

**Modelo de predição de  
condutividade térmica de rochas  
usando medidas em misturas  
bifásicas.**

ARISTON DE LIMA CARDOSO

SALVADOR – BAHIA  
AGOSTO – 2013





**Modelo de predição de condutividade térmica de rochas usando  
medidas em misturas bifásicas.**

por

ARISTON DE LIMA CARDOSO

Mestre em Física (Universidade Federal da Bahia – 2007)

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

à

Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora



Dr. Roberto Max Argollo (Orientador)



Dr. Alexandre Barreto Costa



Dr. Carlos da Silva Vilar de Azevedo



Dr. Luis Manoel Garcia Reyes



Dr. Luiz Felipe Carvalho Coutinho

Aprovada em 23 de agosto de 2013

A presente pesquisa foi desenvolvida no Laboratório de Física Nuclear Aplicada da UFBA, com recursos parciais da CAPES e do convênio PROMOB/CENPES/UFBA/PETROBRAS

C268 Cardoso, Ariston de Lima,

Modelo de predição de condutividade térmica de rochas usando medidas em misturas bifásicas. / Ariston de Lima Cardoso. — Salvador, 2013.

110 f.: il.

Tese (Doutorado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2013.

1. Prospecção - método geofísico. 2. Condutividade térmica - Rocha. 3. Geofísica. I. Botelho, Marco Antônio Barsottelli. II. Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 550.362

"Nada é mais fértil do que ser livre,  
mas nada é mais árduo do que o  
aprendizado da liberdade"

Tocqueville

# Resumo

Neste estudo, desenvolvemos um modelo para prever a condutividade térmica de rochas íntegras a partir de medidas em misturas binárias de grãos dessas rochas. Primeiramente, medimos a densidade e a condutividade térmica das amostras das rochas íntegras. As amostras foram, em seguida, moídas e medimos a condutividade térmica efetiva de misturas preparadas com grãos dessas rochas em diferentes porosidades usando ar como saturante. Usando o modelo flexível de condução térmica desenvolvido neste estudo, denominado Geoterm, e a regra da mistura generalizada devida a Korvin, calculamos os valores médios dos fatores numéricos das equações desses dois modelos e, com essas equações, predissemos a condutividade térmica da rocha íntegra pelo ajuste das equações desses modelos com os dados experimentais. Ainda com essas equações e com os dados das rochas íntegras e das misturas, predissemos a condutividade térmica efetiva das amostras para as várias porosidades das misturas.

Os resultados preditos para a amostra íntegra, quando comparados aos valores medidos, apresentaram discrepâncias pequenas e grandes, consequência de a faixa de variação da condutividade térmica das rochas ser bem larga resultando em faixas também largas para os fatores numéricos das duas equações. Os valores preditos pelos modelos Geoterm e Korvin para condutividade térmica efetiva mostraram, igualmente à expressão empírica de Woodside e Messener (1961), menores discrepâncias quando comparadas àquelas de outros modelos verificados neste estudo.

Palavras-chave: condutividade térmica de rocha, condutividade térmica efetiva, modelo de mistura binária.

# Abstract

In this study, we developed a model to predict the thermal conductivity of full rocks from measurements on biphasic mixtures of grains of these rocks. Firstly, we measured the density and thermal conductivity of the full rock samples. The full samples were then grounded and we measured the effective thermal conductivity of mixtures prepared with grains of these rocks in different porosities using air as saturating. Using the flexible model of thermal conduction developed in this study, which we call Geoterm, and the rule of generalized mixture due to Korvin, we calculated the average values of the numerical factors of the equations of these two models and, with these equations, we predicted the thermal conductivity of the integrity rock by adjusting the equations of these models with experimental data. Even with these equations and the data of the integrity rocks and mixtures, we predicted the effective thermal conductivity of the samples for the various porosities of the mixtures.

The predicted results for the full rock, as compared to the measured values, showed small and large discrepancies due to the large variation range of the thermal conductivity of the full rocks, resulting in ranges also wide for the numerical factors of the two equations.

The values predicted by the Geoterm and Korvin models for effective thermal conductivity showed, the same way as Woodside and Messener (1961) empirical expression, lower discrepancies when compared to those of other models observed in this study.

Keywords: rock thermal conductivity, effective thermal conductivity, binary mixture model.

# Índice

Resumo . . . . .	2
Abstract . . . . .	3
Índice . . . . .	4
Índice de Figuras . . . . .	7
Introdução . . . . .	10
<b>1 Minerais e Rochas Cristalinas . . . . .</b>	<b>14</b>
1.1 Minerais . . . . .	14
1.1.0.1 Minerais Mais Frequentes nas Rochas . . . . .	15
1.2 Rochas . . . . .	17
1.2.0.2 Rochas Magmáticas ou Ígneas . . . . .	17
1.2.0.3 Diagramas Ternários - Streckeisen . . . . .	19
1.2.0.4 Rochas Sedimentares . . . . .	20
1.2.0.5 Rochas Metamórficas . . . . .	22
<b>2 Propriedades Térmicas das Rochas . . . . .</b>	<b>24</b>
2.1 Transporte de Calor . . . . .	24
2.1.0.6 Fluxo de calor . . . . .	25
2.1.1 Condutividade Térmica . . . . .	26
2.1.1.1 Influência da Temperatura na Condutividade Térmica . . . . .	27
2.1.1.2 Influência da Pressão na Condutividade Térmica . . . . .	28
2.1.2 Difusividade Térmica . . . . .	29
2.1.3 Calor específico . . . . .	29
2.1.3.1 Capacidade térmica volumétrica . . . . .	30
2.2 Propriedades Térmicas dos Minerais e das Rochas . . . . .	31
2.2.1 Propriedades Térmicas dos Minerais . . . . .	31
2.2.2 Condutividade Térmica das Rochas . . . . .	34

<i>Índice</i>	5
2.3 Medida de Propriedades Térmicas em Rochas . . . . .	35
2.3.1 Método Análise Modal . . . . .	36
<b>3 Medidas Térmicas em Misturas Bifásicas . . . . .</b>	<b>37</b>
3.1 Principais Modelos Teóricos de Condutividade Térmica Efetiva . . . . .	38
3.2 Modelos Flexíveis . . . . .	41
3.3 Modelos de Condutividade Térmica Efetiva Empíricos . . . . .	43
3.3.0.1 Modelo de Asaad . . . . .	43
3.3.0.2 Modelo de Sugawara e Yoshizawa . . . . .	43
3.3.0.3 Modelo de Aurangzeb <i>et al.</i> . . . . .	44
3.3.1 Modelos de CTE aplicados a areias não-consolidadas . . . . .	44
3.3.1.1 Modelo de Krupiczka . . . . .	45
3.3.1.2 Modelo de Woodside e Messmer . . . . .	45
3.3.1.3 Modelo Anand . . . . .	46
3.3.1.4 Modelo Gonzo . . . . .	46
<b>4 Metodologia . . . . .</b>	<b>48</b>
4.1 Determinação de massa específica da amostra íntegra . . . . .	48
4.2 Preparação das amostras . . . . .	50
4.3 Medidas de propriedades térmicas . . . . .	51
4.3.1 Medidas térmicas nas amostras íntegras de rochas . . . . .	52
4.3.2 Medidas térmicas em amostras fragmentadas de rochas . . . . .	53
4.4 Análise microscópica . . . . .	53
<b>5 Resultados e discussões . . . . .</b>	<b>55</b>
5.1 Condutividade térmica em amostras de rochas íntegras. . . . .	55
5.1.1 Propriedades térmicas em amostras íntegras de rochas . . . . .	56
5.1.2 Constituintes das rochas cristalinas . . . . .	57
5.1.3 Diagramas ternários cromatizados com propriedades térmicas . . . . .	57
5.1.4 Correlações microscópicas . . . . .	62
5.2 Condutividade térmica efetiva em grãos de rocha . . . . .	65
<b>6 Conclusões . . . . .</b>	<b>83</b>
<b>Apêndice A Amostra, unidade geológica, litologia, coordenadas das amostras e massa específica das rochas. . . . .</b>	<b>85</b>
<b>Apêndice B Amostra e sua análise mineralógica micropetrográfica. . . . .</b>	<b>92</b>
<b>Agradecimentos . . . . .</b>	<b>99</b>

---

**Referências . . . . . 100**

# Índice de Figuras

1.1	Modelo de evolução magmática de acordo com a teoria de Bowen (adaptado de Dana, 1969). . . . .	18
1.2	Diagrama de Streckeisen para rochas ígneas (1979). . . . .	20
2.1	Dependência da condutividade térmica com a temperatura para rochas ígneas, metamórficas e sedimentares na faixa de temperatura de 0 a 500 °C (adaptado de Buntebarth, 1984) . . . . .	28
3.1	Gráficos de CTE versus porosidade em misturas bifásicas. As curvas dos modelos (a) e (f) definem os limites de Wiener; curvas (b) e (e) são os limites do modelo Maxwell-Eucken; curvas (b) e (c) definem a região da porosidade interna e as curvas (c) e (e) a região da porosidade externa. Equações das curvas no texto. ( $\lambda_s/\lambda_a = 100$ .) . . . . .	42
4.1	Picnômetro de água vendo-se uma amostra no interior do cilindro transparente	49
4.2	Amostras fragmentadas em diferentes granulometrias para inserção dos hospedeiros parafina e resina cristal. Para cada amostra foram avaliadas três granulometrias distintas. . . . .	51
4.3	Analisador Quickline TM-30 na medida de propriedades térmicas. Observa-se o sensor planar sobre a amostra. . . . .	52
4.4	Ilustração do sensor agulha introduzido na amostra de grãos de rocha saturados com ar. . . . .	54
4.5	Várias fases de evolução para construção de uma lâmina delgada. A-Amostra de mão de onde foi cortada uma esquirola; B-Esquirola de rocha (cerca de 0,5 cm de espessura) e lâmina de vidro onde é colada a esquirola; C-Colagem da esquirola à lâmina de vidro; D-Amostra já colada na lâmina de vidro; E-Amostra já depois de ser desgastada; F-Lâmina delgada já finalizada, depois de polida e com lamela de vidro já colada; G-Lâmina polida já finalizada. . .	54

5.1	Valores da condutividade e difusividade térmica média para os diferentes litotipos de rochas ígneas e ortoderivadas para as rochas íntegras, com as quantidades de amostras medidas na caixa azul . . . . .	56
5.2	Capacidade térmica volumétrica, calor específico e massa específica para diferentes litotipos de rochas ígneas e ortoderivadas íntegras, com o respectivo número de medidas realizadas na caixa azul. . . . .	58
5.3	Os pontos pretos representam as amostras de rochas ígneas e ortoderivadas utilizadas na construção da distribuição da massa específica e das propriedades térmicas dessas rochas nos diagramas ternários QAP . . . . .	59
5.4	Diagrama ternário QAP da condutividade térmica . . . . .	60
5.5	Diagrama ternário QAP da difusividade térmica . . . . .	60
5.6	Diagrama ternário QAP do calor específico das rochas . . . . .	61
5.7	Diagrama ternário QAP da capacidade térmica . . . . .	61
5.8	Correlações entre as propriedades térmicas e o percentual de quartzo das rochas: (a) condutividade térmica, (b) difusividade térmica, (c) capacidade térmica volumétrica e (d) calor específico. . . . .	63
5.9	Correlações entre as propriedades térmicas e o percentual de minerais máficos das rochas: (a) condutividade térmica, (b) difusividade térmica, (c) capacidade térmica volumétrica e (d) calor específico. . . . .	64
5.10	Dados da Tabela 5.1 locados sobre os gráficos de CTE da Figura 3.1. ( $\lambda_s/\lambda_a = 100$ .) . . . . .	67
5.11	Ilustração das curvas na região do modelo Geoterm obtidas pela variação do fator de ponderação $p$ de 0 a 1 na equação (5.1) em acréscimos de 0,1. . . . .	68
5.12	Ilustração das curvas de variação na região do modelo Korvin obtidas por varia o fator de distribuição $t$ de -1 a 1 na Eq. (3.4) em acréscimos de 0,1. . . . .	69
5.13	Obtenção dos fatores $p$ do modelo Geoterm e $t$ do modelo Korvin pelo ajuste das curvas desses modelos aos dados experimentais da amostra Or 12 aos pontos $\lambda_{ef} = \lambda_s$ em $\phi = 0$ e $\lambda_{ef} = \lambda_a$ em $\phi = 1$ . . . . .	70
5.14	Obtenção dos fatores $p$ do modelo Geoterm e $t$ do modelo Korvin pelo ajuste das curvas desses modelos aos dados experimentais da amostra Me 17 aos pontos $\lambda_{ef} = \lambda_s$ em $\phi = 0$ e $\lambda_{ef} = \lambda_a$ em $\phi = 1$ . . . . .	71
5.15	Curvas para $p = 0,61$ na Equação (5.1) e $t = -0,13$ na Equação (3.4) nos modelos Geoterm e Korvin respectivamente, superpostas aos dados da Figura 5.10 . . . . .	72
5.16	Ajuste dos modelos Geoterm e Korvin com os dados experimentais da litologia granito. . . . .	73

---

5.17	Ajuste dos modelos Geoterm e Korvin com os dados experimentais da litologia gnaisse. . . . .	74
5.18	Ajuste dos modelos Geoterm e Korvin com os dados experimentais da litologias ortoderivadas. . . . .	75
5.19	Ajuste dos modelos Geoterm e Korvin com os dados experimentais da litologia metarenito. . . . .	76
5.20	Ajuste das curvas dos modelos Geoterm para $p = 0,61$ e Korvin para $t = 0,13$ aos dados experimentais da amostra Me 17 e ao ponto $\lambda_{ef} = \lambda_a$ em $\phi = 0$ para obter a condutividade térmica reversa. $\lambda_{sr}$ em $\phi = 1$ . . . . .	80
5.21	Ajuste das curvas dos modelos Geoterm para $p = 0,61$ e Korvin para $t = 0,13$ aos dados experimentais da amostra Me 17 e ao ponto $\lambda_{ef} = \lambda_a$ em $\phi = 0$ para obter a condutividade térmica reversa. $\lambda_{sr}$ em $\phi = 1$ . . . . .	81

# Introdução

O conhecimento das propriedades térmicas de rochas é importante em estudos quantitativos tectônicos e de modelagem da evolução de bacias sedimentares. Nestas, a construção de modelos teóricos ou empíricos que descrevam os parâmetros térmicos para as rochas é vital para o entendimento da bacia e seu embasamento, essenciais para caracterizar a história geológica da bacia e avaliar a possibilidade de geração de hidrocarbonetos (Beardsmore e Cull, 2001), bem como o melhor entendimento dos fenômenos da transferência de calor nas rochas e nos minerais constituintes e seus poros. Nesse sentido, a condutividade térmica de rochas é comumente medida em amostras íntegras com dimensões compatíveis com o instrumento de medida. Contudo, em diversas situações, é necessário fazer essa determinação em amostras fragmentadas de rochas. Esse é o caso da indústria petrolífera onde a testemunhagem de poços é dispendiosa e busca-se determinar a condutividade térmica das rochas, tanto sedimentares quanto cristalinas, usando-se amostras de calha.

As propriedades térmicas dos minerais e das rochas dependem de vários fatores como composição mineralógica, textura, estrutura, tipo e quantidade de fluidos de saturação, densidade, anisotropia e porosidade como também das condições ambientais de temperatura e pressão. Esse conjunto de parâmetros e propriedades imbricados ao processo de formação dos minerais e rochas transformam a determinação das propriedades térmicas, seja amostras consolidadas ou fragmentadas, em uma árdua tarefa de metodologias e modelagens empíricas ou teóricas.

Nos minerais, dados de literatura mostram que a condutividade térmica chega a variar por um fator três unidades de medida entre as diferentes litologias, assim como pode apresentar um amplo espectro de valores para um mesmo tipo litológico. Isso se deve à variação natural da quantidade de minerais de uma dada rocha como também a vários fatores físicos e diagenéticos. Clauser e Huenges (1995), utilizando grandezas estatísticas, investigaram os fatores que eles consideraram como dominantes na variação da condutividade térmica das rochas, quaisquer que sejam os aspectos petrológicos ou petrofísicos como porosidade, fase mineral dominante e anisotropia. Eles organizaram as amostras das rochas em quatro grupos básicos quais sejam, rochas sedimentares, vulcânicas, plutônicas e metamórficas e concluíram que,

sob a influência de todos os fatores listados acima, não é possível construir-se uma tabela do tipo condutividade térmica versus tipo de rocha optando eles por apresentar essa relação em diagramas triangulares.

Nos minerais, as composições química e cristalina são bem definidas caracterizando uma homogeneidade e, por conseguinte, propriedades térmicas bem definidas. Alguns trabalhos abordam este assunto destacando-se os de Clauser e Huenges (1995), Schön (1996), Seipold e Huenges (1998), Maqsood et alii (2003), entre outros. Já uma rocha, sendo um agregado de minerais e de vazios geralmente preenchidos por fluidos, ao variar as quantidades desses minerais e as características desses fluidos, é de esperar-se que suas propriedades térmicas também variem. O resultado é a variação que se observa nos valores de condutividade térmica, difusividade térmica e capacidade calorífica volumétrica entre litologias e numa mesma litologia.

Schön (1996) analisou a influência de fatores como origem, composição mineralógica, fraturamento, porosidade e temperatura, na condutividade térmica das rochas e definiu intervalos nessa condutividade para caracterizar alguns dos principais tipos rochosos como também buscou correlacioná-los com os fatores supracitados. No que tange às rochas ígneas e metamórficas, o autor sugere que a condutividade térmica é fortemente controlada pela composição mineralógica e estrutura interna enfatizando o contexto de rochas não-alteradas e não-fraturadas. Quanto ao conteúdo mineralógico, aquele autor deixa claro que o aumento do teor de quartzo implica num aumento da condutividade térmica, pois o quartzo possui alta condutividade, chegando a  $7,69Wm^{-1}K^{-1}$ ; já o aumento do teor de plagioclásio causa uma diminuição na condutividade térmica devida à condutividade baixa desse mineral, em torno de  $2,31Wm^{-1}K^{-1}$ .

A medida das propriedades térmicas em rochas é comumente feita em amostras íntegras com dimensões compatíveis com o instrumento de medida. As técnicas mais usadas na medida de condutividade térmica envolvem o método do regime estacionário e o método transiente. Na primeira, a determinação da condutividade térmica baseia-se no conhecimento do fluxo de calor e do gradiente de temperatura através da amostra de rocha e o aparelho utilizado é conhecido como barra dividida. No método transiente, a amostra é submetida a um pulso de calor por um sensor e as propriedades térmicas são determinadas pela análise do decaimento da temperatura com o tempo na amostra. Em alguns aparelhos, além da condutividade térmica, pode-se determinar a capacidade calorífica volumétrica, possibilitando assim, obter a difusividade térmica e o calor específico da rocha. Nesse método, podem-se utilizar sensor linear e sensor planar, aplicados sobre a superfície da amostra, e sensor tipo agulha que é introduzido na amostra.

Contudo, em diversas situações, é necessário fazer essa determinação em amostras frag-

mentadas de rochas. Esse é o caso da indústria petrolífera onde a testemunhagem de poços é dispendiosa e busca-se determinar a condutividade térmica das rochas usando-se amostras de calha. Para tal determinação, usam-se modelos para obter a condutividade térmica real medindo-se a condutividade térmica efetiva (CTE) no modelo. No caso de grãos de rocha, essa condutividade depende de vários fatores como composição mineralógica, textura, estrutura, tipo e quantidade de fluidos de saturação, densidade, anisotropia e porosidade. Esse conjunto de parâmetros e propriedades, estreitamente ligado ao processo de formação dos minerais e rochas, transforma a determinação das propriedades térmicas em amostras fragmentadas em uma complexa tarefa de metodologias e modelagens teóricas ou empíricas.

De interesse para o estudo petrofísico são as medidas da CTE de grãos de rocha saturados em ar em mistura bifásica constituído de material granular disperso num meio fluido imóvel. Há vários modelos e formulações propostos (Lichtenecker and Rother, 1931; Maxwell, 1957; Horai, 1971; Sass, 1971; Asaad, 1955; Anand et al. 1973; Woodside e Messme, 1961; Korvin, 1982; Aurangzeb, 2007; Krupiczka, 1967) para prever a CTE de tais sistemas todos eles combinando a porosidade da mistura, a condutividade térmica das fases misturadas e, em alguns deles, um fator empírico. Todavia, nem sempre é claro qual o modelo apropriado para uma dada mistura.

Neste estudo, desenvolvemos métodos e um modelo para medir a condutividade térmica de misturas binárias de grãos de rocha saturadas com ar, prever a CTE dessas misturas e determinar a condutividade térmica de rocha sólida a partir de medidas em misturas binárias de grãos dessas rochas. Primeiro fizemos medidas em amostras íntegras e, então, moemos as amostras e preparamos com esses grãos. As amostras foram coletadas em afloramentos do embasamento na costa nordeste brasileira. As litologias analisadas neste trabalho foram granito, gnaiss, ortoderivadas e metarenitos.

Nas rochas, ainda em amostras íntegras, determinamos a condutividade térmica, a capacidade térmica, a difusividade térmica e o calor específico e fizemos análise microscópica de lâminas delgadas dessas rochas para estudar a variação dessas propriedades térmicas nas litologias estudadas.

Este trabalho foi custeado em parte pelo projeto Geoterm-Ne (Promob-Cenpes-Petrobras-Fis.-CPGG, UFBA) e pelo Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Petróleo - INCT-PG.

O trabalho foi dividido em cinco capítulos. No capítulo 1, comentamos os conceitos geológicos das rochas e minerais necessários para o entendimento da pesquisa proposta. No capítulo 2, são descritos os conceitos físicos e geofísicos sobre propriedades térmicas. No capítulo 3, apresentamos os principais modelos de misturas binárias teóricas e empíricas da literatura. A metodologia, os métodos analíticos e os equipamentos utilizados nesta pesquisa

---

são apresentados no capítulo 4. Os resultados e as discussões pertinentes são assuntos do capítulo 5. Por fim, apresentaremos as conclusões e possíveis estudos que desta tese poderiam desprender-se.

# 1

## Minerais e Rochas Cristalinas

Rochas são agregados de minerais com certo grau de coesão ou consolidação, que compõem as massas sólidas da crosta e do manto terrestres. Minerais são substâncias de composição química definida, geralmente sólidos e cristalinos na temperatura ambiente, e de ocorrência natural na Terra (Dana, 1969).

As rochas são estudadas em diferentes níveis de observação (afloramentos, amostras de mão e diversos tipos de lâminas) e sob vários aspectos. Os trabalhos de campo visam determinar os tipos litológicos presentes, a forma dos corpos rochosos, as variações estruturais, texturais e mineralógicas que ocorrem no sentido horizontal e vertical. Algumas destas feições são aprofundadas pelo estudo de amostras de mão, com as quais se preparam lâminas delgadas para estudo no microscópio com luz refletida ou transmitida. Com o exame microscópico busca-se a identificação dos minerais constituintes da rocha o que permite classificá-las, entender suas relações mútuas e compreender aspectos evolutivos da rocha. Somam-se a isto os estudos químicos e mineralógicos, pela análise de seus elementos principais e traços, visando caracterizar grupos litológicos, as relações entre esses grupos e os aspectos genéticos.

### 1.1 Minerais

Pode-se definir mineral como: elemento ou composto químico de ocorrência natural com estrutura e composição química definidas, formado a partir de processos inorgânicos. Esta definição abrange mais de 1500 espécies minerais, porém a maioria delas é de ocorrência muito restrita e, por isso, não apresenta grande interesse de estudo, sendo que os minerais que aparecem com grande frequência na crosta terrestre representam um grupo bastante

pequeno.

Uma vez que os minerais possuem uma estrutura cristalina definida, uma das primeiras formas para sua classificação é baseada nesta propriedade, ou seja, segundo o ordenado dos átomos que compõem cada mineral). Esta estrutura cristalina é típica da espécie mineral e controla muitas de suas propriedades (Dana, 1969).

As substâncias cristalinas mostram, de maneira geral, um arranjo ordenado baseado na repetição de uma base estrutural morfológicamente constante e que obedece a "leis de crescimento" que fazem com que células unitárias associem-se sempre da mesma maneira.

Os minerais, apresentam uma estrutura interna ordenada, que reflete o arranjo espacial dos íons ou grupo de íons e, também, a natureza e intensidade das forças elétricas que os unem. Os paralelepípedos que representam as células unitárias diferem entre si nos comprimentos das arestas e ângulos entre estas, definindo, assim, os diferentes sistemas cristalinos: cúbico, ortorrômbico, tetragonal, monoclinico, triclínico e hexagonal, conforme Tabela 1.1.

Tabela 1.1: Sistemas Cristalográficos, Dana(1969)

<i>Sistemas Cristalográficos</i>	<i>Elementos de Simetria</i>
Triclínico	1 centro
Monoclinico	1 plano e 1 eixo
Ortorrômbico	4 planos e 3 eixos
Tetragonal	4 planos e 7 eixos
Hexagonal	7 planos e 13 eixos
Cúbico	9 planos, 11 eixos e 1 centro

### 1.1.0.1 Minerais Mais Frequentes nas Rochas

De acordo com Klein e Hurlbut (1993), apesar do grande número de espécies minerais conhecidos na atualidade, apenas uma pequena parcela destes são constituintes comumente encontrados nas rochas. Estes minerais de ocorrência mais frequente são:

Feldspato - é o nome de uma das famílias de minerais mais comuns na crosta. Os membros da família apresentam cores claras, duas direções de clivagem bem definidas e contornos normalmente regulares. São minerais comuns nas rochas ígneas e metamórficas e as composições químicas mais frequentes são  $KAlSi_3O_8$ ,  $NaAlSi_3O_8$  e  $CaAl_2Si_2O_8$ . Quando alterados, costumam produzir minerais de argila. Também são encontrados em rochas sedimentares, mas normalmente alterados.

Quartzo - possui geometria hexagonal, porém nas rochas raramente apresenta contornos bem definidos, sendo altamente resistente a alteração, sem clivagem, com fratura conchoidal, brilho vítreo, ocorrendo em quase todo tipo de rocha. Sua composição química é  $SiO_2$ .

Anfibólios - apresentam-se como lâminas longas de terminações irregulares, com clivagem em duas direções e seção hexagonal típica. Comuns nas rochas magmáticas e metamórficas, estes minerais apresentam fórmula  $X_2Y_5(Si_8O_{22})(OH)_2$ , onde X costuma ser Ca ou Na e Y normalmente Me ou Fe.

Micas - possuem, geralmente, fórmulas muito complexas compostas por Si, Al, O, K, Mg, Fe, OH e metais alcalinos, apresentando-se na forma lamelar (placas), decorrência de uma direção de clivagem perfeita. Ocorrem principalmente nas rochas ígneas e metamórficas, alterando-se com certa facilidade em argilominerais.

Olivina - com fórmula  $(Mg, Fe)_2SiO_4$ , apresenta cores verde escuras, alterando-se facilmente para silicatos hidratados de Fe e Mg. São minerais típicos de rochas ígneas básicas e ultrabásicas ou rochas metamórficas destas derivadas. Sua alteração, quando em estágio inicial, pode resultar em zeólitas.

Calcita e dolomita - pertencentes ao grupo dos carbonatos, apresentam fórmulas  $CaCO_3$  (calcita) e  $CaMg(CO_3)_2$  (dolomita), com formas romboédricas, boa clivagem em três direções e baixa dureza. São minerais que ocorrem preferencialmente em rochas sedimentares de natureza química, e têm sua identificação facilitada por efervescerem sob a ação de HCl concentrado (a calcita apresenta efervescência em suas superfícies naturais, enquanto a dolomita apenas no pó).

Hematita - apresenta composição química  $Fe_2O_3$ , brilho metálico e traço castanho avermelhado, podendo ocorrer na forma de placas hexagonais, sendo frequente em certas rochas metamórficas e em rochas sedimentares detríticas.

Magnetita - forma octaédrica, brilho metálico, presente normalmente em rochas sedimentares e, secundariamente, em rochas ígneas e metamórficas. Apresenta forte magnetismo e composição química representada por  $Fe_3O_4$ .

Argilominerais - silicatos hidratados, de forma laminar, ocorrendo em partículas de dimensões tão diminutas que sua identificação só é possível através de métodos especiais (como microscópio eletrônico). São divididos em três grupos de acordo com sua estrutura: Grupo de Caulinita, Grupo da Illita e Grupo das Cloritas.

## 1.2 Rochas

Rochas são agregados de minerais com um certo grau de coesão ou consolidação, que compõem as massas sólidas da crosta e do manto terrestre (Dana, 1969). São os constituintes básicos da litosfera e controlam fatores naturais importantes para a vida humana como a topografia, as condições de fertilidade dos solos e a disponibilidade de matérias primas para muitos ramos da atividade econômica humana. De acordo com os processos e origem de suas formações as rochas são geologicamente classificadas como magmáticas ou ígneas, metamórficas e sedimentares.

### 1.2.0.2 Rochas Magmáticas ou Ígneas

As rochas magmáticas são aquelas provenientes da consolidação do magma, sendo consideradas, portanto rochas primárias. O magma pode ser definido como fluidos superaquecidos compostos de silicatos, fosfatos, água e gases, com temperaturas variando entre  $500^{\circ}\text{C}$  e  $1.200^{\circ}\text{C}$  e que tem sua origem nas camadas profundas da terra (Dana, 1969). Como magmatismo, entende-se o conjunto de fenômenos relacionados à atividade do magma.

A composição mineralógica das rochas ígneas depende do tipo de atividade magmática da qual elas se derivam e das condições de cristalização do magma que lhe deu origem. Com relação a este segundo aspecto existe uma sequência de cristalização dos minerais que varia de acordo com sua complexidade estrutural e a disponibilidade de sílica ( $\text{SiO}_2$ ) no magma. Esta sequência é denominada "Série de Cristalização de Bowen" (Klein e Hurlbut, 1993) e pode ser esquematizada conforme mostrada na figura (1.2.0.2).

As rochas ígneas obedecem, como já vimos, a uma sequência preferencial de cristalização dos minerais (Série de Bowen). A série de Bowen, por sua vez, caracteriza-se por apresentar ordem crescente de complexidade estrutural e disponibilidade de sílica no magma, o que equivale a dizer que os minerais formados no início da série apresentam baixa complexidade estrutural e altas percentagens de Fe, Mg e Ca, enquanto aqueles formados no final da série apresentam maior complexidade estrutural (a maior entre os silicatos) e altas percentagens de Si, Al, Na e K.

A caracterização das rochas magmáticas, de acordo com suas composições química e mineralógica, depende da posição na qual elas se encontrem na Série de Cristalização de Bowen, ou seja, de suas condições fisioquímicas de formação. Suas composições químicas permitem caracterizá-las de acordo com a percentagem de sílica ( $\text{SiO}_2$ ), uma vez que a maioria dos minerais presentes nas rochas é constituída de silicatos. No tocante à mineralogia, as rochas ígneas não apresentam grandes variações composicionais; por mais complexa que seja

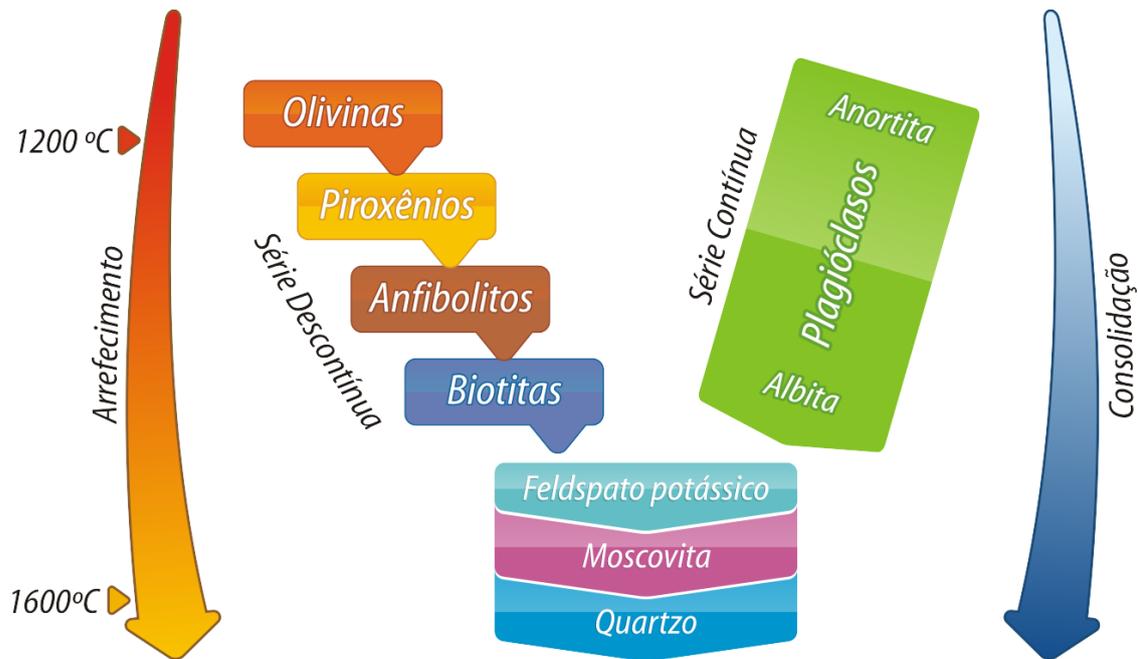


Figura 1.1: Modelo de evolução magmática de acordo com a teoria de Bowen (adaptado de Dana, 1969).

a constituição mineral de uma rocha ígnea os minerais essenciais são geralmente feldspatos, quartzo, piroxênios, anfibólitos e micas.

Com relação à composição química, o critério de classificação utilizado para as rochas magmáticas é a percentagem de sílica, o qual possibilita evidência razoável com relação à origem da rocha. Por esse critério, as rochas ígneas podem ser classificadas em ácidas, intermediárias, básicas e ultrabásicas conforme definidas na Tabela (1.2).

Tabela 1.2: Classificação de rochas ígneas baseada no teor de sílica

Classificação	% de $SiO_2$
Ácidas	> 65%
Intermediárias	52 - 65 %
Básicas	45 - 52%
Ultrabásicas	< 45%

As rochas magmáticas caracterizam-se por uma mineralogia típica. Isto faz com que a composição mineralógica seja o melhor critério para se identificar este tipo de rocha. A associação desse critério com a utilização de diagramas específicos - diagramas de Streckeisen (1979), ajuda a identificar os principais tipos de rochas magmáticas, quais sejam:

Granito - composto principalmente por feldspato, quartzo e micas, é a rocha magmática mais comum e o constituinte rochoso mais comum da crosta terrestre. O granito é uma

rocha ácida, conforme indica sua mineralogia e apresenta texturas fanerítica e porfirítica, possuindo cores variadas.

Sienito - composto de feldspatos, anfibólios, piroxênios e micas, o sienito é classificado como rocha intermediária, ocorrendo em regiões de vulcanismo antigo e apresentando textura porfirítica ou fanerítica. Assim como o granito, o sienito é frequentemente utilizado como material de revestimento, devido à beleza de suas cores amarelas ou avermelhadas.

Gabro - rochas básicas plutônicas compostas por piroxênios e feldspatos podendo, ainda, apresentar olivina e anfibólios em sua composição. Apresenta normalmente textura fanerítica e suas cores escuras (verdes à pretas) fazem com que o gabro seja bastante utilizado para revestimento, podendo, também, ser usado como agregado para pavimento asfáltico.

Peridotito - rocha intrusiva ultrabásica composta de olivina e piroxênios (podendo conter percentagens apreciáveis de magnetita) possuindo, normalmente, textura fanerítica.

Diabásio - rocha intrusiva básica constituída essencialmente por piroxênios e feldspatos de Ca; apresenta, predominantemente, textura fanerítica fina e é muito utilizada como agregado.

Basalto - rocha vulcânica básica, típica de derrames, apresenta textura normalmente afanítica e composição rica em feldspatos de Fe e Mg. Além da textura afanítica, são frequentes as texturas vesiculares e amigdaloides.

### 1.2.0.3 Diagramas Ternários - Streckeisen

Há muitos gráficos que representam dados químicos e mineralógicos de rochas e minerais. No caso de três variáveis, **X**, **Y** e **Z**, utiliza-se o diagrama triangular. Os valores fixos dessas três variáveis, depois de transformadas em porcentagens, isto é,  $\mathbf{X+Y+Z=100}$ , são representados por um ponto no diagrama triangular. Os vértices do triângulo representam 100% de cada variável. Supondo que essas variáveis representam componentes ou moléculas de um mineral ou rocha, a composição de uma substância, cujo ponto caia sobre um dos lados do triângulo, não possui o componente representado pelo vértice oposto a este lado. Na figura (1.2.0.3), apresenta-se um dos vários modelos de representação em diagramas ternários, internacionalmente conhecido como Diagrama de Streckeisen (1979). Esse diagrama utiliza uma distribuição para os percentuais de quartzo (Q), plagioclásio (P) e feldspatos alcalinos (A) - por isso é conhecido como diagrama QAP - e é o mais utilizado para representar a composição percentual de substâncias minerais formadoras de rochas ígneas e sua classificação.

A composição de uma substância cujo ponto representativo caia dentro do triângulo é determinada de várias maneiras:



Figura 1.2: Diagrama de Streckeisen para rochas ígneas (1979).

- Traçando do ponto da substância retas perpendiculares a cada um dos lados do triângulo. O comprimento de cada um destes segmentos é proporcional à quantidade do componente representado pelo vértice oposto.
- Traçando paralelas a cada um dos lados do triângulo. Cada paralela corta os dois outros lados do triângulo, determinando segmentos proporcionais à quantidade do componente representado pelo vértice oposto. Cada lado do triângulo corresponde à quantidade zero do componente representado pelo vértice oposto. Os valores de  $Q'$ ,  $A'$  e  $P'$  são valores dos componentes  $Q$ ,  $A$  e  $P$ .

Num diagrama ternário, uma quarta variável pode ser representada, utilizando-se de algumas convenções: raio ou área de um círculo pode ser proporcional à quarta variável; igualmente, a área de um triângulo que representa uma substância pode ser proporcional à quarta variável; a inclinação ou comprimento de um segmento, passando pelo ponto, também pode representar a outra variável. Desde que os seus elementos de representação sejam proporcionais à quarta variável, como será apresentado posteriormente no capítulo da cromatização dos diagramas ternários. Além dos diagramas binários, ternários, existem os tetraedrais e outras maneiras de representar graficamente dados petrológicos e mineralógicos.

#### 1.2.0.4 Rochas Sedimentares

As rochas sedimentares podem ser definidas como tipo rochoso derivado de outras rochas, depositado na forma de fragmentos ou precipitado quimicamente. Essas rochas têm sua origem na fragmentação ou dissolução de outros tipos rochosos, transporte destes fragmentos ou íons por meio de soluções e sua deposição ou precipitação em ambientes favoráveis

(Teixeira et al., 2001). As rochas sedimentares necessitam de condições específicas para sua formação. Esses ambientes normalmente incluem a existência de água e de condições fisioquímicas particulares. Devido a seu processo lento de deposição e compactação, essas rochas podem se apresentar planares horizontais. Grosseiramente, podem-se dividir os ambientes deposicionais (de formação) das rochas sedimentares em: fluvial, lacustre, marinho, litorâneo, lagunar, desértico, deltaico, de talus e de plataforma.

Os processos de gênese das rochas sedimentares estão intimamente ligados a processos dinâmicos desenvolvidos na superfície terrestre, enquanto as atividades ígneas e metamórficas estão associadas a processos de dinâmica interna da Terra. O conjunto de processos que origina as rochas sedimentares são: (1) processos de intemperismo (fragmentação das rochas e alteração de sua composição química); (2) processos de retirada destes materiais alterados; (3) processos de transporte desses materiais; (4) processos de deposição dos materiais sob condições fisioquímicas favoráveis; (5) processos de litificação (transformação dos materiais soltos em rochas). Como as rochas sedimentares são, na maioria dos casos, formadas a partir de fragmentos de outras rochas, esperar-se-ia que elas apresentassem uma mineralogia bastante variada (Dana, 1969). Constata-se, contudo, que os minerais essenciais das rochas sedimentares são em número bastante reduzidos. A razão disso é que os minerais presentes nas rochas sedimentares passam por processos de fragmentação e alteração química e apenas os mais resistentes escapam da destruição total. Desta forma, o número de minerais que resistem com sua estrutura e composição química intactas é bastante pequeno. Os outros minerais, quando sujeitos a esses processos, modificam-se e passam a constituir novos minerais denominados "neoformados" os quais são estáveis sob as novas condições reinantes.

Pode-se diferenciar a mineralogia das rochas sedimentares de acordo com os processos que lhes deram origem. Se a rocha tem sua gênese associada à deposição de fragmentos transportados podem existir duas possibilidades: (1) se o transporte deu-se por tração em meio fluido a rocha deve apresentar grãos maiores e uma mineralogia rica em minerais primários (vindos da rocha original e que resistiram aos processos de alteração); (2) se o transporte deu-se por meio fluido a rocha deve apresentar grão de menor tamanho e riqueza em minerais neoformados (secundários - criados durante o processo de alteração). Se a rocha foi formada pela precipitação de soluções químicas ela deve apresentar uma estrutura maciça (onde é praticamente impossível a diferenciação entre grãos) e uma composição rica em carbonatos e ou fosfatos.

### 1.2.0.5 Rochas Metamórficas

As rochas metamórficas podem ser definidas como rochas geradas a partir das variações das condições de pressão (P) e temperatura (T) de outros tipos rochosos, condições essas diferentes daquelas nas quais as rochas foram geradas. A este conjunto de transformações sofridas pelas rochas dá-se o nome de metamorfismo, englobando aí todo o conjunto de transformações sofridas pelas rochas sob novas condições de P e T, sem que estas sofram fusão.

Como se pode verificar, as rochas metamórficas podem originar-se de qualquer outro tipo de rocha seja ela ígnea, sedimentar ou mesmo metamórfica, desde que submetida a novas condições de temperatura e pressão. As modificações de P e T que as rochas sofrem para que se tornem rochas metamórficas são devidas a processos naturais. Normalmente estas variações estão associadas a processos de atividade magmática ou processos de deformação das rochas. Estas variáveis (pressão e temperatura) podem ter dois tipos de causa cada uma delas: a pressão pode ser proveniente de esforços de deformação das rochas ou da ação de seu peso próprio; e a variação de temperatura pode ser provocada por intrusões ou pela ação de fluidos quentes.

O conjunto de transformações ocorridas nas rochas durante o processo de metamorfismo visa fornecer condições de estabilidade físico-químico sob as novas condições reinantes. Essas novas condições de equilíbrio podem ser obtidas através de dois processos básicos: modificações nas texturas da rocha (arranjo interno dos cristais) e modificações em sua mineralogia. Esses processos, porém, podem ocorrer os dois ao mesmo tempo e dar-se de diversas maneiras: cristalização da matéria amorfa; retirada de água da composição dos minerais; coalescência de pequenos cristais; reação entre minerais para formar um novo mineral; reorientação de cristais das rochas; ação de transportes de íons e elementos por soluções.

As texturas e as estruturas internas de muitas rochas metamórficas são caracterizadas pela orientação paralela de elementos cristalográficos (faces e eixos) de seus minerais e, em muitos casos, também de micro-fendas e outros defeitos cristalinos internos (geminção). Isto gera uma foliação ou clivagem mais ou menos planar, que é característica dos gnaisse, xistos e ardósias. As texturas de muitas rochas metamórficas são controladas por três fatores: (i) a composição e textura das rochas antes do metamorfismo; (ii) as condições físicas do metamorfismo; (iii) o interrelacionamento entre deformação de cristais e o crescimento de novas fases minerais. Muitas rochas mostram evidências de deformação plástica tal como o estiramento e o recurvamento de grãos, lamelas de geminação e bandas de deformação. Por causa dessas feições texturais, impressas por tensões direcionais, as rochas metamórficas constituem meios fortemente anisotrópicos.

Comumente (nas rochas ígneas e sedimentares) as feições textura e estrutura são bastante distintas e têm significados diferentes; já nas rochas metamórficas, elas se confundem, uma vez que a textura (arranjo mineral interno) reflete-se na estrutura (feições de orientação mineral que são distinguíveis a olho nu). É comum, portanto, que se encontre alguma confusão na denominação dessas feições, ora denominadas texturas ora estruturas. Será utilizada para denominar essas feições o termo estrutura, englobando os seguintes tipos básicos: a) Foliação - qualquer tipo de orientação mineral em planos ou superfícies de rochas metamórficas; b) Xistosidade - superfície gerada pela orientação de minerais planares (principalmente as micas); c) Clivagem - orientação de pequenas partículas minerais de formas planares ou asciculares, de caráter eminentemente plano. Sua característica principal é a regularidade de seu comportamento plano.

As rochas metamórficas mais conhecidas são:

Gnaisse - resultante do metamorfismo de granitos, granodioritos, tonalitos, sienitos e outras rochas ígneas. Os gnaisses apresentam como característica mais marcante um bandamento com alternância de cores claras e escuras (denominado foliação gnássica) e, em alguns casos, a presença de granada.

Filito - caracterização, principalmente, por uma xistosidade muito bem desenvolvida e alta pasticidade, os filitos são derivados de metamorfismo de folhelhos e argilitos.

Xisto - formado a partir do metamorfismo de rochas ígneas básicas de origem aos anfíbolitos, os xistos apresentam xistosidade muito bem desenvolvida, normalmente ondulada.

Mármore - rochas metamórficas derivadas de calcários, os mármorees raramente exibem xistosidade e possuem uma composição rica em carbonatos.

Quartzito - derivado de arenito, o quartzito é muito rico em quartzo e pode apresentar boa xistosidade dependendo de seu conteúdo de mica.

Serpentinito - rico em piroxênios, anfibólios e olivina, o serpentinito costuma apresentar cores verdes e xistosidade bem desenvolvida.

Talco - decorrente do metamorfismo de rochas ígneas básicas e ultrabásicas, o talco apresenta cores escuras (esverdeadas principalmente), xistosidade muito desenvolvida e presença frequente do mineral talco.

# 2

## Propriedades Térmicas das Rochas

As propriedades dos minerais e das rochas que controlam o armazenamento e o transporte de calor na terra são referidas como propriedades térmicas. Entre elas destacam-se o calor específico ( $c$ ), a condutividade térmica ( $\lambda$ ) e a difusividade térmica ( $\kappa$ ). Essas propriedades dependem, fundamentalmente, da composição litológica, da textura, da natureza dos fluidos de saturação e das condições ambientais de pressão e temperatura.

A temperatura é uma das mais expressivas características espaço-temporais da terra, com várias escalas de variações reconhecidas. Diferenças globais de temperatura entre regiões internas do planeta tendem a ser homogeneizadas pelo fluxo de calor, o qual, também, consitui um processo dependente do tempo. O movimento lento e contínuo das placas tectônicas, e a formação de montanhas com tectonismo e magmatismo associados, estão intimamente relacionados com a redistribuição do calor interno da terra (Van der Voo, 1988; Murphy e Nance, 1992; Coffin e Eldholm, 1994).

Por outro lado, o estado atual e a história térmica das bacias sedimentares controlam processos de maturação de hidrocarbonetos, a migração de fluidos em profundidade e as reações diagenéticas por eles provocadas (Carvalho e Vacquier, 1977; Willett, 1999; e McPherson e Chapman, 1996). Anomalias de temperatura estão também fortemente associadas com zonas de fluxos verticais e elevados de águas subterrâneas (Beck e Shen, 1991; Foster e Smith, 1988).

### 2.1 Transporte de Calor

Quando duas regiões de um sistema isolado são mantidas a diferentes temperaturas, verifica-se que a temperatura da zona entre elas varia continuamente. Com o passar do

tempo, a temperatura nas regiões tende a homogeneizar-se com o calor sendo transportado das regiões mais quentes para as mais frias.

O transporte de calor dá-se por três processos: condução, convecção e radiação. Na condução, o calor é transportado através da transferência gradual de acréscimos da energia cinética de vibração de um átomo para outro na estrutura da substância, de modo semelhante à passagem de uma onda elástica pelo meio. A condução é o modo de transporte de energia calorífica através dos corpos sólidos e é o mais importante nas situações geológicas da crosta.

A convecção caracteriza-se pelo fato de o calor ser transferido pelo movimento do próprio material. Ocorre tipicamente num fluido, onde a diferença de densidade entre as regiões com diferentes temperaturas geram correntes de convecção, mas também num sólido quando há movimento do próprio meio (exemplos, placas tectônicas, sedimentação e erosão). No primeiro caso, o transporte é dito ser convectivo e, no segundo, de advecção.

A radiação é uma propriedade que tem todo corpo numa temperatura acima do zero absoluto de emitir energia sob a forma de ondas eletromagnéticas. A intensidade da radiação emitida é proporcional à quarta potência da temperatura e é dada pela lei de Stefan-Boltzmann (Buntebarth,1984).

$$I_{cn} = \xi \sigma_{sb} A T^4, \quad (2.1)$$

onde  $\sigma_{sb}$  é a constante de Stefan-Boltzmann,  $A$  a área do corpo emissor e  $\xi$  a emissividade do material, definida como a razão entre a energia emitida pelo corpo e aquela de um corpo negro ideal na mesma temperatura.

Para temperaturas abaixo de 700 °C, a energia radiada pelas rochas na crosta terrestre é desprezível quando comparada à conduzida, mas ela torna-se relevante para temperaturas maiores. Acima dessa temperatura, o calor é produzido nas rochas pela transformação da energia cinética das partículas radioativas e radiações emitidas pelos radioisótopos nela presentes, principalmente o  $K^{40}$  e os constituintes das séries radioativas do  $U^{238}$  e  $Th^{232}$ . Comumente, a produção de calor radiogênico nas rochas é referida como a taxa volumétrica de calor radiogênico, simbolizada por  $A(Wm^{-3})$  (Reyes, 2008).

#### 2.1.0.6 Fluxo de calor

O calor que penetra na base da crosta terrestre vindo do interior da Terra mais o calor produzido na própria crosta constituem o fluxo de calor na superfície. Na crosta, o calor é transportado principalmente por condução. Se num dado ponto do espaço existe um gradiente de temperatura diferente de zero, então ocorrem processos de equilíbrio que contribuem

para a diminuição desse gradiente, contanto que nesse ponto não existam fontes adicionais de calor ou absorção. Durante o processo de equilíbrio, o fluxo de calor é transportado seguindo principalmente o sentido inverso do gradiente de temperatura. Este fluxo de energia, normalizado em relação ao tempo e à área, é chamado de densidade de fluxo de calor  $Q(Wm^{-2})$ ;  $Q$  é proporcional ao gradiente de temperatura segundo a Lei de Fourier:

$$\mathbf{Q} = -\lambda \nabla T, \quad (2.2)$$

onde  $T = T(x, y, z, t)$  é a temperatura e  $\lambda$  o fator de proporcionalidade denominado condutividade térmica do material ( $Wm^{-1}K^{-1}$ ). A densidade do fluxo de calor é uma grandeza tensorial já que a condutividade térmica pode depender da direção do fluxo de calor.

A equação de conservação do calor na crosta pode ser escrita, para um volume de material rochoso de densidade  $\rho$ , calor específico  $c$ , contendo fontes de calor uniformemente distribuídas, pela equação (Schön, 1996),

$$\nabla \cdot \mathbf{Q} + A = \rho c \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (2.3)$$

onde  $A$  é a taxa de produção de calor por unidade de volume do material.

A equação diferencial de condução do calor é obtida combinando a equação (2.3) com a lei de Fourier dada pela equação (2.2). Para meios homogêneos, obtem-se,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \nabla^2 T + \frac{A}{\rho c}, \quad (2.4)$$

Para condução em estado estacionário ( $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$ ) a equação (2.4) reduz-se à equação de Poisson e, no caso de uma taxa desprezível de produção de calor, à equação de Laplace. A condução do calor é importante em muitos problemas de engenharia e das ciências da terra e a condutividade térmica, a difusividade térmica e o calor específico são propriedades físicas do material importantes para tal estudo.

### 2.1.1 Condutividade Térmica

A condutividade térmica  $\lambda$  é uma propriedade física que expressa a habilidade de um material para conduzir calor, ou seja, materiais com condutividade térmica alta são bons condutores de calor e a condutividade baixa caracteriza os materiais designados como isolantes. Nos materiais naturais, a condutividade térmica varia em algumas ordens de grandeza: de  $0,03 Wm^{-1}K^{-1}$  no ar a  $426 Wm^{-1}K^{-1}$  na prata, a qual é o material com maior con-

duividade térmica. A Tabela 2.1 apresenta a condutividade térmica de alguns materiais naturais.

Tabela 2.1: Condutividade térmica ( $\lambda$ ) de diversos materiais medidos à temperatura de 298 K (Somerton,1992)

Material	$\lambda(Wm^{-1}K^{-1})$
Prata	426
Cobre	398
Alumínio	237
Tugstênio	178
Ferro	80,3
Vidro	0,72-0,86
Água	0,611
óleo	0,133
Ar	0,026

Na Tabela 2.1, observa-se que dos principais fluidos saturantes de rochas, quais sejam água, óleo e ar, o ar tem a menor condutividade térmica dos três.

### 2.1.1.1 Influência da Temperatura na Condutividade Térmica

A condutividade térmica na listosfera é governada por dois mecanismos: as vibrações na rede ou fônons e a condutividade por radiação, sendo ambas dependentes da temperatura. Até uma temperatura de cerca de 700 °C, o transporte de energia térmica em rochas é devido principalmente às interações de redes não-harmônicas. Essa condutividade,  $\lambda_L$  é mostrada ser inversamente proporcional à temperatura absoluta  $T$  (Buntebarth, 1984), ou seja,

$$\lambda_L \sim \frac{1}{T}, \quad (2.5)$$

A explicação para tal comportamento é que as expansões térmicas devidas ao aumento da temperatura ocorrem de forma diferencial para cada mineral causando um craqueamento térmico nos minerais. Essa quebra cria resistências de contato entre grãos dos minerais contribuindo, assim, para um decréscimo na condutividade térmica com a temperatura (Clauser e Huenges, 1995). Experimentos confirmam (Schatz e Simmons, 1972) a relação (2.5) e mostram que a condutividade térmica em rochas acima de aproximadamente  $T = 700^\circ C$  pode ser expressa por,

$$\frac{1}{\lambda_L} = a + bT, \quad (2.6)$$

onde  $a$  e  $b$  são constantes.

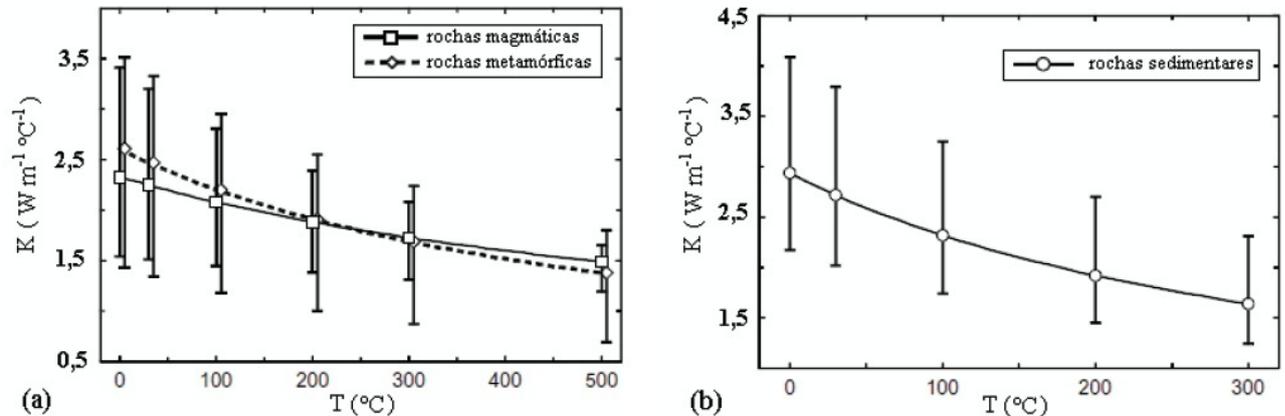


Figura 2.1: Dependência da condutividade térmica com a temperatura para rochas ígneas, metamórficas e sedimentares na faixa de temperatura de 0 a 500 °C (adaptado de Buntebarth, 1984)

A Figura 2.1, *a* e *b*, mostra a dependência da condutividade térmica com a temperatura na faixa de 0 a 500°C para rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares medidas em amostras secas e usando aparelho denominado barra dividida (Hans-Dieter e Rüdiger, 2003). Observe que a condutividade térmica mostra uma tendência a diminuir com o aumento da temperatura ainda que os erros das medidas sejam grandes, chegando a 80 % para os três tipos de rocha.

### 2.1.1.2 Influência da Pressão na Condutividade Térmica

Todas as rochas possuem porosidade consistindo de espaços vazios entre grãos minerais e micro fraturas que ocorrem tanto entre como no interior dos grãos. Esses vazios são preenchidos por algum tipo de fluido, comumente ar e água, que, por terem condutividade térmica baixa, aumentam a resistência ao transporte de calor, reduzindo, conseqüentemente, a condutividade térmica do material. Nas rochas com porosidade abaixo de 1% como as ígneas e as metamórficas, Buntebarth (1984) mostrou que a condutividade térmica é pouco influenciada pela pressão dentro da precisão da medida. A pressões mais altas, os espaços vazios são reduzidos expulsando os fluidos e elevando a condutividade térmica do material. Outro efeito de pressões mais altas é alterar as propriedades elásticas dos cristais individuais pela deformação dos retículos cristalinos aumentando a condutividade térmica (Schloessin

e Dvorák, 1972). Esse aumento com o acréscimo da pressão  $p$ , segundo aqueles autores, é linear e expresso por

$$\lambda = \lambda_0(1 + ap), \quad (2.7)$$

onde  $a$  é da ordem de  $1 - 5 \times 10^4 MPa^{-1}$  para rochas crustais.

A variação da condutividade térmica com a pressão nas partes superiores da crosta terrestre é muito pequena. Em geral, um acréscimo de  $1000kg$  na pressão (correspondendo a cerca de  $4km$  de profundidade) aumenta a condutividade térmica por menos de 5%. A variação com a temperatura é um pouco mais acentuada, a evidência experimental indica uma taxa de variação da ordem de  $0,13\lambda_T$  a cada  $100^\circ C$  (Clark, 1966).

### 2.1.2 Difusividade Térmica

A difusividade térmica é uma propriedade física que expressa a qualidade do material em difundir calor; ela determina a escala de tempo para processos transientes tais como o resfriamento de corpos intrusivos. Denotada pelo símbolo  $\kappa$ , tem dimensão de área por unidade de tempo ( $m^2s^{-1}$ ) e é definida pela equação

$$\kappa = \frac{\lambda}{\rho c} \quad (2.8)$$

onde  $\rho$  é a massa específica e  $c$  o calor específico da rocha.

A Tabela (2.2) apresenta valores de difusividades térmicas para alguns materiais.

Resultados experimentais mostram para a difusividade térmica um comportamento similar ao da equação (2.7) na faixa de pressão entre  $0 - 300MPa$ , o qual pode ser representado pela equação (Seipold e Gutzeit, 1974, de acordo com Bunterbarth, 1984)

$$\alpha = \alpha_0(1 + bp), \quad (2.9)$$

onde  $b$  apresenta valores entre  $1 - 5 \times 10^4 MPa$  para rochas crustais.

### 2.1.3 Calor específico

Calor específico é uma grandeza física que define a variação térmica de uma dada substância ao receber determinada quantidade de calor. Em termos diferenciais, o calor específico  $c$  pode ser definido como a variação da energia interna de um corpo ( $U$ ), por unidade de massa e pela variação de temperatura que o corpo sofre, ou seja,

Tabela 2.2: Difusividade térmica para alguns materiais e tipos rochosos (obtido de Buntebarth (1984) e Schön(1996))

Materiais	$\kappa \times 10^{-6} (m^2s^{-1})$
Água	0,13
Vidro	0,40
Alumínio	100,7
Calcário	1,1
Ardósia	1,2
Arenito	1,6
Carvão betuminoso	0,15
Sal	3,1
Rochas ígneas e metamórficas	1,2

$$c = \frac{1}{m} \frac{dU}{dT} \quad (2.10)$$

Para rochas com porosidade pequena o calor específico médio é  $880 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ , um valor que tem uma dependência significativa (Beardsmore e Cull, 2001) da temperatura. Para rochas cristalinas, esta dependência da temperatura à pressão constante é dada pela equação(Schön, 1996):

$$c_p (\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}) = 750(1 + 6.14 \times 10^{-4}T - \frac{1.928 \times 10^4}{T^2}) \quad (2.11)$$

onde T é a temperatura absoluta.

Em rochas com porosidades altas (as sedimentares, por exemplo) e quando saturadas com água, o calor específico correspondente aumenta porque o calor específico da água é relativamente alto ( $c = 4.186 \text{ J Kg}^{-1}\text{K}^{-1}$  a  $298 \text{ K}$ ). Dentro da crosta superior, o calor específico da água pode chegar ao dobro do seu valor (Schön, 1996) ( exemplo  $c = 8.103 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$  a  $623 \text{ K}$  e pressão  $20 \text{ MPa}$ ).

### 2.1.3.1 Capacidade térmica volumétrica

A capacidade calorífica volumétrica  $C$  de uma substância ou sistema composto é definida como a quantidade de calor necessária para elevar a temperatura de uma unidade de volume da substância em um grau Kelvin ( $K$ ).

Ela é representada pela equação,

Tabela 2.3: Calor específico de alguns materiais rochosos (Buntebarth,1984)

Materiais	$c \times 10^3$ ( $J m^{-3} K^{-1}$ )
Argila	0,86
Arenito	0,71
Calcarenito	0,84
Argila	0,86
Carvão	1,26
Gelo	2,10
Água	4,19

$$C = \frac{1}{V} \frac{\partial Q}{\partial T}, \quad (2.12)$$

A capacidade calorífica expressa a habilidade de um sistema material armazenar calor, e pode variar de  $-\infty$  a  $+\infty$ , dependendo da maneira como se efetua a transferência da energia térmica (Schön, 1996). Se a pressão durante a transferência de calor for mantida constante, define-se capacidade calorífica à pressão constante  $C_P$ . Similarmente, se o volume material for mantido constante,  $C_V$ . Essas duas grandezas têm valores muito próximos e, na maioria dos casos, confundem-se por aproximação. Apenas em algumas substâncias anômalas elas diferenciam-se com  $C_V$  um pouco maior que  $C_P$ .

## 2.2 Propriedades Térmicas dos Minerais e das Rochas

### 2.2.1 Propriedades Térmicas dos Minerais

Segundo Kirsch (1965), os principais elementos formadores de minerais na crosta terrestre, tem-se como os principais elementos constituintes: Silício (Si), Alumínio (Al), Ferro (Fe), Magnésio (Mg), Cálcio (Ca), Potássio (K), Sódio (Na) e Titânio (Ti). Os dois elementos mais abundantes, Si e Al, apresentam condutividade térmica de 148 e 237  $Wm^{-1}K^{-1}$ , respectivamente. Dentre os demais elementos destacam-se o Ca, Mg, Na, K e Fe com elevadas condutividades, 200, 156, 141, 102, 5, e 80, 2  $Wm^{-1}K^{-1}$ , respectivamente. Comparando com os elementos citados o Titânio (Ti) é o que apresenta menor condutividade, 21,9  $Wm^{-1}K^{-1}$ , e o Alumínio (Al), a maior, chegando a 237  $Wm^{-1}K^{-1}$ .

Em teoria é de esperar-se, portanto, que minerais como quartzo, feldspatos e granadas,

por exemplo, provoquem uma relativa subida nas medidas de condutividade térmica em rochas, em função apenas de seus aspectos químicos, pois são elementos ricos em silício e alumínio. Todavia, os valores medidos para os elementos químicos associados (silicatos, óxidos, e outros) estão quase sempre muito abaixo dos elementos no estado *in situ*, mostrando, assim, uma complexa relação dos tipos de ligações envolvidas (metálica, Van der Waals) e rede cristalina formada (retículos de Bravais), sendo quase sempre inferiores em relação aos elementos no estado puro (Figueiredo, 2006).

Para definir e estudar melhor a condutividade térmica, medições em minerais e rochas são comparados, pois as características físicas, químicas e cristalográficas são geralmente melhor controladas, mas quando trata-se de minerais, segundo Clauser e Hueges (1995), o principal problema na aquisição dos dados de condutividade térmica são a pureza e o tamanho das amostras dos minerais que serão realizadas as medidas das propriedades.

As propriedades térmicas dos minerais são sumariadas e tabuladas em alguns trabalhos como os de Clark (1966), Horai (1971), Kappelmeyer e Haenel (1974) e Cermak e Rybach (1982), que hierarquizaram as principais classes mineralógicas e suas respectivas condutividades térmicas, sugerindo valores médios para cada classe. Neste trabalho utilizou-se tabelas com os valores dos minerais obtidos por Horai (1971), primeiro por se tratarem de amostras fragmentadas de minerais, segundo por possuírem uma gama maior de minerais analisados.

Na Tabela (2.4) apresentam-se valores de condutividade térmica de vários autores para alguns dos principais minerais formadores de rochas, segundo Beardsmore e Cull (2001).

Tabela 2.4: Condutividade térmica, em  $Wm^{-1}K^{-1}$ , para alguns dos principais minerais formadores de rochas (adaptado de Beardsmore e Cull, 2001).

Minerais	Horai (1971)	Dreyer (1974)	Melnikov et al. (1975)	Cermak and Rybach(1982)	Diment e Pratt (1988)
Olivina Fosferita (Mg)	5,03		6,0	5,06	4,65
Olivina Faialita (Fe)	3,16		3,0	3,16	3,85
Granada Almandina (Fe)	3,31	3,6			5,32
Granada Grossulária	5,48				
Zircão	5,54	3,9			
Titanita	2,34				
Cianita	14,16		14,2	14,2	7,15-12,45
Andaluzita	7,58				6,56
Silimanita	9,10				10,73
Epídoto	2,83			2,82	2,50
Enstativa	4,47			4,34	
Diopsídio	4,66		5,1-4,1	5,02	4,23
Hornenblenda	2,81	2,3-3,0	2,3	2,85	2,91
Muscovita	2,28		1,7	2,32	3,89
Biotita	2,02			1,17	3,14
Ortoclásio	2,31		2,17		
Microclina	2,49				2,04
Albita	2,14	2,0	2,05	2,31	2,34
Anortita		2,1	1,88-1,95	1,68	2,72
Quartzo	7,69	6,5-11,3	8,0-13,0	7,69	6,15
Magnetita	5,10	9,7	4,7-5,28	5,10	4,61
Ilmenita	2,38				1,49
Hematita	11,28	12,1-14,7	11,2-13,9	12,1-14,7	12,42
Espinélio	9,48	13,8			12,42
Rutilo		9,3-12,9			7,95
Calcita	3,59	4,2-5,0	3,25-3,9	3,57	3,16-3,63
Aragonita	2,24			2,23	2,37
Dolomita	5,51	4,9	3,9-5,5	5,5	4,78
Apatita	1,38		1,4	1,38	1,27

Após análise da Tabela (2.4), observa-se que a mais completa publicação, por possuir o maior número de minerais representados, é a de Horai.

### 2.2.2 Condutividade Térmica das Rochas

Avaliando a condutividade térmica das rochas, Clauser e Huenges (1995) descreveram o comportamento dos quatro grupos de rochas: sedimentares, vulcânicas, plutônicas e metamórficas. A partir de uma análise estatística foram investigados a variação da condutividade térmica e os principais fatores que influenciam cada grupo de rocha. Segundo os autores, esses fatores no caso de rochas plutônicas é a fase dominante; nas rochas metamórficas, a anisotropia e a fase mineral predominante; nas rochas vulcânicas, a porosidade; e nas rochas sedimentares a porosidade e a origem da partícula sedimentar. Estes autores tratam ainda da influência da temperatura e pressão sobre a condutividade térmica para vários tipos de rochas. A avaliação da condutividade em rochas também é discutida por Schön (1996) que analisou vários parâmetros tais como: composição mineralógica, fraturamento, porosidade e temperatura. Inicialmente, ele sugere o intervalo principal de condutividade térmica que caracteriza alguns dos principais tipos rochosos tentando correlacionar com os parâmetros supracitados.

Ao referir-se ao conteúdo mineralógico, Schön (1996) deixa claro que o incremento de quartzo está sempre associado a um aumento da condutividade térmica, em contrapartida o aumento de plagioclásio nas rochas está sempre associado a uma diminuição da condutividade térmica. Já no que cabe ao tema fraturamento, é proposto que a geometria, distribuição, preenchimento das cavidades e pressão são as principais variáveis determinantes, tratando-se portanto, de uma avaliação complexa, tendo-se que analisar cada caso em particular.

Schön conclui que a organização da rede cristalina e a predominância de cristais tende a facilitar a condução do calor. A vibração da rede cristalina e dos elétrons livres são os processos básicos para explicar a condução térmica em sólidos cristalinos ou metálicos, portanto aqueles materiais com maior organização cristalina e maior quantidade de elétrons livres, de modo geral, tenderão a possuir maiores valores de condutividade térmica. Assim, é fácil perceber que com o aumento da temperatura a organização da rede cristalina ficará comprometida a ponto de propiciar a redução do fluxo de calor. Portanto, em grande parte dos sólidos, inclusive rochas, quanto maior a temperatura menor será a capacidade de transferir calor.

Por fim, os resultados diferenciados da condutividade térmica, em direções distintas, numa mesma rocha podem ser justificados por três parâmetros principais, segundo Schön (1996), são eles:

- Anisotropia dos cristais formadores da rocha;
- Anisotropia da rocha (acamamento, foliação, lineação);
- Orientação de falhas, fraturas e outras imperfeições.

Clauser e Huenges (1995), Schön (1996), Guéguen e Palciauskas (1992) e Silva (2010) mostram claramente o efeito da anisotropia, em especial de rochas metamórficas, sobre a condutividade térmica. No geral, os resultados de condutividade térmica tendem a ser maiores quando realizados paralelos à foliação e menores quando são realizados perpendiculares a esta (Silva, 2010).

Seipold e Huenges (1997) ratificam este efeito da anisotropia afirmando ainda que este efeito pode sofrer variações importantes quando a lineação for bem marcada.

Em termos gerais, é possível demonstrar que, assim como outros parâmetros físicos, a relação das variáveis térmicas dependerão fundamentalmente das características físicas, mecânicas e químicas da rocha e que estas características estarão intimamente relacionadas a estrutura, textura e composição mineralógica.

## 2.3 Medida de Propriedades Térmicas em Rochas

Os métodos comumente usados para medida das propriedades térmicas são os de regime estacionário e regime dinâmico. No primeiro método, conhecido como barra dividida (Beck, 1988), o conceito básico é a comparação de valores desconhecidos de condutividade térmica de uma amostra de rocha com a condutividade térmica conhecida de material de referência. A amostra e os materiais de referência são moldados em discos com um diâmetro de 50 mm e 10 mm de espessura. O material de referência é pyroce-ram, que tem uma condutividade comparável à de amostras de rocha. O calor flui paralelamente ao eixo barra dividida de um aquecedor A (temperatura elevada) para um segundo nível de temperatura do aquecedor B (temperatura mais baixa) através de dois discos de referência e da amostra de rocha colada. O fluxo de calor radial pode ser desprezado. A pasta térmica é usada para reduzir a resistência de contato entre a referência e a rocha. A queda de temperatura na amostra de rocha é comparada com a da amostra de referência de condutividade térmica conhecida. Quando o fluxo de calor através do sistema torna-se constante, a condutividade térmica da amostra de rocha pode ser calculada. A medida por esse método tem uma boa precisão, da ordem de 3 %, mas tem o inconveniente de ser demorada, dependendo-se horas em cada medida.

No método dinâmico, também conhecido como método transiente, injeta-se um pulso de calor na amostra e mede-se o decaimento da temperatura na área de injeção com o tempo; a forma desse decaimento permite determinar a condutividade térmica da amostra e, em alguns aparelhos, também a capacidade térmica volumétrica. Neste caso, pode-se calcular a difusividade térmica e o calor específico da amostra, para este sendo necessário conhecer-se a sua massa específica. Nesse método, a precisão da medida é menor do que a da barra dividida, da ordem de 10 %, mas tem a vantagem de o tempo de medida ser muito menor, de 10 a 15 minutos, e de permitir a determinação de outras propriedades térmicas.

O sensor pode ser do tipo linear ou planar, para medidas na superfície da amostra, e do tipo agulha para ser introduzido na amostra. O monitoramento da temperatura no método transiente é feito por um termistor instalado no próprio sensor que injeta o pulso de calor.

Existem duas grandes diferenças entre as medições de sonda e a barra dividida (Pribnow *et al*, 2000): (1) os métodos das sondas são transientes, enquanto a barra dividida constitui um método estacionário; (2) a barra dividida apresenta um alto rendimento da condutividade térmica na direção paralela ao eixo barra dividida, enquanto os métodos de sondas o rendimento da condutividade térmica está em um plano perpendicular ao eixo das sondas. A sonda é baseada na teoria de uma fonte planar ou linear em meio infinito (Carslaw e Jaeger, 1947).

### 2.3.1 Método Análise Modal

A condutividade térmica pode ser avaliada por dados indiretos usando a composição mineralógica da rocha. Este método aplica-se para a caracterização da condutividade térmica da matriz (fração sólida de rocha). No caso de uma rocha sedimentar porosa deduz-se a condutividade térmica da matriz e posteriormente a global utilizando-se a equação da condutividade em função da porosidade (Schon, 1996). Assim a condutividade máxima pode ser calculada através do valor da média aritmética ponderada,

$$\lambda_{max} = \sum_i p_i K_i, \quad (2.13)$$

e um valor mínimo através da média harmônica ponderada (Buntebarth, 1984),

$$\frac{1}{\lambda_{min}} = \sum_i \frac{p_i}{K_i}, \quad (2.14)$$

onde  $p_i$  é a fração da  $i$ -ésima fase mineral cuja condutividade é  $K_i$  e  $\sum_i p_i = 1$  (Buntebarth, 1984).

# 3

## Medidas Térmicas em Misturas Bifásicas

A medida da condutividade térmica é feita comumente analisando-se o comportamento transiente de um pulso de calor injetado no material. Em materiais granulados, as irregularidades e heterogeneidades dos grãos tornam complicado o mecanismo de transferência de calor na mistura. O calor é transportado por condução nos grãos sólidos, no fluido, por convecção e por radiação entre os grãos. O transporte por radiação é desprezível em misturas com grãos miúdos e em temperaturas abaixo de 200 °C; também é insignificante a convecção de calor para grãos com diâmetros menores que 1 cm (Woodside, 1958). Neste trabalho, desprezamos os efeitos da radiação e da convecção trabalhando com grãos miúdos (dimensões menores que 2 mm) na temperatura ambiente.

No transporte apenas condutivo, o pulso de calor propaga-se através dos poros e grãos dos materiais presentes na mistura e o mecanismo de condução desse calor depende das relações térmicas entre os grãos sólidos e o fluido saturante. Para misturas em que a condutividade térmica do sólido é maior que a do fluido, a maior parte do calor é conduzida pelos grãos sólidos através de seus contatos. Esse tipo de mistura é definido como porosidade externa; quando a condutividade térmica do sólido é menor que a do fluido o calor flui principalmente pela fase fluida, a porosidade é dita interna (Carson *et al.*, 2005).

Na descrição de um modelo de misturas, combinam-se valores da grandeza que se deseja determinar nas amostras sólidas com a fração volumétrica com que cada material participa da mistura. Para uma mistura contendo  $n$  elementos com uma mesma propriedade física  $G_i$  e fração volumétrica  $i$ , Lichtenecker e Rother (1931) e Korvin (1982) mostraram que a propriedade física da mistura,  $G$ , pode ser representada por:

$$G = \left[ \sum_1^n \phi_i G_i^t \right]^{1/t}, t \neq 0 \quad (3.1)$$

$$G = \exp \left( \sum_1^n \phi_i \ln G_i \right), t = 0 \quad (3.2)$$

$$\sum_1^n \phi_i = 1 \quad (3.3)$$

onde  $t$  é um número real denominado de fator geométrico da distribuição. Pela Equação (3.1), para uma mistura bifásica que consiste de grãos sólidos com condutividade térmica  $\lambda_s$  distribuídos uniformemente num hospedeiro fluido de condutividade térmica  $\lambda_a$ , a CTE é expressa por

$$\lambda_{ef} = [\phi \lambda_a^t + (1 - \phi) \lambda_s^t]^{1/t} \quad (3.4)$$

Korvin (1982) desenvolveu a regra geral das misturas a partir da teoria das equações funcionais, sob condições de refletividade, idempotência, homogeneidade, internidade, bi-simetria, monotonicidade com respeito aos volumes parciais, monotonicidade com respeito às propriedades físicas e homogeneidade (de primeira ordem) com respeito às propriedades físicas, para um conjunto de misturas bifásicas homogênea de dois materiais distintos (fases) sendo um deles com volume parcial  $V_1$  e propriedade física  $\lambda_1$  e o outro com volume parcial  $V_2$  e propriedade física  $\lambda_2$  de modo que  $V_1 + V_2 = V$ . Sob essas condições de contorno, ele demonstrou que a Equação (3.4) é exata e que ela representa a única forma funcional possível para um compósito bifásico, sendo  $t$ ,  $t \neq 0$ , um número real arbitrário em  $(-\infty, +\infty)$ .

Vários modelos e expressões têm sido propostos para prever a CTE em misturas bifásicas, todos eles buscando essa predição como função da condutividade térmica de cada fase e da porosidade. A maioria desses modelos baseia-se em alguns poucos modelos básicos estruturais especificamente os modelos série, paralelo, geométrico, Maxwell-Eucken (em suas duas formas) e teoria média efetiva (TME).

### 3.1 Principais Modelos Teóricos de Condutividade Térmica Efetiva

Segundo Somerton (1992) descrever um modelo de misturas consiste em combinar valores de propriedades térmicas, como exemplo a condutividade térmica da porção sólida das rochas

ou da matriz ( $\lambda_s$ ) com as condutividades térmicas dos fluidos constituintes ( $\lambda_a$ ), com base na porosidade fracional das fases ( $\phi$ ).

$$\lambda_{ef} = \lambda_{ef}(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \phi_1, \phi_2, \dots), \quad (3.5)$$

Estimar modelos teóricos e experimentais da condutividade térmica da mistura, comumente chamado de CTE, tem sido a proposta de vários autores na elaboração de modelos envolvendo apenas duas fases, uma sólida e outra fluida. Os modelos são, no geral, funções destas fases e de suas relações fracionais de porosidade,

$$\lambda_{ef} = \lambda_{ef}(\lambda_s, \lambda_a, \phi), \quad (3.6)$$

Ressalta-se nos modelos bifásicos de misturas, especialmente aplicados a rochas, que todos estão limitados entre os modelos clássicos série e paralelo, pois estes determinam os valores máximos e mínimos da condutividade efetiva total ( $\lambda_{ef}$ ) dos sistemas de duas fases com sólidos e fluidos térmicos. O mínimo valor da CTE ocorre para a distribuição das camadas de rochas em série, quando as fases sólida e fluida são normais à direção do fluxo de calor (Carson, 2010), também conhecido como modelo harmônico,

$$\lambda_{ef} = \frac{1}{\frac{(1-\phi)}{\lambda_s} + \frac{\phi}{\lambda_a}}. \quad (3.7)$$

O máximo valor da condutividade efetiva ocorre quando o sistema sólido e o sistema fluido são paralelos à direção do fluxo de calor, identificado pelo nome de modelo aritmético:

$$\lambda_{ef} = (\phi)\lambda_a + (1 - \phi)\lambda_s \quad (3.8)$$

Os modelos série e paralelo definem, portanto, os limites mínimo e máximo para  $\lambda_{ef}$  - referidos como limites de Wiener - de uma mistura na qual a fração volumétrica e a condutividade térmica dos componentes são conhecidas acuradamente e o transporte de calor é apenas condutivo (Carson *et al.*, 2006).

O modelo geométrico assume uma distribuição aleatória das fases, as eficiências dos valores da CTE são descritas pela média geométrica ponderada das duas fases constituintes (Tavman, 1996):

$$\lambda_{ef} = \lambda_a^\phi \cdot \lambda_s^{(1-\phi)} \quad (3.9)$$

O modelo geométrico não tem base física, mas, uma vez que é mais fácil de usar do que o modelo de Maxwell(1954) e fornece resultados semelhantes ao longo da gama limitada de trabalhos de condutividade térmica envolvendo o uso de dados de porosidade e o cálculo do fluxo de calor, alguns autores preferem usá-lo (Masqood *et al.* 2004).

Maxwell (1954), utilizando a teoria do potencial de condução elétrica obteve uma solução exata para a condutividade elétrica efetiva de esferas pequenas dispersas num meio contínuo distinto com as esferas suficientemente afastadas para não interagirem entre si. O modelo Maxwell-Eucken (Eucken, 1940; Maxwell, 1954) é o modelo Maxwell aplicado à condutividade térmica; as esferas, agora, estão suficientemente afastadas para que variações locais na distribuição de temperatura de cada esfera não interfiram nas distribuições de temperatura das esferas vizinhas.

Para misturas bifásicas, o modelo Maxwell-Eucken (ME) é desmembrado no modelo ME inferior (ME-I) para misturas de porosidade externa quando o sólido é a fase dispersa com o ar como fase contínua (Equação (3.10)) e no superior (ME-S) para

$$\lambda_{ef} = \lambda_a \frac{3\lambda_s - 2(\lambda_s - \lambda_a)\phi}{3\lambda_a + (\lambda_a - \lambda_s)\phi} \quad (3.10)$$

misturas de porosidade interna quando o sólido é a fase contínua (Carson, 2006) (Equação (3.11))

$$\lambda_{ef} = \lambda_s \frac{3\lambda_s + 2(\lambda_a - \lambda_s)(1 + 2\phi)}{3\lambda_s + (\lambda_a - \lambda_s)(1 - \phi)} \quad (3.11)$$

Segundo Woodside e Messmer (1961), as Equações (3.10) e (3.11) não são aplicáveis quando a porosidade é baixa, já que elas foram derivadas com a hipótese de as esferas estarem suficientemente afastadas para não interagirem entre si.

No modelo da teoria média efetiva, TME, (Landauer, 1952), assume-se uma distribuição completamente aleatória para todas as fases. Esse modelo é descrito pelo somatório

$$\sum_i \phi_i \frac{\lambda_i - \lambda_{ef}}{\lambda_i + 2\lambda_{ef}} = 0 \quad (3.12)$$

o qual, para uma mistura bifásica de grãos sólidos em ar como fase contínua, pode ser expressa como:

$$\lambda_{eff} = 1/4((3\phi - 1)\lambda_a + [3(1 - \phi) - 1]\lambda_s + \sqrt{[(3\phi - 1)\lambda_s + (3(1 - \phi) - 1)\lambda_s]^2 + 8\lambda_s\lambda_a}) \quad (3.13)$$

O modelo TME para uma mistura binária (equação (3.13)) localiza-se dentro dos limites de Wiener, também nos limites ME, e constitui-se num identificador para caracterizar o tipo

de mistura como de porosidade interna ou externa; as que jazem entre o modelo TME e o limite ME-I (Equação 3.10) são misturas de porosidade externa e as que jazem entre o modelo TME e o ME-2 (Equação 3.11) são de porosidade interna.

A figura (3.1) mostra a os gráficos de CTE versus porosidade para os modelos série, paralelo, Maxwell e TME para uma mistura bifásica. Vê-se que os modelos paralelo (curva a) e série (curva f) definem limites que confinam todos os outros modelos; essas curvas correspondem ao modelo de Korvin para  $t = 1$  e  $t = -1$ , respectivamente, e representam, portanto, os limites máximo e mínimo para a CTE que uma mistura bifásica pode ter. As curvas (b) e (e) representam os modelos ME-S e ME-I, respectivamente, que são limites mais restritos dentro dos limites de Wiener. Na região entre as curvas (b) e (c) jazem as misturas com porosidade interna e entre as curvas (c) e (e) ficam as misturas com porosidade externa. A curva (d) representa o modelo geométrico e coincide com o modelo de Korvin para  $t = 0$ .

## 3.2 Modelos Flexíveis

Os modelos descritos apenas pelas condutividades térmicas  $\lambda_i$  e frações volumétricas  $\phi_i$  são referidos como modelos rígidos, enquanto aqueles envolvendo um parâmetro extra são referidos como modelos flexíveis. Dentre os modelos de CTE flexíveis, o modelo Krischer é o mais usado (3.14). Esse modelo combina os modelos série e paralelo com um parâmetro de  $p$  conhecido como fator de distribuição.

$$\lambda_{ef} = \frac{(1-p)\lambda_a\lambda_s}{(1-\phi)\lambda_a + \phi\lambda_s} + p[(\phi)\lambda_a + (1-\phi)\lambda_s] \quad (3.14)$$

O modelo Krischer reduz-se ao modelo série para  $p = 0$  e ao modelo paralelo para  $p = 1$  de modo que o gráfico da Equação 3.14 pode fazer em toda a região dos limites de Wiener fazendo  $p$  variar de 0 a 1. Muitos outros modelos do tipo "flexíveis" que cobrem a região de Wiener pela escolha do parâmetro  $p$  têm sido propostos (ver Carson *et al.*, 2006). Como esses modelos podem ser construídos para quaisquer pontos experimentais pelo ajuste de  $p$ , eles poderiam permitir um desempenho melhor que outros modelos e, inclusive, permitir chegar-se ao valor de  $\lambda_s$ . Estudos têm buscado correlacionar o fator de distribuição com fatores como forma, dimensões e porosidade dos grãos, mas essas correlações são dependentes de constantes empíricas e como  $p$  é determinado empiricamente as correlações não têm uma validade geral (Carson *et al.*, 2006, 2010 e 2012).

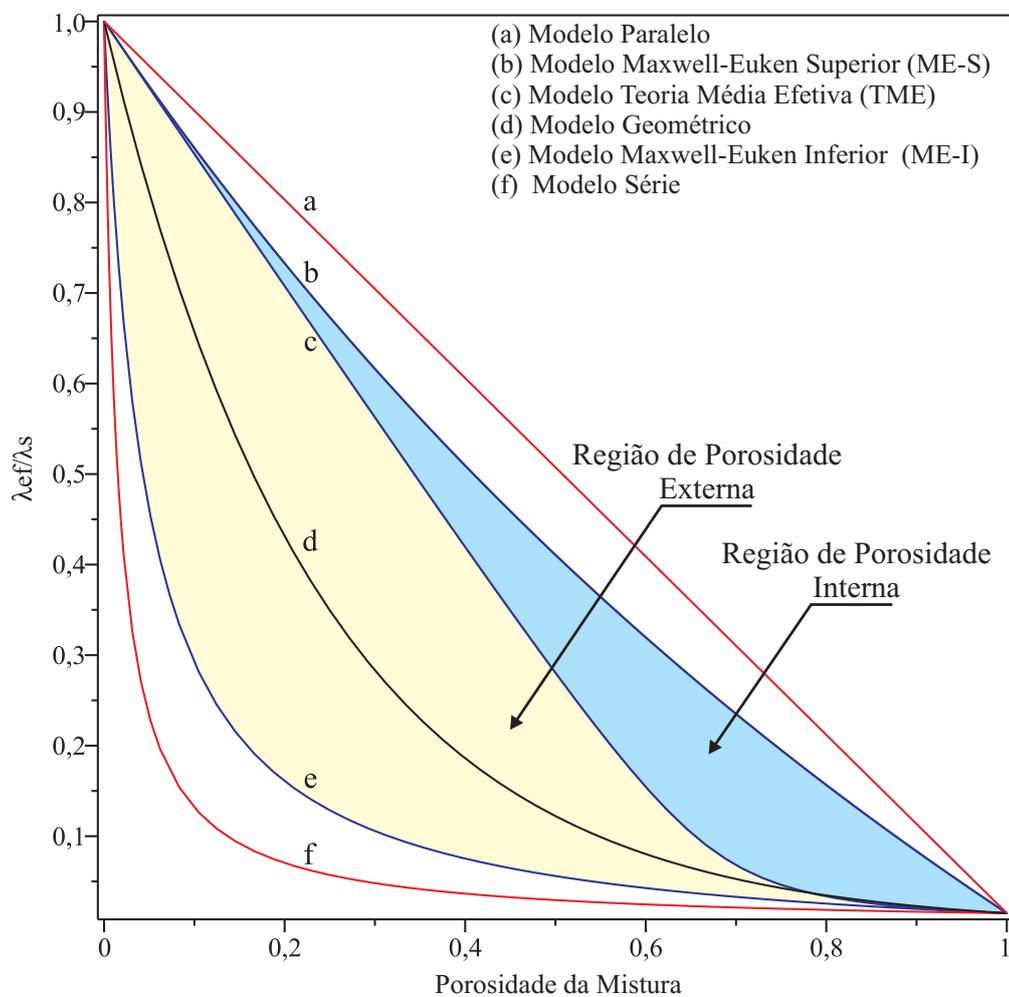


Figura 3.1: Gráficos de CTE versus porosidade em misturas bifásicas. As curvas dos modelos (a) e (f) definem os limites de Wiener; curvas (b) e (e) são os limites do modelo Maxwell-Eucken; curvas (b) e (c) definem a região da porosidade interna e as curvas (c) e (e) a região da porosidade externa. Equações das curvas no texto. ( $\lambda_s/\lambda_a = 100$ .)

### 3.3 Modelos de Condutividade Térmica Efetiva Empíricos

Muitas expressões empíricas para obter a CTE têm sido propostas. Todas utilizam parâmetros experimentais de ajuste e são validadas para regiões específicas de amostras.

#### 3.3.0.1 Modelo de Asaad

O modelo proposto por Asaad (1955) é muito similar ao modelo geométrico sendo expresso por:

$$\lambda_{ef} = \lambda_a \left( \frac{\lambda_a}{\lambda_s} \right)^{c \cdot \phi} \quad (3.15)$$

onde  $c$  é um expoente empírico. Quando  $c=1$ , a equação resume-se ao modelo geométrico. O fator ( $c$ ) é considerado como sendo uma característica estrutural das rochas e pode estar intimamente relacionado com o fator de cimentação da lei de Archie ( $m$ ) utilizada na interpretação de perfilagem (Somerton, 1992). Vale a pena ressaltar o trabalho de Ziefuss e Van der Vliet (1956) construíram relações do fator estrutural da rochas ( $c$ ) com a resistividade elétrica e a condutividade térmica, bem como o trabalho de Anand (1971), que fez um extenso estudo da CTE com a massa específica, permeabilidade e resistividade elétrica, cuja equação básica é apresentada abaixo:

$$\lambda_{ef} = 0,60 \cdot 10^{-3} \rho - 5,52 \cdot \phi + 0,92 \cdot k^{0,10} + 0,022F - 0,054 \quad (3.16)$$

onde  $\rho$  = massa específica de rocha,  $k$  = permeabilidade e  $F$  é o fator resistividade elétrica.

#### 3.3.0.2 Modelo de Sugawara e Yoshizawa

Sugawara e Yoshizawa (1962) iniciaram com o modelo paralelo para rochas porosas. Mas, a porosidade foi substituída por uma função porosidade  $\psi$ .

$$\lambda_{ef} = (\psi)\lambda_a + (1 - \psi)\lambda_s \quad (3.17)$$

$$\psi = \frac{2^n}{2^n - 1} (1 - (1 + \phi)^{-n}) \quad (3.18)$$

$n$  é o expoente determinado experimentalmente e depende da estrutura, tamanho e forma do poro. Para arenitos, por exemplo o valor do  $n = 1, 3$ .

O trabalho de Sugawara e Yoshizawa (1962) mostra o comportamento da condutividade térmica e seus fluidos saturantes: ar e água. Observa-se que existe um aumento da CTE com a diminuição porosidade para diferentes parâmetros de  $n$  na saturação aquosa e uma diminuição para misturas com fluido saturante ar. Isso se deve aos valores de condutividade do ar, da ordem de  $0,03 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , e, da água, em torno de  $0,30 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

### 3.3.0.3 Modelo de Aurangzeb *et al.*

A proposta desse modelo prediz a CTE para rochas ígneas porosas consolidadas, através da relação:

$$\frac{1}{\lambda_{ef}} = \frac{1}{\lambda_s} + \frac{m\phi}{\lambda_a}, \quad (3.19)$$

onde o coeficiente  $m$  é empírico e calculado através do método dos mínimos quadrados.

Para determinar a CTE para amostras de rochas ígneas, dunitos, Aurangzeb *et al.* (2006) utilizou a equação empírica (3.19), sem considerar a complexidade constituinte das estruturas das rochas. O modelo aborda a condutividade efetiva, utilizando o parâmetro  $m = 0,26$ .

Os resultados são obtidos com uma estimativa de erro inferior a 6% para os valores da CTE. Nesse trabalho, também são aferidos os valores de difusividade térmica e capacidade calorífica. Aurangzeb também propõe um modelo de misturas para determinação da CTE dependente da temperatura (Aurangzeb *et al.*, 2007).

### 3.3.1 Modelos de CTE aplicados a areias não-consolidadas

Muitas literaturas abordam a CTE em materiais porosos, no entanto, o termo "poroso" por si só pode carregar ligeiras confusões. Em algumas situações, refere-se a materiais granulares ou em partículas, em que o volume de espaços vazios pode ser ocupado por líquidos ou gases, em alternativa, ele pode referir-se a um material que tenha uma matriz sólida contínua, podendo estar isolada ou interligada com poros. Dessa forma, utilizou-se o termo não-consolidada para descrever rochas fragmentadas detríticas, representadas por uma mistura bifásica, concentradamente imersas, de forma aleatória, num meio contínuo, homogêneo e isotrópico.

A condutividade térmica em areias não consolidadas é fortemente dependente da saturação e da condutividade do fluido hospedado. Sistemas rocha /fluido saturados com ar ou gás têm em geral condutividades térmicas baixas. Isto porque o contato dos grãos, através do qual a maior parte do calor deve fluir, é pequeno. A introdução de sistemas saturados com líquidos

aumenta a área de contato eficaz entre os grãos, aumentando a condutividade térmica das areias (Somerton, 1992). Os resultados experimentais, mostram que a condutividade térmica de areias salmouradas (saturadas em água salgada) não-consolidadas aumentam de quatro a seis vezes com a mesma areia saturada em ar (Anand, 1971). Bem como, existe um aumento da CTE com a diminuição da porosidade. Fatores como o tamanho do grão e a forma têm algum efeito sobre a condutividade térmica, mas são de menor importância no conto total, especialmente para saturações com ar ou gás. Importante ressaltar que para saturações rocha/fluido com água, a forma de compactação introduzida pela água influencia bastante nos resultados finais da condutividade, principalmente pela formação de tortuosidades e empacotamento dos grãos de diferentes formas (Keese, 1973). Assim, o fluido de saturação para rochas não-consolidadas com maior eficiência é o ar ou gases.

### 3.3.1.1 Modelo de Krupiczka

Este modelo deriva de uma solução numérica para a CTE em materiais granulares usando um primeiro modelo em que os grãos estão dispostos cilindricamente, e, em seguida, um modelo composto por esferas em rede cúbica. Tendo em vista a natureza complicada das equações obtidas, Krupiczka (1967) obteve uma correlação das duas soluções em função da porosidade, descrita por:

$$\lambda_{ef} = \lambda_a \left( \frac{\lambda_s}{\lambda_a} \right)^{(A+B \cdot \log(\frac{\lambda_s}{\lambda_a}))}, \quad (3.20)$$

$$A = 0,280 - 0,7571 \cdot \log(\phi) \text{ e } B = -0,057 \quad (3.21)$$

A equação (3.21) é válida para o intervalo de porosidade  $0,215 \leq \phi \leq 0,476$ , mas pode também ser considerada para valores próximos desses intervalos.

### 3.3.1.2 Modelo de Woodside e Messmer

O modelo de Woodside e Messmer (1961) surge da combinação dos modelos série e paralelo através de uma analogia da condutividade elétrica de um agregado de partículas condutoras saturadas com um condutor eletrolítico, derivando dessa forma em uma modificação no modelo do resistor, para prever a CTE para os meios porosos de areias não-consolidadas. Assim,

$$\lambda_{ef} = \frac{a \cdot \lambda_s \lambda_a}{\lambda_s(1-d) + d \cdot \lambda_a} + c \cdot \lambda_a, \quad (3.22)$$

onde,  $c = \phi - 0,03$ ,  $a = 1 - c$  e  $d = \frac{1-\phi}{a}$

A expressão de  $c$  é calculada usando outros dados para um modelo cúbico de embalagem de esferas com porosidade de 47,6%.

### 3.3.1.3 Modelo Anand

O modelo de Anand, desenvolvido em 1971, sabendo que a massa específica das rochas dependem de sua composição mineral e estrutura, construiu um modelo de CTE baseado em correlações entre massa específica e as frações de porosidade das amostras de rochas (Somerton 1992).

$$\lambda_{ef} = \lambda_s \cdot \phi^4, \quad (3.23)$$

A equação (3.23) não possui bons desvios, mas possui fácil utilização devido a determinação das porosidades nas misturas bifásicas.

### 3.3.1.4 Modelo Gonzo

Com base no modelo "mãe" de Maxwell (1954) para a condutividade térmica de esferas dispersas em um hospedeiro e utilizando a formulação teórica de Chies Glandt (1983), são obtidas relações para determinar a CTE para uma série de misturas binárias. Essa relações são analisadas em três classes de porosidade:  $\varphi < 15\%$ ,  $15\% \leq \varphi \leq 85\%$  e  $\varphi > 85\%$ .

São realizadas diversas análises comparativas de medidas experimentais e calculadas para microesferas distribuídas aleatoriamente e imersas em fluidos hospedeiros. Comparativamente com resultados experimentais da literatura de condutividade térmica em meios porosos, a estimativa através das equações apresentam boas correlações. O modelo proposto introduz três parâmetros, a relação entre as condutividades térmicas,

$$\alpha = \frac{\lambda_s}{\lambda_a}, \quad (3.24)$$

a polarizabilidade reduzida,

$$\beta = \frac{\alpha - 1}{\alpha + 2}, \quad (3.25)$$

e o volume parcial da fase dispersa das esferas  $\varphi$ . Existe uma melhor sistematização no texto em relação as equações anteriores quando considerado  $\varphi = 1 - \phi$ .

Com os valores das misturas de areia e ar, extraídos experimentalmente dos trabalhos de Tavman(1996) e Krupiczka(1967) , a melhor faixa de representatividade para misturas

binárias que relacionam o volume parcial da fase sólida entre  $15\% \leq \varphi \leq 85\%$  para a CTE é obtida por

$$\lambda_{ef} = \frac{1 + 2\beta\varphi + (2\beta^3 - 0.1\beta)\varphi^2 + \varphi^3 0.05e^{(4.5\beta)}}{1 - \beta\varphi} \quad (3.26)$$

Esta equação está fortemente relacionada com o modelo de Maxwell (1954) incluídas as modificações de Chiew e Glandt (1983) com as correções experimentais de Gonzo para materiais granulares.

Os modelos empíricos são construídos a partir de medidas experimentais e apresentam certas restrições ao número de variáveis possíveis e presentes nas complexas estruturas de agregados de minerais e rochas.

# 4

## Metodologia

Neste trabalho, determinamos a massa específica e as propriedades térmicas (condutividade térmica, capacidade térmica volumétrica, difusividade térmica e calor específico) de 147 amostras de rochas cristalinas íntegras e fizemos o estudo microscópico de lâminas petrográficas dessas amostras. Após essas análises, as amostras foram moídas para a granulometria de areia média e, nas misturas grão-ar, determinamos a CTE em diferentes porosidades para três grupos de rochas: ígneas (granitos), metasedimentares (metarenitos) e metamórficas (ortoderivadas e gnaisses).

### 4.1 Determinação de massa específica da amostra íntegra

Determinamos as massas específicas das amostras de rocha íntegra utilizando um picnômetro de água com um medidor proposto por Oliveira (2006). Este equipamento constitui-se de um tubo cilíndrico de acrílico com tampa nas duas extremidades: a tampa inferior é colada e é a base do cilindro e a tampa superior é uma placa solta de acrílico que adere perfeitamente na borda superior do cilindro, conforme representado na figura (4.1). Os passos para a determinação da massa específica de cada amostra de rocha são:

- a) a amostra seca em estufa é pesada obtendo-se a massa  $M_{seca}$ .
- b) em seguida, a amostra é mergulhada num vaso com água por 24 horas para saturar.
- c) pesa-se o picnômetro completamente cheio d'água, tapado e sem bolhas obtendo-se a massa  $MP_{cheio}$  (esse valor será usado em todas as determinações);
- d) agora introduz-se a amostra saturada no cilindro do picnômetro, adiciona-se água



Figura 4.1: Picnômetro de água vendo-se uma amostra no interior do cilindro transparente

para enchê-lo completamente e pesa-se o picnômetro com a amostra, tapado e sem bolhas obtendo-se a massa  $MP_{\text{gua+amostra}}$ .

Usando-se água destilada ( $\rho = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ ), o volume da amostra ( $VA$ ) é dada por,

$$VA = \frac{MP_{\text{cheio}} - MP_{\text{agua+amostra}} + M_{\text{seca}}}{\rho_{\text{agua}}} \quad (4.1)$$

e a massa específica da amostra

$$\rho = \frac{M_{\text{seca}}}{VA} \quad (4.2)$$

A massa específica determinada por este método é a massa específica efetiva (ou absoluta) já que a rocha possui porosidade.

O erro da medida resulta dos erros das pesagens apenas. Trabalhando-se com balança de precisão 0,005 g, o erro total propagado será 0,0086 g. Ademais, a Equação (4.1) pode ser escrita como,

$$VA = \frac{MP_{\text{cheio}} - M_{\text{aguaadicionada}}}{\rho_{\text{agua}}}, \quad (4.3)$$

onde  $M_{\text{cheio}}$  é a massa de água no cilindro cheio (corresponde ao volume do cilindro) e  $M_{\text{água adicionada}}$  é a massa de água que se adiciona para encher o cilindro com a amostra, ou seja, o volume restante do cilindro ao introduzir-se a amostra. Se  $M$  é o erro associado a cada medida de massa, pode-se mostrar que o erro relativo na determinação do volume efetivo da amostra  $VA / \delta VA$  é dado por

$$\frac{\delta VA}{VA} = 2 \frac{\delta M}{M_{cheio} - M_{aguaadicionada}} \quad (4.4)$$

Vê-se, pois, que quanto menor  $M_{\text{agua}}$  adicionada menor será o erro relativo, de modo que se deve usar amostra com o volume próximo daquele do cilindro para minimizar o erro relativo da medida. Utilizando esta metodologia, o erro associado as medidas de massa específica foram de 0,2%.

## 4.2 Preparação das amostras

Neste trabalho, foram preparados dois tipos de amostras de rochas: íntegras e fragmentadas. As chamadas íntegras, consistem de blocos rochosos naturais tendo as três arestas cerca de 10cm cada. Coletamos 148 amostras de afloramentos numa faixa de cerca de 50 km do embasamento adjacente às bacias litorâneas do nordeste brasileiro como parte dos trabalhos desenvolvidos no projeto Geoterm-Ne. No laboratório, duas faces dessas amostras dessas rochas íntegras foram coletadas de maneira a possuírem no mínimo 5cm de espessura, suas faces foram serradas uma paralela e outra perpendicular à foliação, se existente. As faces foram, então, polidas, de modo a garantir um perfeito acoplamento entre o sensor térmico e a superfície da amostra sem necessitar o uso de pasta térmica.

Das amostras íntegras, selecionamos 19, sendo 06 de granitos, 04 de gnaisses, 04 outras ortoderivadas e 05 de metarenitos. Concluídas as análises nessas rochas, as amostras foram moídas para a granulometria de areia média e em misturas de grãos secos de rocha saturados num hospedeiro, determinamos a CTE de cada amostra para, no mínimo, três valores de porosidade, para verificar o comportamento entre a condutividade térmica e a porosidade.

Nesse processo, tentamos alguns tipos de hospedeiro e de granulometria dos grãos para usarmos em nossas misturas: tanto com o hospedeiro quanto com a granulometria, queríamos trabalhar com mais de um tipo de cada. Preliminarmente, o hospedeiro deveria ter uma condutividade térmica pequena em comparação com a da rocha e a granulometria teria de ser fina, para poder gerar porosidades baixas para a mistura - e, conseqüentemente, penetração pequena nela do pulso de calor gerado no analisador -, mas não muito fina de modo a permitir uma boa compactação da mistura.

Como hospedeiros, testamos o alginato dentário, a resina cristal, a parafina e o ar, os três primeiros com condutividades térmicas semelhantes à da água ( $0,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), enquanto a do ar é  $0,026 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Os três primeiros hospedeiros foram descartados devido ao processo de preparação das pastilhas (ver Figura 4.2), eles não constituíram misturas bifásicas: a mistura com o alginato mostrou presença de água e as pastilhas de resina e de parafina

apresentaram bolhas de ar. O ar como um meio inerte é de fácil saturação, mas a forma de transporte de calor numa mistura saturada com ar é dependente da granulometria da rocha, pois, segundo Woodside (1961), em misturas com rochas com diâmetros maiores do que 1mm (areia grossa) começam a surgir convecções do fluxo de calor tornando a medida altamente imprecisa. Já para grãos menores, abaixo da granulometria areia média (0,250mm a 0,150 mm), surgem fenômenos de convecção de massa no empacotamento dos poros da mistura ar-rocha, pois os grãos, por serem muito pequenos, sobem e descem dentro do recipiente de medida, tornando inviáveis experimentalmente para o tipo de saturação realizada. Dessa forma, optamos em utilizar o ar como saturante com a rocha na granulometria de área média.



Figura 4.2: Amostras fragmentadas em diferentes granulometrias para inserção dos hospedeiros parafina e resina cristal. Para cada amostra foram avaliadas três granulometrias distintas.

### 4.3 Medidas de propriedades térmicas

Nas medidas térmicas, utilizamos um analisador de propriedades térmicas modelo Quickline TM - 30, da Anter Corporation, mostrado na Figura (4.3). Esse analisador aplica o método transiente de temperatura com pulsos de calor emitidos por um sensor na amostra, sendo o monitoramento da queda da temperatura feito pelo próprio sensor. O aparelho é dotado de sensores do tipo planar, indicados para medidas em amostra sólida, e do tipo agulha, para medidas em misturas e em sólidos penetráveis.

O Quickline-30 mede, simultaneamente, a condutividade térmica e a capacidade térmica volumétrica permitindo, assim, calcular-se a difusividade térmica (Equação 2.8) e o calor específico (Equação 2.10) com a massa específica de massa obtida separadamente. Para a condutividade térmica, o fabricante especifica um erro máximo de 10% na acurácia e de até 3% para a reprodutibilidade; para a capacidade térmica volumétrica, é especificado um erro de 15% na leitura e de 3% na reprodutibilidade. Fatores como flutuações na temperatura



Figura 4.3: Analisador Quickline TM-30 na medida de propriedades térmicas. Observa-se o sensor planar sobre a amostra.

e umidade local influenciam na qualidade das medidas térmicas. Para reduzir a influência desses fatores, operamos o aparelho numa sala climatizada com temperatura estável e umidade baixa e mantivemos as amostras nesta sala por, pelo menos, um dia antes de serem medidas, para que todas estivessem homoganeamente numa mesma temperatura.

#### 4.3.1 Medidas térmicas nas amostras íntegras de rochas

Fizemos as medidas térmicas nas amostras íntegras usando sensores planares cobrindo o intervalo de condutividade térmica de  $0,30$  a  $6,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Para essa faixa de medida, o fabricante especifica, um erro máximo de 10% na acurácia e de até 3% para a reprodutibilidade na medida da condutividade térmica e um erro de 15% na leitura e de 3% na reprodutibilidade para a capacidade térmica volumétrica.

A espessura e a superfície de contato das amostras são os fatores mais importantes que influenciam na qualidade da medida. Espessuras menores que cerca de 2 cm permitem a perda de calor pela face oposta àquela onde se põe o sensor, prejudicando a medida. Também, é muito importante que a superfície de contato esteja bem polida porque, numa superfície rugosa, o ar entre o sensor planar e a superfície interfere na qualidade da medida. Trabalhamos com amostras de rocha com arestas maiores que 7 cm para permitir medidas

em duas faces planas perpendiculares (ver Figura 4.3) de modo a obter valores médios da condutividade térmica para reduzir efeitos de foliações, se existentes. Para minimizar efeitos de contato, as faces de medida das amostras foram serradas e polidas de modo a garantir um perfeito acoplamento entre o sensor e a superfície da amostra sem necessitar do uso de pasta térmica.

Realizamos as medidas em faces polidas da rocha para reduzir efeitos de contato minimizando a camada de ar entre o sensor e a superfície da amostra; fizemos um mínimo de três medidas de condutividade térmica em cada face o que nos permitiu trabalhar com um erro de 10 % para o valor médio da medida. Pelo menos 24 horas antes das medidas térmicas, as amostras foram mantidas em uma sala climatizada com temperatura estável e umidade baixa para reduzir os efeitos de variação de temperatura e de umidade na qualidade das medidas. Medimos a condutividade térmica em duas faces perpendiculares das amostras e tomamos a média dos valores médios da condutividade térmica de cada face. No caso de haver foliação, a média foi tomada sobre o valor da face paralela à foliação,  $\lambda_z$ , e das outras duas faces fazendo  $\lambda_x = \lambda_y$ .

### 4.3.2 Medidas térmicas em amostras fragmentadas de rochas

Nas medidas das propriedades térmicas efetivas das misturas preparadas com amostras moídas saturadas com ar, usamos o sensor tipo agulha para a faixa de 0,2 a 1,0  $Wm^{-1}K^{-1}$ . A agulha tem 105 mm de comprimento, 0,8 mm de diâmetro e possui a fonte de calor e o termistor para o monitoramento da temperatura no meio de seu comprimento. A agulha é introduzida no cilindro por um orifício em seu fundo de modo que ela fica totalmente envolvida pela mistura, conforme ilustração na Figura 4.4. O recipiente cilíndrico tem 60 mm de diâmetro, 140 mm de altura e volume precisamente conhecido. Para obter a porosidade, calculamos o volume da amostra na mistura medindo sua massa e usando a massa específica determinada na amostra ainda sólida. Usamos o mesmo volume de amostra para as medidas de porosidades diferentes e a mudança de porosidade foi feita por compressão da mistura, com a agulha no interior do cilindro, para garantir homogeneidade da densidade da mistura ao longo da coluna.

## 4.4 Análise microscópica

Consiste em uma preparação feita com rocha, mineral, solo ou qualquer material geológico, para estudo em microscópio petrográfico com luz natural ou polarizada. Para rochas, as amostras são cortadas em fatias muito finas e coladas sobre uma lâmina de vidro. Este



Figura 4.4: Ilustração do sensor agulha introduzido na amostra de grãos de rocha saturados com ar.

conjunto é depois desgastado com equipamento próprio de modo que a espessura da lâmina de rocha não ultrapasse os 0,03 mm pois só assim se garante a transparência necessária para utilização do microscópio petrográfico.

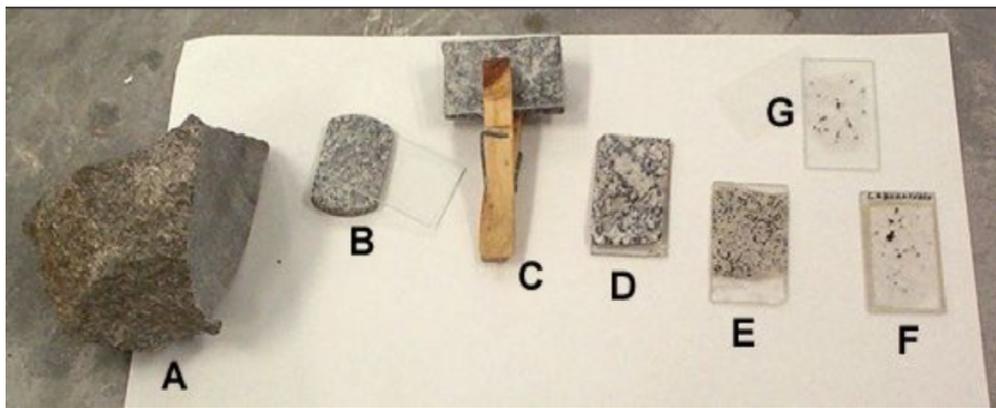


Figura 4.5: Várias fases de evolução para construção de uma lâmina delgada. A- Amostra de mão de onde foi cortada uma esquírola; B-Esquírola de rocha (cerca de 0,5 cm de espessura) e lâmina de vidro onde é colada a esquírola; C-Colagem da esquírola à lâmina de vidro; D-Amostra já colada na lâmina de vidro; E-Amostra já depois de ser desgastada; F-Lâmina delgada já finalizada, depois de polida e com lamela de vidro já colada; G-Lâmina polida já finalizada.

Com auxílio de um contador de pontos da marca SWIFT foram contados 1000 pontos por seção delgada, com o intuito de se quantificar a percentagem mineralógica e consequentemente avaliar microscopicamente o efeito da mineralogia sobre a condutividade. Para a classificação e nomenclatura das rochas, foi utilizada a terminologia proposta por IUGS (Streckeisen, 1979). Definidas as percentagens a partir da contagem modal, foram determinadas as mineralogias principais, secundárias e acessórias, caracterizando a influência de cada uma.

# 5

## Resultados e discussões

### 5.1 Condutividade térmica em amostras de rochas íntegras.

Neste trabalho, foram determinadas a massa específica e as propriedades térmicas (condutividade térmica, capacidade térmica volumétrica, difusividade térmica e calor específico) de 147 amostras de rochas cristalinas íntegras submetidas a estudo microscópico de lâminas petrográficas. As amostras foram coletadas em afloramentos numa faixa de cerca de 50 km do embasamento adjacente às bacias litorâneas do nordeste brasileiro como parte dos trabalhos desenvolvidos no projeto Geoterm-Ne (Relatório Geoterm Petrobras, 2012).

No apêndice A, são apresentados, para cada amostra estudada, o código, a unidade geológica, a litologia e a massa específica. As terminações Ba, Se, Al, Pe e Pb nos códigos das amostras denotam suas localizações nas regiões da Bahia, Sergipe, Alagoas, Pernambuco e Paraíba, respectivamente. São, também, apresentados os resultados das médias determinadas para a condutividade térmica ( $Wm^{-1}C^{-1}$ ), capacidade térmica volumétrica  $C$  ( $Jm^{-3}C^{-1}$ ) nas amostras íntegras usando os procedimentos indicados no capítulo dois. Também são apresentados os valores calculados da difusividade térmica ( $m^2s^{-1}$ ) e do calor específico  $c$  ( $Jkg^{-1}C^{-1}$ ) usando as equações (2.10) e (2.8), respectivamente.

No apêndice B, observam-se os resultados da análise micropetrográfica de lâminas delgadas obtidas das amostras de rochas, realizadas pelo petrólogo do projeto Geoterm (Relatório Geoterm Petrobras, 2012). Esses resultados foram utilizados na construção de diagramas ternários para as rochas ígneas e ortoderivadas, bem como na determinação da condutividade

térmica da rocha usando dados de condutividade de minerais obtidos na literatura.

### 5.1.1 Propriedades térmicas em amostras íntegras de rochas

Nas figuras (5.1) e (5.2), são apresentadas faixas de variação das grandezas térmicas analisadas para os grupos litológicos de rochas ígneas estudadas: monzonitos, sienitos, tonalitos, granodioritos, gabros e dioritos.

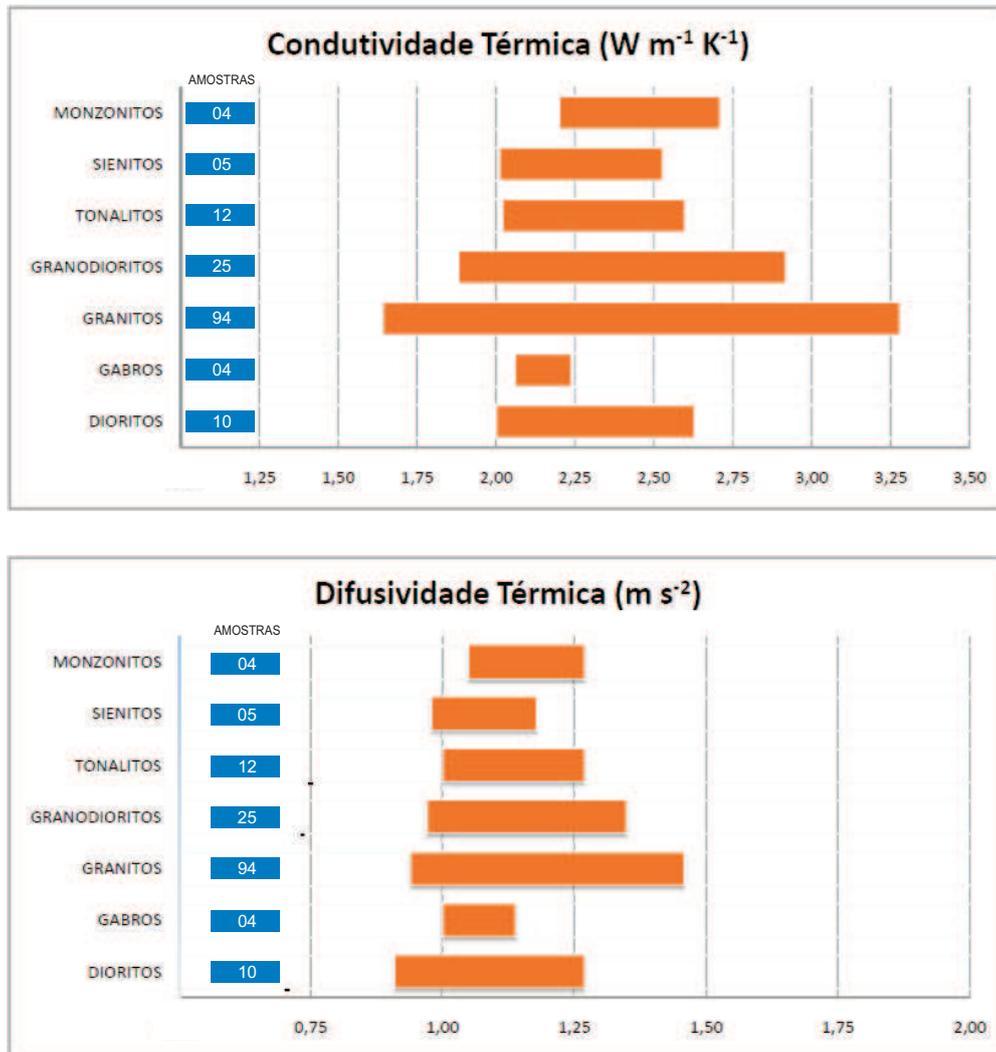


Figura 5.1: Valores da condutividade e difusividade térmica média para os diferentes litotipos de rochas ígneas e ortoderivadas para as rochas íntegras, com as quantidades de amostras medidas na caixa azul

A escolha do grupo de rochas deve-se ao diagrama ternário de rochas ígneas e ortoderivadas, que classifica as rochas em seus principais grupos atendendo a distribuição percentual e normalizada de quartzo, feldspatos alcalinos e plagioclásios. As barras auxiliam a visualização do intervalo das propriedades térmicas medidas.

A difusividade térmica apresenta o menor intervalo de variação considerando todas as litologias neste trabalho, de  $0,8 \times 10^{-6}$  a  $1,4 \times 10^{-6}$  ( $m^2s^{-1}$ ).

A capacidade térmica volumétrica e o calor específico são propriedades de volume, igualmente à massa específica; como esta varia pouco, aquelas apresentam faixas de variação bastante próximas em todas as litologias.

Nota-se na Figura (5.1) que os granitos apresentam a maior faixa de variação para todas as grandezas térmicas analisadas: de  $2,53 \times 10^3$  a  $2,90 \times 10^3$   $kg\ m^{-3}$  para a massa específica, de  $1,6 \times 10^6$  a  $3,3$   $Wm^{-1}K^{-1}$  para a condutividade térmica, de  $1,7$  a  $2,3 \times 10^6$   $Jm^{-3}K^{-1}$  para a capacidade térmica volumétrica, de  $0,9 \times 10^{-6}$  a  $1,4 \times 10^{-6}$   $m^2s^{-1}$  para a difusividade térmica e de  $640$  a  $870$   $Jkg^{-1}K^{-1}$  para o calor específico. Os gabros apresentam a menor faixa de variação para a condutividade térmica para a difusividade térmica, os monzonitos para a capacidade térmica volumétrica e os sienitos para o calor específico.

### 5.1.2 Constituintes das rochas cristalinas

Entender o comportamento das propriedades térmicas a partir dos minerais constituintes das rochas consiste em uma tarefa hercúlea, haja vista que cada mineral possui suas características térmicas advindas de seu processo formativo, influenciados diretamente pela pressão, temperatura, organização e composição molecular química. Assim, faz-se necessária a análise microscópica para as rochas cristalinas e a construção de algumas correlações empíricas envolvendo as propriedades térmicas. Destacamos primeiramente as quantidades percentuais de quartzo, feldspatos e plagioclásios das rochas dispostas em diagramas ternários cromatizados, com as propriedades térmicas determinadas, e por segundo, busca encontrar correlações empíricas das propriedades térmicas e as quantidades minerais constituintes das rochas cristalinas.

### 5.1.3 Diagramas ternários cromatizados com propriedades térmicas

No Apêndice B apresentamos os resultados da leitura micropetrográfica das lâminas delgadas das 147 amostras de rocha nas quais determinamos a massa específica e as propriedades térmicas (condutividade térmica, capacidade térmica volumétrica, difusividade térmica e calor específico). Com esses resultados, construímos diagramas ternários para as rochas cristalinas conhecidos como diagrama QAP de Streckeisen discutido no Capítulo 1. Na Figura (5.3), mostramos o diagrama ternário de Streckeisen no qual locamos os dados da análise modal de 147 amostras das rochas ígneas e ortoderivadas analisadas neste estudo.

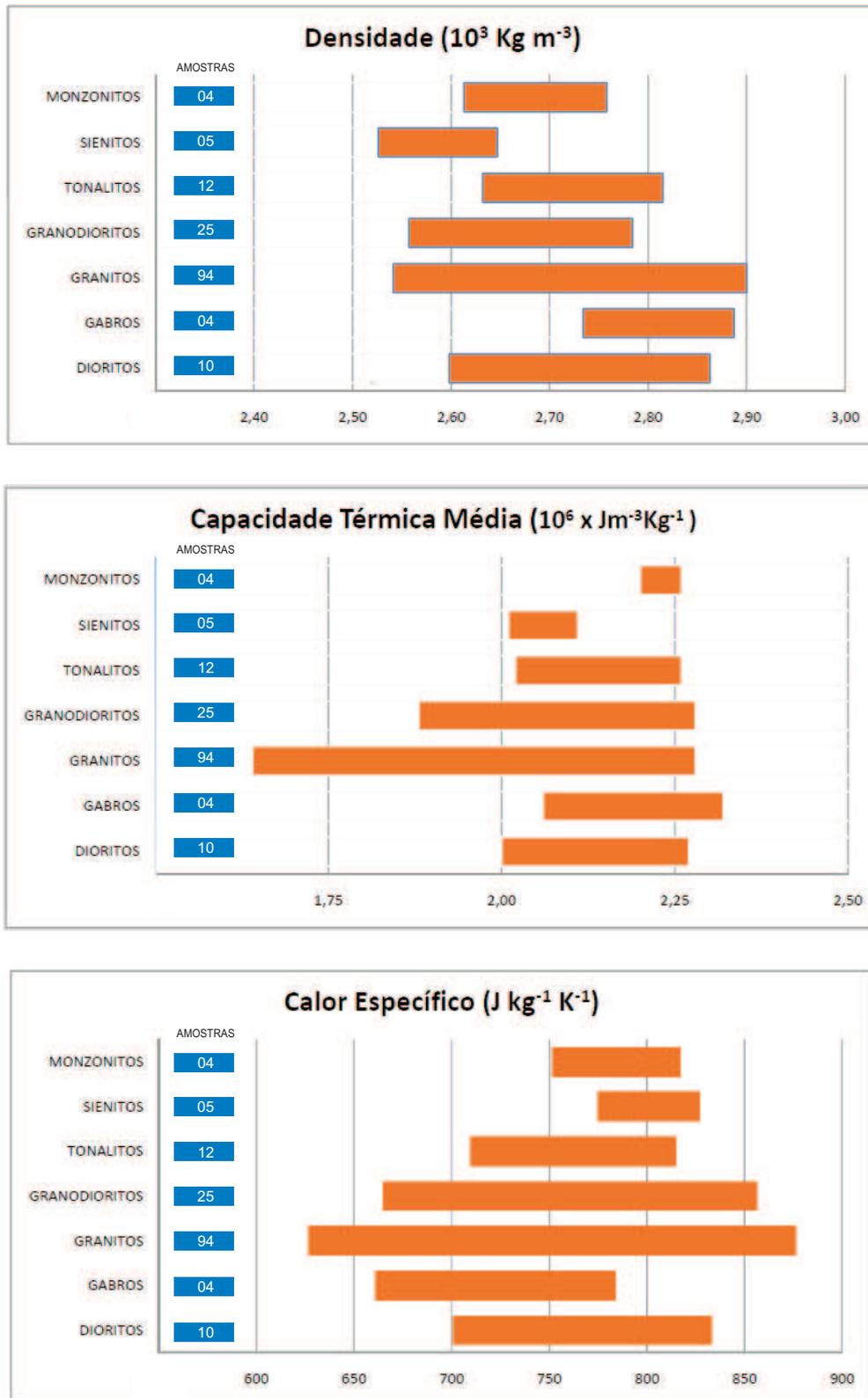


Figura 5.2: Capacidade térmica volumétrica, calor específico e massa específica para diferentes litotipos de rochas ígneas e ortoderivadas íntegras, com o respectivo número de medidas realizadas na caixa azul.

## Distribuição das amostras com base no diagrama ternário AQP

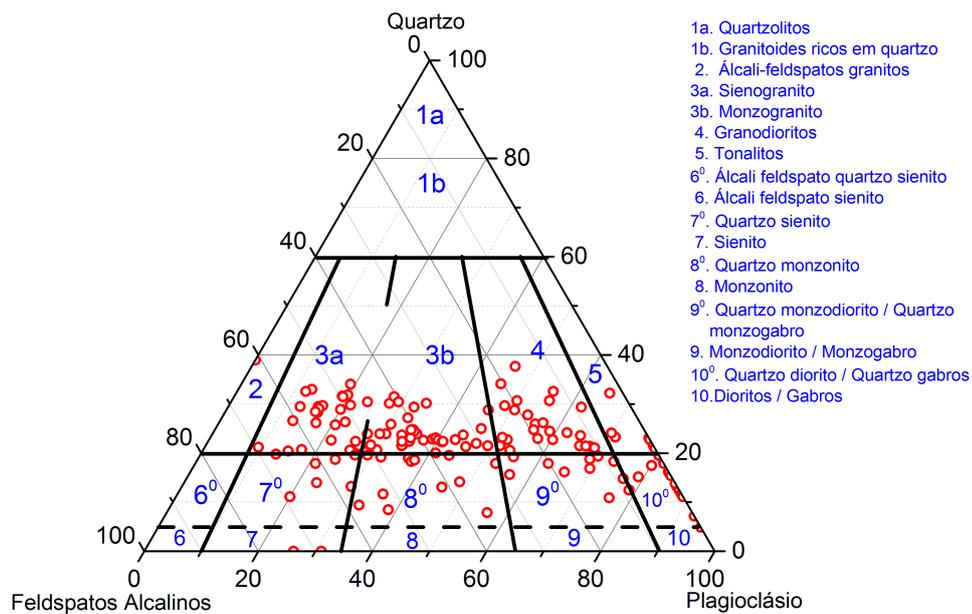


Figura 5.3: Os pontos pretos representam as amostras de rochas ígneas e ortodividadas utilizadas na construção da distribuição da massa específica e das propriedades térmicas dessas rochas nos diagramas ternários QAP

Na Figura (5.3), observa-se que a disposição de nossas amostras no gráfico ternário, com um máximo para o teor de quartzo em torno de 40 %, limita a validade das distribuições para essa faixa. As distribuições para a massa específica, condutividade térmica, capacidade térmica volumétrica, difusividade térmica e calor específico são mostradas nas Figuras (5.4), (5.5), (5.6) e (5.7).

Na Figura (5.4), a condutividade térmica das rochas apresenta um crescimento com o aumento de quartzo e uma diminuição com o aumento de plagioclásio, fato já conhecido na literatura (Horai (1971); Clauser e Huenges (1995) e Figueiredo (2006)).

Apesar da composição química dos plagioclásios, em sua grande parte ser constituída pelos elementos cálcio ( $\lambda = 200 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) e sódio ( $\lambda = 141 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), elementos químicos que apresentam elevados valores de condutividade térmica, a disposição desses elementos na formação do retículo não propicia um alto valor de condutividade térmica para o mineral plagioclásio,  $\lambda = 2,14 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (Sass, 1973).

As maiores condutividades no diagrama acontecem com o aumento dos percentuais de quartzo nas amostras, conseqüentemente do silício, que tem  $\lambda = 148 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . A conclusão retirada é que a condutividade térmica está associada a estrutura do mineral e não somente a seus elementos constituintes.

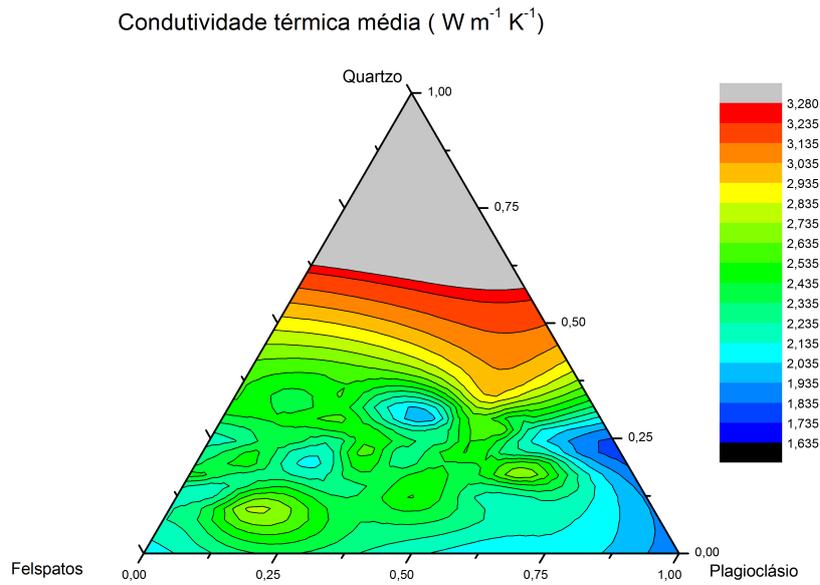


Figura 5.4: Diagrama ternário QAP da condutividade térmica

Observações semelhantes são visualizadas na difusividade térmica e no calor específico, conforme gráficos ternários.

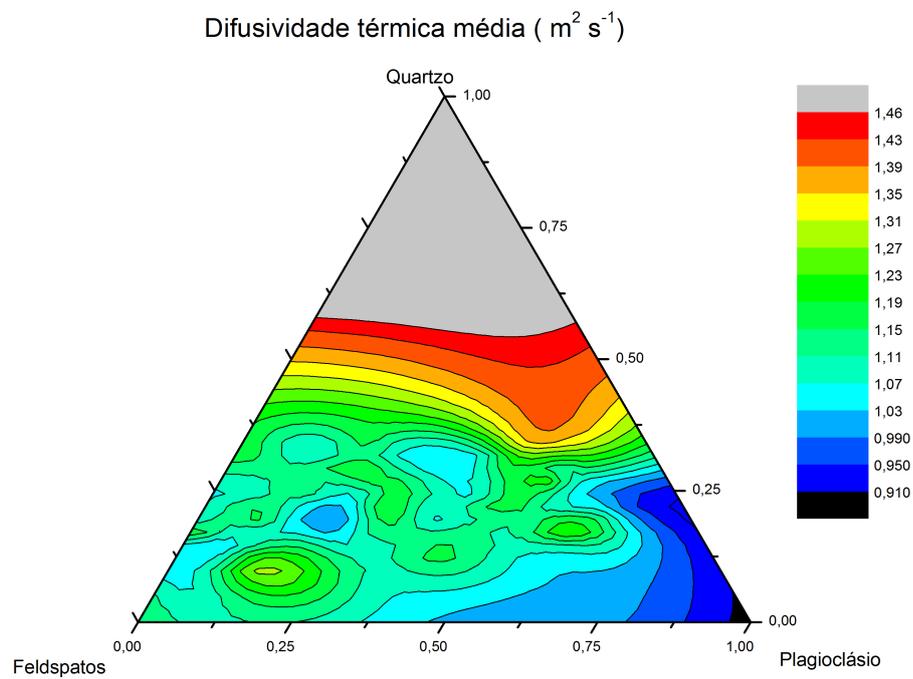


Figura 5.5: Diagrama ternário QAP da difusividade térmica

A organização da rede cristalina e a predominância de cristais tende a facilitar a condução

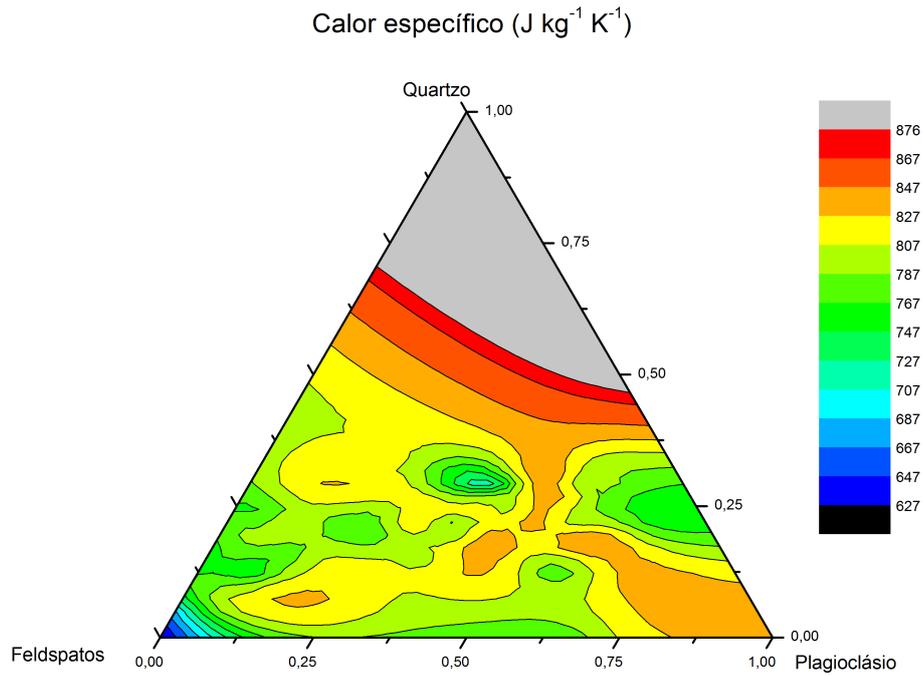


Figura 5.6: Diagrama ternário QAP do calor específico das rochas

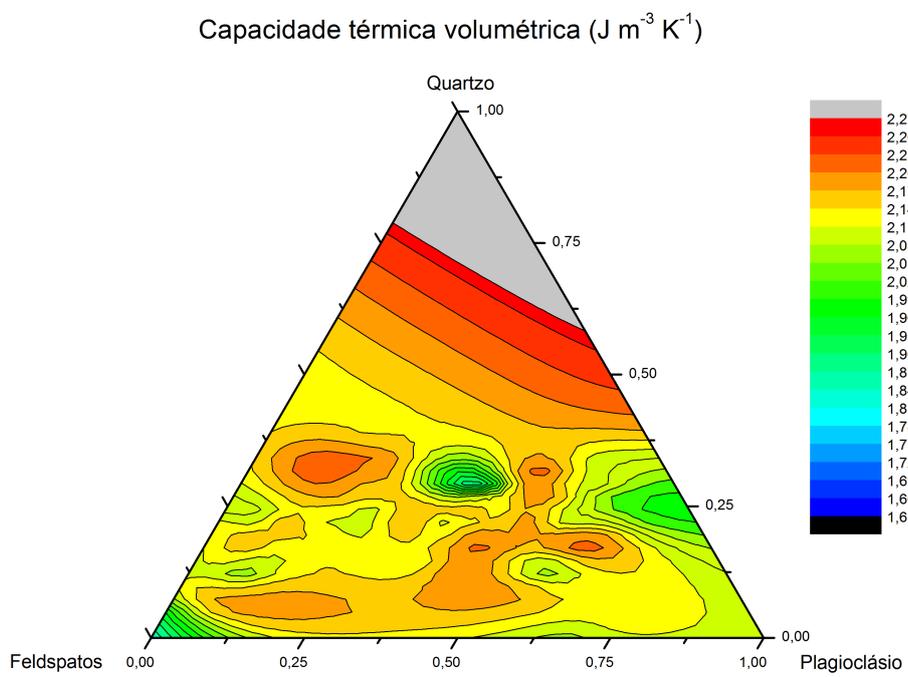


Figura 5.7: Diagrama ternário QAP da capacidade térmica

do calor. A vibração da rede cristalina e dos elétrons livres são os processos básicos para explicar a condução térmica em sólidos cristalinos e/ou metálicos, portanto os materiais com maior organização cristalina e maior quantidade de elétrons livres, de modo geral, tenderão a possuir maiores valores de condutividade térmica.

Em teoria é de esperar-se, portanto, que minerais como quartzo, feldspatos e granadas, por exemplo, provoquem uma relativa subida nas medidas de condutividade térmica em rochas, levando-se em consideração apenas aspectos químicos, pois são elementos ricos em silício e alumínio. Todavia, os valores medidos para os elementos químicos associados (silicatos, óxidos e outros) estão quase sempre muito abaixo dos elementos no estado *in situ* mostrando assim, uma complexa relação dos tipos de ligações envolvidas (metálica, van der Waals) e estruturas cristalinas, sendo quase sempre inferiores em relação aos elementos no estado puro.

#### 5.1.4 Correlações microscópicas

Das lâminas micropetrográficas das rochas íntegras, é possível construir relações crescentes e decrescentes entre as propriedades térmicas e seus percentuais minerais de quartzo e a soma dos minerais máficos das rochas. Com os dados das tabelas do apêndice B, traçamos os gráficos que foram apresentados na Figura 5.8, utilizando os percentuais de quartzo, em ordem crescente, presentes nas amostras de rochas cristalinas com seu respectivo valor de condutividade. Nestas, observamos um aumento de condutividade térmica com o aumento do percentual de quartzo nas mesmas. Este tipo de análise foi realizado para as outras propriedades térmicas e mostradas nessa Figura (5.8).

Observa-se no gráfico da Figura 5.8 o crescimento das propriedades térmicas com o aumento do teor de quartzo, mais acentuadamente a condutividade térmica (Figura 5.17-a) e a difusividade térmica (Figura 5.17-b). O crescimento observado da condutividade térmica com o aumento do quartzo corrobora os resultados obtidos por autores já citados.

As correlações com os materiais máficos mostradas na Figura 5.9 evidenciam um comportamento oposto ao observado com o teor de quartzo; verifica-se um decrescimento das propriedades térmicas com o aumento de máficos de modo acentuado para todas elas. Esse decrescimento decorre da diminuição de quartzo nesse tipo de rocha.

A relação dos máficos, evidencia comportamento oposto ao quartzo, com o aumento de máficos ocorre uma diminuição da condutividade térmica. Nestes as correlações entre condutividade térmica e percentual existente de quartzo chega a valores de 83%.

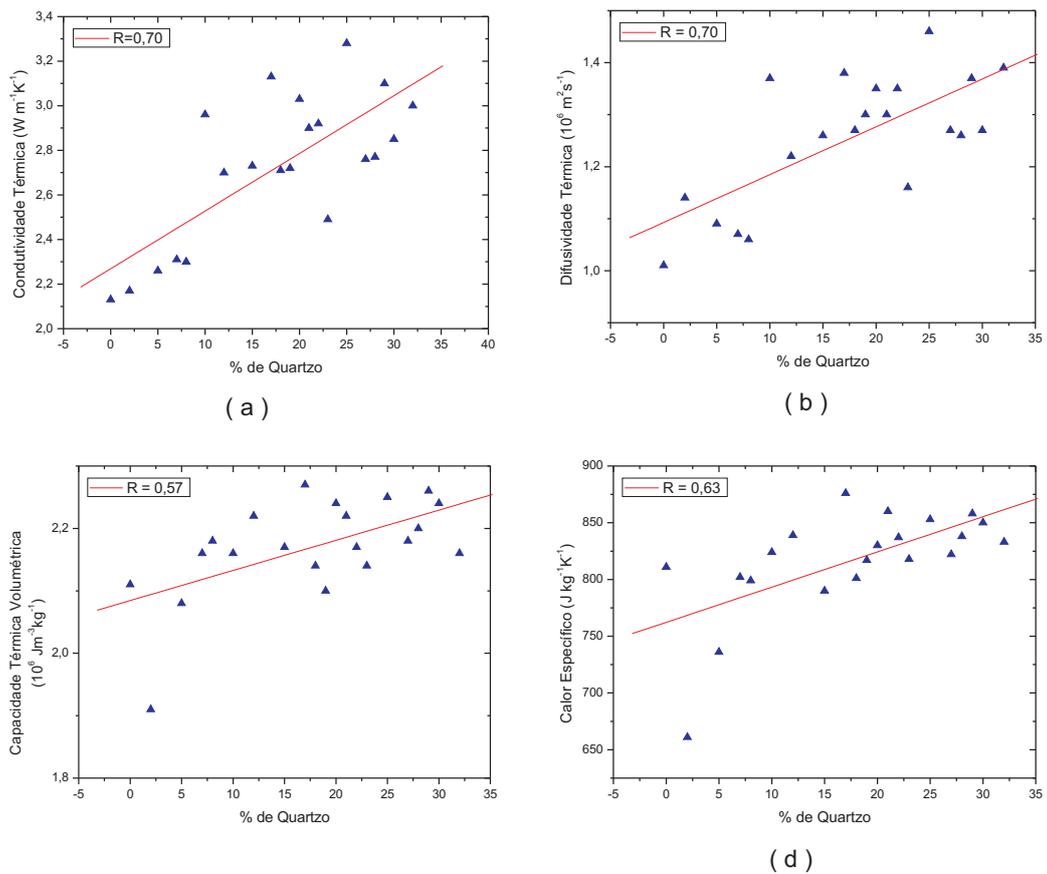


Figura 5.8: Correlações entre as propriedades térmicas e o percentual de quartzo das rochas: (a) condutividade térmica, (b) difusividade térmica, (c) capacidade térmica volumétrica e (d) calor específico.

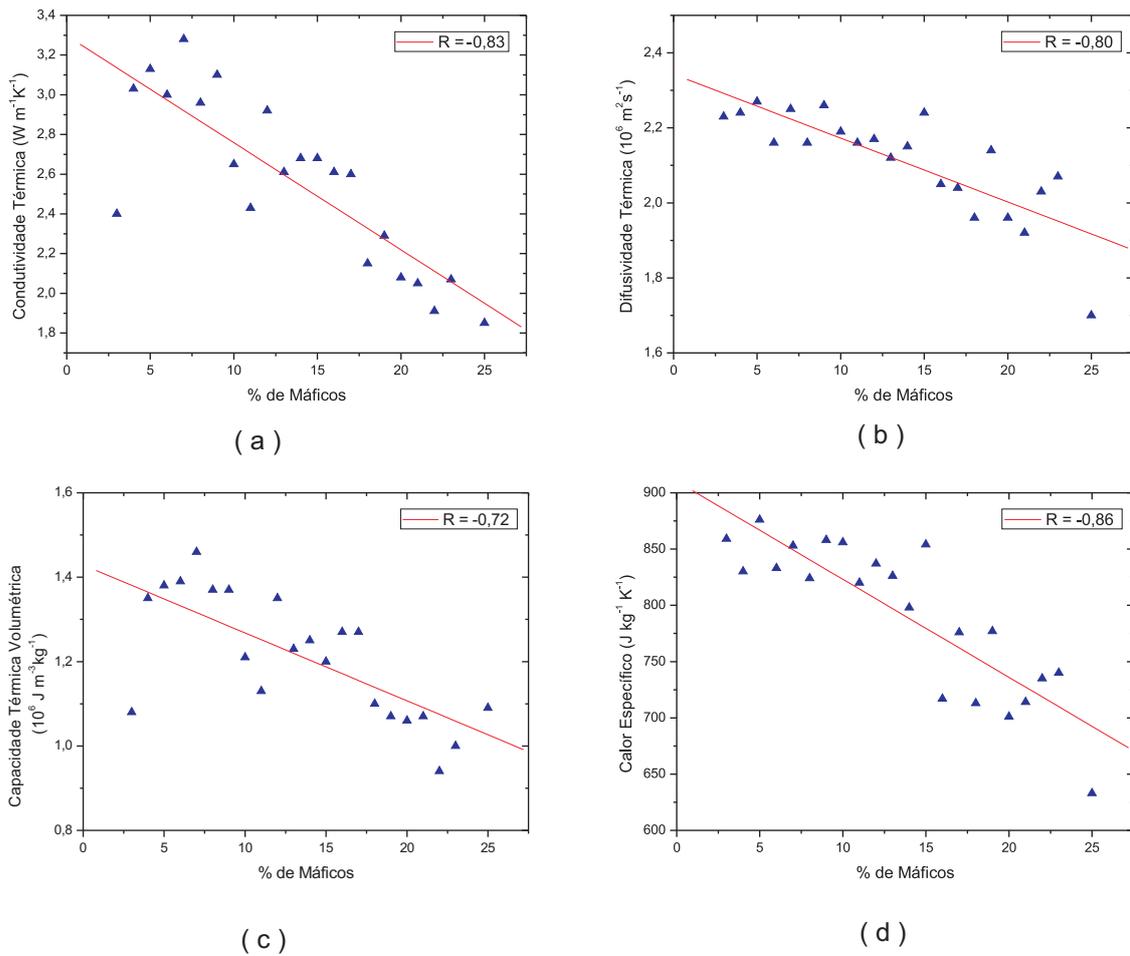


Figura 5.9: Correlações entre as propriedades térmicas e o percentual de minerais máficos das rochas: (a) condutividade térmica, (b) difusividade térmica, (c) capacidade térmica volumétrica e (d) calor específico.

## 5.2 Condutividade térmica efetiva em grãos de rocha

Na Tabela 5.1, apresentamos os resultados da massa específica ( $\rho$ ) e da condutividade térmica média ( $\lambda_s$ ) obtidos nas amostras íntegras de rocha como também para a porosidade ( $\phi$ ) e a CTE ( $\lambda_{ef}$ ) determinadas nas misturas. Como dito algures, para cada amostra, medimos a CTE num mínimo de três valores diferentes da porosidade da mistura. Nas misturas analisadas neste trabalho, a porosidade ficou na faixa de 0,262 a 0,505 e a CTE ficou na faixa de 0,188 a 0,392  $Wm^{-1}K^{-1}$ .

Na Figura 5.10, os resultados experimentais apresentados na Tabela 5.1 estão locados sobre o gráfico da CTE da Figura 3.1 por suas coordenadas  $\lambda_{ef}\lambda_M$ , onde  $\lambda_M$  é a média das condutividades térmicas das amostras íntegras. Note-se que cerca de dois terços desses pontos correspondem a medidas de uma mesma amostra em porosidades diversas.

Vê-se na Figura 5.10 que todas as medidas jazem nos limites de Wiener, o que caracteriza as misturas como bifásicas e, também, estão dispostas entre o modelos TME e ME-I, o que caracteriza as misturas como porosidade externa; isso significa que a condução de calor nessas misturas faz-se pelos grãos da rocha principalmente.

Na distribuição das medidas na Figura 5.10, observa-se que todos os pontos jazem entre as curvas dos modelos geométrico e ME-I, com as amostras de rochas ortoderivadas e meta-reinitos jazendo mais no fundo da bacia formada por esses dois modelos, as de gnaisses mais para o topo e as de granito na região central do conjunto. Contudo, de um modo geral, a distribuição aparece como independente da litologia.

A observação de que CTE medidas em misturas binárias de grãos de rocha, com litologias diversas e com um largo espectro de condutividade térmica, ocupam uma região limitada do gráfico, levou-nos a criar um modelo de condução térmica do tipo flexível, espacialmente mais restrito, buscando, assim, obter resultados mais precisos para a CTE de uma tal mistura.

Esse novo modelo, que nós chamamos Geoterm, expresso pela Equação (5.1), combina os modelos geométricos (Equação 3.9) e Maxwell-Eucken inferior (Equação 3.11), com um factor de ponderação  $p$ : para  $p = 0$ , Geoterm reduz ao modelo ME-I e para  $p = 1$  reduz ao modelo geométrico, de modo que o gráfico da Equação 5.1 pode fazer em toda a região entre as curvas desses dois modelos fazendo-se  $p$  variar de 0 a 1.

$$\lambda_{ef} = (1 - p)\lambda_a \frac{2\lambda_a + \lambda_s - 2(\lambda_a - \lambda_s)(1 - \phi)}{2\lambda_a + \lambda_s + (\lambda_a - \lambda_s)(1 - \phi)} + p\lambda_a^\phi \lambda_s^{(1-\phi)} \quad (5.1)$$

A escolha desses dois modelos resulta dos pontos confinarem-se entre suas curvas (ver Figura 5.11) e dos comportamentos monotônicos dessas curvas serem semelhantes, particu-

Tabela 5.1: Resultados para massa específica e condutividade térmica em amostras íntegras, porosidades e CTE em misturas

Amostra	$\rho, \text{kgm}^{-3}$	$\lambda_s, \text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	$\phi$	$\lambda_{ef}, \text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	Amostra	$\rho, \text{kgm}^{-3}$	$\lambda_s, \text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	$\phi$	$\lambda_{ef}, \text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$
Gr 01	2.588	2,11	0,467	0,228	Or 11	2.509	1,75	0,391	0,260
Gr 01	2.588	2,11	0,428	0,268	Or 11	2.509	1,75	0,329	0,346
Gr 01	2.588	2,11	0,419	0,278	Or 11	2.509	1,75	0,291	0,385
Gr 01	2.588	2,11	0,379	0,308	Or 12	2.650	2,01	0,419	0,243
Gr 01	2.588	2,11	0,363	0,323	Or 12	2.650	2,01	0,363	0,298
Gr 02	2.663	2,20	0,475	0,195	Or 12	2.650	2,01	0,323	0,358
Gr 02	2.663	2,20	0,383	0,259	Or 13	2.839	3,35	0,479	0,255
Gr 02	2.663	2,20	0,339	0,291	Or 13	2.839	3,35	0,416	0,341
Gr 03	2.638	2,69	0,474	0,216	Or 13	2.839	3,35	0,389	0,402
Gr 03	2.638	2,69	0,421	0,257	Or 14	2.616	2,91	0,397	0,261
Gr 03	2.638	2,69	0,387	0,296	Or 14	2.616	2,91	0,293	0,392
Gr 03	2.638	2,69	0,371	0,308	Or 14	2.616	2,91	0,308	0,379
Gr 04	2.603	2,66	0,442	0,242	Or 14	2.616	2,91	0,413	0,246
Gr 04	2.603	2,66	0,391	0,299	Or 14	2.616	2,91	0,359	0,299
Gr 04	2.603	2,66	0,361	0,325	Or 14	2.616	2,91	0,338	0,329
Gr 05	2.578	2,85	0,407	0,279	Me 15	2.583	2,19	0,457	0,244
Gr 05	2.578	2,85	0,368	0,315	Me 15	2.583	2,19	0,402	0,303
Gr 05	2.578	2,85	0,344	0,336	Me 15	2.583	2,19	0,347	0,384
Gr 06	2.593	3,00	0,447	0,239	Me 16	2.632	2,29	0,562	0,182
Gr 06	2.593	3,00	0,386	0,296	Me 16	2.632	2,29	0,486	0,241
Gr 06	2.593	3,00	0,350	0,361	Me 16	2.632	2,29	0,459	0,270
Gn 07	2.674	2,04	0,505	0,200	Me 17	2.628	2,68	0,502	0,188
Gn 07	2.674	2,04	0,451	0,243	Me 17	2.628	2,68	0,433	0,238
Gn 07	2.674	2,04	0,419	0,286	Me 17	2.628	2,68	0,385	0,292
Gn 08	2.830	2,05	0,489	0,249	Me18	2.569	3,50	0,436	0,244
Gn 08	2.830	2,05	0,45	0,309	Me18	2.569	3,50	0,375	0,305
Gn 08	2.830	2,05	0,400	0,346	Me18	2.569	3,50	0,353	0,328
Gn 09	2.666	2,60	0,438	0,239	Me 19	2.649	2,28	0,372	0,357
Gn 09	2.666	2,60	0,369	0,302	Me 19	2.649	2,28	0,467	0,236
Gn 09	2.666	2,60	0,322	0,360	Me 19	2.649	2,28	0,415	0,289
Gn 10	2.647	2,54	0,446	0,244	Me 19	2.649	2,28	0,388	0,338
Gn 10	2.647	2,54	0,370	0,334					
Gn 10	2.647	2,54	0,338	0,378					

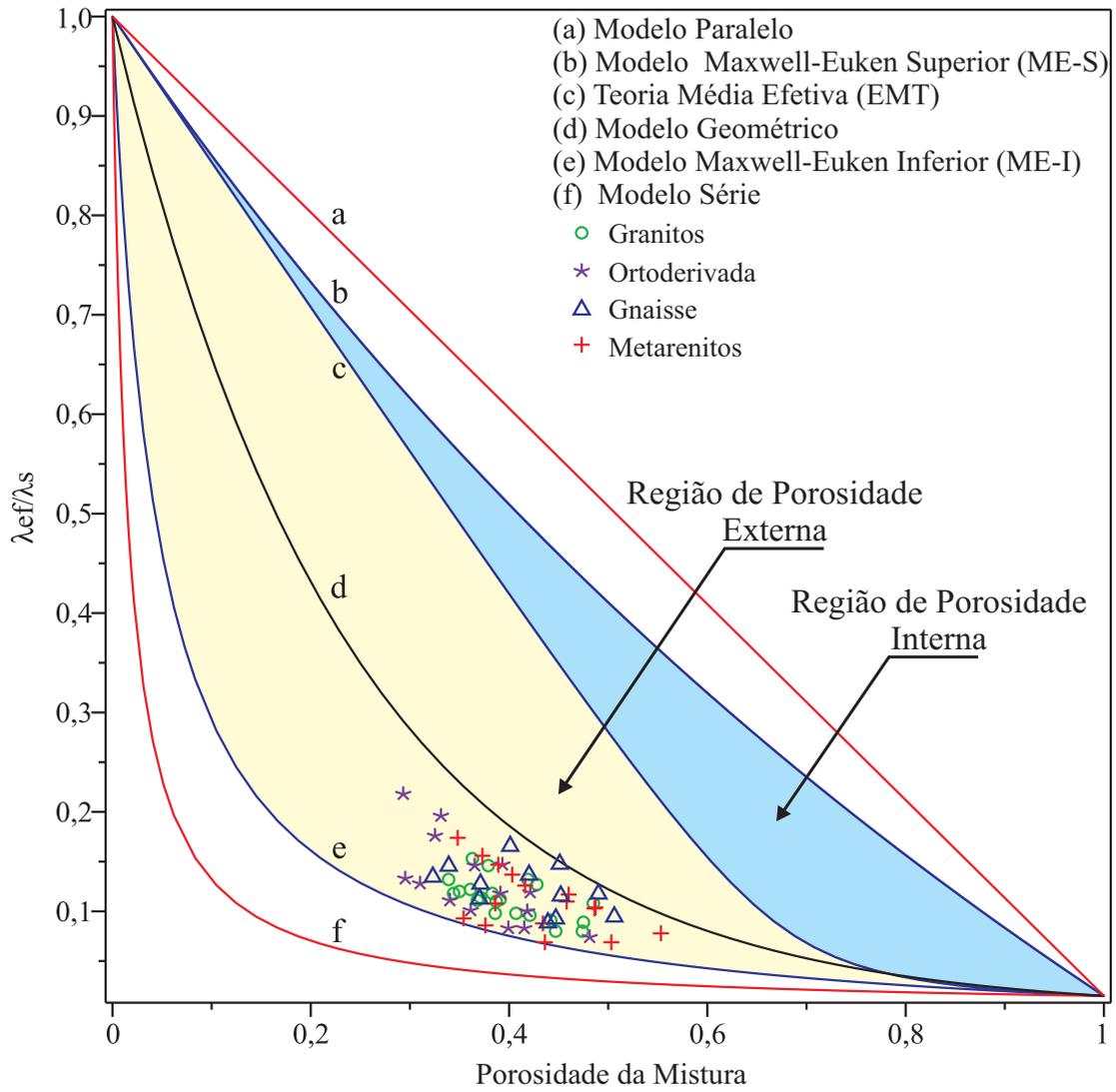


Figura 5.10: Dados da Tabela 5.1 locados sobre os gráficos de CTE da Figura 3.1. ( $\lambda_s/\lambda_a = 100.$ )

larmente na faixa de variação de porosidade das misturas analisadas. Ademais, o modelo Geoterm contempla as características da mistura de interesse, quais sejam grãos homogêneos e isotrópicos saturados com ar, fases da mistura distribuídas aleatoriamente e os limites jazendo na região de mistura com porosidade externa.

Os pontos na Figura 5.10 representam as medições de amostras em diferentes porosidades. Para resolver o problema inverso qual seja determinar a condutividade térmica da amostra sólida utilizando o CTE e porosidade, nós ajustamos independentemente as curvas dos modelos Geoterm e Korvin às medidas CTE da mesma amostra.

A Figura 5.11 mostra as linhas desenhadas entre os limites do modelo Geoterm obtidas pela variação do fator  $p$  na Equação (5.1) de 0 a 1 em incrementos de 0,1 e a Figura 5.12 mostra as linhas desenhadas entre os limites do modelo Korvin que foram obtidas variando  $t$  na Equação (3.4) de  $-1$  a 1, utilizando o mesmo incremento 0,1.

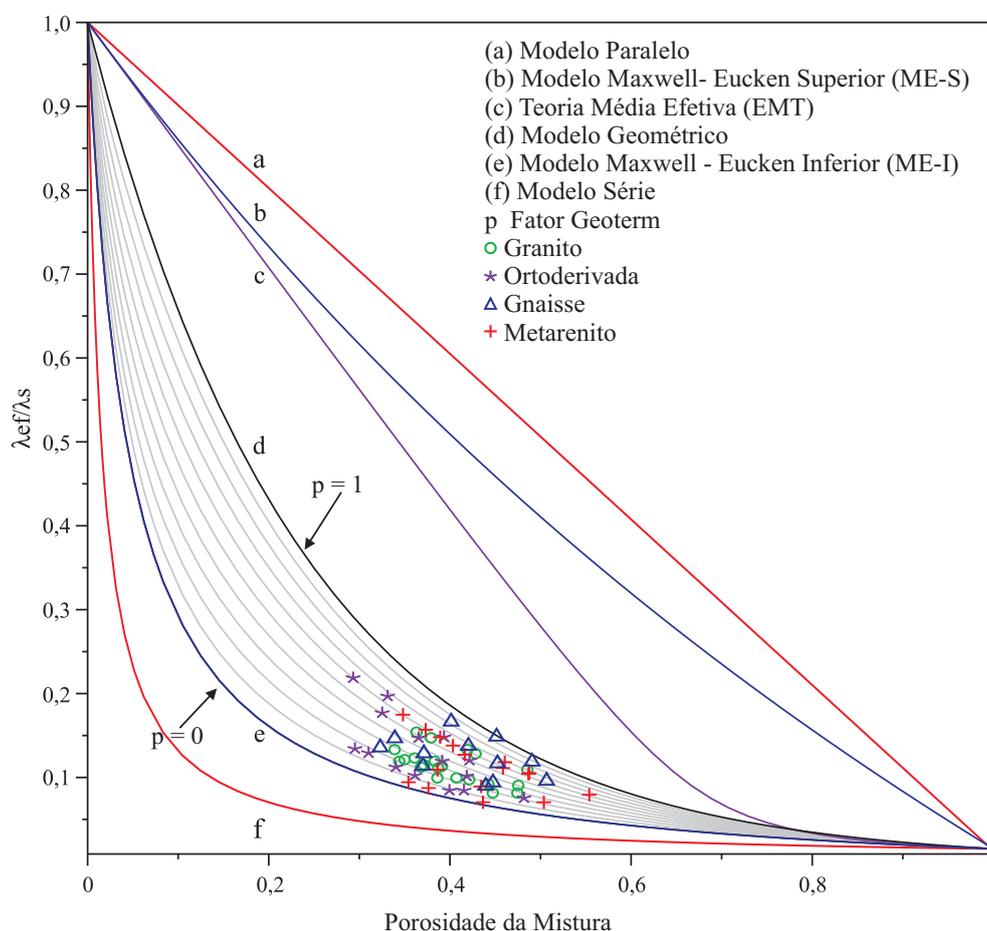


Figura 5.11: Ilustração das curvas na região do modelo Geoterm obtidas pela variação do fator de ponderação  $p$  de 0 a 1 na equação (5.1) em acréscimos de 0,1.

Para usar os modelos Geoterm e Korvin no problema reverso (obter  $\lambda_s$ ), precisamos

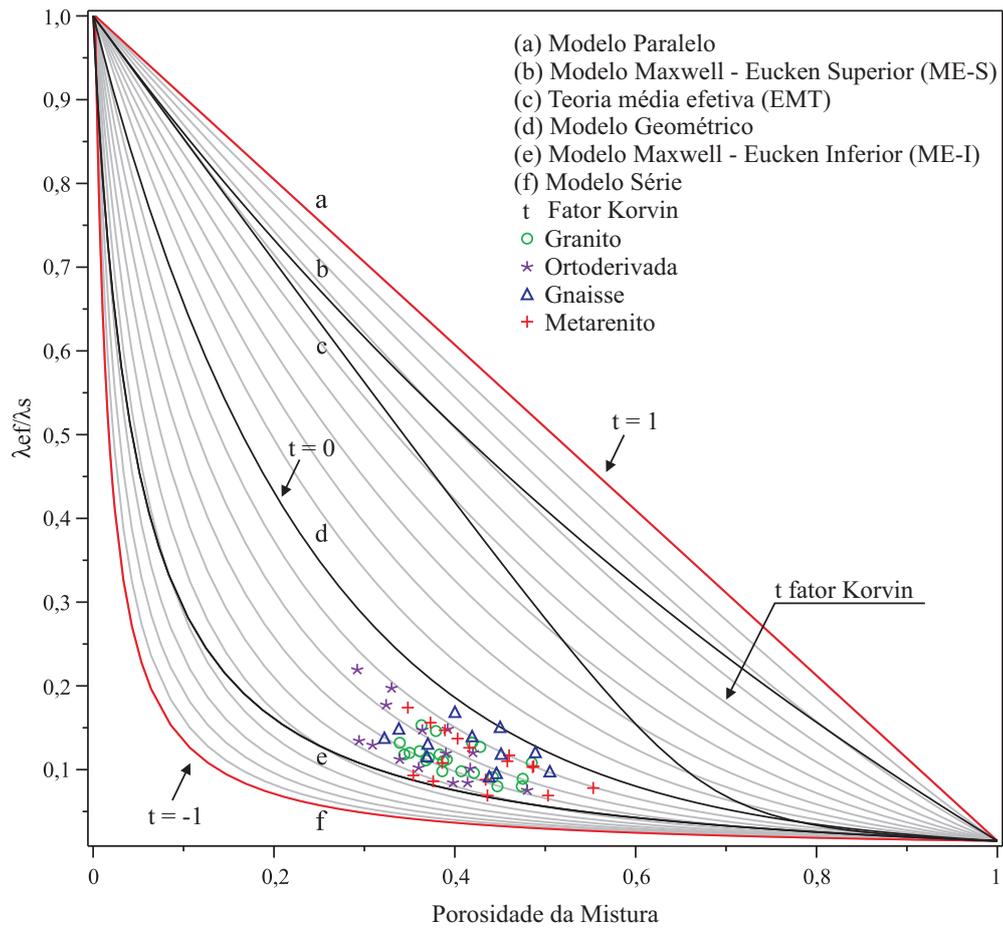


Figura 5.12: Ilustração das curvas de variação na região do modelo Korvin obtidas por varia o fator de distribuição  $t$  de -1 a 1 na Eq. (3.4) em acréscimos de 0,1.

escolher valores para os fatores  $p$  e  $t$  nas Equações (5.1) e (3.4), respectivamente. Nós escolhemos usar os valores médios de  $p$  e  $t$  que se ajustam as curvas dessas equações em um gráfico de  $\lambda_{ef} \times \phi$  para reproduzir  $\lambda_{ef} = \lambda_s$  em  $\phi = 0$  tomando a condutividade térmica do ar ( $\lambda_a$ ) como  $0,026 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  em  $\phi = 1$ . Os valores de  $p$  e  $t$  foram ajustados para reproduzir  $\lambda_s$  em  $\phi = 0$  de tal modo que a soma dos erros entre os pontos experimentais e a curva de ajuste foi mínima.

O processo de ajuste é exemplificado na Figura 5.13. A amostra Or 12 tem  $\lambda_s = 2,01 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  e as curvas dos modelos Geoterm e Korvin são ajustadas para  $\lambda_{ef} = \lambda_s$  com  $p = 0,576$  e  $t = -0,142$ , respectivamente. Para a amostra Me 14, com  $\lambda_s = 2,68 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ , o ajuste é feito com  $p = 0,505$  e  $t = -0,160$ .

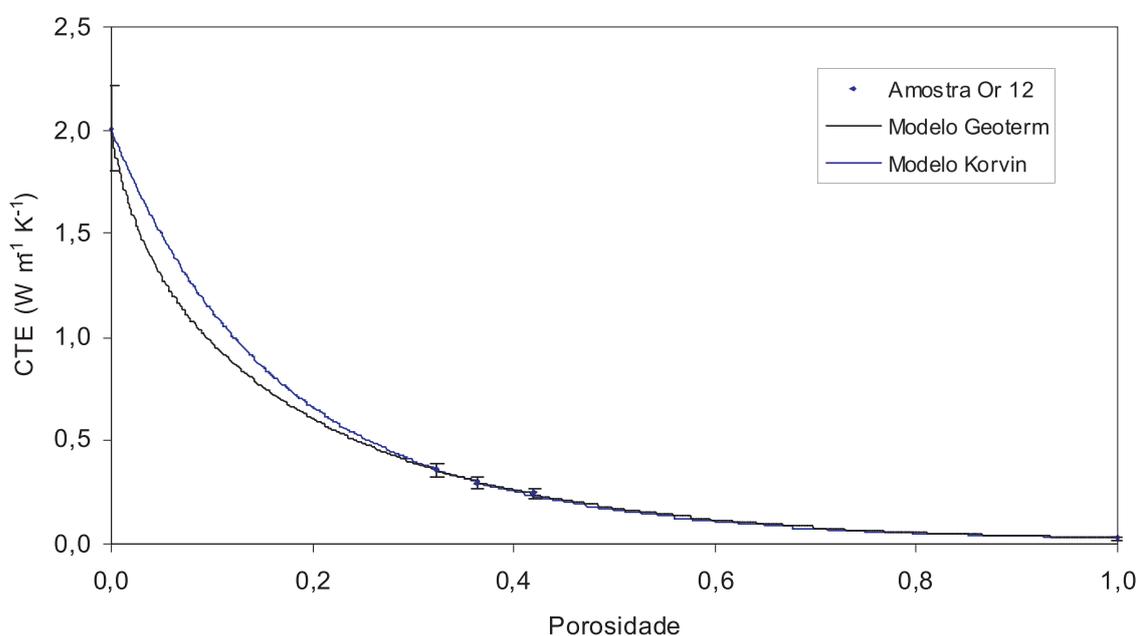


Figura 5.13: Obtenção dos fatores  $p$  do modelo Geoterm e  $t$  do modelo Korvin pelo ajuste das curvas desses modelos aos dados experimentais da amostra Or 12 aos pontos  $\lambda_{ef} = \lambda_s$  em  $\phi = 0$  e  $\lambda_{ef} = \lambda_a$  em  $\phi = 1$ .

Como se observa nas Figuras 5.13 e 5.14, todas as curvas ajustam-se muito bem aos pontos experimentais o que é uma indicação de que tanto o Geoterm quanto o Korvin são modelos de condução de calor bons para essas misturas na faixa de porosidade usada neste estudo.

A Tabela 5.2 apresenta os fatores  $p$  e  $t$  que reproduzem as condutividades térmicas efetivas nas amostras fragmentadas conhecendo-se a priori as condutividades das rochas íntegras, ou matriz  $\lambda_s$  para os modelos Geoterm e Korvin, respectivamente. O erro associado aos valores de  $p$  e  $t$  é de 10%. Os intervalos de variação de  $p$  e  $t$  são grandes:  $p$  varia de 0,386 a 1,037, com uma média de 0,61 e um desvio relativo de 28% e  $t$  varia de  $-0,225$  a  $0,015$  com uma média de  $-0,13$  e um desvio relativo de 48%. Estas variações refletem o largo espectro de valores de condutividade térmica para os diferentes litotipos e para o mesmo tipo de rocha

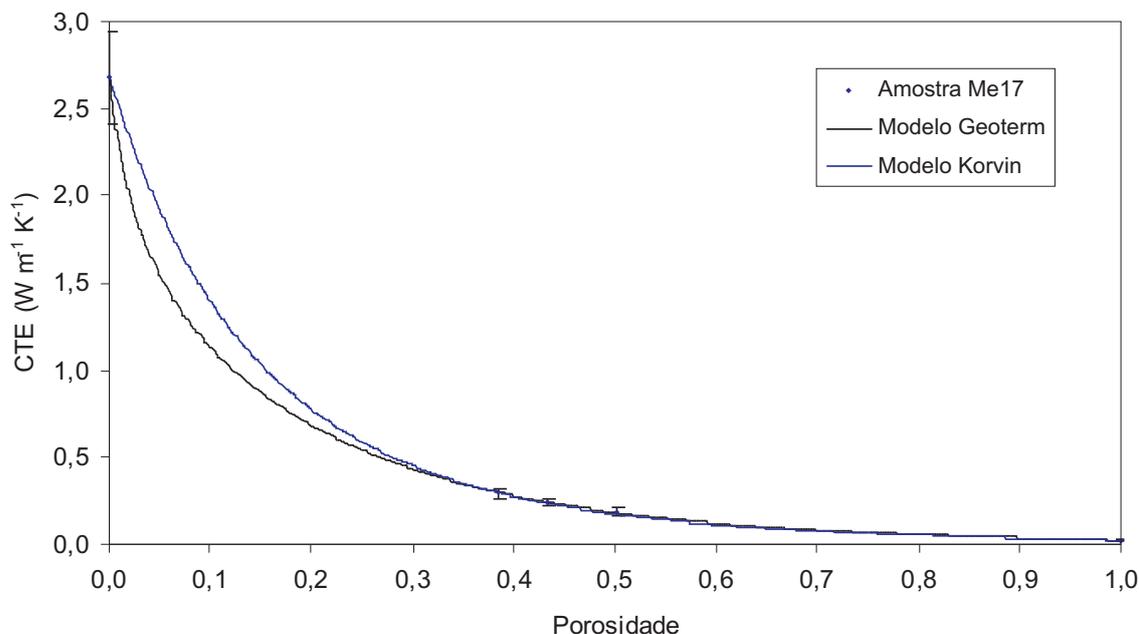


Figura 5.14: Obtenção dos fatores  $p$  do modelo Geoterm e  $t$  do modelo Korvin pelo ajuste das curvas desses modelos aos dados experimentais da amostra Me 17 aos pontos  $\lambda_{ef} = \lambda_s$  em  $\phi = 0$  e  $\lambda_{ef} = \lambda_a$  em  $\phi = 1$ .

como tem sido relatado por diversos autores (por exemplo, Clauser e Huenges, 1995; Labani e Anurup, 2007). Todos estes estudos concluíram que não é possível caracterizar um dado litotipo por um único valor de condutividade térmica.

A figura 5.15 mostra as curvas da Equação (5.1) para  $p$  médio 0,61 e da Equação(3.4) para  $t$  médio  $-0,13$  sobrepostas aos dados experimentais mostrados na figura 5.10. Essas curvas confundem-se no intervalo de porosidade das nossas medições, mostrando que ambos os modelos são válidos. Usando essas médias e os valores de  $\lambda_s$  e  $\phi$  da Tabela 5.1 e tomando a condutividade térmica do ar como  $0,026 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , previmos os valores resultantes de CTE.

Utilizando os resultados da Tabela 5.2 com a metodologia da Figura 5.15 para cada amostra da litologia granito, obtém-se a Figura 5.16, 5.17, 5.18 e 5.19.

As curvas dos modelos Geoterm e Korvin também são apresentados para os dados experimentais das litologias gnaisse pela Figura 5.17, ortoderivadas Figura 5.18 e metarenitos Figura 5.19.

Na Tabela 5.3 e 5.4, utilizando os dados da Tabela 5.1, mostramos a CTE medida ( $\lambda_{ef}$ ) e a CTE predita ( $\lambda_{efp}$ ) pelos modelos de Maxwell-Eucken inferior (Equação (3.11)), geométrico (Equação(3.9)), Geoterm (Equação (5.1)) e Korvin (Equação (3.4)) como também pelas expressões empíricas de Krupiczka e Woodside-Messener, juntamente com os correspondentes desvios relativos aos valores medidos.

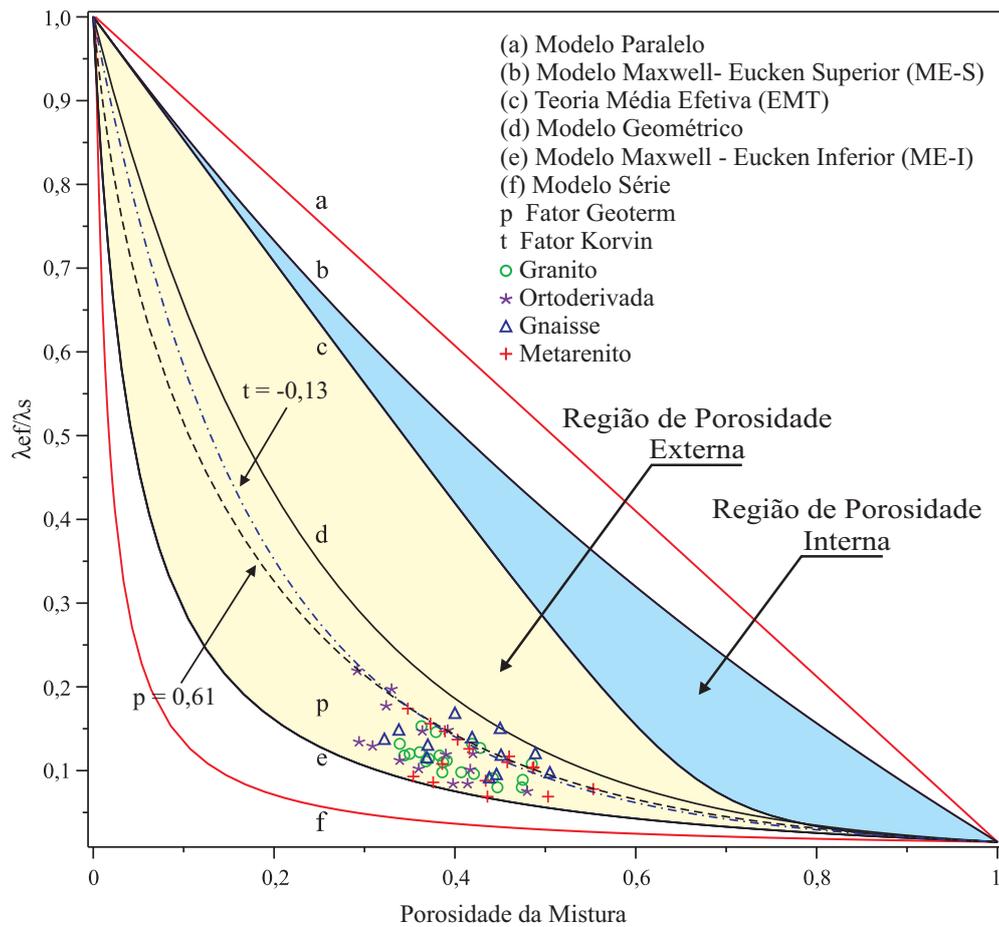


Figura 5.15: Curvas para  $p = 0,61$  na Equação (5.1) e  $t = -0,13$  na Equação (3.4) nos modelos Geoterm e Korvin respectivamente, superpostas aos dados da Figura 5.10

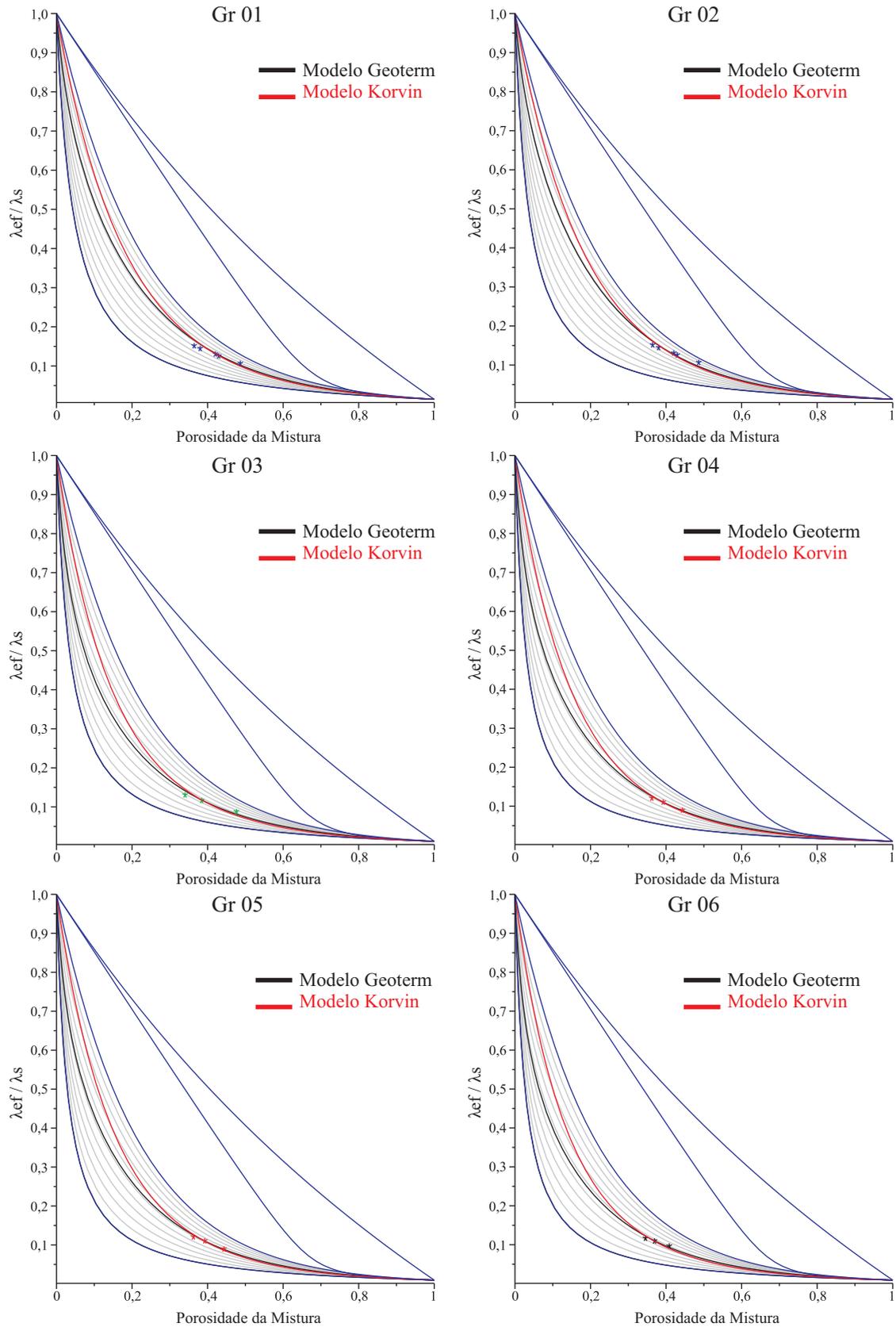


Figura 5.16: Ajuste dos modelos Geoterm e Korvin com os dados experimentais da litologia granito.

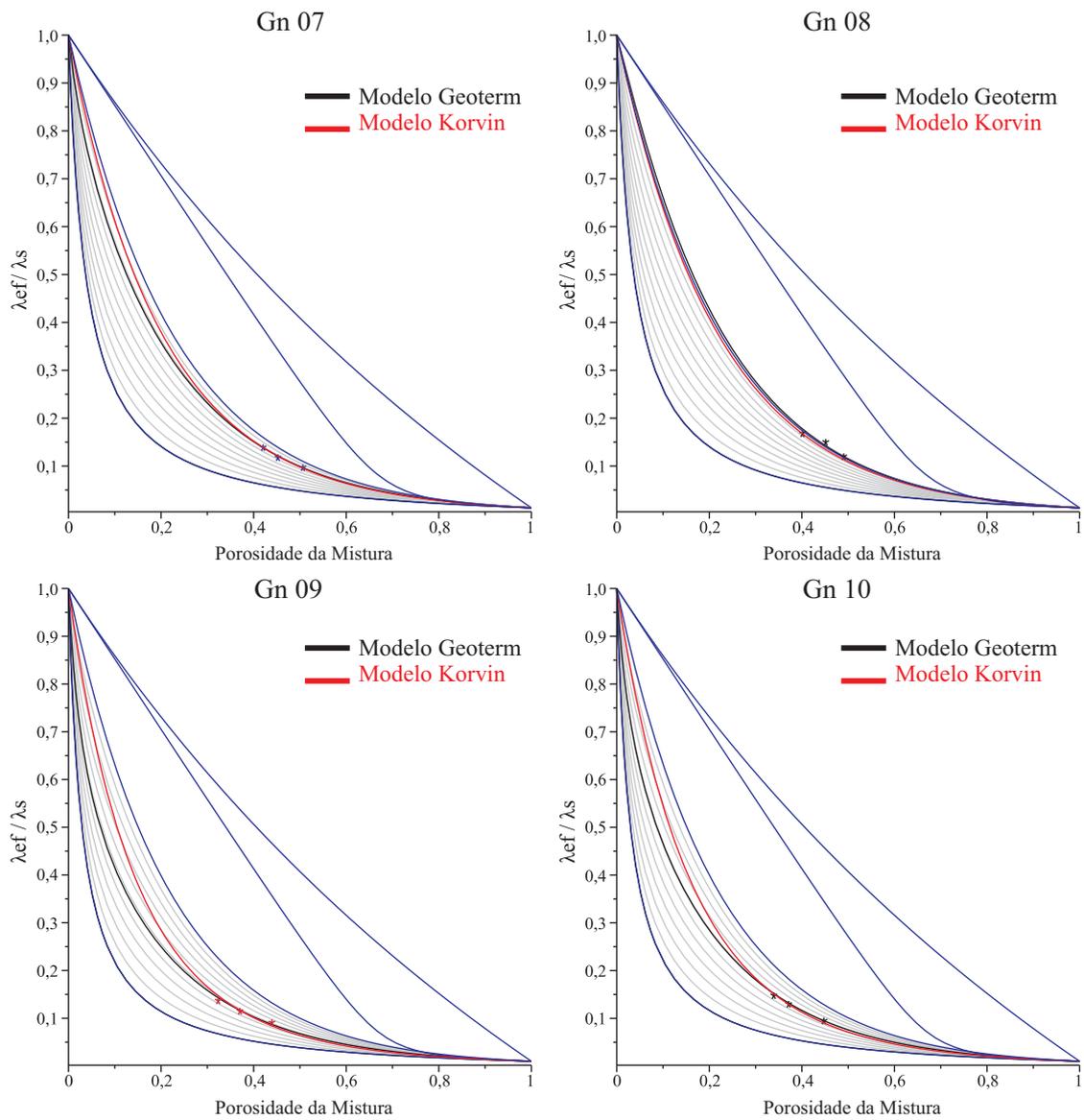


Figura 5.17: Ajuste dos modelos Geoterm e Korvin com os dados experimentais da litologia gnaisse.

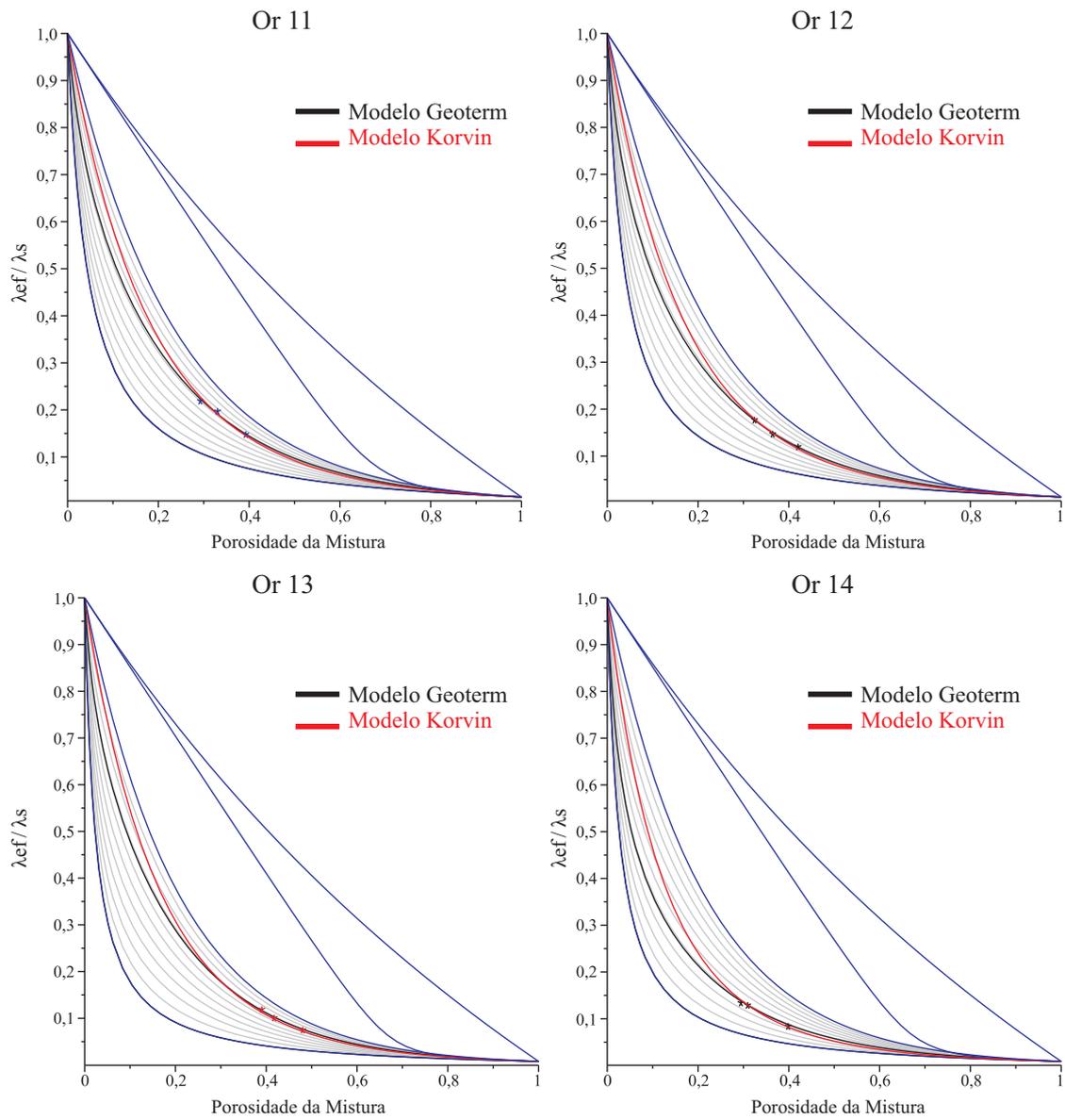


Figura 5.18: Ajuste dos modelos Geoterm e Korvin com os dados experimentais da litologias ortoderivadas.

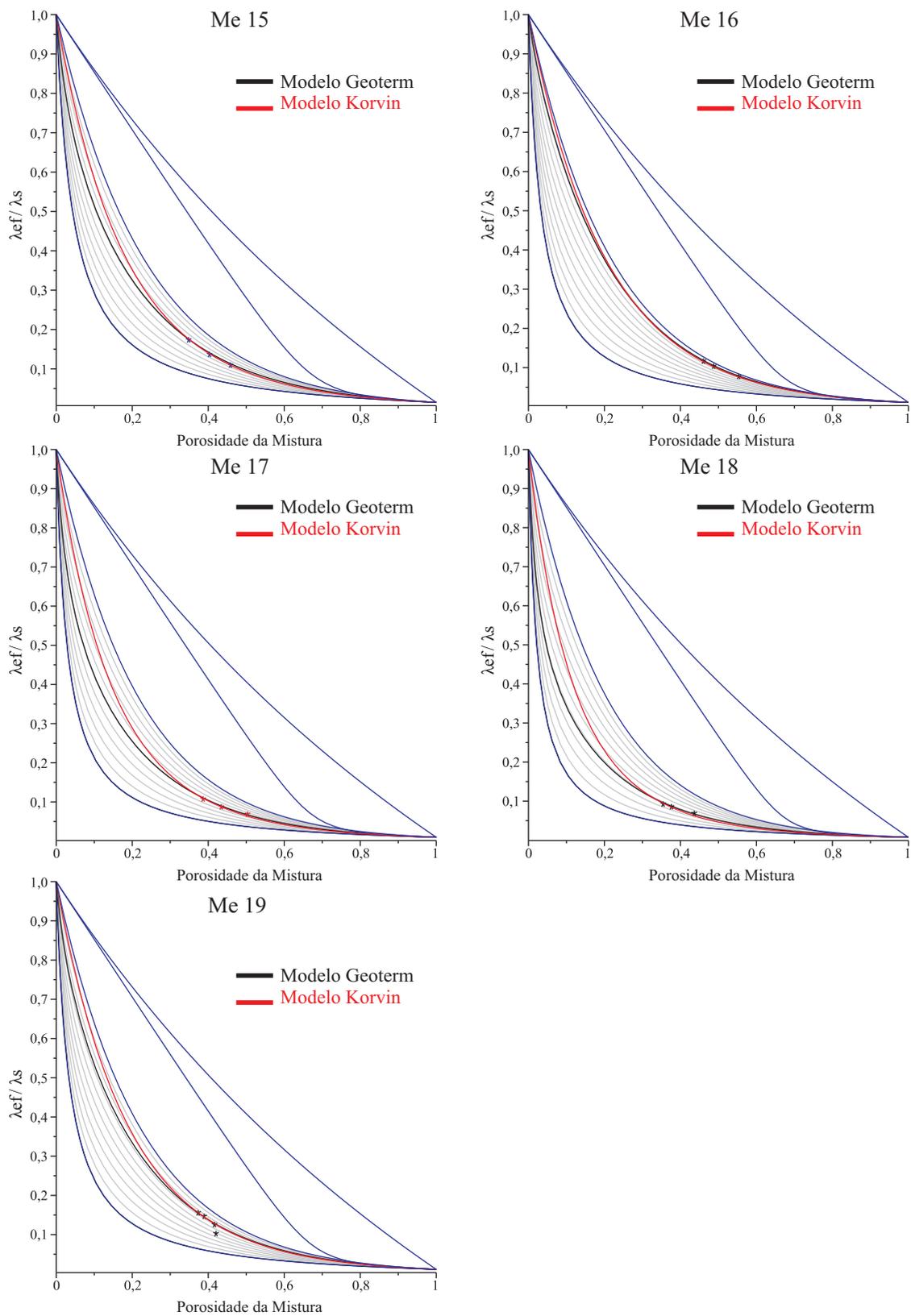


Figura 5.19: Ajuste dos modelos Geoterm e Korvin com os dados experimentais da litologia metarenito.

Tabela 5.2: Fatores de  $p$  e  $t$  que reproduzem as condutividades térmicas nas amostras fragmentadas nas equações 5.1 e 3.4, respectivamente.

Amostra	Valor real $\lambda_s, Wm^{-1}K^{-1}$	Modelo Geoterm $p$	Modelo Korvin $t$
Gr 01	2,11	0,689	-0,095
Gr 02	2,20	0,457	-0,180
Gr 03	2,69	0,515	-0,155
Gr 04	2,66	0,526	-0,150
Gr 05	2,85	0,464	-0,180
Gr 06	3,00	0,481	-0,170
Gn 07	2,04	0,783	-0,060
Gn 08	2,05	1,037	0,015
Gn 09	2,60	0,477	-0,172
Gn 10	2,54	0,593	-0,135
Or 11	1,75	0,626	-0,128
Or 12	2,01	0,576	-0,142
Or 13	3,35	0,687	-0,100
Or 14	2,91	0,386	-0,225
Me 15	2,19	0,730	-0,080
Me 16	2,29	0,882	-0,040
Me 17	2,68	0,505	-0,160
Me 18	3,50	0,386	-0,214
Me 19	2,28	0,734	-0,078

Na Tabela 5.2, 5.3 e 5.4 observa-se que as menores discrepâncias estão associadas aos modelos Geoterm e Korvin e com a expressão Woodside Messemmer (1961). Isso indica que esses modelos e expressão podem medir eficientemente a CTE de misturas binárias de grãos de rocha saturados em ar.

Para obter a condutividade térmica reversa ( $\lambda_{sr}$ ) da amostra íntegra ou matriz, fizemos o ajuste indicado na Figura 5.20, mas agora fixando  $p$  como 0,61 na equação 5.1 e  $t$  como  $-0,13$  na equação 3.4 para obter  $\lambda_{efp} = \lambda_{ef}$  em  $\phi = 0$ . O processo dos cálculos são exemplificados nas Figuras 5.20 e 5.21. A amostra *Me17* tem  $\lambda_s = 2,68 Wm^{-1}K^{-1}$  com o modelo Geoterm e  $\lambda_{sr} = 2,48 Wm^{-1}K^{-1}$  com o modelo Korvin; a amostra *Gr01* tem  $\lambda_s = 2,11 Wm^{-1}K^{-1}$  e  $\lambda_{sr} = 2,40 Wm^{-1}K^{-1}$  para o modelo Geoterm e  $\lambda_{sr} = 2,41 Wm^{-1}K^{-1}$  com o modelo Korvin.

Na Tabela 5.4, apresentamos a condutividade térmica real da rocha sólida  $\lambda_s$  e suas condutividades térmicas previstas  $\lambda_{efp}$  obtidas com os modelos Geoterm para  $p = 0,61$  e Korvin para  $t = -0,13$ , em suas respectivas equações como também as respectivas discrepâncias em relação a  $\lambda_s$ .

Tabela 5.3: Valores de CTE medidos ( $\lambda_{ef}$ ) e preditos ( $\lambda_{efp}$ ) de modelos e expressões empíricas com as respectivas discrepâncias relativas aos valores medidos. Valores de CTE em  $Wm^{-1}K^{-1}$ .

Amostra	Medido $\lambda_{ef}$	ME-I		Geométrico		Geoterm		Korvin		Krupiczka		Woodside	
		Eq.(3.10)		Eq.(3.9)		Eq.(5.1)		Eq.(3.4)		Eq.(3.20)		Eq.(3.22)	
		$\lambda_{efp}$	$\delta, \%$										
Gr 01	0,228	0,108	52	0,271	19	0,198	13	0,203	0,2	0,166	27	0,237	3,8
Gr 01	0,268	0,122	54	0,321	20	0,232	13	0,241	10	0,188	30	0,265	1,1
Gr 01	0,278	0,125	55	0,334	20	0,240	14	0,251	10	0,194	30	0,271	2,4
Gr 01	0,308	0,142	54	0,399	29	0,283	8	0,301	2,3	0,224	27	0,302	2
Gr 01	0,323	0,150	54	0,428	32	0,303	6,3	0,324	0,3	0,239	26	0,314	2,7
Gr 02	0,195	0,106	46	0,267	37	0,195	0,1	0,199	2,1	0,164	16	0,233	19
Gr 02	0,259	0,141	46	0,402	55	0,284	9,8	0,301	16	0,224	13	0,301	16
Gr 02	0,291	0,164	44	0,489	68	0,342	18	0,370	27	0,268	8	0,336	16
Gr 03	0,216	0,108	50	0,298	38	0,212	1,6	0,216	0,2	0,175	19	0,241	11
Gr 03	0,257	0,126	51	0,382	48	0,267	3,8	0,277	7,8	0,209	19	0,281	9,4
Gr 03	0,296	0,141	52	0,447	51	0,309	4,4	0,326	10	0,238	20	0,309	4,2
Gr 03	0,308	0,149	52	0,481	56	0,331	7,6	0,352	14	0,254	18	0,322	4,5
Gr 04	0,242	0,118	51	0,344	42	0,242	0,2	0,250	3,2	0,194	20	0,264	9,2
Gr 04	0,299	0,139	54	0,436	46	0,302	1	0,318	6,3	0,233	22	0,305	1,9
Gr 04	0,325	0,154	53	0,500	54	0,344	5,9	0,368	13	0,264	19	0,330	1,4
Gr 05	0,279	0,132	53	0,421	51	0,291	4,4	0,304	8,9	0,225	19	0,295	5,7
Gr 05	0,315	0,151	52	0,506	61	0,346	9,9	0,368	17	0,263	17	0,327	3,9
Gr 05	0,336	0,164	51	0,566	69	0,385	15	0,414	23	0,292	13	0,348	3,6
Gr 06	0,239	0,117	51	0,359	50	0,250	4,7	0,257	7,3	0,198	17	0,265	11
Gr 06	0,296	0,142	52	0,480	63	0,328	11	0,345	17	0,249	16	0,315	6,6
Gr 06	0,361	0,161	55	0,569	58	0,385	6,8	0,413	14	0,290	20	0,346	4,2
Gn 07	0,200	0,097	51	0,225	13	0,168	16	0,170	15	0,147	27	0,210	4,9
Gn 07	0,243	0,113	53	0,285	17	0,208	14	0,215	12	0,173	29	0,247	1,5
Gn 07	0,286	0,125	56	0,328	15	0,237	17	0,247	14	0,192	33	0,270	5,7
Gn 08	0,249	0,102	59	0,242	2,7	0,179	28	0,182	27	0,154	38	0,221	11
Gn 08	0,309	0,114	63	0,287	7,1	0,209	32	0,216	30	0,173	44	0,247	20
Gn 08	0,346	0,133	62	0,357	3,3	0,256	26	0,270	22	0,205	41	0,284	18
Gn 09	0,239	0,120	50	0,346	45	0,244	2,1	0,252	5,5	0,195	18	0,266	11
Gn 09	0,302	0,149	51	0,475	57	0,329	8,8	0,350	16	0,253	16	0,322	6,5
Gn 09	0,360	0,176	51	0,590	64	0,404	12	0,440	22	0,311	14	0,362	0,5
Gn 10	0,244	0,117	52	0,329	35	0,233	4,3	0,241	1,4	0,188	23	0,259	6,3
Gn 10	0,334	0,149	56	0,466	40	0,323	3,2	0,344	3	0,249	25	0,320	4,3
Gn 10	0,378	0,166	56	0,540	43	0,372	1,7	0,402	6,2	0,286	24	0,347	8,3

Tabela 5.4: Continuação dos valores da Tabela 5.3, para as CTE medidas ( $\lambda_{ef}$ ) e preditos ( $\lambda_{efp}$ ) de modelos e expressões empíricas com as respectivas discrepâncias relativas aos valores medidos. Valores de CTE em  $Wm^{-1}K^{-1}$ .

Amostra	ME-I		Geométrico		Geoterm		Körvin		Krupiczka		Woodside		
	Medido	Eq.(3.10)	Eq.(3.9)	Eq.(5.1)	Eq.(3.4)	Eq.(3.20)	Eq.(3.22)	$\lambda_{ef}$	$\delta, \%$	$\lambda_{efp}$	$\delta, \%$	$\lambda_{efp}$	$\delta, \%$
Or 11	0,260	0,135	0,337	0,246	0,260	0,200	0,281	0,260	0,1	0,200	23	0,281	8,2
Or 11	0,346	0,166	0,438	0,316	0,342	0,254	0,327	0,342	1	0,254	27	0,327	5,4
Or 11	0,385	0,190	0,514	0,368	0,407	0,301	0,357	0,407	5,7	0,301	22	0,357	7,2
Or 12	0,243	0,125	0,325	0,235	0,246	0,191	0,269	0,246	1	0,191	21	0,269	11
Or 12	0,298	0,150	0,415	0,295	0,316	0,234	0,311	0,316	6	0,234	21	0,311	4,4
Or 12	0,358	0,172	0,494	0,349	0,380	0,277	0,343	0,380	6,2	0,277	23	0,343	4,2
Or 13	0,255	0,107	0,327	0,228	0,230	0,183	0,244	0,230	10	0,183	28	0,244	4,5
Or 13	0,341	0,130	0,444	0,302	0,313	0,229	0,294	0,313	8,3	0,229	33	0,294	14
Or 13	0,402	0,142	0,506	0,342	0,358	0,255	0,317	0,358	11	0,255	36	0,317	21
Or 14	0,261	0,137	0,447	0,308	0,322	0,235	0,304	0,322	23	0,235	10	0,304	16
Or 14	0,392	0,198	0,730	0,491	0,543	0,377	0,396	0,543	39	0,377	4	0,396	0,9
Or 14	0,379	0,187	0,680	0,458	0,503	0,349	0,382	0,503	33	0,349	8	0,382	0,7
Or 14	0,246	0,130	0,415	0,287	0,298	0,221	0,291	0,298	21	0,221	10	0,291	18
Or 14	0,299	0,156	0,535	0,364	0,388	0,275	0,336	0,388	30	0,275	8	0,336	12
Or 14	0,329	0,167	0,591	0,400	0,432	0,302	0,355	0,432	31	0,302	8,2	0,355	7,8
Me 15	0,244	0,112	0,289	0,209	0,215	0,173	0,245	0,215	12	0,173	29	0,245	0,5
Me 15	0,303	0,132	0,368	0,262	0,276	0,209	0,286	0,276	9	0,209	31	0,286	5,6
Me 15	0,384	0,159	0,470	0,330	0,356	0,259	0,330	0,356	7,4	0,259	33	0,330	14
Me 16	0,182	0,086	0,193	0,145	0,145	0,133	0,183	0,145	20	0,133	27	0,183	0,5
Me 16	0,241	0,103	0,260	0,189	0,193	0,160	0,227	0,193	20	0,160	33	0,227	6
Me 16	0,270	0,112	0,293	0,211	0,217	0,175	0,246	0,217	20	0,175	35	0,246	9
Me 17	0,188	0,099	0,262	0,188	0,190	0,160	0,220	0,190	1,2	0,160	15	0,220	17
Me 17	0,238	0,122	0,360	0,253	0,261	0,200	0,272	0,261	10	0,200	16	0,272	14
Me 17	0,292	0,142	0,450	0,311	0,328	0,240	0,310	0,328	12	0,240	18	0,310	6,2
Me 18	0,244	0,122	0,415	0,283	0,290	0,217	0,280	0,290	19	0,217	11	0,280	15
Me 18	0,305	0,149	0,557	0,373	0,392	0,275	0,331	0,392	29	0,275	10	0,331	8,5
Me 18	0,328	0,160	0,620	0,413	0,440	0,303	0,351	0,440	34	0,303	7,6	0,351	6,9
Me 19	0,357	0,146	0,432	0,303	0,323	0,237	0,312	0,323	10	0,237	33	0,312	13
Me 19	0,236	0,109	0,282	0,204	0,209	0,170	0,240	0,209	11	0,170	28	0,240	1,6
Me 19	0,289	0,127	0,356	0,253	0,265	0,202	0,278	0,265	8,4	0,202	30	0,278	3,7
Me 19	0,338	0,139	0,402	0,284	0,300	0,223	0,299	0,300	11	0,223	34	0,299	12

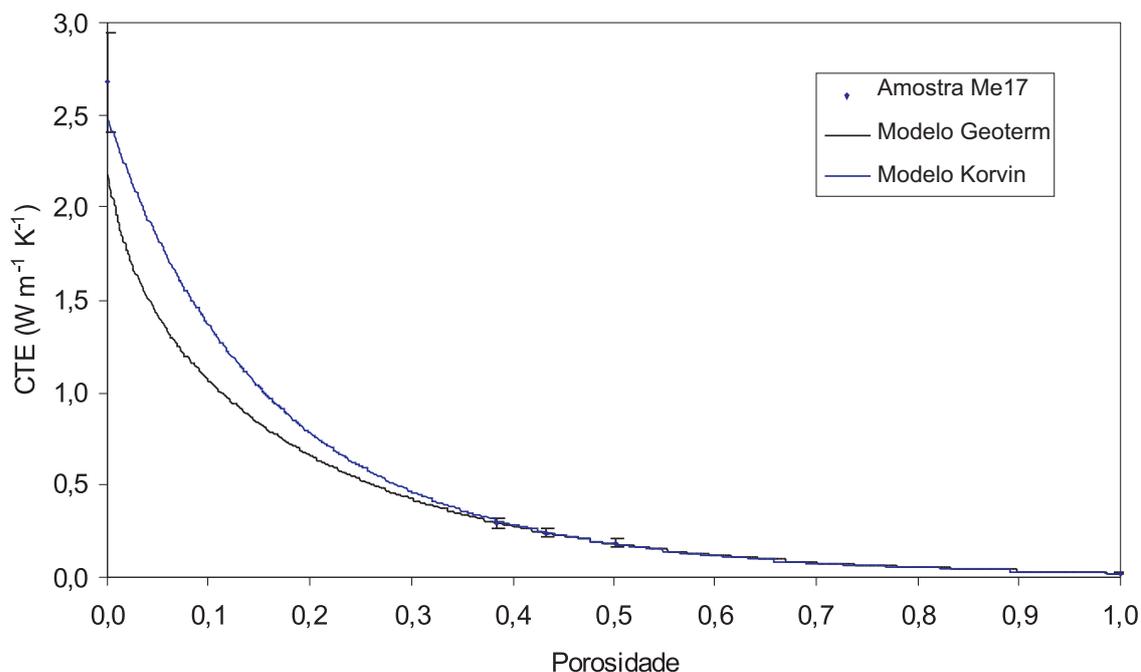


Figura 5.20: Ajuste das curvas dos modelos Geoterm para  $p = 0,61$  e Korvin para  $t = 0,13$  aos dados experimentais da amostra Me 17 e ao ponto  $\lambda_{ef} = \lambda_a$  em  $\phi = 0$  para obter a condutividade térmica reversa.  $\lambda_{sr}$  em  $\phi = 1$

O método desenvolvido neste trabalho para obter a condutividade térmica de rocha a partir de misturas granulares binárias revelou-se eficaz. As grandes discrepâncias observadas em ambos os modelos é porque as Equações (5.1) e (3.4) são muito sensíveis aos valores de  $p$  e  $t$ , respectivamente, de modo que medidas afastadas do valor de referência têm discrepâncias altas; e isso não depende dos valores de referência, mas da largura do intervalo de variação da condutividade térmica. Na faixa de variação da porosidade das misturas neste estudo, 0,26 a 0,51, as curvas dos modelos Geoterm e Korvin praticamente coincidem só passando a diferir para porosidades abaixo de cerca de 0,25. Conseguir medidas de CTE com porosidade abaixo deste valor é uma tarefa complicada resultando em não ter sido possível distinguir entre esses dois modelos.

Os intervalos de variação das constantes  $p$  e  $t$  são largos porque a condutividade térmica de rocha é altamente variável. A faixa de variação das condutividades térmicas é semelhante em todas as amostras analisadas e dentro de cada litologia. A questão é conseguir-se definir faixas mais estreitas para  $p$  e  $t$ . O passo seguinte nesta pesquisa é, então, buscar expressões semi-empíricas nas quais se inclua características das misturas como também características físicas e geológicas da rocha.

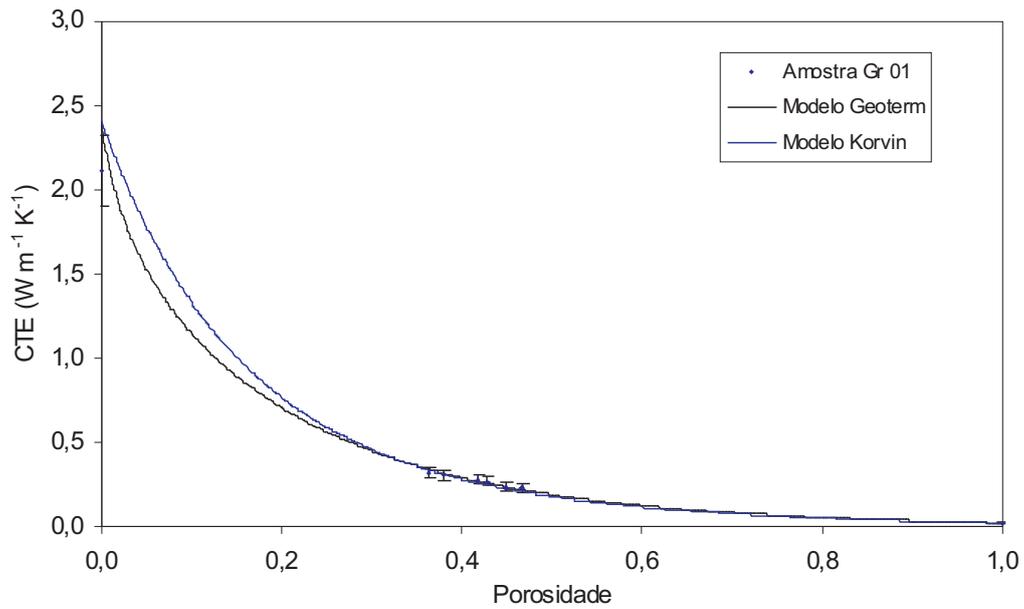


Figura 5.21: Ajuste das curvas dos modelos Geoterm para  $p = 0,61$  e Korvin para  $t = 0,13$  aos dados experimentais da amostra Me 17 e ao ponto  $\lambda_{ef} = \lambda_a$  em  $\phi = 0$  para obter a condutividade térmica reversa.  $\lambda_{sr}$  em  $\phi = 1$

Tabela 5.5: Condutividade térmica reversa da rocha íntegra calculada com os modelos Geoterm para  $p = 0,61$  e Korvin para  $t = -0,13$  como também as respectivas discrepâncias relativas a  $\lambda_s$ .

Amostra	Valor real $\lambda_s$	Modelo geoterm para $p = 0,61$		Modelo Korvin para $t = -0,13$	
		$\lambda_{sr}$	$\delta, \%$	$\lambda_{sr}$	$\delta, \%$
Gr 01	2,11	2,40	14	2,41	14
Gr 02	2,20	1,66	25	1,70	23
Gr 03	2,69	2,20	18	2,30	14
Gr 04	2,66	2,25	15	2,40	10
Gr 05	2,85	2,14	25	2,20	23
Gr 06	3,00	2,32	23	2,36	21
Gn 07	2,04	2,70	32	2,90	42
Gn 08	2,05	3,83	87	4,30	110
Gn 09	2,60	2,03	22	2,00	23
Gn 10	2,54	2,42	4,7	2,58	1,5
Or 11	1,75	1,79	2,3	1,77	1,1
Or 12	2,01	1,90	5,5	1,90	5,5
Or 13	3,35	3,88	16	4,20	25
Or 14	2,91	1,85	36	1,80	38
Me 15	2,19	2,66	21	2,75	26
Me 16	2,29	3,63	59	4,30	88
Me 17	2,68	2,18	19	2,48	8
Me 18	3,50	2,14	39	2,12	39
Me 19	2,28	2,79	22	3,10	36

# 6

## Conclusões

O estudo desenvolvido nesta tese contribui para o conhecimento das propriedades térmicas de rochas íntegras e da condutividade térmica de rochas fragmentadas.

As propriedades térmicas, medidas em amostras de mão mostraram uma faixa de variação grande nas rochas ígneas e metamórficas analisadas como também numa mesma litologia, resultado este já observado por outros autores.

A leitura do comportamento das propriedades térmicas das rochas ígneas e ortoderivadas analisadas nos gráficos QAP mostra que a condutividade térmica e a difusividade térmica crescem com o aumento do teor de quartzo, decrescem com o aumento de plagioclásio e mantêm valores intermediários em direção aos feldspatos; já a capacidade térmica volumétrica e o calor específico também crescem com o crescimento do quartzo e mantêm valores intermediários para altos em direção ao plagioclásio e aos feldspatos alcalinos.

O modelo Geoterm desenvolvido neste trabalho e o modelo Korvin de misturas generalizadas mostraram-se eficazes no estudo de misturas bifásicas de grãos de rochas usando ar como saturante.

Nas misturas, o uso de grãos secos com granulometria de areia média (0,250mm a 0,150 mm) mostrou-se indicado, porque nos grãos acima dessa granulometria surgem efeitos de convecção de calor com prejuízo para a qualidade da medida e nos grãos muito pequenos aparecem fenômenos de convecção de massa dificultando a compactação da mistura.

O ar, por ser um gás inerte e ter condutividade térmica cerca de cem vezes menor que a da rocha mostrou-se o melhor hospedeiro. Tentativas de usar o alginato dentário, a resina cristal e a parafina como hospedeiros não funcionaram porque as pastilhas produzidas com

esses materiais apresentaram bolhas de ar ou de água não se constituindo, pois, em misturas bifásicas.

As curvas dos modelos Geoterm e Korvin ajustaram-se bem aos dados experimentais mostrando serem esses modelos de condução de calor eficazes no trato de misturas com grãos de rochas cristalinas usando ar como fluido saturante. Os resultados preditos para a amostra íntegra obtidos pelas equações desses dois modelos com seus fatores numéricos obtidos pelo método de ajuste empregado neste estudo, quando comparados aos valores medidos apresentaram uma faixa ampla de discrepância consequência de a faixa de variação da condutividade térmica das rochas ser larga resultando em faixas também largas para os fatores numéricos das duas equações.

Os modelos Geoterm e Korvin mostraram-se eficazes na predição de medidas de CTE nas misturas estudadas. Os valores preditos por eles, e pela expressão empírica de Woodside e Messener, mostraram as discrepâncias menores quando comparadas àquelas de outros modelos verificados neste estudo.

Os resultados apresentados possibilitam o surgimento de novas pesquisas buscando um melhor conhecimento das propriedades térmicas de misturas binárias de grãos de rocha saturadas com fluidos. Sugerimos que trabalhos futuros objetivem, entre outros, desenvolver métodos semi-empíricos para incluir características das misturas como também características físicas e geológicas das rochas.

# Apêndice **A**

Amostra, unidade geológica, litologia, coordenadas das amostras e massa específica das rochas.

Amostra	Unidade	Litologia	$\rho \times 10^3$ ( $kgm^{-3}$ )	$\lambda$ ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )	$Q \times 10^6$ ( $Jm^{-3}K^{-1}$ )	$\kappa$ ( $m^2s^{-1}$ )	$c \times 10^3$ ( $Jkg^{-1}K^{-1}$ )
GeBa 008-A	PPytp	Hornblenda biotita granito (claro)	2,649	2,48	2,14	1,16	806
GeBa 008-B	PPytp	Hornblenda biotita granito (escuro)	2,743	2,73	2,17	1,26	790
GeBa 018-B	PPytp	Biotita granito (cinza claro)	2,680	2,63	2,19	1,20	817
GeBa 019	PPytp	Biotita Quartzo-Monzonito	2,676	2,71	2,14	1,27	801
GeBa 020	PPytp	Biotita hornblenda granito	2,628	2,84	2,21	1,29	839
GeBa 022	PPytp	Hornblenda granodiorito	2,688	2,68	2,15	1,25	798
GeBa 098	PPytp	Ortognaisse cinza escuro	2,621	2,52	2,16	1,17	824
GeBa 100-A	PPytp	Granodiorito ou diorito (fino)	2,598	2,63	2,17	1,22	833
GeBa 161	PPytp	Ortognaisse	2,689	2,59	2,15	1,20	801
GeBa 163	PPytp	Ortognaisse granodiorítico	2,606	2,34	2,10	1,11	804
GeBa 169-A	PPytp	Ortognaisse granítico	2,620	2,96	2,16	1,37	824
GeSe 237	NP3ygoh	Quartzo monzodiorito	2,758	2,28	2,08	1,10	752
GeSe 360	NP3ygoh	Granodiorito	2,761	2,25	2,14	1,05	775
GeSe 371-A	NP3ygob	Tonalito a granodiorito	2,730	2,05	2,03	1,01	744
GeSe 373	NP3ygob	Tonalito	2,731	2,26	1,94	1,16	710
GeSe 382-A	NP3ylgr	Granito	2,631	2,52	2,11	1,20	800
GeSe 383	NP3ylgr	Granito a granodiorito	2,646	2,76	2,18	1,27	822
GeSe 397-B	NP3ylgr	Tonalito a granodiorito	2,638	2,32	2,13	1,09	805
GeSe 398	NP3ylgr	Granito a granodiorito	2,617	2,40	2,11	1,14	806
GeSe 399-A	NP3yppp	Granodiorito a granito	2,741	2,13	2,13	1,00	775
GeSe 418	NP3yca	Quartzo diorito	2,797	2,07	2,07	1,00	740
GeSe 446	NP3ylgr	Granito gnaissoso	2,639	2,25	2,13	1,06	806
GeSe 447	NP3ylgr	Granito gnaissoso	2,655	2,29	2,14	1,07	805
GeSe 450	NP3ylgr	Granodiorito	2,647	2,26	2,19	1,04	826
GeSe 451	NP3ylgr	Granito a granodiorito	2,684	2,72	2,21	1,23	822
GeSe 460-A	NP3ygoh	Granodiorito a granito	2,725	2,26	2,17	1,04	797
GeSe 462	NP3yca	Quartzo diorito	2,819	2,26	2,08	1,09	736
GeSe 464-A	NP3yca	Quartzo diorito	2,752	2,29	2,14	1,07	777

Amostra	Unidade	Litologia	$\rho \times 10^3$ ( $kgm^{-3}$ )	$\lambda$ ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )	$Q \times 10^6$ ( $Jm^{-3}K^{-1}$ )	$\kappa$ ( $m^2s^{-1}$ )	$c \times 10^3$ ( $Jkg^{-1}K^{-1}$ )
GeSe 485	NP3ylgr	Granito a granodiorito	2,642	2,24	2,17	1,03	820
GeSe 504-A	NP3yca	Gabro	2,887	2,17	1,91	1,14	661
GeSe 522-A	NP3ypp	Granito porfirítico	2,689	2,48	2,21	1,12	821
GeSe 528	NP3ylgr	Granito	2,673	2,37	2,08	1,14	779
GeSe 529	NP3ylgr	Granito	2,675	2,55	2,15	1,18	805
GeSe 572	NP3ygoh	Quartzo diorito	2,863	2,61	2,05	1,27	717
GeSe 591-C	NP3yca	Quartzo diorito/gabro	2,734	2,14	2,14	1,00	784
GeSe 592-A	NP3yca	Quartzo diorito/gabro	2,785	2,06	2,02	1,02	725
GeSe 593	NP3yca	Quartzo diorito/gabro	2,767	2,24	2,17	1,03	782
GeSe 594	NP3ylgr	Granodiorito	2,636	2,37	2,15	1,11	814
GeSe 595	NP3ygoh	Granodiorito	2,696	2,56	2,21	1,16	818
GeSe 596	NP3ygob	Tonalito	2,680	2,13	2,12	1,01	789
GeSe 597	NP3ygob	Tonalito	2,674	2,41	2,18	1,11	815
GeSe 598	NP3ypp	Granito	2,599	2,37	2,16	1,10	832
GeSe 599	NP3ylgr	Granodiorito	2,566	2,07	2,11	0,98	821
GeSe 602	NP3ylgr	Granodiorito gnaissoso	2,591	2,92	2,17	1,35	837
GeSe 603-A	NP3ylgr	Granodiorito gnaissoso	2,557	2,65	2,19	1,21	856
GeSe 604-A	NP3ylgr	Granodiorito gnaissoso	2,564	2,61	2,12	1,23	826
GePb 003	NP3yit	Hornblenda biotita granito porfirítico	2,617	2,68	2,24	1,20	854
GePb 033	PP3ysj	Augen gnaiss com biotita gnaiss xistoso	2,669	2,26	2,18	1,04	815
GePb 054	PP3ysj	Augen gnaiss estirado	2,692	2,09	2,11	0,99	783
GePb 060	PP3ysj	Granito gnaiss	2,592	2,40	2,23	1,08	859
GePb 094	NP3yit	Biotita granito porfirítico	2,583	2,45	2,17	1,13	839
GePb 095	NP3yit	Granito porfirítico	2,659	2,45	2,19	1,12	822
GePb 143	PP3ysj	Augen ortognaiss granítico	2,750	2,15	1,96	1,10	713
GePb 145	PP3ysj	Biotita ortognaiss granodiorítico	2,716	2,19	2,25	0,97	828
GePb 153	NPlyr	Augen ortognaiss granítico /granodiorítico	2,762	2,40	2,24	1,07	812
GePb 155	NPlyr	Augen ortognaiss granodiorítico	2,784	1,88	1,85	1,02	665
GePb 162	NPlyf	Granito porfirítico	2,648	2,22	2,20	1,01	830
GePb 170	PP3ysj	Ortognaiss tonalítico	2,676	2,27	2,03	1,12	757
GePb 214	NPlyf	Biotita moscovita granito	2,624	2,77	2,20	1,26	838

Amostra	Unidade	Litologia	$\rho \times 10^3$ ( $kgm^{-3}$ )	$\lambda$ ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )	$Q \times 10^6$ ( $Jm^{-3}K^{-1}$ )	$\kappa$ ( $m^2s^{-1}$ )	$c \times 10^3$ ( $Jkg^{-1}K^{-1}$ )
GePb 225	NP3yit	Biotita granito shoshonítico	2,638	3,10	2,26	1,37	858
GePb 226	NP3yit	biotita granito porfirítico	2,632	2,43	2,16	1,13	820
GePb 233	NP1yf	biotita augen gnaiss	2,651	1,97	2,05	0,96	771
GePb 237	NP3yit	Biotita granodiorito porfirítico	2,659	2,13	2,13	1,00	802
GePb 238	NP3yit	hornblenda biotita granodiorito (porfirítico)	2,698	2,18	2,17	1,01	803
GePb 262	NP3yit	Biotita hornblenda granito porfirítico	2,742	2,19	2,11	1,04	769
GePb 264	NP3yit	Hornblenda biotita granito porfirítico	2,763	1,91	2,03	0,94	735
GeAl 045	NP3o	Granito fino	2,663	2,33	2,17	1,08	813
GeAl 048	NP3yi	Hornblenda granito porfirítico	2,629	2,25	2,07	1,09	786
GeAl 053	NP3yit	Biotita granito	2,900	2,31	2,12	1,09	731
GeAl 054	NP3yit	Biotita granodiorito	2,696	2,31	2,16	1,07	802
GeAl 061	NP3yit	Biotita granodiorito	2,631	2,45	2,19	1,12	831
GeAl 091	NP3yi	Hornblenda granito	2,541	2,24	2,13	1,05	836
GeAl 093	NP3yi	Biotita granito	2,698	3,03	2,24	1,35	830
GeAl 113	NPyi	Biotita granito	2,870	2,45	2,16	1,14	751
GeAl 123	NP3yit	Biotita granito	2,598	2,38	2,21	1,08	851
GeAl 145	NP3yit	Granito porfirítico gnaissoso	2,633	2,43	2,22	1,10	842
GeAl 149	NP3yit	Biotita quartzo-sienito	2,598	2,32	2,15	1,08	827
GeAl 150	NP3yit	Ortognaisse granítico alcalino	2,576	2,80	2,17	1,29	841
GeAl 157	NP3yit	Biotita granito	2,566	2,39	2,15	1,11	838
GeAl 158	NP3yit	Granito fino	2,589	2,40	2,11	1,14	814
GeAl 177	NP3yit	Granito fino	2,591	3,13	2,27	1,38	876
GeAl 179	NP3yit	Granito porfirítico	2,658	2,18	2,13	1,02	802
GeAl 193-A	NP3yit	Biotita granodiorito porfirítico	2,591	2,12	2,11	1,01	812
GeAl 217	NPti	Biotita granito granodiorito porfirítico	2,582	2,25	2,14	1,05	827
GeAl 218	NPyi	Hornblenda granodiorito	2,725	2,31	2,15	1,07	789
GeAl 224-A	NPyi	Hornblenda biotita quartzo-monzonito	2,672	2,20	2,09	1,05	781
GeAl 226	NP3yit	Biotita augen gnaiss	2,686	1,85	1,70	1,09	633

Amostra	Unidade	Litologia	$\rho \times 10^3$ ( $kgm^{-3}$ )	$\lambda$ ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )	$Q \times 10^6$ ( $Jm^{-3}K^{-1}$ )	$\kappa$ ( $m^2s^{-1}$ )	$c \times 10^3$ ( $Jkg^{-1}K^{-1}$ )
GeAl 239	NP3yi	Granito (protomilonito)	2,617	2,38	2,17	1,10	828
GeAl 241	NP3yit	Granito	2,658	2,14	2,09	1,02	787
GeAl 247	NP3yit	Augen ortogneisse granodiorítico	2,690	2,26	2,15	1,05	799
GeAl 249	NP3yit	Biotita augen ortogneisse granítico	2,650	2,70	2,22	1,22	839
GeAl 251	NP3yit	Granito gnaisse fino	2,617	2,46	2,15	1,14	822
GeAl 285	NP3yit	Biotita moscovita Gnaisse	2,597	2,09	1,98	1,06	763
GeAl 288	NP3yit	Biotita hornblenda granito	2,726	2,30	2,18	1,06	799
GeAl 289	NP3yit	Biotita ortogneisse	2,575	2,06	1,99	1,04	771
GeAl 294	NP3yit	Biotita moscovita granito	2,595	1,64	1,63	1,01	627
GeAl 295	NP3yit	Biotita granito porfírico	2,658	2,09	1,97	1,06	739
GeAl 306	NP3yit	Biotita granito gnaissoso	2,617	2,05	1,99	1,03	761
GeAl 307	NP3yit	Biotita granito	2,613	2,56	2,17	1,18	829
GeAl 309	NP3yit	Biotita granito	2,632	2,85	2,24	1,27	850
GeAl 313	NP3yit	Biotita granito milonítico	2,591	2,89	2,25	1,29	866
GeAl 324	NP3yit	Hornblenda granito	2,627	2,03	2,09	0,97	796
GeAl 329	NP3yit	Hornblenda augen gnaisse milonítico	2,675	1,89	2,01	0,94	751
GeAl 332	NP3yit	Granito gnaisse estirado	2,560	2,41	2,15	1,12	839
GeAl 333	NP3yit	Hornblenda granito gnaisse	2,593	3,00	2,16	1,39	833
GeAl 335	NP3yit	Aegirina-augita quartzo-sienito	2,597	2,13	2,11	1,01	811
GeAl 336	NP3yit	Aegirina-augita gnaisse sienítico	2,647	2,01	2,05	0,98	775
GeAl 340	NP3yit	Biotita granito gnaissoso porfírico	2,588	2,03	1,98	1,02	766
GeAl 356	NPyi	Biotita granodiorito	2,651	2,49	2,13	1,17	804
GeAl 524	yyab	Granito	2,590	2,70	2,24	1,20	865
GeAl 525	NPyi	Biotita granito	2,572	2,72	2,10	1,30	817
GeAl 642	NP3yx	Moscovita biotita granito porfírico	2,587	2,05	2,05	1,00	793
GeAl 685	NP3yx	Moscovita biotita granito porfírico	2,588	2,05	2,08	0,98	805
GePe 007	NP3yit	Biotita granito porfírico	2,630	2,73	2,20	1,24	836
GePe 026	NP1yob	Moscovita-biotita granito	2,606	2,42	2,14	1,13	821
GePe 033	NP3yit	Biotita granito	2,578	2,38	2,21	1,08	855

Amostra	Unidade	Litologia	$\rho \times 10^3$ ( $kgm^{-3}$ )	$\lambda$ ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )	$Q \times 10^6$ ( $Jm^{-3}K^{-1}$ )	$\kappa$ ( $m^2s^{-1}$ )	$c \times 10^3$ ( $Jkg^{-1}K^{-1}$ )
GePe 050	NP3yit	Hornblenda-biotita granito porfirítico	2,660	2,20	2,17	1,01	817
GePe 060	NP3yit	Quartzo diorito	2,759	2,00	2,19	0,91	795
GePe 078	NP3yit	Biotita granito porfirítico	2,664	2,74	2,24	1,22	842
GePe 087	NP3yit	Biotita monzogranito	2,613	2,66	2,14	1,25	817
GePe 097	NP3yit	Biotita diorito	2,788	2,08	1,96	1,06	701
GePe 103	NP3yit	Hornblenda sienogranito	2,587	2,53	2,14	1,18	827
GePe 104	NP1yob	Moscovita-biotita ortognaisse	2,600	2,62	2,22	1,18	855
GePe 117	NP3yit	Biotita granodiorito	2,645	2,70	2,16	1,25	817
GePe 132	PP4ysp	Biotita augen gnaisse	2,688	2,24	2,15	1,04	799
GePe 154	PP4ysp	Anfibolio-biotita ortognaisse	2,699	2,22	2,19	1,02	810
GePe 155	PP4ysp	Biotita ortognaisse tonalítico	2,632	2,60	2,04	1,27	776
GePe 156	MP1yst	Biotita ortognaisse tonalítico	2,815	2,02	2,01	1,00	715
GePe 165	PP4ysp	Biotita ortognaisse tonalítico	2,756	2,11	2,09	1,01	759
GePe 166	MP1yst	Biotita ortognaisse tonalítico	2,772	2,25	2,17	1,04	781
GePe 182	NP3ysm	Biotita ortognaisse	2,683	2,05	1,92	1,07	714
GePe 183	NP3ysm	Biotita granito leucocrático	2,638	2,69	2,19	1,23	829
GePe 191	NP3yit	Biotita granito porfirítico	2,702	2,60	2,20	1,18	813
GePe 194	NP3ysm	Granito fino a médio deformado	2,745	2,31	2,19	1,05	799
GePe 197	NP3yit	Biotita quartzo diorítico	2,706	2,22	2,08	1,06	769
GePe 203	NP3ysm	Biotita granito	2,592	2,61	2,21	1,19	851
GePe 211	NP3yit	Biotita quartzo diorítico	2,737	2,36	2,11	1,12	769
GePe 221	NP3yit	Biotita granito	2,609	2,49	2,14	1,16	818
GePe 222	NP3yit	Biotita granito	2,601	2,75	2,21	1,24	851
GePe 239	NP3yit	Biotita granito porfirítico	2,618	2,65	2,18	1,21	834
GePe 240	NP3yit	Biotita granito porfirítico	2,631	2,76	2,24	1,23	851
GePe 250	NP3yit	Biotita granito	2,723	2,04	2,15	0,95	790
GePe 254	NP3yit	Biotita granito porfirítico	2,603	2,66	2,21	1,20	849
GePe 257	NP1yob	Biotita sienogranito	2,526	2,17	2,07	1,05	818
GePe 261	NP3yit	Hornblenda-biotita granito porfirítico	2,621	2,36	2,16	1,09	824

Amostra	Unidade	Litologia	$\rho \times 10^3$ ( $kgm^{-3}$ )	$\lambda$ ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )	$Q \times 10^6$ ( $Jm^{-3}K^{-1}$ )	$\kappa$ ( $m^2s^{-1}$ )	$c \times 10^3$ ( $Jkg^{-1}K^{-1}$ )
GePe 263	NP1yob	Biotita ortognaisse	2,635	3,28	2,25	1,46	853
GePe 270	NP3yit	Biotita granito	2,636	2,17	2,16	1,01	821
GePe 289	NP3yit	Biotita ortognaisse tonalítico	2,654	2,13	2,08	1,03	783
GePe 293	NP3yit	Biotita granito	2,707	2,14	2,08	1,03	766
GePe 294	NP3yit	Biotita granito	2,594	2,48	2,23	1,11	859
GePe 298	NP3yit	Biotita granito	2,633	2,06	1,97	1,05	747
GePe 310	NP1yob	Moscovita-biotita granito	2,592	2,17	2,08	1,04	802
GePe 317	NP1yob	Moscovita-biotita granito	2,592	2,12	2,20	0,96	847
GePe 345	NP3yit	Biotita granito	2,642	2,62	2,17	1,21	820
GePe 378	NP1yob	Biotita granito	2,585	2,90	2,22	1,30	860
GePe 381	NP3yit	Biotita granito	2,605	2,59	2,22	1,17	852
GePe 383	NP3yit	Quartzo diorito	2,765	2,25	2,23	1,01	806

# Apêndice **B**

## Amostra e sua análise mineralógica micropetrográfica.

As lâminas apresentadas não dispõem dos elementos traços.

Amostra	Composição mineralógica (Análise Modal)
GeBa 008-A	Plagioclásio 54%; quartzo 21%; microclina 12%; biotita 7%; hornblenda 5%; alanita 1%.
GeBa 008-B	Plagioclásio 78%; quartzo 15%;biotita 7%;
GeBa 018-B	Plagioclásio 43%; microclina 31%; quartzo 20%; biotita 6%.
GeBa 019	Plagioclásio 65%; quartzo 18%; microclina 10%;biotita 7%.
GeBa 020	Plagioclásio 48%; microclina 25%; quartzo 20%; biotita 7%.
GeBa 022	Plagioclásio 69%; quartzo 15%; hornblenda 8%; biotita 6%; microclina 2%.
GeBa 098	Plagioclásio 61%; microclina 17%; quartzo 15%; biotita 5%.
GeBa 100-A	Plagioclásio 50%; microclina 28%; quartzo 17%; biotita 5%.
GeBa 161	Plagioclásio 57%; quartzo 28%;biotita 12%; microclina 2%; titanita + epidoto 1%.
GeBa 163	Ortoclásio 37%; plagioclásio 35%; quartzo 21%; biotita 6%; titanita + epidoto 1%.
GeBa 169-A	Plagioclásio 70%; microclina 12%; quartzo 10%; epidoto 5%; biotita 2%; opacos 1%.
GeSe 237	Plagioclásio 62%; quartzo 12%; microclina 7%; hornblenda 7%; biotita 5%; epidoto 5%; titanita 2%;.
GeSe 360	Plagioclásio 45%; quartzo 21%; microclina 15%; biotita 8%; hornblenda 7% epidoto 3%; titanita 1%; .
GeSe 371-A	Plagioclásio 53%; quartzo 20%; microclina 15%; biotita 6%; epidoto 5%; titanita 1%.
GeSe 373	Plagioclásio 61%; quartzo 20%; microclina 5%; biotita 10; epidoto 3%; titanita 1%.
GeSe 382-A	Plagioclásio 53%; quartzo 22%; microclina 15%; moscovita 5%; biotita 3%; epidoto 2%;
GeSe 383	Plagioclásio 44%; quartzo 27%; microclina 20%; moscovita 5%; biotita 2%; epidoto + titanita 2%.
GeSe 397-B	Plagioclásio 60%; quartzo 19%; microclina 10%; moscovita 5%; biotita 3%; epidoto 3%.
GeSe 399-A	Plagioclásio 37%; ortoclásio 35%; quartzo 18%; biotita 7% epidoto 2%; titanita 1%.
GeSe 418	Plagioclásio 62%; Quartzo 15%; Biotita 12%; Epidoto 5%; Hornblenda 3%; Titanita 2%; Granada 1%.
GeSe 446	Microclina 50%; quartzo 23%; plagioclásio 15%; moscovita 10%; epidoto 2%.
GeSe 447	Microclina 61%; quartzo 18%; plagioclásio 12%; moscovita 5%; biotita 2%; epidoto 2%.
GeSe 450	Plagioclásio 50%; quartzo 23%; microclina 15%; biotita 5%; moscovita 3%; epidoto 2%; alanita 1%; opacos 1%.
GeSe 451	Plagioclásio 40%; quartzo 30%; microclina 18%; moscovita 5%; epidoto 3%; calcita 2%; titanita 2%; biotita 1%.
GeSe 460-A	Plagioclásio 50%; quartzo 20%; microclina 17%; biotita 7%; epidoto 5%; hornblenda 1%.
GeSe 462	Plagioclásio 65%; hornblenda 15%; biotita 10%; quartzo 5%; epidoto 3%; titanita 2%.
GeSe 464-A	Plagioclásio 71%; quartzo 10%; biotita 7%; hornblenda 5%; epidoto 5%; titanita 2%.

Amostra	Composição mineralógica (Análise Modal)
GeSe 485	Plagioclásio 38%; ortoclásio 30%; quartzo 20%; biotita 5%; moscovita 3%; epidoto 2%; titanita 1%; calcita 1%.
GeSe 504-A	Plagioclásio 39%; biotita 28%; hornblenda 25%; epidoto 5%; quartzo 2%; titanita 1%.
GeSe 522-A	Plagioclásio 36%; ortoclásio + microclina 35%; quartzo 21%; biotita 5%; epidoto 2%; titanita 1%.
GeSe 528	Plagioclásio 37%; microclina 33%; quartzo 20%; biotita 6%; epidoto 3%; titanita 1%.
GeSe 529	Plagioclásio 36%; microclina 34%; quartzo 21%; biotita 5%; epidoto 3%; titanita 1%.
GeSe 572	Plagioclásio 69%; quartzo 15%; biotita 7%; hornblenda 5%; titanita 2%; epidoto 2%.
GeSe 591-C	Plagioclásio 53%; hornblenda 20%; biotita 12%; quartzo 7%; epidoto 5%; titanita 2%; turmalina 1%
GeSe 592-A	Plagioclásio 50%; biotita 17%; quartzo 15%; aegirina 10%; epidoto 5%; hornblenda 1%; alanita 1%; turmalina 1%
GeSe 593	Plagioclásio 56%; biotita 20%; hornblenda 12%; quartzo 7%; epidoto 3%; opacos 2%
GeSe 594	Plagioclásio 61%; Quartzo 20%; Microclina 12%; Moscovita 3%; Biotita 2%; Titanita 2%.
GeSe 595	Plagioclásio 49%; Quartzo 27%; Microclina 12%; Biotita 7%; Hornblenda 2%; Epidoto 2%; Titanita 1%
GeSe 596	Plagioclásio 58%; Quartzo 20%; Biotita 12%; Microclina 5%; Moscovita 2%; Epidoto 2%; Calcita 1%
GeSe 597	Plagioclásio 66%; Quartzo 18%; Biotita 6%; Moscovita 3%; Calcita 2%; Epidoto 2%; Titanita 2%; Granada 1%.
GeSe 598	Plagioclásio saussuritizado 68%; Quartzo 20%; Biotita 7%; Epidoto 3%; Titanita 1%.
GeSe 599	Plagioclásio saussuritizado 46%; Microclina 22%; Quartzo 20%; Biotita 5%; Moscovita 3%; Epidoto 3%; Titanita 1%.
GeSe 602	Plagioclásio 41%; microclina 25%; quartzo 22%; moscovita 7%; biotita 2%; calcita 0 2%; opacos 1%
GeSe 603-A	Plagioclásio 48%; quartzo 25%; microclina 17%; biotita 6%; moscovita 3%; titanita 1%.
GeSe 604-A	Plagioclásio 44%; quartzo 25%; microclina 18%; moscovita 6%; biotita 5%; titanita 1%; epidoto 1%
GePb 003	Ortoclásio 44%; plagioclásio 22%; quartzo 19%; hornblenda 12%; titanita 2%; opacos 1%.
GePb 033	Plagioclásio 74%; quartzo 18%; biotita 7%; opacos 1%.
GePb 060	Microclina pertítica (ortoclásio microclinizado) 42%; plagioclásio 37%; quartzo 18%; biotita 3%.
GePb 094	Microclina 48%; plagioclásio 27%; quartzo 19%; biotita 5%; opacos 1%.
GePb 095	Plagioclásio 40%; quartzo 25%; microclina 22%; hornblenda 7%; biotita 3%; aegirina 2%; titanita 1%.
GePb 145	Plagioclásio 46%; quartzo 27%; biotita 12%; microclina 10%; granada 5%.
GePb 162	Ortoclásio/microclina 47%; plagioclásio 27%; quartzo 18%; biotita 5%; opacos 1%; zircão 2%.
GePb 170	Plagioclásio 68%; quartzo 18%; biotita 7%; epidoto + titanita 5%; opacos 2%
GePb 214	Ortoclásio/microclina 55%; quartzo 28%; plagioclásio 12%; biotita 3%; moscovita 2%.

Amostra	Composição mineralógica (Análise Modal)
GePb 225	microclina 44%; quartzo 29%; plagioclásio 18%; biotita 5%; moscovita 3%; opacos 1%
GePb 226	Ortoclásio 44%; quartzo 28%; plagioclásio 17%; biotita 5%; moscovita 3%; turmalina 2%; opacos 1%
GePb 233	Microclina 37%; plagioclásio 30%; quartzo 25%; biotita 7%; opacos 1%.
GePb 237	Plagioclásio 35%, ortoclásio 20%; feldspatos 20%; quartzo 18%; biotita 5%; titanita + epidoto 2%
GePb 238	Plagioclásio 36%; quartzo 28%; microclina 22%; biotita 7%; hornblenda 5%; titanita 2%;
GePb 262	Plagioclásio 43%; ortoclásio 20%; quartzo 15%; hornblenda 12%; biotita 8%; titanita 2%
GePb 264	Plagioclásio 42%; Ortoclásio 20%; quartzo 16%; biotita 12%; hornblenda 8%; titanita 2%.
GeAl 045	Plagioclásio 39%; microclina 36%; quartzo 22%; biotita 2%; opacos 1%
GeAl 048	Plagioclásio 41%; ortoclásio 32%; quartzo 12%; hornblenda 10%; biotita 3%; opacos 1%; titanita 1%
GeAl 053	Ortoclásio 52%; quartzo 28%; plagioclásio 15%; biotita 5%.
GeAl 054	Plagioclásio 50%; ortoclásio 32%; quartzo 7%; biotita 7%; hornblenda 3%; opacos 1%.
GeAl 061	Plagioclásio 57%; quartzo 27%; microclina 8%; biotita 6%; opacos 1%; titanita 1%.
GeAl 091	Ortoclásio 62%; plagioclásio albitico 18%; quartzo 10%; anfibólio 7%; biotita 2%; titanita 1%.
GeAl 093	Ortoclásio 49%; plagioclásio 27%; quartzo 20%; biotita 3%; opacos 1%.
GeAl 113	Ortoclásio 40%; plagioclásio 31%; quartzo 22%; biotita 6%; opacos 1%.
GeAl 123	Microclina 39%; plagioclásio 32%; quartzo 21%; biotita 6%; opacos 1%; titanita 1%.
GeAl 145	Microclina 42%; plagioclásio 35%; quartzo 18%; biotita 5%.
GeAl 150	Microclina 47%; quartzo 30%; albita 18%; aegirina augita 5%.
GeAl 157	microclina 37%; plagioclásio 33%; quartzo 22%; biotita 5%; moscovita 2%; opacos 1%.
GeAl 158	Ortoclásio microclinizado 52%; quartzo 25%; plagioclásio 20%; biotita 3%.
GeAl 177	Ortoclásio/microclina 58%; plagioclásio 20%; quartzo 17%; opacos 3%; biotita 2%.
GeAl 179	microclina 54%; plagioclásio 20%; quartzo 12%; biotita 7%; anfibólio 3%; titanita 2%; opacos 2%.
GeAl 193-A	Plagioclásio 54%; ortoclásio 27%; quartzo 15%; biotita 3%; opacos 1%.
GeAl 217	Plagioclásio 37%; microclina 33%; quartzo 20%; biotita 5%; anfibólio alcalino 2%; epidoto 2%; opacos 1%;
GeAl 218	Plagioclásio 44%; quartzo 27%; ortoclásio 17%; hornblenda 6%; biotita 4%; titanita 2%.
GeAl 224-A	Plagioclásio 38%; ortoclásio/microclina 32%; quartzo 17%; biotita 7%; anfibólio alcalino 5%; opacos 1%
GeAl 226	ortoclásio 49%; plagioclásio 22%; quartzo 22%; Moscovita 5%; titanita 2%.

Amostra	Composição mineralógica (Análise Modal)
GeAl 239	Ortoclásio perfitico 43%; plagioclásio 32%; quartzo 20%; biotita 3%; opacos 2%.
GeAl 241	Ortoclásio 52%; plagioclásio 25%; quartzo 20%; biotita 3%
GeAl 249	Plagioclásio 40%; ortoclásio 38%; quartzo 12%; biotita 5%; hornblenda 2%; titanita 1%
GeAl 251	Microclina 48%; plagioclásio 25%; quartzo 20%; biotita 5%; moscovita 2%
GeAl 285	Ortoclásio/microclina 51%; quartzo 26%; plagioclásio 15%; biotita 5%; moscovita 2%; opacos 1%.
GeAl 288	Ortoclásio perfitico 49%; plagioclásio 28%; quartzo 8%; hornblenda 7%; biotita 5%; opacos 2%; titanita 1%
GeAl 289	Ortoclásio 42%; plagioclásio 28% Quartzo 22%; biotita 7%; opacos 1%.
GeAl 294	microclina 35%; plagioclásio 30% Quartzo 27%; moscovita 5%; biotita 2%; Óxidos de ferro 1%.
GeAl 295	Ortoclásio 52%; plagioclásio 27%; quartzo 12%; biotita 5%; hornblenda 2%; titanita 1%; epidoto 1%
GeAl 306	Ortoclásio/microclina 52%; quartzo 21%; plagioclásio 20%; biotita 5%; opacos 1%; alanita 1%.
GeAl 307	Ortoclásio/microclina 49%; quartzo 25%; plagioclásio 21%; biotita 5%; opacos 1%; alanita 1%.
GeAl 309	Ortoclásio/microclina 47%; quartzo 30%; plagioclásio 18%; biotita 3%; opacos 2%.
GeAl 313	Plagioclásio sódico 65%; quartzo 20%; microclina 10%; biotita 3%; opacos 1%; titanita + epidoto 1%.
GeAl 324	Microclina 39%; Quartzo 28%; Plagioclásio 26%; Hornblenda 3%; Epidoto 2%; Opacos 1%; Titanita 1%
GeAl 329	microclina 59%; quartzo 18%; plagioclásio + albita 15%; hornblenda 5%; aegirina 2%; opacos 1%
GeAl 332	Microclina 46%; quartzo 28%; plagioclásio 20%; hornblenda 5%; opacos 1%.
GeAl 333	microclina 44%; quartzo 32%; plagioclásio 18%; hornblenda 3%; opacos 2%; epidoto 1%
GeAl 335	microclina 62%; plagioclásio cálcio alcalino + albita 22%; aegirina 12%; titanita 4%;
GeAl 336	microclina 60%; plagioclásio cálcio alcalino + albita 27%; aegirina 10%; opacos 3%;
GeAl 340	Ortoclásio 57%; quartzo 25%; plagioclásio 12%; biotita 5%; opacos 1%
GeAl 356	Plagioclásio 43%; quartzo 35%; microclina 15%; biotita 7%
GeAl 524	Ortoclásio 41%; plagioclásio 35%; quartzo 17%; hornblenda 3%; opacos 2%; biotita 1%; titanita 1%
GeAl 525	Ortoclásio 45%; plagioclásio 28%; quartzo 19%; biotita 5%; titanita 2%; opacos 1%
GeAl 642	Ortoclásio 36%; quartzo 28%; plagioclásio 25%; biotita + moscovita 5%; epidoto 3%; opacos 2%; titanita 1%
GeAl 685	microclina 51%; quartzo 27%; plagioclásio 15%; biotita 5%; opacos 1%; epidoto 1%
GeFe 026	Ortoclásio 37%; quartzo 28%; plagioclásio 27%; biotita 5%; moscovita 3%
GeFe 033	Ortoclásio 48%; plagioclásio 28%; quartzo 21%; biotita 2%; epidoto 1%

Amostra	Composição mineralógica (Análise Modal)
GePe 050	Ortoclásio 36%; plagioclásio 31%; quartzo 22%; biotita 7%; titanita 2%; alanita 1%;
GePe 060	Plagioclásio 68%; quartzo 13%; biotita 10%; microclina 5%; titanita 2%; opacos 2%;
GePe 078	Ortoclásio 42%; quartzo 28%; plagioclásio 22%; biotita 7%; opacos 1%
GePe 087	Ortoclásio 27%; plagioclásio 23%; quartzo 25%; microclina + albita 20%; biotita 2%; opacos 1%; titanita 1%
GePe 097	Plagioclásio (Andesina An 31) 63%; biotita 12%; quartzo 10%; microclina 7%; hornblenda 5%; titanita 2%; opacos 1%;
GePe 104	Microclina perfitica 43%; quartzo 25%; plagioclásio 22%; moscovita 5%; biotita 5%
GePe 117	Microclina 60%; quartzo 19%; plagioclásio cálcico + albita 14%; biotita 5%; epidoto 2%
GePe 132	Microclina 39%; plagioclásio cálcico + albita 27%; quartzo 23%; biotita 8%; titanita 2%; opacos 1%
GePe 154	Plagioclásio 83%; hornblenda 7%; epidoto 5%; biotita 3%; microclina 2%
GePe 155	Microclina 46%; quartzo 27%; plagioclásio 10%; biotita 10%; hornblenda 3%; epidoto 2%; calcita 1%; titanita 1%.
GePe 156	Plagioclásio 55%; biotita 12%; epidoto 10%; quartzo 10%; hornblenda 7%; opacos 5%; calcita 1%.
GePe 165	Plagioclásio 55%; quartzo 15%; microclina 10%; hornblenda 7%; biotita 5%; epidoto 3%; opacos 2%; calcita 2%; titanita 1%.
GePe 166	Plagioclásio 62%; quartzo 17%; biotita 10%; hornblenda 8%; epidoto 2%; opacos 1%.
GePe 182	Plagioclásio 69%; hornblenda 15%; quartzo 10%; biotita 5%; titanita 1%.
GePe 183	"Plagioclásio 43%; microclina 28%; quartzo 20%; opacos 5%; biotita 3%; titanita 1%
GePe 191	"Microclina 38%; plagioclásio 30%; quartzo 19%; biotita 7%; epidoto 5%; titanita 1%
GePe 194	Plagioclásio 63%; quartzo 15%; microclina 7%; biotita 5%; hornblenda 5%; epidoto 3%; titanita 2%.
GePe 197	Plagioclásio albitico 73%; quartzo 15%; biotita 5%; epidoto 5%; titanita 2%.
GePe 203	Ortoclásio perfitico 52%; plagioclásio 22%; quartzo 17%; hornblenda 5%; biotita 3%; titanita 1%.
GePe 211	Plagioclásio 47%; microclina 24%; quartzo 15%; biotita 7%; titanita 5%.
GePe 221	Plagioclásio 52%; quartzo 23%; microclina 18%; biotita 5%.
GePe 239	Plagioclásio 46%; ortoclásio 27%; quartzo 20%; biotita 6%; opacos 1%.
GePe 240	Ortoclásio 37%; plagioclásio 30%; quartzo 25%; biotita 7%; opacos 1%.
GePe 250	Plagioclásio 52%; microclina 17%; quartzo 15%; hornblenda 7%; biotita 5%; titanita 3%; opacos 1%.
GePe 254	Ortoclásio + Microclina 45%; plagioclásio cálcico + albita 25%; quartzo 22%; biotita 5%; opacos 2%; epidoto 1%.
GePe 257	Microclina 41%; plagioclásio 32%; quartzo 20%; biotita 5%; moscovita 2%.
GePe 261	Ortoclásio 45%; plagioclásio 31%; quartzo 10%; hornblenda 7%; biotita 3%; titanita 2%; opacos 1%; epidoto 1%.

<b>Amostra</b>	<b>Composição mineralógica (Análise Modal)</b>
GePe 263	Microclina 50%; quartzo 25%; plagioclásio 18%; opacos 3%; biotita 2%; epidoto 1%; titanita 1%.
GePe 270	Ortoclásio 54%; quartzo 18%; plagioclásio 15%; hornblenda 9%; biotita 3%; opacos 1%.
GePe 289	Ortoclásio + Microclina 36%; plagioclásio cálcico + albita 30%; quartzo 19%; biotita 7%; opacos 5%; titanita 3%.
GePe 293	Plagioclásio cálcico + albita 62%; quartzo 15%; microclina 12%; biotita 5%; titanita 3%; opacos 2%; epidoto 1%.
GePe 294	Ortoclásio 38%; plagioclásio 33%; quartzo 23%; biotita 5%; epidoto 1%.
GePe 298	Ortoclásio 40%; plagioclásio 31%; quartzo 22%; biotita 5%; opacos 2%.
GePe 310	Ortoclásio + Microclina 38%; plagioclásio 32%; quartzo 21%; biotita 5%; moscovita 3%; opacos 1%.
GePe 317	Microclina 38%; plagioclásio 32%; quartzo 23%; moscovita 7%.
GePe 345	Microclina 43%; plagioclásio 27%; quartzo 22%; biotita 6%; titanita 2%.
GePe 378	Ortoclásio 41%; plagioclásio 32%; quartzo 21%; opacos 3%; biotita 2%; epidoto 1%.
GePe 381	Plagioclásio 41%; microclina 30%; quartzo 22%; biotita 5%; opacos 2%.
GePe 383	Plagioclásio 75%; quartzo 12%; biotita 7%; opacos 3%; titanita 2%; epidoto 1%.

# Agradecimentos

Agradeço a Deus pela constante paz, fé, sabedoria, segurança e saúde.

A minha amada esposa Lorena Rocha, que sempre apoiou-me incondicionalmente em todos os momentos de sucesso e insucesso, com amor e dedicação.

A Clara Rocha que possui a doçura, carinho e espontaneidade de uma querida filha.

A minha família, em especial Nair e Ana Belarmina exemplos a serem seguidos.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Roberto Max de Argollo pelo apoio, dedicação e presteza durante todo o trabalho.

Agradeço aos professores do CPGG/UFBA, principalmente ao competente grupo do Laboratório de Física Nuclear Aplicada e ao prof. Dr. Alexandre Barreto Costa pelas constantes discussões e ricos momentos de aprendizagem.

Aos amigos Danilo Teles, Genilson Melo, Denis Petrucci, Balbino Pomponet, Zé Roberto, Clériston e Renatinho pelo apoio e motivação, além das discussões sobre vida, trabalho e física.

Aos colegas da UFRB, em especial a direção do CETEC e PROGRAD por terem proporcionado esta capacitação.

Agradeço a CAPES pelo apoio parcial na realização deste trabalho.

# Referências

- [1] Anand, J.; Somerton, W. H. e Gomma, E. (1973). Prediction of thermal conductivities of formations from other known properties. *Society Petrology Engineers*, 13:267-273.
- [2] Asaad, Y. (1955). A study of the thermal conductivity of fluid-bearing porous rocks. PhD. Thesis, Berkley, University of California. Berkeley: 71pp.
- [3] Aurangzeb; Zulqurnain A.; Gurmani, S. F. e Maqsood, A. (2006). Simultaneous measurement of thermal conductivity, thermal diffusivity and prediction of effective thermal conductivity of porous consolidated igneous rocks at room temperature. *Journal Physics D: Appl. Phys.*, 39: 3876-3881.
- [4] Aurangzeb e Maqsood, A. (2007). Modeling of effective thermal conductivity of consolidated porous media with different saturants: A test case of gabbro rocks. *Int. J. Thermophysics*, 28: 1371-1386.
- [5] Aurangzeb; Khan, L. A. e Maqsood, A. (2007). Prediction of effective thermal conductivity of porous consolidated media as a function of temperature: A test example of limestones. *Journal Physics D: Appl. Phys.*, 40: 4953 4958.
- [6] Aurangzeb; Mehmood, S. e Maqsood, A. (2008). Modeling of effective thermal conductivity of dunite rocks as a function of temperature. *Int. J. Thermophysics*, 29:1470-1479.
- [7] Baik, O.D.; Marcotte, M.; Sablani, S. S. e Castaigne, F.(2001). Thermal and physical properties of bakery products. *Critical Reviews in Food Science and Nutrition*, 41(5), 321-352.
- [8] Bakshi, A. S. e Yoon, J. (1984). Thermophysical properties of bread rolls during baking. *Lebensmittel-Wissenschaft und-Technologie*, 17, 90-93.
- [9] Beardsmore, G.R. e Cull, J.P. (2001). *Crustal Heat Flow - A Guide to Measurement and Modelling*. Cambridge University Press.
- [10] Beck, A.E., (1976). An improved method of computing the thermal conductivity of fluid-filled sedimentary rocks. *Geophysics*, 41:133-144.
- [11] Beck, A. E. e Shen, P.Y.K. (1991). Crustal thermal models along East European geotraverses: Inverse solutions Original Research Article *Tectonophysics*, 194:363-385.

- [12] Behrens, E. (1968). Thermal conductivities of composite materials. *Journal Compos. Mater* 2:2-17.
- [13] Bouguerra, A.; Laurent, J. P.; Goual, M. S. e Queneudec, M. (1997). The measurement of the thermal conductivity of solid aggregates using the transient plane source technique. *Journal Physics D: Appl. Phys.* 30:2900-2904.
- [14] Buntebarth, G. (1984). *Geothermics: An Introduction*, Springer-Verlag, Berlin. 1984.
- [15] Carslaw, H. S. e Jaeger, J. C. (1986). *Conduction of Heat in Solids*. Oxford University Press, USA.
- [16] Carson, J.K. (2002). *Prediction of the Thermal Conductivity of Porous Foods*. PhD Thesis, Massey University, New Zealand.
- [17] Carson, S.J.; Lovatt, D.J.; Tanner, A.C. e Cleland, D. J. (2003). An analysis of the influence of material structure on the effective thermal conductivity of porous materials using finite element simulations, *International Journal of Refrigeration* 26:873-880.
- [18] Carson, S.J.; Lovatt, D.J.; Tanner, A.C. e Cleland, D. J. (2006). Predicting the effective thermal conductivity of unfrozen, porous foods, *Journal of Food Engineering* 75:297-307.
- [19] Cermak, V. L. e Rybach, (1982). Thermal properties, In: *Landolt-Börnstein numerical Data and Functional relationships in science and technology*. Ed. K-H. Hellwege, New series; group V. Geophysics and Space Research, vol. 1 *Physical Properties of Rocks*, Springer-Verlag Berlin. Heidelberg. New York. p, 305-371.
- [20] Cheng, C.T. e Hsu (1998). *Heat conduction: Transport Phenomena in Porous Media*, Pergamon Press: pp. 57-76.
- [21] Chiew, Y.C. e Glandt, E. (1983). The effect of structure on the conductivity of a dispersion, *Journal Coll. Interf. Sci.* 94:90-104.
- [22] Clark, JR. S.P. (1966). *Handbook of Physical Constants*. The geological Soc. Am., Inc; New York.
- [23] Clauser, C. e Huenges, E. (1995). *Thermal Conductivity of Rocks and Minerals*. AGU Handbook of Physical Constant. Am. Geophys. American Geophysical Union. Secion 39:105-126.
- [24] Coffin, M., e Eldholm, O. (1994). Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Rev. Geophys.*, 32:1-36.
- [25] Dana, J.D. (1969). *Manual de Mineralogia*. Ed. Livros Técnicos e Científicos. São Paulo. Cap 2:4-35.
- [26] Diment, W. H., e Pratt, H. R. (1988). *Thermal conductivity of some rock-forming minerals: a Tabulation*, U.S.G.S. Open report, Denver Co. pp 88-690.

- [27] Dreyer, W. (1974). Properties of Anisotropic Solid-State Materials: Thermal and Electric Properties (Materialverhalten anisotroper Festkörper: Thermische und elektrische Eigenschaften), Springer, Wien, (in German):295 pp.
- [28] Eucken, A. (1940). Allgemeine Gesetzmigkeiten für das Wärmeleitvermögen verschiedener Stoffarten und Aggregatzustnde. *Forschung Gabiete Ingenieur*, 11(1), 6-20. por Carson et al., (2006).
- [29] Gonzo, E. (2002). Estimating correlations for the effective thermal conductivity of granular materials, *Chem. Eng. J.* 90:299-302.
- [30] Grolier, J.; Fernandez, A.; Hucher, M. e Riss, J. (1991). *Les Proprietes Physiques des Roches, Theories e Modeles*. Editeurs Masson. cap 17:285-319.
- [31] Guéguen, Y e Palciauskas, V. (1992). *Introduction à la Physique dès Roches*. Hermann Éditeurs des Sciences et des Arts, Paris. Cap 10:257-279.
- [32] Figueiredo, E. R. (2006) . *Condutividade Térmica de Rochas: Uma aplicação a granitos ornamentais*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- [33] Fonseca, M. R. M. (1992). *Química Geral. Físico-Química*, Ed. FTD, São Paulo. cap.1:8-34.
- [34] Foster, S.D. e Smith, A. C. (1988). The interpretation of tritium in the Chalk unsaturated zone Original Research Article *Journal of Hydrology*, Vol. 46:343-364.
- [35] Hakansson, B. e Ross, R.G. (1990). Effective thermal conductivity of binary dispersed compositities over wide ranges of volume fractions, temperature and pressure. *J. Appl. Phys.* 62:3285-3292.
- [36] Hans-Dieter, V. e Rudiger, S. (2003). Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock Original Research Article *Physics and Chemistry of the Earth*, 28:499-509.
- [37] Hashin, Z. e Shtrikman, S. (1962). A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials, *J. Appl. Phys.* 33:3125 3131.
- [38] Horai, K. (1971). Thermal Conductivity of Rock-Forming Minerals. *Journ Geophys. Research* 76 ,5, 1278-1308.
- [39] Huang, J.H. (1971). Effective thermal conductivity of porous rocks: *Jour. Geophys. Res.* 76:6420-6427.
- [40] Hutt, J.R. e Berg, J.W. (1968). Thermal and Electrical conductivities of sandstone rocks and ocean sediments. *Geophysics* 33 3:489-500.
- [41] Incropera, F e Witt, D.P. (1981). *Fundamentos de Transferência de Calor e de Massa*. Ed. Livros Técnicos e Científicos. São Paulo. cap. 1:2-14.

- [42] Jesus, C. L. C. (2004). Determinação da condutividade térmica de rochas a partir de perfilagem elétrica de poços. Dissertação de Mestrado em Geofísica. Universidade Federal da Bahia. [www.pggeofisica.ufba.br](http://www.pggeofisica.ufba.br).
- [43] Jesus, L. C.; Lima, O. A. L. e Argollo, R. M. (2005). Condutividade térmica a partir de perfilagem geofísica de poço. 9o Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Salvador.
- [44] Karson, J. K. e Sekhon, J. P. (2010). Simple determination of the thermal conductivity of the solid phase of particulate materials. *International Communications in Heat and Mass Transfer* 37:1226-1229.
- [45] Kapelmeyer, O.R. e Haenel. (1974). *Geothermics. Geoexploration Monographs. Serie 1.* Rosenbach, C. Morelli, eds, Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- [46] Keese, J., (1973). Thermal conductivity of unconsolidated oil sands. M.S. Thesis, Univ. of Calif., Berkeley:72 pp.
- [47] Kirsch, H. (1965). *Mineralogia Aplicada.* Ed. USP. São Paulo p.46-52.
- [48] Klein, C. e Hurlbut Jr., C. S. (1993). *Manual of mineralogy.* USA: John Wiley e Sons, Inc., 681p.
- [49] Krischer, O. (1963). *Die wissenschaftlichen Grundlagen der Trocknungstechnik.* Berlin: Springer-Verlag, New York.
- [50] Korvin, G., (1982). Axiomatic characterization of the general mixture rule. *Geoexploration* 19:267-276.
- [51] Krupiczka (1967). Analysis of thermal conductivity in granular materials, *Int. Chem. Eng.* 7:122-144.
- [52] Labani, R. e Anurup, B.,(2007). Thermal conductivity of Higher Himalayan Crystallines from Garhwal Himalaya, *Indian. Tectonophysics*, 434:71-79.
- [53] Landauer, R. (1952). The electrical resistance of binary metallic mixtures. *Journal of Applied Physics*, 23:779-784.
- [54] Lichtenecker, K. e Rother, K. (1931). Herleitung des logarithmischen Mischungsgesetzes aus allgemeinen Prinzipien der stationären Strömung. *Phys. Z.* 32, 255-260. Apud Tenchov (1998).
- [55] Lima, O.A.L.; Clennel, M. B.; Nery, G. e Niwas, S. (2005). A volumetric approach for the resistivity response of freshwater shaly sandstone. *Geophysics* 70:1-10.
- [56] Maxwell, J.C. (1957). *A Treatise on Electricity and Magnetism*, 3rd. Ed., 1, Ch.9 p. 1, Dover, New York.

- [57] Maqsood, A.; Gul, I.H. e Rehman, M.A. (2004). Measurement and Analysis of Thermophysical Properties of Diorites in the Temperature Range from 253 to 333K. *International Journal of Thermophysics*, 25:1-6.
- [58] Technology, M. I. (2005). Thermal Conductivity of periodic table elements. Disponível em: <<http://web.mit.edu/3.09/www/pt/pertl4.html>> último acesso em 30 de setembro de 2011.
- [59] McPherson, B.J.O.L. e Chapman, D.S., (1996). Thermal Analysis of the Southern Powder River Basin, Wyoming, *Geophysics*, v. 61:1689-1701.
- [60] Murphy, J. B.; Nance, R. D. e Cawood, P. A. (1992), Contrasting modes of supercontinent formation and the conundrum of Pangea", *Gondwana Research* 15 (3-4): 408-420.
- [61] Oliveira, N. B. (2006). Efeitos do gradiente do campo magnético na determinação da porosidade por ressonância magnética nuclear. Tese de Doutorado em Geofísica. Universidade Federal da Bahia. [www.pggeofisica.ufba.br](http://www.pggeofisica.ufba.br).
- [62] Pribnow, D.F.C. (1995). Determination of thermal conductivity for deep boreholes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, B6:9994-1995.
- [63] Relatório Geoterm Petrobras (2012).
- [64] Sass, J.H.; Lachenbruch, A.H. e Munroe, R.J. (1971). Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat-flow determinations. *J. Geophys. Res.* 76:3391-4401.
- [65] Schatz, J.F. e Simmons, G., (1972). Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 77:6966-6983.
- [66] Schloessin, H. H. e Dvorak, Z., (1972). Anisotropic lattice thermal conductivity in enstatite as a function of pressure and temperature, *Geophys. J. R. ussr. SOC.*, 27:499-516.
- [67] Schon, J. H. (1996). *Physical properties of rocks*. Pergamon Press.
- [68] Seipold, U. e Huenges, E. (1998). Thermal properties of gneisses and amphibolites high pressure and high temperature investigations of ktb-rocks samples, *Tectonophysics*, 291:173-178.
- [69] Silva, C. F. (2010). Condutividade térmica, difusividade térmica e calor específico em rochas ígneas e metamórficas: comportamentos isotrópico e anisotrópico. Trabalho de graduação em geofísica, UFBA. [www.pggeofisica.ufba.br](http://www.pggeofisica.ufba.br).
- [70] Somerton, W.H. (1992). *Thermal properties and temperature-related behavior of rock/fluid systems*. University of California, Berkeley, CA, USA.
- [71] Stephenson, D.G. e Woodside, W. (1958). *Am. Soc. Mech. Engrs.*, 80:1424. Apud Woodside e Messmer (1961).

- [72] Stratton, J.A. (1941). *Electromagnetic Theory*. McGraw-Hill Book Co., New York.
- [73] Streckeisen, A. (1979). To each plutonic Rock its proper name. *Earth Science Rev. Bd.* 12:1-33. Amsterdam, London, New York, general petrografía, clasificación.
- [74] Sugawara, Y. e Yoshizawa, Y. (1961). An experimental investigation on the thermal conductivity of consolidated porous materials and its application to porous rock, *Australian Journal of Physics* 14:469-480.
- [75] Tavman, I. H. (1996). Effective Thermal Conductivity of Granular Porous Materials, *Int. Comun. Heat Mass Transfer*, 23:169-176.
- [76] Tenchov, G.G. (1998). Evaluation of electrical conductivity of shaly sands using the theory of mixtures. *Jour. Petrol. Sci. Eng.*, 21:263-271.
- [77] Van der Voo, R.; Meert, J.G.; Mosar, J. e Walderhaug, H.J. (2001). "Reconstructions of the Continents Around the North Atlantic at About the 60th Parallel". *Earth Planetary Science Letters*, 187:55-69.
- [78] Wang, J.; Carson, J. K.; North, M. F. e Cleland, D. J. (2006). A new approach to modelling the effective thermal conductivity of heterogeneous materials. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 49:3075-3083
- [79] Willett, S.D. (1999). Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts. *J. Geophys. Res.*, 104, 28:957-981.
- [80] Woodside, W. (1958). *Can. J. of Physics*, 36, 815. Apud Woodside e Messmer.
- [81] Woodside, W. e Messmer, J. H. (1961). Thermal conductivity of porous media. *Jour. App. Phys.* 52:1688-1706.
- [82] Zierfuss, H. e Van der Vliet, G. (1956). Laboratory measurements of heat conductivity of sedimentary rocks. *AAPG Bull.*, Vol. 40, 10:2465-2488.
- [83] Zimmerman, R. W. (1989). *J. Petroleum Sci. and Engineers*, 3:219.