

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Instituto de Física e Matemática
Programa de Pós-Graduação em Modelagem Matemática



Dissertação

**Modelo de Condução de Calor Aplicado em Sistemas Petrolíferos Atípicos:
Formação Irati - Bacia do Paraná**

Tamires Bojjis da Costa

Pelotas, 2023

Tamires Bojjis da Costa

**Modelo de Condução de Calor Aplicado em Sistemas Petrolíferos Atípicos:
Formação Irati - Bacia do Paraná**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Modelagem Matemática do Instituto de Física e Matemática da Universidade Federal de Pelotas, como requisito à obtenção do título de Mestre em Modelagem Matemática.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Schramm
Coorientador: Prof. Dr. Cláudio Zen Petersen

Pelotas, 2023

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação da Publicação

C837m Costa, Tamires Bojjis da

Modelo de condução de calor aplicado em Sistemas Petrolíferos Atípicos: [recurso eletrônico] : formação Irati - Bacia do Paraná / Tamires Bojjis da Costa ; Marcelo Schramm, orientador ; Cláudio Zen Petersen, coorientador. — Pelotas, 2023.

55f. : il.

Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-Graduação em Modelagem Matemática, Instituto de Física e Matemática, Universidade Federal de Pelotas, 2023.

1. Formação Irati. 2. Diferenças Finitas. 3. Condução de Calor. 4. Intrusões Ígneas. I. Schramm, Marcelo, orient. II. Petersen, Cláudio Zen, coorient. III. Título.

CDD 536.2

Tamires Bojjis da Costa

**Modelo de Condução de Calor Aplicado em Sistemas Petrolíferos Atípicos:
Formação Irati - Bacia do Paraná**

Dissertação aprovada, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Modelagem Matemática, Programa de Pós-Graduação em Modelagem Matemática, Instituto de Física e Matemática, Universidade Federal de Pelotas.

Data da Defesa: 01/09/2023

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Marcelo Schramm (orientador)

Doutor em Engenharia Mecânica pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Prof. Dr. Giovani Matte Cioccarì

Doutor em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Prof. Dr. Régis Sperotto de Quadros

Doutor em Matemática Aplicada pela Technische Universität Darmstadt.

Prof. Dr. Cibele Aparecida Ladeia

Doutor em Engenharia Mecânica pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo Schramm pela confiança, paciência, por me ensinar e pelo auxílio na elaboração e desenvolvimento do trabalho.

Ao meu coorientador Prof. Dr. Cláudio Zen Petersen também pela confiança, pela atenção e pela disponibilidade por prontamente me ajudar sempre que o procurei.

Ao Prof. Dr. Giovani Matte Ciocari pela disposição e receptividade em compartilhar seus conhecimentos para a melhoria do trabalho.

A coordenação do Programa de Pós Graduação em Modelagem Matemática da Universidade Federal de Pelotas por dar a oportunidade de fazer parte deste projeto e aos demais professores que também contribuíram ao aprimoramento dos meus conhecimentos ao longo do curso.

A todos, o meu sincero muito obrigado.

RESUMO

COSTA, Tamires Bojjis da. **Modelo de Condução de Calor Aplicado em Sistemas Petrolíferos Atípicos: Formação Irati - Bacia do Paraná.** Orientador: Marcelo Schramm. 2023. 55 f. Dissertação (Mestrado em Modelagem Matemática) – Instituto de Física e Matemática, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2023.

Nas bacias sedimentares Paleozoicas, com a abertura do Oceano Atlântico Sul na Era Mesozoica, ocorreram grandes derrames de basaltos que cobriram várias bacias sedimentares pelo mundo, evento que deu origem as Grandes Províncias Ígneas (LPs). Na Bacia do Paraná, esse evento magmático, conhecido como magmatismo Serra Geral, deu origem a um sistema petrolífero não convencional por meio da locação de soleiras e diques entre as rochas sedimentares. A Formação Irati, integra esse sistema petrolífero atípico com horizontes constituídos de folhelhos com grande quantidade de matéria orgânica intercalados com soleiras de diabásio. O objetivo do trabalho foi obter evolução térmica da bacia com dados adquiridos de dois poços localizados no município de Santiago, no Rio Grande do Sul, e Tangará em Santa Catarina. As paleotemperaturas foram estimadas pelo emprego da equação geral da condução de calor unidimensional em regime transiente e implementada pelos métodos numéricos de diferenças finitas implícitas em conjunto com o método de Runge Kutta de quarta ordem, em linguagem PYTHON; conforme o modelo proposto por Galushkin (1997). De modo que, o modelo não leva em consideração os processos de dissipação de calor. Os resultados mostram que os Índices de Alteração Térmica correspondem com a evolução térmica obtida pelo modelo de condução proposto. Os resultados obtidos mostram que as soleiras da Formação Irati formaram zonas maduras zonas senis ao longo dos dois poços e também foi observado que a espessura das intrusões levam a diferentes estágios de geração de hidrocarbonetos devido a quantidade de calor transferida das intrusões para as rochas hospedeiras ao longo do tempo, formando horizontes com alto potencial de geração de hidrocarbonetos.

Palavras-chave: Formação Irati. Diferenças Finitas. Condução do Calor. Intrusões Ígneas.

ABSTRACT

COSTA, Tamires Bojjis da. **Heat Conduction Model Applied to Atypical Petroleum Systems: Irati Formation - Paraná Basin**. Advisor: Marcelo Schramm. 2023. 55 f. Dissertation (Masters in Mathematical Modeling) – Institute of Physics and Mathematics, Federal University of Pelotas, Pelotas, 2023.

In the Paleozoic sedimentary basins, with the opening of the South Atlantic Ocean in the Mesozoic Era, significant basaltic outpourings occurred, covering various sedimentary basins worldwide. This event gave rise to Large Igneous Provinces (LIPs). In the Paraná Basin, this magmatic event, known as the Serra Geral magmatism, led to the formation of an unconventional petroleum system through the emplacement of sills and dikes among the sedimentary rocks. The Irati Formation is part of this atypical petroleum system, with horizons consisting of shales with a substantial amount of organic matter interspersed with diabase sills. The objective of the study was to obtain the thermal evolution of the basin using data acquired from two wells located in the municipalities of Santiago, Rio Grande do Sul, and Tangará, Santa Catarina. Paleotemperatures were estimated using the General equation of one-dimensional heat conduction in transient regime, implemented through implicit finite difference numerical methods along with the fourth-order Runge-Kutta method, in PYTHON language; following the model proposed by Galushkin (1997). It's important to note that the model does not take into account heat dissipation processes. The results indicate that Thermal Alteration Indices correspond to the thermal evolution obtained by the proposed conduction model. The obtained results reveal that the sills of the Irati Formation developed mature and senile zones along both wells. It was also observed that the thickness of the intrusions leads to different stages of hydrocarbon generation due to the amount of heat transferred from the intrusions to the host rocks over time, forming horizons with a high potential for hydrocarbon generation.

Keywords: Irati Formation. Finite Differences. Heat Conduction. Igneous Intrusions.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Condução de calor através de um elemento de volume retangular. Adaptado de (ÇENGEL; GHAJAR, 2012).	21
Figura 2	Estratigrafia dos poços 2-IT-1-RS e 2-TG-1-SC.	24
Figura 3	Localização da Bacia do Paraná.	26
Figura 4	Localização das supersequências da Bacia do Paraná.	28
Figura 5	Estágios de transformação dos hidrocarbonetos.	33
Figura 6	Malha usada para a solução da equação da condução de calor por diferenças finitas. Adaptado de (CHAPRA, 2013).	40
Figura 7	Nós envolvidos no MDF implícito. Adaptado de (CHAPRA, 2013).	41
Figura 8	Evolução térmica do poço 2-IT-1-RS até 1000 anos.	45
Figura 9	Relação entre os valores de IAT com a profundidade para o poço 2-IT-1-RS até 1000 anos.	45
Figura 10	Evolução térmica do poço 2-TG-1-SC até 1000 anos.	46
Figura 11	Relação entre os valores de IAT com a profundidade para o poço 2-TG-1-SC até 1000 anos.	47

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Parâmetros dos Poços 2-IT-1-RS e 2-TG-1-SC	35
Tabela 2	Dados de IAT, temperatura e profundidade do poço 2-IT-0001-RS. .	36
Tabela 3	Dados de IAT, temperatura e profundidade do poço 2-Tg-0001-SC. .	36

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

T	Temperatura
z	Profundidade
t	Tempo
Q	Calor
q	fluxo de calor
\dot{Q}	Taxa de transferência de calor
E_e	Energia que entra no sistema
E_s	Energia que sai no sistema
ΔE_{sis}	Varição de energia dentro do sistema
\dot{E}_e	Taxa de energia que entra do sistema
\dot{E}_s	Taxa de energia que sai do sistema
$\frac{dE_{sis}}{dt}$	Varição da energia do sistema em função do tempo
ΔU	Varição da energia interna
m	Massa
c_v	Calor específico a volume constante
C	Capacidade térmica
k	Condutividade térmica
A	Área da superfície
T_1	Temperatura no instante um
T_2	Temperatura no instante dois
E_g	Taxa de geração de calor
$E_{t+\Delta t}$	Energia no tempo posterior
E_t	Energia no tempo atual
$T_{t+\Delta t}$	Temperatura no tempo posterior
E_t	Temperatura no tempo atual
e_g	Geração de calor por unidade de volume

v	Volume
Δt	Intervalo de tempo
$\frac{\partial T}{\partial x}$	Gradiente de temperatura
$\frac{\partial}{\partial t}$	Derivada parcial em relação ao tempo
$\frac{\partial}{\partial x}$	Derivada parcial em relação ao espaço
ρ	Massa específica
c_p	Calor específico a pressão constante
ρ_t	Derivada parcial da massa específica em relação ao tempo
ρ_T	Derivada parcial da massa específica em relação a temperatura
c_{pt}	Derivada parcial do calor específico em relação ao tempo
c_{pT}	Derivada parcial do calor específico em relação a temperatura
$\frac{\partial k}{\partial z}$	Derivada parcial da condutividade térmica em relação ao espaço
$\frac{\partial^2}{\partial z^2}$	Derivada parcial de 2ª ordem em relação ao espaço
χ	Fração de líquido
T_{ms}	Temperatura do magma sólido
T_{ml}	Temperatura do magma líquido
k_m	Condutividade térmica
k_d	Condutividade térmica
ρ_m	Massa específica
ρ_d	Massa específica
L	Calor latente
$f(z_{i+1})$	Função do ponto posterior
$f(z_{i-1})$	Função do ponto anterior
$f(z_i)$	Função do ponto
z_{i+1}	Ponto na posição posterior
z_{i-1}	Ponto na posição anterior
z_i	Ponto na posição atual
$\left. \frac{df}{dz} \right _{z_i}$	Derivada da função no ponto em relação ao espaço
$\left. \frac{d^2 f}{dz^2} \right _{z_i}$	Derivada de 2ª ordem da função no ponto em relação ao espaço
$(kT)'$	Derivada de 1ª ordem da condutividade térmica e da temperatura em relação ao espaço
$(kT)''$	Derivada de 2ª ordem da condutividade térmica e da temperatura em relação ao espaço

T_i	Temperatura na posição atual
T_{i+1}	Temperatura na posição posterior
T_{i-1}	Temperatura na posição anterior
T_o	Temperatura inicial na superfície da bacia
T_f	Temperatura na profundidade final da bacia
z_f	Profundidade final da bacia
z	Profundidade inicial da bacia
\mathbf{T}^{l+1}	Temperatura no tempo posterior
\mathbf{T}^l	Temperatura no tempo atual
t^l	Tempo atual
Δz	Passo da posição
Δt	Passo de tempo

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	OBJETIVOS	15
1.1.1	Objetivo Geral	15
1.1.2	Objetivos Específicos	15
2	REFERENCIAL TEÓRICO	16
3	TRANSFERÊNCIA DE CALOR	18
3.1	Transferência de Calor por Condução	19
3.1.1	Lei de Fourier	20
3.1.2	Equação Unidimensional da condução de calor	21
4	ÁREA DE ESTUDO	24
5	CONTEXTO GEOLÓGICO	26
5.1	BACIA DO PARANÁ	26
5.1.1	A Jornada Sedimentar da Bacia do Paraná: Uma História de Ciclos e Transformações	27
5.1.2	Formação Irati	30
5.2	Sistemas Petrolíferos	31
5.2.1	Sistemas Petrolíferos Atípicos	34
6	METODOLOGIA	35
6.1	Modelo Matemático	36
6.1.1	Identificação do Material e Mudança de Fase	38
6.1.2	Parâmetros Termofísicos Não Constantes	38
6.1.3	Condição Inicial	39
6.1.4	Condição de Contorno	39
6.2	Método Numérico	39
6.2.1	Discretização do Domínio	40
6.2.2	Método de Diferenças Finitas Implícito	40
6.2.3	Método Runge Kutta de quarta ordem	42
6.2.4	Análise de Estabilidade de Von Neumann	43
7	RESULTADOS E DISCUSSÕES	44
8	CONCLUSÕES	48
	REFERÊNCIAS	50

1 INTRODUÇÃO

O calor gerado pelas intrusões ígneas ao aquecer rochas sedimentares com alto teor de matéria orgânica, pode desempenhar um papel importante na produção de óleo e gás em diversas bacias sedimentares (AARNES et al., 2010; GALUSHKIN, 1997; BARKER; BONE; LEWAN, 1998; CIOCCARI, 2018; FJELDSKAAR et al., 2008; GEHMAN JR, 1962; SANTOS et al., 2009; SOUZA, 2004).

No Brasil, particularmente nas bacias sedimentares do Paleozoico, com o evento magmático Serra Geral ocorrido no Cretácio, as intrusões ígneas trouxeram um vasto potencial econômico com a maturação de rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos.

A Formação Irati situada na Bacia do Paraná, é formada basicamente por folhelhos e calcários ricos em matéria orgânica, que estão inicialmente imaturas em condições normais de soterramento (SOUZA, 2004). Ela é a formação mais propícia a apresentar rochas geradoras de petróleo na Bacia do Paraná. A influência do calor emitido pelas intrusões magmáticas para as demais rochas da bacia provocou a maturação das mesmas, e conseqüentemente, transformando a matéria orgânica em óleo e/ou gás, formando um sistema petrolífero atípico.

O efeito térmico de uma intrusão ígnea depende de uma variedade de fatores diferentes, como a temperatura da rocha encaixante e do magma, o tipo de magma, geometria e profundidade da intrusão, mecanismo de transferência de calor e outros parâmetros (GALUSHKIN, 1997; SANTOS et al., 2009).

Para determinação de um sistema petrolífero atípico é necessário conhecer as temperaturas que as rochas geradoras da bacia foram submetidas ao longo do processo de resfriamento das intrusões ígneas, ou seja, descobrir as paleotemperaturas, e portanto, obter o gradiente geotérmico da bacia ao longo do tempo.

Os modelos de transferência de calor aplicados em bacias sedimentares, na maioria dos casos, levam em consideração apenas o mecanismo de condução, pois como as trocas de calor em ambientes geológicos tanto na crosta rasa como em ambientes mais profundos ocorrem em um espaço de tempo muito grande, na casa dos milhares de anos, as taxas de troca de massa tornam-se pouco expressivas, sendo desconsi-

derada, tornando o mecanismo de condução térmica dominante (WANG et al., 2012).

Dessa forma, a proposta do trabalho é obter a evolução térmica dos poços 2-IT-1-RS e 2-TG-1-CS sob a influência das soleiras de diabásio da Formação Irati em um período de 1000 anos. Mediante a aplicação do modelo unidimensional de condução de calor em regime transiente proposto por (GALUSHKIN, 1997), associado a modelagem numérica através dos métodos de diferenças finitas implícito e de Runge Kutta de quarta ordem. De modo que, a discretização do domínio da função na variável espacial z é realizada pelo método de diferenças finitas implícito, enquanto que, na variável temporal t é pelo método de Runge Kutta de 4 ordem.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

O objetivo do trabalho é desenvolver um modelo térmico unidimensional de condução de calor em regime transiente de tempo instantâneo e através dele, estimar a evolução térmica de uma bacia sedimentar sob a influência de intrusões ígneas.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Adaptar a equação geral da condução de calor para o problema apresentado;
- Resolver o modelo matemático aplicando o método numérico de diferenças finitas, na variável espacial, em conjunto com o método de Runge Kutta de quarta ordem na variável temporal;
- Comparar o gradiente de temperatura obtido com os processos térmicos experimentado pelos dois poços estudados;
- Relacionar com o sistema petrolífero atípico característico da Formação Irati.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Os modelos unidimensionais de condução de calor têm mostrado um papel expressivo quando o assunto é a reconstrução da evolução térmica das rochas hospedeiras de baixa permeabilidade 1×10^{-16} m, como folhelhos, argilitos, carvão e carbonatos (GALUSHKIN, 1997; STEWART et al., 2005; SANTOS et al., 2009).

Os primeiros trabalhos conhecidos por relacionar transferência de calor em processos geológicos com simulação numérica foram (CARSLAW; JAEGER, 1986; JAEGER, 1959). Seus trabalhos tinham como base determinar a transferência de calor em uma dimensão do magma para a rocha hospedeira em relação ao tempo, não levando em consideração a profundidade da intrusão.

Os modelos não eram confiáveis, pois eles poderiam subestimar ou superestimar os efeitos das intrusões magmáticas sobre as rochas adjacentes, assim como, obter um valor não apropriado do tempo de resfriamento das estruturas magmáticas. Além disso, devido a falta de confiabilidade dos modelos até então conhecidos, muitas vezes essas propriedades termodinâmicas nem eram incorporados aos modelos. (PEACOCK, 1990; GVIRTZMAN; GARFUNKEL, 1996; STEWART et al., 2005).

Jaeger (1965), obtêm estimativas do gradiente geotérmico de uma bacia sedimentar por meio da aplicação da teoria da condução de calor, levando em consideração os efeitos de soerguimento, erosão e sedimentação, assim como, determina a condutividade térmica e seus efeitos a partir de modelos transientes.

Peacock (1990), faz uso da linguagem FORTRAN para simular o metamorfismo de contato e regional que ocorre perante uma intrusão magmática. Nesse modelo, a transferência de calor é dependente do tempo e da posição em que se encontra a intrusão.

O programa GALO exposto por Makhous; Galushkin; Lopatin (1997), é baseado no modelo de Carslaw; Jaeger (1986); Jaeger (1959) e acrescenta as propriedades termodinâmicas das rochas hospedeiras, sendo elas, dependentes da temperatura e da profundidade do sistema.

A partir do trabalho de Galushkin (1997), os conceitos de intrusão instantânea e intrusão por tempo-finito foram especificados, e a partir daí, as reações de hidratação,

desidratação e atividade hidrotermal foram implementadas.

Dos Anjos (2003), estudaram o efeito térmico das intrusivas ígneas na Formação Irati, no estado de Goiás, através das mudanças mineralógicas decorrentes do metamorfismo de contato.

Galushkin; Makhous (2006), acrescentam ao modelo de Galushkin (1997), o efeito da erosão na maturação da matéria orgânica.

Sheldon (2009), implementa um código lagrangiano de diferenças finitas projetado para simular a deformação acoplada, o fluxo de fluido e o transporte de calor em meios poroso.

Aarnes et al. (2010), modela a geração de gás em torno de soleiras e avalia os efeitos do metamorfismo nas mudanças climáticas.

Wang et al. (2010), estuda a reconstrução da história térmica em bacias sedimentares sob a influência de intrusões ígneas por meio do modelo de condução térmica.

Wang et al. (2012), compara modelos de condução de calor de tempo instantâneo e de tempo finito com as temperaturas máximas observadas nas rochas hospedeiras.

Jiang et al. (2021), através da simulação numérica COMSOL Multiphysics estuda os efeitos das intrusões magmáticas na evolução térmica do carvão.

3 TRANSFERÊNCIA DE CALOR

A condução de calor é um fenômeno fundamental na transferência de energia térmica de uma região para outra dentro de um material ou através dele. A modelagem matemática da condução de calor envolve a descrição do fluxo de calor e das variações de temperatura em função do tempo e da posição dentro do material.

Sabemos que calor é a forma de energia que pode ser transferida de um sistema para outro como o resultado da diferença de temperatura entre eles. Sua relação com as outras formas de energia é tratada pela termodinâmica, cujas suas leis, foram generalizadas para todos os processos que ocorrem na natureza.

No que diz respeito a termodinâmica, ela pode ser definida como a ciência da energia que exprime os primeiros esforços para converter calor em trabalho. Atualmente o conceito é amplamente interpretado para incluir aspectos de energia e suas transformações, incluindo geração de energia, resfriamento e relações entre as propriedades da matéria (ÇENGEL; BOLES, 2013).

A primeira lei da termodinâmica rege quantitativamente todas as transformações de energia, porém não impõe restrições quanto à direção da transformação. A segunda lei da termodinâmica estabelece que a energia (calor) transita de forma espontânea do meio de maior temperatura para o meio de menor temperatura (KREITH; BOHN, 2003).

Dessa forma, a transferência de calor é o mecanismo pelo qual, a energia como forma de calor é transferida para os demais sistemas com temperaturas distintas. Essa troca de calor, no entanto, também pode ocorrer de forma isolada em um sistema devido ao gradiente de temperatura, até que se atinja o equilíbrio térmico.

De acordo com a literatura há três mecanismos de transferência de calor: condução, convecção e radiação. Mas, segundo Kreith; Bohn (2003), apenas a condução e a radiação são considerados como processos de transferência de calor, pois, somente esses mecanismos dependem da existência da diferença de temperatura para operar. Enquanto que a convecção, por depender do transporte mecânico de massa, não obedece estritamente a definição de transferência de calor.

Logo, a transferência de calor por condução é a troca de energia a nível atômico

e molecular, transferindo a energia das partículas mais energéticas para as partículas adjacentes menos energéticas. Ela pode ocorrer em sólidos e fluidos, sendo que, em sólidos, essa troca decorre das vibrações no retículo cristalino com transporte de energia através dos elétrons livres. Já nos fluidos, a condução ocorre por meio do movimento Browniano, cujo os átomos e moléculas em difusão colidem umas com as outras fazendo trajetórias com velocidades constantes.

Portanto, distribuição de calor que ocorre na litosfera é dominada pelo processo de condução de calor (TURCOTTE; SCHUBERT, 2002). E de acordo com os estudos de geoquímica isotópica efetuados por Santos et al. (2003), na Formação Irati, a interação geoquímica entre as soleiras e as rochas hospedeiras é limitada, e concluíram que a transferência de calor das soleiras para os folhelhos e calcários da unidade permiana se faz, preferencialmente, por condução.

3.1 Transferência de Calor por Condução

Os processos de transferência de calor por condução são modelados e quantificados em termos de equações de taxas de fluxo térmico que são governado pela equação da difusão, uma equação diferencial parcial que descreve a distribuição de calor em um corpo ao longo do tempo.

Os seus efeitos ao longo de uma lâmina delgada mostram que as trocas de calor em um meio é diretamente proporcional a taxa de transferência de calor em relação ao tempo,

$$Q = \int_0^t \dot{Q} dt, \quad (1)$$

e que o fluxo de calor gerado nesse sistema representa a taxa de transferência de calor por unidade de área,

$$q = \frac{\dot{Q}}{A}, \quad (2)$$

onde Q é calor, \dot{Q} é a taxa de transferência de calor, t é a variável tempo, Δt é o intervalo de tempo, q é o fluxo de calor e A é a área da superfície.

Agora, utilizando o conceito do princípio da conservação de energia em um sistema fechado, podemos constatar que a variação da temperatura total de um sistema é igual a diferença entre o fluxo de calor que entra e sai dele.

$$E_e - E_s = \Delta E_{\text{sistema}}, \quad (3)$$

logo, E_e e E_s representam a energia que entra e sai do sistema e $\Delta E_{\text{sistema}}$ simboliza a variação de energia dentro do sistema.

Como a energia total do sistema varia com tempo, obtemos a equação do balanço de energia na forma de equação diferencial,

$$\dot{E}_e - \dot{E}_s = \frac{dE_{\text{sistema}}}{dt}, \quad (4)$$

em que, \dot{E}_e é a taxa de energia que entra no sistema e \dot{E}_s é a taxa de energia que sai do sistema.

Portanto, como a taxa de energia que entra no sistema é a mesma taxa que sai dele, temos que a variação da energia total do sistema é nula, dado por

$$\dot{E}_e = \dot{E}_s, \quad (5)$$

logo,

$$\Delta E_{\text{sistema}} = 0, \quad (6)$$

e conseqüentemente, o balanço de energia no sistema é igual a variação de energia interna do mesmo,

$$E_e - E_s = \Delta U = mc_v \Delta T. \quad (7)$$

sendo que ΔU é a variação de energia interna, m é massa, c_v é o calor específico a volume constante e ΔT é a variação de temperatura sofrida pelo sistema.

Observando a equação anterior (7), podemos definir que a transferência de calor em um sistema estacionário fechado e sem trabalho está diretamente relacionada com a capacidade térmica do meio, $mc_v = C$,

$$Q = mc_v \Delta T. \quad (8)$$

3.1.1 Lei de Fourier

A lei de Fourier é a lei que governa a transferência de calor por condução em um meio. Ela afirma que o fluxo de calor em um corpo varia de forma proporcional com a mudança de temperatura.

Essa lei representa o pilar central na compreensão da transferência de calor por condução, englobando suas características essenciais, não é deduzida a partir de princípios fundamentais. Em vez disso, é uma generalização embasada em evidências experimentais, no qual, é representada pela expressão,

$$Q = kA \frac{(T_1 - T_2)}{\Delta x} = -kA \frac{\Delta T}{\Delta x}, \quad (9)$$

onde, Q é o fluxo de calor por condução, k é a constante de condutividade térmica, Δx é a variação espacial e ΔT é a variação espacial da temperatura.

Essa equação também define a propriedade termodinâmica da condutividade térmica k , que é compreendida como a capacidade que o material possui para conduzir

calor.

Levando em consideração que a condução de calor ocorre em um meio homogêneo a distâncias muito pequenas, infinitesimais, podemos portanto, aplicar o limite em $\Delta x \rightarrow 0$, para obter a lei de Fourier na forma diferencial,

$$Q = -kA \frac{\partial T}{\partial x}. \quad (10)$$

A razão do lado direito da equação $\partial T / \partial x$ representa o gradiente de temperatura que descreve a variação da temperatura em uma certa área ou volume pré-determinados.

O sinal negativo é uma consequência da segunda lei da termodinâmica, impondo que o calor deva fluir das regiões de maior temperatura para as de menor temperatura.

Importante lembrar que a lei de Fourier é aplicável a todos os estados da matéria, seja sólido, líquido e gasoso (INCROPERA; DEWITT, 2014).

3.1.2 Equação Unidimensional da condução de calor

Considerando um elemento diferencial do cubo da figura 3, com espessura Δx , massa específica ρ e calor específico c_p e aplicando novamente o balanço de energia sobre o elemento Δx durante um pequeno intervalo de tempo Δt , obtemos,

$$Q_x - Q_{x-\Delta x} + E_g = \frac{\Delta E_{\text{elemento}}}{\Delta t}. \quad (11)$$

onde E_g é a taxa de calor gerada dentro do elemento de volume.

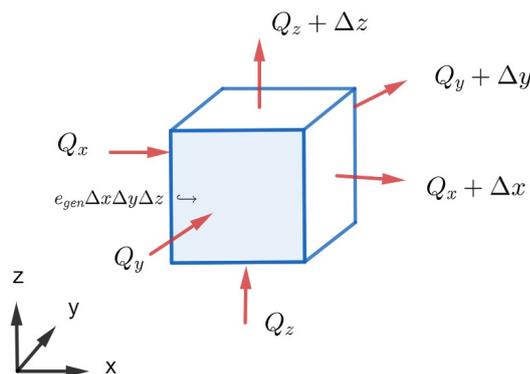


Figura 1 – Condução de calor através de um elemento de volume retangular. Adaptado de (ÇENGEL; GHAJAR, 2012).

Com o passar do tempo a mudança de energia interna do elemento e a taxa de geração de calor dentro dele podem ser expressa como,

$$\Delta E_{\text{elemento}} = E_{t+\Delta t} - E_t = mc(T_{t+\Delta t} - T_t) = \rho c_p A \Delta x (T_{t+\Delta t} - T_t), \quad (12)$$

e

$$E_g = e_g v = e_g \Delta x A. \quad (13)$$

sendo que e_g é a geração de calor por unidade de volume e v é o volume do elemento.

O produto ρc_p , chamado de capacidade térmica volumétrica, mede a capacidade térmica de um material de armazenar energia térmica. Sólidos e líquidos que apresentam ρ muito elevados são tipicamente caracterizados por c_p muito pequenos.

Substituindo as equações (12) e (13) na equação (11), temos,

$$Q_x \rightarrow Q_{x\Delta+x} + e_g A \Delta x = \rho c_p A \Delta x \frac{T_{t\Delta+t} - T_t}{\Delta t}. \quad (14)$$

Dividindo a equação (14) pelo volume $A \Delta x$ obtemos,

$$\frac{1}{A} \frac{Q_{x\Delta+x}}{\Delta x} + e_g = \rho c_p \frac{T_{t\Delta+t} - T_t}{\Delta t}, \quad (15)$$

e impondo o limite em $\Delta x \rightarrow 0$ e $\Delta t \rightarrow 0$,

$$\frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(k A \frac{\partial T}{\partial x} \right) + e_g = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (16)$$

sendo que $\rho c_p \partial T / \partial t$ representa a taxa de variação com o tempo da energia térmica.

Como a área A é constante para esse tipo de geometria, a equação unidimensional da condução de calor em coordenadas cartesianas torna-se,

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + e_g = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (17)$$

Essa equação constitui a base fundamental para a análise da condução de calor, permitindo obter a partir da sua solução a distribuição de temperaturas como uma função do tempo.

Lembrando que a condutividade térmica, k , é uma das propriedades termofísicas de transporte, e portanto, à medida que o gradiente de temperatura aumenta, o fluxo térmico por condução também se eleva proporcionalmente à k .

Em linhas gerais, os sólidos apresentam uma condutividade térmica superior à dos líquidos, os quais, por sua vez, são superiores à dos gases. Essa disparidade é principalmente atribuída à variação no espaçamento intermolecular característico de cada estado físico.

Já o calor específico, c_p , e a massa específica, ρ , são propriedades termofísicas termodinâmicas, ou seja, são propriedades relacionadas ao equilíbrio do sistema.

No entanto, para o presente trabalho o elemento de geração de calor foi considerado nulo $e_g = 0$, sendo então, empregada a equação abaixo,

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (18)$$

na qual, expressa que o fluxo líquido de calor por condução na direção x tem que ser igual à taxa de variação da energia térmica acumulada no sistema.

4 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada nos municípios de Santiago e Tangará respectivamente nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Os dois poços foram parte de um projeto realizado pela Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP) no final da década de 50 em busca de óleo e gás na Bacia do Paraná.

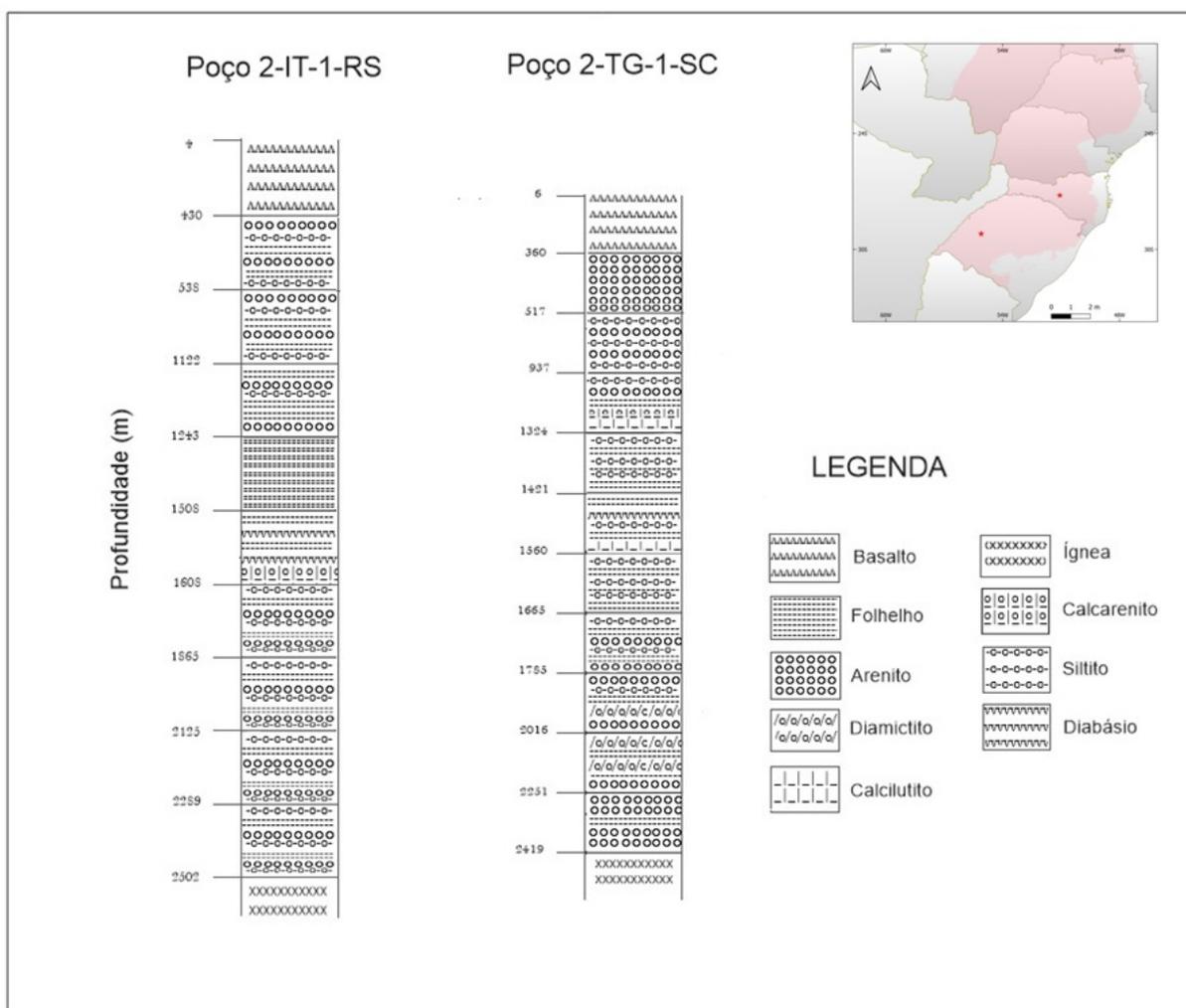


Figura 2 – Estratigrafia dos poços 2-IT-1-RS e 2-TG-1-SC.

O poço 2-IT-0001-RS foi perfurado até 2533m de profundidade e a Formação Irati tem cerca de 239m de espessura constituída praticamente por folhelhos e seis soleiras

de diabásio de variados tamanhos, sendo que as soleiras constituem em torno de 83% da formação, aproximadamente 199m de espessura.

As soleiras estão localizadas:

- 1614m - 1640m → 26m
- 1647m - 1683m → 36m
- 1690m - 1693m → 3m
- 1706m - 1830m → 124m
- 1835m - 1843m → 8m
- 1845m - 1847m → 2m

Logo, o poço 2-TG-0001-SC foi perfurado 2431m de profundidade e a Formação Irati tem entorno de 139m de espessura, do qual, 62% da formação é composta por soleiras, 87m.

As duas soleiras estão localizadas:

- 1425m - 1432m → 7m
- 1436m - 1516m → 80m

De acordo com ANP esse poço apresenta indícios de hidrocarbonetos na forma de manchas ou saturados nos arenitos da Formação Rio Bonito, e foram encontrados nas seguintes profundidades:

- 1667m - 1670m → Betume → Mancha
- 1676m - 1677m → Óleo → Saturado
- 1700m - 1703m → Betume → Mancha
- 1748m - 1751m → Betume → Mancha
- 1757m - 1766m → Óleo → Mancha
- 1775m - 1779m → Óleo → Mancha
- 1781m - 1784m → Óleo → Saturado

5 CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 BACIA DO PARANÁ

A bacia do Paraná é uma bacia sedimentar de grande importância e magnitude na América do Sul. É considerada uma sinéclise intracratônica com forma alongada e ovalada na direção NNE-SSW cujo o seu contorno atual é definido por limites erosivos relacionados a geotectônica Meso-Cenozoica do Continente Sul-Americano (MILANI et al., 2007) (Figura 3).

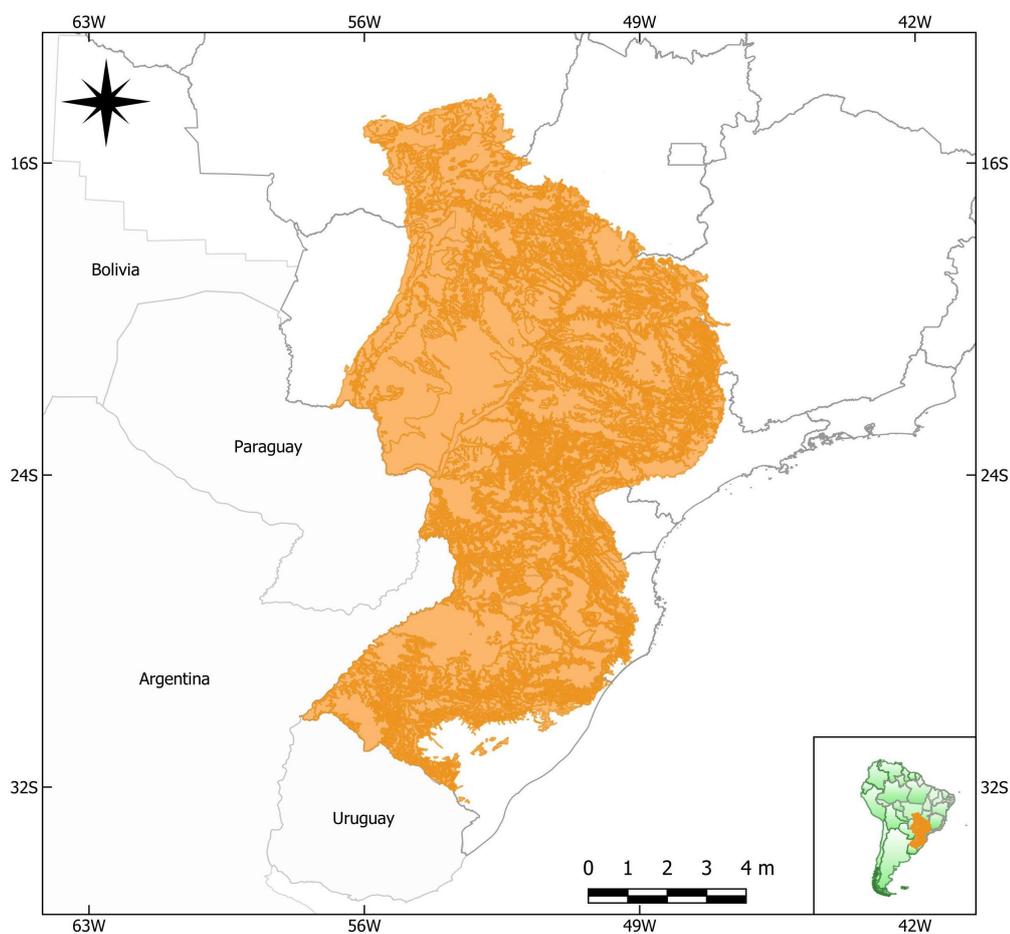


Figura 3 – Localização da Bacia do Paraná.

Sua evolução ocorreu durante a Era Paleozoica e Mesozoica, sendo portanto, preenchida com rochas sedimentares e vulcânicas do Período Ordoviciano (488 Ma à 443 Ma) ao Cretáceo (145 Ma à 66 Ma). Abriga em seu depocentro um pacote sedimentar – magmático da ordem de 7000 m de espessura, na qual, cerca de 1700m correspondem aos derrames basálticos do magmatismo Serra Geral (MILANI et al., 2007).

A bacia se estende através de uma área de aproximadamente 1 500 000 km², sendo que destes 1 100 000 km² estão localizados no território brasileiro onde abrange os Estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Goiás, Mato Grosso do Sul e Mato Grosso, e 300 000 km² estão localizados no Paraguai, Uruguai e Argentina (ZALÁN et al., 1990).

A origem da Bacia do Paraná é tema de discussão até os tempos atuais, mas de acordo com Zalán et al. (1990) e Milani et al. (2007), a bacia nem sempre foi isolada do continente ela foi originada como um golfo aberto para o Oceano Panthalassa, fechando sua margem sudeste ao longo do Fanerozoico devido a convergência com a crosta oceânica, e que com o passar do tempo tornou-se uma depressão intracratônica aprisionada no interior do continente Gondwana (ZALÁN et al., 1990).

Discute-se também que durante um estágio de evolução inicial a bacia sofreu um *rifteamento* que conseqüentemente deu origem a subsidência mecânica relacionada ao primeiro episódio deposicional da bacia (ZALÁN et al., 1990; MILANI, 2004), pois seu embasamento é constituído por rochas e estruturas pertencentes aos terrenos cratônicos Arqueanos, Paleoproterozoicos e cinturões móveis do Neoproterozoico formados durante as orogêneses Pan-Africana e Brasiliana relacionadas a formação do Gondwana (HOLZ et al., 2010).

O registro tectonoestratigráfico sugere que durante a sua origem ocorreu uma interação de fenômenos orogênicos nas bordas da placa Sul-Americana com eventos epirogênicos marcados por épocas de subsidência, soerguimento e magmatismo no interior da placa (MILANI; RAMOS et al., 1998).

5.1.1 A Jornada Sedimentar da Bacia do Paraná: Uma História de Ciclos e Transformações

O registro sedimentar da bacia é dividido segundo Milani (1997), Vail; Mitchum jr (1977) e Barbosa; Andrade gomes (1958), em seis unidades ou supersequências, que são limitadas por discordâncias regionais, sendo elas: Rio Ivaí (Ordoviciano – Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero – Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico – Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (Figura 4).

As primeiras três supersequências – Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I – representam sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivos – regressivos ligados as oscilações relativas do Oceano Panthalassa, ao passo que, as demais supersequên-

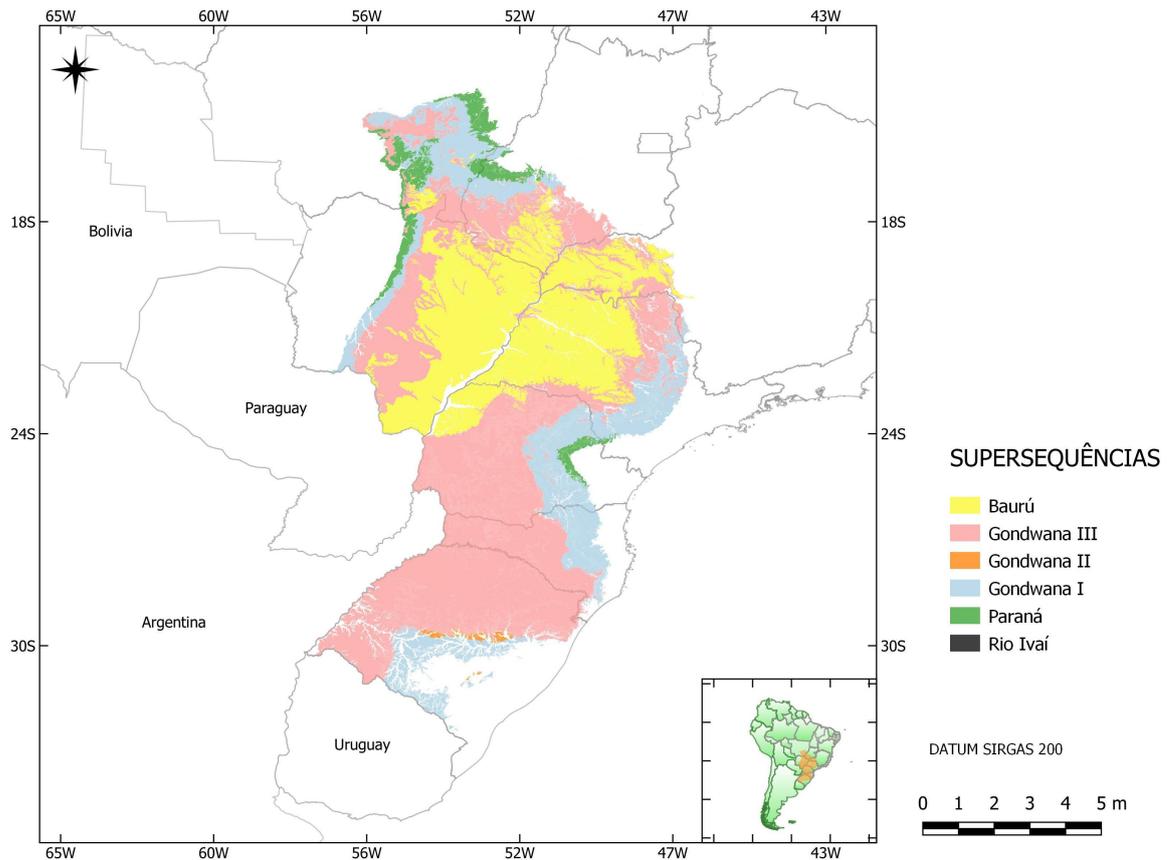


Figura 4 – Localização das supersequências da Bacia do Paraná.

cias correspondem a pacotes de sedimentos continentais com rochas ígneas associadas relacionadas ao magmatismo de abertura do Oceano Atlântico, na qual, registram o processo de continentalização da bacia (MILANI; RAMOS et al., 1998).

A supersequência Rio Ivaí, a unidade mais antiga já identificada na Bacia do Paraná e datada do Meso-Ordoviciano ao Siluriano (MAACK, 1947; FARIA; REIS NETO, 1978; ZALÁN, 1987), é constituída por três unidades, da base para o topo – Formações Alto Garça, Iapó e Vila Maria. Apresenta sedimentação predominantemente marinha e a sucessão de fácies que ela apresenta documenta o primeiro ciclo transgressivo – regressivo da sedimentação cratônica da bacia.

O trecho transgressivo estende-se desde a base da unidade – Formação Alto Garça – até o nível dos pelitos da Formação Vila Maria (base da formação), na qual, manifestam a máxima inundação do ciclo sedimentar com espessuras de até 362m (ZALÁN et al., 1990). A porção regressiva que foi desenvolvida até o topo da Formação é de pequena expressão em território brasileiro devido ao processo erosivo de grande expressão conhecido como a discordância “pré – Furnas” (MILANI et al., 2007).

A sedimentação na bacia é retomada no início do Devoniano com a supersequência Paraná. Constituída pelas formações Furnas e Ponta Grossa, apresenta espessura

máxima de 900m e documenta um segundo ciclo transgressivo na bacia (MILANI et al., 1990; MILANI, 2004; MILANI et al., 2007).

Eventos tectônicos deformacionais atuantes sobre a margem meridional do Gondwana no final do Devoniano causaram reativações de estruturas do embasamento da bacia resultando em movimentos de epirogênese e intensa erosão nos sedimentos da Formação Ponta Grossa (ASSINE; SOARES; MILANI, 1994).

Em conjunto com o clima glacial predominante, a bacia sofreu com o rebaixamento do nível do mar inibindo a acumulação sedimentar expressiva. Durante esse período (Carbonífero) surgiu a discordância regional de maior hiato no registro litológico da bacia que durou cerca de 70 Ma (MILANI et al., 2007).

Segundo Milani (2004), a Bacia do Paraná perdurou como um golfo aberto até o final da supersequência Paraná mantendo conexão com as áreas deposicionais da bacia localizada na Argentina.

Com o degelo, a sedimentação na bacia foi retomada no Carbonífero superior formando a supersequência Gondwana I. Ela abrange o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná com espessura máxima de cerca de 2500m, e está registrado o ciclo transgressivo-regressivo remanescente do Carbonífero superior ao Eotriássico.

Na Supersequência Gondwana I estão presentes as Formações Aquidauana, Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba, Rio Bonito, Palermo, Irati, Serra Alta, Teresina, Rio do Rastro, Pirambóia e Sanga do Cabral. Sendo que, as quatro primeiras foram depositadas pela influência da glaciação permotriássica que se desenvolveu na porção sul do Gondwana, conhecida como Glaciação Karoo, e são compostas por diamictitos por vezes intercalados com arenitos e folhelhos (FRANÇA; POTTER, 1989).

A Formação Palermo registra a máxima inundação da supersequência marcada por siltitos e siltitos arenosos (MILANI et al., 2007).

Depositada em condições de mar restrito, a Formação Irati, é progressivamente mais salina da base para o topo; que reflete um episódio singular na evolução da bacia. Ela é dividida em dois membros, da base para o topo: membros Taquaral e Assistência (ASSINE; SOARES; MILANI, 1994; SCHNEIDER et al., 1974).

O Membro Taquaral é formado por pelitos e conglomerados e o Membro Assistência é constituído por folhelhos negros e calcários. Assim como outras unidades da Bacia do Paraná, essa formação aloja corpos ígneos pós-Triássicos de rochas básicas e alcalinas do magmatismo Serra Geral (GOMES, 1959).

Com um novo ciclo regressivo na bacia, a Formação Irati é gradativamente omitida pelos depósitos da Formação Serra Alta com folhelhos e siltitos cinza escuro a pretos, maciços e com baixo potencial de geração de hidrocarbonetos (TEIXEIRA; SAWAKUCHI; BELLO, 2014). Ela representa a última incursão marinha da bacia (MILANI et al., 2007).

A Formação Teresina registra o início do processo de continentalização da bacia

marcada pela alternância de argilitos, folhelhos com siltitos e arenitos muito fino de coloração cinza claro e no topo ocorrem calcários. Apresenta laminações, fendas de ressecamento e diques de arenito.

A Formação Rio do Rastro é formada por arenitos, siltitos e folhelhos, o que dá indícios do avanço de sistemas deltaicos sob crescente aridez. As Formações Pirambóia e Sanga do Cabral são constituídas de arenitos finos a médios raramente conglomeráticos oriundo de sistemas flúvio-eólicos associados a lagos rasos (MILANI et al., 2007).

A Supersequência Gondwana II – Meso-Neotriássico – é representada apenas pela Formação Santa Maria, com pelitos e arenitos associados a ambientes lacustre-fluvial. Seu registro é encontrado somente na porção sul da bacia (MILANI; RAMOS et al., 1998; MILANI et al., 2007).

A Supersequência Gondwana III – Neojurássico-Eocretáceo – compreende as Formações Botucatu e Serra Geral, e marca o registro de um ambiente desértico e árido resultado da reativação da plataforma continental perante os processo de ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul.

E a Supersequência Baurú representa os depósitos sedimentares continentais do Cretacio e formado pelos Grupos Baurú e Caiuá (SOARES et al., 1980; FERNANDES; COIMBRA, 1994, 2000; MILANI et al., 2007). Dominada por sedimentos siliciclásticos, também abrange estratos de natureza eólica, aluvial, fluvial e lacustre que ocorrem nos estados de São Paulo, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e no Paraguai, com espessuras máximas entre 260m e 300 m (FERNANDES; COIMBRA, 2000)

5.1.2 Formação Irati

A Formação Irati é bem conhecida devido seu alto potencial para Oil Shale e Gas Shale e pela ocorrência de fósseis bem preservados de *Mesosaurus brasiliensis*. Localizada na superseqüência Gondwana I, grupo Passo Dois; no território brasileiro tem forma de um grande “S”, e aflora nos Estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Goiás, na qual, prolonga-se por aproximadamente 1700 km (MILANI et al., 1990).

A formação foi subdividida em membros Taquaral (Inferior) e Assistência (Superior) (MILANI, 1997; VAIL; MITCHUM JR, 1977; BARBOSA; ANDRADE GOMES, 1958). O membro Taquaral, base da formação, é constituído por pelitos cinza-claro depositados sobre um conglomerado basal silicífico, sendo pobre em carbono orgânico (MILANI et al., 2007).

O membro Assistência, é caracterizado por folhelhos negros ricos em matéria orgânica e calcários contendo sílex e pirobetumes, suas características litológicas e sedimentares sugerem deposição em ambiente marinho de águas rasas, apresentando restrições que criaram condições de baixa oxigenação para a deposição de folhelhos

pirobetuminosos associados a calcários (MILANI et al., 2007).

Através de estudos palinológicos a idade da formação estaria no período Neopermiano (DAEMON; QUADROS, 1970). Com as datações geocronológicas realizadas pelo método Rb/Sr por Thomaz (1976), também forneceram idade Neopermiana, mais precisamente entre 256 Ma +/- 19 Ma. Já Santanna et al., (2006), registraram idade de 278 Ma, pelo método SHRIMP de datação U-Pb, para os indícios de cinzas vulcânicas intercaladas à formação.

A atividade ígnea cretacia exercida sobre a bacia fez com que ocorresse a inserção de diques e soleiras de diabásio na formação. Estima-se que aproximadamente 70% da área da Formação Irati esteja intrudida por soleiras, que variam de poucos metros a até cerca de 200 m (PETRI; FÚLFARO, 1983). O Membro assistência por apresentar rochas características geradoras de óleo e gás fez com que a formação tornar-se parte de um sistema petrolífero atípico bem característico da bacia.

5.2 Sistemas Petrolíferos

A teoria orgânica moderna postula que petróleo se origina da matéria orgânica depositada juntamente com os sedimentos numa bacia sedimentar, e o tipo de hidrocarboneto gerado, óleo ou gás, é determinado diretamente pela matéria orgânica e pela intensidade do processo térmico atuante sobre ela (THOMAS, 2004). Logo, sistema petrolífero é o conjunto de processos que geram e acumulam petróleo (MAGOON; DOW, 1994).

Um Sistema petrolífero é um modelo composto por elementos essenciais e pelos processos fundamentais, em que, os elementos geológicos essenciais correspondem a rocha geradora, rocha reservatório, rocha selante e sobrecarga, e devem coexistir sincronicamente com a formação de trapas (armadilhas), geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos (processos fundamentais).

Historicamente, os estudos geológicos afirmam que o petróleo tende a se acumular em regiões mais profundas nas bacias sedimentares e migrar para o topo da bacia devido a diminuição da pressão e da temperatura, concentrando-se em dobras anticlinais. No entanto, a experiência com o passar dos anos mostra que não há padrão para a acumulação de hidrocarbonetos, sendo encontrados em cenários distintos do sistema tradicional.

Dos elementos essenciais, a rocha geradora é o elemento fundamental para a ocorrência de hidrocarbonetos. São rochas de granulação fina, fração argila, como os folhelhos da formação Irati, cuja a matéria orgânica, sob condições termoquímicas adequadas, se transforma em petróleo. A princípio, quanto maior for a quantidade e a qualidade de matéria orgânica na rocha geradora, maior é o potencial de gerar hidrocarbonetos.

O termo matéria orgânica (MO) refere-se ao material presente nas rochas sedimentares, que é derivado da parte orgânica dos seres vivos, tanto de origem vegetal quanto de origem animal; e sua quantidade presente nos sedimentos é comumente expressa pelo carbono orgânico total (COT). Para os folhelhos, os valores de *background* é entorno de 0,5% e para quantidades comerciais o COT deve ser igual ou superior á 3% (RONOV, 1958).

Para que a matéria orgânica seja conservada, incorporada e preservada na rocha mantendo os compostos ricos em *H* e *C*, o ambiente de deposição deve ser anóxico ou com muito pouco oxigênio, composto de sedimentos de baixa permeabilidade (THOMAS, 2004).

A matéria orgânica de origem marinha, basicamente constituída de microorganismos e algas (fitoplâncton), é a mais adequada para produzir óleo e gás, característica do querogênio tipo I. Da mesma maneira que a matéria orgânica herbácea, constituída de cutículas vegetais, pólenes, esporos e etc., gera querogênio tipo II, e a matéria orgânica vegetal lenhosa oriunda de vegetais superiores, produz exclusivamente hidrocarboneto gasoso característico do querogênio tipo III.

O processo de geração de hidrocarbonetos envolve uma sequência de reações físicas, químicas e biológicas que são influenciadas pela maturação térmica, determinada pela temperatura e tempo geológico. Essas reações transformam o querogênio, que é a fração orgânica insolúvel em solventes orgânicos presente nas rochas geradoras, em óleo ou gás. O petróleo produzido nessas rochas é expelido da rocha geradora por meio do processo de migração primária através dos poros das rochas até alcançar as trapas, onde ocorre a migração secundária.

As quatro fases na evolução da matéria orgânica em função do aumento de temperatura são expostas na Figura 5. E são elas: a diagênese, catagênese, metagênese e Metamorfismo ou Senil.

O termo maturação se refere ao estágio de evolução térmica alcançado pelas rochas geradoras. A rocha é chamada de imatura quando querogênio apresenta as características da fase diagênese, com volumes pouco significativos de geração de hidrocarbonetos. Quando começa o estágio de catagênese, a rocha é considerada madura, do qual, o querogênio passa inicialmente pela "janela de óleo", zona que predomina a geração de hidrocarbonetos líquidos. Com o constante aumento da temperatura o querogênio começa a diminuir a geração de hidrocarbonetos líquidos até chegar na "janela de gás", no final da catagênese.

A determinação do grau de maturidade de uma rocha geradora é obtido por diversos processos organopalinológicos, sendo o Índice de Alteração Térmica (IAT) utilizado no presente trabalho.

O IAT é baseado em observações da mudança progressiva na cor das partículas de esporos e pólen no querogênio com o aumento da maturidade (STAPLIN, 1969). A

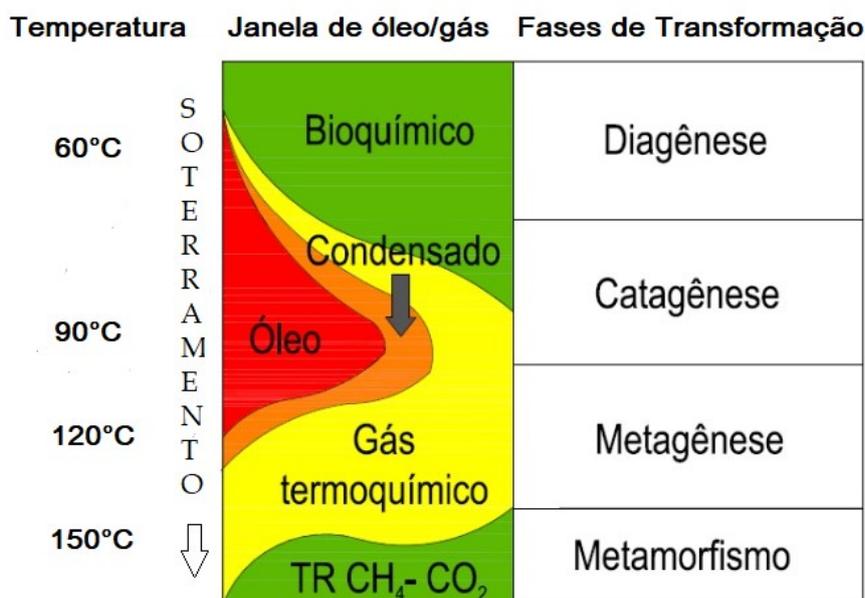


Figura 5 – Estágios de transformação dos hidrocarbonetos.

Adaptado de (THOMAS, 2004)

primeira escala formal foi desenvolvida por Staplin (1969) e usou uma escala de 1 à 5 empregando notações de + e - para sinalizar etapas intermediárias.

A migração de hidrocarbonetos refere-se ao movimento dos hidrocarbonetos líquidos e gasosos das rochas geradoras para as rochas reservatório. Esse processo ocorre devido a diferenças de pressão, capilaridade e estrutura das rochas. A migração pode ser vertical, ao longo de falhas ou fraturas, ou horizontal, seguindo camadas permeáveis em direção a armadilhas estruturais ou geoquímicas.

As rochas-reservatório são rochas porosas e permeáveis de qualquer origem ou natureza que permitem o armazenamento e a circulação dos hidrocarbonetos, e representam paleoambientes sedimentares de alta energia. Essas rochas normalmente correspondem a arenitos, calcarenitos, assim como, folhelhos e alguns carbonatos. Estes últimos por serem impermeáveis podem vir a se constituir reservatórios quando se apresentam naturalmente fraturados. A qualidade das rochas reservatório, como sua porosidade e permeabilidade, desempenha um papel crucial na capacidade de retenção dos hidrocarbonetos (THOMAS, 2004).

A Bacia do Paraná conta com uma variedade de sistemas reservatórios arenosos para acomodar os hidrocarbonetos gerados na região. Os hidrocarbonetos provenientes das sequências silurianas e devonianas, podem ser armazenados nos arenitos das formações Rio Ivaí e Furnas, bem como no Grupo Itararé. Assim como, os arenitos da Formação Rio Bonito (Permiano) destacam-se por suas propriedades permoporosas, podendo atingir até 20% de porosidade, o que os torna excelentes reservatórios para os óleos possivelmente gerados na Formação Irati (MILANI et al., 1990).

As rochas selantes são camadas impermeáveis que atuam como barreiras, impedindo a migração vertical dos hidrocarbonetos, mantendo o petróleo e o gás confinados em uma área específica. Sua principal característica é ter baixa permeabilidade e ser dotada de plasticidade, para manter a sua condição selante mesmo após ser submetida a esforços determinantes de deformações.

E por último, as trapas também conhecidas como armadilhas, elas aprisionam os hidrocarbonetos durante a migração e são divididas em armadilhas estruturais, estratigráficas e mistas.

5.2.1 Sistemas Petrolíferos Atípicos

Como mencionado na seção anterior, a geração de óleo e gás ocorre quando a rocha geradora contém elevado TOC e sofre um soterramento eficaz que ocasiona a evolução térmica da matéria orgânica transformando-a em querogênio, e consequentemente em hidrocarbonetos. No entanto, em sistemas atípicos, as intrusões ígneas exercem grande influência tanto na fase de geração, onde fornecem o calor necessário para o avanço do craqueamento térmico em um intervalo de tempo relativamente curto, também atuam como armadilhas e rocha selante. Ou seja, um sistema petrolífero atípico é definido quando a maturação das rochas geradoras é ocasionada pelo efeito térmico de intrusões ígneas (MAGOON; DOW, 1994).

Na Bacia do Paraná, os potenciais sistemas petrolíferos atípicos conhecidos até o momento são: Vila Maria / Alto Garças / Iapó (.), Vila Maria / Furnas (.), Ponta Grossa - Itararé (!), Irati - Pirambóia (!) e Irati - Rio Bonito (!) (CIOCCARI, 2018).

6 METODOLOGIA

A evolução térmica da bacia foi baseada no modelo matemático proposto por (GALUSHKIN, 1997), no qual, se tornou o pilar de vários trabalhos na área da geociências relacionadas as intrusões ígneas.

Os dados de IAT, temperatura e profundidade das tabelas 2 e 3, foram estimados pelo método dos mínimos quadrados em conjunto com a média ponderada, a partir das informações proveniente do trabalho de Quadros (1976). Os demais parâmetros utilizados no modelo estão dispostos na tabela 1 abaixo (BARKER; BONE; LEWAN, 1998; MÉTRICH; RUTHERFORD, 1998; STORVOLL; BJØRLYKKE; MONDOL, 2005; AARNES et al., 2010; WANG et al., 2012).

Tabela 1 – Parâmetros dos Poços 2-IT-1-RS e 2-TG-1-SC

Simbolos	Descrição	Valores	Unidades
k_h	Condutividade térmica total	2.5	W/m.K
k_m	Condutividade térmica do magma	2.19	W/m.K
k_d	Condutividade térmica do diabásio	2.3	W/m.K
ρ_h	Massa específica total	1759 - 1501	Kg/m ³
ρ_m	Massa específica do magma	2600	Kg/m ³
ρ_d	Massa específica do diabásio	2700	Kg/m ³
c_{ph}	Calor específico total	1508	J/Kg.K
c_{pm}	Calor específico do magma	2220 - 2250	J/Kg.K
c_{pd}	Calor específico do diabásio	2215	J/Kg.K
T_{m0}	Temperatura inicial da intrusão	1150	K
T_o	Temperatura da superfície	20	°C
T_f	Temperatura da profundidade final	20	°C
T_{ml}	Temperatura do magma 100% líquido	1150	°C
T_{md}	Temperatura do magma 100% sólido	900	°C
L	Calor latente	326	KJ/Kg

Tabela 2 – Dados de IAT, temperatura e profundidade do poço 2-IT-0001-RS.

IAT	Temperatura (°C)	Profundidade (m)
3,2	86,56	1508
4	148,88	1565
4	148,88	1608
4	148,88	1850
3,8	128,84	1865
3,8	128,84	2125
3	72,25	2150
3	72,25	2170
3	72,25	2200
2,6	54	2230
2,4	48,54	2289
2,4	48,54	2335
2,7	58,2	2430

Tabela 3 – Dados de IAT, temperatura e profundidade do poço 2-Tg-0001-SC.

IAT	Temperatura (°C)	Profundidade (m)
2,4	48,5	970
3	72,2	1115
3,7	119,8	1220
4	148,88	1324
4	148,88	1560
3,6	111,5	1665
3	12,25	1705
2,7	58,2	1758
2,7	58,2	1785
2,7	58,2	1835
2,6	54	1915
2,5	50,3	2016
2,6	54	2175
3	72,25	2251

6.1 Modelo Matemático

Na seção 3.1.2 foi descrita a equação base (18) para a implementação do modelo matemático de condução de calor em regime transiente, que atenda as trocas de calor ocorridas em um ambiente sedimentar afetado pelo impacto térmico de soleiras de

diabásio. Portanto, precisamos determinar a dependência da distribuição de temperaturas no instante em que o magma começa a se resfriar no interior da bacia em relação ao tempo durante um processo transiente, assim como, determinar a transferência de calor entre o magma e o diabásio nas rochas encaixantes.

A equação 18 não pode ser utilizada na forma que se apresenta pois, ela não descreve de forma objetiva a dependência dos parâmetros ρc_p em relação a posição e não somente em função do tempo e da temperatura. Aplicando-a dessa forma, acaba gerando uma descontinuidade no domínio da função. Logo, em cada ponto da bacia sedimentar, z_i - eixo cartesiano utilizado no trabalho - a temperatura obtida em função do tempo é diretamente proporcional a variação de k , ρ e c_p .

Então, a equação (18) foi dividida em duas partes a partir do sinal de igualdade e manipuladas regras de diferenciação em ambos os lados.

O lado esquerdo foram aplicadas a regra do produto e a regra da cadeia, tornando-se,

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho c_p T) = \left(\rho_t + \rho_T \frac{\partial T}{\partial t}\right) c_p T + \rho \left(c_{p_t} + c_{p_T} \frac{\partial T}{\partial t}\right) T + \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (19)$$

Reorganizando obtemos,

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho c_p T) = (\rho_t c_p + \rho c_{p_t}) T + (\rho_T c_p T + \rho c_{p_T} T + \rho c_p) \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (20)$$

E o lado esquerdo da equação (20) é reescrito da seguinte na forma,

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho c_p T) = pT + \frac{1}{q} \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (21)$$

Como os valores de ρc_p dependem da temperatura e do tempo, para questões de simplificação, foram atribuídos os parâmetros p e q as variações de ρc_p em relação ao tempo quanto em relação a temperatura respectivamente. Ou seja,

$$p(z, t, T) = \rho_t c_p + \rho c_{p_t} \quad (22)$$

$$q(z, t, T) = \left(\rho_T c_p T + \rho c_{p_T} T + \rho c_p\right)^{-1}. \quad (23)$$

Da mesma maneira, na segunda sentença do lado direito da igualdade foi aplicado a regra do produto, e assim temos,

$$k \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}(kT) - \frac{\partial k}{\partial z} T. \quad (24)$$

Reorganizando as expressões obtidas em (21) e (24) na equação (18), obtemos Equação Geral da Condução de Calor em regime transiente implementada no pre-

sente trabalho.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = q \frac{\partial^2}{\partial z^2} (kT) - q \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial k}{\partial z} T \right) - pqT. \quad (25)$$

6.1.1 Identificação do Material e Mudança de Fase

Com o intuito de precisar a posição da rocha encaixante e da soleira foi definida uma função χ chamada de fração de líquido (CARSLAW; JAEGER, 1986). Essa função é dependente da posição z e da temperatura T . Ela também aponta se o magma está ou não em processo de mudança de fase.

A fração de líquido é definida como,

$$\chi = \begin{cases} 0, & T < T_{ms} \\ \frac{T - T_{ms}}{T_{ml} - T_{ms}}, & T_{ms} \leq T \leq T_{ml} \\ 1, & T > T_{ml}. \end{cases} \quad (26)$$

onde, T_{ms} é o magma solidificado e T_{ml} magma fundido.

O resfriamento da soleira faz com que ela perca calor para as rochas hospedeiras com o passar do tempo, nas suas extremidades, denominada de zona de interface, são os locais que sentem os primeiros sinais de resfriamento. Esse processo é registrado na bacia como auréolas de contato nas rochas hospedeiras, e que por conta disso, as rochas podem apresentar metamorfismo de contato.

A equação (26) mostra que se a temperatura avaliada estiver entre as temperaturas de cristalização e fusão do magma, $T_{ms} \leq T \leq T_{ml}$, o mesmo encontra-se em processo de mudança de fase, caso ao contrário, a temperatura avaliada vai indicar a rocha encaixante ou o magma.

6.1.2 Parâmetros Termofísicos Não Constantes

As funções k , o ρ e o c_p são obtidas através da fração de líquido χ (SCLATER; CHRISTIE, 1980; OXBURGH; CP, 1984; DOLIGEZ et al., 1986; DEMING; CHAPMAN, 1989; UNGERER et al., 1990; GALUSHKIN, 1997). Logo, elas são definidas como,

$$k = \chi k_m + (1 - \chi) k_d. \quad (27)$$

$$\rho = \chi \rho_m + (1 - \chi) \rho_d. \quad (28)$$

$$c_p = \frac{\chi \rho_m c_{pm} + (1 - \chi) \rho_d c_{pd}}{\rho} + \begin{cases} 0, & \chi = 0 \text{ ou } \chi = 1 \\ \frac{L}{T_{ml} - T_{ms}}, & 0 < \chi < 1 \end{cases}. \quad (29)$$

sendo que, k_m é a condutividade térmica do magma, k_d é a condutividade térmica do diabásio, ρ_m massa específica do magma e ρ_d massa específica do diabásio.

O c_p é determinado através da média ponderada pela massa específica e, se o nó avaliado estiver em processo de mudança de fase ocorre incremento de calor na forma latente L .

O segundo termo do lado direito da equação (29) afirma que, somente há calor latente L envolvido no sistema quando ocorre mudança de fase no magma.

6.1.3 Condição Inicial

As condições iniciais do modelo foram obtidas através da variação linear entre as temperaturas da superfície T_o da e base da bacia T_f com suas respectivas profundidades z_o e z_f .

$$T \Big|_{t=0} = T_o + \frac{T_f - T_o}{z_f} z_o. \quad (30)$$

6.1.4 Condição de Contorno

As temperaturas tanto na superfície da bacia sedimentar quanto no embasamento foram mantidas fixas á $293\text{K} = 24\text{C}$, tabela (1). O efeito térmico das rochas graníticas do embasamento não foram levadas em consideração no modelo.

$$T \Big|_{z=0} = 293\text{K} = T \Big|_{z=z_f}. \quad (31)$$

Também foram colocadas condições de contorno nas regiões de interface entre o diabásio e as rochas encaixantes com a inserção de nós a malha, pois os dois corpos devem ter a mesma temperatura na interface, devido ao fato de que a interface não pode armazenar energia mantendo o fluxo de calor igual em ambos os sentidos (ÇENGEL; GHAJAR, 2012).

$$T \Big|_{z=0} = -k_h \frac{\partial T_h}{\partial z} = -k_m \frac{\partial T_m}{\partial z}, \quad (32)$$

$$T \Big|_{z=z_f} = -k_h \frac{\partial T_h}{\partial z} = -k_d \frac{\partial T_d}{\partial z}. \quad (33)$$

6.2 Método Numérico

Os métodos numéricos são técnicas pelas quais os problemas matemáticos complexos são formulados de modo que possam ser resolvidos com operações aritméticas, sendo ferramentas indispensáveis ao processo de discretização de soluções de equações diferenciais. Tais métodos são capazes de lidar com um grande número de equações lineares e não-lineares, em geral, difíceis de serem resolvidas de forma

analítica.

Na modelagem térmica a solução analítica permite determinar a temperatura em qualquer ponto do domínio, já os métodos numéricos se limitam a determinar a temperatura em pontos discretos. Diante disso, os modelos geológicos sendo sistemas naturais e instantâneos, também podem ser analisados segundo esse tipo de técnica (CORREIA, 2006).

6.2.1 Discretização do Domínio

A Primeira etapa para a resolução de qualquer problema numérico é discretizar o domínio da função, esse processo é necessário, uma vez que, permite aproximar um problema contínuo por um problema discreto e finito. Nesse caso, só a dimensão espacial, $[0, L]$ devem ser discretizada por meio de uma malha igualmente espaçada, como mostra a figura abaixo.

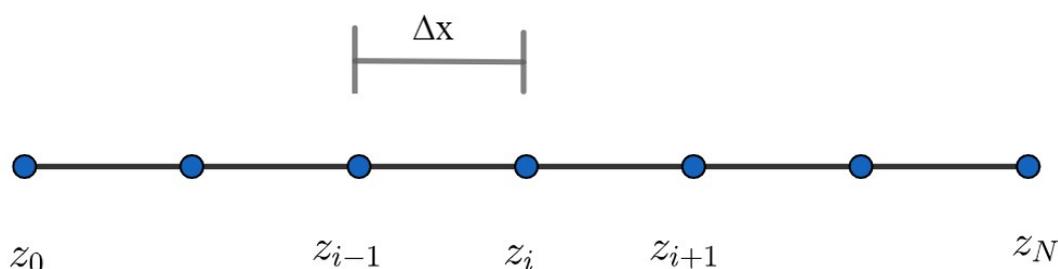


Figura 6 – Malha usada para a solução da equação da condução de calor por diferenças finitas. Adaptado de (CHAPRA, 2013).

O poço 2-IT-1-RS foi discretizado com uma malha de 132 pontos e o poço 2-TG-1-SC com uma malha de 116 pontos, ambos com passo $\Delta z = 15$ m e passo de tempo $\Delta t = 864$ sec.

6.2.2 Método de Diferenças Finitas Implícito

A aplicação do método de diferenças finitas (MDF) dá a possibilidade de substituir as derivadas da equação (18) por sistemas algébricos. As fórmulas implícitas, juntamente com as condições de contorno resultam em um conjunto de equações lineares com o mesmo número de incógnitas. Logo, o método se reduz a solução de um conjunto de equações simultâneas ao longo tempo, T_i^{l+1} (CHAPRA, 2013)

Sua aplicação na equação de condução de calor exige aproximações para a segunda derivada no espaço e a ferramenta básica para essas aproximações é a fórmula de Taylor (SPERANDIO; MENDES; SILVA, 2003). E sua expansão está exposta

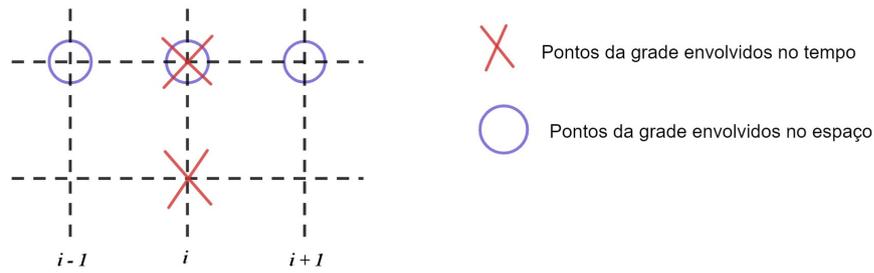


Figura 7 – Nós envolvidos no MDF implícito. Adaptado de (CHAPRA, 2013).

abaixo,

$$f(z_{i+1}) = f(z_i) + (z_{i+1} - z_i) \left. \frac{df}{dz} \right|_{z_i} + \frac{(z_{i+1} - z_i)^2}{2} \left. \frac{d^2f}{dz^2} \right|_{z_i} + \dots \quad (34)$$

$$(z_{i+1} - z_i) \left. \frac{df}{dz} \right|_{z_i} + \frac{(z_{i+1} - z_i)^2}{2} \left. \frac{d^2f}{dz^2} \right|_{z_i} = f(z_{i+1}) - f(z_i). \quad (35)$$

$$f(z_{i-1}) = f(z_i) + (z_{i-1} - z_i) \left. \frac{df}{dz} \right|_{z_i} + \frac{(z_{i-1} - z_i)^2}{2} \left. \frac{d^2f}{dz^2} \right|_{z_i} + \dots \quad (36)$$

$$(z_{i-1} - z_i) \left. \frac{df}{dz} \right|_{z_i} + \frac{(z_{i-1} - z_i)^2}{2} \left. \frac{d^2f}{dz^2} \right|_{z_i} = f(z_{i-1}) - f(z_i). \quad (37)$$

Combinando e reorganizando as equações descritas acima, obtemos as fórmulas de diferenças finitas centradas de primeira e segunda ordem a três pontos,

$$\left. \frac{df}{dz} \right|_{z_i} = \frac{f(z_{i+1}) - f(z_i) + f(z_{i-1})}{2\Delta z} = \frac{(k'T)'_{z+1} - (k'T)'_z + (k'T)'_{z-1}}{2\Delta z}, \quad (38)$$

$$\left. \frac{d^2f}{dz^2} \right|_{z_i} = \frac{f(z_{i+1}) - 2f(z_i) + f(z_{i-1}))}{\Delta z^2} = \frac{(kT)''_{z+1} - 2(kT)''_z + (kT)''_{z-1}}{\Delta z^2}. \quad (39)$$

E substituindo na equação do calor, (18), o MDF torna-se,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = q \frac{(kT)''_{z+1} - 2(kT)''_z + (kT)''_{z-1}}{\Delta z^2} - q \frac{(k'T)'_{z+1} - (k'T)'_z + (k'T)'_{z-1}}{2\Delta z} - pqT_z. \quad (40)$$

Escrevendo de forma matricial $AX = b$,

$$\begin{bmatrix} (z_{i+1} - z_i) & (z_{i+1} - z_i)^2 / 2 \\ (z_{i-1} - z_i) & (z_{i-1} - z_i)^2 / 2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} (kT)'(z_i) \\ (kT)''(z_i) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} (kT)(z_{i+1}) - (kT)(z_i) \\ (kT)(z_{i-1}) - (kT)(z_i) \end{bmatrix} \quad (41)$$

É possível determinar de forma simultânea os coeficientes de T_{i+1} , T_{i-1} e T_i .

$$\begin{bmatrix} (z_{i+1} - z_i) & (z_{i+1} - z_i)^2 / 2 \\ (z_{i-1} - z_i) & (z_{i-1} - z_i)^2 / 2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f'(z_i) \\ f''(z_i) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k(z_{i+1}) \\ 0 \end{bmatrix} T_{i+1} \quad (42) \\ + \begin{bmatrix} 0 \\ k(z_{i-1}) \end{bmatrix} T_{i-1} + \begin{bmatrix} -k(z_i) \\ -k(z_i) \end{bmatrix} T_i.$$

6.2.3 Método Runge Kutta de quarta ordem

O método de Runge-Kutta (RK) é uma família de métodos numéricos que envolvem a avaliação de várias derivadas parciais com o objetivo de aproximar a solução de uma equação diferencial ordinária (CHAPRA, 2013). Cada método RK consiste em utilizar um polinômio de Taylor para evitar o cálculo das derivadas.

A implementação desse método numérico no presente trabalho faz com que a variável temporal t seja mantida contínua transformando as derivadas parciais em um sistema de derivadas ordinárias. Utilizando as condições iniciais e de contorno descrita pelas equações (30) e (31), o sistema de equações diferenciais ordinárias é resolvido e as temperaturas da equação (40) em função do tempo são obtidas por,

$$T^{l+1} = T^l + \frac{\Delta t}{6}(K_1 + 2K_2 + 2K_3 + K_4). \quad (43)$$

onde,

$$K_1 = f(t^l, T^l), \quad (44)$$

$$K_2 = f\left(t^l + \frac{\Delta t}{2}, T^l + K_1 \frac{\Delta t}{2}\right), \quad (45)$$

$$K_3 = f\left(t^l + \frac{\Delta t}{2}, T^l + K_2 \frac{\Delta t}{2}\right), \quad (46)$$

$$K_4 = f(t^l + \Delta t, T^l + K_3 \Delta t). \quad (47)$$

A ordem de um método numérico de resolução por discretização representa a relação como o erro de truncamento global varia em função do espaçamento Δx utilizado. De modo geral, o erro sempre será proporcional a $O(\Delta x^p)$, onde p representa a ordem do método. Quanto maior a ordem, mais rapidamente o erro diminui conforme o passo é reduzido (FONTANA, 2019).

Para as diferenças centradas aplicada na variável z , o erro de truncamento é da ordem de $O(h^2)$, no método de Runge Kutta de quarta ordem o erro é da ordem de $O(h^4)$.

6.2.4 Análise de Estabilidade de Von Neumann

A estabilidade de métodos numéricos está intrinsecamente ligada ao erro numérico. Portanto, a análise de estabilidade de Von Neumann é um procedimento empregado para verificar a estabilidade de métodos de diferenças finitas quando aplicados a equações diferenciais parciais. Esse método é baseado na decomposição dos erros em séries de Fourier.

A aplicação do método de diferenças finitas implícitas apresenta uma vantagem significativa, uma vez que é um método incondicionalmente estável, superando as limitações encontradas no método explícito, tais como a estabilidade do sistema com Δt grande e a perda de informações que afetam a solução. Essa melhoria vem à custa de algoritmos um pouco mais complexos.

Outras vantagens inerentes à utilização do método de diferenças finitas implícitas incluem a estrutura tridiagonal da matriz do sistema, o que torna a resolução de sistemas lineares com esse tipo de matriz particularmente simples. Além disso, a matriz do sistema só precisa ser montada apenas uma vez no programa, o que pode acelerar potencialmente a solução numérica (CHAPRA, 2013).

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Com base nos critérios estabelecidos e nas abordagens previamente delineadas, o modelo de condução de calor desenvolvido visa facilitar a compreensão do impacto térmico das intrusões sobre as rochas encaixantes, determinando o período de tempo em que tais rochas ficaram submetidas ao calor emitido pelas soleiras. Dessa maneira, essas informações contribuem para a ampliação do entendimento dos sistemas petrolíferos atípicos.

Os resultados obtidos pelos valores de IAT representam a ação térmica sofrida e, conseqüentemente, ao estágio de evolução térmica atingido pela matéria orgânica durante o período de 1000 anos.

Os dados utilizados foram somente de seções termicamente alteradas, derivadas do efeito térmico das intrusões ígneas com o foco nas soleiras da Formação Irati, em que, os parâmetros de IAT registram um estágio evoluído de maturidade térmica para o querogênio.

Poço 2-IT-1-RS – Rio Grande do Sul

Os dados de IAT obtidos no Rio Grande do Sul revelaram a presença de zonas maduras entre as profundidades de 1450m à 2450m, que de acordo com o modelo desenvolvido, as rochas atingiram as temperaturas da janela de óleo e gás entre 450 - 600 anos e 60 - 70 anos respectivamente, após o início do resfriamento da soleira (Figuras 8 e 9).

A influência térmica das soleiras sobre as rochas encaixantes, a princípio é cerca de 2 vezes a sua espessura, ou seja, 398m tanto na parte superior quanto na parte inferior da mesma, o que vai de encontro com os trabalhos de (AARNES et al., 2010).

É observado que o processo de resfriamento da soleira ocorre inicialmente de forma mais intensa na parte superior do que na inferior. Esse fenômeno pode ocorrer devido as correntes de convecção que surgem por causa do aquecimento da água dos poros nas rochas que estão abaixo da soleira, pois ela age como uma barreira selante, impedindo os fluídos de escaparem verticalmente para cima.

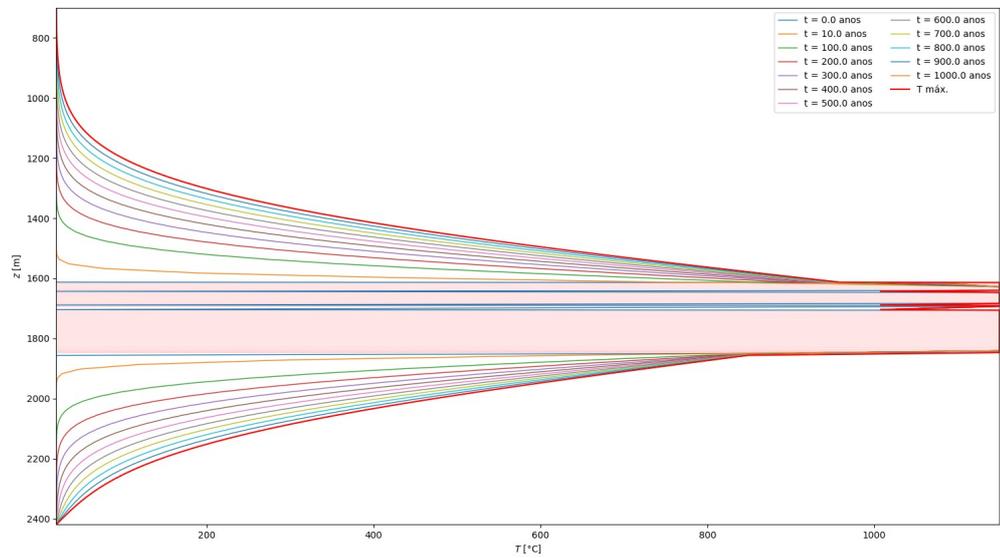


Figura 8 – Evolução térmica do poço 2-IT-1-RS até 1000 anos.

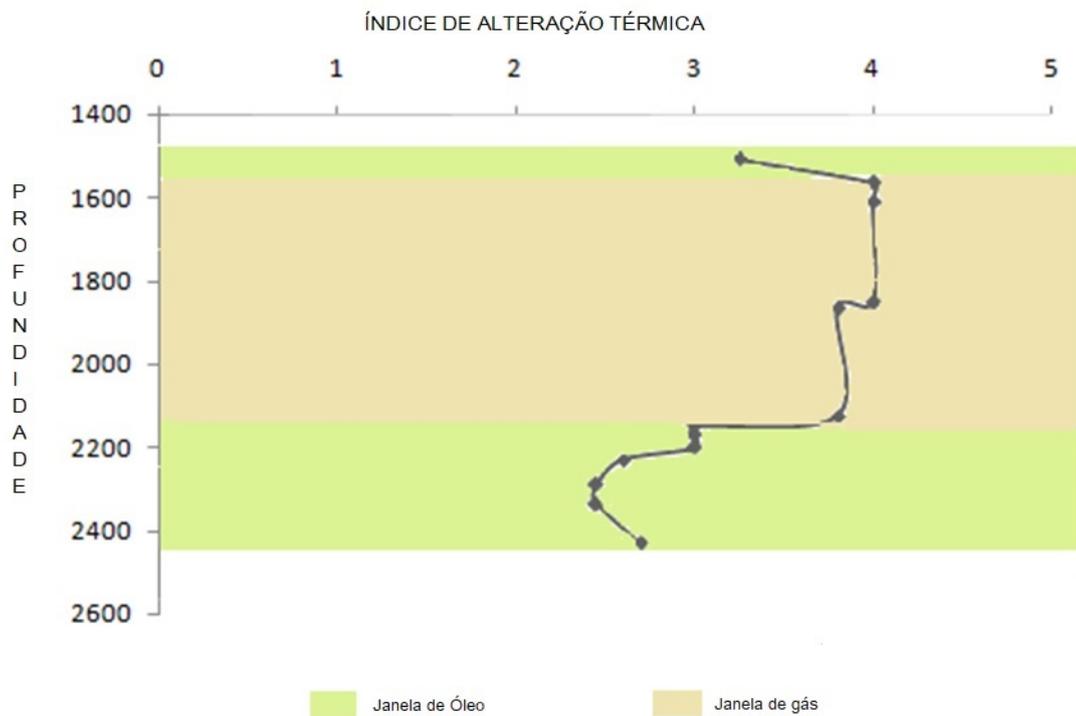


Figura 9 – Relação entre os valores de IAT com a profundidade para o poço 2-IT-1-RS até 1000 anos.

Apesar que as áreas termicamente modificadas na Formação Irati apresentam migração eficaz, tanto primária quanto secundária, devido à existência de microfaturas, fraturas e à presença de compartimentações tectônicas locais e regionais (ARAÚJO et al., 2000).

O último pacote sedimentar do poço, o Grupo Itararé, alcança profundidades cerca de 2430m e valor de IAT de 2,7. No entanto, as camadas sobrepostas, que normalmente deveriam ter valores de IAT menores de acordo com a sequência evolutiva típica de diagênese, revelam uma mudança significativa devido a intrusões, resultando em valores de IAT entre 3 e 4, dos quais, estão localizados na interface superior e inferior das intrusões com a rocha encaixante. Esse fluxo de calor mais intenso de acordo com os resultados perdura por até 10 anos.

Poço 2-TG-1-SC – Santa Catarina

Os dados oriundos de Santa Catarina também mostram zonas maduras entre as profundidades de 950m - 2340m, atingindo as temperaturas das janelas de óleo e gás entre 100 - 150 anos e 60 - 210 anos (Figuras 10 e 11).

O calor emitido pela soleira exerceu influência nas rochas encaixante até 400 anos após o seu resfriamento, formando possivelmente um halo térmico de 3 à 4 vezes a espessura da intrusão. Da mesma maneira que ocorre no poço 2-IT-1-RS, os valores de IAT aumentam nas camadas sobrepostas a Formação Furnas (à 2251m de profundidade) devido a influência das soleiras da Formação Irati.

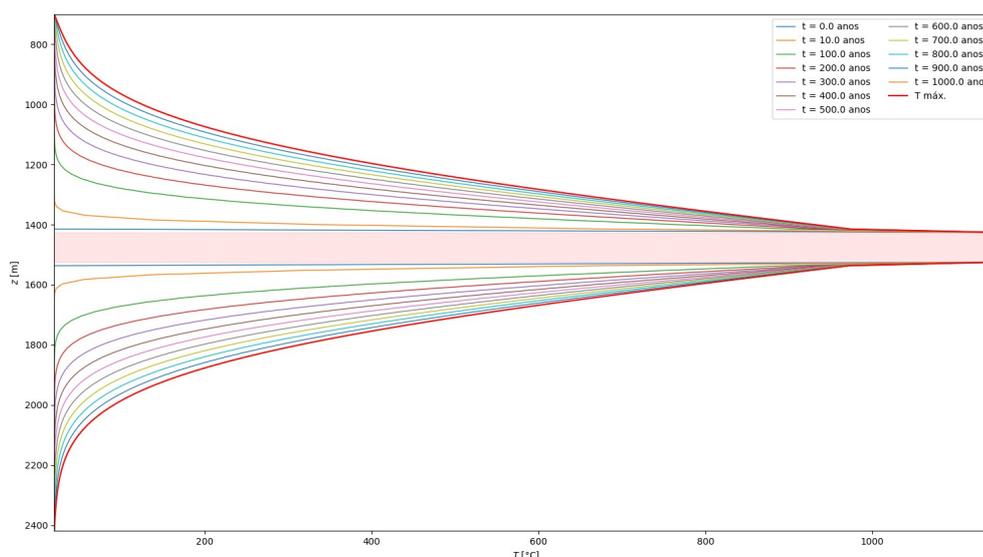


Figura 10 – Evolução térmica do poço 2-TG-1-SC até 1000 anos.

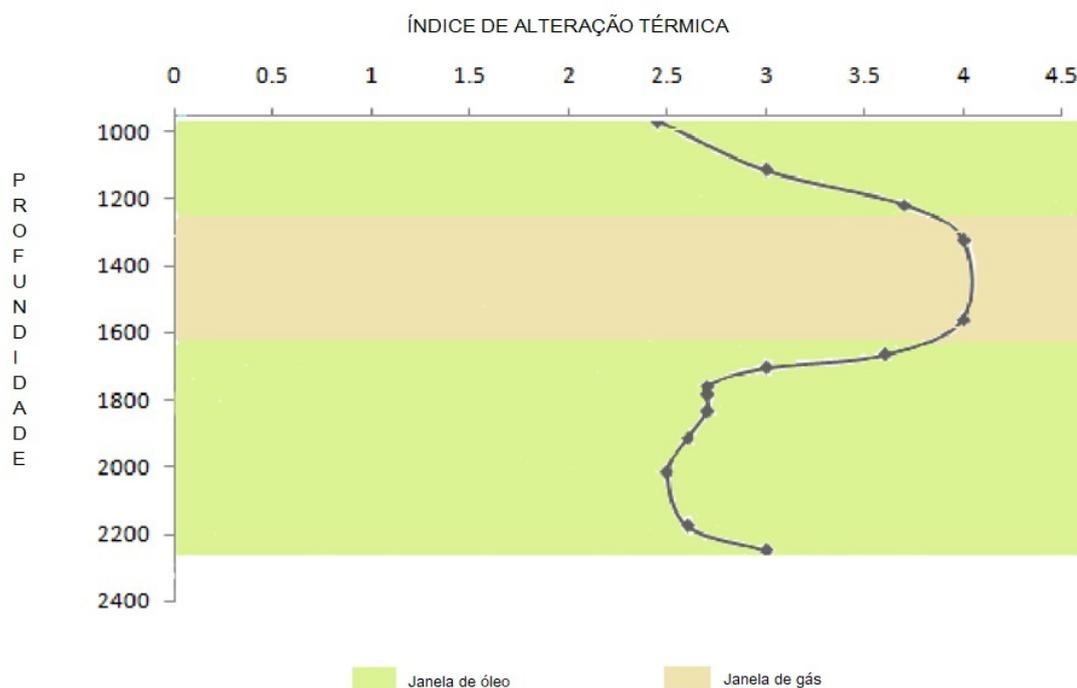


Figura 11 – Relação entre os valores de IAT com a profundidade para o poço 2-TG-1-SC até 1000 anos.

Informações procedentes da ANP apontam que o poço 2-IT-1-RS não apresenta indícios de hidrocarbonetos, mas de acordo com os dados de maturidade térmica (IAT) de QUADROS (1964), em conjunto com a evolução térmica da bacia obtida pelo modelo, as rochas da bacia alcançaram as temperaturas iniciais da janela de óleo e gás, indicando óleo na parte inferior e gás na parte superior das soleiras.

Porém, como já mencionado no capítulo 4, o poço 2-TG-1-SC apresenta indícios de hidrocarbonetos nos arenitos da Formação Rio Bonito - betume e óleo - do qual, demonstra que ocorreu a geração de hidrocarbonetos líquidos nos folhelhos da Formação Irati sob influência das soleiras e migraram para os arenitos da Formação Rio Bonito, que caracteriza, a princípio, o sistema petrolífero atípico Irati/Rio Bonito (!).

Em linhas gerais, a influência térmica proveniente de corpos ígneos intrusivos sobre rochas sedimentares costuma se manifestar em distâncias que variam de uma a duas vezes a espessura da própria intrusão (GALUSHKIN, 1997). No entanto, estudos adicionais indicaram que a extensão desse efeito térmico também é influenciada por diversos outros fatores, como a condutividade térmica, o volume de água entre os espaços da rocha e o surgimento de manifestações convectivas. (BARKER; BONE; LEWAN, 1998).

8 CONCLUSÕES

Através da modelagem térmica aplicada nos poços 2-IT-1-RS e 2-TG-1-SC, dispostos na Bacia do Paraná e assumindo que a transferência de calor através das soleiras básicas da Formação Irati para as rochas encaixantes seja dominada pela difusão, foi modelada a evolução térmica da bacia usando o modelo de transferência de calor por condução unidimensional em regime transiente. De modo que, o modelo não leva em consideração o consumo de calor por desidratação mineral, volatilização da água intersticial e reações de descarbonização.

A comparação dos valores obtidos pelo modelo com os valores do Índice de Alteração Térmica na auréola térmica das soleiras da Formação Irati descreve de forma satisfatória a evolução térmica da matéria orgânica próxima a corpos ígneos, porém, o fluxo de fluídos pode explicar o resfriamento mais lento da intrusão que ocorre na parte inferior da soleira do poço 2-IT-1-RS.

O perfil de evolução térmica nos dois poços, mostram que as rochas geradoras alcançaram as temperaturas mínimas necessárias para geração de óleo e gás, mas com os resultados obtidos, as rochas do poço 2-IT-1-RS na Formação Irati experimentaram um fluxo de calor muito intenso, que a matéria orgânica foi carbonizada. Está relacionado ao fato que, quanto maior a intrusão, mais calor será emitido por ela. Afinal, as 6 soleiras que constituem a Formação Irati ocupam cerca de 83% da formação.

Os resultados mostram que à medida que a espessura da soleira aumenta, a temperatura de evolução térmica das rochas encaixantes também aumentam, assim como, o tempo necessário para que ocorra a maturação térmica diminui.

Nos modelos de condução de calor de tempo instantâneo, o consumo de calor durante as reações de desidratação em altas temperaturas, próximas à intrusão, constitui um fator adicional que influencia o estado térmico das rochas.

E portanto, para obtermos resultados mais precisos em relação as paleotemperaturas de uma bacia sedimentar submetida a influência térmica de intrusões ígneas, e conseqüentemente, a história de soterramento e o processo de geração de hidrocarbonetos em sistemas petrolíferos atípicos, é necessário adicionar ao modelo desenvolvido no presente trabalho, os processos de dissipação de calor, assim como, a

participação do sistema convectivo e mais dados de caracterização geoquímica das rochas geradoras como teor de carbono orgânico (COT), Pirólise de Rock-Eval em conjunto com a reflectância de vitrinita (%RO).

REFERÊNCIAS

- AARNES, I.; SVENSEN, H.; CONNOLLY, J. A.; PODLADCHIKOV, Y. Y. How contact metamorphism can trigger global climate changes: Modeling gas generation around igneous sills in sedimentary basins. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, EUA, v.74, n.24, p.17, September 2010.
- ANJOS, C. **A influência térmica de intrusões ígneas sobre pelitos e rochas carbonáticas da Formação Irati, em Goiás**. 2003. 101p. Dissertação — Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF.
- ARAÚJO, L.; TRIGUIS, J.; CERQUEIRA, J.; FREITAS, L. The Atypical Permian Petroleum System of the Parana Basin, Brazil. In: **Petroleum systems of South Atlantic margins**. EUA: AAPG Memoir, 2000. v.73, p.377–402.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. Seqüências tectono-sedimentares meso-paleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.24, n.2, p.77–89, 1994.
- BARBOSA, O.; ANDRADE GOMES, F. de. **Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo**. São Paulo: Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1958.
- BARKER, C. E.; BONE, Y.; LEWAN, M. D. Fluid inclusion and vitrinite-reflectance geothermometry compared to heat-flow models of maximum paleotemperature next to dikes, western onshore Gippsland Basin, Australia. **International Journal of Coal Geology**, USA, v.37, n.1-2, p.73–111, 1998.
- CARSLAW, H.; JAEGER, J. **Conduction of heat in solids**. 2^a.ed. Oxford: Oxford Science, 1986. 520p.
- CHAPRA, S. C. **Métodos Numéricos Aplicados com Matlab para Engenheiros e Cientistas**. 3^a.ed. Porto Alegre, RS: AMGH, 2013. 672p.
- CIOCCARI, G. M. **Interpretação Geoquímica e Modelagem Térmica na Geração Atípica de Hidrocarbonetos – Um Exemplo na Formação Irati, Bacia do Paraná**.

2018. 205p. Tese — Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

CORREIA, L. M. S. A. **Avaliação do efeito térmico das soleiras de diabásio nas rochas geradoras da formação Irati – Bacia do Paraná, Brasil – através de técnicas de modelagem numérica**. 2006. 74p. Dissertação — Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

DAEMON, R. F.; QUADROS, L. d. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da bacia do Paraná. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. Brasília/DF: Sociedade Brasileira de Geologia, 1970. v.24, n.1970, p.359–412.

DEMING, D.; CHAPMAN, D. S. Thermal histories and hydrocarbon generation: Example from Utah-Wyoming thrust belt. **AAPG bulletin**, EUA, v.73, n.12, p.1455–1471, 1989.

DOLIGEZ, B. et al. Integrated numerical simulation of the sedimentation heat transfer, hydrocarbon formation and fluid migration in a sedimentary basin: the THEMIS model. **Collection colloques et séminaires-Institut français du pétrole**, França, n.44, p.173–195, 1986.

FARIA, A. d.; REIS NETO, J. Nova unidade litoestratigráfica pré-Furnas no sudoeste de Goiás. In: **XXX Congresso Brasileiro de Geologia**. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. p.136–137.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.24, n.3, p.164–176, 1994.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.4, p.717–728, 2000.

FJELDSKAAR, W. et al. Thermal modelling of magmatic intrusions in the Gjallar Ridge, Norwegian Sea: Implications for vitrinite reflectance and hydrocarbon maturation. **Basin Research**, EUA, v.20, p.16, March 2008.

FONTANA, E. **Introdução ao método de diferenças finitas com aplicações em engenharia química**. Paraná: Universidade Federal do Paraná, 2019. 84p.

FRANÇA, A.; POTTER, P. Estratigrafia e ambiente deposicional do Grupo Itararé (Permo-carbonífero), Bacia do Parana. II. **Boletim de geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.3, p.17–28, 1989.

GALUSHKIN, Y. I. Thermal effects of igneous intrusions on maturity of organic matter: A possible mechanism of intrusion. **Organic Geochemistry**, EUA, v.26, p.14, May 1997.

GALUSHKIN, Y. I.; MAKHOUS, M. Contribution of erosion and intrusive-hydrothermal activity to the depth profile of organic matter maturation in sedimentary basins. **Geochemistry International**, EUA, v.44, p.1225–1236, 2006.

GEHMAN JR, H. Organic matter in limestones. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, EUA, v.26, n.8, p.885–897, 1962.

GOMES, J. Algumas observações sobre as intrusões de diabásio na Bacia Sedimentar do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.2, p.7–12, 1959.

GVIRTZMAN, Z.; GARFUNKEL, Z. Numerical solutions for the one-dimensional heat-conduction equation using a spreadsheet. **Computers & Geosciences**, EUA, v.22, n.10, p.11, 1996.

HOLZ, M. et al. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, EUA, v.29, n.2, p.381–399, 2010.

INCROPERA, F.; DEWITT, D. **Fundamentos da Transferência de Calor e de Massa**. 7^a.ed. Rio de Janeiro: LTC Editora, 2014. 1699p.

JAEGER, J. The use of complete temperature? Time curves for determination of thermal conductivity with particular reference to rocks. **Australian Journal of Physics**, Austrália, v.12, n.3, p.203–217, 1959.

JAEGER, J. Application of the Theory of Heat Conduction to Geothermal Measurements. In: **Terrestrial Heat Flow**. EUA: American Geophysical Union, 1965. v.8, p.17.

JIANG, J. et al. Numerical simulation of magma intrusion on the thermal evolution of low-rank coal. **Environmental Earth Sciences**, EUA, v.80, p.1–12, August 2021.

KREITH, F.; BOHN, M. **Princípios de Transferência de Calor**. 6^a.ed. São Paulo: Learning, CENGAGE, 2003. 772p.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados de Santa Catarina e Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Rio de Janeiro, v.2, p.65–154, 1947.

MAGOON, L. B.; DOW, W. G. The petroleum system: chapter 1: Part I. Introduction. In: **The Petroleum System - From Source to Trap**. EUA: AAPG Special Volumes, 1994. p.3–24.

MAKHOUS, M.; GALUSHKIN, Y.; LOPATIN, N. Burial history and kinetic modeling for hydrocarbon generation, part II: applying the GALO model to Saharan basins. **AAPG bulletin**, EUA, v.81, n.10, p.20, 1997.

MÉTRICH, N.; RUTHERFORD, M. J. Low pressure crystallization paths of H₂O-saturated basaltic-hawaiitic melts from Mt Etna: Implications for open-system degassing of basaltic volcanoes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, EUA, v.62, n.7, p.1195–1205, 1998.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 1997. 255p. Tese — Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: **Geologia do Continente Sul Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais LTDA, 2004. p.265–291.

MILANI, E. J. et al. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.22, May/November 2007.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. et al. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v.28, n.4, p.473–484, 1998.

MILANI, E.; KINOSHITA, E.; ARAÚJO, L. d.; CUNHA, P. d. C. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas da calha central. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v.4, n.1, p.21–34, Janeiro/Março 1990.

OXBURGH, E.; CP, A. S. Temperature, thermal gradients and heat flow in the southwestern North Sea. , EUA, v.68, n.11, p.1764–1781, November 1984.

PEACOCK, S. M. Numerical simulation of metamorphic pressure-temperature-time paths and fluid production in subducting slabs. **Tectonics**, EUA, v.9, n.5, p.14, October 1990.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil: Fanerozóico**. São Paulo: TA Queiroz, 1983. 613p.

QUADROS, L. Efeito das Intrusões Ígneas de Diabásio em Rochas Sedimentares do Leste e Sul da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.19, n.3, p.139–155, 1976.

RONOV, A. Organic carbon in sedimentary rocks - in relation to the presence of petroleum. **Geochemistry**, EUA, v.5, p.497–509, 1958.

SANTOS, R. et al. Geochemical and thermal effects of basic intrusive rocks on sediments from the Irati Formation—northwestern Paraná Basin. In: **IV South American Symposium on Isotope Geology**. Salvador, BA: Institut de Recherche pour le Développement, 2003. v.2, p.776–779.

SANTOS, R. V. et al. Geochemical and thermal effects of a basic sill on black shales and limestones of the Permian Irati Formation. **Journal of South American Earth Sciences**, Brasília, v.28, n.1, p.10, 2009.

SCHNEIDER, R. et al. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: **25º Congresso brasileiro de Geologia**. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v.28, n.1, p.41–65.

SCLATER, J. G.; CHRISTIE, P. A. Continental stretching: An explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, EUA, v.85, n.B7, p.3711–3739, 1980.

SHELDON, H. A. Simulation of magmatic and metamorphic fluid production coupled with deformation, fluid flow and heat transport. **Computers & geosciences**, EUA, v.35, n.11, p.2275–2281, 2009.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M.; FULFARO, V.; SOBREIRO NETO, A. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Rev. Bras. Geociênc**, São Paulo, v.10, n.3, 1980.

SOUZA, I. V. A. F. d. **Avaliação do efeito térmico das intrusivas ígneas em um horizonte potencialmente gerador da Bacia do Paraná - Formação Irati**. 2004. 169p. Trabalho de Conclusão de Curso — Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

SPERANDIO, D.; MENDES, J. T.; SILVA, L. H. M. e. **Cálculo numérico**: características matemáticas e computacionais dos métodos numéricos. São Paulo: Prentice Hall, 2003. 368p.

STAPLIN, F. L. Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, Canada, v.17, n.1, p.47–66, 1969.

STEWART, A. K. et al. Influence of a basic intrusion on the vitrinite reflectance and chemistry of the Springfield. **International Journal of Coal Geology**, EUA, v.63, p.9, 2005.

STORVOLL, V.; BJØRLYKKE, K.; MONDOL, N. H. Velocity-depth trends in Mesozoic and Cenozoic sediments from the Norwegian Shelf. **AAPG bulletin**, EUA, v.89, n.3, p.359–381, 2005.

TEIXEIRA, C.; SAWAKUCHI, A. O.; BELLO, R. M. d. S. Evolução térmica e paleofluidos da Formação Serra Alta na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo, Brasil. In: **47º Congresso Brasileiro de Geologia**. Salvador/BA: Sociedade Brasileira de Geologia, 2014. p.928.

THOMAS, J. E. **Fundamentos de engenharia de petróleo**. 2ª.ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. 272p.

TURCOTTE, D. L.; SCHUBERT, G. **Geodynamics**. 2ª.ed. Cambridge: Cambridge university press, 2002. 863p.

UNGERER, P. et al. Basin evaluation by integrated two-dimensional modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration. **AAPG bulletin**, EUA, v.74, n.3, p.309–335, 1990.

VAIL, P.; MITCHUM JR, R. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 1. Overview: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. In: **Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration**. EUA: AAPG Special Volumes, 1977. v.26, p.53–62.

WANG, D. et al. Influence of the temperature dependence of thermal parameters of heat conduction models on the reconstruction of thermal history of igneous-intrusion-bearing basins. **Computers & geosciences**, EUA, v.36, n.10, p.6, March 2010.

WANG, D. et al. The influence of igneous intrusions on the peak temperatures of host rocks: Finite-time emplacement, evaporation, dehydration, and decarbonation. **Coal Geology**, EUA, v.38, p.8, February 2012.

ZALÁN, P. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.17, n.3, p.242–252, September 1987.

ZALÁN, P. et al. The Paraná Basin, Brazil. **Interior Cratonic Basins**, Rio de Janeiro, v.51, p.681–708, January 1990.

ÇENGEL, Y. A.; BOLES, M. A. **Termodinâmica**. 7ª.ed. Porto Alegre, RS: AMGH, 2013. 1048p.

ÇENGEL, Y. A.; GHAJAR, A. J. **Transferencia de Calor y Masa**. 4ª.ed. México: McGraw-Hill, Bookman, 2012. 945p.