.\text{W}^{-1}$ e T_0 a temperatura média anual da superfície. Os valores de Z e K são para rochas sedimentares de $Z=1,4$ e $K= 2,1$ e para rochas ígneas e metamórficas $Z= 2,0$ e $K=3,0$. Neste caso, Z e K referem-se respectivamente à profundidade e condutividade térmica.

Uma variante do método GCL utiliza informações geológicas para estimar a geometria do sistema de circulação de fluidos subterrâneos. Os valores de gradiente e fluxo geotérmico são calculados pelas relações:

$$\Gamma = \frac{T_r - T_0}{H} \quad (3.27)$$

$$q = K \frac{(T_r - T_0)}{H} \quad (3.28)$$

onde T é a temperatura do reservatório estimado com base em dados de termometria química e H é a profundidade do reservatório hidrotermal estimado com base em modelos geológicos do sistema hidrotermal.

No presente trabalho o método GCL foi utilizado para determinação de gradiente térmico em 188 localidades. Apresentamos abaixo na Figura (3.11) resultados da fonte termal de Gravatal que com Geotermômetro de Sílica apresentou 9,6 ppm resultando numa temperatura de 37,9 °C com reservatório estimado a 500m de profundidade. Utilizando-se uma temperatura média de superfície de 22 °C obtivemos um gradiente de 31,8 °C/km.

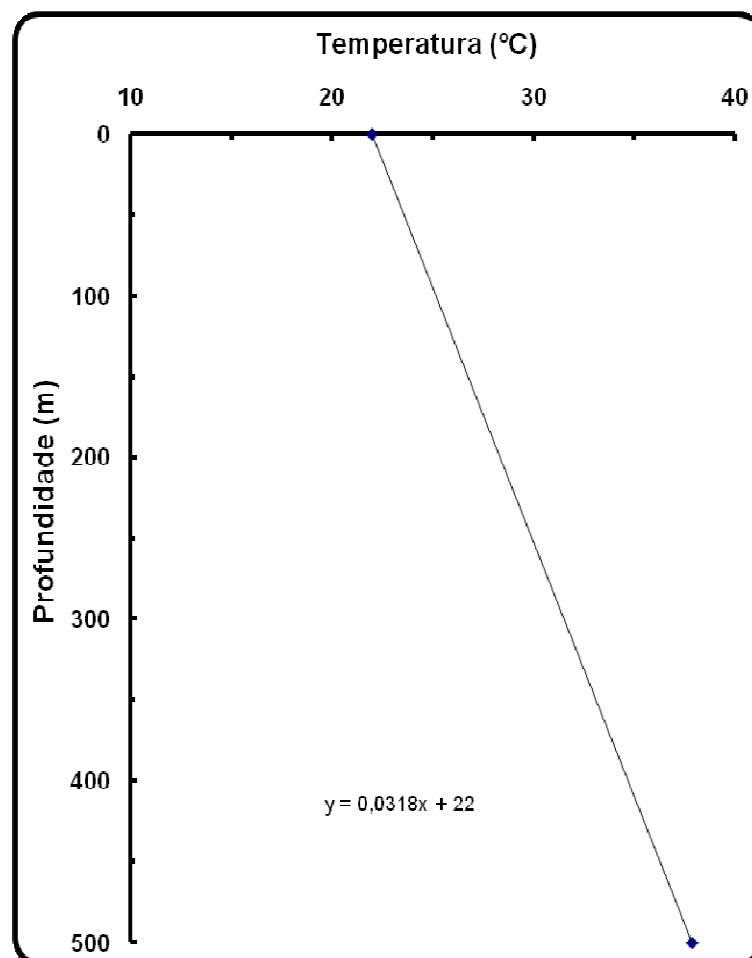


Figura 3.11 – Gradiente térmico GCL obtido na fonte termal de Gravatal.

3.3.6 – Método de Galerias Subterrâneas – MGT

Utilizado para determinação de fluxo geotérmico em minas subterrâneas (Birch, 1960) e seu gradiente é calculado com base em medidas de temperaturas em furos laterais em galerias ou túneis subterrâneas. A metodologia de determinação do gradiente e fluxo térmico é a mesma do método convencional. O fluxo geotérmico pode ser determinado pela relação:

$$q = G * K \quad (3.29)$$

ou,

$$q = (T_1 - T_0) / \sum_{i=1}^n \left(\frac{E_i}{K_i} \right) \quad (3.30)$$

onde G é o gradiente geotérmico, K é a condutividade térmica média do material, onde T_1 e T_0 são temperaturas em profundidade Z_1 e Z_0 respectivamente. E_i e K_i são as condutividades térmicas da camada i e n é o número de camadas. A escolha da equação depende da disponibilidade de dados de temperatura e condutividade térmica.

Abaixo temos como exemplo os resultados obtidos no Gradiente da Mina Cuiabá em Sabará, Minas Gerais, com base nos valores de temperatura apresentados na Tabela (3.2) variação da temperatura obtida em furos dentro das galerias realizados em profundidade por nível.

Tabela 3.2 - Temperaturas obtidas em furos dentro das galerias e realizados em profundidade por nível na Mina Cuiabá em Sabará, Minas Gerais.

Local	Elevação (m)	Profundidade (m)	Temperatura (°C)	
	1019	0	-	-
nível 1	907	112	-	-
nível 2	-	-	-	-
nível 3	785	234	-	-
nível 4	717	302	20,35	19,19
nível 5	653	366	21,5	21,33
nível 6	585	434	22,82	22,18
nível 7	521	498	25,35	25,02
nível 8	453	566	27,39	27,17
nível 11	257	762	30,65	31,69

3.4 – Fluxo Geotérmico

A densidade de fluxo de calor é a transmissão de energia por unidade de área e por unidade de tempo. No caso de variação unidimensional de temperaturas, o fluxo de calor é determinado pela relação de Fourier:

$$q = -\lambda \Gamma = -\lambda \cdot (dT / dx) \quad (3.31)$$

onde λ é a condutividade térmica, e Γ o gradiente térmico. O sinal negativo indica fluxo de calor na direção oposta à do gradiente térmico.

A equação para o caso de fluxo em três dimensões é determinada pela seguinte relação:

$$q = -\lambda \text{ grad}(T) = -\lambda \nabla T \quad (3.32)$$

Apesar da simplicidade da relação (3.32) a sua utilização para determinação de fluxo geotérmico depende das características dos dados de gradiente e de condutividade térmica. No método CVL a média harmônica de condutividade térmica é multiplicada pelo gradiente térmico do intervalo em questão, para obter o valor do fluxo geotérmico (q):

$$q = \Gamma \lambda_m \pm \sigma_q \quad (3.33)$$

No método CBT o valor do fluxo geotérmico é dado pela relação:

$$q = (T_{CBT} - T_0) / \sum_{i=1}^N R_i h_i \quad (3.34)$$

onde T_{CBT} é a temperatura estável do fundo do poço, T_0 a de superfície, R a resistência térmica e h a espessura da camada em questão. A equação (3.25) pode ser escrita na forma:

$$q = \left\{ \frac{(T_{CBT} - T_0)}{(Z_{CBT} - Z_0)} \right\} \left\{ (Z_{CBT} - Z_0) / \left(\sum_{i=1}^N R_i h_i \right) \right\} \quad (3.35)$$

Na equação (3.35) o primeiro termo do lado direito representa o gradiente térmico aparente das camadas que se encontram no intervalo ($Z_{CBT}-Z_0$). Este gradiente é freqüentemente designado de 'gradiente BHT'.

No método de termometria geoquímica (GCL) utiliza-se a relação empírica proposta por Swanberg e Morgan (1985):

$$q = (T_{QZ} - T_0) / m \quad (3.36)$$

T_{QZ} representa temperatura de sílica, T_0 a temperatura média anual da superfície e m uma constante cujo valor é $680 \text{ }^{\circ}\text{Cm}^2 / \text{W}$.

3.5 – Correções Aplicadas

A avaliação dos efeitos das eventuais perturbações nas medidas experimentais é um dos passos importantes na análise de dados geotérmicos obtidos no campo.

O primeiro passo na implementação das correções é a avaliação das escalas espaciais e temporais das perturbações. Alguns destes processos (tais como efeitos das atividades de perfuração) operam apenas em escala local, mas há outros (tais como topografia e movimentos de água subterrânea) que se manifestam em escala regional. Efeitos climáticos se manifestam como perturbações em escala global. É importante levar em consideração também as escalas de tempo das perturbações. Por exemplo, a duração dos efeitos térmicos de perfuração é, geralmente, comparável ao tempo de perfuração e, conseqüentemente, uma das formas de minimizar o problema seria repetir as medidas (supondo que isso seja prático do ponto de vista operacional), após um período conveniente. Obviamente, em casos das perturbações que operam em escalas de tempo geológico, essa opção torna-se inviável.

3.5.1 – Correção dos Efeitos de Perfuração

Durante a perfuração dos furos ou poços, uma quantidade considerável de água ou lama é injetada dentro do furo a fim de esfriar a broca de perfuração. Intercâmbios térmicos induzidos pela circulação de fluidos geram perturbações térmicas no interior do poço. A atenuação desta perturbação depende do tempo de circulação de fluidos e da temperatura de injeção, entre outros. É obvio que as medidas efetuadas logo após a perfuração devem ser corrigidas, para obter as temperaturas não perturbadas das formações. As perturbações térmicas são oriundas de dois processos que atuam em sentidos opostos:

- 1 - aquecimento devido à liberação de calor de atrito entre a broca de perfuração e a formação rochosa que está sendo perfurada;
- 2 - esfriamento devido ao fato de que o fluido injetado se encontra, geralmente, em temperaturas menores do que as temperaturas *in-situ* das formações geológicas em profundidades.

Em profundidades relativamente pequenas (de ordem de alguns centenas de metros) a magnitude do primeiro processo (de aquecimento) é superior ao do segundo (do esfriamento). O resultado é a elevação de temperaturas em profundidades rasas. Em profundidades maiores ocorre o contrário, sendo que o efeito de esfriamento devido à

circulação de fluidos de perfuração torna-se maior do que o efeito de aquecimento. Conseqüentemente, há um esfriamento nas partes profundas do poço. Em outras palavras, há duas zonas distintas de perturbação térmica, conforme ilustrada no esquema da Figura (3.12). Nesta figura a linha pontilhada indica a distribuição de temperaturas anteriores à perfuração enquanto a linha tracejada indica temperaturas logo após a perfuração.

Vários modelos foram propostos para avaliar os efeitos perturbadores das atividades de perfuração. Ribeiro e Hamza (1986), apresentaram uma revisão dos modelos teóricos propostos na literatura, incluindo também comparações, suas vantagens e desvantagens. Abordarei somente os dois modelos mais utilizados na literatura.

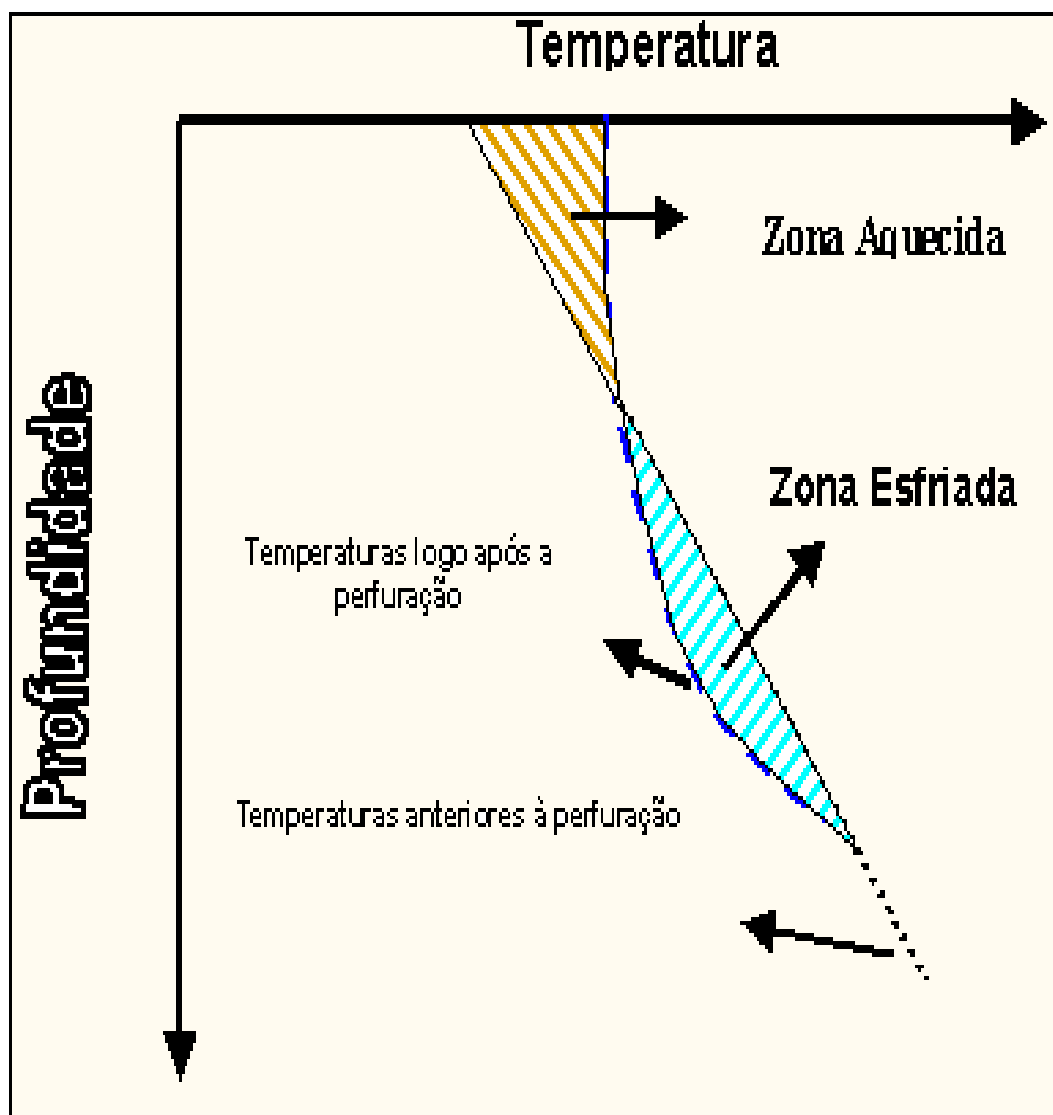


Figura 3.12 – Representação esquemática de perturbação nas temperaturas causadas pelas atividades de perfuração.

A) Modelo de Fonte Linear de Calor: Este modelo, freqüentemente utilizado na indústria de petróleo, é conhecido como *método Horner*. A suposição básica é que a liberação de calor durante a perfuração pode ser considerada como equivalente a uma fonte linear de calor num meio infinito. Se a taxa de liberação de calor é constante ao longo do eixo do poço, a perturbação na temperatura T no instante do tempo t , após o início da perfuração é dada por:

$$T(t) = \frac{q}{(4\pi\lambda)} \left[\ln \frac{4\kappa t}{r^2} - \gamma \right] \quad (3.37)$$

onde q é a taxa de liberação (ou absorção) de calor pelas atividades de perfuração, λ a condutividade térmica, κ a difusividade térmica, r o raio do poço e γ um constante.

O efeito de cessar a perfuração no instante t pode ser considerado como o início da atividade de uma fonte negativa de calor ($-q$). Em outras palavras, a temperatura anômala após um tempo t_p (tempo decorrido após a parada da circulação) pode ser considerada como a soma de duas perturbações: uma com $+q$ operando no tempo $(t+t_p)$, e outra com $-q$ no tempo (t_p) . Assim, a perturbação total é dada por:

$$T(t) = (q/4\pi\lambda) [\ln(1+t/t_p)] \quad (3.38)$$

Reformulando a relação na equação (3.38) em termos da temperatura da parede do poço não afetada por atividades de perfuração (T_F) e a temperatura observada (T_M) temos:

$$T_M = T_F + (q/4\pi\lambda) [\ln(1+t/t_p)] \quad (3.39)$$

Desta forma a determinação de temperatura não perturbada (T_F) pode ser efetuada por métodos gráficos, já que a equação (3.39) representa uma relação linear entre T_M e $[\ln(1+t/t_p)]$. Nota-se que para valores elevados de t_p o segundo membro do lado direito da equação torna-se nulo, permitindo a determinação de temperatura não perturbada da formação. No entanto, uma limitação prática freqüentemente, não permite parada da circulação de lama no poço por tempos longos.

B) Modelo de Fonte Cilíndrica de Calor: Uma aproximação melhor da perturbação térmica devida à perfuração do poço é considerá-lo como equivalente a uma fonte continua de temperatura constante e de superfície cilíndrica. O esboço teórico deste modelo foi elaborado por Bullard (1954) e Jaeger (1956). A evolução da temperatura após a parada de circulação de lama neste caso é dada:

$$\frac{T_{fp} - T_l}{T_f - T_l} = 1 - F(\alpha, \tau) \quad (3.40)$$

onde T_{fp} , T_l e T_f são respectivamente as temperaturas do fundo do poço, da lama de perfuração e da formação geológica na profundidade correspondente a T_{fp} . $F(\alpha, \tau)$ é a função tabelada (Bullard, 1954):

$$F(\alpha, \tau) = \frac{4\alpha}{\pi^2} \int_0^\infty \frac{\exp(-\tau u^2)}{\Delta u} \frac{du}{u} \quad (3.41)$$

onde α é duas vezes a razão entre as capacidades caloríficas do meio geológico ($\rho_r c_r$) e do fluido de perfuração ($\rho_f c_f$) e τ representa o tempo adimensional. Valores destes parâmetros são dadas pelas relações:

$$\alpha = 2 \frac{\rho_r c_r}{\rho_f c_f} \quad (3.42)$$

$$\tau = \frac{\lambda \Delta t}{\rho c r_w^2} \quad (3.43)$$

Na equação anterior λ é a condutividade térmica da formação geológica, Δt o tempo decorrido após a parada da circulação da lama e r_w o raio do poço.

Da equação (3.41) temos ainda:

$$\Delta u = [u J_0(u) - \alpha J_1(u)]^2 + [u Y_0(u) - \alpha Y_1(u)]^2 \quad (3.44)$$

sendo que $J_N(u)$, $Y_N(u)$ são funções Bessel de ordem N da primeira e da segunda espécie. O lado esquerdo da equação representa a temperatura adimensional (θ), que varia linearmente com os valores da função $F(\alpha, \tau)$. Portanto cálculo desta função permite determinação da temperatura não perturbada da formação (T_f).

Resultados de simulações numéricas com base nesses dois modelos indicam que a magnitude da perturbação é significativa somente em casos onde a perfuração é efetuado em tempos não superior a três vezes o tempo de perfuração.

No presente estudo, os *períodos de repouso* de todos os poços perfilados estavam acima desse valor. Desta forma a correção de perfuração foi efetuada somente para este poço. Os resultados obtidos indicam que a correção é cerca de 10%.

3.5.2 – Correção Topográfica

O efeito de topografia induz fluxos laterais de calor e conseqüentemente há um decréscimo de gradiente térmico nos locais de elevações (morros), e aumento do mesmo em

locais de depressões (vales). Os fatores responsáveis por este comportamento são a topografia e a queda na temperatura da superfície com altitude.

Existem ainda influências de outros fatores secundários, relacionados com as características do relevo, tais como vegetação, movimento de água subterrânea e características micro-climáticas locais. Diversos modelos foram propostos para efetuar correções dos efeitos do relevo.

A escolha do modelo deverá ser efetuada após um exame detalhado das características do relevo e seu histórico de evolução. Por exemplo, se a idade do relevo é grande, em relação ao tempo de propagação das perturbações térmicas nas camadas superiores, é possível supor que o regime térmico é estacionário. Por outro lado, se os processos geológicos (tais como soerguimento, erosão, subsidência e deposição), que contribuíram para o relevo atual, são recentes, a evolução dos efeitos térmicos pode apresentar variações temporais.

No presente estudo, a área de estudo é praticamente isenta de atividades tectônicas recentes, permitindo uso do modelo de regime estacionário. O procedimento adotado aqui é baseado num método proposto por Bullard (1954, 1965), pelo qual a perturbação de temperatura no local de um poço devida à topografia é dada por:

$$\delta T(0,0,z) = (\Omega - \Gamma) \int_0^\infty \frac{\rho(z+h_0)d\rho}{[\rho^2 + (z+h_0)^2]^{3/2}} \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} [h(\rho,\phi) - h_0] d\phi \quad (3.45)$$

onde $z = -h(x,y)$, h é a altitude, h_0 a altitude do local do poço, T é a temperatura em sub superfície, T_0 a temperatura em h_0 , λ a condutividade térmica, Γ o gradiente geotérmico não afetado pelos efeitos de relevo, Ω o gradiente térmico do ar e ρ a distância radial.

A variação em profundidade da perturbação é dada pela derivada:

$$\frac{\partial(\delta T)}{\partial z} = (\Omega - \Gamma) \int_0^\infty \frac{[\rho^2 - 2(z+h_0)^2]\rho d\rho}{[\rho^2 + (z+h_0)^2]^{5/2}} \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} [h(\rho,\phi) - h_0] d\phi \quad (3.46)$$

A avaliação da perturbação requer cálculos das integrais. Na computação da segunda integral a função $h(\rho, \phi)$ é avaliada pelo seu valor médio.

Na prática a área em volta do poço é dividida em seções por vetores radiais e círculos concêntricos com raios ρ_i ($i = 0, 1, 2, 3, \dots, n$, e $\rho_0 = 0$), conforme ilustrado na Figura (3.13).

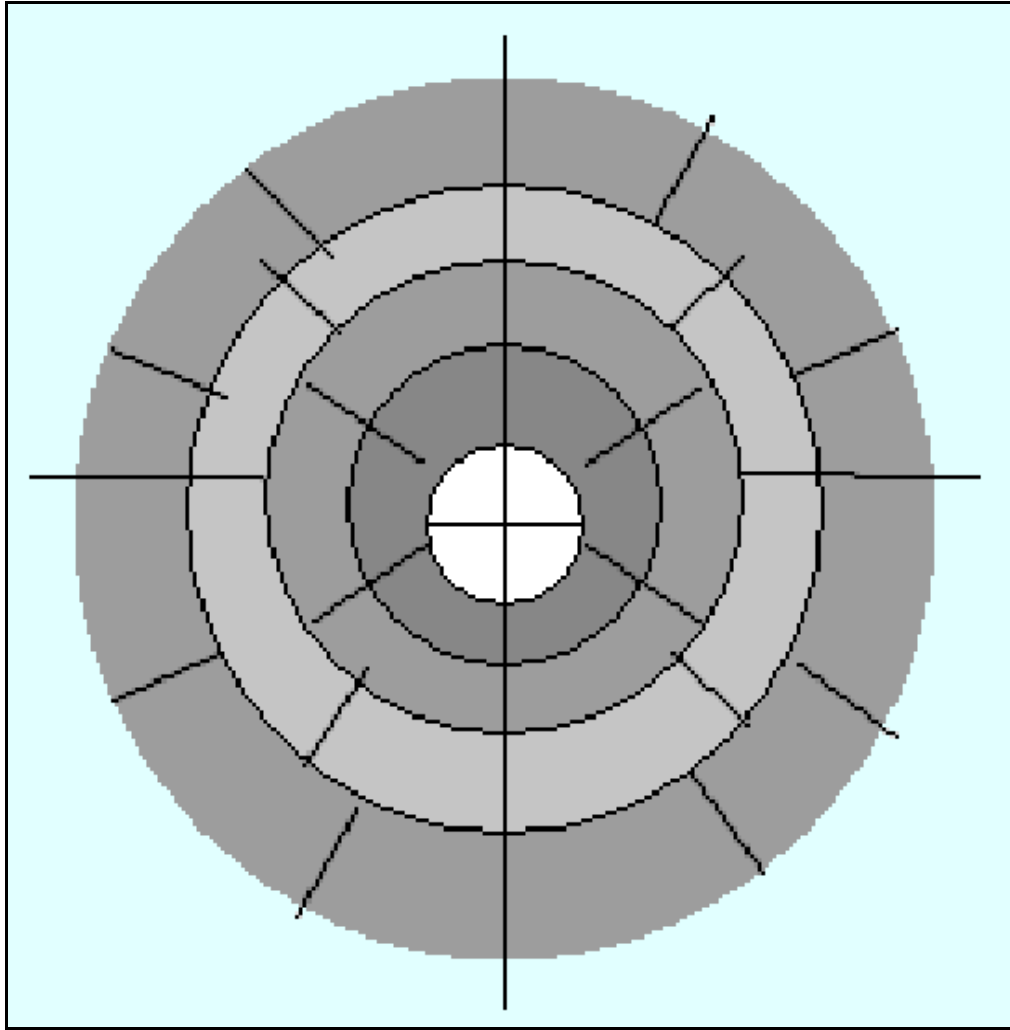


Figura 3.13 – Esquema para divisão da área em volta de poço por vetores radiais e círculos concêntricos. O círculo é dividido em setores relacionados com a distância.

A altitude representativa de cada subseção é lida a partir de cartas topográficas, o que permite a determinação da *altitude média ponderada* (A_i) de cada seção circular compreendida no intervalo de raios $\rho_{i-1} < \rho < \rho_i$. Em outras palavras a segunda integral é avaliada pela relação:

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} [h(\rho, \phi) - h_0] d\phi = \sum_{i=1}^n A_i / n \quad (3.47)$$

A primeira integral, em (3.45) pode ser calculada utilizando o somatório:

$$\sum_{i=1}^N \frac{4(z+h_0)(\rho_i - \rho_{i-1})}{\left[1 + \frac{4(z+h_0)^2}{(\rho_i + \rho_{i-1})^2}\right]^{3/2}} \quad (3.48)$$

onde usamos as relações: $\rho = (\rho_{i+1} + \rho_i) / 2$ e $d\rho = (\rho_{i+1} - \rho_i)$

O esquema de valores sugeridos pela Comissão Internacional de Fluxo Térmico – IHFC é apresentado na Tabela (3.3). É importante verificar a contribuição dos círculos externos. Caso esta contribuição seja superior a 0,05 °C é necessário incluir nos cálculos efeitos de topografia de áreas com raios maiores.

No procedimento prático, os valores corrigidos de temperaturas são utilizados no cálculo de um novo gradiente. Caso este gradiente esteja significativamente diferente da estimativa inicial é necessário repetir o processo de cálculo, adotando este valor do gradiente como a nova estimativa.

Tabela 3.3 – Tabela de círculos com a distância e número de vetores a partir do poço, necessários para a correção dos efeitos de temperatura de acordo com IHFC.

Número de Círculos	Distância a partir do poço (m)	Nº de vetores radiais
1	50	4
2	200	6
3	350	6
4	500	8
5	1000	12
6	1600	16
7	2250	16
8	3250	24
9	4750	32
10	6000	32
11	9000	32
12	15000	32

Utilizou-se o programa computacional TOPCOR em linguagem FORTRAN, utilizado para o cálculo da correção topográfica com base em Gomes e Hamza (2003).

Na Figura (3.14) temos o gradiente corrigido dos efeitos de topografia na Mina Cuiabá em Sabará, Minas Gerais para o conjunto de todas as medidas.

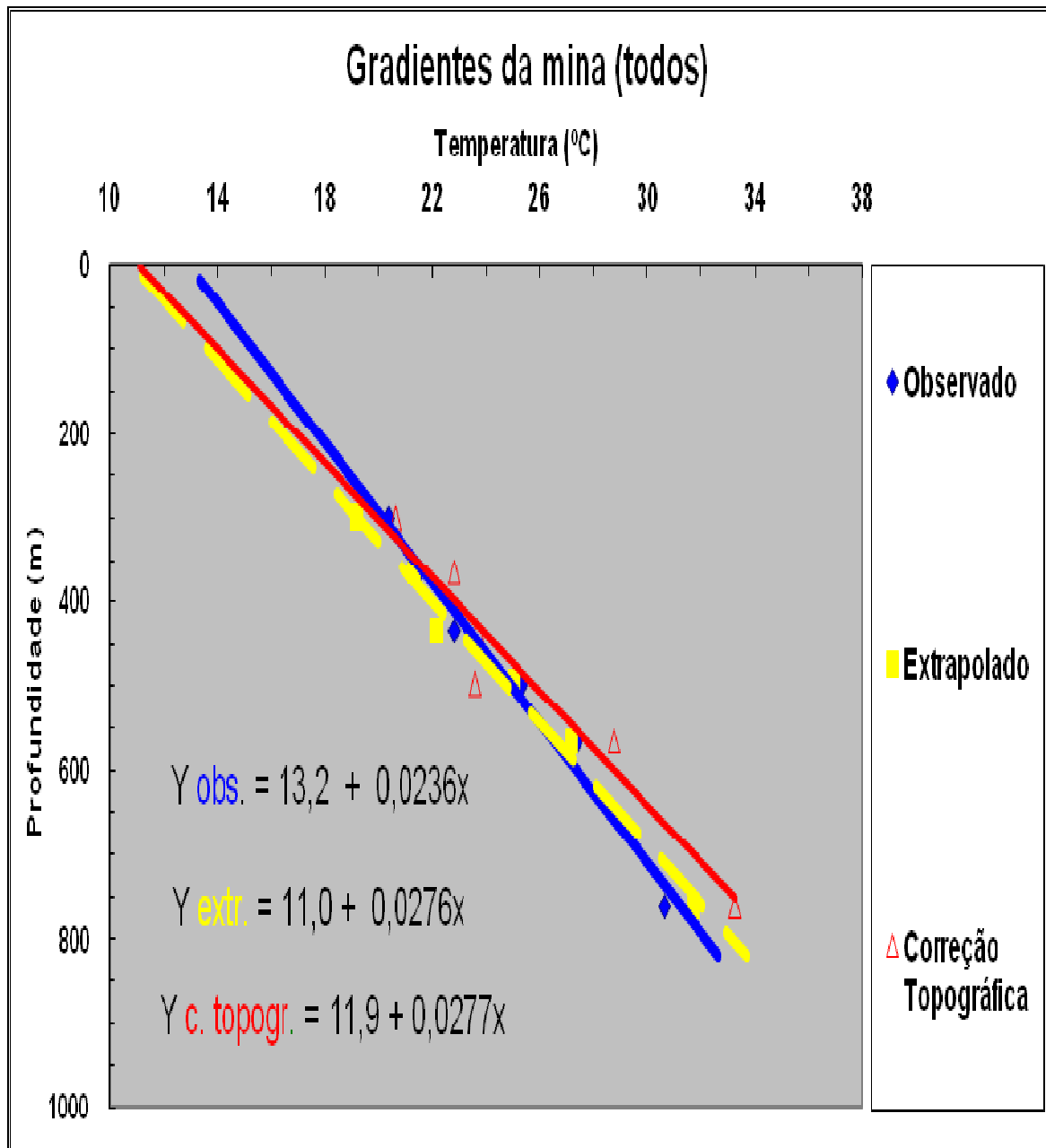


Figura 3.14 – Correção topográfica de todos os gradientes observados na Mina Cuiabá.

3.5.3 – Correção Climática

Mudanças climáticas são geralmente acompanhadas de variações na temperatura da superfície. As variações climáticas observadas são em parte devido à mudança na cobertura

vegetal e em parte devido ao efeito estufa em escala global. Penetração em profundidade dessas variações geram perturbações no regime térmico da camada superior. Conseqüentemente, os campos geotérmicos das camadas profundas sofrem perturbações em locais de mudanças climáticas.

No continente Sul Americano, os estudos realizados por Hamza e Muñoz (1996) e Hamza e Dias (2003), constataram a existência de aumentos de temperaturas na superfície ocorridos nos últimos séculos em diversos locais do Brasil (Cavalcanti e Hamza, 2003). Os efeitos térmicos das variações climáticas se encontram sobrepostos à taxa de aumento de temperaturas determinados pelo gradiente geotérmico local.

As perturbações térmicas induzidas por variações climáticas de longo período penetram em profundidades muito superiores àquelas das variações anuais. No entanto, esta penetração ocorre de forma lenta, devido à baixa difusividade térmica dos materiais geológicos.

Procedimento Adotado: A distribuição vertical de temperaturas na camada sub-superficial, na presença de variações climáticas é dada por:

$$T = T_0 + g.z + V \quad (3.49)$$

onde T_0 é temperatura da superfície, g o gradiente geotérmico não afetado por variações climáticas e V a soma dos efeitos paleoclimáticos. Vários métodos foram propostos para determinar as correções dos efeitos paleo climáticos. De acordo com o modelo apresentado por Birch (1947) é possível mostrar que a perturbação de temperatura (V) na profundidade (z) devido a uma mudança climática abrupta é dada por:

$$V = V_0 \left[1 - \operatorname{erf} \left(z / \sqrt{4\kappa t} \right) \right] = V_0 \operatorname{erfc} \left(z / \sqrt{4\kappa t} \right) \quad (3.50)$$

onde V_0 representa a magnitude da variação de temperatura, t a idade do evento climático e κ a difusividade térmica do meio geológico. A soma dos efeitos climáticos é dada por:

$$V(z) = \sum_{i=1}^{\infty} A_i \left[\operatorname{erf} \left(z / \sqrt{4\kappa t_i} \right) - \operatorname{erf} \left(z / \sqrt{4\kappa t_{i-1}} \right) \right] \quad (3.51)$$

onde A_i é a mudança na temperatura no intervalo de tempo $t_{i-1} < t < t_i$ e κ a difusividade térmica da formação geológica local. O termo entre os colchetes é designado como ‘*lembrança*’ de efeito climático em sub superfície.

O procedimento de correção consiste em elaborar um conjunto de curvas teóricas dos prováveis valores de magnitudes e idades dos efeitos climáticos (valores de A e t) e comparar os resultados com os dados observados. A escolha final dos valores desses parâmetros é determinada pelo método de mínimos quadrados. Assim, a confiabilidade da correção climática depende da qualidade dos dados experimentais. Outra desvantagem do modelo direto é a imposição *a priori* da forma de variação paleo climática. Neste caso, há um certo grau de não-unicidade no processo de ajuste, já que há vários conjuntos de valores de A e t que dão mesmo tipo de ajuste. No presente estudo, adotou-se o seguinte procedimento para a análise de perfis térmicos:

1º – Escolha do intervalo de profundidade onde os efeitos das perturbações climáticas estão ausentes. Os dados deste intervalo são utilizados para a determinação do gradiente geotérmico local. Neste caso o gradiente foi determinado por método de mínimos quadrados utilizando dados do intervalo. A interpolação deste gradiente permitiu a determinação da temperatura média anual da superfície não afetada por variações paleoclimáticas.

2º – Eliminação do efeito do fluxo geotérmico na distribuição de temperaturas. Calcula-se para esta finalidade a temperatura residual como a diferença entre a temperatura observada e o efeito do gradiente térmico local. O perfil residual que permanece refere-se ao efeito das variações da temperatura na superfície.

3º – Análise comparativa do perfil residual de temperatura e as curvas teóricas do modelo de propagação de perturbações térmicas. O processo de ajuste de curvas teóricas inclui simulações numéricas a partir de suposições a respeito da forma como ocorre a variação climática e a idade do evento climático.

Foi utilizado o modelo teórico de propagação das perturbações térmicas, descrito por Carslaw e Jaeger (1959), na análise e interpretação das temperaturas residuais. Neste modelo a solução analítica para a perturbação climática (v) na profundidade (z) é dada por:

$$v(z) = D 2^{-n} \Gamma(n/2 + 1) i^{-n} \operatorname{erfc} \left(\frac{z}{\sqrt{4\alpha t^*}} \right) \quad (3.52)$$

onde D é a magnitude da perturbação na superfície, n é um parâmetro que determina a forma de variação climática, Γ é a função gama e $i^n \operatorname{erfc}$ é a n ésima integral da função erro

complementar, t^* a duração da perturbação climática e α a difusividade térmica do meio geológico.

As curvas teóricas referentes à solução acima foram ajustadas à perturbação observada no perfil geotérmico pelo método dos mínimos quadrados.

3.6 – Metodologia de Recursos Geotermiais

A metodologia utilizada em recursos geotermiais deve ser coerente e compatível com aquelas já utilizadas para os recursos minerais, tais como as da indústria de exploração e exploração de petróleo, urânio, carvão e outras fontes de energia (Netschert, 1958, Schurr e Netschert, 1960).

A avaliação de recursos é uma demonstração realizada para um determinado intervalo de tempo usando dados ajustados e suposições de interesses econômicos e tecnológicos, Muffler e Cataldi (1977 e 1978). Estes, recomendaram que o termo *recursos geotermiais* fique restrito à energia termal em subsuperfície. Desta forma, torna-se possível uma avaliação comparativa dos recursos geotermiais com os demais recursos energéticos existentes.

O recurso base geotermal (RB) é definido como todo o calor presente na crosta terrestre de uma área específica havendo um diferencial de temperatura entre a temperatura do recurso e a da superfície.

O recurso base acessível (ou recuperável) refere-se à energia termal em profundidades suficientemente rasas tal que possa para ser extraída por perfuração. A fração dessa parcela, que pode ser extraída economicamente e legalmente em um tempo futuro razoável é denominada reserva geotermal (ou recurso geotermal útil).

Similarmente à explicação anterior, a parte deste recurso que pode ser extraída legalmente hoje a custos competitivos com outras fontes de energia é identificada como a *reserva geotermal*.

Miller et al. (1975) propõe que o petróleo recuperável pode ser 60% do petróleo acumulado. Os cálculos de reserva assumidos para o percentual da parte que pode ser recuperada no local em relação ao recurso é denominado “fator de recuperação”. Tal fator pode ser definido em relação ao recurso ou à reserva, dependendo da nomenclatura utilizada.

A terminologia adotada para as avaliações de recursos são freqüentemente baseadas num esquema universal proposto por McKelvey (1968).

O diagrama de McKelvey (1968) enfatiza que os recursos são somente a parte acessível (recuperável) do recurso base e classifica as reservas como recursos que hoje são identificados como econômicos. A interpretação simplificada do mesmo nos mostra que

quanto mais próximo o recurso estiver da superfície e quanto maior for sua facilidade de identificação, mais viável será a sua exploração e utilização. Este diagrama vem sendo utilizado pelo Departamento de Mineração (Bureau of Mines) e o serviço geológico (USGS) dos Estados Unidos desde 1976.

No presente estudo utiliza-se o termo Recurso Base Geotermal (RB) significando toda a energia presente na crosta. O Recurso Base Unitário (RU) é o recurso presente que pode ser extraído em uma superfície unitária por m^2 . O recurso recuperável (RR) é a parte do recurso base presente nos fluidos do espaço poroso que pode ser extraída com a tecnologia atual.

A quantificação e o mapeamento dos recursos geotermiais serão apresentados com maiores detalhes no Capítulo 7 deste trabalho.

Capítulo 4 – Análises das Bases de Dados Geotérmicos

Os dados geotérmicos apresentados nesta tese incluem em sua grande parte resultados retrabalhados de investigações geotérmicas realizadas desde a década de 1970 e de dados complementares adquiridos neste projeto no período de 2004 a 2008. Dentre os trabalhos anteriores destacam-se os de Meister (1973), Vitorello et al. (1978, 1980), Hamza et al. (1978), Eston et al. (1981), Santos e Hamza (1986), Hurter (1987), Hurter e Hamza (1987), Del Rey (1989), Del Rey (1989) e Hurter e Pollack (1996). Mapeamentos geotérmicos, em escala regional de fluxo geotérmico, foram efetuadas por Hamza e Muñoz (1996), Hurter e Pollack (1996), Ferreira e Hamza (2003), Hamza et al. (2005), Gomes e Hamza (2004, 2005, 2006, 2007, 2008 e 2009), Cardoso e Hamza (2007), e Alexandrino e Hamza (2008). A maior parte, desses dados anteriores, se encontra no Banco de Dados do Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional/MCT.

As análises das bases de dados anteriores revelaram três tipos de problemas:

- 1- Baixa densidade de dados, dificultando a determinação das características geotérmicas em escala local das principais unidades geotectônicas;
- 2- Distribuição geográfica não homogênea, dificultando mapeamento geotérmico em escala regional;
- 3- Variações na qualidade oriunda das metodologias experimentais diferentes, gerando dificuldades na avaliação da confiabilidade dos resultados.

Levantamentos geotérmicos complementares foram efetuados no decorrer deste estudo, entre 2004 e 2008, na tentativa de se minimizar problemas oriundos dessas dificuldades. Porém é importante notar neste contexto que a aquisição de dados geotérmicos é uma tarefa complexa e árdua, pois depende da disponibilidade de poços, furos, minas ou túneis subterrâneos.

A maioria dos furos e poços encontrados são rasos, e muitas vezes não satisfazem as condições técnicas adequadas para obtenção de dados geotérmicos não perturbados.

Em campanhas de campo realizado no período de 2004 a 2008 utilizaram-se o equipamento de perfilagem manual do Laboratório de Geotermia do ON. Os procedimentos adotados nas operações de perfilagens são semelhantes a aquelas descritas em detalhe por Gomes e Hamza (2005). Os critérios utilizados para seleção de poços foram:

- a) Condições técnicas apropriadas para operações de perfilagem (isto é, livre da presença de bombas ou tubulações de ar comprimido);

- b) O período de repouso (isto é, tempo de não utilização do poço) ser no mínimo de 90 dias. Esta condição foi imposta para minimizar eventuais efeitos de perturbações térmicas gerados pelas atividades de perfuração e de testes de bombeamento;
- c) O relevo local relativamente plano, minimizando desta forma a presença de eventuais perturbações térmicas geradas pela topografia.

Foi possível adquirir novos dados geotérmicos em 65 localidades nos Estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Minas Gerais e Goiás. As medições de propriedades térmicas foram efetuados em 45 localidades, utilizando o dispositivo portátil ISOMET.

O acervo principal de informações reunidos nesta tese refere-se aos dados de temperaturas em subsuperfície (compilados a partir de resultados das medições em poços) e propriedades térmicas das amostras representativas das formações geológicas. Também foram compilados dados de perfis litológicos da maioria dos poços nos quais foram efetuadas as medições geotérmicas e informações sobre as características geológicas locais.

Outros dados complementares coletados incluem as temperaturas médias anuais da superfície (compilados a partir dos resultados de estudos meteorológicos, publicados na literatura), altitude e localização geográfica (coordenadas). As compilações também incluíram informações sobre as características físico-químicas das fontes termais (composição química, vazão e temperatura do surgimento).

Para agilizar as análises de recursos geotérmicos foram reunidos também dados de caráter regional sobre as propriedades hidrogeológicas, tais como porosidade e permeabilidade, das formações geológicas da bacia. As coletas de dados de caráter regional estendeu-se aos valores do campo gravitacional, do campo magnético e da altura geoidal.

Ao todo foram avaliados 545 dados geotérmicos, destes de 383 estão localizados em nove Estados do território nacional: São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Tocantins e Minas Gerais. A distribuição geográfica dos dados é ilustrada na Figura (4.1).

As compilações também incluíram informações disponíveis na literatura sobre as partes da Bacia do Paraná que se estendem para países vizinhos. Ao todo foram avaliados dados geotérmicos de 162 localidades situados nos quatro países vizinhos: Argentina, Bolívia, Paraguai e Uruguai.

Ilustra-se na Figura (4.2) a distribuição quantitativa dos dados geotérmicos em todos os países que englobam a Bacia do Paraná e seu entorno, ficando a maioria dos dados na porção Brasileira.

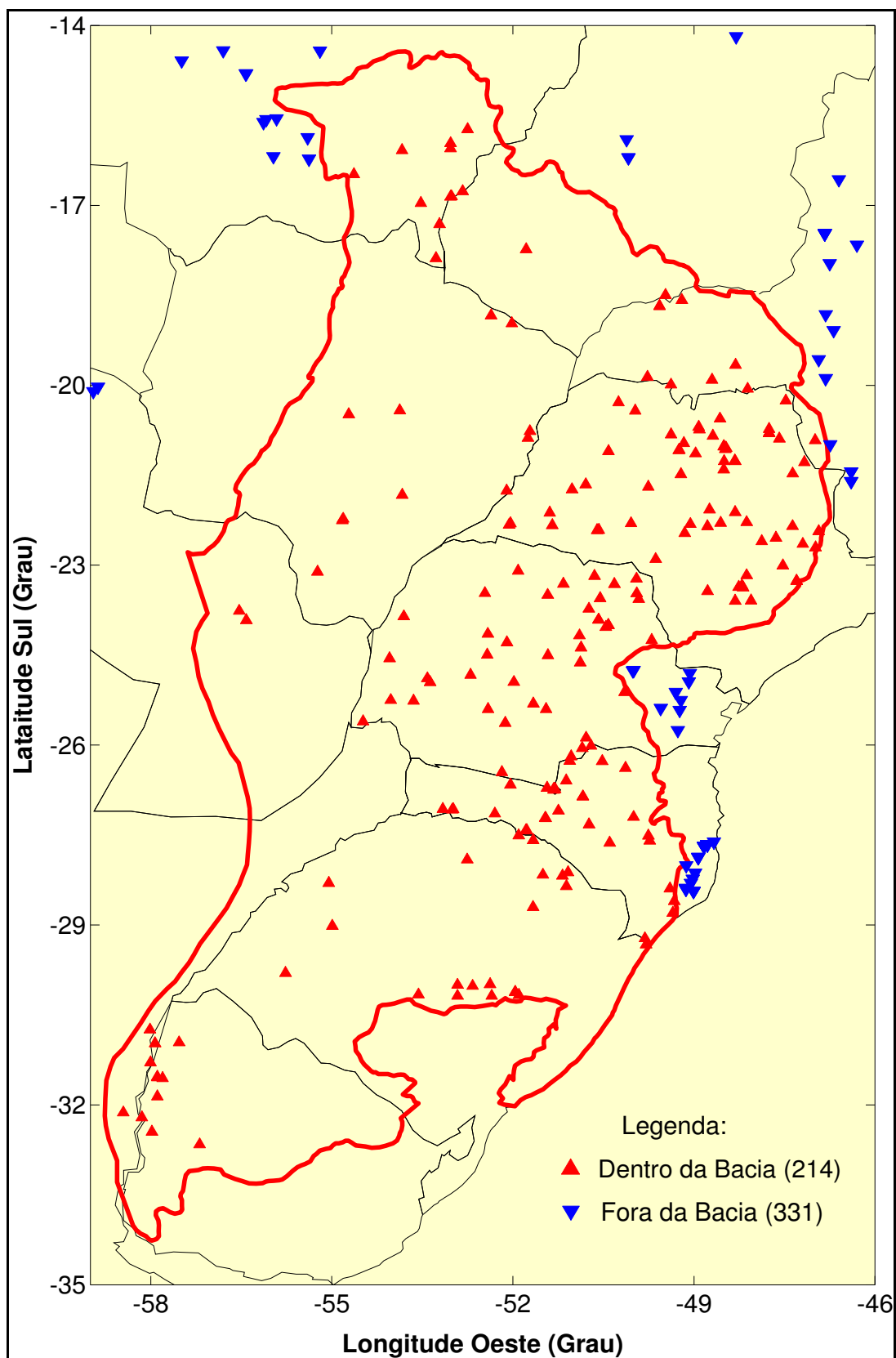


Figura 4.1 – Distribuição regional dos dados geotérmicos na Bacia do Paraná e seu entorno.

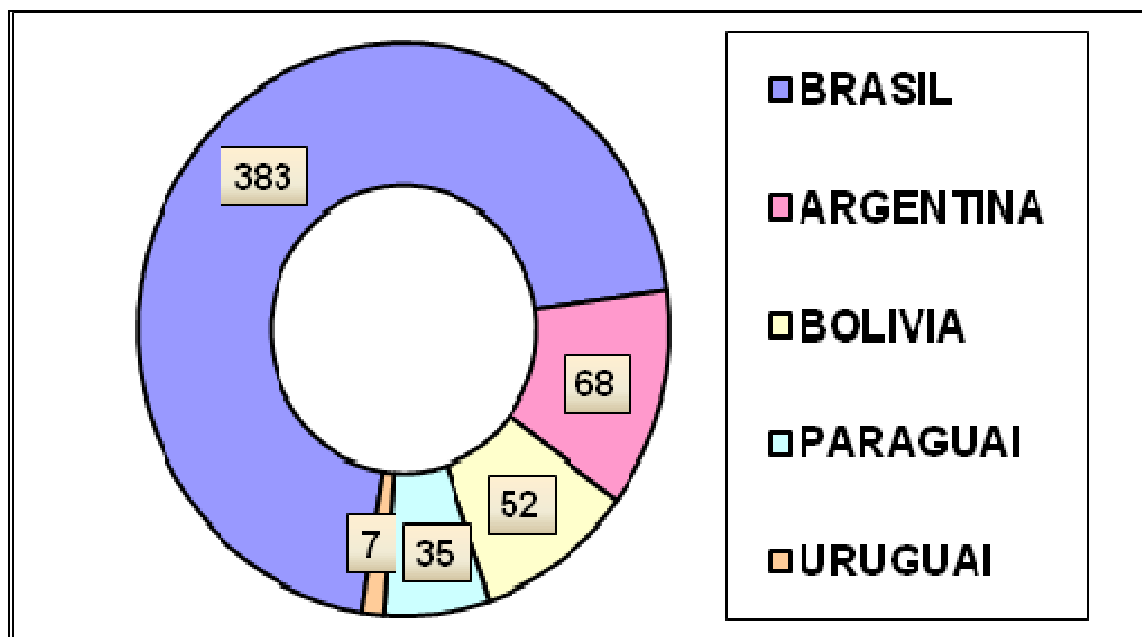


Figura 4.2 – Distribuição dos dados geotérmicos nos países que englobam a Bacia do Paraná e seu entorno.

Apresentam-se nos itens a seguir descrições resumidas das bases de dados compiladas. A maior parte dos resultados dos estudos anteriores foram devidamente reavaliados a fim de construir bases consistentes. Isso permitiu análises comparativas que levam em consideração as variações na qualidade dos dados compilados.

4.1 – Gradientes Geotérmicos

Os estudos geotérmicos realizados nas décadas de 1970 e 1980 tiveram como enfoque determinações de gradientes geotérmicos com base em dados de perfilagens térmicas. As fontes consultadas incluem trabalhos de Hamza et al. (1978), Vitorello et al. (1978), Hamza et al. (1978), Eston et al. (1981), Hamza (1982) e Hurter et al. (1983 e 1987). As fontes consultadas sobre dados geotérmicos dos países vizinhos incluem: Pesce (2001), Pesce & Lippmann (2002), Hamza et al. (2005). Consta na Tabela (4.1) a quantidade de dados geotérmicos localizados no interior ou entorno da Bacia do Paraná por País e no Brasil separados também por Estado. Incluímos Tocantins e Bolívia devido a uma possível faixa térmica anôma identificada na Borda Norte da Bacia do Paraná (Gomes e Hamza, 2007).

Tabela 4.1 – Numero de localidades com gradientes geotérmicos utilizados neste trabalho.

País/Estado		Localização Relativa		Total
		Interior	Entorno	
Território Brasileiro	SP	71	51	122
	PR	43	9	52
	SC	33	25	58
	RS	21	0	21
	MT	11	11	22
	MS	8	0	8
	MG	10	72	82
	GO	3	9	12
	TO	0	6	6
Sub-Total		200	183	383
Países Vizinhos	Uruguai	7	0	7
	Argentina	5	63	68
	Paraguai	2	33	35
	Bolívia	0	52	52
Sub-Total		14	148	162
Total		214	331	545

Verificou-se que os resultados das investigações anteriores possuem níveis de qualidade variáveis, que dependem do método utilizado na aquisição de dados primários. Mesmo existindo diferença metodológica estabelecemos o mesmo peso unitário para todos os métodos. A fim de construir uma base homogeneizada de dados decidiu-se pelo agrupamento dos valores de gradientes térmicos em cinco classes distintas conforme o método utilizado:

- 1- Convencional para furos de mineração (CVL);
- 2- Temperaturas do fundo de poços de petróleo (BHT);
- 3- Temperaturas do fundo de poços de água (CBT);
- 4- Temperatura do aquífero (AQT); e
- 5- Método geoquímico (GCL).

Encontram-se reunidos na Tabela (4.2) todos os dados de gradientes geotérmicos determinados pelos métodos acima, sendo que os dados AQT estão juntos com o CBT.

Tabela 4.2 – Total de gradientes térmicos distribuídos por País e Estado, por tipo e por localização dentro e no entorno da área da Bacia do Paraná.

País/ Estado	Dados de Gradientes Térmicos por método utilizado								Total
	CVL		BHT		CBT		GCL		
	Dentro	Entorno	Dentro	Entorno	Dentro	Entorno	Dentro	Entorno	
SP	25	33	16	0	14	11	16	7	122
PR	12	2	4	0	5	2	22	5	52
SC	4	0	21	0	0	0	8	25	58
RS	6	0	12	0	3	0	0	0	21
MT	5	9	2	0	2	0	2	2	22
MS	0	0	8	0	0	0	0	0	8
MG	5	18	0	0	4	22	1	32	82
GO	2	4	0	0	1	5	0	0	12
TO	0	3	0	0	0	3	0	0	6
Sub-Total	59	69	63	0	29	43	49	71	383
Uruguai	0	0	0	0	7	0	0	0	7
Argentina	0	4	0	1	5	0	0	58	68
Paraguay	0	0	2	33	0	0	0	0	35
Bolívia	0	10	0	0	0	32	0	10	52
Sub-Total	0	14	2	34	12	32	0	68	162
Total	59	83	65	34	41	75	49	139	545

Os valores dos gradientes térmicos de todas as localidades são apresentados nas Tabelas compreendidas de (A.1) a (A.26) do Apêndice (1). Essas tabelas também incluem a profundidade de cada poço, a altitude de sua localização e ainda as estimativas das respectivas incertezas do gradiente térmico.

Os valores de gradientes térmicos dos locais situados nos países vizinhos se encontram nas Tabelas (A.27) e (A.28) do Apêndice (1).

Os valores médios de gradientes térmicos obtidos nas principais regiões políticas do território nacional e nos países vizinhos são apresentados a seguir na Tabela (4.3) com o objetivo de identificar sua variação regional.

Tabela 4.3 – Valores médios de gradiente geotérmico nas regiões políticas do território nacional e nos países vizinhos.

País/Estado		Gradiente Geotérmico ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)		
		Interior	Entorno	Média
Território Brasileiro	SP	26	23	24
	PR	27	16	22
	SC	28	29	28
	RS	28	28	28
	MT	33	26	30
	MS	26	22	24
	MG	25	19	22
	GO	21	28	25
	TO	-	18	18
Média		27	23	25
Países Vizinhos	Uruguai	27	26	26
	Argentina	24	36	30
	Paraguai	31	31	31
	Bolívia	-	21	10
Média		20	28	24
Média Geral		24	26	24

4.2 – Propriedades Termofísicas

As medições das propriedades termofísicas realizadas nas décadas de 1970 e 1980 tiveram como enfoque determinações de condutividades térmicas dos materiais geológicos. As fontes consultadas incluem trabalhos de Vitorello et al. (1978, 1980); Araújo (1978); Eston et al. (1981); Hurter et al. (1983), Hurter (1987); Santos et al. (1986); Hurter e Hamza (1987); Del Rey e Hamza (1989); Del Rey (1989); Hurter e Pollack (1996); Ferreira e Hamza (2003); Hamza et al. (2005); Gomes e Hamza (2004, 2005, 2006, 2007, 2008 e 2009), Cardoso e Hamza (2007), e Alexandrino e Hamza (2008). Os dados constantes nesses trabalhos foram reunidos aqui a fim de construir uma base unificada de dados de condutividade térmica.

Os dados reunidos incluem também resultados de medições complementares realizadas no período de 2004 a 2008. Estes conjuntos de dados totalizaram 1853 valores, que permitiram determinações de valores médios representativos das principais formações

sedimentares. Os resultados são apresentados nas tabelas (4.4) e (4.5) para as principais formações da Bacia do Paraná.

Tabela 4.4 – Condutividade térmica (K) das formações da Bacia do Paraná.

Formação	Nº de medidas	Condutividade W/(m.K)		
		mínima	máxima	Média
Quaternário/Terciário	6	-	-	2,3
Bauru (BAU)	64	-	-	3,7
Serra Geral (SGL)	520	1,5	2,2	1,8
Botucatu (BOT)	279	2,0	4,2	3,8
Piramboia	10	-	-	2,7
Sills	67	-	-	2,3
Corumbataí	124	-	-	2,2
Rio do Rasto	87	1,8	2,5	2,3
Morro Pelado	15	1,6	3,0	2,3
Serrinha	19	1,4	2,8	2,2
Terezina	39	1,6	2,8	2,2
Estrada Nova	27	-	-	1,9
Serra Alta	35	1,3	2,3	2,0
Irati	53	1,6	4,5	2,3
Palermo	70	1,5	4,3	2,7
Tatuí	9	1,8	0,4	1,8
Rio Bonito	54	1,5	4,4	2,8
Itararé (IT)	171	2,0	4,4	3,1
Aquidauana	4	3,8	5,4	4,0
Ponta Grossa	32	1,5	3,8	2,7
Furnas	32	4,0	6,0	5,3
Vila Maria	3	4,5	6,0	4,5
Embasamento	88	3,0	4,7	3,8
Rocha encaixante	45	2,8	3,6	3,2
Total/Médias	1853	2,2	3,7	2,8

Todos os valores de condutividade térmica média das formações geológicas referentes aos locais de cada poço e utilizados no cálculo do fluxo térmico são apresentados em conjunto com o fluxo geotérmico nas Tabelas do Apêndice (2).

4.3 – Base de dados de Fluxo Térmico

Os valores dos gradientes térmicos (apresentados nas Tabelas do Apêndice 1) e valores de condutividade térmica (apresentados nas Tabelas 4.3 e 4.4) foram utilizados nas determinações do fluxo geotérmico nos 545 locais. Os detalhes são apresentados nas Tabelas do Apêndice (2).

Os valores médios de fluxo térmico se encontram reunidos na Tabela (4.5) para as principais regiões políticas do território nacional e dos países vizinhos.

Tabela 4.5 – Valores médios de fluxo geotérmico nas regiões políticas do território nacional e nos países vizinhos.

País/Estado		Fluxo Geotérmico (mW/m ²)		
		Interior	Entorno	Média
Território Brasileiro	SP	63	59	61
	PR	68	64	66
	SC	68	72	70
	RS	69	69	69
	MT	71	75	73
	MS	71	71	71
	MG	64	58	61
	GO	67	62	64
	TO	-	59	59
Média		67	65	67
Países Vizinhos	Uruguai	62	62	68
	Argentina	63	63	68
	Paraguai	63	78	67
	Bolívia	-	62	67
Média		64	66	67
Média Geral		63	66	67

4.4 – Calor Radiogênico

A contribuição de calor radiogênico nas rochas e sedimentos é determinada pelas abundâncias de elementos radioativos naturais presentes, principalmente do Urânio, Tório e Potássio. De acordo com as informações coletadas medições de radioatividade natural foram efetuadas em 34 localidades no território Brasileiro. Os métodos utilizados foram espectrometria gama (GRS) e espectrometria de massa (IMS). Os resultados são apresentados na Tabela (4.6).

Tabela 4.6 – Valores de calor radiogênico (A) dos principais tipos de rochas. As referencias são: 1- Vitorello et al. 1980; 2- Sighinolfi and Sakai. 1977; 3- Ferreira et al. 1979; 4- Gasparini and Mantovani. 1979; 5- Iyer et al. 1984; 6- Araújo. 1978; 7- Roque e Ribeiro. 1997.

Localidade	Tipo de Rochas	A ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)	Método	Referência
Ígneas e Metamórficas				
Arraial	Biotita Xisto	2.0	GRS	1
Caraíba/Poço de Fora	Granulitos	0.8		
Jacobina	Gnaisses	1.6		
Nova Lima/B.Pedra	Xistos/Metassedimentos	0.70		
São Paulo	Mica Xistos	2.70		
C. Itapemirim	Granulitos	0.30		
Currais Novos	Paragneisses	3.30		
Embasamento Craônico	Gnaisses, Granulitos, Migmatitos	0.7 - 32		2
Embasamento Metamórfico	Amphibolitos, Quartzitos, Charnockitos	0.78 - 2.2		3
Jequié	Granulitos	1.40		4
Craton São Francisco	Rochas Calc-alkalinas	1.08 – 4.51		5
Jequie	Granulitos Migmatitos	1.85		
Tanquinho	Gnaisses	7.60		
Maeacas	Charnockitos	4.92		
Poços de Caldas	Tinguaite / Fonolite	6 - 29		6
Laje – Mutupé	Enderbitos	1.50		7
Sedimentares				
Alvorada do Norte	Silte /Folhelho/Calcário	0.85 – 1.85		7
Montalvania	Silte/Folhelho/Calcário	0.4 – 1.2		
Paraopeba	Silte/Folhelho/Calcário	0.8		
Três Marias	Silte/Folhelho/Calcário	1.7 – 2.0		
Paraopeba	Silte/Folhelho/Calcário	0.8 – 1.3		

4.5 – Porosidade e Permeabilidade

A porosidade é um parâmetro indispensável na avaliação de recursos geotermiais. A porosidade de uma rocha na época de sua consolidação está diretamente relacionada com o tamanho, forma, seleção e tipo de arranjo do empacotamento dos grãos. Durante o soterramento da bacia, outros fatores irão influenciar na porosidade, como rearranjo dos grãos, recristalização, crescimento secundário, cimentação, dissolução, entre outros. O soterramento da bacia leva à compactação dos sedimentos, reduzindo assim o volume de vazios e fluidos e, conseqüentemente, aumentando sua densidade. A variação da porosidade com a profundidade, durante o soterramento de uma bacia foi definido por Athy (1930) como uma curva exponencial, na forma:

$$\phi(z) = \phi_0 e^{-cz} \quad (4.1)$$

onde ϕ é a porosidade na profundidade z , ϕ_0 é a porosidade em $z=0$ e c é o fator de decréscimo exponencial.

Os dados de porosidade e densidade utilizados neste trabalho foram obtidos de diversas fontes. Viana (1999) e Hamza (1982) apresentam valores experimentais para as bacias de Campos e Paraná, respectivamente.

Valores tabelados foram extraídos de Kappelmeyer et al. (2000), Carmichael (1984) e Nelson (1995), das páginas na internet da United States Geological Survey (U.S.G.S.) e Argonne National Laboratory (A.N.L.).

De acordo com Rocha (1997), Gualdi (1999) e Borghetti et al. (2004), a porosidade do aquífero Guarani apresenta porosidade média de 17% variando entre 15 e 20%. O coeficiente de permeabilidade médio é de 3 m/dia e a transmissividade varia de 150 a 800 m²/dia.

A velocidade de circulação do aquífero Guarani é considerada muito baixa e seu valor varia entre 0,50 e 0,75 cm/dia.

O Sistema Aquífero Bauru caracteriza-se por arenitos em meio a matriz areno-argilosa, apesar de apresentarem condutividade hidráulica baixa, na ordem de 10⁻⁷ m/s, a porosidade efetiva média medida foi de 13,5% (Oliveira et al., 2004).

De acordo com Stradioto et al. (2008) as porosidades das formações Adamantina e Araçatuba apresentaram os valores respectivos de 12% e 14% e as formações Caiuá (16%) e Santo Anastácio (18%).

Todos os dados de porosidade e densidade utilizados neste trabalho são apresentados nas Tabelas (4.7), (4.8) e (4.9).

Tabela 4.7 – Dados de porosidade inicial (ϕ_0 em fração volumétrica), densidade inicial (ρ_0 , em kg/m^3) e do decréscimo da porosidade (c em $1/\text{m}$). Referências: Viana (1999) em vermelho, Hamza (1982) em azul, Kappelmeyer & Haenel (1974) em laranja, Nelson & Carmichael (1984) em verde, Nelson et al. (1995) em roxo, U.S.G.S. em cinza e A.N.L. em rosa. Em preto são valores médios de acordo com a composição litológica (Modificada de Cardoso, 2007).

Litologia	ϕ_0 (Fração vol.)	ρ_0 (kg/m^3)	C
Solo	0.4 – 0.7	1.5 – 2.0	E-03 – E-04
Argilito	0.44	2.72	4.0E-04
Anidrita	0.00	2.87	7.0E-05
Areia	0.36	2.65	5.0E-04
Argila	0.44	2.72	4.0E-04
Arenito	0.36	2.65	5.0E-04
Basalto	0.10	2.72	1.0E-08
Calcário	0.17	2.71	2.0E-04
Caulinita	0.45	2.64	4.0E-04
Conglomerado	0.36	2.65	5.0E-04
Calcilutito	0.26	2.72	3.5E-04
Conchas	0.36	2.72	5.0E-04
Coquina	0.36	2.72	5.0E-04
Calcarenito	0.26	2.68	3.5E-04
Calcirrudito	0.26	2.65	5.0E-04
Calcissiltito	0.30	2.72	3.5E-04
Dolomito	0.30	2.83	3.5E-04
Folhelho	0.44	2.72	4.0E-04
Halita	0.27	2.16	1.0E-05
Marga	0.35	2.63	4.0E-04
Siltito	0.35	2.85	3.5E-04
Sílex	0.10	2.65	1.0E-08

Para a porosidade das demais formações da Bacia consideramos os dados de estratigrafia simplificada do poço 2-AR-1-SP, localizado em Araçatuba, apresentados na tabela (4.8). Também foram incluídos nesta tabela dados referentes aos valores médios ponderados da porosidade e de densidade. A primeira camada (Grupo Bauru) tem pouca influência sobre os resultados da descompactação devido à sua pouca espessura. A

segunda camada (Serra Geral) é constituída pelos derrames de basalto. Esta camada apresenta baixa porosidade e compactação praticamente nula.

Tabela 4.8 – Litologia simplificada do poço 2-AR-1-SP.

Formação	Profundidade (m)		Espessura (m)	Porosidade (%)	Densidade (kg/m ³)
	Topo	Base			
Bauru	0	63	63	37,7	2,03
Serra Geral	63	928	865	10,0	2,58
Botucatu	928	1405	477	22,4	2,33
Estrada Nova	1405	1831	426	16,6	2,40
Irati	1831	1882	51	20,0	2,38
Tatuí	1882	1952	70	15,0	2,43
Itararé	1952	3630	1678	10,8	2,53
Furnas	3630	3930	300	5,9	2,61

A porosidade obtida em dois poços de petróleo localizados na Bacia do Paraná em Barra Bonita (Campos et al., 1998) é apresentada na Tabela (4.9) onde também inclui-se a permeabilidade observada nestes poços.

Tabela 4.9 – Porosidade e Permeabilidade em Poços Petróleo na Bacia do Paraná.

Poço	Porosidade	Porosidade	Permeabilidade	Permeabilidade
	média perfil (%)	média lab(%)	lab. (mD)	teste de produção (mD)
1-BB-1-PR	6-9	5	< 0.95	1,5
3-BB-2D-PR	4-7	9	< 1,6	2,9

O conhecimento da porosidade das formações da Bacia do Paraná é de extrema importância, pois seu valor será um dos parâmetros utilizados no cálculo da avaliação de recursos geotermiais.

Capítulo 5 – Mapeamento Geotérmico

Mapas geotermiais são geralmente empregados para visualizar as características do campo térmico e observar suas correlações com as estruturas geológicas. A elaboração dos mapas de gradiente térmicos e de fluxo de calor, em escalas apropriadas, é uma das melhores formas de se examinar as variações regionais do campo térmico, sendo que se constitui numa das fases importantes na análise e interpretação de dados coletados.

Diversos métodos são utilizados na confecção dos mapas geotermiais. A maioria dos softwares gráficos gera mapas com base em valores interpolados em uma malha de pontos equi-espaçados e projetados sobre a área de estudo. Utilizamos no presente trabalho mapas de contorno automatizados com o uso de softwares computacionais, onde optamos pela interpolação do tipo inverso da distância (Inverse Distance to a Power), que se mostrou com respostas mais adequadas de ajuste.

As feições representadas por mapas estão diretamente relacionadas com a densidade e a distribuição geográfica dos dados. A baixa densidade de dados permite identificação de apenas feições de grande comprimento de onda, ou seja, as anomalias regionais. Seleção de dados com base em critérios de qualidade melhora confiabilidade na identificação correta das feições térmicas, mas diminui a densidade de dados e consequentemente aumenta as incertezas sobre a natureza das anomalias.

No presente trabalho os conjuntos de dados foram agrupados em quatro classes de qualidade relativa e foram atribuídos indicadores de qualidade para os dados, conforme indicados na Tabela (5.1). Os mapas de gradiente de temperatura, condutividade térmica e fluxo geotérmico foram elaborados para os diversos conjuntos de dados, a fim de avaliar as características das anomalias identificadas.

Tabela 5.1 - Bases de dados e respectivos indicadores de qualidade

Método	Sigla	Indicador de Qualidade
Convencional	CVL	A
Temperatura do Fundo do Poço	BHT e CBT	B
Temperatura do Aquifero	AQT	C
Estimativas Geoquímicas	GCL	D

5.1 – Mapas de Gradiente de Temperatura

Inicialmente foram elaborados mapas de gradientes térmicos utilizando apenas resultados obtidos pelos métodos de CVL e o CBT, considerados como sendo de melhor qualidade. O resultado é ilustrado na Figura (5.1). Nota-se que a distribuição geográfica é heterogênea tendo valores apenas em locais na parte leste do Estado de São Paulo, oeste do Paraná, centro-sul do Rio Grande do Sul e centro-sul do Mato Grosso. As partes leste do Estado de São Paulo e oeste do Estado de Minas Gerais parecem ser caracterizadas por gradientes térmicos na faixa de 10 a 22 °C/km. Nas demais áreas os gradientes térmicos possuem valores acima de 25 °C/km. As principais anomalias de gradientes ocorrem nas partes oeste do Paraná, centro-sul do Rio Grande do Sul e centro-sul do Mato Grosso.

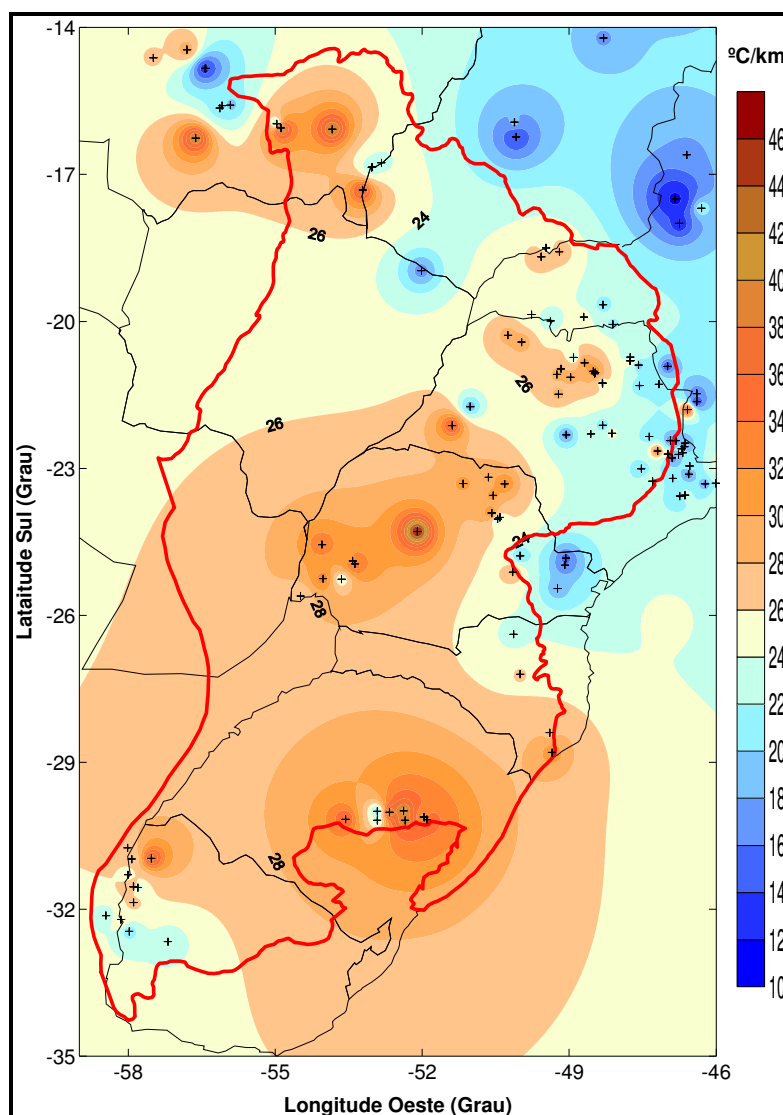


Figura 5.1 – Distribuição regional de gradiente térmico somente com os dados geotérmicos do tipo CVL e CBT situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.

O mapa elaborado utilizando somente os dados do tipo BHT é apresentado na Figura (5.2). As regiões de gradientes térmicos com valores inferiores a 22 °C/km ocorrem nas partes leste de o Estado de São Paulo e oeste do Estado do Rio Grande do Sul. Por outro lado, destaca-se neste mapa uma faixa de altos valores de gradiente (acima de 25 °C/km) seguindo da região Sul de Santa Catarina até a região Noroeste de Mato Grosso do Sul com ramificações para o Paraguai. A região da bacia compreendida do Estado de São Paulo até Goiás apresenta valores menores que 24 °C/km e situação semelhante é observada na região Oeste do Rio Grande do Sul.

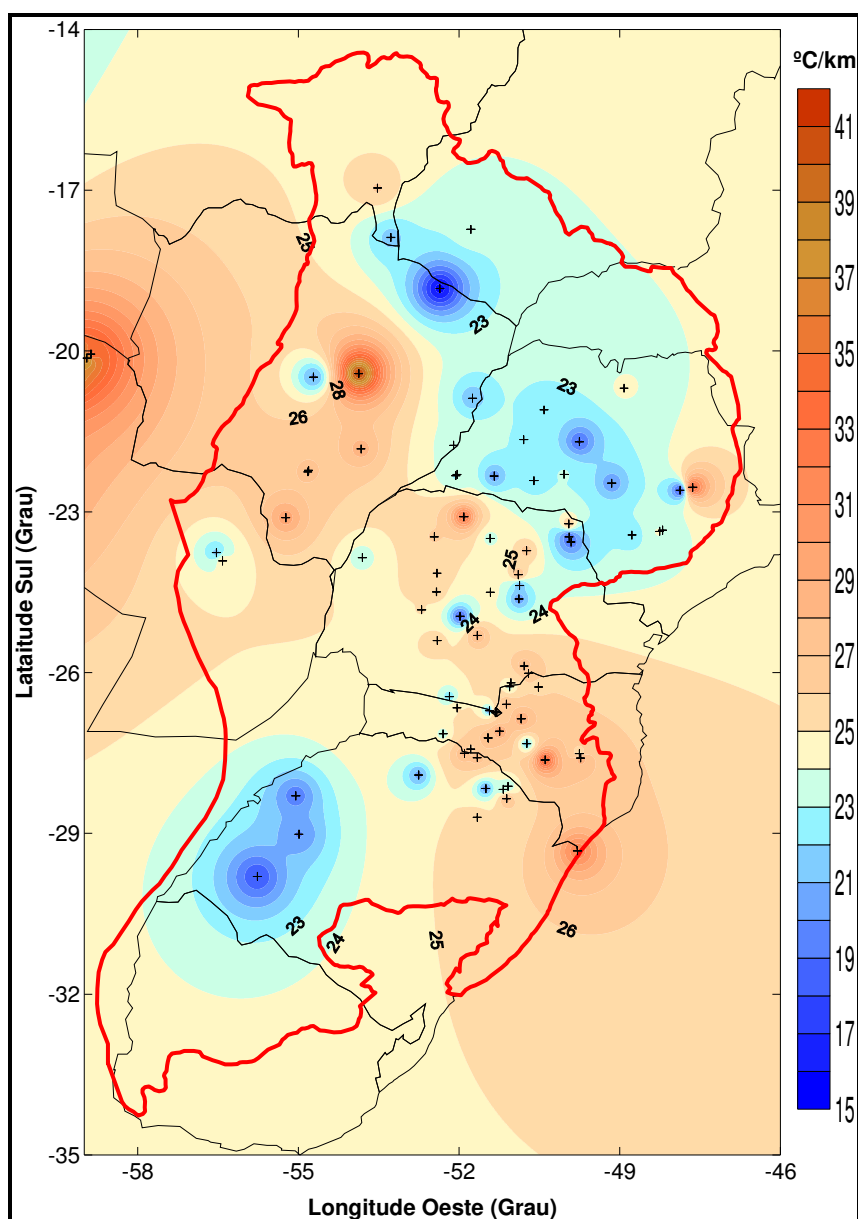


Figura 5.2 – Distribuição regional de gradiente térmico somente com os dados geotérmicos do tipo BHT situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.

Apresenta-se na Figura (5.3) o mapa elaborado utilizando o conjunto de dados CVL, CBT e BHT. Neste caso, constatou-se a ocorrência de gradientes térmicos com valores entre 18 e 24 °C/km nas regiões leste da Bacia. Gradientes com valores maiores que 30 °C/km ocorrem na parte sudoeste do Rio Grande do Sul e nas partes Norte e Noroeste da Bacia.

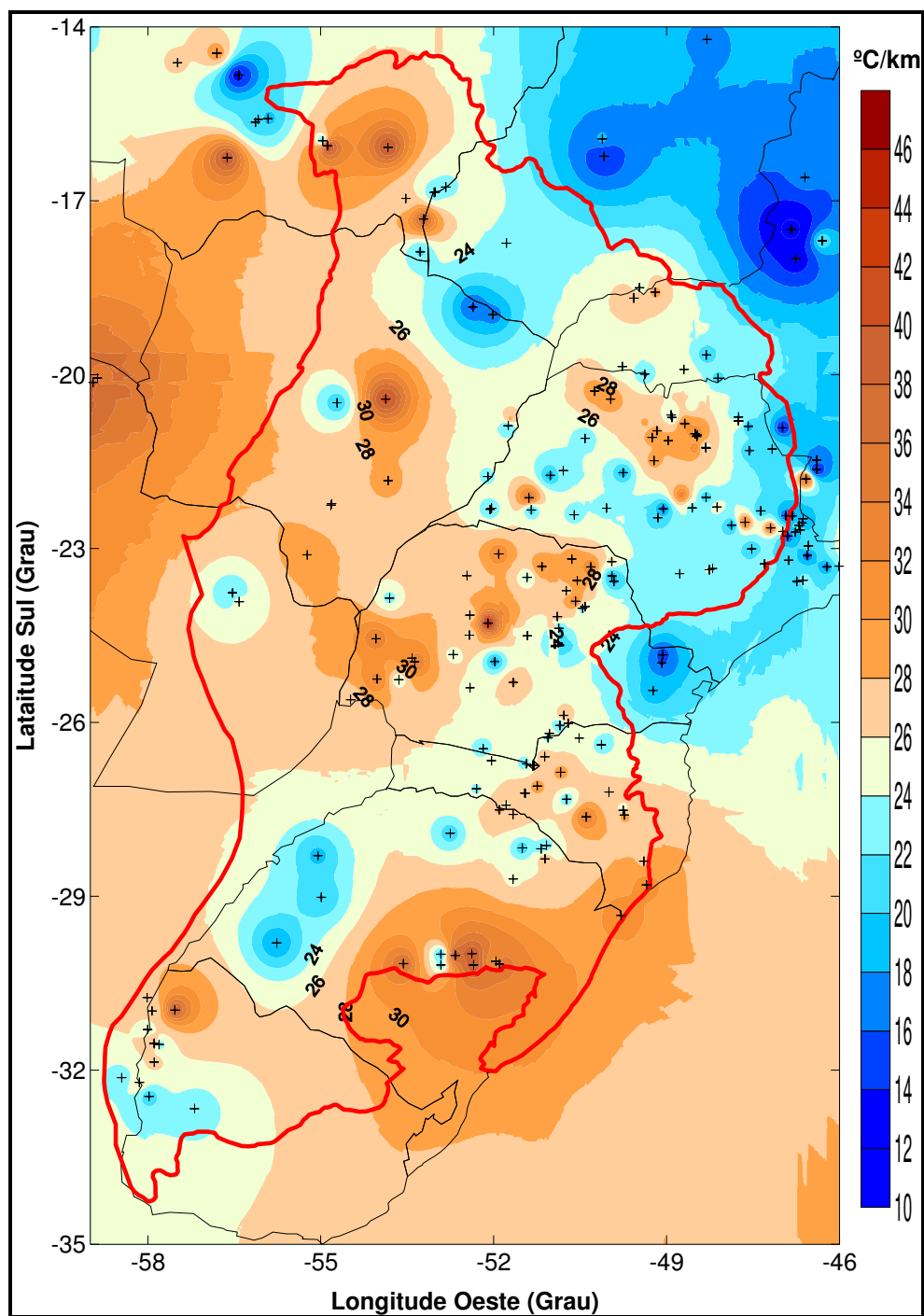


Figura 5.3 – Distribuição regional de gradiente térmico utilizando os dados CVL, CBT e BHT, situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.

Nas figuras anteriores não foram incluídos valores de gradientes térmicos estimados com base no método GCL. Apresenta-se na Figura (5.4) o mapa elaborado com base em todos os dados, independentemente do método utilizado. Conforme pode ser verificado nesta figura a inclusão de dados geoquímicos não introduziram alterações significativas, sendo este o mapa mais representativo do fluxo geotérmico da Bacia

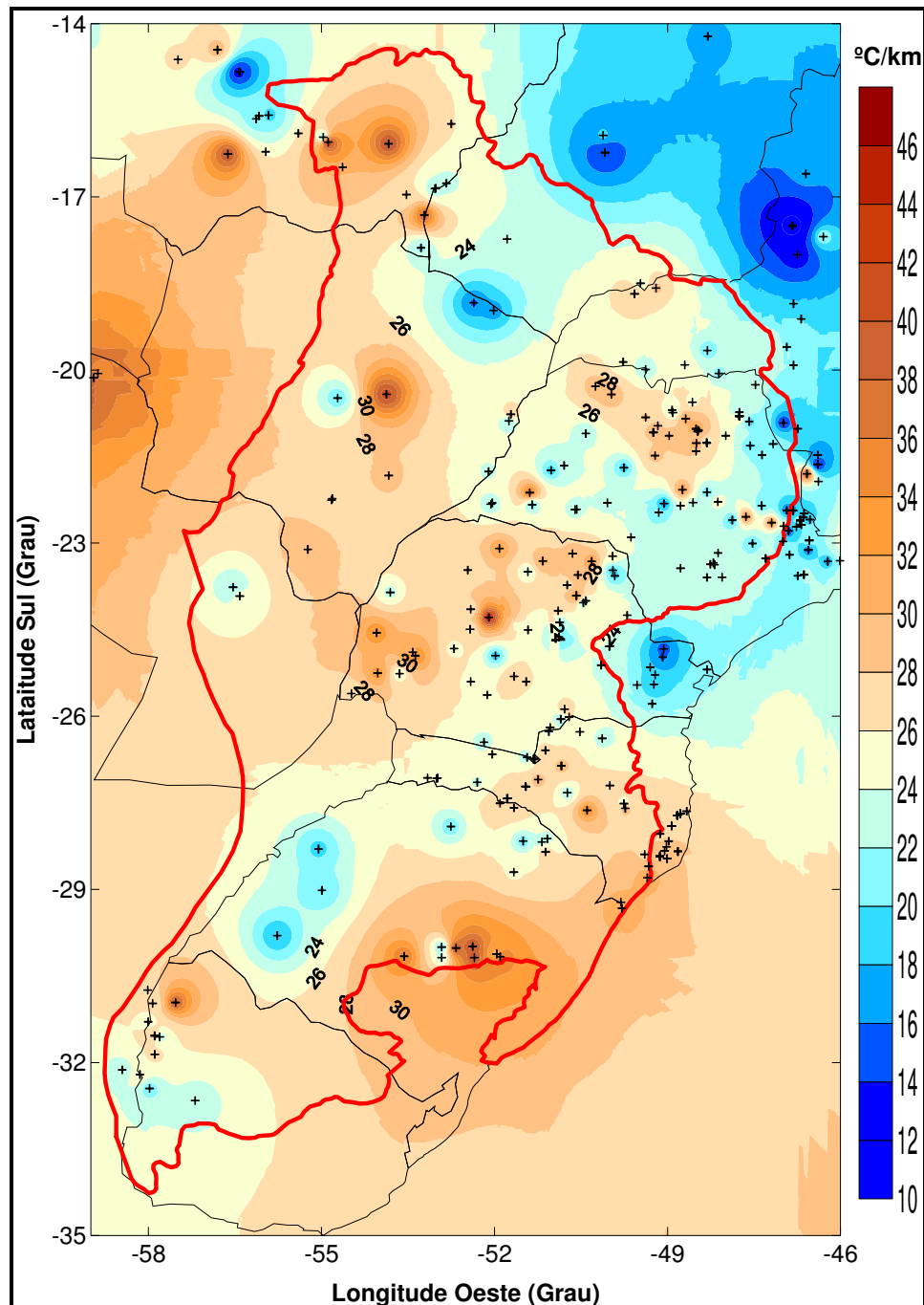


Figura 5.4 – Distribuição regional de gradiente térmico utilizando todos os dados deste estudo (CVL, BHT, CBT e GCL) situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.

5.2 – Condutividade Térmica

Conforme descrito no Capítulo 4 os derrames basálticos da formação Serra Geral são caracterizados por valores relativamente baixos de condutividade térmica em relação aqueles das camadas sedimentares Paleozóicas. Na figura (5.5) apresenta-se o mapa de distribuição regional de condutividade térmica das formações geológicas com profundidades de até 1000 metros. Destaca-se neste mapa uma faixa central de baixos valores de condutividade térmica ($<2,5$ W/m.K) apontando predominância basáltica. Esta faixa estende desde a região Sul até a divisa dos Estados de São Paulo, Minas Gerais e Goiás. Com destaque, aparecem as regiões com valores maiores que 2,6 W/m.K relacionadas ao embasamento e as bordas areníticas da própria Bacia do Paraná.

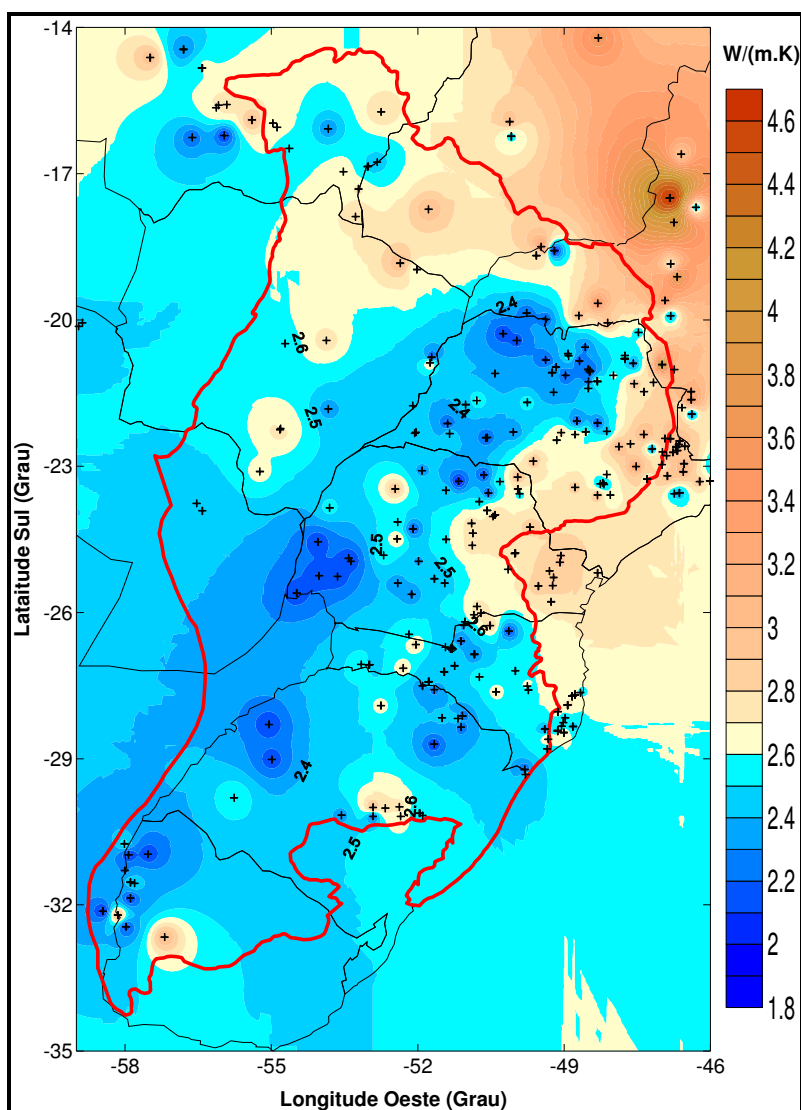


Figura 5.5 – Distribuição regional de condutividade térmica com todos os dados situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.

5.3 – Fluxo de Calor

Mapeamento dos resultados obtidos de fluxo térmico com a utilização dos métodos CVL, CBT, BHT e GCL serão apresentados a seguir utilizando-se sempre os dados situados no interior e no entorno da Bacia.

Apresentam-se na Figura (5.6) os dados geotérmicos do tipo CVL e CBT. Na Figura (5.7) apenas os dados de BHT e na Figura (5.8) o mapeamento utilizando todos os dados.

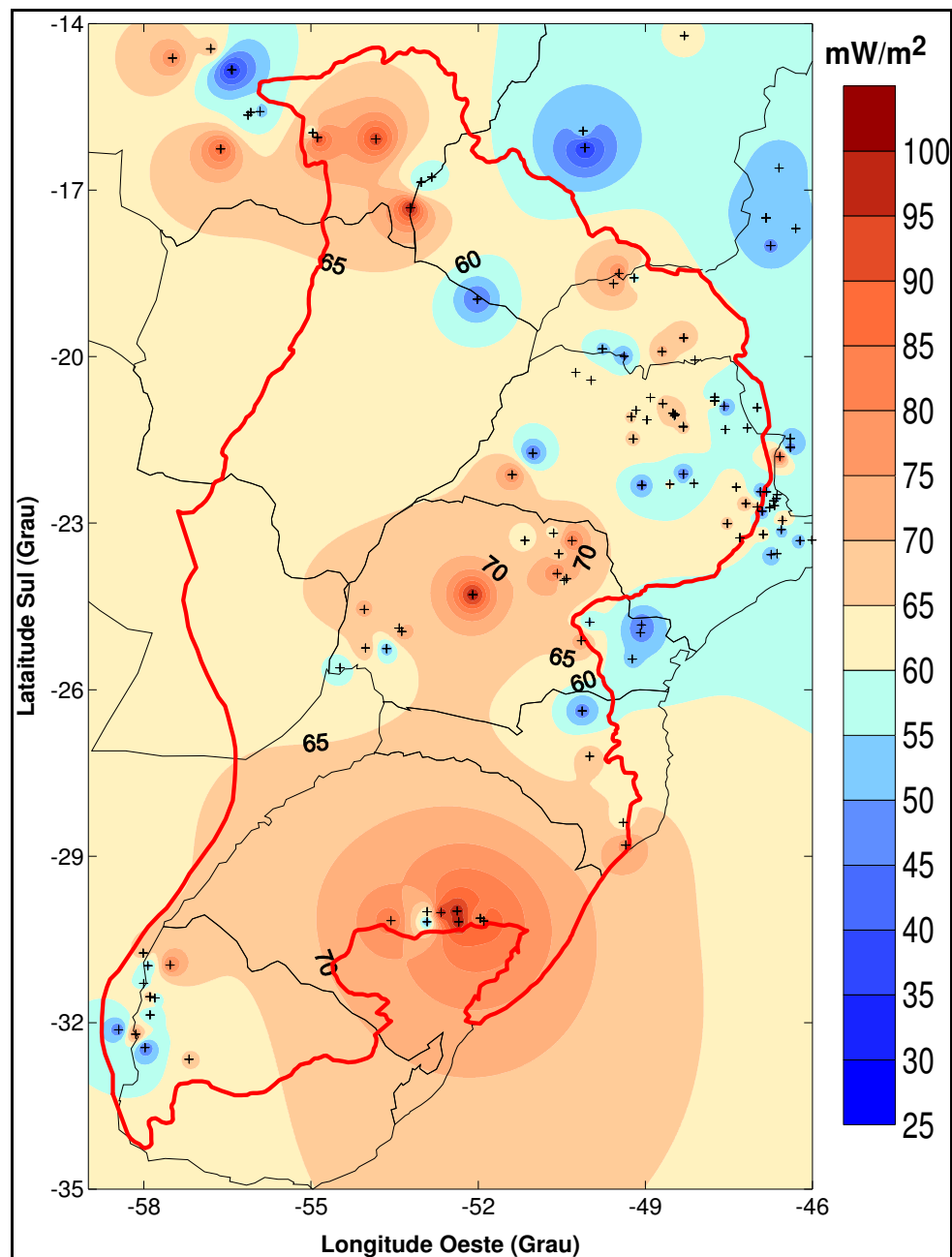


Figura 5.6 – Distribuição regional de fluxo térmico somente com os dados geotérmicos do tipo CVL e CBT situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.

A quantidade de dados é esparsa, mas constata-se que a região Norte, Centro e a região Sul, apresentam valores maiores que 65 mW/m^2 . A região nordeste da Bacia apresenta-se com valores menores que 65 mW/m^2 .

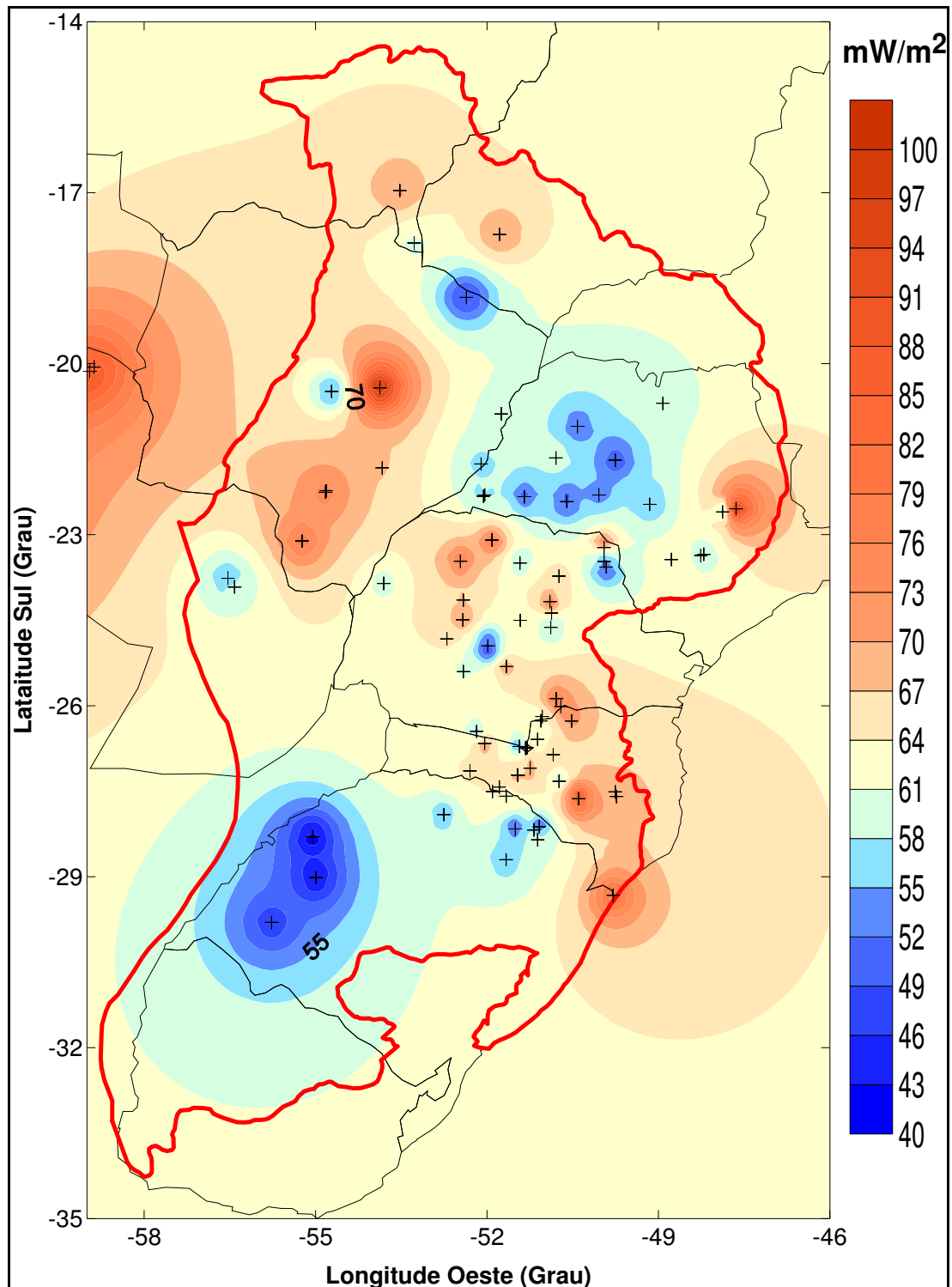


Figura 5.7 – Distribuição regional de fluxo térmico somente com os dados geotérmicos do tipo BHT situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.

Constatam-se duas regiões (a região nordeste e a sudoeste da Bacia) apresentando valores menores que 64 mW/m^2 , contrastando com a região Norte e Centro-Leste que apresentam valores inferiores a 61 mW/m^2 .

É observada uma faixa de fluxo térmico superior às demais regiões cruzando a Bacia no alinhamento próximo aos diques do Arco de Ponta Grossa e dos principais lineamentos estruturais magnéticos, com valores maiores que 61 mW/m^2 .

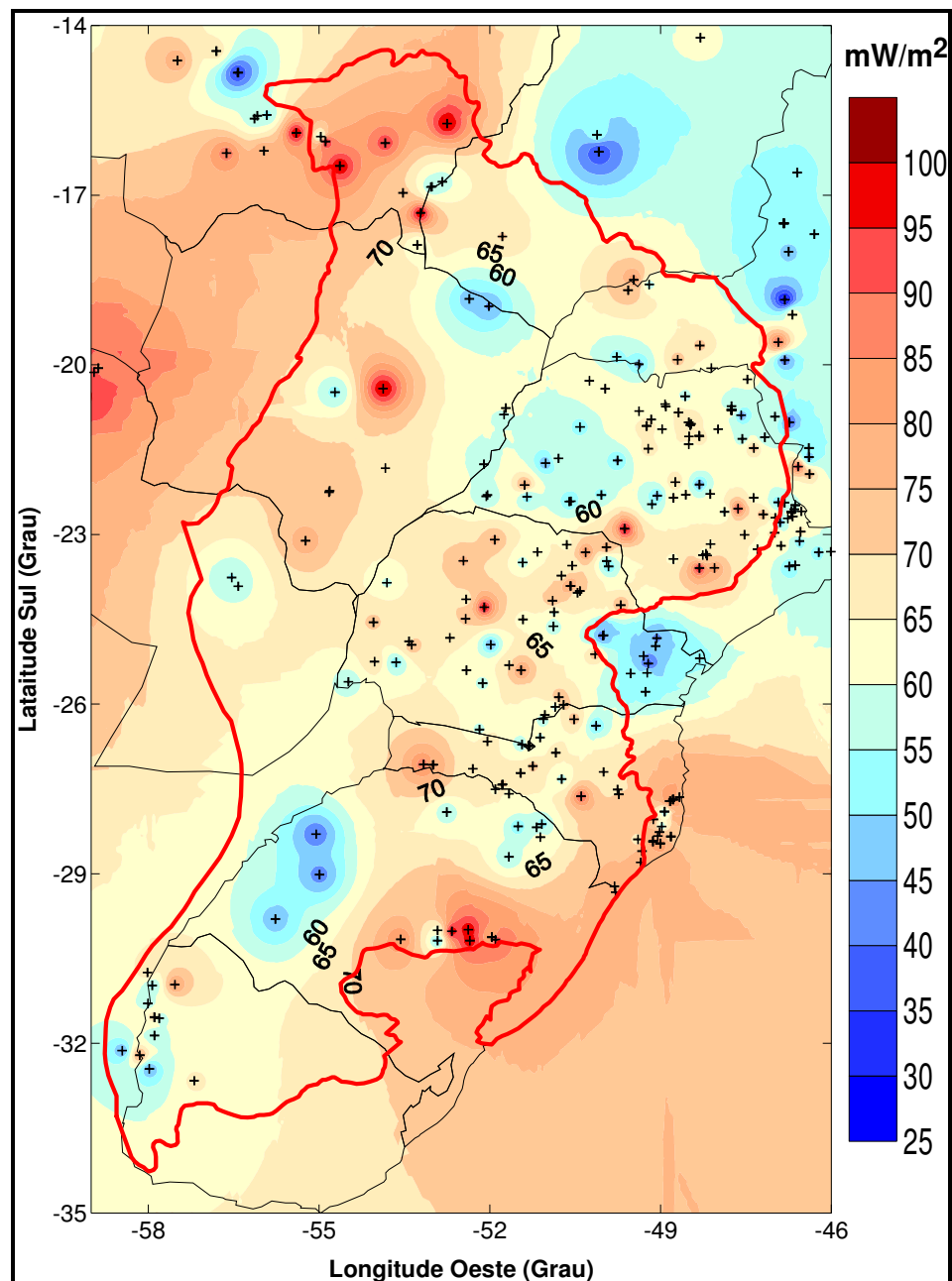


Figura 5.8 – Distribuição regional de fluxo térmico com todos os dados geotérmicos do tipo CVL, CBT, BHT e GCL situados dentro e no entorno da Bacia do Paraná.

A parte central da bacia apresenta fluxo térmico compreendido entre 60 e 65 mW/m². As bordas da Região Norte e Sudeste da bacia mostram valores acima de 70 mW/m². A região próxima paralela aos lineamentos estruturais apresenta uma faixa cruzando a Bacia, separada por duas regiões de baixo fluxo. Esta também foi observada em mapas anteriores por métodos diferentes.

Destaca-se uma faixa anômala situada junto à região Norte-Noroeste da Bacia do Paraná com ramificações no sentido do Paraguai-Araguaia, próxima ao Lineamento Brasileiro.

O mapa também acentua bem as feições geológicas da Bacia do Paraná e mostra que o fluxo térmico na maior parte da mesma tem valores compreendidos entre 60 e 70 mW/m², com o valor médio de 67 ± 6 mW/m².

Capítulo 6 – Temperaturas Crustais

A avaliação dos campos de temperaturas e de recursos geotermiais é fundamental para o desenvolvimento de projetos de aproveitamento do calor geotérmico. Neste capítulo, relatam-se os progressos alcançados na determinação do campo térmico, tanto no pacote sedimentar em profundidades relativamente rasas (<5 km), quanto nas partes profundas da crosta na área de estudo.

6.1 – Variações ao longo dos perfis Leste-Oeste e Norte-Sul

Os resultados apresentados nos capítulos (4) e (5) foram utilizados na construção das profundidades das isotermas de 30 °C e 60 °C. Os valores observados são apresentados na Figura (6.1) e indicam aumento sistemático nas profundidades das isotermas na direção Oeste - Leste (ou seja, a variação longitudinal).

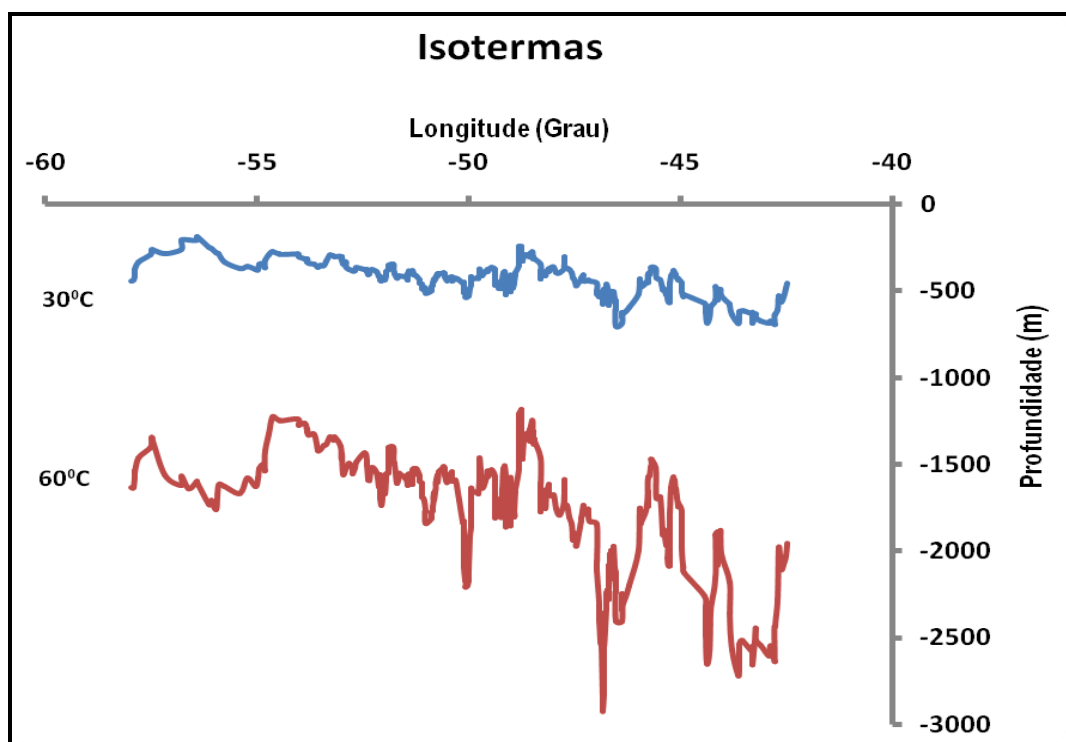


Figura 6.1 – Isotermas de 30 °C e 60 °C em profundidade na Bacia do Paraná ao longo de um perfil Leste-Oeste (Longitude).

Por outro lado os resultados apresentados na Figura (6.2.) não indicam variações sistemáticas nas profundidades das isotermas na direção Norte-Sul (ou seja, a variação latitudinal).

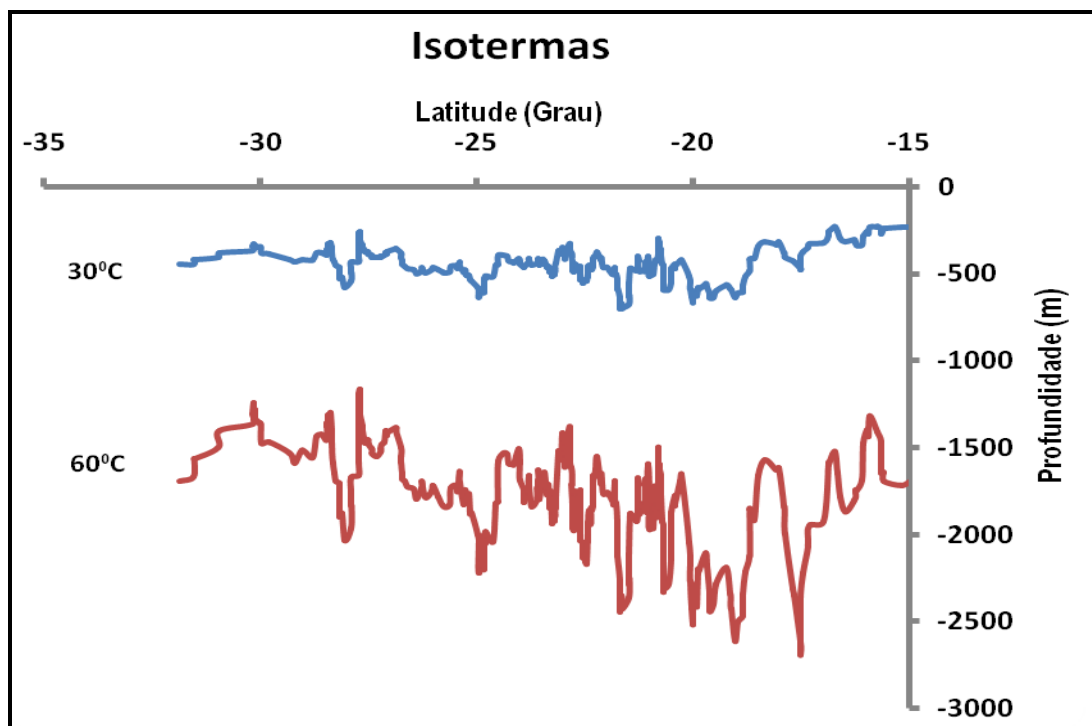


Figura 6.2 – Isotermas de 30 °C e 60 °C em profundidade na Bacia do Paraná ao longo de um perfil Norte-Sul (Latitude).

6.2 – Variações Verticais de Temperaturas nas Camadas Sedimentares

Curvas mostrando a variação da temperatura até uma profundidade de 7 km para diversos valores de fluxo térmico no intervalo de 50 a 80 mW/m² são apresentadas na Figura (6.3).

Constata-se que temperaturas acima de 100 °C são obtidas por volta de 3 km e de 150 °C a partir de 5 km de profundidade.

6.3 – Temperaturas na Crosta

Para que se possa estimar ou inferir o campo térmico crustal é necessário elaborar um modelo crustal compatível com as informações geológicas e geofísicas disponíveis. Em seguida, avaliam-se as distribuições verticais de condutividade térmica e de calor radiogênico nas camadas crustais. A variação da condutividade térmica depende da temperatura e da pressão enquanto a de calor radiogênico depende das características geoquímicas das camadas locais.

Especificações dessas dependências, junto com valores conhecidos de fluxo térmico permitem a determinação do campo térmico em profundidade, que por sua vez permite a avaliação de recursos geotermiais.

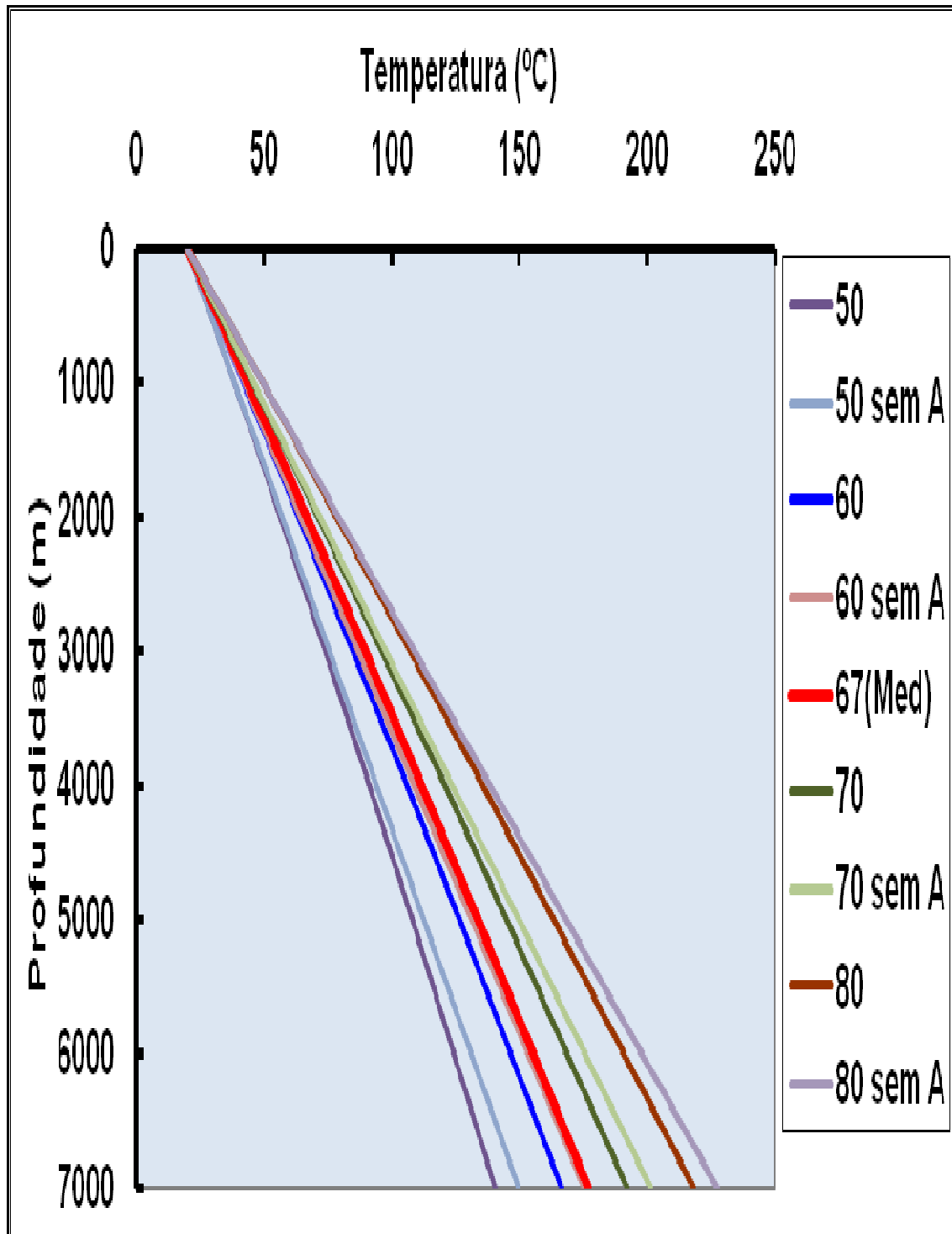


Figura 6.3 – Temperaturas até 7 km de profundidade na região sedimentar da bacia resultantes da variação e influência do fluxo térmico (valores à direita em mW/m²). O termo "A" na legenda refere-se à contribuição do calor radiogênico das formações geológicas.

A seguir, apresentam-se nos itens 6.3.1 e 6.3.2 de forma sucinta, os fundamentos do modelo utilizado na determinação de temperaturas e os resultados obtidos, junto com as estimativas de recursos.

6.3.1 – Fundamentos do Modelo Térmico Utilizado

O conhecimento do fluxo de calor nas camadas próximas à superfície, permite a construção de modelos unidimensionais. Exemplos deste tipo de abordagens são os modelos desenvolvidos por: Singh e Jain, 197, Hamza, 1982, e Wang Ji Yang et al., 1996. A suposição nesses modelos é que a direção do fluxo de calor é predominantemente vertical. As diferenças entre as abordagens estão restritas às estratégias utilizadas para selecionar os modelos, que melhor descrevem as variações verticais da condutividade térmica e produção de calor radiogênico, assim como a técnica matemática para solução da equação do calor e condições de contorno.

Hamza (1982) utilizou o modelo unidimensional para determinar o campo de temperatura na crosta, com base na equação de condução de calor. A diferença entre os trabalhos de Singh e Jain (1970) e Hamza (1982) está na técnica de solução. Nos modelos para produção de calor radiogênico e condutividade térmica adotada por Hamza (1982) este problema se encontra equacionado da seguinte forma:

$$\frac{d}{dz} \left[\lambda(T) \frac{dT}{dz} \right] = -A(z) \quad (6.1)$$

$$T(z = 0) = T_0 \quad (6.2)$$

$$\lambda(T) \frac{dT}{dz} \Big|_{z=0} = q_0 \quad (6.3a)$$

Nas equações anteriores T é a temperatura, z a coordenada na direção vertical, q_0 é o fluxo de calor na superfície, A é a produção de calor radiogênico na superfície e $\lambda(T)$ a condutividade térmica.

Nota-se que a equação (6.1) leva em consideração os efeitos da variação da condutividade térmica com a temperatura e da produção de calor radiogênico com a profundidade.

As variações de condutividade térmica e do calor radiogênico obedecem às seguintes funções:

$$\lambda(T) = \frac{\lambda_0}{[1 + BT]} \quad (6.3b)$$

$$A(z) = A_0 \exp(-z/D) \quad (6.3c)$$

onde D representa o decréscimo logarítmico da produção de calor. Introduzindo as equações (6.3a) e (6.3b), em (6.1), temos:

$$\frac{d}{dz} \left\{ \frac{1}{(1 + BT)} \frac{dT}{dz} \right\} = - \frac{A_0 \exp(-z/D)}{\lambda_0} \quad (6.4a)$$

$$T(z = 0) = T_0 \quad (6.4b)$$

$$\left. \frac{1}{(1 + BT_0)} \frac{dT}{dz} \right|_{z=0} = \frac{q_0}{\lambda_0} \quad (6.4c)$$

A solução do sistema de equações (6.4) é:

$$T(z) = \frac{1}{B} \left\{ (1 + BT_0) \exp \left[\left(\frac{B}{\lambda_0} \right) \left\{ A_0 D^2 (1 - \exp(-z/D)) + (q_0 - A_0 D) z \right\} \right] - 1 \right\} \quad (6.5)$$

A limitação principal do modelo de Hamza (1982) é que a solução final (equação 6.5) não leva em consideração a contribuição da radiação termal na condução de calor em temperaturas elevadas. Alexandrino e Hamza (2008) apresentaram um variante do modelo de Hamza (1982) o qual leva em consideração os efeitos de condutividade térmica radiativa. A modificação introduzida pelo Alexandrino e Hamza (2008) é baseada na relação proposta por (Kukkonen e Joeleht, 1995):

$$\lambda(T) = \frac{\lambda(25)}{1 + BT} + C(273.15 + T)^3 \quad (6.6)$$

Na solução das equações (6.1), (6.3) e (6.6) utiliza-se a transformação de Kirchoff. Essa transformação implica na definição de uma nova variável, expressa da seguinte forma:

$$U = \int_{T_0}^T \frac{\lambda(T)}{\lambda_0} dT \quad (6.7)$$

Introduzindo a equação (6.6) em (6.7) e integrando, obtemos:

$$U(z) = \frac{1}{B} \ln\{1 + B[T(z) - T_0]\} + \frac{C}{4\lambda_0} \{273.15 + [T(z) - T_0]\}^4 \quad (6.8)$$

Nas equações (6.7) e (6.8), os valores dos termos com subscrito zero são conhecidos, e representam os valores das respectivas grandezas na superfície. U é a variável da Transformação de Kirchoff. Usando a regra da cadeia podemos escrever:

$$\frac{dT}{dz} = \frac{dT}{dU} \frac{dU}{dz} \quad (6.9)$$

Derivando U em relação a T , temos:

$$\frac{dU}{dT} = \frac{\lambda(T)}{\lambda_0} \text{ ou } \frac{dT}{dU} = \frac{\lambda_0}{\lambda(T)} \quad (6.10)$$

e desta forma obtemos:

$$\frac{dT}{dz} = \frac{\lambda_0}{\lambda(T)} \frac{dU}{dz} \quad (6.11)$$

Usando a equação (6.11) podem-se reescrever as equações (6.2) e (6.3), ou seja, a transformação de $T \rightarrow U$:

$$\frac{d}{dz} \left[\lambda_0 \frac{dU}{dz} \right] = -A_0 \exp(-z/D) \quad (6.12a)$$

$$U(z = 0) = 0 \quad (6.12b)$$

$$\left. \frac{dU}{dz} \right|_{z=0} = \frac{q_0}{\lambda_0} \quad (6.12c)$$

A solução da equação (6.12) é dada pela seguinte expressão:

$$U(z) = \frac{1}{\lambda_0} \{A_0 D^2 [1 - \exp(-z/D)] + (q_0 - A_0 D)z\} \quad (6.13)$$

Usando a equação (6.8) obtemos a transformação inversa, $U \rightarrow T$, ou seja, retornamos ao problema em T :

$$\frac{1}{B} \ln\{1 + B[T(z) - T_0]\} + \frac{C}{4\lambda_0} \{273.15 + [T(z) - T_0]\}^4 - U(z) = 0 \quad (6.14)$$

A equação (6.14) representa uma equação transcendental, que pode ser resolvida numericamente. As constantes B e C são determinadas pelas relações propostas por Vosteen e Schellschmidt (2003). As ordens de grandeza destas constantes são: $B = 10^{-4}$ e $C = 10^{-10}$.

Com esta metodologia pode-se corrigir o valor da condutividade térmica para um valor de referência e também considerar simultaneamente os efeitos dos mecanismos de condução e radiação, para inferir o comportamento da condutividade térmica em profundidade.

6.3.2 – Temperaturas Crustais na Área de Estudo

O modelo descrito no item (6.3.1) foi utilizado para avaliar as características do campo térmico crustal na área de estudo. Os resultados apresentados na Figura (6.4) indicam que as temperaturas variam de 500 a 800 °C na interface crosta – manto.

Nos casos em que o fluxo térmico é maior que 100 mW/m² as temperaturas na base alcançam valores acima de 1000 °C.

Nota-se que os formatos das curvas de temperaturas são convexas, consequência de condutividade térmica radioativa nas temperaturas maiores que 500 °C na crosta inferior.

As principais incertezas dos resultados estão vinculadas aos valores adotados para a condutividade térmica e calor radiogênico das camadas subcrustais, visto que foram valores médios medidos nas formações aflorantes ou de dados existentes na literatura.

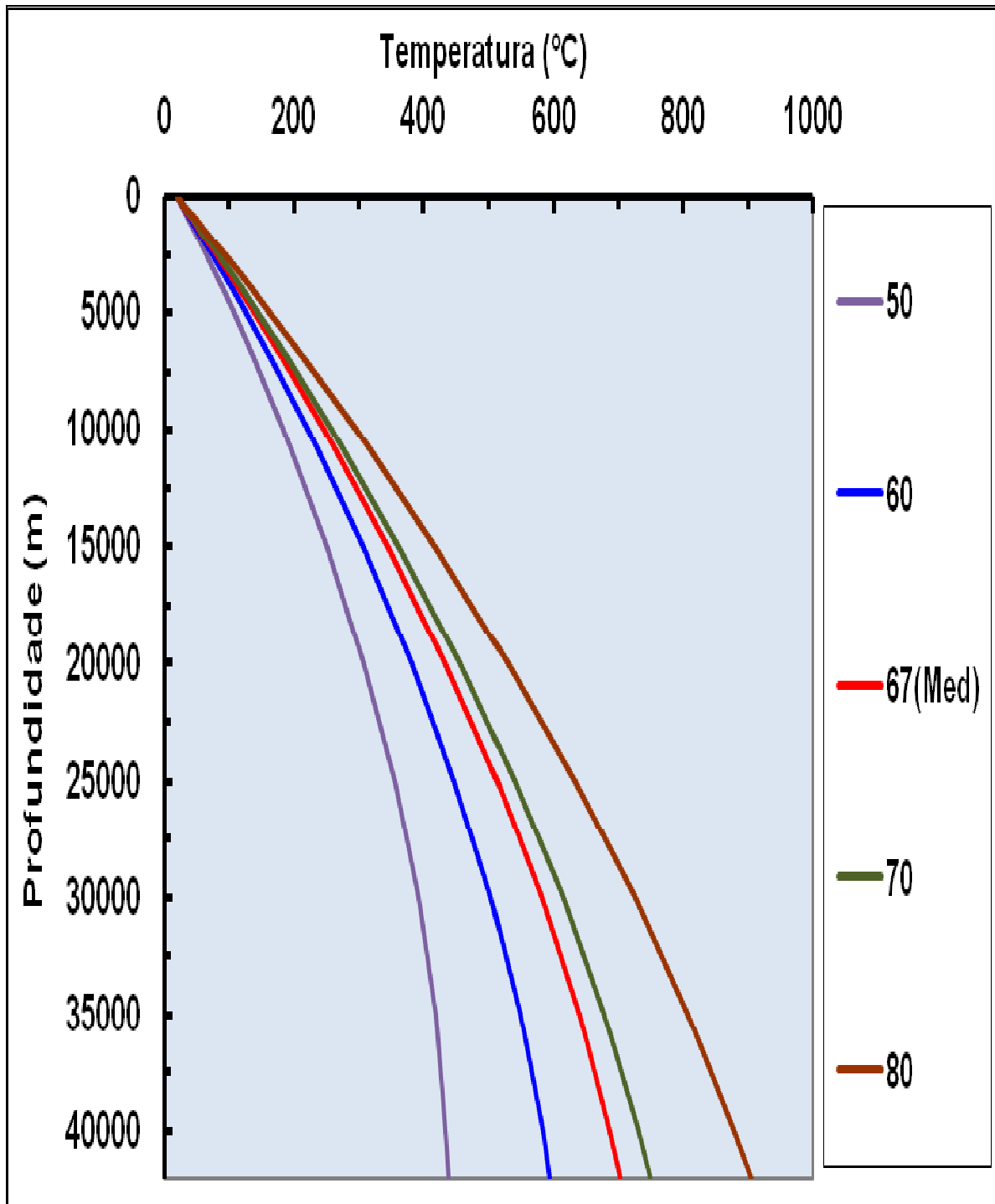


Figura 6.4 – Variação da temperatura até 40 km de profundidade na Bacia do Paraná resultante da variação e influência do fluxo térmico (valores à direita em mW/m²).

6.4 – Temperaturas na Litosfera Subcrustal

Os procedimentos do item (6.3) também foram utilizados nas determinações das temperaturas na litosfera subcrustal. Os resultados obtidos para estas temperaturas são apresentados na Figura (6.5) e indicam que a temperatura de fusão das rochas ultramáficas de 1150 °C é alcançada em profundidades situadas no intervalo de 86 a 112 km. Neste contexto, a profundidade da fusão destas rochas, situa-se em torno de 98 km sendo esta considerada como indicativo da base média da Litosfera sob a Bacia do Paraná.

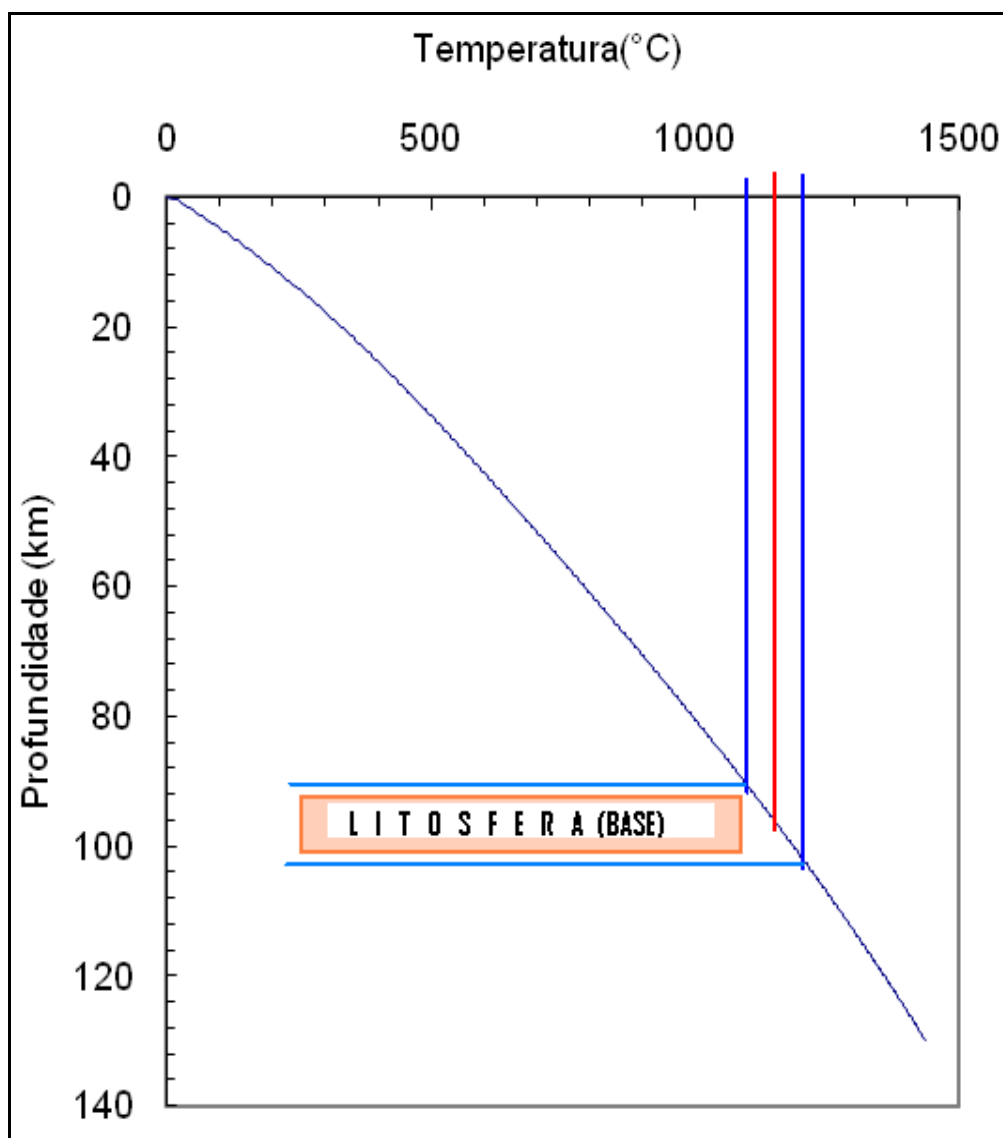


Figura 6.5 – Temperaturas crustais na região da Bacia do Paraná até 140 km de profundidade. A litosfera está situada a uma profundidade média de 98 km, conforme traço em vermelho, indicando uma temperatura de 1150 °C.

Capítulo 7 – Recursos Geotermiais na Bacia do Paraná

A avaliação de recursos geotermiais consiste na estimativa da energia geotermal existente em subsuperfície, numa determinada região de interesse econômico na superfície terrestre, tendo como referência a diferença entre a temperatura média anual da superfície do local e a temperatura do reservatório geotermal em profundidade (Netschert, 1958, Schurr e Netschert, 1960). Tem em vista quantificar a energia termal que pode ser extraída na subsuperfície terrestre nas condições econômicas e tecnológicas atuais. A avaliação de recursos geotermiais também poderá incluir estimativas da quantidade de produtos tais como metais ou sais dissolvidos em fluidos geotermiais.

A terminologia de recursos geotermiais com base no esquema de McKelvey (1968) atende às definições propostas por (Muffler e Cataldi, 1977 e 1978) e podem ter uma avaliação comparativa de recursos geotermiais em relação aos demais recursos energéticos. Apresenta-se na Figura (7.1) toda a terminologia utilizada em recursos geotermiais. A avaliação de recursos é uma demonstração realizada para um determinado intervalo de tempo usando dados econômicos e tecnológicos atuais, por isto, é possível a utilização do esquema de McKelvey para incorporar a terminologia utilizada nas avaliações dos Recursos Geotermiais (Gomes e Hamza, 2003).

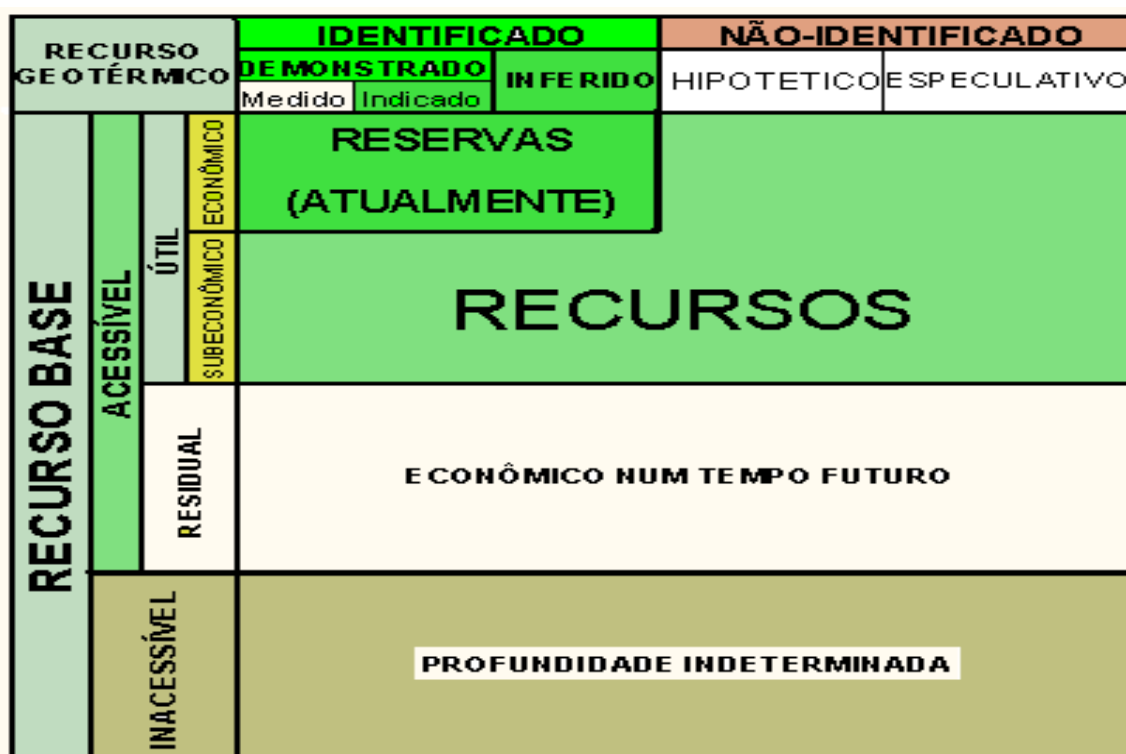


Figura 7.1 – Terminologia adotada na classificação de recursos geotermiais baseada no esquema de McKelvey (1968).

A avaliação de recursos é geralmente acompanhada também da avaliação das perspectivas de utilização de recursos. Emprega-se nesta etapa associações entre os tipos dos recursos e suas possíveis aplicações. Na Tabela (7.1) apresenta-se a proposta de Lindal (1973), que reúne uma coletânea valiosa de informações básicas associando as temperaturas com as possíveis utilizações dos recursos. Encontram-se reunidas no quadro a seguir algumas das possíveis aplicações para as regiões Sul e Sudeste.

Tabela 7.1 – Temperaturas com a respectiva utilização em recursos termais (Lindal, 1973).

Temperaturas		Utilização
Minima	Máxima	
20	40	Balneários, Turismo
40	60	Estufa, Secagem, Lavagem
60	80	Aquecimento de ambiente, Refrigeração
80	100	Diversas aplicações agro-industriais
100	150	Diversas aplicações industriais
> 150		Geração de Energia Elétrica

7.1 – Métodos Utilizados nas Estimativas de Recursos Geotermiais

A energia termal existente em subsuperfície é calculada considerando o volume do reservatório geotermal, o calor específico da rocha e temperatura da água (Muffler e Cataldi, 1977 e 1978).

De acordo com Muffler e Cataldi (1977, 1978) para se realizar uma avaliação de recursos geotermiais podem ser utilizados quatro métodos distintos, que são: volumétrico, fluxo termal na superfície, fratura planar e calor magmático.

O método volumétrico envolve o cálculo da energia termal contida num dado volume de rocha e água (Muffler e Cataldi, 1977 e 1978) e a estimativa depende de alguns fatores da recuperação de energia. Este método tem preferência sob os demais devido à facilidade na sua implementação, tanto nos procedimentos, quanto nos cálculos, por isto utilizamos o mesmo no presente trabalho, sendo também o mais amplamente utilizado nas avaliações de recursos geotermiais desde a década de 1970.

O método de fluxo termal de superfície consiste na medida da razão de energia termal perdida em subsuperfície por condução, fumarolas e descargas de fluidos termais diretamente em riachos na superfície terrestre.

O método de fratura planar envolve um modelo de energia termal que é extraído de rochas impermeáveis através do fluxo d'água ao longo de uma fratura planar (Bodvarsson, 1972 e 1974). Este requer a estimativa da área da fratura, espaço das fraturas e temperatura inicial da rocha. Os cálculos baseiam-se na condutividade térmica e transferência de calor.

O método de calor magmático envolve o cálculo da energia geotermal remanescente de intrusões ígneas jovens e das rochas adjacentes em função da temperatura, tamanho, idade e mecanismo de resfriamento. Este método mostra-se muito útil na indicação da ordem de magnitude da energia geotermal esperada em terrenos vulcânicos geologicamente jovens.

7.2 – Fundamentos do Método Volumétrico

O método volumétrico determina a energia termal contida num dado volume de rocha e água, sendo que esta estimativa depende de alguns fatores da recuperação de energia.

A energia termal existente em subsuperfície é calculada pelo produto envolvendo o volume do reservatório geotermal, a temperatura, o calor específico da rocha e da água (Muffler e Cataldi, 1977 e 1978).

Devido à facilidade de implementação para os cálculos dos recursos, este é um dos procedimentos de ampla utilização nas avaliações de recursos geotermiais, e por este motivo foi adotado no presente trabalho.

Neste método o cálculo do Recurso Base (Q) é efetuado utilizando a seguinte relação:

$$Q_{RB} = \rho c_p A d (T - T_0) \quad (7.1)$$

onde ρ é a densidade média da crosta superior, c_p o calor específico, A a área, T a temperatura na profundidade d e T_0 a temperatura anual média da região. Como a temperatura varia com a profundidade é necessário integrar a equação (7.1) para cálculo de recurso base:

$$Q_{RB} = \rho c_p A d \int_0^d [T(z) - T_0] dz \quad (7.2)$$

No caso de regime térmico estacionário e de produção de calor constante o excesso de temperatura ($\Delta T = T - T_0$) pode ser estimado usando a seguinte relação:

$$d \int T(z) dT = d \int_{z=0}^{z=d} \left(T_0 + \frac{Q_0}{k} z - \frac{A_0}{2k} z^2 \right) dz \quad (7.3)$$

onde Q_0 é a densidade de fluxo de calor, k a condutividade térmica e A_0 taxa de produção de calor. Desta forma o recurso total associado ao excesso (ou diferencial) de temperatura (ΔT) é dada pela seguinte relação:

$$\Delta T = \rho c_p A Z \left(\frac{q_0 z^2}{2k} - \frac{A_0 z^3}{6k} \right) \quad (7.4)$$

O uso da equação acima implica no conhecimento das temperaturas crustais que, por sua vez, dependem da distribuição vertical do fluxo térmico na crosta. Desta forma, o primeiro passo na avaliação de recursos é determinar o campo térmico crustal sob a área do estudo.

7.3 – Mapas de Temperaturas no Pacote Sedimentar

Os procedimentos adotados para a determinação de temperaturas nos pacotes sedimentares em profundidades menores que 5 km baseiam-se nas metodologias apresentadas no Capítulo (3). A equação geral que descreve a variação vertical de temperaturas (T) em profundidades rasas (z) é:

$$T = T_0 + q \int_0^P \frac{1}{\lambda_i(z_i)} dz \quad (7.5)$$

no qual T_0 é temperatura na superfície, q o fluxo de calor, P a profundidade da base, i o número de camadas e λ a condutividade térmica. A equação se baseia na suposição de que os efeitos de calor radiogênico e da variação de condutividade térmica com temperatura são desprezíveis em profundidades de até 5 km.

Os resultados da avaliação de temperaturas servem de base para apontar seus aproveitamentos energéticos, industriais, agrícolas e principalmente para fins balneológicos e de turismo. A equação (7.5) foi utilizada para determinar temperaturas em diversas profundidades. O mapa da Figura (7.2) indica que temperaturas acima de 44 °C ocorrem em profundidades menores que 1 km em grande parte do segmento norte da Bacia. Implica na viabilidade de implantação de estâncias termais para fins de turismo e lazer nessa região.

O mapa da Figura (7.3) indica que temperaturas acima de 44 °C ocorrem em profundidades menores que 2 km em quase toda região da bacia. É possível identificar também a presença de vários bolsões pequenos com temperaturas acima de 76 °C, principalmente na parte Norte da área de estudo.

Os resultados apontam para a possibilidade de que perfuração de poços com profundidades de 2 km permitem captação de recursos geotermiais com temperaturas maiores que 76 °C em várias regiões. Desta forma, existe a possibilidade de aproveitamento de águas termais como uma fonte energético complementar nos processos agro-industriais.

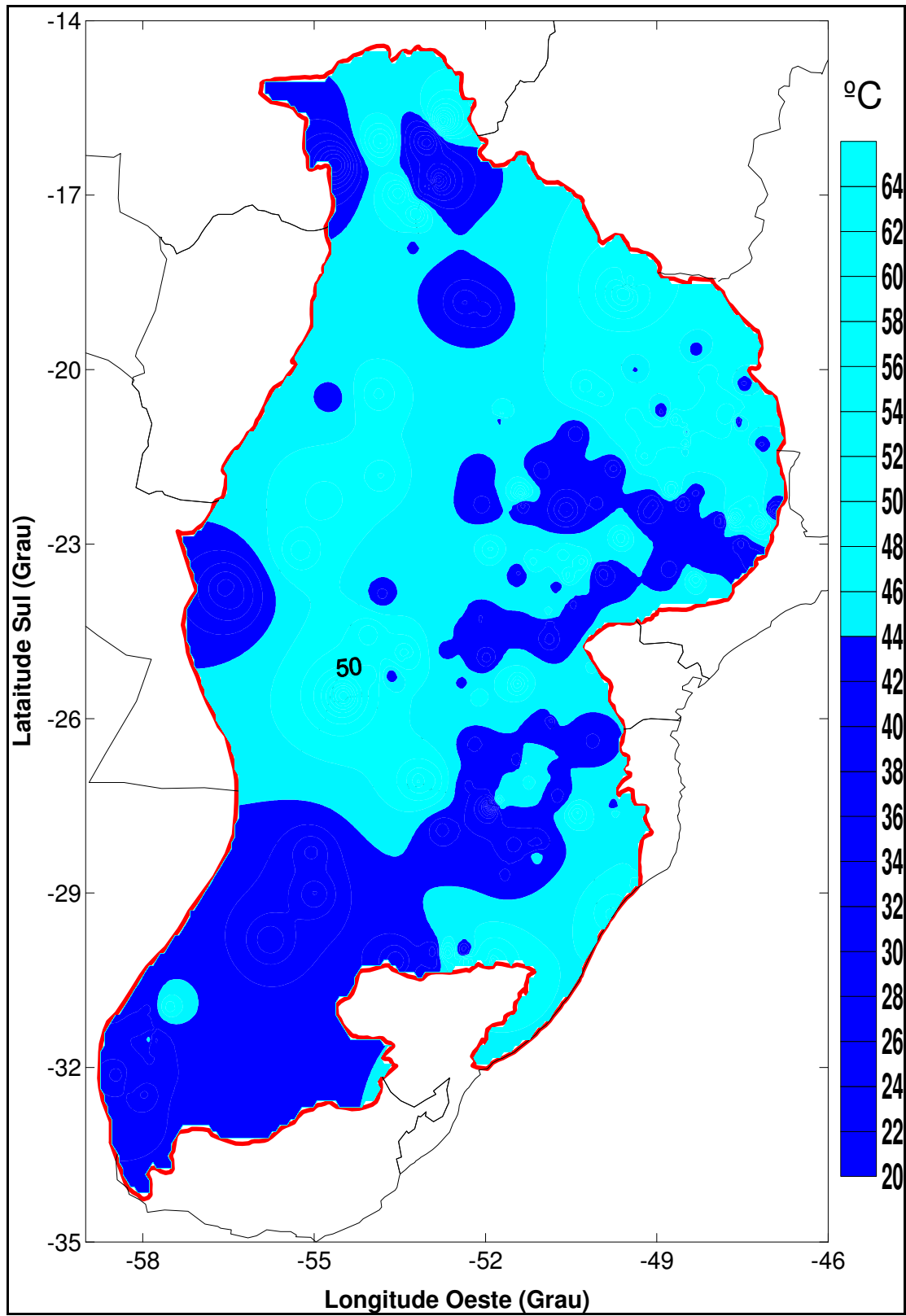


Figura 7.2 - Distribuição de temperaturas na profundidade de 1 km na Bacia do Paraná.

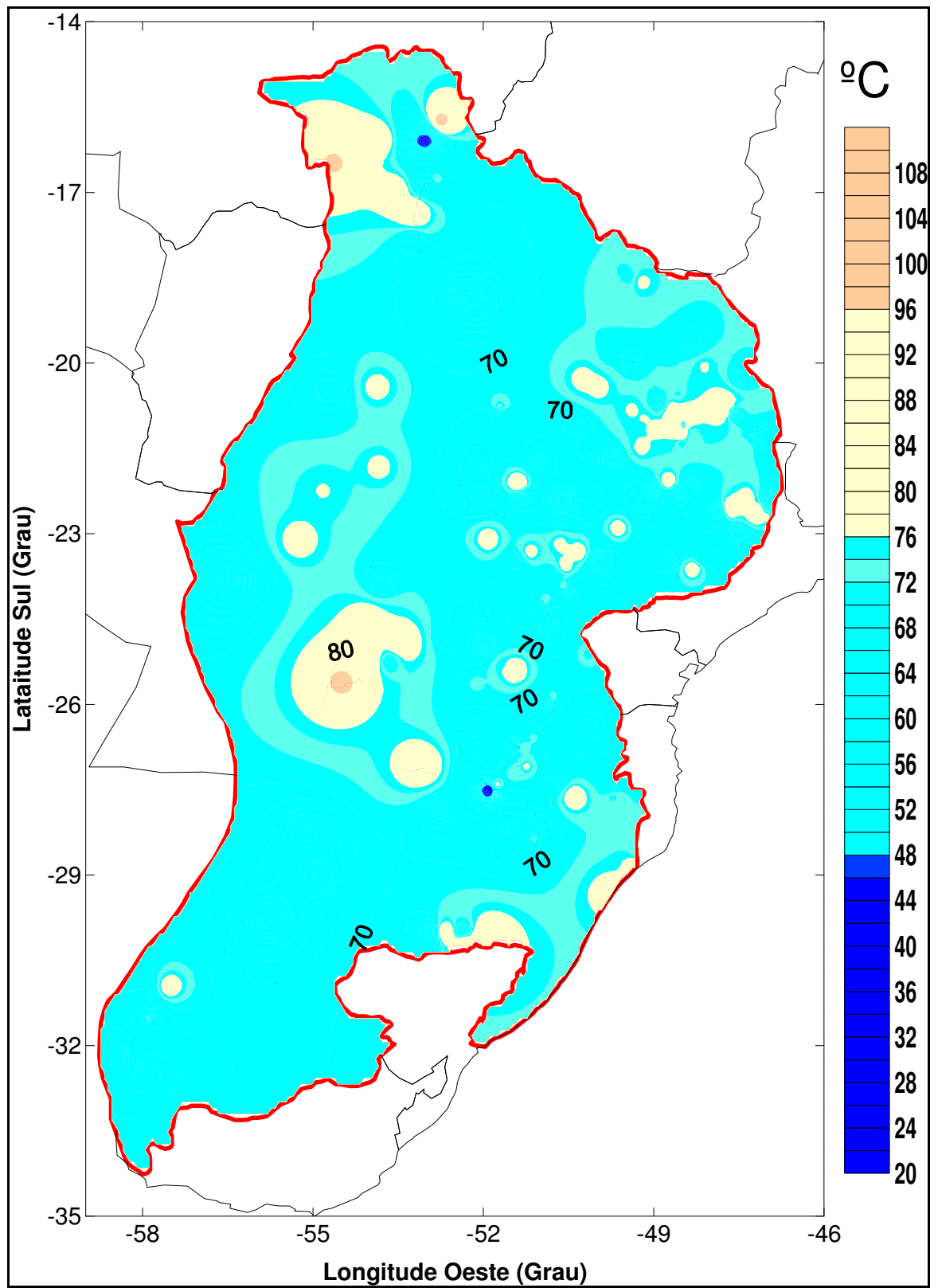


Figura 7.3 - Distribuição de temperaturas na profundidade de 2 km na Bacia do Paraná.

No mapa da Figura (7.4) constata-se que temperaturas acima de 80 °C ocorrem em profundidades menores que 3 km em quase toda região da bacia. É possível identificar também presença de vários bolsões pequenos com temperaturas acima de 100 °C, principalmente no segmento norte da área de estudo.

Os resultados apontam para a possibilidade de que a perfuração de poços com profundidades de 3 km permitem captação de recursos geotermais com temperaturas maiores que 100 °C. Nesses locais é possível a extração de recursos de águas termais para fins de aproveitamentos diretos em processos agro-industriais.

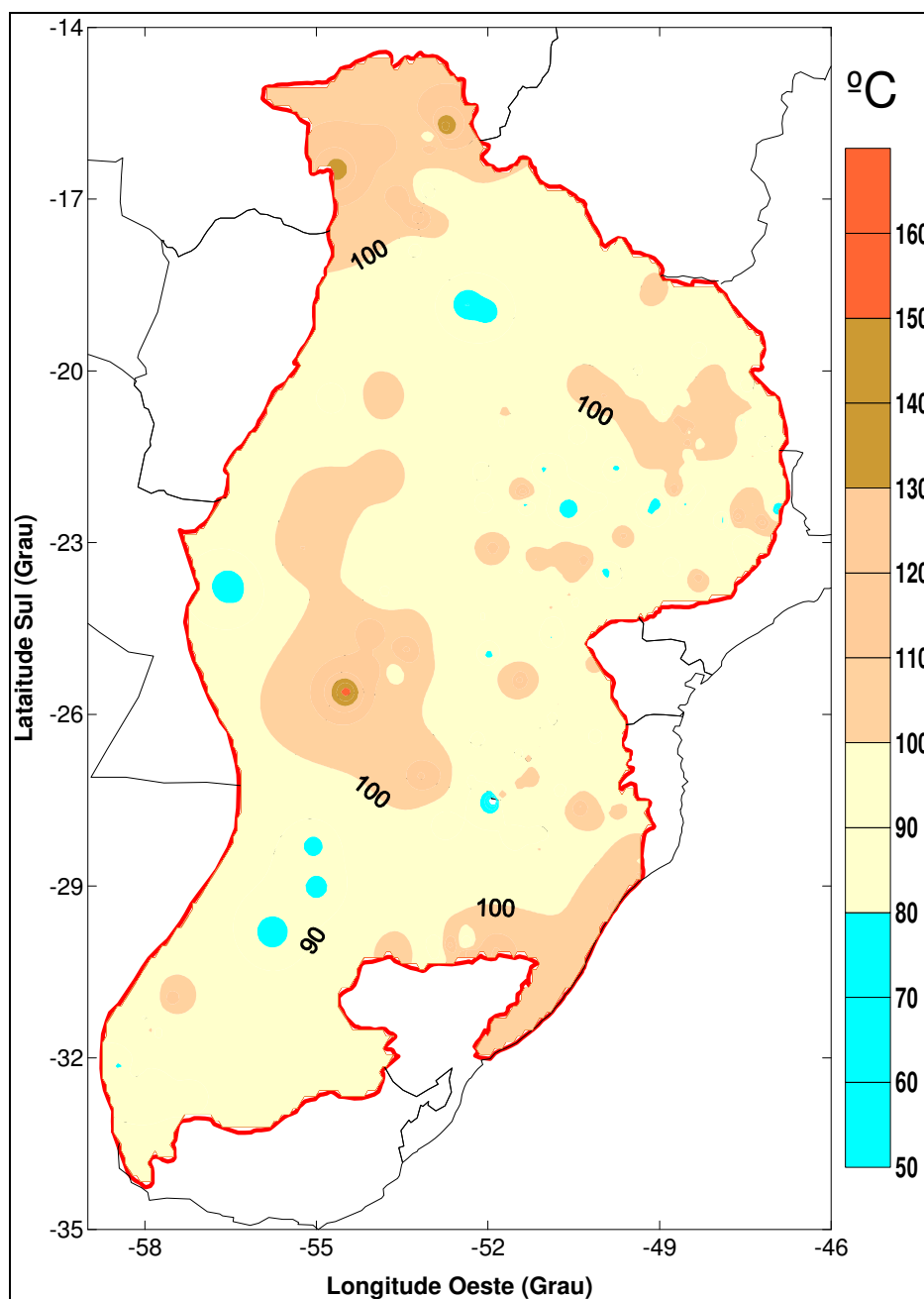


Figura 7.4 - Distribuição de temperaturas na profundidade de 3 km na Bacia do Paraná.

O mapa da Figura (7.5) indica que temperaturas acima de 100 °C ocorrem em profundidades menores que 4 km em quase toda região da Bacia do Paraná. É possível identificar também presença de vários bolsões (pequenos) com temperaturas acima de 130 °C. Nesses locais torna-se viável a extração de recursos de águas termais para fins energéticos de média entalpia.

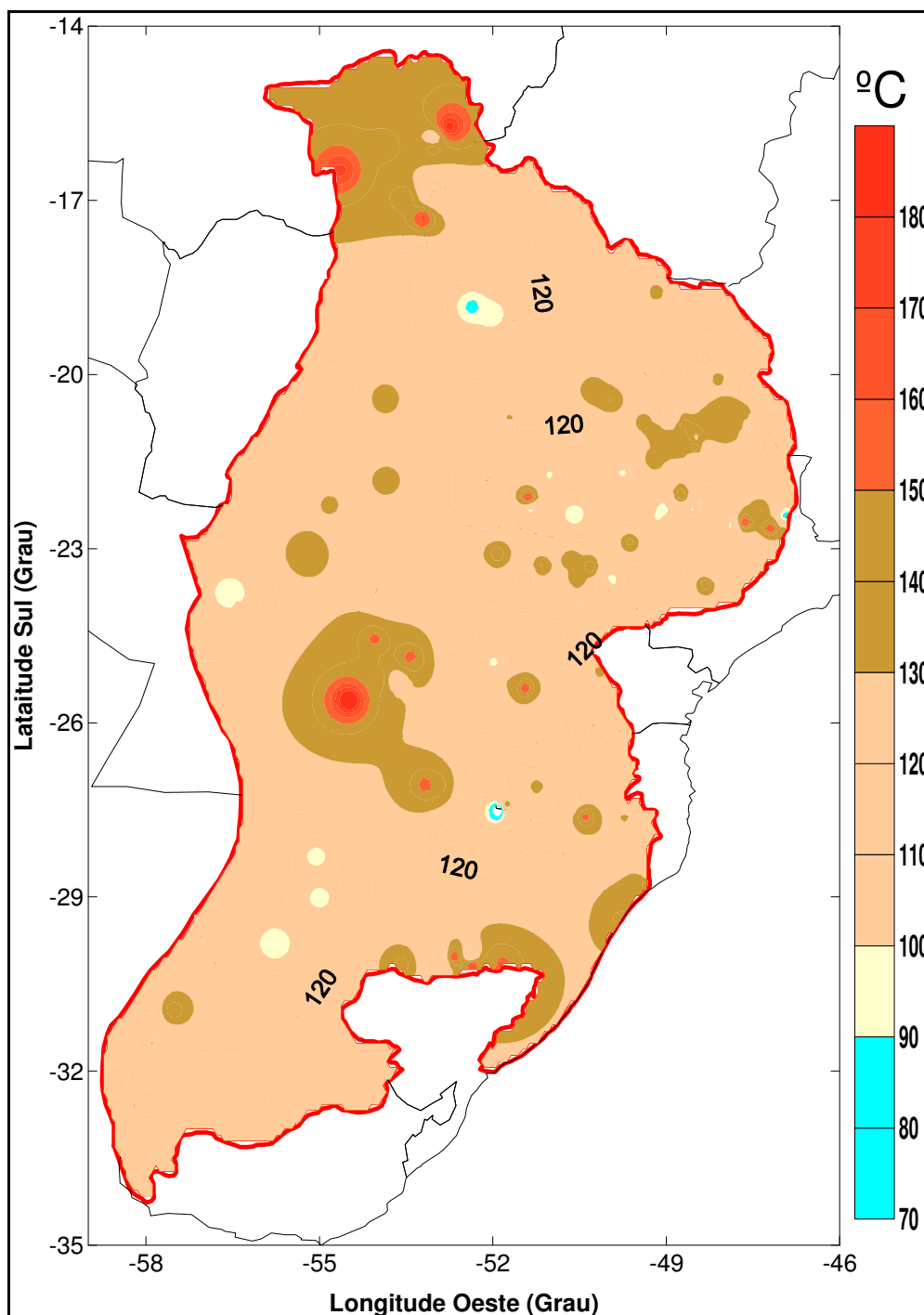


Figura 7.5 - Distribuição de temperaturas na profundidade de 4 km na Bacia do Paraná.

O mapa da Figura (7.6) indica que temperaturas acima de 150 °C ocorrem em profundidades menores que 5 km em diversos bolsões no interior da bacia. Nesses locais torna-se viável a extração de recursos geotermiais para fins energéticos de alta entalpia, inclusive a geração de energia elétrica.

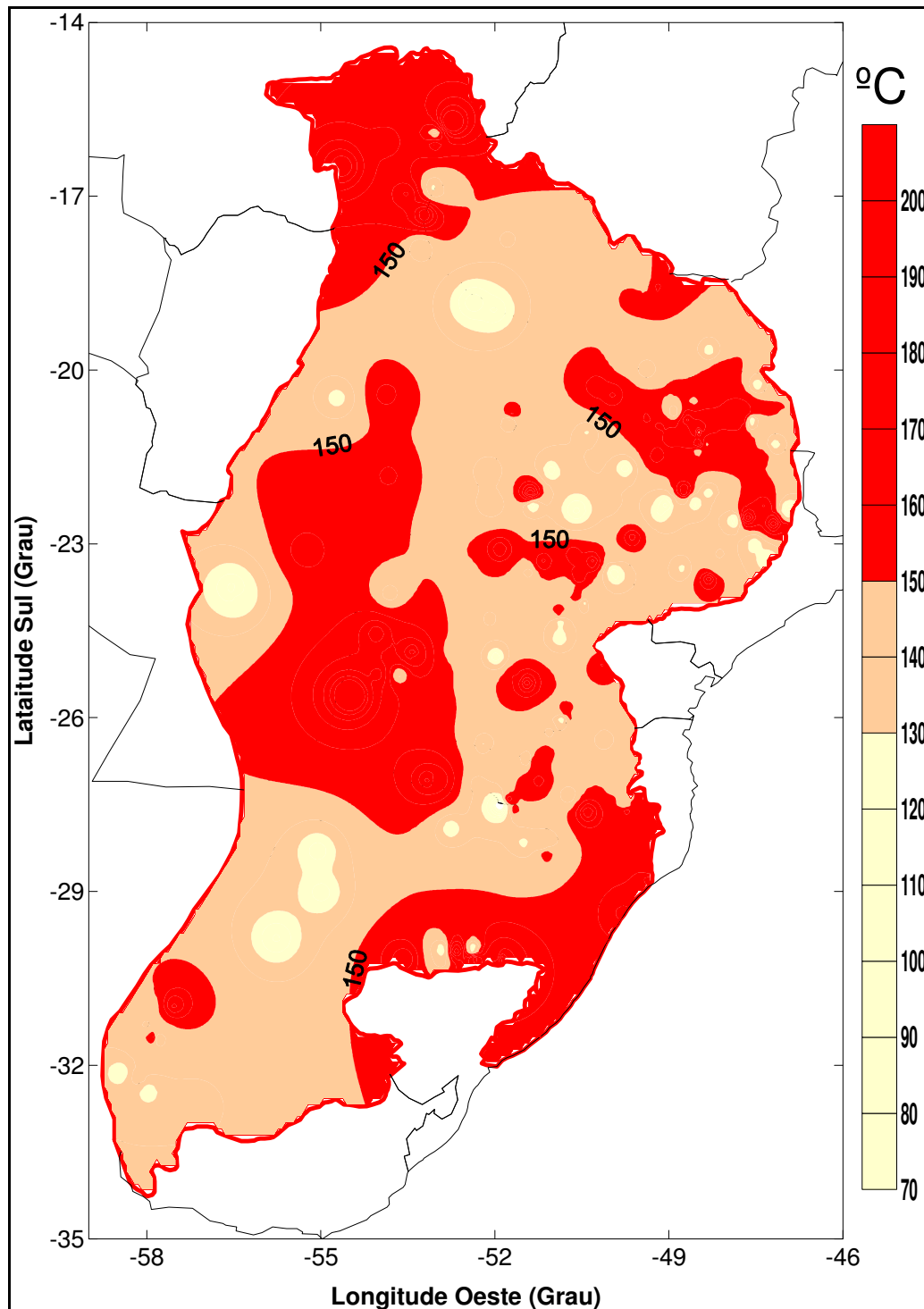


Figura 7.6 – Variação da temperatura na profundidade de 5 km na Bacia do Paraná.

7.4 – Estimativas Regionais de Recursos Geotermiais

Aborda-se neste item quantificação e mapeamento dos recursos geotermiais em escala regional da Bacia do Paraná. Para as estimativas dos Recursos Geotermiais, adotou-se neste trabalho 5 km como sendo a profundidade de referência no aproveitamento geotérmico para a bacia. O cálculo do Recurso Base Geotermal foi determinado de acordo com a prática recomendada por Muffler e Cataldi (1978). Os parâmetros utilizados neste trabalho para a avaliação do recurso base geotermal são apresentados na Tabela (7.2).

Tabela 7.2 – Valores dos parâmetros utilizados nas estimativas de recurso base.

Parâmetros	Valor	Unidade
Fluxo geotérmico médio da Bacia	67	mW/m ²
Temperatura média na Superfície	20	°C
Profundidade acessível de recursos geotermiais	5000	m
Densidade média dos sedimentos na bacia	2650	kg/m ³
Calor específico médio	836	J/kg/°C
Taxa de produção de calor radiogênico	0,000001	W/m ³

Para a área total de $1,20 \times 10^{12} \text{ m}^2$ (inclusa a parte brasileira e porções do Paraguai, Uruguai e Argentina) os resultados indicam um valor de $8,04 \times 10^{23} \text{ J}$ para o Recurso Base Geotermal da Bacia do Paraná.

Considerando uma porosidade média de 10% para todas as formações geológicas da Bacia do Paraná, obtemos a fração Recuperável total deste recurso no valor de $8,04 \times 10^{22} \text{ J}$. Estes valores e o conjunto de parametros utilizados constam na Tabela (7.3).

Tabela 7.3 – Recurso Base Geotermal Total e Recuperável da Bacia do Paraná.

Bacia do Paraná	Profund.	Densidade	Área	Rec. Base	Porosid.	R. Recup.
	(m)	(kg/m ³)	m ²	(J)	%	(J)
Valores obtidos	5000	2650	$1,20 \cdot 10^{12}$	$8,04 \cdot 10^{23}$	10	$8,04 \cdot 10^{22}$

O conjunto dos resultados dos recursos geotermiais é apresentado na Tabela (7.4), onde para o cálculo foram utilizadas as espessuras máximas das formações de acordo com Milani et al (2007).

As análises das características hidrogeológicas das principais formações geológicas mostram que as camadas de arenitos, de porosidade e de permeabilidade relativamente elevadas, compreendidos nas formações Paleozoicas retêm as partes significativas de recursos geotermiais recuperáveis. Os valores estimados de recursos recuperáveis são, respectivamente, $10,06 \times 10^{21}$ J para a formação Botucatu, $19,09 \times 10^{21}$ J para a formação Teresina, $52,26 \times 10^{21}$ J para a formação Itararé e $22,35 \times 10^{21}$ J para formação Ponta Grossa. Destaca-se também a Formação Serra Geral, que mesmo sendo de litotipo basáltica, apresenta Recurso Geotermal de $17,75 \times 10^{21}$ J, devido ao alto grau de fraturamento entre os derrames individuais.

Tabela 7.4 – Recurso Base Geotermal por formação geológica.

Formação Geológica	$E_{\max}$	$T_{\text{Zmédia}}$	Dens.	Poros.	Área	R. Base	R. Recup.
	(m)	(m)	(kg/m ³)	%	(10^{12} m ²)	(10^{22} J)	(10^{21} J)
Terc./Quaternário	260	25	2400	16	0,72	0,93	1,48
Serra Geral	1700	50	2900	8	1,08	22,19	17,75
Botucatu	450	57	2650	15	1,19	6,71	10,06
Santa Maria	300	61	2650	10	1,14	4,63	4,63
Rio do Rasto	650	75	2650	10	1,15	12,38	12,38
Teresina	850	88	2650	10	1,15	19,09	19,09
Serra Alta	100	89	2650	10	1,15	2,27	2,27
Irati	70	90	2650	10	1,16	1,63	1,63
Palermo	300	96	2650	10	1,16	7,41	7,41
Rio Bonito	350	102	2650	10	1,16	9,23	9,23
Itararé	1500	134	2650	10	1,18	52,26	52,26
Ponta Grossa	660	144	2650	9	1,18	24,83	22,35
Furnas	337	149	2650	8	1,19	13,18	10,55
Vila Maria	38	149	2650	8	1,19	1,49	1,19
Iapó	70	151	2650	8	1,19	2,78	2,22
Alto das Garças	253	153	2650	8	1,19	10,18	8,14

Foram avaliadas também ocorrências de recursos em função do valor do fluxo térmico local. Como a variação de fluxo geotérmico em superfície é relativamente grande, o intervalo escolhido para os cálculos é de 20 mW/m². Encontram-se reunidos na Tabela (7.5) os resultados obtidos para regiões onde o fluxo geotérmico se encontra entre valores de 20 e 120 mW/m². Nota-se que a maior fração do recurso recuperável está compreendida nas regiões onde o fluxo geotérmico se encontra entre valores de 60 e 80 mW/m².

Tabela 7.5 – Recurso Base e Recuperável de áreas limitadas em intervalos de 20 mW/m² no contorno do fluxo geotérmico.

Fluxo Geotérmico	Área	Recurso Base (J)		Recurso recuperável (J)	
(mW/m ²)	(m ²)	(10 ²² J)	σ (10 ²² J)	(10 ²¹ J)	σ (10 ²¹ J)
20-40	6,0.10 ¹⁰	1,74	0,04	1,74	0,04
40-60	2,4.10 ¹¹	11,9	0,29	11,9	0,29
60-80	8,6.10 ¹¹	60,6	1,51	60,6	1,51
80-100	2,4.10 ¹⁰	2,17	0,05	2,17	0,05
100-120	1,2.10 ¹⁰	1,33	0,03	1,33	0,03
67 (Média da Bacia)	1,2.10¹²	80,4	2,01	80,4	2,01

Os resultados obtidos nos cálculos dos recursos geotermiais são apresentados por local na Tabela (C.1) do Apêndice (3) para um total de 295 localidades. Foram determinados os Recursos Base e o Recurso Recuperável Geotermal.

Na tentativa de examinar a distribuição geográfica de recursos geotermiais foi efetuado o mapeamento dos recursos, com base na Tabela (C.1), utilizando as estimativas efetuadas para os locais de determinações de fluxo geotérmico.

Os resultados obtidos do mapeamento são apresentados, respectivamente, nas Figura (7.7 e 7.8) para o Recurso Base Geotermal Unitário e o Recurso Recuperável Unitário.

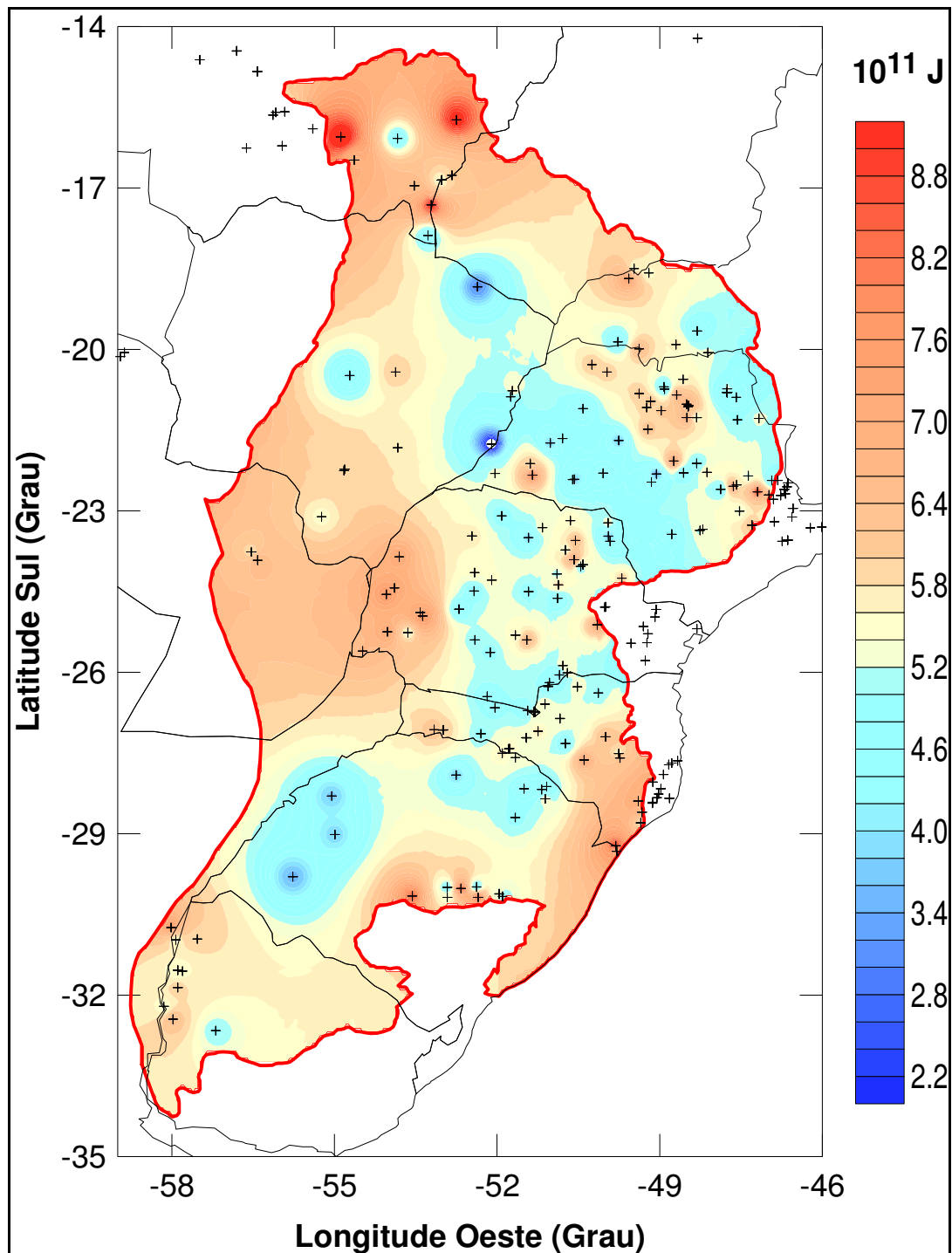


Figura 7.7 – Distribuição regional de Recurso Base Geotermal na Bacia do Paraná.

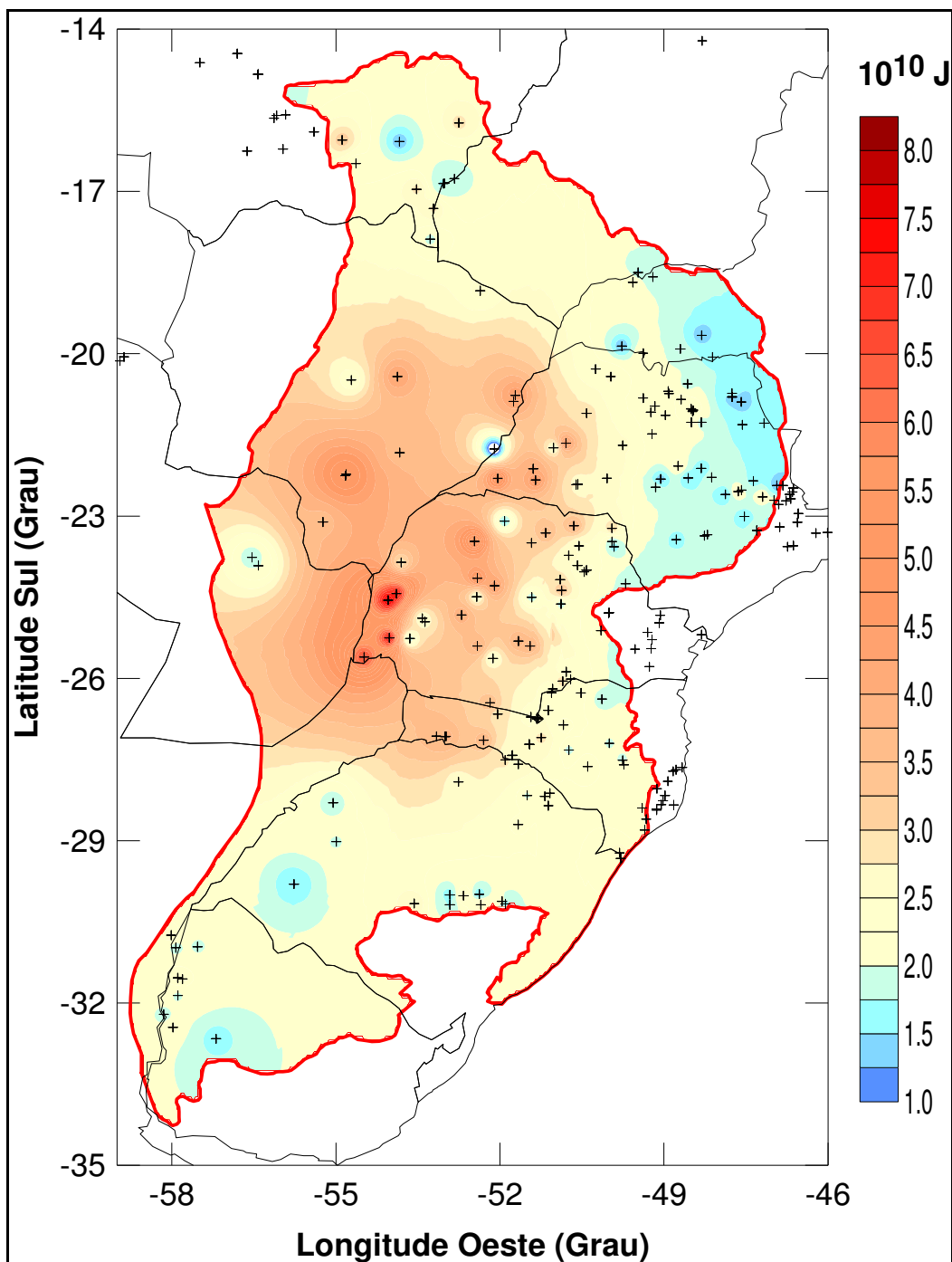


Figura 7.8 – Distribuição regional de Recurso Recuperável na Bacia do Paraná.

Os resultados apresentados nos mapas da Figuras (7.7 e 7.8) indicam que grande parte das regiões: Central, Norte-Noroeste, Oeste, e Sudeste da Bacia, são as que apresentam as maiores parcelas de Recurso Base Geotermal.

A região central e a parte Oeste da Bacia do Paraná são as que apresentam maior parcela de Recurso Recuperável.

Capítulo 8 – Conclusões

Os trabalhos realizados neste projeto de Doutorado representam a primeira avaliação em escala regional de recursos geotermiais da Bacia do Paraná. Esta consistiu de uma reavaliação dos resultados dos trabalhos anteriores constantes na literatura e aquisições complementares de dados realizadas nos Estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Goiás e Minas Gerais que permitiram avanços na qualidade e na quantidade das informações geotérmicas, assim como melhorias na sua análise e interpretação.

Descreve-se a seguir, de forma sintetizada, o significado dos resultados alcançados para avanços no conhecimento do campo térmico da Bacia do Paraná e suas correlações com a crosta principalmente nas regiões Sul e Sudeste do país.

A interpretação dos resultados obtidos será apresentada nos itens a seguir em quatro partes: a primeira é relativa ao interesse do campo térmico das camadas sedimentares e crustais, a segunda em relação à maturação de hidrocarbonetos, a terceira refere-se às características termo-tectônicas e a última refere-se às implicações para aproveitamento dos recursos geotermiais.

8.1 – Campo Térmico das Camadas Sedimentares e Crustais

A base de dados reunidos no presente trabalho inclui resultados de investigações geotérmicas em 545 localidades. Destes, 214 estão situados no interior da Bacia e os restantes 383 localizados nas áreas vizinhas.

Os resultados indicam que os gradientes geotérmicos na área sedimentar estão compreendidos entre 16 e 46 °C/km, com valor médio de 24 ± 4 °C/km. A condutividade térmica das formações geológicas variam de 1,8 a 5 W/m.K, com o valor médio de 2,89 W/m.K. Os valores de fluxo térmico situam-se no intervalo de 40 a 100 mW/m², sendo que seu valor médio é 67 ± 6 mW/m².

Os valores médios de gradiente de temperaturas e de fluxo geotérmico são considerados como representativos de uma região tectonicamente estável. Há indícios de que esta característica do campo térmico da crosta na área da bacia, traçado neste estudo, não vai se alterar de forma significativa com a aquisição de novos dados. Contudo, medições geotérmicas complementares são necessárias para melhorar as delimitações das anomalias geotérmicas locais identificadas neste trabalho.

As bases dos blocos da litosfera, correspondentes à temperatura de fusão de 1300 K, estão em profundidades que varia entre 88 e 110 km, sendo que a profundidade média é de 98 ± 10 km.

8.2 – Maturação de Hidrocarbonetos

A janela de maturação de petróleo em subsuperfície está relacionada com a variação do gradiente geotérmico, mostrando uma dependência direta da temperatura com a profundidade. Desta forma, os resultados dos gradientes geotérmicos permitem inferências quanto às profundidades de geração de hidrocarbonetos nas camadas sedimentares. De acordo com os estudos geológicos a Bacia do Paraná possui dois sistemas petrolíferos bem conhecidos que são, respectivamente, Ponta Grossa/Itararé e Irati/Rio-Bonito/Pirambóia.

De acordo com os resultados deste trabalho a Bacia do Paraná apresenta potencial geotérmico para geração de hidrocarbonetos, sendo que existe a probabilidade de se encontrar óleo pesado em profundidades de 2 a 3 km, óleo leve próximo de 3 km e gás a partir de 4 km, conforme indicado na Figura (8.1).

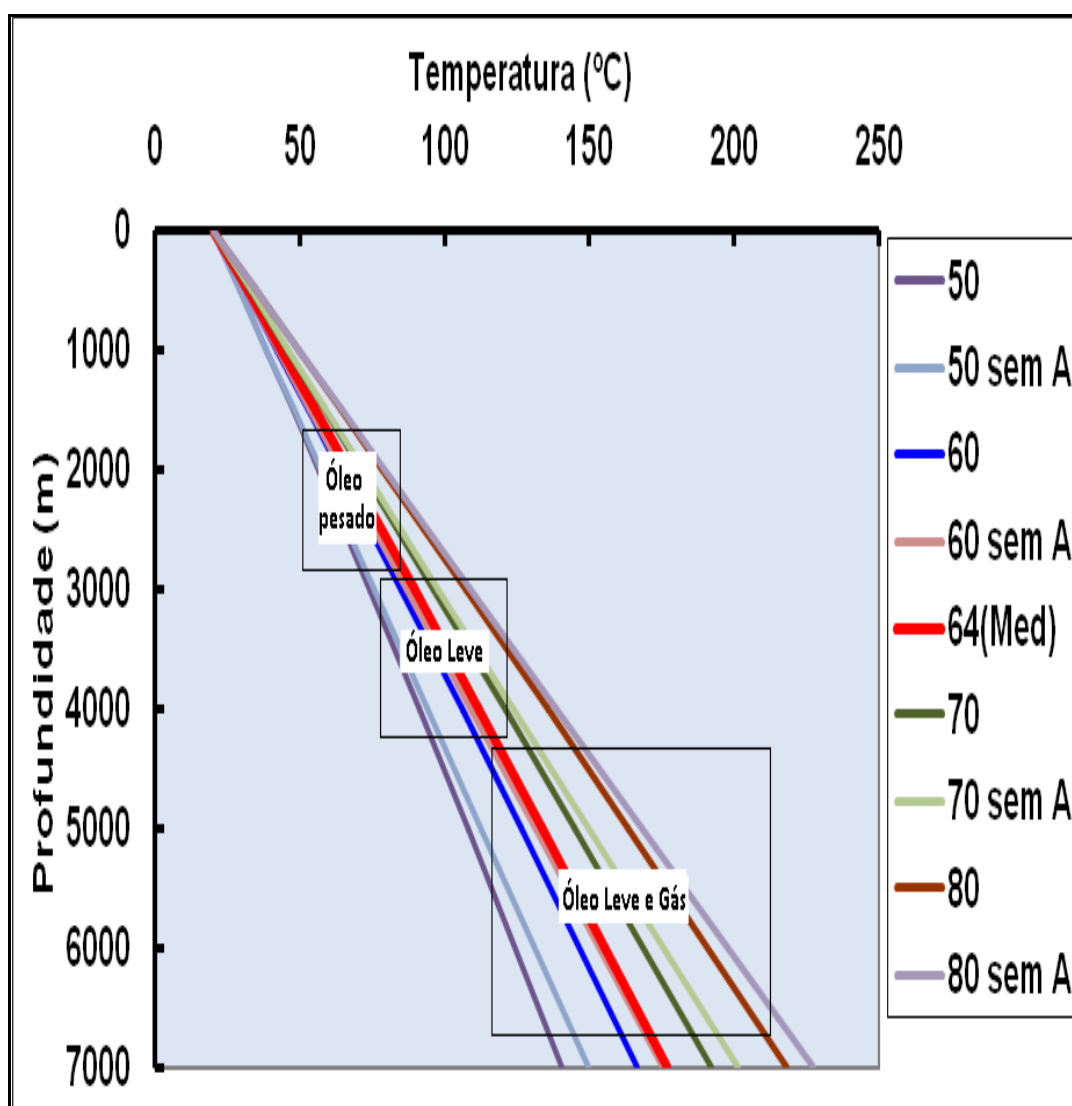


Figura 8.1 – Profundidades de geração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná.

A presença de soleiras em muitos locais da bacia acaba funcionando como uma rocha selante, podendo estas interferir principalmente na fase de migração e prejudicar o ciclo de armazenamento de petróleo. Portanto, mesmo em condições térmicas ideais a ausência de migração não permite formação de jazidas de petróleo.

Em contrapartida, valores elevados de gradiente geotérmico induzidos por soleiras favorecem a geração de gás, formando reservatórios do mesmo em locais de maior porosidade.

8.3 – Características Termo-Tectônicas

As distribuições regionais dos dados reunidos indicam ausência de anomalias térmicas de extensão regional na parte central da bacia, apesar do fato que existem valores relativamente elevados de gradiente (Figuras 5.2, 5.3 e 5.4) e de fluxo geotérmico (Figuras 5.7 e 5.8) na região Norte e na borda Sudeste da área de estudo. Implica que a dissipação de calor residual dos processos termotectônicos (que contribuíram para a formação da bacia) ocorreu em escalas de tempo relativamente curto. Em outras palavras, os processos termotectônicos tiveram atuação em profundidades relativamente rasas das camadas crustais, permitindo desta forma a dissipação em grande parte do calor residual. Essa conclusão contraria a hipótese de ocorrência de processos tais como emplacamento magmático subcrustal, aventada nos estudos anteriores (Hurter e Pollack, 1995).

Outro fato notável é a localização das regiões de anomalias geotérmicas identificadas na área sedimentar da Bacia e seu entorno. Existe a possibilidade de que o formato geométrico das áreas das anomalias pode ser considerado como constituído de três faixas, conforme indicado na Figura (8.2).

A primeira faixa (indicada como região A na Figura - 8.2) situa-se na parte Norte-Noroeste da Bacia com orientação Sudoeste – Nordeste e apresenta valores de gradiente térmico maiores que 29 °C/km e fluxo térmico maior que 70 mW/m². É bem acentuada a proximidade desta faixa com o Lineamento Brasileiro e a extensão linear da feição estrutural identificada na literatura geológica como faixa Paraguai-Araguaia.

A segunda (identificada como região B na Figura - 8.2) atravessa a parte central da bacia, ao longo de uma faixa linear, quase coincidente com a faixa de lineamentos magnéticos, seguindo a direção aproximada dos diques do Arco de Ponta Grossa. A sua orientação Sudeste – Noroeste é perpendicular à faixa A na parte Noroeste da bacia.

A terceira faixa (identificada como região C na Figura - 8.2) se encontra localizada na borda Sudeste da bacia, apresentando orientação semelhante à da faixa A, ou seja, Sudoeste - Nordeste. As características térmicas são também semelhantes às observadas na Região A.

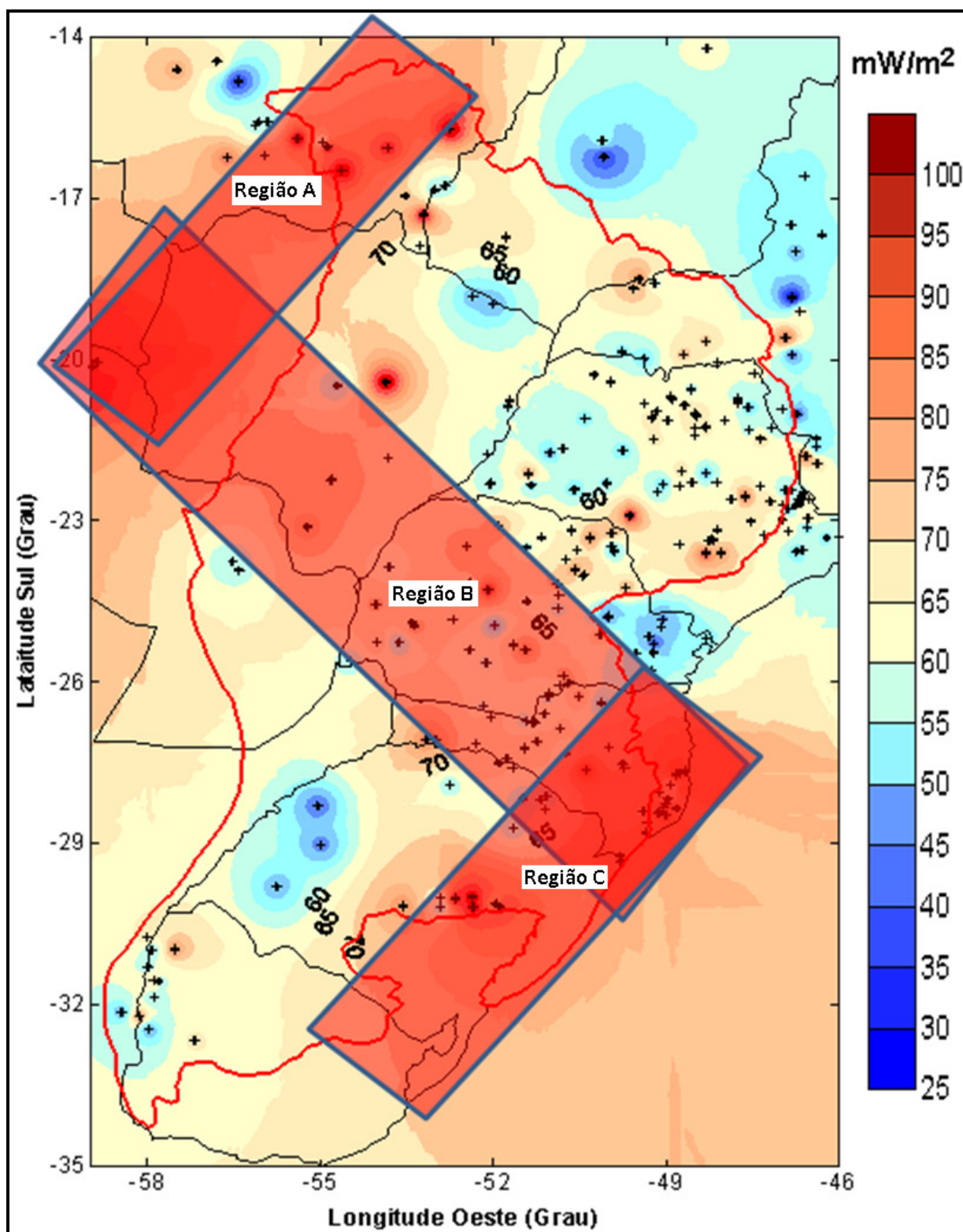


Figura 8.2 – Regiões geotérmicas anômalas (A, B e C) na Bacia do Paraná e seu entorno.

A identificação das regiões de anomalias térmicas como faixas lineares com orientações distintas são consideradas como indicativo de zonas de injeção magmática subcrustal, semelhante às que ocorrem nas cadeias meso-oceânicas. Neste contexto, aventa-se a hipótese de que a conjugação das faixas ortogonais do fluxo térmico é indicativa de uma possível cadeia de injeção magmática, abortada após a liberação do magma que originou a Formação Serra Geral.

8.4 – Implicações para Aproveitamento de Recursos Geotermiais

A avaliação de recursos se baseou principalmente em dados geotérmicos, mas também foram utilizados os resultados de estudos geológicos e geofísicos realizados nas últimas décadas, na área de estudo.

De modo geral a Bacia do Paraná é caracterizada por recursos geotérmicos do tipo baixa entalpia com temperaturas compreendidas no intervalo de 40 a 90 °C. Existem muitos locais onde poderão ser explotadas águas mesotermiais com temperaturas entre 30 e 50 °C, em profundidades menores que 1 km, conforme indicado nas Figuras 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 7.2 e 7.3. Em profundidades maiores que 1500 m alcançamos águas hipertermais em vários locais da bacia apresentando temperatura com valores maiores que 50 °C. Por outro lado, recursos geotermiais com temperaturas maiores que 70 °C ocorrem em profundidades maiores que 3000 metros em grande parte da bacia, conforme se observa nas Figuras 6.3, 6.4, 7.2, 7.3, 7.7, 7.5 e 7.6. Esta profundidade é geralmente considerada como limite econômico para a extração de recursos geotermiais de acordo com as condições tecnológicas de exploração atuais. Temperaturas maiores que 100 °C são alcançadas em profundidades maiores que 4000 metros. Contudo, há indícios de que nessas profundidades a fração recuperável dos recursos torna-se menor. Essas limitações devem ser levadas em consideração no planejamento futuro de exploração de recursos geotermiais.

O Recurso Base Geotermal da Bacia do Paraná é estimado em $8,04 \times 10^{23}$ J. A parcela recuperável desse recurso, estimado em $8,04 \times 10^{22}$ J, se encontra associada a dois sistemas de aquíferos confinados: Guarani e Furnas - Ponta Grossa. O primeiro se encontra nas partes Sudeste e Noroeste da bacia, em profundidades de 1 a 3 km, onde os valores de gradiente e de fluxo geotérmico são relativamente elevados (na faixa de 25 a 50 °C/km e de 80 a 120 mW/m², respectivamente). O segundo ocorre em profundidades de 3 a 5 km, na parte central da bacia, onde os valores de gradiente e de fluxo geotérmico são relativamente menores (na faixa de 10 a 25 °C/km e de 50 a 80 mW/m², respectivamente).

O mapeamento da razão entre o Recurso Recuperável e o Recurso Base Geotermal, apresentado na Figura (8.3), revela que a maior parcela do fator recuperável está situada nas regiões centrais e na direção do depocentro da Bacia do Paraná.

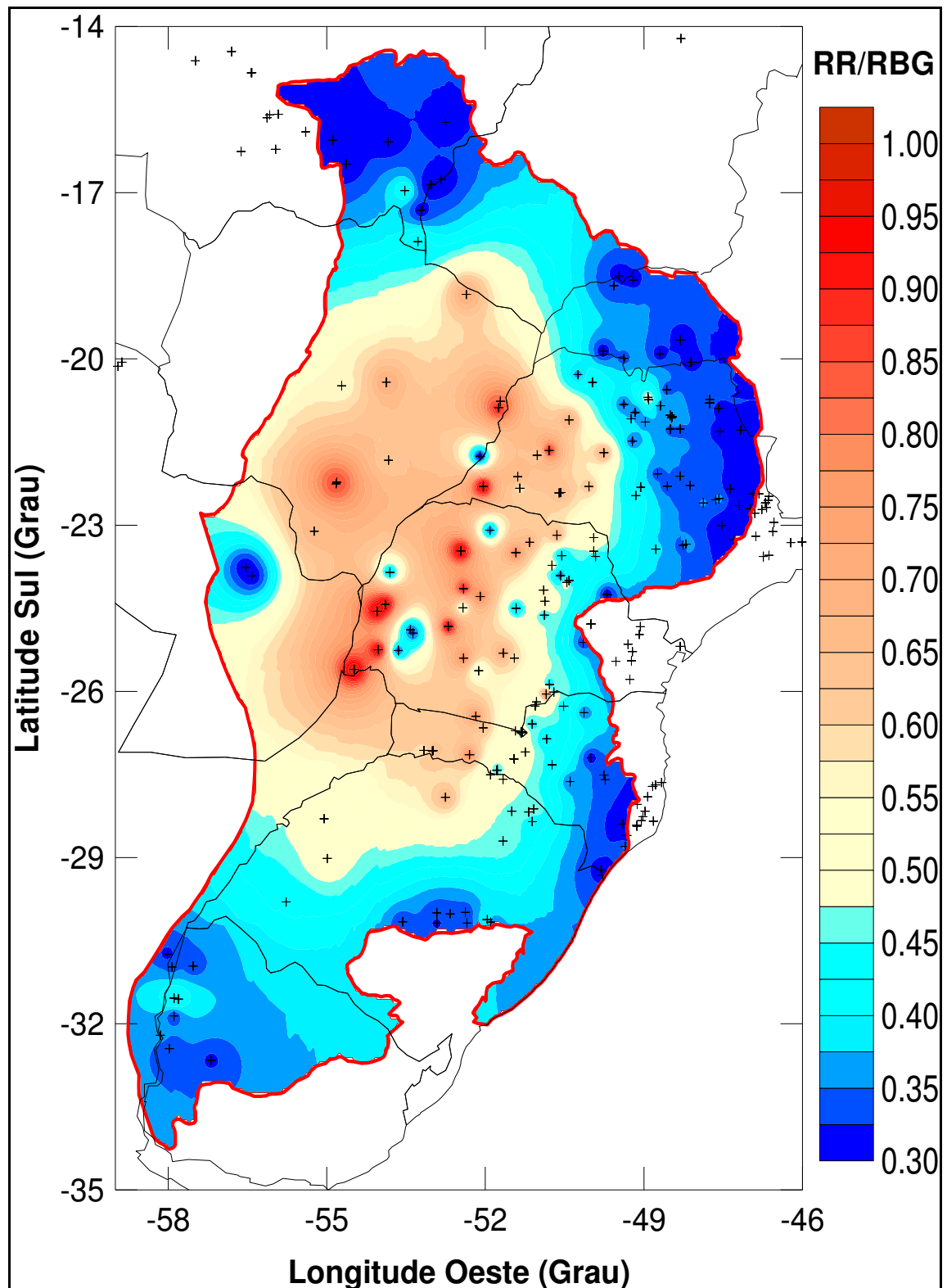


Figura 8.3 – Razão entre o Recurso Recuperável e o Recurso Base Geotermal da Bacia do Paraná. As cores amarelas, marrons e vermelhas indicam as regiões de maior aproveitamento dos Recursos Recuperáveis Geotermiais da Bacia do Paraná.

No que se refere ao aproveitamento de recursos geotermiais destacam-se as possibilidades de utilização para fins balneológicos e turismo termal em grandes áreas no interior da bacia.

O potencial para aproveitamento direto é significativo principalmente nos segmentos Norte-Noroeste, Centro e Sul-Sudeste da bacia.

Outro fato notável é a existência de recursos recuperáveis com temperaturas superiores a 100 °C em profundidades em torno de 5 km conforme indicado nas Figuras (7.5 e 7.6). Estabelece-se assim a viabilidade de aproveitamento de recursos geotermiais para geração de energia elétrica, principalmente na região central da Bacia do Paraná.

Apêndice 1

Os resultados dos dados de gradientes geotérmicos que se encontram no entorno ou fora da Bacia do Paraná são apresentados a seguir. Primeiramente na porção Brasileira por Estado e depois nos Países Vizinhos.

A.1 –Gradientes Geotérmicos no Estado de São Paulo

São apresentados os resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT, CBT, AQT e GCL, respectivamente nas Tabelas (A1.1), (A1..2), (A1.3), (A1.4) e (A1.5).

Tabela A1.1 – Gradiente Térmico no Estado de São Paulo do Tipo CVL em 58 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Águas de Lindoia	-46,6333	-22,4833	204	674	17,9	0,99
Amparo	-46,7667	-22,7167	119	629	17,9	0,14
Araras	-47,3667	-22,3500	150	803	19,9	1,31
Atibaia	-46,5592	-23,1169	160	621	13,4	0,17
Bebedouro	-48,4685	-21,0492	150	650	32,3	1,61
Bragança Paulista	-46,5419	-22,9519	180	817	21,9	0,16
Cosmópolis	-47,1961	-22,6458	120	206	35,6	0,61
Dourado	-48,3167	-22,1167	197	539	20,1	1,01
Guaratingetá	-45,2233	-22,7964	89	539	30,2	1,51
Guaratingetá	-45,2506	-22,8411	141	643	25,0	1,25
Itapira	-46,8217	-22,4361	270	481	16,0	0,27
Itápolis	-48,3167	-21,2667	279	583	28,4	0,67
Itú	-47,2992	-23,2642	140	583	20,0	0,04
Itú	-47,2991	-23,2641	84	567	27,6	0,53
Jacareí	-46,0092	-23,3042	60	567	19,9	0,99
Jaguariúna	-46,9858	-22,7056	195	584	29,1	1,3
Jaú	-48,5578	-22,2964	172	761	23,1	0,59
Jundiaí	-46,8842	-23,2017	94	677	21,1	22,15
Lindóia	-46,6500	-22,5550	214	524	11,7	21,46
Lorena	-45,1097	-22,7817	120	524	19,5	27,27
Lucélia	-51,0189	-21,7383	120	632	18,7	0,94
Mogi Mirim	-46,9333	-22,4333	147	750	14,2	0,94
Monte Alegre do Sul	-46,6808	-22,6819	90	775	20,9	0,13
Nuporanga	-47,7542	-20,7303	140	775	18,6	0,93
Olímpia	-48,9092	-20,7372	90	590	22,6	1,13
Pedreira	-46,9014	-22,7850	230	475	10,0	0,5
Presidente Prudente	-51,3889	-22,1256	194	515	36,7	0,95
Rafard	-47,5269	-23,0061	40	620	19,5	0,3
São José dos Campos	-45,7833	-22,9667	83	620	29,3	1,47
São José dos Campos	-45,7833	-22,9667	87	760	24,5	1,22
São Luís do Paraitinga	-45,3088	-23,2231	202	760	13,3	1,19
São Paulo	-46,7413	-23,5663	250	760	18,9	0,94
São Paulo	-46,6361	-23,5475	243	760	22,0	1,1
São Paulo	-46,6361	-23,5475	188	25	24,4	1,22
São Sebastião	-45,4167	-23,8000	111	25	16,3	0,81
Serra Azul	-47,5656	-21,3108	184	840	19,4	0,97
Serra Negra	-46,7006	-22,6000	143	925	23,9	1,13
Votupuranga	-49,9728	-20,4228	199	860	30,6	1,53

Tabela A1.2 – Gradiente Térmico no Estado de São Paulo do Tipo BHT em 16 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Águas de S. Pedro	-47,8761	-22,5994	1259	465	18,2	0,91
Amadeu Amaral(AA)	-50,0417	-22,3022	2966	441	23,1	1,15
Aracatuba (AR)	-50,4158	-21,1000	3605	378	22,1	1,10
Cuiabá Paulista	-52,0394	-22,3035	5136	396	23,6	1,18
Cuiabá Paulista	-52,0621	-22,3253	5525	377	22,6	1,13
Guareí	-48,2045	-23,3431	981	714	22,8	1,14
Guareí	-48,2582	-23,3653	912	716	24,5	1,23
Lagoa Azul	-50,7929	-21,6542	4415	420	22,8	0,07
Lins	-49,7554	-21,6927	3460	435	18,8	0,15
Olímpia	-48,9217	-20,6943	2568	500	24,2	1,21
Paraguaçu Paulista	-50,6038	-22,4184	1684	615	22,3	1,11
Paranapanema (PN)	-48,7749	-23,4344	1684	615	22,3	1,11
Piratininga (PA)	-49,1524	-22,4668	2105	570	20,1	1,01
Pitanga	-47,6402	-22,5444	1228	637	33,7	1,69
Pres. Epitácio (PE)	-52,1021	-21,7583	3954	184	23,4	1,17
Taciba (TB)	-51,3467	-22,3340	4783	439	20,4	1,02

Tabela A1.3 – Gradiente Térmico no Estado de São Paulo do Tipo CBT em 25 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Batatais	-47,5850	-20,8911	260	862	16,4	0,82
Baurú	-49,0606	-22,3147	60	526	16,6	0,83
Bebedouro	-48,4792	-21,0673	182	563	24,8	1,24
Brotas	-48,1267	-22,2842	150	647	24,8	1,24
Caçapava	-45,7069	-23,1008	197	560	35,3	1,77
Cassia dos Coqueiros	-47,1697	-21,2828	140	890	20,3	1,01
Catanduva	-48,9728	-21,1378	457	503	29,5	1,48
Fernandópolis	-50,2500	-20,2833	1285	535	29,3	1,47
Guaratingetá	-45,1667	-22,7817	84,5	539	32,8	1,64
Guaratingetá	-45,1739	-22,8017	76,5	539	32,6	1,63
Guaratingetá	-45,1614	-22,7606	76,5	539	22,9	1,15
Ibirá	-49,2500	-21,0833	70	446	28,9	1,44
Jaboticabal	-48,3222	-21,2547	200	567	21,5	1,07
Jacareí	-45,9556	-23,2956	46	567	18,6	0,93
Lorena	-45,0539	-22,7783	125	524	19,5	0,18
Monte Azul	-48,6861	-20,8444	200	611	32,3	1,61
Novo Horizonte	-49,2167	-21,4833	430	447	29,0	1,45
Nuporanga	-47,7542	-20,7983	205	775	32,1	1,61
Pindamonhangaba	-45,4200	-22,9100	100	557	37,5	1,88
Pindamonhangaba	-45,4900	-22,8900	100	557	37,5	1,88
Piquete	-45,1761	-22,6136	88	645	16,5	0,83
São José dos Campos	-45,8358	-23,1803	88	600	27,4	1,37
São José dos Campos	-45,7833	-22,9667	88	600	21,1	1,05
São José dos Campos	-45,2506	-22,8411	166	600	22,1	1,11
Taubaté	-45,5948	-23,0423	490	580	51,0	2,55

Tabela A1.4 – Gradiente Térmico no Estado de São Paulo do Tipo AQT em 6 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Bariri	-48,7403	-22,0744	131	447	33,6	1,68
Barretos	-48,5678	-20,5572	600	530	25,0	1,17
Monte Alto	-48,5000	-21,2667	464	735	32,8	1,13
Paraguaçu Paulista	-50,5758	-22,4128	1400	506	24,3	1,21
São J. do Rio Preto	-49,3794	-20,8197	790	489	28,2	1,41
Três Lagoas	-51,7167	-20,7667	823	300	28,6	1,43

Tabela A1.5 – Gradiente Térmico no Estado de São Paulo do Tipo GCL em 17 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Campos do Jordão	-45,5833	-22,7500	658	1628	24,3	1,22
Guareí	-48,1842	-23,3728	635	635	32,0	1,60
Ibira	-49,2408	-21,0803	450	446	28,9	1,44
Itapetininga	-48,0531	-23,5917	1200	656	32,4	1,62
Itapira	-46,8217	-22,4361	1100	643	24,6	1,23
Monte Aleg. do Sul	-46,6808	-22,6819	600	750	26,2	1,31
Pederneiras	-48,7750	-22,3517	645	475	24,4	1,22
Pedregulho	-47,4767	-20,2569	1100	1035	24,4	1,22
Rechan	-48,3164	-23,5944	1400	610	33,6	1,68
Santa C. R. Pardo	-49,6325	-22,8989	880	467	33,6	1,68
Santa R. do Viterbo	-47,3631	-21,4728	1200	675	26,7	1,33
Serra Negra	-46,7006	-22,6122	600	925	23,0	1,15
Sertãozinho	-47,9903	-21,1378	800	579	24,4	1,22
Socorro	-46,5289	-22,5914	900	752	24,3	1,22
Taquaratinga	-48,5047	-21,4061	700	565	24,3	1,21
Valinhos	-46,9958	-22,9706	600	660	28,3	1,42
Porangaba	-48,1250	-23,1703	1200	525	24,2	1,21

A.2 –Gradientes Geotérmicos no Estado do Paraná

Serão apresentados os 52 resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT, CBT e GCL, respectivamente nas Tabelas (A1.6), (A1.7), (A1.8) e (A1.9).

Tabela A1.6 – Gradiente Térmico no Estado Paraná do Tipo CVL em 13 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Cascavel	-53,3717	-24,9511	238	669	35,9	1,80
Cascavel	-53,4173	-24,8891	180	781	31,1	1,56
Curitiba	-49,2353	-25,4491	404	858	18,2	0,91
Congoinhas	-50,5536	-23,5511	337	753	30,9	1,54
Cornélio Procopio	-50,6467	-23,1811	950	624	30,0	1,50
Curiuva	-50,4582	-24,0324	132	776	19,7	0,99
Figueira	-50,4167	-24,0000	70	620	25,0	1,25
Figueira	-50,4167	-24,0000	80	620	26,5	1,33
Lindoeste	-53,6449	-25,2616	102	382	24,1	1,21
Medianeira	-54,0237	-25,2500	134	356	33,0	1,65
Ponta Grossa	-50,3167	-23,3167	208	969	33,5	1,67
Sapopema	-50,5803	-23,9108	97	753	26,1	1,30
Sapopema	-50,5803	-23,9108	160	753	39,0	1,95

Tabela A1.7 – Gradiente Térmico no Estado Paraná do Tipo BHT em 21 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Alto Piquiri	-52,7014	-24,8280	4863	562	25,0	1,25
Altonia	-53,8070	-23,8545	5554	410	23,3	1,17
Ângulo	-51,9131	-23,0929	2787	516	32,6	1,63
Apucarana	-51,4214	-23,4969	4300	843	23,6	1,18
Campo Mourão	-52,4138	-24,1463	4455	618	26,1	1,30
Cândido Abreu	-52,4239	-24,4928	2792	468	25,7	1,29
Cândido Abreu	-51,4183	-24,5020	1888	472	24,4	1,22
P. de Frontin(Ch. Sol)	-51,9833	-24,9500	2465	858	18,5	0,92
Guarapuava	-51,6600	-25,3100	3650	994	28,3	1,42
Jacarezinho	-49,9523	-23,2259	2684	505	26,3	1,32
Joaquim Távora	-49,9485	-23,4707	2334	562	18,6	0,93
Laranjeira do Sul	-52,4111	-25,4008	3968	842	25,5	1,28
Mallet	-50,7861	-25,8778	1862	850	28,1	1,40
Ortigueira(Monjolinho)	-50,8706	-24,3744	2017	816	20,8	1,04
Ortigueira	-50,8964	-24,1733	2025	728	27,4	1,37
Quatiguá	-49,9136	-23,5667	1386	534	19,3	0,97
Reserva	-50,8833	-24,6250	1909	932	20,1	1,01
Rio Claro do Sul	-50,7044	-26,0133	2000	512	26,4	1,32
Rio Ivaí	-52,4633	-23,4664	5337	315	26,1	1,31
São Jer. da Serra	-50,7411	-23,7275	2346	1074	26,5	1,33
União de Vitória	-51,0333	-26,1917	2163	764	25,0	1,25

Tabela A1.8 – Gradiente Térmico no Estado Paraná do Tipo CBT em 6 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Arapoti (Cachoeirinha)	-49,0667	-24,8333	50	860	14,9	0,75
Foz do Iguaçu	-54,4818	-25,6057	843	267	26,1	1,30
Iretama	-52,0982	-24,2876	500	372	46,0	2,30
Londrina	-51,1628	-23,3103	968	585	31,0	1,55
Marechal C. Rondon	-54,0431	-24,5541	290	396	34,0	1,70
Tunas do Paraná	-49,0858	-24,9744	185	906	15,8	0,79

Tabela A1.9 – Gradiente Térmico no Estado Paraná do Tipo GCL em 12 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Rio B. Sul (Votuverava)	-48,3142	-25,1900	1800	821	19,5	0,97
Alm. Tamandaré	-49,3000	-25,1500	2400	940	15,4	0,77
Campo Largo	-49,5280	-25,4590	1200	956	18,1	0,91
Candói	-52,1260	-25,6300	2800	880	25,5	1,27
Castro	-50,0119	-24,7911	200	990	10,9	0,54
Cerro Azul	-49,2667	-25,7833	2000	318	18,6	0,93
Colombo	-49,2167	-25,2833	1800	1020	12,3	0,62
Guarapuava	-51,4500	-25,4000	3000	1090	35,6	1,78
Jaguariaíva	-49,7000	-24,2500	2400	850	26,4	1,32
Ponta Grossa	-50,1500	-25,1167	2400	960	28,6	1,43
Paulo de Frontin	-50,8500	-26,0500	2400	770	20,5	1,03
Castro	-50,0000	-24,7833	2000	999	19,6	0,98

A.3 – Gradientes Geotérmicos no Estado de Santa Catarina

Serão apresentados os 58 resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT e CBT, respectivamente nas Tabelas (A1.10), (A1.11) e (A1.12).

Tabela A1.10 – Gradiente térmico no Estado de Santa Catarina tipo CVL em 4 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Içara	-49,3500	-28,8000	160	48	31,3	1,57
Lauro Muller	-49,3970	-28,3930	130	220	27,8	1,39
Papanduva	-50,1333	-26,3833	300	788	22,7	1,14
Taió	-50,0000	-27,2000	270	359	26,1	1,31

Tabela A1.11 – Gradiente térmico no Estado de Santa Catarina tipo BHT em 21 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Abelardo Luz	-52,1814	-26,4502	3900	1022	22,2	1,11
Água Doce	-51,4335	-26,7130	3002	1303	18,7	0,93
Barra Nova	-49,7553	-27,5124	1101	727	24,4	1,22
Caçador	-51,2973	-26,7359	2968	1137	26,2	1,31
Caçador	-51,3174	-26,7293	2096	1104	26,4	1,32
Caçador	-51,3264	-26,7458	2070	1085	26,2	1,31
Caçador	-51,3153	-26,7464	2235	1082	26,2	1,31
Caçador	-50,8403	-26,8599	1935	1103	32,6	1,63
Canoinhas	-50,8403	-26,8599	1244	767	25,4	1,27
Canoinhas	-50,5189	-26,2692	1776	780	25,8	1,29
Curitibanos(Marombas)	-50,7375	-27,3249	2071	848	22,0	1,10
Erval Velho	-51,4638	-27,2158	2700	830	27,8	1,39
Erval Velho	-51,4539	-27,2222	2489	857	27,8	1,39
Hercílioópolis	-52,0400	-26,6600	3273	1078	25,1	1,25
Lages	-50,3953	-27,6297	1344	850	34,5	1,73
Matos Costa	-51,1156	-26,5901	1967	1181	27,6	1,38
Petrolândia	-49,7326	-27,5943	1126	934	29,4	1,47
Piratuba	-51,7841	-27,4258	2271	441	25,5	1,28
Porto União	-51,0576	-26,2655	2326	754	23,2	1,16
Tangará	-51,2444	-27,0953	2431	643	30,3	1,52
Seara	-52,2985	-27,1437	4000	675	23,5	1,18

Tabela A.12 – Gradiente térmico no Estado de Santa Catarina tipo GCL em 33 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Ág.de Chapecó	-52,9867	-27,0703	500	291	32,0	1,60
Ág. Mornas1	-48,8333	-27,7167	500	70	34,0	1,70
Ág. Mornas2	-48,8333	-27,7167	500	70	34,0	1,70
Ag.Mornas (Chuá1)	-48,8333	-27,7167	500	70	30,0	1,50
Ag. Mornas (Chuá2)	-48,8333	-27,7167	500	70	33,3	1,67
Ag. Mornas (Crystal)	-48,8333	-27,7167	500	70	30,0	1,50
Armazém (Sta.Terezinha)	-49,0175	-28,2619	500	30	31,6	1,58
Cocal do Sul (São Pedro)	-49,3258	-28,6011	500	58	26,4	1,32
Gravatal	-49,0500	-28,3333	500	30	34,0	1,70
Imaruí (Minerale1)	-48,8200	-28,3414	500	6	31,8	1,59
Imaruí (Minerale2)	-48,8200	-28,3414	500	6	27,2	1,36
Palhoça (Sta.Catarina)	-48,6678	-27,6453	500	3	30,0	1,50
Palmitos (Ilha Redonda)	-53,1611	-27,0675	500	406	34,8	1,74
Piratuba	-51,7719	-27,4197	500	430	32,0	1,60
R.Pouso	-49,1333	-28,4167	500	20	32,0	1,60
S.R.de Lima	-49,1278	-28,0392	500	240	30,2	1,51
S.A. Imperatriz	-48,7790	-27,6880	2000	18	29,3	1,46
S.A.Imp.(Caldas 1 e 2)	-48,7790	-27,6880	500	22	35,6	1,78
S.A. Imp.(Figueira)	-48,7790	-27,6880	500	22	33,0	1,65
S.A. Imp.(Piscina)	-48,7790	-27,6880	500	22	32,4	1,62
S.A. Imp.(Plaza)	-48,7790	-27,6880	500	22	38,0	1,90
S.A. Imp.(Baden-Baden)	-48,7790	-27,6880	500	22	19,0	0,95
S.Bonifácio1	-48,9292	-27,9014	500	410	18,4	0,92
S.Bonifácio2	-48,9292	-27,9014	500	410	21,0	1,05
S.Bonifácio3	-48,9292	-27,9014	500	410	16,0	0,80
S. Carlos (Ág.de Prata1)	-53,0039	-27,0775	500	264	32,0	1,60
S.J.do Sul	-49,8100	-29,2233	500	15	36,0	1,80
S. Martinho (Urca)	-48,9794	-28,1647	500	38	18,2	0,91
Tubarão	-49,1333	-28,4333	500	20	34,0	1,70
Tubarão (Guarda1)	-49,0069	-28,4667	500	20	31,6	1,58
Tubarão (Guarda2)	-49,0069	-28,4667	500	20	28,0	1,40

A.4 –Gradientes Geotérmicos no Estado do Rio Grande do Sul

Serão apresentados os 21 resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT e CBT, respectivamente nas Tabelas (A.13), (A.14) e (A.15).

Tabela A.13 – Gradiente térmico no Estado do Rio Grande do Sul do tipo CVL em 6 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Termico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Butiá	-51,9622	-30,1197	150	71	28,8	1,44
Butiá	-51,9000	-30,1667	170	71	38,8	1,94
Butiá	-51,9622	-30,1197	190	71	33,4	1,67
Paraíso do Sul(Piqueri)	-52,9167	-30,1833	760	108	22,9	1,14
Rio Pardo	-52,3781	-29,9897	330	47	41,0	2,05
Rio Pardo	-52,6667	-30,0167	120	47	40,3	2,01

Tabela A.14 – Gradiente térmico no Estado do Rio Grande do Sul do tipo BHT em 12 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Termico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Alegrete	-55,7666	-29,8022	2045	80	18,1	0,91
Esmeralda	-51,1785	-28,1786	2418	922	23,0	1,15
Esmeralda	-51,0853	-28,1219	2424	956	23,0	1,15
Itacurubi	-54,9917	-29,0167	2533	360	19,9	1,00
Lagoa Vermelha	-51,5028	-28,1635	2363	687	20,2	1,01
Machadinho	-51,6631	-27,5867	2712	733	27,9	1,39
M. Ramos	-51,9028	-27,5074	2590	372	28,6	1,43
Muitos Capões	-51,1128	-28,3520	1967	915	27,8	1,39
Nova Bassano	-51,6644	-28,7014	2251	692	25,7	1,28
Ronda Alta	-52,7558	-27,9111	3422	651	20,6	1,03
Rincão S. Pedro	-55,0502	-28,3000	2403	155	19,4	0,97
Torres	-49,7915	-29,3261	991	29	31,7	1,59

Tabela A.15 – Gradiente Térmico no Estado do Rio Grande do Sul do tipo CBT em 3 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Termico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Cachoeira do Sul	-52,9167	-30,0000	115	68	20,3	1,02
Rio Pardo	-52,3500	-30,1833	160	47	40,3	2,01
São Sepé	-53,5653	-30,1606	200	85	36,0	1,80

A.5 – Gradientes Geotérmicos no Estado de Mato Grosso

Serão apresentados os resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT, CBT e GCL, respectivamente nas Tabelas (A.16), (A.17), (A.18) e (A.19).

Tabela A.16 – Gradiente Térmico no Estado de Mato Grosso do tipo CBT em 14 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Alto Araguaia	-53,2153	-17,3147	150	692	38,2	1,91
Araguainha1	-53,0325	-16,8561	190	460	20,8	1,04
Cuiabá 1	-56,0833	-15,5961	117	176	21,4	1,07
Cuiabá 2	-55,9167	-15,5833	123	176	18,8	0,94
Jaciara	-54,9683	-15,9653	216	367	20,6	1,03
Juscimeira	-54,8844	-16,0506	150	251	43,4	2,17
Nortelandia	-56,8028	-14,4547	152	244	28,4	1,42
Poconé	-56,6228	-16,2567	95	142	39,7	1,99
Ponte Branca	-52,8333	-16,7642	145	424	23,1	1,16
Rosario Oeste	-56,4275	-14,8361	154	192	10,5	0,53
Rosario Oeste	-56,4167	-14,8333	152	192	15,9	0,79
Tangará da Serra	-57,4858	-14,6194	151	387	26,4	1,32
Tesouro	-53,8358	-16,0792	105	410	40,2	2,01
Várzea Grande	-56,1325	-15,6467	147	190	21,1	1,05

Tabela A.17 – Gradiente Térmico no Estado de Mato Grosso do tipo BHT em 2 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Alto Garças	-53,5249	-16,9607	1947	794	26,1	1,30
Alto Taquari	-53,2747	-17,8817	2021	843	21,7	1,08

Tabela A.18 – Gradiente Térmico no Estado de Mato Grosso do tipo CBT em 2 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Araguainha2	-53,0167	-16,8500	150	462	25,2	1,26
Nortelandia	-56,8020	-14,4500	101	244	29,8	1,49

Tabela A.19 – Gradiente Térmico no Estado de Mato Grosso do tipo GCL em 4 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Barao Melgaço	-55,9667	-16,2167	2000	156	38,4	1,92
General Carneiro	-52,7500	-15,7333	900	343	40,4	2,02
Rondonopolis	-54,6333	-16,4833	1000	227	54,0	2,70
Palmeira-S.Vicente	-55,4000	-15,9000	2000	192	42,0	2,10

A.6 – Gradientes Geotérmicos no Estado de Mato Grosso do Sul

Apresentamos o resultado obtido em 8 locais na Tabela (A.20) para o tipo BHT, onde σ representa o desvio padrão. Não tivemos dados com os demais tipos nestes Estado.

Tabela A.20 – Gradiente Térmico no Estado de Mato Grosso do Sul BHT em 8 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Amambai	-55,2366	-23,1098	3371	550	29,5	1,48
Campo Grande	-54,7191	-20,4858	2268	510	20,8	1,04
Chapadão do Sul	-52,3605	-18,8359	3474	572	15,7	0,79
Dourados	-54,8128	-22,2280	4162	450	27,2	1,36
Dourados	-54,8243	-22,2534	1992	396	27,1	1,35
Ivinhema	-53,8333	-21,8279	3003	300	28,5	1,42
Ribas do Rio Pardo	-53,8730	-20,4213	3366	421	40,8	2,04
Três Lagoas	-51,7500	-20,8800	4582	316	21,2	1,06

A.7 – Gradientes Geotérmicos no Estado de Goiás

Serão apresentados os 12 resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT e CBT, respectivamente nas Tabelas (A.21), (A.22), e (A.23).

Tabela A.21 – Gradiente Térmico no Estado de Goiás do tipo CVL em 5 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Americano Brasil1	-50,0833	-16,2333	180	890	14,6	14,60
Americano Brasil2	-50,0833	-16,2333	180	890	13,4	13,40
Aporé2	-52,0167	-18,9667	120	538	17,0	17,00
Goiás	-50,1167	-15,9333	110	496	18,4	18,40
Niquelândia1	-48,3000	-14,2167	138	583	17,6	17,60

Tabela A.22 – Gradiente Térmico no Estado de Goiás do tipo BHT em 1 localidade.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Jataí	-51,7806	-17,7317	2107	696	23,5	1,17

Tabela A.23 – Gradiente Térmico no Estado de Goiás do tipo CBT em 6 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Cachoeira Dourada	-49,4711	-18,4980	380	467	23,7	1,19
Rio Quente	-48,7475	-17,7765	1100	663	23,5	1,17
L. Pirapetinga	-48,5810	-17,6904	500	680	32,0	1,60
Caldas Novas	-48,6251	-17,7361	558	686	43,0	2,15
Minaçu	-48,4851	-13,3619	500	351	48,0	2,40
Formoso	-48,7911	-13,6749	550	569	32,7	1,64

A.8 – Gradientes Geotérmicos no Estado de Minas Gerais

Serão apresentados os 82 resultados obtidos nas Tabelas (A.24), (B.25), e (A.26) por tipo de método utilizado: CVL, CBT e GCL, respectivamente.

Tabela A.24 – Gradiente Térmico no Estado de Minas Gerais do tipo CVL em 23 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
S.D. Prata	-42,7839	-21,6814	69	577	16,9	0,84
S.J. Goiabal	-42,7100	-19,9300	60	287	14,6	0,73
Botelhos	-46,3950	-21,6333	60	1008	13,5	0,68
Botelhos	-46,3950	-21,6333	65	1008	12,6	0,63
Morro Agudo	-46,8333	-17,5000	168	577	12,3	0,62
Morro Agudo	-46,8333	-17,5000	216	600	12,8	0,64
Morro Agudo	-46,8333	-17,5000	248	600	13,6	0,68
Morro Agudo	-46,8333	-17,5000	220	591	10,8	0,54
Morro Agudo	-46,8333	-17,5000	100	598	8,6	0,43
S. S. do Paraíso	-46,9914	-20,9169	150	991	13,3	0,67
São Tiago	-44,4557	-21,0117	65	918	24,1	1,21
Vazante	-46,7500	-18,0000	280	680	11,9	0,60
Augusto de Lima	-44,0700	-19,0300	150	534	40,0	2,00
Claro de Poções	-44,2800	-17,3400	122	632	32,0	1,60
Montes Claros	-43,6142	-16,6929	92	648	11,4	0,57
Bico de Pedra	-43,6000	-20,4417	150	800	6,8	0,34
Nova Lima	-43,8467	-19,9856	2182	800	14,6	0,73
Pompeu	-44,9353	-19,2244	100	657	24,8	1,24
Capinópolis	-49,5700	-18,6800	95	564	33,4	1,67
Capinópolis	-49,5700	-18,6800	75	564	22,7	1,13
Poços de Caldas	-46,5833	-21,8000	414	1196	40,6	2,03
SF de Salles	-49,7700	-19,8600	80	423	24,0	1,20
Veríssimo	-48,3100	-19,6600	100	674	20,6	1,03

Tabela A.25 – Gradiente Térmico no Estado de Minas Gerais do tipo CBT em 26 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
C. Fabriciano	-42,6289	-19,5186	75	250	17,1	0,85
Cach. Pajéu	-41,6900	-16,0900	75	804	14,4	0,72
Diamantina	-43,6300	-17,6500	132	715	12,0	0,60
Medina	-41,3300	-16,2300	34	591	16,3	0,82
Pirangá	-43,3003	-20,6847	85	620	18,1	0,91
Pirangá	-43,3003	-20,6847	78	620	16,4	0,82
S.D. Prata	-42,7839	-21,6814	60	577	14,5	0,73
Cabo Verde	-46,3961	-21,4719	70	927	15,6	0,78
Cabo Verde	-46,3961	-21,4719	60	927	17,2	0,86
Cordislândia	-45,7008	-21,7925	40	819	18,8	0,94
Buenópolis	-44,1800	-17,8733	400	586	32,0	1,60
João Pinheiro	-46,3000	-17,6900	102	584	21,9	1,10
Joaquim Felício	-44,1700	-17,4500	150	657	20,0	1,00
Unaí	-46,6000	-16,6000	102	575	17,0	0,85
Cordisburgo	-44,3208	-19,1250	110	720	14,4	0,72
Igarapé	-44,3002	-20,0703	80	786	12,9	0,64
Mateus Leme	-44,4178	-19,9864	110	813	9,8	0,49
Nova Serrana	-44,9836	-19,8761	100	761	23,5	1,18
Pedro Leopoldo	-44,0431	-19,6181	50	710	16,5	0,83
Sabará	-43,8067	-19,8864	700	723	23,5	1,18
Sarzedo	-44,1333	-20,0333	600	796	27,0	1,35
Água Comprida	-48,1100	-20,0600	75	543	21,1	1,06
Centralina	-49,2000	-18,5800	140	531	28,7	1,44
Itapagipe	-49,3800	-19,9900	100	490	21,6	1,08
Pirajubá	-48,7000	-19,9100	38,5	525	24,4	1,22
Pirangá	-43,3003	-20,6847	85	620	18,1	0,91

Tabela A.26 – Gradiente Térmico no Estado de Minas Gerais do tipo GCL em 33 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Além Paraíba	-42,6800	-21,8700	600	140	20,5	1,03
Guanhães	-42,9300	-18,7800	600	777	10,0	0,50
Itabira	-43,2300	-19,6200	700	779	13,0	0,65
Manhuaçu	-42,0300	-20,2500	600	635	20,0	1,00
Mantena	-40,9800	-18,7800	400	212	19,0	0,95
Montezuma	-42,5000	-15,1700	700	950	29,0	1,45
Passa Quatro	-44,9500	-22,4000	800	938	24,0	1,20
Ponte Nova	-42,9000	-20,4200	600	431	40,0	2,00
R.P. Minas	-42,5700	-15,6300	500	755	30,0	1,50
Rio Novo	-43,1200	-21,4800	400	418	7,5	0,38
Santos Dumont	-43,5500	-21,4500	500	839	18,0	0,90
Sta M. de Itabira	-43,1100	-19,4500	400	506	13,0	0,65
Volta Grande	-42,5300	-21,7700	400	209	25,0	1,25
Araxá	-46,9333	-19,6000	600	997	25,8	1,29
Cambuquira	-45,3000	-21,8667	700	950	21,5	1,08
Caxambu	-45,2600	-20,7600	600	895	27,9	1,40
Jacuí	-46,7411	-21,0167	800	1001	12,0	0,60
Lambari	-45,3500	-21,9667	600	887	13,0	0,65
Lavras	-44,9900	-21,2400	550	919	19,0	0,95
S.J.Serra Negra	-46,8167	-18,8500	500	890	10,0	0,50
São Lourenço	-45,0667	-22,1000	400	874	22,0	1,10
Serra do Salitre	-46,6833	-19,1167	600	1203	17,0	0,85
Silvanópolis	-45,7500	-21,7500	500	897	21,0	1,05
Tapira	-46,8167	-19,9167	600	1091	17,0	0,85
Tiradentes	-44,1833	-21,1000	500	927	12,0	0,60
Buritzeiro	-45,0822	-16,6603	300	538	36,0	1,80
Monjolos	-44,1192	-18,3253	400	560	40,0	2,00
Congonhas	-43,8500	-20,4900	150	871	13,0	0,65
Felício Santos	-43,2400	-18,0700	350	740	26,0	1,30
Itaverava	-43,6600	-20,6700	500	792	16,0	0,80
Piracema	-44,4000	-20,5000	500	872	13,0	0,65
S. José da Lapa	-43,6100	-19,7000	400	600	14,0	0,70
Caldas	-46,3833	-21,9333	600	1105	34,0	1,70

A.9 – Gradientes Geotérmicos na Argentina

Foram trabalhados 68 dados mas apresentaremos apenas os situados na Bacia na Tabela (A.27). Os demais serão utilizados na análise integrada e diminuir efeito de borda.

Tabela A.27 – Gradiente Térmico na Argentina do tipo CBT em 5 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (°C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Termas Cólon	-58,1472	-32,2086	765	18	26,1	1,31
Terma Chajari	-58,0128	-30,7461	720	18	27,0	1,35
Terma Federación	-57,9281	-30,9756	735	18	25,9	1,29
Terma Concórdia	-58,0044	-31,2947	765	18	24,6	1,23
Terma Vila Elisa	-58,4550	-32,1278	810	18	22,2	1,11
Termas Cólon	-58,1472	-32,2086	765	18	26,1	1,31

A.10 – Gradientes Geotérmicos no Uruguai

Serão apresentados os 7 resultados CBT obtidos na Tabela (A.28). Todos estes dados estão situados dentro da Bacia.

Tabela A.28 – Gradiente Térmico no Uruguai do tipo CBT em 7 localidades.

Município	Coordenadas		Prof. (m)	Altitude (m)	Grad. Térmico (�C/Km)	
	Longitude	Latitude			Calculado	σ
Almirón	-57,1900	-32,6600	636	68	22,0	1,10
Arapey	-57,5300	-30,9600	537	60	39,1	1,96
Dayman	-57,8900	-31,5400	955	20	26,2	1,31
Guaviyú	-57,8900	-31,8600	675	33	26,7	1,33
Paso Ullestie	-57,9800	-32,4500	875	25	20,6	1,03
Salto Grande	-57,8917	-31,5333	691	20	30,4	1,52

Apêndice 2

Os resultados dos dados de condutividade térmica e de fluxo geotérmico que se encontram no entorno ou fora da Bacia do Paraná são apresentados a seguir. Primeiramente na porção Brasileira por Estado e depois nos Países Vizinhos.

B.1 – Fluxo Geotérmico no Estado de São Paulo

São apresentados os resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT, CBT, AQT e GCL, respectivamente nas Tabelas (B1.1), (B1.2), (B1.3), (B1.4) e (B1.5).

Tabela B1.1 – Fluxo Geotérmico no Estado de São Paulo do Tipo CVL em 58 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Águas de Lindoia	-46,6333	-22,4833	3,25	64,5	0,99
Amparo	-46,7667	-22,7167	3,25	58,1	0,14
Araras	-47,3667	-22,3500	3,21	63,8	1,31
Atibaia	-46,5592	-23,1169	3,25	43,6	0,17
Bebedouro	-48,4685	-21,0492	2,18	70,4	1,61
Bragança Paulista	-46,5419	-22,9519	3,27	71,6	0,16
Cosmópolis	-47,1961	-22,6458	2,19	78,1	0,61
Dourado	-48,3167	-22,1167	2,10	42,2	1,01
Guaratingetá	-45,2233	-22,7964	2,12	63,9	1,51
Guaratingetá	-45,2506	-22,8411	2,12	63,9	1,25
Itapira	-46,8217	-22,4361	3,25	52,1	0,27
Itápolis	-48,3167	-21,2667	2,51	71,5	0,67
Itú	-47,2992	-23,2642	3,00	60,0	0,04
Itú	-47,2991	-23,2641	2,51	69,4	0,53
Jacareí	-46,0092	-23,3042	2,79	55,4	0,99
Jaguariúna	-46,9858	-22,7056	2,58	75,1	1,3
Jaú	-48,5578	-22,2964	2,63	61,0	0,59
Jundiaí	-46,8842	-23,2017	3,11	65,5	22,15
Lindóia	-46,6500	-22,5550	3,16	36,9	21,46
Lorena	-45,1097	-22,7817	2,32	45,3	27,27
Lucélia	-51,0189	-21,7383	2,40	44,9	0,94
Mogi Mirim	-46,9333	-22,4333	2,91	41,4	0,94
Monte Alegre do Sul	-46,6808	-22,6819	2,98	62,1	0,13
Nuporanga	-47,7542	-20,7303	2,66	49,5	0,93
Olímpia	-48,9092	-20,7372	2,66	60,2	1,13
Pedreira	-46,9014	-22,7850	3,12	31,2	0,50
Presidente Prudente	-51,3889	-22,1256	2,16	79,3	0,95
Rafard	-47,5269	-23,0061	3,51	68,6	0,30
São José dos Campos	-45,7833	-22,9667	2,01	59,0	1,47
São José dos Campos	-45,7833	-22,9667	2,10	51,4	1,22
São Luís do Paraitinga	-45,3088	-23,2231	2,65	62,9	1,19
São Paulo	-46,7413	-23,5663	2,44	46,1	0,94
São Paulo	-46,6361	-23,5475	2,39	52,6	1,10
São Paulo	-46,6361	-23,5475	2,39	58,3	1,22
São Sebastião	-45,4167	-23,8000	2,59	42,0	0,81
Serra Azul	-47,5656	-21,3108	2,95	57,3	0,97
Serra Negra	-46,7006	-22,6000	2,69	64,3	1,13
Votupuranga	-49,9728	-20,4228	2,14	65,4	1,53

Tabela B1.2 – Fluxo Térmico no Estado de São Paulo do Tipo BHT em 16 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Águas de S. Pedro	-47,8761	-22,5994	3,2	58,2	2,97
Amadeu Amaral(AA)	-50,0417	-22,3022	2,3	52,6	2,68
Aracatuba (AR)	-50,4158	-21,1000	2,4	52,0	2,65
Cuiabá Paulista	-52,0394	-22,3035	2,5	58,2	2,97
Cuiabá Paulista	-52,0621	-22,3253	2,5	56,3	2,87
Guareí	-48,2045	-23,3431	2,5	57,5	2,93
Guareí	-48,2582	-23,3653	2,5	61,4	3,13
Lagoa Azul	-50,7929	-21,6542	2,6	59,8	0,62
Lins	-49,7554	-21,6927	2,6	48,5	0,62
Olímpia	-48,9217	-20,6943	2,5	59,6	3,04
Paraguaçu Paulista	-50,6038	-22,4184	2,2	49,0	2,50
Paranapanema (PN)	-48,7749	-23,4344	2,9	63,7	3,25
Piratininga (PA)	-49,1524	-22,4668	2,7	54,2	2,76
Pitanga	-47,6402	-22,5444	2,8	95,8	4,88
Pres. Eptácio (PE)	-52,1021	-21,7583	2,4	56,2	2,87
Taciba (TB)	-51,3467	-22,3340	2,5	50,4	2,57

Tabela B1.3 – Fluxo Térmico no Estado de São Paulo do Tipo CBT em 25 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Batatais	-47,5850	-20,8911	2,2	36	1,82
Baurú	-49,0606	-22,3147	2,8	46	2,35
Bebedouro	-48,4792	-21,0673	2,2	56	2,83
Brotas	-48,1267	-22,2842	2,4	60	3,07
Caçapava	-45,7069	-23,1008	2,4	85	4,35
Cassia dos Coqueiros	-47,1697	-21,2828	2,7	55	2,83
Catanduva	-48,9728	-21,1378	2,1	62	3,18
Fernandópolis	-50,2500	-20,2833	2,1	62	3,14
Guaratingetá	-45,1667	-22,7817	2,0	66	3,38
Guaratingetá	-45,1739	-22,8017	2,0	65	3,33
Guaratingetá	-45,1614	-22,7606	2,1	48	2,45
Ibirá	-49,2500	-21,0833	2,3	66	3,39
Jaboticabal	-48,3222	-21,2547	2,8	61	3,10
Jacareí	-45,9556	-23,2956	2,8	51	2,62
Lorena	-45,0539	-22,7783	2,4	47	0,64
Monte Azul	-48,6861	-20,8444	2,1	67	3,44
Novo Horizonte	-49,2167	-21,4833	2,3	67	3,42
Nuporanga	-47,7542	-20,7983	2,4	78	3,99
Pindamonhangaba	-45,4200	-22,9100	2,2	84	4,30
Pindamonhangaba	-45,4900	-22,8900	2,1	80	4,09
Piquete	-45,1761	-22,6136	3,1	51	2,62
São José dos Campos	-45,8358	-23,1803	2,1	58	2,95
São José dos Campos	-45,7833	-22,9667	2,2	46	2,37
São José dos Campos	-45,2506	-22,8411	2,2	49	2,48
Taubaté	-45,5948	-23,0423	2,1	100	5,51

Tabela B1.4 – Fluxo Térmico no Estado de São Paulo do Tipo AQT em 6 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Bariri	-48,7403	-22,0744	2,1	71	3,63
Barretos	-48,5678	-20,5572	2,2	56	2,68
Monte Alto	-48,5000	-21,2667	2,1	69	2,48
Paraguaçu Paulista	-50,5758	-22,4128	2,3	55	2,80
São J. do Rio Preto	-49,3794	-20,8197	2,1	60	3,07
Três Lagoas	-51,7167	-20,7667	2,1	61	3,12

Tabela B1.5 – Fluxo Térmico no Estado de São Paulo do Tipo GCL em 17 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Campos do Jordão	-45,5833	-22,7500	2,7	66	3,36
Guareí	-48,1842	-23,3728	2,4	78	3,96
Ibira	-49,2408	-21,0803	2,5	71	3,63
Itapetininga	-48,0531	-23,5917	2,6	84	4,29
Itapira	-46,8217	-22,4361	2,6	65	3,32
Monte Aleg. do Sul	-46,6808	-22,6819	2,9	76	3,90
Pederneiras	-48,7750	-22,3517	2,7	66	3,39
Pedregulho	-47,4767	-20,2569	2,6	62	3,19
Rechan	-48,3164	-23,5944	3,0	100	5,10
Santa C. R. Pardo	-49,6325	-22,8989	2,9	98	4,99
Santa R. do Viterbo	-47,3631	-21,4728	2,8	73	3,75
Serra Negra	-46,7006	-22,6122	2,7	63	3,19
Sertãozinho	-47,9903	-21,1378	2,6	65	3,29
Socorro	-46,5289	-22,5914	2,8	69	3,52
Taquaratinga	-48,5047	-21,4061	2,6	62	3,18
Valinhos	-46,9958	-22,9706	2,6	72	3,68
Porangaba	-48,1250	-23,1703	2,7	64	3,28

B.2 – Fluxo Geotérmico no Estado do Paraná

Serão apresentados os 52 resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT, CBT e GCL, respectivamente nas Tabelas (B2.6), (B2.7), (B2.8) e (B2.9).

Tabela B2.6 – Fluxo Térmico no Estado Paraná do Tipo CVL em 13 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Cascavel	-53,3717	-24,9511	2,1	76,2	3,88
Cascavel	-53,4173	-24,8891	2,1	65,9	3,36
Curitiba	-49,2353	-25,4491	2,9	53,6	2,73
Congoinhas	-50,5536	-23,5511	2,1	64,8	3,31
Cornélio Procopio	-50,6467	-23,1811	2,1	63,0	3,21
Curiuva	-50,4582	-24,0324	2,8	56,0	2,85
Figueira	-50,4167	-24,0000	2,8	70,3	3,58
Figueira	-50,4167	-24,0000	2,8	74,8	3,81
Lindoeste	-53,6449	-25,2616	2,1	50,6	2,58
Medianeira	-54,0237	-25,2500	2,1	69,4	3,54
Ponta Grossa	-50,3167	-23,3167	2,6	86,6	4,42
Sapopema	-50,5803	-23,9108	2,8	72,5	3,70
Sapopema	-50,5803	-23,9108	2,5	97,0	4,95

Tabela B2.7 – Fluxo Térmico no Estado Paraná do Tipo BHT em 21 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Alto Piquiri	-52,7014	-24,8280	2,6	65,2	3,32
Altonia	-53,8070	-23,8545	2,5	59,2	3,02
Ângulo	-51,9131	-23,0929	2,4	77,2	3,94
Apucarana	-51,4214	-23,4969	2,4	57,5	2,93
Campo Mourão	-52,4138	-24,1463	2,6	67,5	3,44
Cândido Abreu	-52,4239	-24,4928	2,7	70,7	3,60
Cândido Abreu	-51,4183	-24,5020	2,6	63,4	3,23
P. de Frontin(Ch. Sol)	-51,9833	-24,9500	2,4	43,7	2,23
Guarapuava	-51,6600	-25,3100	2,5	69,6	3,55
Jacarezinho	-49,9523	-23,2259	3,0	78,7	4,01
Joaquim Távora	-49,9485	-23,4707	2,8	51,8	2,64
Laranjeira do Sul	-52,4111	-25,4008	2,4	60,1	3,06
Mallet	-50,7861	-25,8778	2,7	77,1	3,93
Ortigueira(Monjolinho)	-50,8706	-24,3744	2,8	58,6	2,99
Ortigueira	-50,8964	-24,1733	2,8	76,3	3,89
Quatiguá	-49,9136	-23,5667	2,5	48,3	2,46
Reserva	-50,8833	-24,6250	2,8	55,9	2,85
Rio Claro do Sul	-50,7044	-26,0133	2,8	75,0	3,82
Rio Ivaí	-52,4633	-23,4664	2,9	76,1	3,88
São Jer. da Serra	-50,7411	-23,7275	2,5	66,2	3,38
União de Vitória	-51,0333	-26,1917	2,6	66,1	3,37

Tabela B2.8 – Fluxo Térmico no Estado Paraná do Tipo CBT em 6 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Arapoti (Cachoeirinha)	-49,0667	-24,8333	2,9	43	2,22
Foz do Iguaçu	-54,4818	-25,6057	2,1	56	2,83
Iretama	-52,0982	-24,2876	2,2	99	5,04
Londrina	-51,1628	-23,3103	2,0	61	3,13
Marechal C. Rondon	-54,0431	-24,5541	2,1	71	3,64
Tunas do Paraná	-49,0858	-24,9744	2,9	46	2,36

Tabela B2.9 – Fluxo Térmico no Estado Paraná do Tipo GCL em 12 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Rio B. Sul (Votuverava)	-48,3142	-25,1900	2,7	53	2,72
Alm. Tamandaré	-49,3000	-25,1500	2,9	45	2,29
Campo Largo	-49,5280	-25,4590	2,9	52	2,65
Candói	-52,1260	-25,6300	2,3	58	2,95
Castro	-50,0119	-24,7911	2,8	30	1,55
Cerro Azul	-49,2667	-25,7833	2,7	50	2,56
Colombo	-49,2167	-25,2833	2,9	35	1,80
Guarapuava	-51,4500	-25,4000	2,4	85	4,35
Jaguariaíva	-49,7000	-24,2500	2,9	76	3,90
Ponta Grossa	-50,1500	-25,1167	2,6	75	3,81
Paulo de Frontin	-50,8500	-26,0500	2,7	56	2,87
Castro	-50,0000	-24,7833	2,8	54	2,76

B.3 – Fluxo Geotérmico no Estado de Santa Catarina

Serão apresentados os 58 resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT e CBT, respectivamente nas Tabelas (B.10), (B.11) e (B.12).

Tabela B.10 – Fluxo térmico no Estado de Santa Catarina do tipo CVL em 4 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Içara	-49,3500	-28,8000	2,5	77,2	3,94
Lauro Muller	-49,3970	-28,3930	2,3	62,5	3,19
Papanduva	-50,1333	-26,3833	2,1	47,4	2,42
Taió	-50,0000	-27,2000	2,6	66,9	3,41

Tabela B.11 – Fluxo térmico no Estado de Santa Catarina do tipo BHT em 21 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Abelardo Luz	-52,1814	-26,4502	2,6	56,9	2,90
Água Doce	-51,4335	-26,7130	2,6	47,8	2,44
Barra Nova	-49,7553	-27,5124	2,6	64,6	3,29
Caçador	-51,2973	-26,7359	2,8	74,1	3,78
Caçador	-51,3174	-26,7293	2,5	66,0	3,37
Caçador	-51,3264	-26,7458	2,2	56,8	2,90
Caçador	-51,3153	-26,7464	2,2	56,7	2,89
Caçador	-50,8403	-26,8599	2,3	74,2	3,78
Canoinhas	-50,8403	-26,8599	2,4	60,0	3,06
Canoinhas	-50,5189	-26,2692	2,9	74,0	3,78
Curitibanos(Marombas)	-50,7375	-27,3249	2,6	57,4	2,93
Erval Velho	-51,4638	-27,2158	2,6	71,2	3,63
Erval Velho	-51,4539	-27,2222	2,3	65,1	3,32
Hercilópolis	-52,0400	-26,6600	2,8	70,4	3,59
Lages	-50,3953	-27,6297	2,7	92,5	4,72
Matos Costa	-51,1156	-26,5901	2,1	58,6	2,99
Petrolândia	-49,7326	-27,5943	2,5	73,8	3,76
Piratuba	-51,7841	-27,4258	2,7	69,7	3,55
Porto União	-51,0576	-26,2655	2,3	53,2	2,71
Tangará	-51,2444	-27,0953	2,5	74,5	3,80
Seara	-52,2985	-27,1437	2,8	64,9	3,31

Tabela B.12 – Fluxo térmico no Estado de Santa Catarina do tipo GCL em 33 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Ág.de Chapecó	-52,9867	-27,0703	2,2	71	3,64
Ág. Mornas1	-48,8333	-27,7167	2,3	78	3,95
Ág. Mornas2	-48,8333	-27,7167	2,7	91	4,65
Ag.Mornas (Chuí1)	-48,8333	-27,7167	2,7	80	4,10
Ag. Mornas (Chuí2)	-48,8333	-27,7167	2,7	89	4,56
Ag. Mornas (Crystal)	-48,8333	-27,7167	2,7	80	4,10
Armazém (Sta.Terezinha)	-49,0175	-28,2619	2,7	85	4,32
Cocal do Sul (São Pedro)	-49,3258	-28,6011	2,9	76	3,87
Gravatal	-49,0500	-28,3333	2,3	78	3,96
Imaruí (Minerale1)	-48,8200	-28,3414	2,2	69	3,50
Imaruí (Minerale2)	-48,8200	-28,3414	2,7	73	3,72
Palhoça (Sta.Catarina)	-48,6678	-27,6453	2,2	67	3,42
Palmitos (Ilha Redonda)	-53,1611	-27,0675	2,6	91	4,63
Piratuba	-51,7719	-27,4197	2,3	73	3,74
R.Pouso	-49,1333	-28,4167	2,5	79	4,02
S.R.de Lima	-49,1278	-28,0392	2,7	81	4,13
S.A. Imperatriz	-48,7790	-27,6880	2,6	76	3,90
S.A.Imp.(Caldas 1 e 2)	-48,7790	-27,6880	2,8	100	5,09
S.A. Imp.(Figueira)	-48,7790	-27,6880	2,8	93	4,72
S.A. Imp.(Piscina)	-48,7790	-27,6880	2,8	91	4,64
S.A. Imp.(Plaza)	-48,7790	-27,6880	2,8	107	5,44
S.A. Imp.(Baden-Baden)	-48,7790	-27,6880	2,8	53	2,72
S.Bonifácio1	-48,9292	-27,9014	2,8	52	2,63
S.Bonifácio2	-48,9292	-27,9014	2,7	57	2,91
S.Bonifácio3	-48,9292	-27,9014	2,7	44	2,22
S. Carlos (Ág.de Prata1)	-53,0039	-27,0775	2,7	87	4,44
S.J.do Sul	-49,8100	-29,2233	2,1	77	3,91
S. Martinho (Urca)	-48,9794	-28,1647	2,4	43	2,18
Tubarão	-49,1333	-28,4333	2,5	86	4,40
Tubarão (Guarda1)	-49,0069	-28,4667	2,7	86	4,38
Tubarão Guarda2	-49,0069	-28,4667	2,7	76	3,88

B.4 – Fluxo Geotérmico no Estado do Rio Grande do Sul

Serão apresentados os 21 resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT e CBT, respectivamente nas Tabelas (B.13), (B.14) e (B.15).

Tabela B.13 – Fluxo térmico no Estado do Rio Grande do Sul do tipo CVL em 6 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Butiá	-51,9622	-30,1197	2,4	71	3,60
Butiá	-51,9000	-30,1667	2,6	99	5,06
Butiá	-51,9622	-30,1197	2,6	86	4,38
Paraíso do Sul(Piqueri)	-52,9167	-30,1833	2,2	50	2,54
Rio Pardo	-52,3781	-29,9897	2,8	113	5,77
Rio Pardo	-52,6667	-30,0167	2,8	111	5,66

Tabela B.14 – Fluxo térmico no Estado do Rio Grande do Sul do tipo BHT em 12 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Alegrete	-55,7666	-29,8022	2,6	47	2,39
Esmeralda	-51,1785	-28,1786	2,6	59	3,00
Esmeralda	-51,0853	-28,1219	2,2	49	2,52
Itacurubi	-54,9917	-29,0167	2,2	43	2,18
Lagoa Vermelha	-51,5028	-28,1635	2,4	49	2,49
Machadinho	-51,6631	-27,5867	2,2	61	3,12
M. Ramos	-51,9028	-27,5074	2,2	63	3,24
Muitos Capões	-51,1128	-28,3520	2,2	62	3,14
Nova Bassano	-51,6644	-28,7014	2,1	54	2,78
Ronda Alta	-52,7558	-27,9111	2,7	55	2,80
Rincão S. Pedro	-55,0502	-28,3000	2,1	41	2,10
Torres	-49,7915	-29,3261	2,5	81	4,12

Tabela B.15 – Fluxo Térmico no Estado do Rio Grande do Sul do tipo CBT em 3 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Cachoeira do Sul	-52,9167	-30,0000	3,0	115	3,14
Rio Pardo	-52,3500	-30,1833	2,7	160	5,52
São Sepé	-53,5653	-30,1606	2,4	200	4,33

B.5 – Fluxo Geotérmico no Estado de Mato Grosso

Serão apresentados os resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT, CBT e GCL, respectivamente nas Tabelas (B.16), (B.17), (B.18) e (B.19).

Tabela B.16 – Fluxo Térmico no Estado de Mato Grosso do tipo CBT em 14 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Alto Araguaia	-53,2153	-17,3147	2,72	104	5,29
Araguainha1	-53,0325	-16,8561	2,90	60	3,07
Cuiabá 1	-56,0833	-15,5961	2,79	60	3,04
Cuiabá 2	-55,9167	-15,5833	2,79	53	2,68
Jaciara	-54,9683	-15,9653	2,67	55	2,80
Juscimeira	-54,8844	-16,0506	2,60	113	5,76
Nortelandia	-56,8028	-14,4547	2,38	68	3,45
Poconé	-56,6228	-16,2567	2,21	88	4,47
Ponte Branca	-52,8333	-16,7642	2,44	57	2,88
Rosário Oeste	-56,4275	-14,8361	2,22	23	1,19
Rosário Oeste	-56,4167	-14,8333	3,00	48	2,43
Tangará da Serra	-57,4858	-14,6194	2,97	79	4,00
Tesouro	-53,8358	-16,0792	2,32	93	4,75
Várzea Grande	-56,1325	-15,6467	2,64	56	2,84

Tabela B.17 – Fluxo Térmico no Estado de Mato Grosso do tipo BHT em 2 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Alto Garças	-53,5249	-16,9607	2,7	70	3,59
Alto Taquari	-53,2747	-17,8817	2,8	60	3,08

Tabela B.18 – Fluxo Térmico no Estado de Mato Grosso do tipo CBT em 2 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Araguainha2	-53,0167	-16,8500	2,1	52	2,66
Nortelandia	-56,8020	-14,4500	2,2	67	3,40

Tabela B.19 – Fluxo Térmico no Estado de Mato Grosso do tipo GCL em 4 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Barão Melgaço	-55,9667	-16,2167	2,1	80	4,06
General Carneiro	-52,7500	-15,7333	2,8	113	5,77
Rondonópolis	-54,6333	-16,4833	2,5	136	6,95
Palmeira-S.Vicente	-55,4000	-15,9000	3,0	126	6,43

B.6 – Fluxo Geotérmico no Estado de Mato Grosso do Sul

Apresentamos o resultado obtido em 8 locais na Tabela (B.20) para o tipo BHT, onde σ representa o desvio padrão. Não tivemos dados com os demais tipos nestes Estado.

Tabela B.20 – Fluxo Térmico no Estado de Mato Grosso do Sul BHT em 8 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Amambai	-55,2366	-23,1098	2,64	78	3,98
Campo Grande	-54,7191	-20,4858	2,57	53	2,73
Chapadão so Sul	-52,3605	-18,8359	3,01	47	2,41
Dourados	-54,8128	-22,2280	2,57	70	3,56
Dourados	-54,8243	-22,2534	2,87	78	3,96
Ivinhema	-53,8333	-21,8279	2,36	67	3,43
Ribas do Rio Pardo	-53,8730	-20,4213	2,76	113	5,74
Três Lagoas	-51,7500	-20,8800	2,78	59	3,01

B.7 – Fluxo Geotérmico no Estado de Goiás

Serão apresentados os 12 resultados obtidos por tipo de método utilizado: CVL, BHT e CBT, respectivamente nas Tabelas (B.21), (B.22), e (B.23).

Tabela B.21 – Fluxo Térmico no Estado de Goiás do tipo CVL em 5 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Americano Brasil1	-50,0833	-16,2333	2,55	37	1,90
Americano Brasil2	-50,0833	-16,2333	2,60	35	1,78
Aporé2	-52,0167	-18,9667	2,60	44	2,26
Goiás	-50,1167	-15,9333	3,00	55	2,81
Niquelândia1	-48,3000	-14,2167	3,55	62	3,19

Tabela B.22 – Fluxo Térmico no Estado de Goiás do tipo BHT em 1 localidade.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Jataí	-51,7806	-17,7317	3,0	69	3,58

Tabela B.23 – Fluxo Térmico no Estado de Goiás do tipo CBT em 6 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Cachoeira Dourada	-49,4711	-18,4980	3,6	85	4,35
Rio Quente	-48,7475	-17,7765	2,2	52	2,63
L. Pirapetinga	-48,5810	-17,6904	3,5	112	5,71
Caldas Novas	-48,6251	-17,7361	2,7	116	5,93
Minaçú	-48,4851	-13,3619	2,7	130	6,61
Formoso	-48,7911	-13,6749	3,0	98	5,01

B.8 – Fluxo Geotérmico no Estado de Minas Gerais

Serão apresentados os 82 resultados obtidos nas Tabelas (B.24), (B.25), e (B.26) por tipo de método utilizado: CVL, CBT e GCL, respectivamente.

Tabela B.24 – Fluxo Térmico no Estado de Minas Gerais do tipo CVL em 23 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
S.D. Prata	-42,7839	-21,6814	3,2	54	2,76
S.J. Goiabal	-42,7100	-19,9300	2,9	42	2,16
Botelhos	-46,3950	-21,6333	3,0	41	2,07
Botelhos	-46,3950	-21,6333	4,0	51	2,58
Morro Agudo	-46,8333	-17,5000	2,6	32	1,63
Morro Agudo	-46,8333	-17,5000	3,6	46	2,34
Morro Agudo	-46,8333	-17,5000	4,6	63	3,20
Morro Agudo	-46,8333	-17,5000	5,6	60	3,08
Morro Agudo	-46,8333	-17,5000	6,6	56	2,88
S. S. do Paraíso	-46,9914	-20,9169	4,4	59	2,98
São Tiago	-44,4557	-21,0117	4,0	96	4,92
Vazante	-46,7500	-18,0000	4,0	48	2,43
Augusto de Lima	-44,0700	-19,0300	2,5	100	5,10
Claro de Poções	-44,2800	-17,3400	2,5	80	4,08
Montes Claros	-43,6142	-16,6929	2,4	27	1,39
Bico de Pedra	-43,6000	-20,4417	2,7	18	0,94
Nova Lima	-43,8467	-19,9856	3,3	48	2,46
Pompeu	-44,9353	-19,2244	3,0	75	3,80
Capinópolis	-49,5700	-18,6800	2,2	73	3,75
Capinópolis	-49,5700	-18,6800	3,2	73	3,70
Poços de Caldas	-46,5833	-21,8000	2,6	106	5,39
SF de Salles	-49,7700	-19,8600	2,2	53	2,69
Veríssimo	-48,3100	-19,6600	3,5	72	3,68

Tabela B.25 – Fluxo Térmico no Estado de Minas Gerais do tipo CBT em 26 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
C. Fabriciano	-42,6289	-19,5186	3,0	51	2,61
Cach. Pajéu	-41,6900	-16,0900	3,0	43	2,20
Diamantina	-43,6300	-17,6500	3,7	44	2,26
Medina	-41,3300	-16,2300	2,5	41	2,08
Pirangá	-43,3003	-20,6847	2,6	47	2,40
Pirangá	-43,3003	-20,6847	2,6	43	2,18
S.D. Prata	-42,7839	-21,6814	2,2	32	1,63
Cabo Verde	-46,3961	-21,4719	2,7	42	2,14
Cabo Verde	-46,3961	-21,4719	3,7	49	3,24
Cordislândia	-45,7008	-21,7925	2,6	49	2,49
Buenópolis	-44,1800	-17,8733	2,4	77	3,92
João Pinheiro	-46,3000	-17,6900	2,4	53	2,68
Joaquim Felício	-44,1700	-17,4500	2,7	54	2,75
Unaí	-46,6000	-16,6000	3,0	51	2,60
Cordisburgo	-44,3208	-19,1250	3,4	49	2,50
Igarapé	-44,3002	-20,0703	3,7	47	2,40
Mateus Leme	-44,4178	-19,9864	3,3	32	1,65
Nova Serrana	-44,9836	-19,8761	3,0	71	3,59
Pedro Leopoldo	-44,0431	-19,6181	3,0	50	2,52
Sabará	-43,8067	-19,8864	2,7	63	3,24
Sarzedo	-44,1333	-20,0333	3,8	103	5,23
Água Comprida	-48,1100	-20,0600	3,0	63	3,23
Centralina	-49,2000	-18,5800	2,0	57	2,93
Itapagipe	-49,3800	-19,9900	2,2	48	2,42
Pirajubá	-48,7000	-19,9100	3,0	73	3,73
Pirangá	-43,3003	-20,6847	3,5	63	3,23

Tabela B.26 – Fluxo Térmico no Estado de Minas Gerais do tipo GCL em 33 localidades.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude	W/m.K	Calculado	σ
Além Paraíba	-42,6800	-21,8700	2,7	55	2,82
Guanhães	-42,9300	-18,7800	2,7	27	1,38
Itabira	-43,2300	-19,6200	2,1	27	1,39
Manhuaçu	-42,0300	-20,2500	3,0	60	3,06
Mantena	-40,9800	-18,7800	3,2	61	3,10
Montezuma	-42,5000	-15,1700	3,0	87	4,44
Passa Quatro	-44,9500	-22,4000	3,0	72	3,67
Ponte Nova	-42,9000	-20,4200	3,0	120	6,12
R.P. Minas	-42,5700	-15,6300	2,6	78	3,98
Rio Novo	-43,1200	-21,4800	2,7	20	1,03
Santos Dumont	-43,5500	-21,4500	2,0	36	1,84
Sta M. de Itabira	-43,1100	-19,4500	3,0	39	1,99
Volta Grande	-42,5300	-21,7700	3,0	75	3,82
Araxá	-46,9333	-19,6000	3,5	90	4,60
Cambuquira	-45,3000	-21,8667	3,0	65	3,29
Caxambu	-45,2600	-20,7600	2,7	75	3,84
Jacuí	-46,7411	-21,0167	3,0	36	1,84
Lambari	-45,3500	-21,9667	3,2	42	2,12
Lavras	-44,9900	-21,2400	3,2	61	3,10
S.J.Serra Negra	-46,8167	-18,8500	2,7	27	1,38
São Lourenço	-45,0667	-22,1000	4,0	88	4,49
Serra do Salitre	-46,6833	-19,1167	3,8	65	3,29
Silvanópolis	-45,7500	-21,7500	2,2	46	2,36
Tapira	-46,8167	-19,9167	2,4	41	2,08
Tiradentes	-44,1833	-21,1000	2,2	26	1,35
Buritizeiro	-45,0822	-16,6603	2,7	97	4,96

B.9 – Fluxo Geotérmico na Argentina

Serão apresentados na Tabelas (B.27) apenas 5 dados que estão situados dentro da Bacia dos 68 resultados obtidos. Os demais serão utilizados na análise integrada e diminuir efeito de borda.

Tabela B.27 – Fluxo Térmico na Argentina do tipo CBT em 5 localidades da Bacia.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Termas Cólón	-58,1472	-32,2086	3,0	78	4,00
Terma Chajari	-58,0128	-30,7461	2,5	69	3,51
Terma Federación	-57,9281	-30,9756	2,1	53	2,72
Terma Concórdia	-58,0044	-31,2947	2,3	56	2,85
Terma Vila Elisa	-58,4550	-32,1278	2,1	45	2,32

B.10 – Fluxo Geotérmico no Uruguai

Serão apresentados os 7 resultados CBT obtidos na Tabela (3.36). Todos estes dados estão situados dentro da Bacia.

Município	Coordenadas		Cond. Térmica W/m.K	Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	
	Longitude	Latitude		Calculado	σ
Almirón	-57,1900	-32,6600	3,0	66	3,37
Arapey	-57,5300	-30,9600	2,1	82	4,18
Dayman	-57,8900	-31,5400	2,3	60	3,05
Guaviyú	-57,8900	-31,8600	2,1	55	2,82
Paso Ullestie	-57,9800	-32,4500	2,1	44	2,25
Salto Grande	-57,8917	-31,5333	2,5	77	3,93
San Nicanor	-57,8044	-31,5561	2,5	53	2,69

Apêndice 3

Os resultados obtidos na avaliação de recursos geotermiais da Bacia do Paraná e seu entorno, são apresentados a seguir na Tabela (C1.1), onde constam os valores do Recurso Base Geotermal (RBG) e o Recurso Recuperável Geotermal (RR) por local.

Tabela C1.1 – Recurso Base Geotermal (RBG) e Recurso Recuperável (RR) da Bacia do Paraná e seu entorno por localidade.

Localidade	Poço	Coordenadas		RBG	RR
		Longitude	Latitude	10^{12} J	10^{11} J
Águas de Lindoia	ALI-P01-SP	-46,6333	-22,4833	5,36	1,61
Águas de Lindoia	ALI-P02-SP	-46,6333	-22,4833	4,67	1,40
Águas de S. Pedro	1-ASP-001-SP	-47,8761	-22,5994	3,98	1,41
Amadeu Amaral(AA)	2-AA-001-SP	-50,0417	-22,3022	4,17	2,61
Amparo	AMP-P01-SP	-46,7667	-22,7167	4,62	1,39
Aracatuba (AR)	2-AR-1-SP	-50,4158	-21,1000	4,05	2,87
Araras	ARA-P01-SP	-47,3667	-22,3500	5,12	1,57
Atibaia	ATI-P01-SP	-46,5592	-23,1169	3,47	1,04
Bariri	BAR-P01-SP	-48,7403	-22,0744	7,59	2,50
Barretos	BARR-P01-SP	-48,5678	-20,5572	5,56	1,80
Batatais	BAT-P01-SP	-47,5850	-20,8911	3,93	1,20
Baurú	BA1-SP	-49,0606	-22,3147	3,45	1,28
Bebedouro	FSA-P01-SP	-48,4792	-21,0673	5,21	1,95
Bebedouro	FSE-P01-SP	-48,4685	-21,0492	6,83	2,55
Bebedouro	FSE-P02-SP	-48,4674	-21,0425	6,76	2,53
Bebedouro	SC-P01-SP	-48,5055	-21,0218	6,76	2,53
Bebedouro	SC-P02-SP	-48,5044	-21,0161	7,64	2,86
Bragança Paulista	BPA-P01-SP	-46,5419	-22,9519	5,75	1,73
Bragança Paulista	BPA-P02-SP	-46,5419	-22,9519	5,43	1,63
Brotas	BRO-P01-SP	-48,1267	-22,2842	5,58	1,84
Caçapava	CAÇ-P16-SP	-45,7069	-23,1008	9,36	2,81
Cassia dos Coqueiros	CC1-P01-SP	-47,1697	-21,2828	5,30	1,59
Catanduva	CAT-P01-SP	-48,9728	-21,1378	6,14	2,24
Cosmópolis	COS-P01-SP	-47,1961	-22,6458	9,25	2,78
Cuiabá Paulista	2-CB-1-SP	-52,0394	-22,3035	5,27	5,24
Dourado	DOU-P01-SP	-48,3167	-22,1167	4,40	1,52
Fernandópolis	FER-P01-SP	-50,2500	-20,2833	6,09	2,22
Guaratingetá	GUA-ENP23	-45,1667	-22,7817	8,20	2,49
Guaratingetá	GUA-FGP24-SP	-45,1739	-22,8017	8,15	2,95
Guaratingetá	GUA-P49-SP	-45,2233	-22,7964	7,52	2,56
Guaratingetá	GUA-P97-SP	-45,2506	-22,8411	6,21	1,89
Guaratingetá	GUA-TekP21-SP	-45,1614	-22,7606	5,67	1,72
Guareí	1-GU-0004-SP	-48,2045	-23,3431	5,50	2,06
Guareí	2-GU-0003-SP	-48,2582	-23,3653	5,11	1,68
Ibira	IBI-P01-SP	-49,2408	-21,0803	5,79	2,19
Itapira	ITA-P01-SP	-46,8217	-22,4361	4,22	1,27
Itápolis	ITAP-P01-SP	-48,3167	-21,2667	6,21	2,12
Itú	ITU-MangP01-SP	-47,2992	-23,2642	5,10	1,53
Itú	ITU-MangP03-SP	-47,2991	-23,2641	7,27	2,18
Jaboticabal	JAB-P01-SP	-48,3167	-21,2667	4,68	1,61
Jacareí	JAC-UFP15-SP	-45,9556	-23,2956	4,95	1,48
Jacareí	JAC-RHP14-SP	-46,0092	-23,3042	7,17	2,15
Jacareí	JAC-UFP15-SP	-45,9758	-23,2814	5,73	1,72
Jaguariúna	JG-01-SP	-46,9858	-22,7056	7,59	2,28
Jaú	JA-1-SP	-48,5578	-22,2964	4,25	1,40
Jundiá	JUN-P01-SP	-46,8842	-23,2017	5,49	1,65
Lagoa Azul	2LA 0001 SP	-50,7929	-21,6542	5,03	4,53
Lindóia	LD-P01-SP	-46,6500	-22,5550	3,04	0,91
Lins	2LI-0001-SP	-49,7554	-21,6927	3,68	2,60
Lorena	LOR-P03-SP	-45,1261	-22,7900	6,87	2,09

Lorena	LOR-P03-SP	-45,0539	-22,7783	6,87	2,32
Lorena	LOR-P22-SP	-45,1097	-22,7817	6,86	2,28
Lucélia	LUC-P01-SP	-51,0189	-21,7383	3,73	2,33
Mogi Mirim	MOG-P01-SP	-46,9333	-22,4333	3,78	1,14
Monte Aleg. do Sul	MAS-P01-SP	-46,6808	-22,6819	5,30	1,60
Monte Alto	MAL-P01-SP	-48,5000	-21,2667	7,33	2,38
Monte Azul	FR-P01-SP	-48,6861	-20,8444	7,06	2,43
Novo Horizonte	NHO-P01-SP	-49,2167	-21,4833	6,30	2,13
Nuporanga	NUP-CC-01p-SP	-47,7542	-20,7303	6,66	2,20
Nuporanga	NUP-CC-01-SP	-47,7542	-20,7983	4,18	1,38
Nuporanga	NUP-Col-P01-SP	-47,7542	-20,7983	4,16	1,37
Nuporanga	NUP-Fumest -1-SP	-47,7542	-20,7983	4,18	1,38
Nuporanga	NUP-Pref-1-SP	-47,7542	-20,7983	4,16	1,37
Nuporanga	NUP-Pref-03-SP	-47,7542	-20,7983	4,15	1,36
Nuporanga	NUP-SF01-SP	-47,7542	-20,7983	4,15	1,36
Olímpia	01-ST-1-SP	-48,9092	-20,7372	4,17	2,05
Olímpia	OLI-P01-SP	-48,9217	-20,6943	4,18	2,12
Paraguaçu Paulista	PAP-P01-SP	-50,6038	-22,4184	4,94	2,91
Paraguaçu Paulista	PP-ST-1-SP	-50,5758	-22,4128	3,18	2,29
Paranapanema (PN)	2-PN-1-SP	-48,7749	-23,4344	4,36	1,65
Pedreira	PED-P01-SP	-46,9014	-22,7850	5,70	1,71
Piquete	PIQ-VicP04-SP	-45,1761	-22,6136	8,50	2,55
Piratininga (PA)	1-PA-1-SP	-49,1524	-22,4668	4,28	1,88
Pitanga	PI-1-SP	-47,6402	-22,5444	7,77	2,71
Pres. Epitácio (PE)	PE-ST-1-SP	-52,1021	-21,7583	1,41	0,42
Presidente Prudente	PPR-P01-SP	-51,3889	-22,1256	6,69	4,56
Presidente Prudente	PPR-P02-SP	-51,3888	-22,1255	5,14	3,50
Rafard	RAF-P01-SP	-47,5269	-23,0061	5,20	1,56
Sta. Gertrudes	AS-1-SP	-47,5800	-22,5200	5,20	1,88
Santa Izabel	STI-P50-SP	-46,2214	-23,3156	3,96	1,19
São José do Rio Preto	SJRP-01-SP	-49,3794	-20,8197	6,12	2,06
São José dos Campos	SJC-P22-SP	-45,7833	-22,9667	7,47	2,26
São José dos Campos	SJC-P23-SP	-45,7833	-22,9667	7,47	2,26
São José dos Campos	SJC-P38-SP	-45,8358	-23,1803	6,99	2,11
São José dos Campos	SJC-P45-SP	-45,7833	-22,9667	6,82	2,06
São José dos Campos	SJC-P69-SP	-45,2506	-22,8411	5,61	1,69
São Luís do Paraitinga	SLP-P01-SP	-45,3089	-23,2231	6,63	1,99
São Luís do Paraitinga	SLP-P37-SP	-45,3088	-23,2231	4,71	1,42
São Paulo	HU-1-SP	-46,7413	-23,5663	4,85	1,46
São Paulo	SP-P01-SP	-46,6361	-23,5475	5,62	1,70
São Paulo	SP-P02-SP	-46,6361	-23,5475	6,22	1,88
São Sebastião	SEB-SR16-SP	-44,4167	-23,8000	6,85	2,05
Serra Azul	SAZ-P01-SP	-47,5656	-21,3108	4,96	1,49
Serra Negra	SNE-P01-SP	-46,7006	-22,6000	4,96	1,49
Serra Negra	SNE-P02-SP	-46,7005	-22,6000	4,96	1,49
Serra Negra	SNE-P03-SP	-46,7006	-22,6000	4,96	1,49
Taciba (TB)	2-TB-1-SP	-51,3467	-22,3340	8,37	4,83
Taubaté	Onsen Termas	-45,5948	-23,0423	9,19	2,82
Três Lagoas	TLA-P01-SP	-51,7167	-20,7667	5,67	4,57
Uchoa	UCH-P01-SP	-49,1667	-20,9667	6,34	2,09
Votupuranga	VOT-P01-SP	-49,9728	-20,4228	6,04	2,58
Alm. Tamandaré	F-VOT-1-PR	-49,3000	-25,1500	3,08	0,92
Alto Piquiri	2-RP-1-PR	-52,7014	-24,8280	4,17	4,04
Altonia	2-AN-001-PR	-53,8070	-23,8545	7,26	2,87
Ângulo	1-AV-001-PR	-51,9131	-23,0929	4,71	1,60
Apucarana	2-AP-001-PR	-51,4214	-23,4969	3,76	3,10

Arapoti(Cachoeirinha)	CA-1-PR	-49,0667	-24,8333	3,62	1,11
Campo Largo	F-OUR-1-PR	-49,5280	-25,4590	4,81	1,44
Campo Mourão	2-CM-001-PR	-52,4138	-24,1463	5,47	4,91
Cândido Abreu	1-CA-001-PR	-52,4239	-24,4928	4,45	2,30
Cândido Abreu	1-CA-002-PR	-51,4183	-24,5020	4,66	1,80
Candói	F-CAN-1-PR	-52,1260	-25,6300	4,76	2,27
Cascavel	P6-GA-PR	-53,4173	-24,8891	6,82	2,30
Cascavel	P32-CB-PR	-53,3717	-24,9511	7,89	2,67
Cascavel	P-CBAR-PR	-53,3717	-24,9511	7,89	2,65
Castro	FB-1-PR	-50,0000	-24,7833	5,30	1,60
Castro	F-CAS-1-PR	-50,0119	-24,7911	3,93	1,18
Cerro Azul	F-CAZ-1-PR	-49,2667	-25,7833	3,26	0,98
Colombo	F-COL-1-PR	-49,2167	-25,2833	3,37	1,01
Congoinhas	NF-02-PR	-50,5536	-23,5511	6,45	2,37
Cornélio Procopio	P1-CI-PR	-50,6467	-23,1811	5,63	3,89
Curitiba	P5-UFPR	-49,2353	-25,4491	4,52	1,36
Curiuva	CA-3-PR	-50,4582	-24,0324	3,97	2,48
Figueira	AA-11-PR	-50,4167	-24,0000	5,32	2,01
Figueira	Z-13-PR	-50,4167	-24,0000	5,63	2,12
Foz do Iguaçu	PJ1-TC-PR	-54,4818	-25,6057	6,62	6,57
Guarapuava	1-GP-001-PR	-51,6600	-25,3100	5,41	3,94
Guarapuava	F-GUA-1-PR	-51,4500	-25,4000	6,63	3,89
Iretama	FJ1-TJ-PR	-52,0982	-24,2876	5,49	4,43
Jacarezinho	2-J-001-PR	-49,9523	-23,2259	5,36	3,05
Jaguariaíva	F-JAG-1-PR	-49,7000	-24,2500	6,01	1,80
Joaquim Távora	1-J-001-PR	-49,9485	-23,4707	3,70	1,86
Laranjeira do Sul	2-LS-001-PR	-52,4111	-25,4008	4,94	3,92
Lindoeste	P1-FP-PR	-53,6449	-25,2616	5,41	1,77
Londrina	04-LD-02-PR	-51,1628	-23,3103	5,39	3,73
Mallet	1-M-001A-PR	-50,7861	-25,8778	5,55	2,19
Marechal C. Rondon	P1-MCR-PR	-54,0431	-24,5541	7,78	7,76
Medianeira	P1-IB-PR	-54,0237	-25,2500	7,26	7,22
Nova S. Rosa	P2-NSR-PR	-53,8928	-24,4325	7,23	7,18
Ortigueira(Monjolinho)	1-MO-001-PR	-50,8706	-24,3744	6,00	3,51
Ortigueira	2-O-001-PR	-50,8964	-24,1733	5,02	2,94
Paulo de Frontin	2-CS-001-PR	-50,8500	-26,0500	3,69	3,13
Ponta Grossa	NF 01	-50,1500	-25,1167	7,56	2,48
Quatiguá	1QT 0001 PR	-49,9136	-23,5667	4,15	1,53
Reserva	F-ITA-1-PR	-50,8833	-24,6250	4,14	1,80
Rio B. Sul (Votuverava)	F-ITA-1-PR	-48,3142	-25,1900	4,03	1,21
Rio Claro do Sul	1-RC-001 PR	-50,7044	-26,0133	5,44	2,44
Rio Ivaí	2RI 0001 PR	-52,4633	-23,4664	5,77	5,73
São Jer. da Serra	1-SJ-001-PR	-50,7411	-23,7275	5,40	2,74
Sapopema	SPP1-PR	-50,5803	-23,9108	5,89	1,95
Sapopema	SPP3-PR	-50,5803	-23,9108	8,85	2,92
Tunas do Paraná	FT-LB	-49,0858	-24,9744	4,06	1,22
União de Vitória	UV-ST-1-PR	-51,0333	-26,1917	5,12	2,43
Abelardo Luz	2-AL-001-SC	-52,1814	-26,4502	4,47	3,54
Agua Doce	1-TP-001-SC	-51,4335	-26,7130	3,47	2,07
Ág.de Chapecó	FT-AC-1-SC	-52,9867	-27,0703	6,01	4,16
Ág. Mornas	FT-AM-1-SC	-48,8333	-27,7167	9,13	2,74
Armazém (Sta.Terezinha)	F-STER-01-SC	-49,0175	-28,2619	8,49	2,55
Barra Nova	1-BN-001-SC	-49,7553	-27,5124	5,46	1,86
Caçador	1-TV-002-SC	-51,2973	-26,7359	5,01	2,99
Caçador	1-TV-003-SC	-51,3174	-26,7293	5,12	2,23

Caçador	1-TV-004-SC	-51,3264	-26,7458	5,11	2,21
Caçador	2-CA-001-SC	-51,3153	-26,7464	6,49	2,70
Caçador	2-TV-001-SC	-50,8403	-26,8599	5,05	2,31
Canoinhas	1-CN-002-SC	-50,8403	-26,8599	5,60	1,98
Canoinhas	2-CN-001-SC	-50,5189	-26,2692	5,39	2,24
Cocal do Sul (São Pedro)	F-SP-01-SC	-49,3258	-28,6011	6,49	1,95
Curitibanos(Marombas)	1-MB-001-SC	-50,7375	-27,3249	4,31	1,89
Erval Velho	1-HV-001-SC	-51,4638	-27,2158	5,25	2,82
Erval Velho	3-HV-002-SC	-51,4539	-27,2222	5,28	2,63
Gravatal	FT-GRAV-1-SC	-49,0500	-28,3333	8,18	2,45
Hercílioópolis	1-RCH-001-SC	-52,0400	-26,6600	4,54	2,90
Içara	PR-001-SC	-49,3500	-28,8000	5,68	2,02
Imaruí (Minerale1)	F-IM-01-SC	-48,8200	-28,3414	7,85	2,36
Imaruí (Minerale2)	F-IM-02-SC	-48,8200	-28,3414	6,69	2,01
Lages	2-LA-001-SC	-50,3953	-27,6297	7,35	2,55
Lauro Muller	LM-33-SC	-49,3970	-28,3930	6,80	2,08
Matos Costa	2-MC-001-SC	-51,1156	-26,5901	5,46	2,29
Palhoça (Sta.Catarina)	F-PAL-01-SC	-48,6678	-27,6453	7,39	2,22
Palmitos (Ilha Redonda)	FT-PALM-01-SC	-53,1611	-27,0675	6,43	3,76
Papanduva	PA-1-SC	-50,1333	-26,3833	4,94	1,73
Petrolândia	1-PA-001-SC	-49,7326	-27,5943	6,55	2,23
Piratuba	2-PI-001-SC	-51,7841	-27,4258	4,93	2,29
Piratuba	FT-PIR-01-SC	-51,7719	-27,4197	6,34	2,69
Porto União	2-PU-001-SC	-51,0576	-26,2655	4,51	2,16
R.Pouso	FT-RP-1-SC	-49,1333	-28,4167	7,91	2,37
S.R.de Lima	F-SRL-02-SC	-49,1278	-28,0392	7,44	2,23
S.A. Imperatriz	FT-SAI-1-SC	-48,7790	-27,6880	7,23	2,17
S.Bonifácio1	F-SB-01-SC	-48,9292	-27,9014	4,48	1,34
S. Carlos (Ág.de Prata1)	F-SC-01-SC	-53,0039	-27,0775	5,92	3,48
S.J.do Sul	F-SJS-01-SC	-49,8100	-29,2233	8,89	2,73
S. Martinho (Urca)	F-SM-01-SC	-48,9794	-28,1647	4,43	1,33
Seara	1-SE-1-SC	-52,2985	-27,1437	4,82	3,92
Taió	TA-001-SC	-50,0000	-27,2000	6,40	1,95
Tangará	2-TG-001-SC	-51,2444	-27,0953	5,93	2,96
Tubarão	FT-SAG-1-SC	-49,1333	-28,4333	8,41	2,52
Alegrete	2AL-0001-RS	-55,7666	-29,8022	3,50	1,49
Butiá	BU-2-RS	-51,9622	-30,1197	6,51	2,15
Butiá	BU-3-RS	-51,9000	-30,1667	4,56	1,50
Butiá	BU-13-RS	-51,9622	-30,1197	4,31	2,06
Cachoeira do Sul	5CA68-RS	-52,9167	-30,0000	4,56	1,50
Esmeralda	1-ES-001-RS	-51,1785	-28,1786	4,31	2,06
Esmeralda	1-ES-0002-RS	-51,0853	-28,1219	4,29	2,06
Itacurubi	2-IT-0001-RS	-54,9917	-29,0167	3,82	1,98
Lagoa Vermelha	2-LV-001-RS	-51,5028	-28,1635	4,12	1,94
Machadinho	1-MA-001-RS	-51,6631	-27,5867	5,19	2,77
M. Ramos	2-MR-001-RS	-51,9028	-27,5074	5,76	2,93
Muitos Capões	1-MC-001-RS	-51,1128	-28,3520	5,42	2,22
Nova Bassano	2-AO-0001-RS	-51,6644	-28,7014	4,87	2,19
Paraíso do Sul(Piqueri)	5PS01RS	-52,9167	-30,1833	5,39	1,72
Rincão S. Pedro	2RI-0001-RS	-55,0502	-28,3000	3,72	1,85
Rio Pardo	5CA-20-RS	-52,3781	-29,9897	4,30	1,41
Rio Pardo	5CA-38-RS	-52,6667	-30,0167	8,46	2,79
Rio Pardo	RP-1-RS	-52,3500	-30,1833	8,38	2,77
Ronda Alta	2-RD-1-RS	-52,7558	-27,9111	3,76	2,51
São Sepé	5CA-41-RS	-53,5653	-30,1606	8,21	2,72

Torres	2-TO-0001-RS	-49,7915	-29,3261	7,14	2,32
Alto Araguaia	AA1-MT10-MT	-53,2153	-17,3147	9,17	2,81
Alto Garças	2-AG-001-MT	-53,5249	-16,9607	6,52	2,83
Alto Taquari	2-TQST-001-MT	-53,2747	-17,8817	4,39	1,96
Araguainha1	AR1-MT11-MT	-53,0325	-16,8561	5,02	1,54
Araguainha2	AR2-MT12-MT	-53,0167	-16,8500	6,14	1,88
Barao Melgaço	F-BM-MT	-55,9667	-16,2167	9,45	2,83
Cuiabá 1	CU1-MT6-MT	-56,0833	-15,5961	5,62	1,69
Cuiabá 2	CU2-MT7-MT	-55,9167	-15,5833	4,93	1,48
General Carneiro	F-GC-PR	-52,7500	-15,7333	9,40	2,82
Juscimeira	JU1-MT9-MT	-54,8844	-16,0506	10,41	3,19
Nortelandia	NL1-MT3-MT	-56,8028	-14,4547	7,43	2,23
Nortelandia	NL2-MT4-MT	-56,8020	-14,4500	6,50	1,95
Poconé	PO1-MT15-MT	-56,6228	-16,2567	10,61	3,18
Ponte Branca	PB1-MT13-MT	-52,8333	-16,7642	6,05	1,82
Rondonopolis	F-ROND-MT	-54,6333	-16,4833	6,91	2,09
Rosario Oeste	RO1-MT1-MT	-56,4275	-14,8361	5,71	1,72
Rosario Oeste	RO2-MT2-MT	-56,4167	-14,8333	4,12	1,24
Palmeira-S.Vicente	F-PAL-MT	-55,4000	-15,9000	8,87	2,66
Tangará da Serra	TS1-MT5-MT	-57,4858	-14,6194	6,90	2,07
Tesouro	TE1-MT13-MT	-53,8358	-16,0792	4,47	1,34
Várzea Grande	VG1-MT8-MT	-56,1325	-15,6467	5,51	1,65
Amambai	2-AM-001-MT(MS)	-55,2366	-23,1098	5,48	3,63
Campo Grande	2-CG-0001-MT(MS)	-54,7191	-20,4858	4,14	2,31
Chapadão so Sul	2RA-0001-MS	-52,3605	-18,8359	3,06	2,17
Dourados	2-DO-0001-MT(MS)	-54,8128	-22,2280	5,92	5,02
Dourados	2-DO-004-MT(MS)	-54,8243	-22,2534	5,91	5,05
Ivinhema	2-SD-001-MT(MS)	-53,8333	-21,8279	5,80	3,66
Ribas do Rio Pardo	2-RP-001-MS	-53,8730	-20,4213	6,00	4,23
Três Lagoas	2-TL-001-MS	-51,7500	-20,8800	4,45	4,10
Água Comprida	C00701-MG	-48,1100	-20,0600	5,22	1,59
Capinópolis	C-126-02-MG	-49,5700	-18,6800	7,56	2,50
Centralina	C-712-404-02-MG	-49,2000	-18,5800	5,51	1,75
Itapagipe	BH.2214-1-MG	-49,3800	-19,9900	6,58	2,21
Pirajubá	C-507.01-MG	-48,7000	-19,9100	5,68	1,75
SF de Salles	C-613.01-MG	-49,7700	-19,8600	4,11	1,23
Veríssimo	C-7111-01-MG	-48,3100	-19,6600	4,13	1,27
Cachoeira Dourada	CD-8-GO	-49,4711	-18,4980	5,55	1,68
Jataí	2-JAST-001-GO	51,7676	17,8074	5,00	2,24
Niquelândia1	DDH-11-GO	-48,3000	-14,2167	4,62	1,39
Termas del Almirón	TALM-1-URU	-57,1900	-32,6600	4,94	1,58
Arapey	TARA-1-URU	-57,5300	-30,9600	5,93	1,96
Dayman	TDAY-1-URU	-57,8900	-31,5400	5,00	2,17
Guaviyú	TGUA-1-URU	-57,8900	-31,8600	6,03	1,94
Paso Ullestie	TPAS-1-URU	-57,9800	-32,4500	6,36	2,06
Salto Grande	TSAG-1-URU	-57,8917	-31,5333	5,84	2,53
San Nicanor	TSAN-1-URU	-57,8044	-31,5561	5,59	2,34
Termas Colón	TCOL-1-ARG	-58,1472	-32,2086	5,42	1,95
Terma Chajari	TCHA-1-ARG	-58,0128	-30,7461	7,60	2,39
Terma Federación	TFED-1-ARG	-57,9281	-30,9756	5,51	1,89
Alicia	Alicia	-61,8158	-20,9500	6,67	2,00
Anita	Anita	-61,5050	-22,8900	8,93	2,68
Asuncion-1	Asuncion-1	-56,4167	-23,9170	6,65	1,99
Asuncion-2	Asuncion-2	-56,5333	-23,7632	5,84	1,75
Berta	Berta	-61,0105	-22,5467	8,56	2,57
Brigida	Brigida	-61,9228	-21,3138	6,48	1,94

Carmen	Carmen	-61,3038	-23,2517	9,73	2,92
Cerro Leon	Cerro Leon	-60,9333	-19,8167	10,81	3,24
Christina	Christina	-61,8905	-21,4483	5,35	1,60
Don Quixote	Don Quixote	-61,9453	-21,6300	9,89	2,97
Dorotea	Dorotea	-62,1500	-21,2833	6,17	1,85
Emilia	Emilia	-62,1205	-20,1095	7,09	2,13
Federica	Federica	-62,1997	-21,5833	5,01	1,50
Gato	Gato	-58,8750	-20,0583	9,02	2,71
Gloria	Gloria	-60,6333	-22,9487	8,61	2,58
Hortensia	Hortensia	-61,6575	-21,5081	5,61	1,68
Isabel	Isabel	-61,4611	-21,0205	6,46	1,94
Julia	Julia	-61,6200	-20,6017	6,29	1,89
Katerina	Katerina	-61,5638	-20,7417	6,30	1,89
Lopez	Lopez	-59,9667	-21,7667	9,50	2,85
Luciana	Luciana	-61,7200	-20,1779	6,80	2,04
Marta	Marta	-61,6742	-20,2750	6,34	1,90
Nazaret	Nazaret	-59,8600	-22,6550	8,25	2,47
Nola	Nola	-61,7868	-20,1303	6,44	1,93
Olga	Olga	-61,8783	-21,4200	7,06	2,12
Palo Santo	Palo Santo	-60,7668	-23,1722	8,52	2,56
Parapiti-1	Parapiti-1	-61,0000	-21,0000	9,65	2,89
Parapiti-2	Parapiti-2	-62,0000	-21,5667	9,86	2,96
Placid Mendoza-2	Placid Mendoza-2	-61,8700	-20,0388	8,91	2,67

Referências Bibliográficas

- AAPG, 1976. **Basic data file from AAPG Geothermal Survey of North America**. American Association of Petroleum Geologists (AAPG), University of Oklahoma, Norman.
- AB'Saber, A.N. e Bigarella, J., 1961. **Considerações sobre a geomorfogênese da serra do mar no Paraná**. Bol. Paranaense de Geografia. 4/5, 1961.
- Alexandrino, C. H., Hamza, V.M., 2008. **Estimates of heat flow and heat production and a thermal model of the São Francisco craton**. International Journal of Earth Sciences, Volume 97, Number 2, April 2008, pp. 289-306(18).
- Almeida, F.F.M., 1964. **Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista**. São Paulo: Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, 1964. 99p. (Série Teses e Monografias)
- Almeida, F.F.M., 1980. **Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil**. Relatório da Paulipetro n° 14.091, São Paulo, 187p.
- Almeida, M.A.; Stein, D.P.; Melo, M. S., Bistrichi, C.A.; Ponçan, O.W. L.; Hasui, Y.; Almeida, F.F.M., 1980. **Geologia do oeste paulista e áreas fronteiriças dos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31. Camboriú, 1980. *Anais*. Camboriú, SBG. V.5, p.2799-2812.
- Almeida, M.A. de; Dantas, A.S.L.; Fernandes, L.A.; Sakate, M.T.; Gimenez, A.F.; Teixeira, A.L.; Bistrichi, C.A.; Almeida, F.F.M. de, 1981. **Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bauru na região do Pontal do Paranapanema no Estado de São Paulo**. In: Simpósio Regional De Geologia, 3, Curitiba, 1981. Atas. São Paulo, SBG. v.2, p.77-89.
- Almeida, D.P.M. , Zeffass, H., Basei, M.A. and Lopes, R.C., 2003. **Eventos vulcânicos alcalinos na Bacia do Camaquã: o vulcanismo Neoproterozoico III Acampamento Velho e o magmatismo Meso-Ordoviciano**. In: L.H. Ronchi and F. Althoff, Editors, *Caracterização e Modelamento de Depósitos Minerais*., Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brazil (2003), pp. 325–350.
- An, M., Assumpção, M., 2004. **Multi-objective inversion of surface waves and receiver functions by competent genetic algorithm applied to the crustal structure of the**

Paraná basin SE Brazil. Geophys. Res. Lett. 31 (5), L05615.
doi:10.1029/2003GL019179.

An, M., Assumpção, M., 2006 ***Crustal and upper mantle structure in the intracratonic Parana Basin, SE Brazil, from surface wave dispersion using genetic algorithms.*** Journal of South American Earth Sciences 21 173–184.

Araújo, L. M.; França, A. B.; Potter, P. E., 1996. ***Aqüífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai: mapas hidrogeológicos das formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó.*** Curitiba: Universidade Federal do Paraná.

Araújo, R. L. C., 1978. ***Pesquisas de fluxo térmico na chaminé alcalina de Poços de Caldas.*** Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.

Assine, M. 2003. ***Sedimentação na Bacia do Pantanal Matogrossense, Centro-Oeste Brasil.*** UNESP, Tese de Livre Docência, Rio Claro, SP.

Assumpção, M., James, D.E., Snoke, J.A., 2002. ***Crustal thickness in SE Brazilian shield by receiver function analysis: implications for isostatic compensation.*** J. Geophys. Res. 107 (B1), 2006. 10.1029/2001JB000422.

Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, Rocha, M., Barros, LV., 2004. ***Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots.*** Geophys. J. Int. 159, 390–399.

Bergamaschi, S. 1992. ***Análise Sedimentológica da Formação Furnas na Faixa de Afloramentos do Flanco Norte do Arco Estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná.*** 172p. (Dissertação de Mestrado. IG-UFRJ, Rio de Janeiro).

Berrocal, J. ; Assumpção, M. ; Antezana, R. ; Dias Neto, C. M. ; Ortega, R. ; Franca, H. . ***Sismicidade do Brasil.*** Sao Paulo, SP: IAG-USP, 1984. 320 p.

Bigarella, J. J.; Salamuni, R.; Marques Filho, P. L. 1966. ***Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica.*** Boletim da Universidade Federal Paraná. Geologia, 18, 114p.

- Bigarella, J. J.; Salamuni, R. 1967. ***Some palaeogeographic features of the Brazilian Devonian***. Boletim Paranaense de Geociências, 21/22: 133-151.
- Birch, F. 1947. ***Temperature and heat flow in a well near Colorado Springs***. American Journal of Science 245 (1947), pp. 733–753.
- Bodvarsson, C., 1972. ***Thermal problems in the siting of reinjection wells***: Geothermics, v. 1, p. 63-66.
- Bodvarsson, G., 1974. ***Geothermal resource energetic***. Geothermics, vol. 3, pp. 83-92.
- Borghetti, N.B., Borghetti, J.R., Rosa Filho, Ernani. 2004. ***Aquífero Guarani: a verdadeira integração dos países do Mercosul***. Curitiba: Imprensa Oficial, 2004.
- Boldizar, 1958 T. Boldizar, ***The distribution of temperatures in flowing wells***. Am. J. Sci. 256 (1958), pp. 294–298.
- BP Statistical Review of World Energy, 2008. ***General Manager of Global Energy Markets for BP***, BP Statistical Review of World Energy at the IEF Headquarters on Saturday by Mark Finley, 5 July 2008.
- Bullard, E.C., 1954. ***The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean***. Proceedings of the Royal Society of London, A., 222, 408–29.
- Bullard, E. C., 1965, ***Historical introduction to terrestrial heat flow***. American Geophysics Union, Geophys. Mon. Ser., in Lee, W. H. K. (ed.), Terrestrial Heat Flow, vol. 8, pp. 1-6.
- Campos, L., Milani, E., Toledo, M., Queiroz, R., Catto, A., Selke, S.. 1998. ***Barra Bonita: a primeira acumulação comercial de hidrocarboneto da Bacia do Paraná***. Rio Oil and Gás Conferenc 5-8 Outubro, Rio de Janeiro, Brasil.
- Cardoso, R.R., Hamza, V.M., 2007. ***A simple conduction-advection model of the lithosphere and possible demise of the hypothesis of regional hydrothermal circulation in the ocean crust***. In: 10th international congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro.
- Cardoso, R.R., 2007. ***Modelo Térmico da Litosfera Admitindo Variações Laterais no Fluxo Basal de Calor***. Tese de Doutorado. Observatório Nacional.

- Carlos Portela Filho, 2003. **Condicionamento estrutural-magnético do Sistema Aquífero Serra Geral da região central do Arco de Ponta Grossa e sua conectividade com o Sistema Aquífero Guarani**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFPR, 128p.
- Carlos Portela Filho, Ferreira, F.J.F., Rosa Filho, E.F., Rostirolla, S.P., 2005. **Compartimentação Magnética-Estrutural Do Sistema Aquífero Serra Geral e Sua Conectividade Com o Sistema Aquífero Guarani na Região Central do Arco de Ponta Grossa (Bacia Do Paraná)**. Geociências, 35(3):369-381, Setembro de 2005.
- Carmichael, R.S. 1984. **Handbook of physical properties of rocks**. CRC. Vol III.
- Carslaw, H. S.; Jaeger, J. C., 1959. **Conduction of heat in solids**. Oxford (Clarendon Press).
- Carvalho, H. S., and Vacquiers, V., 1977. **Method for determining terrestrial heat flow in oil fields**: Geophysics, v. 42, no. 3, p. 584-593.
- Clauser, C., 2006. **Geothermal Energy**. In: K. Heinloth (ed), Landolt-Börnstein, Group VIII: Advanced Materials and Technologies, Vol. 3: Energy Technologies.
- Conceição, J.C.J., Misuzaki, A.M.P., Alves, D.B., Szatimari, P., 2007. **Contrôle Tectônico do magmatismo mesooceânico no Sul e Sudeste do Brasil e seu papel na evolução das Bacias Sedimentares**. GeociênciaS, V. 26 P. 151-160, 2007.
- Cordani, U.G.; Tassinari, C.G.G.; Kawashita, K., 1984. **A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas**. Ciências da Terra, 9:6-11.
- Davis, E.E., Lister, C.R.B., 1974. **Fundamentals of ridge crest topography**. Earth Planet. Sci. Lett. 21, 405– 413.
- Dickinson, W.R., 1976. **Plate tectonic evolution of sedimentary basins**. Continuing Educations Course, Notes Series, 1, 62 p.
- Dietz, R.S., 1961. **Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor**. Nature, 190, pp 854-857.
- Eston, S.M., Hamza, V.M., Becker, E.A., Furumoto, S., 1981. **Pesquisas Geotérmicas na exploração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. 1981.

- Eston, S.M., Hamza, V.M., Becker, E.A., Furumoto, S., 1982. ***Pesquisas Geotérmicas na Exploração de Hidrocarbonetos na Bacia do Paraná***. Parte 1.
- Eston, S.M., Hamza, V.M., Becker, E.A., Furumoto, S., 1983. ***Pesquisas Geotérmicas na exploração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná***. Parte 2.
- Eston, S.M., Jardim, N.S., 1984. ***Maduração Térmica de Hidrocarbonetos: Aplicação do Método de Lopatin à Bacia do Paraná***. In: Simpósio Brasileiro sobre Técnicas Exploratórias Aplicadas à Geologia, Anais. Salvador. v. 1. p. 141-166.
- Ferreira, F.J.F. 1982a. ***Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico***. In: ***Bacia do Paraná - Reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos***. Consórcio CESP-IPT (Paulipetro), São Paulo, p. 143-166.
- Ferreira, F.J.F. 1982b. ***Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa***. Dissertação (Mestrado em Geologia Geral e de Aplicação) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 170 p.
- Ferreira, L. E. T., Hamza, V. M., 2003. ***Avaliação de Recursos Geotermiais sob o Estado de Goiás***. Dissertação de Mestrado, Observatório Nacional.
- Figueiredo, A.M.F. e Raja Gabaglia, G.P., 1986. ***Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras***. Revista Brasileira de Geociências, 16 (4): 350-369.
- Fournier, R. O., Truesdell A.H., 1973. ***An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters***. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 515-525.
- Fournier, R. O., Potter, R.W., 1982. ***A revised and expanded silica (quartz) geothermometer***. Geothermal Resources Council Bulletin, Vol. 11, 3-9.
- Fournier, R. O., 1991. ***Water geothermometers applied to geothermal energy***, ed. D'Amore F., Unitar-Undp, New York, 253-273.
- França, G. S., Assumpção, M., 2004. ***Crustal structure of the Ribeira fold belt, SE Brazil, derived from receiver functions***. Journal of South American Earth Sciences 16 743-758.

- Fulfaro, V. J., 1974. ***Tectonica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema***. Boletim do Instituto de Geociencias da Usp, v. 5, p. 129-138, 1974.
- Gomes, A.J.L. e Hamza, V.M., 2003. ***Avaliação de Recursos Geotermiais do Estado do Rio de Janeiro***. 8º International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro.
- Gomes, A.J.L. e Hamza, V.M., 2004. ***Mapeamento de Gradientes Geotérmicos no Estado de São Paulo***. In: 1º Simpósio Regional de Geofísica, Anais, Cd-rom, São Paulo, 26-28 de setembro, 6p.
- Gomes, A.J.L. e Hamza, V.M., 2005. ***Gradiente e Fluxo Geotérmico do Estado de Santa Catarina***. In: 9º Congresso Internacional da SBGf, Anais, Cd-rom, Salvador, 11-14 de setembro, 6p.
- Gomes, A.J.L. e Hamza, V.M., 2006. ***Gradiente e Fluxo Geotérmico no Estado do Paraná***. In: 2º Congresso Internacional da SBGf, Anais, Cd-rom, Natal, 21-23 de setembro, 6p.
- Gomes, A.J.L. e Hamza, V.M., 2007. ***Gradiente e Fluxo Geotérmico nas Bordas Norte e Noroeste da Bacia do Paraná***. In: 10º Congresso Internacional da SBGf, Anais, Cd-rom, Rio de Janeiro, 19-22 de Novembro, 6p.
- Gomes, A.J.L. e Hamza, V.M., 2008. ***Distribuição Regional de Gradiente e Fluxo Geotérmico no Estado do Rio Grande do Sul incluindo também áreas vizinhas do Uruguai e da Argentina***. In: 3º Simpósio Brasileiro de Geofísica da SBGf, Anais, Cd-rom, 26-28 de Novembro, 6p. Natal.
- Haenel, R., Mongelli, F., 1988. ***Thermal exploration methods***. Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination, p.353-389.
- Hamza, V. M. 1982. ***Thermal structure of the South American continental lithosphere during Archean and Proterozoic***. Revista Brasileira de Geociencias, São Paulo, v. 12, p. 149-159.
- Hamza, V.M., 2001. ***Paleothermal regime of sediment-hosted sulfide deposits in Brazil and its implication for metallogenesis***. Contributions presented at the 1st Field workshop, International Geological Correlation Programme 450, Belo Horizonte and Paracatu, Minas Gerais, p.55-58.

- Hamza, V.M. Eston, S.M., Araújo, R.L.C., 1978. **Geothermal energy prospects in Brazil.** *Pure and Applied Geophysics*, vol. 117, pp. 180-195.
- Hamza, V.M. and Eston, S.M., 1981. **Assessment of Geothermal resources of Brazil - 1981.** *Zbl. Geol. Palaontol*, V I, p.128-155 Stuttgart.
- Hamza, V.M. and Muñoz, M., 1996. **Heat Flow map of South America.** *Geothermics*, V.I 25, nº 6, pp. 599-646.
- Hamza, V.M. and Silva Dias, F.J.S., 2003. **Functional Representation of regional heat flow in South America: Implications for the occurrence of low-temperature geothermal resources.** *Geothermal Resources Council Transactions*, V. 27, pp. 615-618.
- Hamza, V.M., Silva Dias, F.J.S., Gomes, A.J.L. and Terceros, Z.G.D., 2005. **Numerical and Functional Representations of Regional Heat Flow in South America.** *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 152, 4, p.223-256.
- Han, U.K., and Chapman, D.S., 1995. **Thermal isostasy: elevation changes of geologic provinces.** *J. Geol. Soc. Korea*, 31, no. 2, 106-115.
- Hess, H. H., 1962. **History of Ocean Basins, in Petrological Studies: Buddington Memorial Volume**, Geological Society of America, New York, pp. 599-620.
- Hinrichs, R. A. , Kleinbach, M., 2003. **Energia e Meio Ambiente.** editora Thomson ISBN:8522103372.
- Hurter, S.J., Eston, S.M. e Hamza, V.M., 1983. **Coleção Brasileira de Dados Geotérmicos Série 2 – Fontes Termiais.** *Publicação No. 1233, Instituto. de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo s/a – IPT*, pp. 111.
- Hurter, S.J., 1987. **Aplicação de Geotermômetros Químicos em Águas de Fontes Termiais Brasileiras na Determinação de Fluxo Geotérmico.** Mestrado, Universidade de São Paulo.
- Hurter, S.J. e Hamza, V.M., 1987. **Aplicação de Geotermômetros Químicos em águas de Fontes Brasileiras na determinação do Fluxo Geotérmico.** Dissertação de Mestrado, IAG/USP, São Paulo.

- Hurter, S.J., Pollack, H.N., 1995. ***Effect of the Cretaceous Serra Geral igneous event on the temperatures and heat flow of the Paraná Basin, southern Brazil***. Basin Research v. 7, pp. 215-220.
- Hurter, S.J., Pollack, H.N., 1996. ***Terrestrial heat flow in the Paraná basin. Southern Brazil***, J. Geophys. Res., 101, p.8659-8672.
- Huttrer, Gerald W., 2001. ***The status of world geothermal power generation 1995/2000***. Geothermics 30, nº 1, pag. 1 a 21.
- IGA, 2007. ***Geothermal in the World***. <http://www.geothermal-energy.org/index.php>.
- IPT, 1982. ***Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos***. Projetos Especiais, São Paulo 198p.
- James, D. ; Assumpção, M. ; Snoke, A. ; Ribotta, L. ; Kuehnelt, R., 1993. ***Seismic studies of continental lithosphere beneath SE Brazil***. A. Br. C., Rio de Janeiro, v.65, p. 227-250.
- Jessop, A. M., Hobart, M. A. and Sclater, J. G., 1976. ***The World Heat Flow data Collection, 1975***. Geothermal Series 5, Earth Phys. Branch, Ottawa, 125 p.
- Kappelmeyer, O., Haenel, R. 1974: ***Geothermics with Special Reference to west-central Alberta***. Can. J. E. Sci., v. 19, p. 755-766. Application: Geoexp. Monog Stuttgart, 238 p.
- Kukkonen I.T., Jöeleht A., 1995, ***Geothermal modeling of the lithosphere in the central Baltic Shield and its southern slope***. Tectonophysics 255, 25-45.
- Lachenbruch, A. H. and Morgan, P., 1990. ***Continental extension, magmatism, and elevation: Formal relations and rules of thumb***. Tectonophysics, v. 174, p. 39–62.
- Lange, F.W.; Petri, S. 1967. ***The Devonian of the Paraná Basin***. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, (21/22): 5-55.
- Lastoria, G., 2006. ***Hidrogeologia da Formação Serra Geral no Estado de Mato Grosso do Sul***. Águas Subterrâneas, v.20, n.1, p.139-150, 2006.
- Lindal, B., 1973. ***Industrial and other applications of geothermal energy***, In Geothermal Energy: Review of Research and Development, Paris, UNESCO, LC No. 72-97138, pp135-148.

- Maack, R. 1947. **Breves notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina**. Arquivos de Biologia e Tecnologia, vol. II, art. 7, p. 66-154.
- Maack, R. 1968. **Contribuição à história das explorações geográficas e geológicas do estado do Paraná**. In: MAACK, R. Geografia Física do Paraná. Curitiba: BADEP, UFPR, 450 p.
- Macêdo, J.M., 1987. **Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes**. Dissertação – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 173p.
- Mantovani, M.S.M., Shukowsky, W., Basei M.A.S., Vasconcellos A.C.B.C. 1989. **Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos Estados do Paraná e de Santa Catarina**. Revista Brasileira de Geociências, 19(3):367-374.
- Mantovani, M.S.M.; Wildner, W.; Junchen, P.L., 2000. **Paraná Basin Magmatism, Stratigraphy and Mineralization (Southern Brazil)**. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. Pre-Congress Field Trip, Rio de Janeiro, 63 p. Mckelvey, V.E., 1968. *Mineral potential of the submerged parts of the continents*, U.S. Geol. Survey, occasional publ., n. 4, pp. 31-38.
- Marangoni, Y. R., Hamza, V. M., 1983. **Condutividade térmica de sedimentos da plataforma continental sudeste do Brasil**. Revista Brasileira de Geofísica, Vol. 2, 11-18.
- Mckelvey, V. E., 1968. **Mineral potential of the submerged parts of the continents, University of Rhode Island**. Narragansett Marine Laboratory (dept.), Occasional Publication, in Proceedings of a symposium on mineral resources of the world ocean, n. 4, pp. 31-38,
- Meister, E.M., 1973. **Gradientes geotérmicos nas bacias sedimentares Brasileiras**, Boletim Técnico Petrobrás, 16 (4), 221-232.
- Milani E.J., Ramos, V. A. 1998. **Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná**. Rev. Bras. Geoc., 28(4):473-484.

- Milani, E. J., Thomaz-Filho, A.. 2000. ***Tectonic evolution of South America***. In.: U.G.Cordani, E.J.Milani, A.Thomaz Filho & D.A.Campos (eds) Tectonic evolution of South America, p. 389-
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A. & França, A.B. 2007. ***Bacia do Paraná***. Boletim de Geociências da Petrobrás, v.15 nº 2 p: 265-287.
- Miller, B. M., Thomsen, H. L., Dolton, G. L., Coury, A. B., Hendricks, T. A., Lennartz, F. E., Powers, R. B., Sable, E. G., and Varnes, K. L., 1975. ***Geological estimates of undiscovered recoverable oil and gas resources in the United States***: U. S. Geol. Survey Circ. 725, 78 p.
- Mizusaki, A.M.P., Petrini, R., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Dias, J., De Min, A., Piccirillo, E.M., 1992. ***Basalt mag-matism along the passive continental margin SE Brazil (Campos Basin)***. Contrib. Miner. Petrol., 111:143-160.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J., e Césero, P., 2002. ***Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil***. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 15 (2) (2002) pp. 183-198.
- Molina, E. C. ; Ussami, N. 1988. ***Deep crustal structure under Parana Basin (Brazil) from gravity study. Deep crustal structure under Parana Basin (Brazil) from gravity study***. E.M.Picirillo and A.J.Melfi (Eds.), IAG-USP, p. 271-283.
- Mongelli, F. 1968. ***Um método per la determinazione in laboratorio della conducibilità termica dille rocce***. Boll. Geof. Teor. Appl., X, 51-58.
- Morgan, W. J., 1971. ***Convection plumes in the lower mantle***. Nature, v.230, p.41-43.
- Muffler, L. J. P.; Cataldi, R., 1977. ***Methods for regional assessment of geothermal resources***, ENEL Studi e Ricerche, in Proceedings Larderello Workshop on Geothermal Resource Assessment and Reservoir Engineering (Sept. 12-16), pp. 131-207, Larderello, (Italy).
- Muffler, P., and Cataldi, R., 1978. ***Methods for regional assessment of geothermal resources***. Geothermics, 7, pp 53-89.

- Nelson, S. A. and Carmichael, I. S. E., 1984. ***Pleistocene to recent alkalic volcanism in the region of Sanganguey volcano, Nayarit, Mexico***. Contrib. Mineral. Petrol. 85, 321–335.
- Nelson, S.A., Gonzalez-Caver, E., Kyser, T.K., 1995. ***Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic field, Veracruz, Mexico***. Contrib. Mineral. Petrol. 122, pp. 191–211.
- Netschert, B.C., 1958. ***The future supply of oil and gas***. Johns Hopkins University Press.
- Oliveira, L.O.A., 1987. ***Aspectos da evolução termomecânica da Bacia do Paraná no Brasil***. Dissertação. Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas. 179p.
- Oliveira, G.C.; Dias Junior, M.S.; Resck, D.V.S.; Curi, N., 2004. ***Caracterização química e físico-hídrica de um Latossolo Vermelho após vinte anos de manejo e cultivo do solo***. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.28, n.2, p.327-336, 2004.
- Parsons, B., and Sclater, J.G., 1977. ***An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age***. J. Geoph. Res., 82, 803-827.
- Paulipetro, 1982. ***Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos***. Relatório Técnico, Consórcio CESP/IPT. São Paulo, 198p.
- Pesce A. H., 2001. ***The Guaraní Aquifer. A Good Prospect for Geothermal Development in Northeastern Argentina***. Geothermal Resources Council Bulletin 30(5), pp. 199-203, Davis, CA.
- Pesce, A. H., Lippmann, M., 2002. ***Thermal Spas: An Economical Development Alternative Along Both Sides of The Uruguay River***. Ghc Bulletin, September.
- Pitman, W. C. and Andrews, J. A., 1985. ***Subsidence and thermal history of small pull apart basins***. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral, 37, 45–49.
- Quintas, M.C.L. 1995. ***O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço***. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 213p.

- Quintas, M.C.L., Mantovani, M. M. , Zalán, P. V., 1999. ***Contribuição ao Estudo da Evolução Mecânica da Bacia do Paraná***. Revista Brasileira de Geociências 29(2):217-226, junho de 1999.
- Raja Gabaglia, G.P. e Figueiredo, A.M.F. 1990. ***Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares***. In: G.P. Raja Gabaglia e E.J. Milani (eds) Origem e Evolução de Bacias Sedimentares, Petrobrás/Serec/Cen-Sud, p.31-45.
- Ramos, A.N., 1970. ***Aspectos paleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua influência sedimentação***. Boletim Técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, 13(3/4):85-93.
- Rangel, H.D., Martins, F.A.L., Esteves, F.R., Feijó, F.J. 1994. ***Bacia de Campos***. Bol. Geoc. Petrobras, v. 8, n. I, p. 203 -217.
- Renne P., Ernesto M., Pacca I.G., Coe R.S., Glen J.M., Prevót M., Perrin M. 1992. ***The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary***, Science, 258:975-979.
- Ribeiro, F.B., 1987. ***Estudo sobre o problema da determinação de temperaturas de equilíbrio em poços afetados pela atividade de perfuração***. Doutorado, Universidade de São Paulo.
- Riccomini, C.; Chamani, M.A.C.; Agena, S.S.; Fambrini, G. L.; Fairchild, T. R.; Coimbra, A. M., 1992. ***Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana***. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 64, p. 210.
- Riccomini, C. 1995. ***Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas***. Tese de Livre-docência. IG-USP, Instituto de Geociências Universidade de São Paulo.
- Riccomini, C. 1997. ***Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo***. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 27, p. 153-162.
- Rossi Filho, J., 1981. ***Mapa de gradiente geotérmico na plataforma continental brasileira***. Relatório Interno. CENPES/SUPEP/DIVEX/SEGEL, 24p.

- Royden, L. e Keen, C.E., 1980. ***Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves***. Earth and Planetary Science Letters, Volume 51, Issue 2, p. 343-361.
- Salgado-Labouriau, M.L., 1994. ***História ecológica da Terra***. SP, Ed. Edgard Blücher Ltda, 307 p.
- Santos, J., 1986. ***Densidade de Fluxo Geotérmico na Bacia do Paraná***. Mestrado, Universidade de São Paulo.
- Sclater, J.C. and Christie, P.A.F., 1980. ***Continental stretching: an explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central north sea basin***. Journal of Geophysical Research, 85(B7):3711-3739.
- Schneider, R.L.; Muhlmann, H.E., Medeiros, R.A.; Daemon R.F., Nogueira, A.A., 1974. ***Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná***. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 28, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre, SBG. V.1, p.41-65.
- Schurr, S. H., Netschert, B. C, 1960. ***Energy in the American economy***. Johns Hopkins University Press.
- Sengor, A.H. and Burke, K., 1978. ***Relative timing of the rifting and volcanism on earth and its tectonic implications***. G. R. Letters, v. 5, pp. 419-421.
- Serra, Adalberto, 1955, ***Atlas Climatológico do Brasil: (vol. I - médias, extremos, totais)***. Conselho Nacional de Geografia e Serviço de Meteorologia, vol. 1, Rio de Janeiro.
- Singh, R.M., Jain S. C., 1970, ***On Temperatures in the Crust: the Effect of temperature Dependence of Conductivity***. Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, Volume 80, Issue 1, pp.267-270.
- Sloss, L.L. 1963. ***Sequences in the Cratonic Interior of North America***. Geological Society of America Bulletin, v. 74, p. 93-114, 1963.
- Soares, P.C., 1991. ***Tectônica Sinsedimentar Cíclica na Bacia do Paraná: Controles***. Tese de Titular, Universidade Federal do Paraná. 148 p. Curitiba.

- Soares, P. C.; Landim, P.M.B., 1973. **Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no flanco nordeste**. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 27, Aracaju. Anais. Aracaju, SBG v.1, p.243-256.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B. e Fúlfaro, V.J., 1974. **Avaliação Preliminar da Evolução Geotectônica das Bacias Intracratônicas Brasileiras**. Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, v.4, p.61-83.
- Soares P.C., Rostirolla S.P., Ferreira F.J.F., Stevanato R., 1996. **O alto estrutural Pitanga-Quatiguá-Jacutinga na Bacia do Paraná: Uma Estrutura Litosférica**. In: Cong. Brás. Geol., 39 Salvador 1996. Anais...Salvador, SBG. V.5 (411-414).
- Souza-Lima, W. e Hamsi-Junior, J.P., 2003. **Bacias sedimentares brasileiras. Bacias da Margem continental**. Revista da Fundação Phoenix, Aracajú, 50:1-6.
- Steckler, M.S. and Watts, A.B., 1978. **Subsidence of the Atlantic-Type continental margin off New York**. Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam, 42(1):1-3, Jan.
- Stein, C.A. and Stein, S., 1992. **A model for the global variation in oceanic depth and heat-flow with lithospheric age**. Nature, 359, pp. 123-129.
- Stradioto, M.R., Kiang, C.H., Chang, M.R.C., 2008. **Caracterização petrográfica e aspectos diagenéticos dos arenitos do Grupo Bauru na região sudoeste do Estado de São Paulo**. Revista da Escola de Minas (Impresso), v. 61, p. 433-441.
- Stuwe, K. and Barr, T.D., 2000. **On the relationship between surface uplift and gravitational extension**. Tectonics, 19, pp.1056–1064.
- Swanberg, C.A., Morgan, P., 1979. **The linear relation between temperatures based on the silica content of groundwater and regional heat flow: A new heat flow map of the United States**. Pageoph 117 (1979), pp. 227–241.
- Szatmari, P. e Porto, R., 1986. **Classificação tectônica das bacias sedimentares terrestres do Brasil**. In: Figueiredo, A. M. F. de & Raja Gabaglia, G. P., Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. Revista Brasileira de Geociências, 16 (4), p. 357.

- Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; Fairchild, T.M.; Taioli, F., 2000. ***Decifrando a Terra***. Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 558pp.
- Terzaghi, K., 1943. ***Theoretical Soil Mechanics***. John Wiley & Sons, 1a. edition.
- Truesdell, A.H., Jones, B.F., 1974. ***A Computer Program For Calculating Chemical Equilibria of Natural Waters***: Journal of Research, U.S. Geological Survey, p 233 - 274.
- Truesdell, A.H., 1975. ***Geochemical techniques in exploration***. Proc. Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, California. Edited by Lawrence Berkley Laboratory, University of California. pp. 53 - 79.
- Turner S., Regelous M., Kelley S., Hawksworth C., Mantovani M.M.S., 1994. ***Magmatism and continental break-up in the South Atlantic high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology***. Earth Plan. Sci. Lett., 121:333-348.
- Unrug, R. 1996. The Viana, S.M., 1999. ***Fluxo Térmico em uma Bacia Sedimentar da Margem Continental Brasileira***. Monografia de Graduação – FGEL/UERJ.
- Verma, S. P., Santoyo, E., 1995. ***New improved equations for Na/K and SiO₂ Geothermometers by error propagation***. World Geothermical Congress, Florence, Italy, pp. 963-968.
- Vidotti, R.M., Ebinger, C.J., Fairhead, J.D., 1995. ***Lithosphere structure beneath the Paraná Province from gravity studies: is there a buried rift system?*** EOS Supplement, AGU Fall Meeting, December 11-15, San Francisco, CA. F608, T41D-11.
- Vidotti, R. M.; Ebinger, C. J.; Fairhead, J. D., 1998. ***Gravity Signature of the Western Paraná Basin, Brazil***. Earth and Planetary Science Letters, v. 159, n. 3-4, p. 117-132.
- Vitorello, I., Hamza, V.M. And Pollack, H., 1980. ***Terrestrial heat flow in the Brazilian Highlands***. J. Geophys. Res., 85, 3778 – 3788.
- Vosteen, H. D., Schellschmidt, R., 2003. ***Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock***. Physics and Chemistry of the Earth 28 499–509.

- Wang, JI Yang et al, 1996. **Geothermics in China**. Seismological Press Beijing, China, 10(2), ISBN 7-5028-1364-0/P 853.
- Wernicke, B., 1985. **Uniform sense of simple shear of the continental lithosphere**. *Can. J. Earth Sci.* 22:108-125.
- White, I.C., 1908. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. Rio de Janeiro : DNPM , republicado em1988. Parte I, p.1-300 ; Parte II, p. 301-617. (ed. Fac-similar).
- Zalán, P.V, Wolff, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A. 1987. **Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná**. IIISimp.Sul-Bras.Geol., v.I, p.441-473.
- Zalán, P. V, Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J.R., Marques, A., 1990. **The Paraná Basin, Brazil**. Tulsa: AAPG Memoir 51, p. 681-708.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)