



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Miquéias Silva da Conceição

Análise da Evolução Termomecânica da Bacia do Amazonas

Rio de Janeiro

2014

Miquéias Silva da Conceição

Análise da Evolução Termomecânica da Bacia do Amazonas

Disertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. PhD Webster Ueipass Mohriak

Rio de Janeiro

2014

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

C744 Conceição, Miquéias Silva da.
Análise da Evolução Termomecânica da Bacia do Amazonas / Miquéias Silva da Conceição. – 2014.
125 f. : il.

Orientador: Webster Ueipass Mohriak.
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia.

1. Geologia estrutural – Amazonas, Rio, Bacia – Teses. 2. Termodinâmica – Teses. 3. Sedimentação e depósitos – Amazonas, Rio, Bacia – Teses. 4. Análise térmica – Teses. I. Mohriak, Webster Ueipass. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 551.243:536.7(282.281.3)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Miquéias Silva da Conceição

Análise da Evolução Termomecânica da Bacia do Amazonas

Disertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 21 de Julho de 2014.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Mauro Geraldês
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Hernani Chaves
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Miguel Mane
Faculdade de Geologia - UERJ

Rio de Janeiro

2014

DEDICATÓRIA

Para as pessoas mais importantes em minha vida: Walda, Tiago, Thirza e TJ.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao professor Webster Mohriak por aceitar me orientar neste trabalho, ao professor Mauro Geraldês pela colaboração e aos professores do Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da UERJ pela oportunidade e aprendizado a mim oferecidos.

Aos amigos Jefferson Ferreira e Fabrício Ogorodnik, que sempre estiveram ao meu lado neste trabalho com competência e dedicação. Agradeço-os também pelo apoio em todos os momentos.

A FAPERJ pelo apoio financeiro.

Aos geólogos Werlem e Erika pelo incentivo para a realização deste trabalho, e claro, por nossas prazerosas conversas durante o curso. Aos professores Hernane Chaves e Miguel Mane, agradeço também pela revisão inicial e leitura crítica do meu texto.

Aos diversos colegas da UFPA e UERJ, que de alguma forma contribuíram para esta dissertação.

A minha querida Maria Valdelice, ao meu querido irmão Tiago Luís e as minhas duas recentes paixões Thirza e TJ, pela paciência e compreensão durante o período em que estive fora de casa para poder estudar nesta Universidade.

Aos meus familiares e amigos: Anderson, Socorro, Nazaré, Ana Beatriz e Ana Maria, com quem pude contar. Eles que me receberam com tanta prontidão nesta cidade, que agora, também é minha.

A minha eterna namorada Maria Regina, pelo seu apoio foi fundamental para o início desta jornada.

Aos meus amigos: Maria Ivete, Denison Oliveira, Adenes Araujo, Alex Maciel, Johann Free, Marcelo Seguidor. Amigos de quem tenho sentido muita falta nestes tempos, pelos passos que deram comigo, sempre avançando junto, cada um a seu modo e a seu tempo.

Aos amigos que fiz nesta cidade: Sensei A. Troyman, Paulo Dantas, Paulo Fernandes, Alcio Nogueira, Bernardo, Gama e todos os demais colegas de treino. Oss

E a única mulher que já amei e sempre vou amar em minha vida.....

Muito obrigado a todos!

.....Created from dust, returned to dust, transported and ultimately deposited.....

Paul C. H. Veeken

RESUMO

CONCEICAO, Miquéias Silva da. **Análise da Evolução Termomecânica da Bacia do Amazonas**. 2014. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

Os dados geológicos e geofísicos escolhidos para o tema de estudo pertencem a Bacia do Amazonas, na região centro-norte do Brasil. A Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica com cerca de 500.000 km². A mesma está limitada ao norte pelo Escudo das Guianas e ao sul pelo Escudo Brasileiro. O limite oeste com a Bacia do Solimões é marcado pelo Arco de Purus, ao passo que o Arco de Gurupá constitui seu limite leste. Possui características inerentes a uma bacia intracratônica paleozóica, com uma longa história evolutiva, marcada por discordâncias expressivas e com uma cunha sedimentar relativamente rasa se comparada às bacias cretáceas brasileiras, o que levanta controvérsia a respeito da suficiência do soterramento para a eficiência de geração de hidrocarboneto. Podem ser reconhecidas nos 5000 m do preenchimento sedimentar da Bacia do Amazonas, duas seqüências de primeira ordem: uma paleozóica, intrudida por diques e soleiras de diabásio, na passagem do Triássico para o Jurássico, e uma mesozóica-cenozóica que representam um aspecto importante na evolução térmica da matéria orgânica que ocorre na primeira seqüência. Com relação à exploração de petróleo, apesar do fomento exploratório ocorrido nos últimos anos, a bacia ainda é considerada pouco explorada sendo sua maior reserva a da província de Urucu. Um dos fatores que dificultam bastante a exploração desta bacia assim como a bacia do Solimões a oeste é o acesso restrito, pois estão situadas em áreas remotas e florestadas, de difícil acesso, com muitas reservas indígenas e florestais, o que causa restrições logísticas, operacionais e legais. O efeito térmico das intrusões ígneas é considerado como o responsável pelo acréscimo de calor necessário à maturação da matéria orgânica e conseqüente geração de hidrocarbonetos. Este trabalho contribui com a reconstrução da história térmica desta bacia a partir da modelagem das variáveis termais e da história de soterramento. Para isso, foram utilizados modelos consagrados na literatura, que permitem, de forma simples, a estimativa do fluxo térmico através do embasamento e da seqüência sedimentar. Na análise da influência de intrusões ígneas na estrutura térmica da bacia, o modelo bidimensional desenvolvido pelo método de diferenças finitas se mostrou apropriado. Utilizou-se o fluxo térmico basal calculado nas condições de contorno da modelagem da influência térmica das ígneas. Como resultado obteve-se a estruturação térmica da bacia e a história maturação de suas rochas geradoras.

Palavras-chave: Bacia Intracratônica. Intrusões Ígneas. Maturação térmica. Bacia do Amazonas. Backstripping

ABSTRACT

CONCEICAO, Miquéias Silva da. **Analysis Of The Thermomechanical Evolution Of The Amazon Basin**. 2014. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

The geological and geophysical datasets chosen as the theme for this study belong to the Amazon Basin, located in the central-north region of Brazil. The Amazon Basin is an intracratonic basin with approximately 500,000 km². This basin is bounded on the north by the Guyana Shield and to the south by the Brazilian Shield. The western border with the Solimões Basin is marked by the Purus Arch, while the Gurupá Arch constitutes its eastern boundary and despite of the intense petroleum exploration activities in the latest years, it is considered an exploration frontier. It has characteristic features of a Paleozoic intracratonic basin, with a long evolutionary history marked by significant unconformities and a sedimentary fill that is relatively shallow when compared to the Brazilian Cretaceous basins. This raises controversy regarding to the burial adequacy for its hydrocarbon generation. Two first-order sedimentary sequences can be recognized in the 5000 m of sedimentary fill of the Amazon Basin: a Paleozoic succession, intruded by diabase dykes and sills, and a Mesozoic-Cenozoic succession, representing an important aspect of thermal evolution. The thermal effect of these intrusions is considered responsible for the heating increase required for organic matter maturation and consequent hydrocarbons generation. This study contributes to the thermal history reconstruction of the Amazon Basin from the modelling of thermal variables and burial history. Several models established in the geological literature were used for this purpose. They allow simple quantitative estimates of heat flow through the basement and sedimentary sequences. In the analysis of the influence of igneous intrusions on the basin thermal structure the two-dimensional model using finite difference method proved appropriate. The calculated basal heat flow boundary conditions was used in modeling the thermal influence of igneous intrusions. As a result, we obtained the thermal structure of the basin and maturation history of their source rock.

Keywords: Intracratonic Basin. Igneous Intrusions. Thermal Maturation. Amazon Basin.

Backstripping

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização e contexto geológico	25
Figura 2 –	Bacia do Amazonas.....	26
Figura 3 –	Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas	27
Figura 4 –	Seção geológica da Bacia do Amazonas	28
Figura 5 –	Carta estratigráfica simplificada indicando os sistemas petrolíferos da Bacia do Amazonas	36
Figura 6 –	Principais ocorrências de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas	37
Figura 7 –	Carta de eventos do Sistema Petrolífero da Bacia do Amazonas	37
Figura 8 –	Mapa de isópacas dos folhelhos radioativos da porção basal da Formação	39
Figura 9 –	Perfil geoquímico do poço B em destaque na figura 6.8, mostrando que os maiores valores de COT, S2 e IH são encontrados na parte basal da Formação Barreirinha.....	40
Figura 10 –	Mapa indicando zonas de maturação da Bacia do Amazonas	41
Figura 11 –	Coluna sedimentar mostrando a composição litológica e perfis de GR, resistividade e sônico de um poço na Bacia do Amazonas	42
Figura 12 –	Evolução da razão de transformação (TR) e eficiência de expulsão (EE) em dois poços e um falso poço (baseado em dados de seções sísmicas) na Bacia do Amazonas	44
Figura 13 –	Diagrama de ilustração do mecanismo de intrusão de uma soleira de Diabásio	46
Figura 14 –	Modelos de intrusão de soleiras	47
Figura 15 –	Mecanismos de transferência de calor	49
Figura 16 –	Volume de controle infinitesimal, para a análise da condução de calor em coordenadas cartesianas	51
Figura 17 –	Convenção para volume de controle tridimensional	54
Figura 18 –	Modelo de Extensão Uniforme de Mackenzie (1978)	62
Figura 19 –	Modelo de duas camadas de Royden & Keen (1980)	65
Figura 20 –	Fluxograma da metodologia utilizada	69
Figura 21 –	Mapa da Bacia com a distribuição dos poços utilizados	70

Figura 22 –	Bloco 3D da bacia do Amazonas baseado na temperatura dos poços	73
Figura 23 –	Mapa de maturação do folhelho barreirinha	75
Figura 24 –	Modelo de geometria simples, camadas sobrepostas sendo intrudidas por um corpo magmático.....	79
Figura 25 –	Modelo de geometria simples, camadas sobrepostas antes da intrusão de um corpo magmático.....	80
Figura 26 –	Modelo de geometria simples, camadas sobrepostas sob ação da intrusão de um corpo magmático	81
Figura 27 –	Modelo de evolução termal mostrando a curva de temperatura em uma seção geológica ao longo do tempo	82
Figura 28 –	Modelo de evolução termal mostrando a curva de temperatura em uma seção geológica apos a intrusão de um corpo magmático (150 ma)	83
Figura 29 –	Modelo de evolução termal mostrando a curva de temperatura em uma seção geológica apos a intrusão de um corpo magmático (149.999 ma)	84
Figura 30 –	Modelo de evolução termal mostrando a curva de temperatura em uma seção geológica apos a intrusão de um corpo magmático (149 ma)	85
Figura 31 –	Modelo de evolução termal mostrando a temperatura ao redor do corpo intrusivo	86
Figura 32 –	Diagrama com a evolução térmica da matéria orgânica	88
Figura 33 –	Modelagem térmica bidimensional avaliando o efeito de intrusões ígneas no poço 1-ICA-1-MA. Resultados obtidos com o Temis2D	90
Figura 34 –	Modelagem térmica bidimensional avaliando o efeito de intrusões ígneas no poço 1-RUT-1-MA. Resultados obtidos com o Temis2D	91
Figura 35 –	Modelagem térmica bidimensional avaliando o efeito de intrusões ígneas no poço 1-ATZ-1-MA. Resultados obtidos com o Temis2D	91
Figura 36 –	Gráficos Refletância de Vitrinita (%Ro) x profundidade para 5 poços na Bacia do Amazonas	92
Figura 37 –	Linha sísmica 254-151 sem os horizontes mapeados que passa pelo poço 1-RUT-1-AM	94
Figura 38 –	Linha sísmica 254-151 com os horizontes mapeados que passa pelo poço 1-RUT-1-AM	95
Figura 39 –	Comparação Linha sísmica 254-151, poço 1-RUT-1-AM e mapa de anomalia gravimétrica	96

Figura 40 –	Comparação Linha sísmica 254-151 mais perfis (Gama, SP e Resistividade) do poço 1-RUT-1- AM na posição das vulcânicas	97
Figura 41 –	Comparação Linha sísmica 254-151 mais perfis (Gama, SP e Resistividade) do poço 1-RUT-1- AM na posição do Reservatório	98
Figura 42 –	Mapa de Anomalia Gravimetria GRACE mostrando a principal feição da bacia do Amazonas	100
Figura 43 –	Mapa geológico da área de estudo (CPRM, 2004) mostrando a possível continuidade de estruturas gravimétricas	100
Figura 44 –	Mapa de interpretação magnética qualitativa (linhas vermelhas) indicando as principais feições tectônicas da Bacia do Amazonas	101
Figura 45 –	Mapa de interpretação gravimétrica qualitativa (linhas violetas) indicando as principais feições tectônicas da Bacia do Amazonas	101
Figura 46 –	Mapa de Anomalia Magnética WDMAM mostrando a principal feição da bacia do Amazonas	102
Figura 47 –	Mapa magnético residual RTP indicando as principais províncias da área de estudo, o Arco de Gurupá, o eixo deposicional, a linha de charneira da bacia e a Zona de Falha Transcorrente de Urucará	102
Figura 48 –	Mapa magnético residual RTP indicando as principais províncias da área de estudo para o modelo de diques e informando as possíveis profundidades	103
Figura 49 –	Curvas de subsidência tectônica (amarelo) e total (rosa) do embasamento do poço 2-CP-1-AM	106
Figura 50 –	Curvas de subsidência tectônica (amarelo) e total (rosa) do embasamento do poço 1-CAP-1-AM	106
Figura 51 –	Curvas de subsidência tectônica (amarelo) e total (rosa) do embasamento do poço 2-LQ-1-AM	107
Figura 52 –	Curvas de subsidência tectônica (amarelo) e total (rosa) do embasamento do poço 1-ICA-1-AM	107
Figura 53 –	Curvas de subsidência tectônica (amarelo) e total (rosa) do embasamento do poço 1-RUT-1-AM	108
Figura 54 –	Curvas de subsidência tectônica (amarelo) e total (rosa) do embasamento do poço 1-ATZ-1-AM	108

Figura 55 –	Curvas de subsidência tectônica obtida pelo <i>backstripping</i> e termal obtida pelo modelo de ROYDEN & KEEN, poço 2-ICA-1-AM	111
Figura 56 –	Curvas de subsidência tectônica obtida pelo <i>backstripping</i> e termal obtida pelo modelo de ROYDEN & KEEN, poço 1-CAP-1-AM	111
Figura 57 –	Curvas de subsidência tectônica obtida pelo <i>backstripping</i> e termal obtida pelo modelo de ROYDEN & KEEN, poço 2-LQ-1-AM	112
Figura 58 –	Curvas de subsidência tectônica obtida pelo <i>backstripping</i> e termal obtida pelo modelo de ROYDEN & KEEN, poço 2-PC-1-AM	112
Figura 59 –	Curvas de subsidência tectônica obtida pelo <i>backstripping</i> e termal obtida pelo modelo de ROYDEN & KEEN, poço 1-RUT-1-AM	113
Figura 60 –	Curvas de subsidência tectônica obtida pelo <i>backstripping</i> e termal obtida pelo modelo de ROYDEN & KEEN, poço 1-ATZ-1-AM	113
Figura 61 –	Variação temporal do fluxo térmico nos poços que cortam as seções estudadas, a partir do modelo de ROYDEN & KEEN (1980)	115

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Coefficientes da Equação (13)	54
Tabela 2 –	Alteração dos coeficientes da Equação (13) caso haja temperatura imposta como condição de contorno	55
Tabela 3 –	Alteração dos coeficientes da Equação (13) caso haja fluxo de calor como condição de contorno.	55
Tabela 4 –	Tabela com informações dos poços (coordenadas x, y, z e nome dos poços) utilizados na construção dos modelos	71
Tabela 5 –	Tabela com informações das unidades litológicas e suas respectivas idades. Tempo em milhões de anos (M.a)	76
Tabela 6 –	Parâmetros físicos usados no modelo, aplicados à Bacia do Amazonas por unidade litológica	77
Tabela 7 –	Fluxo térmico calculado para os seis poços, na idade aproximada de ocorrência da intrusão. Poço Intrusão (Ma) Fluxo	77
Tabela 8 –	Tabela com informações das unidades litológicas e suas respectivas espessuras para o poço RUT	99
Tabela 9 –	Valores dos parâmetros utilizados na aplicação dos modelos	104
Tabela 10 –	Valores dos graus de estiramento para δ e β Bacia do Amazonas	109
Tabela 11 –	Valores dos graus de estiramento para δ e β Bacia do Parnaíba	110
Tabela 12 –	Valores dos graus de estiramento para δ e β Bacia do Paraná	110
Tabela 13 –	Fluxo térmico calculado para os sete poços	115

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ALB	Albiano
CAMP	Campaniano
COEF.	Coefficiente
COT	Carbono Orgânico Total
FIG.	Figura
1D	Uma dimensão
2D	Duas dimensões
4D	Três dimensões
EOCMED	Eoceno Médio
EQ.	Equação
FM.	Formação
HFU	Heat Flow Unit (Unidade de Fluxo Térmico)
MAAST.	Maastrichtiano
MA.	Milhões de anos atrás
MY.	Intervalo de tempo em milhões de anos
MIOMED	Mioceno Médio
OLIG.	Oligoceno
PJ	Progradação Juréia
SANT	Santoniano
TD	Touch-down
SP	Sistema Petrolífero
PW	Pseudo well (pseudo-poço)

LISTA DE SÍMBOLOS

%	Porcentagem
±	Mais ou menos
×	Multiplicação
β	Beta
H ₂ O	Molécula da água
mL	Mililitro
cm	Centímetro
cm ³	Centímetros cúbicos
rpm	Rotações por minute
α	Alfa
g	Gramma
km	Kilometro
mg	Mligrama
dy	Variação de profundidade
T(y)	Função temperatura em qualquer profundidade
yL	Espessura da litosfera
yc	Espessura da crosta
ys	Subsidência mecânica, espessura de sedimentos rifte
Yi	Subsidência tectônica das inúmeras camadas estratigráficas
dT	Variação de temperatur
Tc	Temperatura média da crosta
Tsc	Temperatura média da subcrosta
Tm	Temperatura da astenosfera
T o	Temperatura na superfície
T*	Temperatura de referência
C	Capacidade térmica
oC	Grau Celsius
a	Área
v	Volume
V	Volume total

P	Pressão
ρ	Densidade
ρ^*	Densidade de referência
ρ_c	Densidade da crosta
ρ_m	Densidade do manto
ρ_s	Densidade do sedimento
ρ_{sc}	Densidade da subcrosta
ρ_w	Densidade da água
α_v	Coefficiente volumétrico de expansão térmica
k	Condutividade térmica
K	Difusividade térmica
ΔQ	Varição de calor
Q	Fluxo de calor
δy	Espessura infinitesimal
δt	Tempo infinitesimal
W di	Paleobatimetria
S i *	Espessura de sedimento descompacta
τ	Constante termal de tempo
γ	Oceanização
z	Varição da superfície que separa a litosfera rúptil da dúctil

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	18
1	MOTIVAÇÃO	20
1.1	Objetivos	20
1.2	Metodologia	21
2	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	24
2.1	Localização	24
2.2	Contexto regional geológico (estrutural – estratigráfico)	25
2.3	Megassequencia Paleozóica	28
2.3.1	<u>Sequência Ordovício-Devoniana</u>	28
2.3.2	<u>Sequência Devono-Tournaisiana</u>	29
2.3.3	<u>Sequência Neoviseana</u>	30
2.3.4	<u>Sequência Pensilvaniano-Permiana</u>	31
2.4	Magmatismo Pós-Paleozóicos	32
2.5	Megassequência Mesozóico-Cenozóico	32
2.6	Rochas Magmáticas	33
2.7	Sistemas Petrolíferos	34
2.8	Sistemas Petrolíferos da Bacia do Amazonas	35
2.8.1	<u>Barreirinha-Curiri</u>	35
2.8.2	<u>Rochas Geradoras</u>	38
2.8.3	<u>Maturação</u>	40
2.8.4	<u>Reservatórios e Selos</u>	41
2.8.5	<u>Trapas</u>	43
2.8.6	<u>Geração e Migração</u>	43
3	MAGMATISMO EM BACIAS SEDIMENTARES	45
4	TRANSFERÊNCIA DE CALOR	49
4.1	Conceitos básicos de modelagem termal	49
4.2	Lei de Fourier	50
4.3	Parâmetros físicos utilizados na modelagem termal	55
5	MODELOS DE EXTENSÃO LITOSFÉRICA	59
5.1	Modelo de extensão uniforme	60

5.2	Modelo de extensão não-uniforme.....	64
5.3	Modelo de backstripping.....	66
6	METODOLOGIA APLICADA.....	68
6.1	Introdução.....	68
6.2	Base de dados.....	69
6.2.1	<u>Dados geotérmicos.....</u>	71
6.2.2	<u>Valores utilizados nos modelos geotérmicos.....</u>	76
7	MODELAGEM DA ESTRUTURA TÉRMICA DA BACIA.....	78
7.1	Modelo preliminar.....	78
7.2	Modelo easy % ro.....	87
7.2.1	<u>Modelagem térmica das janelas de óleo e gás.....</u>	89
7.2.2	<u>Integração sísmica e dados potenciais (gravimetria e magnetometria).....</u>	93
7.2.2.1	Sísmica.....	93
7.2.2.2	Integração estrutural gravimétrica e magnética.....	99
7.3	Modelagem termomecânica.....	104
7.4	Subsidência termal.....	109
7.5	Fluxo térmico.....	113
	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	116
	REFERÊNCIAS.....	118

INTRODUÇÃO

Desde a década de 20, os geocientistas têm utilizado parâmetros geotérmicos, deduzidos a partir de medições de temperatura em poços perfurados para a exploração de hidrocarbonetos e para outros fins, como informação auxiliar na interpretação estratigráfica e das estruturas geológicas através do comportamento dos fluxos de calor e fluidos diversos (água e hidrocarbonetos).

Até a década de 50, predominava o interesse por medições mais acuradas em poços perfurados especificamente para exploração de energia geotérmica. Desde que a variação do fluxo térmico está intimamente relacionada às condições geológicas de uma bacia, o estudo dos parâmetros geotérmicos passou a crescer de importância na exploração de hidrocarbonetos, principalmente a partir da década de 70, a partir desse período houve um sensível aumento na quantidade de dados sobre a temperatura em subsuperfície.

Atualmente um número cada vez maior de pesquisadores tem utilizado parâmetros geotérmicos (mapas e perfis do gradiente geotérmico, isotermas e fluxo de calor), cujos trends e anomalias fornecem indicações não apenas estratigráfico-estruturais, mas também sobre a movimentação e o isolamento de fluidos na bacia.

No presente trabalho foi feito um estudo em uma seção da bacia do Amazonas. A Bacia do Amazonas, por características inerentes a uma bacia paleozóica, com uma longa história evolutiva, marcada por discordâncias expressivas e com uma cunha sedimentar relativamente rasa se comparada às cretáceas brasileiras, apresenta controvérsia a respeito da suficiência do soterramento para a geração de hidrocarbonetos. Contudo, ocorrem na bacia rochas vulcânicas básicas intrusivas (diques e soleiras) e extrusivas, associadas à eventos magmáticos do Eotriássico e Eocretáceo, que representam um aspecto importante na sua evolução térmica. O efeito térmico destas intrusões seria responsável pelo acréscimo de calor necessário à maturação da matéria orgânica e consequente potencial de geração de petróleo.

Vários autores avaliaram o efeito termal que as intrusões ígneas básicas produzem nas bacias paleozóicas brasileiras (RODRIGUES, 1995, ALVES & RODRIGUES 1985, BENDER, 2001). Conforme sugerido por THOMAS FILHO et al. (2007), considerando que nestas bacias ocorrem boas rochas geradoras de hidrocarbonetos no

Devoniano e no Permiano, pode-se prognosticar que quantidades de petróleo podem ter sido geradas pela ação dos corpos ígneos intrusivos.

O exemplo de sucesso nas bacias paleozóicas brasileiras que consolida a eficácia de sistemas petrolíferos não convencionais, cuja maturação se dá pelo efeito térmico de intrusões, é o da Bacia do Solimões. Além da expressiva produção de 34,8 mil barris de petróleo por dia (em junho de 2011), tal bacia possui a terceira maior produção de gás natural do país, com cerca de 11,8 milhões de metros cúbicos diários (ANP, 2011).

Na década de oitenta, quando o mecanismo de geração não-convencional de petróleo pela ação direta do calor dos corpos intrusivos ainda não era adequadamente equacionado, as atividades exploratórias da bacia foram estagnadas. Hoje, técnicas e ferramentas modernas de aquisição e interpretação de dados aliadas ao estudo de sistemas petrolíferos, incluindo os não convencionais, abrem novas oportunidades exploratórias.

Segundo GÓES & FEIJÓ (1994), os efeitos térmicos devido ao calor gerado pelas intrusões, somados aos efeitos naturais de soterramento causaram a maturação dos principais níveis geradores na Bacia do Parnaíba. Baseado nessa assertiva, este trabalho propõe um estudo que possa contribuir com a reconstrução da história térmica desta bacia a partir da modelagem das variáveis termais associadas ao magmatismo e à história de soterramento.

1. MOTIVAÇÃO

A analogia com as outras bacias paleozóicas brasileiras, produtoras ou portadoras de acumulações importantes, o esforço exploratório atualmente realizado nos blocos exploratórios com descobertas potenciais e a convicção de que sistemas petrolíferos não convencionais contribuem com novas oportunidades exploratórias na Bacia do Amazonas constituem o conjunto de fatores motivacionais que sustentam o tema desta dissertação.

Com isso, a motivação principal deste trabalho é contribuir com a reconstrução da evolução térmica da Bacia do Amazonas através da modelagem da história térmica devido ao afinamento da litosfera e ao efeito térmico devido às intrusões ígneas. E a partir da resultante deste estudo, avaliar a possibilidade de geração de hidrocarbonetos, através dos resultados dos indicadores de maturação.

Os dados disponíveis ainda são restritos para as dimensões da Bacia do Amazonas dificultando o desenvolvimento de modelos que busquem entender a sua estruturação térmica regional. Contudo, procurou-se aplicar uma metodologia que se adaptasse aos dados públicos disponíveis na literatura.

1.1 Objetivos

Este projeto de mestrado tem como objetivo principal mapear as soleiras de Diabásio da Bacia do Amazonas de forma a demonstrar a influência dessa atividade magmática na geração de hidrocarbonetos, a partir do tratamento e análise de dados, inicialmente obtidos para a Bacia do Amazonas.

O volume de soleiras observado nos horizontes geradores da Bacia do Amazonas, permitirão avaliar a variações do fluxo e do gradiente térmico na bacia, devido ao efeito das intrusões básicas durante o Cretáceo Inferior, considerando-se também outros parâmetros utilizados em estudos já publicados na literatura.

Aliado a esse conjunto de análise, foram utilizados dados geoquímicos (pirólise *Rock-Eval* e COT) compilados da literatura. Eles possibilitaram descrever o comportamento dos

parâmetros geoquímicos em função da profundidade e/ou do grau de maturação da matéria orgânica, como colocaram Gonçalves *et al.* (1997).

Aqui foram listados os principais objetivos deste trabalho:

- a) utilizar as informações obtidas com os dados (poços) da Bacia do Amazonas para a aplicação da modelagem térmica:
 - avaliar a geração de petróleo na bacia, utilizando o software Temis para a delimitação das janelas de geração de óleo e gás;
 - comparar os resultados obtidos no Temis com os índices de reflectância da vitrinita disponíveis nos dados dos poços e na literatura;
 - comparar os resultados com a sísmica e mapas de gravimetria e magnetometria.
- b) calcular a estrutura térmica da bacia com base na história térmica do soterramento; utilizando a técnica de backstripping, bem como os modelos de extensão litosférica de MCKENZIE (1978) e ROYDEN & KEEN (1980):
 - obter as curvas de subsidência tectônica da bacia;
 - obter as Curvas de subsidência Termal da bacia;
 - obter as curvas de fluxo térmico da bacia;
 - obter os parâmetros de estiramento da bacia.

1.2 Metodologia

A densidade e distribuição de poços com informações sobre a temperatura, na bacia do Amazonas são reduzidas em comparação com a extensão da bacia que é de aproximadamente 500 km², mas foram estudados 6 poços distribuídos em áreas de interesse exploratório na bacia.

O trabalho foi executado com base em dados de temperaturas medidos em perfilagens elétricas e testes de formação em poços perfurados pela PETROBRAS. Os poços utilizados proporcionaram o que se considera a temperatura de estática da formação, ou seja, as

temperaturas de perfilagens elétricas que foram corrigidas pelo método de LA CHENBRUCH e as de testes de formação. Ao todo os poços apresentaram 3 ou mais dados de temperatura.

Em cada poço, as profundidades dos planos selecionados foram relacionadas ao datum representado pelo zero dos perfis dos poços, pois a variação de altitude entre os poços estudados é muito pequena, permanecendo entre 20 e 50 metros aproximadamente.

A temperatura superficial de referência foi considerada aquela adotada para trabalhos em geotermia, ou seja, de 80° F ou 26,7 °C. Esta temperatura foi confirmada pelo geotermograma integrado de temperatura VS profundidade de todos os poços.

A escolha de valores confiáveis de temperatura foi efetuada segundo uma análise de coerência. Em um primeiro momento foi feita uma identificação e rejeição de valores discrepantes através dos Geotermogramas de Temperatura x Profundidade, que haviam sido construídos para cada um dos poços individualmente. A seguir, foram construídos dois gráficos que englobavam todos os poços relacionando Temperatura x Profundidade e Gradiente Geotérmico x Profundidade. Foram considerados duvidosos valores que apresentaram grandes discrepância sem relação aos valores médios.

Após esta 1° fase, foi feita uma caracterização geológica da Bacia do Amazonas. Intrusões ígneas ocorridas nesta bacia podem ter contribuído com a evolução térmica e ter estabelecido uma influência importante na maturação da matéria orgânica, conseqüentemente, na geração de hidrocarbonetos, similar ao que ocorre nas bacias paleozóicas amazônicas. Para entendimento do efeito térmico de intrusões ígneas sobre as rochas geradoras da Bacia do Amazonas, buscou-se encadear atividades que integrassem uma seqüência metodológica. Essa seqüência é composta por três etapas principais: estudo das seções geológicas; cálculo da estrutura térmica da bacia; e avaliação da maturação da matéria orgânica.

A primeira etapa foi destinada ao estudo de seções geológicas e construção de modelos mais próximas da realidade, que suportassem o efeito térmico devido às intrusões. Foram correlacionados dados de 6 poços perfurados na bacia pela Petrobras até 1986 (CUNHA, 1986, GÓES et al., 1994). Os dados dos poços foram georreferenciados e integrados no Temis, um software convencional para modelagem de sistemas petrolíferos desenvolvido pelo Instituto Francês do Petróleo (IFP). No Temis foram gerados gráficos, a partir do qual foram extraídas as informações utilizadas na no estudo.

A etapa seguinte tratou da modelagem térmica em 2D, relacionando a estrutura térmica ao fluxo térmico basal e ao efeito térmico devido a intrusões ígneas comuns na bacia. Na modelagem do fluxo térmico basal e da história térmica devido ao estiramento litosférico foram utilizados os modelos de MCKENZIE (1978) e ROYDEN & KEEN (1980) e a técnica de backstripping (STECKLER & WATTS, 1978).

A etapa final, uma vez conhecida a estrutura térmica, refere-se à determinação dos índices de maturação do querogênio e consecutiva determinação das janelas de geração de óleo e gás. Neste trabalho, a modelagem da maturidade térmica foi baseada no modelo Easy%Ro desenvolvido por SWEENEY & BURNHAM (1990).

2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Localização

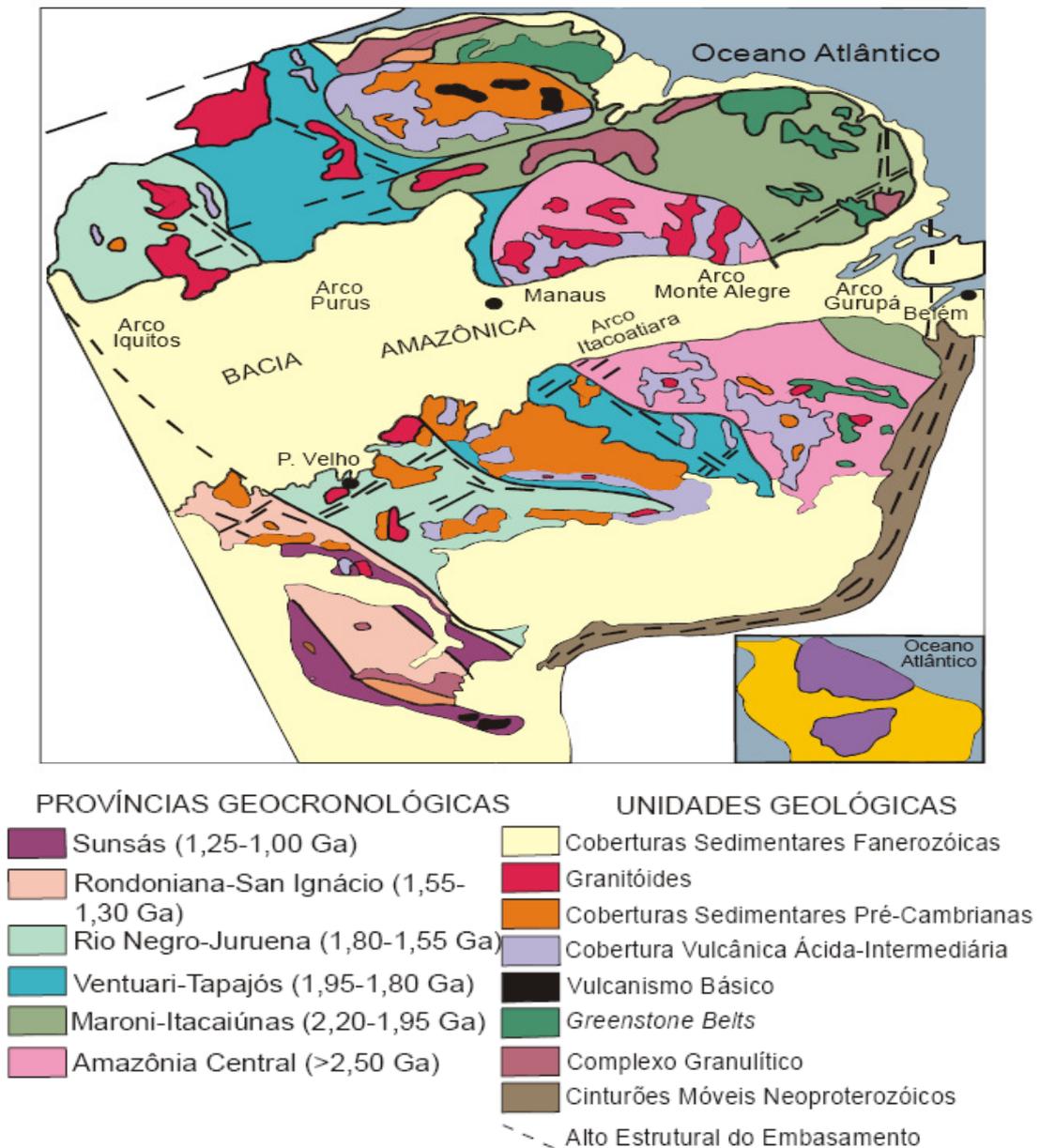
A Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica com cerca de 500.000 km². A mesma está limitada ao norte pelo Escudo das Guianas e ao sul pelo Escudo Brasileiro. O limite oeste com a Bacia do Solimões é marcado pelo Arco de Purus, ao passo que o Arco de Gurupá constitui seu limite leste. Duas seqüências de primeira ordem podem ser reconhecidas nos 5000 m do preenchimento sedimentar da Bacia do Amazonas: uma paleozóica, intrudida por diques e soleiras de Diabásio, e uma mesozóico-cenozóica.

Neves *et al.* (1989 apud Cunha *et al.*, 1994) admitem que a origem desta bacia esteja relacionada à dispersão de esforços ocorridos durante o fechamento do Ciclo Proterozóico Brasileiro. A faixa de dobramento Araguaia-Tocantins (Almeida, 1967) está originalmente relacionada ao evento Brasileiro/Pan-Africano, marcado por esforços compressoriais na direção leste-oeste e por esforços de alívio na direção norte-sul. O rifte precursor da Bacia do Amazonas poderia ter-se iniciado segundo este mecanismo, sendo sua propagação de leste para oeste, controlada pela reativação de fraturas pré-cambrianas.

Como ressalta Rodrigues (1995), a maioria das bacias paleozóicas brasileiras apresenta matéria orgânica termicamente pouco evoluída nos intervalos correspondentes ao Devoniano. Neste caso, o modelo mais adequado para se entender à geração, migração e acumulação de HC estaria relacionado às fases de intrusão de Diabásio. No caso específico da Bacia do Amazonas, embora tenha havido condições de soterramento suficientes para a geração de hidrocarbonetos, não se deve descartar o modelo não convencional de geração como uma das formas possíveis da origem de acumulações comerciais de óleo e gás.

Assim, com o intuito de compreender melhor o papel da atividade magmática na evolução da Bacia do Amazonas, por meio da interpretação de dados sísmicos, pretende-se mapear a espessura das soleiras básicas intrudidas nas formações Andirá e Nova Olinda, assim como suas implicações na migração/geração de hidrocarbonetos.

Figura 1 - Localização e contexto geológico da bacia do Amazonas



Fonte: Modificado de TASSINARI, 1996.

2.2 Contexto regional geológico (estrutural – estratigráfico)

A origem da Bacia do Amazonas está relacionada a esforços do fim do Ciclo Brasileiro, no Proterozóico Superior. Nesta ocasião, o *rift* que daria origem ao rio Amazonas resultaria da distensão norte-sul causada por esforços compressivos Leste-Oeste, responsáveis

pela reativação da faixa de dobramento Araguaia-Tocantins (NEVES; RODRIGUES, 1989) (Figura 2-2).

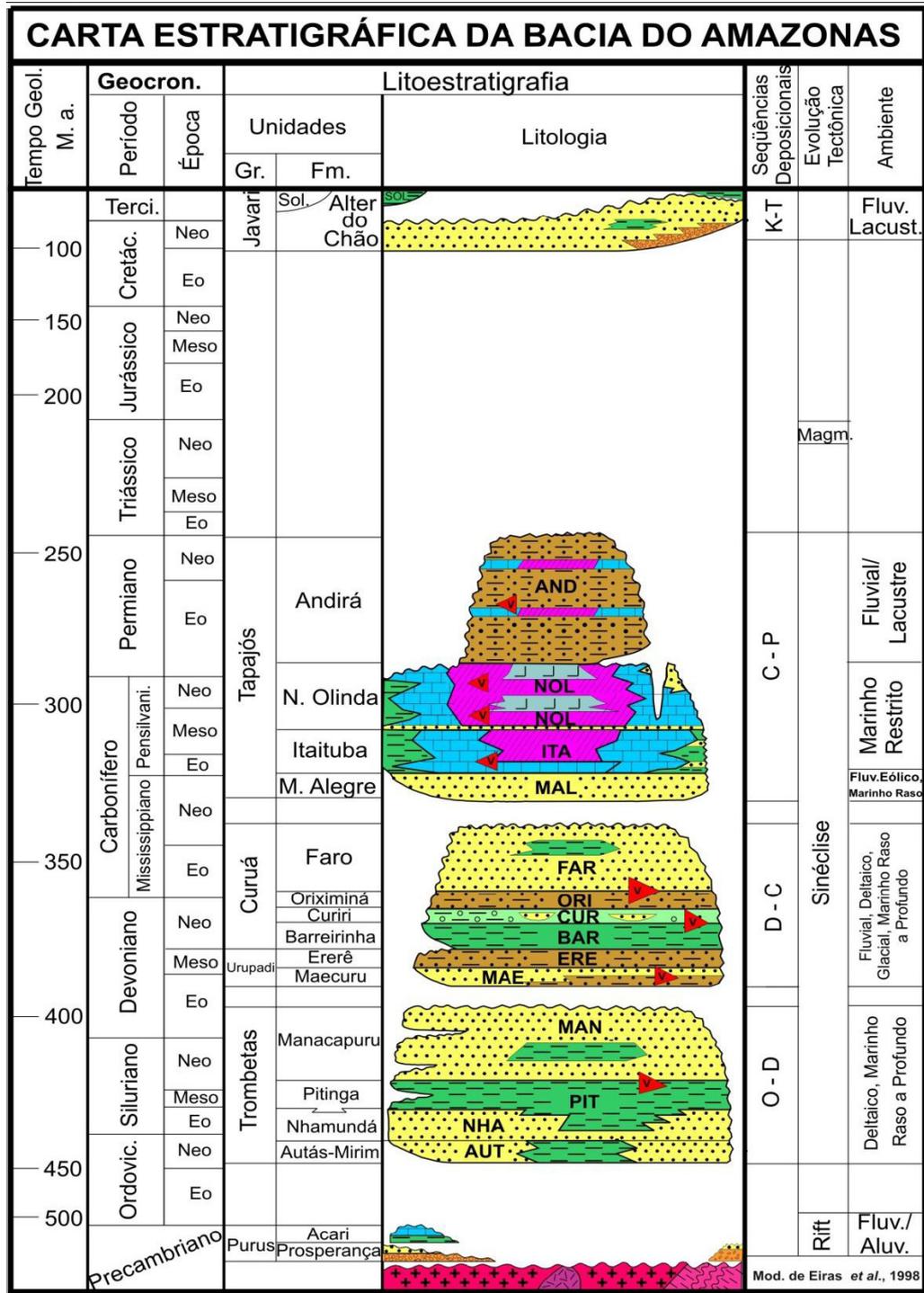
Figura 2 - Localização da Bacia do Amazonas



Fonte: O autor, a partir de dados da ANP/BDEP, 2011.

De acordo com Cunha *et al.* (1994), Gonzaga *et al.* (2000), Milani & Zalán (1999) e Milani & Thomaz Filho (2000) (Figura 6.4) o arcabouço estratigráfico da Bacia do Amazonas pode ser subdividido em quatro superseqüências transgressivas e regressivas) separadas por discordâncias regionais, sendo três delas Paleozóicas e uma quarta Superseqüência do Cretáceo ao Recente, são elas: Ordoviciano Superior – Devoniano Inferior; Devoniano Médio – Carbonífero Inferior; Carbonífero Médio – Permiano; e Cretáceo – Terciário. Ainda segundo os autores, as seqüências Paleozóicas foram afetadas pelo Episódio magmático Penatecaua, de idade Eojurássica (200 +/- 20Ma).

Figura 3 - Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas

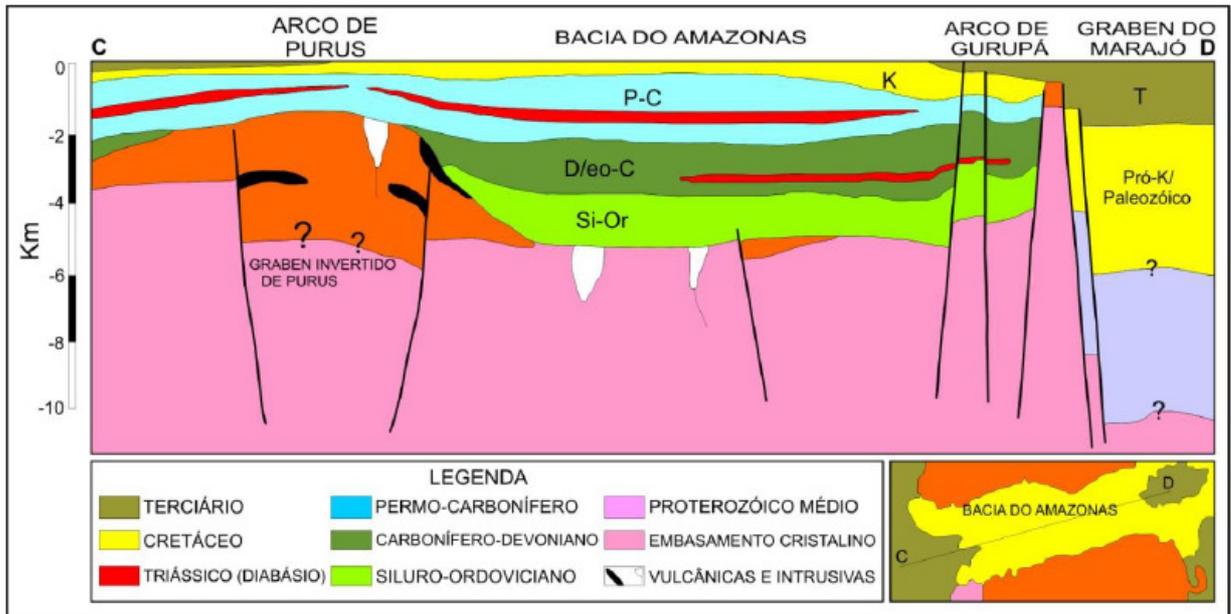


Fonte: Modificada de EIRAS et al. 1998.

Estudos recentes, Cunha et al. (2007), sugerem uma atualização cronoestratigráfica da coluna sedimentar-ígnea que preenche essa sinéclise intracratônica. Conforme estes autores o arcabouço estratigráfico da Bacia do Amazonas compreende duas megassequências de primeira ordem, reconhecidas em cerca de 5.000 m de preenchimento sedimentar e ígneo.

Uma megasequência mesozóico-cenozóica sedimentar, e uma megasequência paleozóica constituída por rochas sedimentares associadas a um grande volume de intrusões de diques e soleiras de diabásio mesozóicos (Figura 2.4). Esta megasequência pode ser dividida em quatro sequências de segunda ordem, designadas como Sequência Ordovício-Devoniana, Sequência Devono-Tournaisiana, Sequência Neoviseana e Sequência Pensilvaniano-Permiana.

Figura 4 - Seção geológica da Bacia do Amazonas



Fonte: WANDERLEY FILHO *et al.*, 2005/2006.

O substrato Proterozóico sobre o qual desenvolveu o pacote sedimentar fanerozóico da Bacia do Amazonas é constituído por rochas metamórficas pertencentes a faixas móveis acrescidas a um núcleo mais antigo, denominado Província Amazônia Central (Cordani *et al.* 1984). A porção ocidental desse substrato está representada pela Faixa Móvel Ventuari-Tapajós, composta por rochas graníticas e metamórficas. Na porção oriental, o embasamento é constituído pelas rochas graníticas e metassedimentares da Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas.

2.3 Megassequencia Paleozóica

2.3.1 Sequência Ordovício-Devoniana

A Sequência Ordovício-Devoniana representa o estágio inicial de deposição na sinéclise, com um caráter pulsante transgressivo-regressivo, alterando sedimentos glaciais e

marinhos com ingressões de leste para oeste, posicionando em *onlap* sobre o Arco de Purus, que impedia a conexão com a Bacia do Solimões. Em direção a leste a sedimentação ultrapassou a região do Arco de Gurupá e se conectou com as bacias do noroeste africano.

As rochas dessa sequência compõem o **Grupo Trombetas** (Ludwig, 1964 apud Cunha *et al.* 2007), representado pela **Formação Autás Mirim**, composta por arenitos e folhelhos neríticos neo-ordovicianos (Caradoc?-Ashgill); **Formação Nhamundá**, composta por arenitos neríticos e glaciogênicos eossilurianos (Llandovery – Wenlock inferior); **Formação Pitínga**, composta por folhelhos e diamictitos marinhos silurianos (Llandovery médio – Pridoli inferior);

Formação Manacapuru, constituída por arenitos e pelitos neríticos neossilurianos – eodevonianos (Ludlow superior – Lochkoviano inferior); **Formação Jatapu**, antigo Membro Jatapu da Formação Maecuru (do sobreposto Grupo Urupadi). Essa mudança de categoria hierárquica (de membro para formação) e o deslocamento da mesma para o Grupo Trombetas foi proposta por Cunha *et al.* (2007).

2.3.2 Sequência Devono-Tournaisiana

Após a discordância relacionada à Orogenia Caledoniana, um novo ciclo sedimentar de natureza transgressivo-regressiva ocorreu na bacia, originando a deposição dos grupos Urupadi e Curuá. Esta sequência representa um estágio deposicional marinho com incursões glaciais, extensivas às bacias norte-africanas e ainda sem conexão direta com a Bacia do Solimões, a oeste.

O **Grupo Urupadi** abrange a **Formação Maecuru**, composta de arenitos e pelitos neríticos a deltáicos, de idade neo-emsiana-eo-eifeliana; e a **Formação Ererê**, constituída por siltitos, folhelhos e arenitos neríticos, parálicos, de idade neo-eifeliana-eogivetiana.

Cunha (2000) considera esse grupo como uma unidade de terceira ordem na concepção da moderna Estratigrafia de Sequências e o subdivide em ciclos menores de até quinta ordem, associados às oscilações climáticas oriundas das variações da órbita terrestre, dentro da banda de frequências de Milankovitch. Esses ciclos tiveram duração de cerca de cem mil anos (100 ka) cada, relacionados à excentricidade curta da órbita terrestre àquele tempo.

Sobreposto ao Grupo Urupadi, e após um pequeno pulso regressivo, seguiu-se a deposição de espessa seção sedimentar representada pelo **Grupo Curuá**. Cunha *et al.* (2007), propuseram a exclusão da Formação Faro desse grupo estratigráfico, que passa a ser constituído apenas por três formações: Barreirinha, Curiri e Oriximiná. Cunha *et al.* (2007) propõem a divisão da **Formação Barreirinhas** em três membros, **Membro Abacaxis**, consiste de folhelhos cinza-escuros a pretos, físseis, carbonosos. Representam os principais geradores de hidrocarbonetos da bacia. Depositaram-se sob regime de sedimentação condensada em ambiente marinho distal e euxínico, durante um lapso de 12 Ma a 18 Ma, que perdurou desde o Eofrasniano até o Eo- ou Mesofameniano; **Membro Urubu**, representado por folhelhos cinza-escuros, depositados em ambiente marinho levemente regressivo ou progradacional. Sua idade é Meso- a Neo-fameniana (Melo & Loboziak, 2003 *apud* Cunha *et al.* 2007). **Membro Urariá**, antes atribuída à parte inferior da Formação Curiri. O mesmo é caracterizado por folhelhos cinza-escuros a claros e siltitos, que já documentam uma sedimentação marinha francamente regressiva, de idade Neofameniana (Melo & Loboziak, 2003). Essa unidade está separada da seção superior (Formação Curiri) por uma discordância erosiva de curta duração temporal (cerca de 1 Ma).

A **Formação Curiri** de idade Fameniana terminal ou “Struniana” (Melo e Loboziak, 2003), sobrepõe-se discordantemente à Formação Barreirinha (Membros Abacaxis, Urubu e Urariá) por toda a Bacia do Amazonas. Constitui-se, principalmente, de diamictitos e, secundariamente, folhelhos, siltitos e arenitos de ambientes glacial a periglacial, relacionados ao resfriamento climático vigente na bacia durante o final do Devoniano. Representa o trato de sistemas de mar baixo da sequência de terceira ordem, sobreposta à anterior através de discordância erosiva.

A **Formação Oriximiná** é constituída por arenitos e siltitos subordinados, depositados em ambiente marinho raso/fluvial, de idade “struniana” a mesotournaisiana (Melo & Loboziak, 2003).

2.3.3 Sequência Neoviseana

Após a deposição da Sequência Devono-Tournaisiana, uma intensa atividade tectônica atuou nas margens da Placa Sul-Americana: a orogenia Acadiana ou Chánica, ocasionando

soerguimento e erosão dessa sequência, e originando a discordância que a separa da unidade sobreposta, a Formação Faro, esta formação isoladamente constitui a Sequência Neoviseana.

A **Formação Faro** é caracterizada por arenitos e pelitos flúvio-deltaicos e litorâneos com influência de tempestades. Seu topo é afetado pelo recuo do mar associado à orogenia Eo-Herciniana, ou Ouachita, que proporcionou um extenso processo erosivo nessa sequência.

2.3.4 Sequência Pensilvaniano-Permiana

Após um hiato temporal de cerca de 15 Ma, um novo ciclo deposicional de natureza transgressivo-regressiva tomou lugar na Sinéclise do Amazonas, durante o Neocarbonífero. Esta sequência é constituída pelas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá, reunidas no **Grupo Tapajós**.

A **Formação Monte Alegre** de idade Neobashkiriana (Playford & Dino, 2000; Melo & Loboziak, 2003), inicia sua deposição com arenitos eólicos e de *wadis*, intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos.

A **Formação Itaituba** foi depositada com a continuidade do processo transgressivo. Composta de folhelhos, carbonatos e anidritas de fácies lagunar e marinho raso/inframaré, com idade Neobashkiriana - Moscoviana (Lemos 1990; Playford & Dino, 2000).

A **Formação Nova Olinda** é composta por calcários, anidritas e halitas de inframaré e planícies de sabkha, de idade Moscoviana – Gzheliana, segundo Lemos (1990), ou Moscoviana – Permiana, segundo Playford & Dino (2000). Cunha *et al.* (2007) propuseram a divisão da Formação Nova Olinda em duas unidades de categoria hierárquica inferior: os membros Fazendinha, basal, e Arari, superior. O **Membro Fazendinha** caracteriza-se por folhelhos, carbonatos, anidritas, halitas e, localmente, sais mais solúveis como silvita. Foram depositados em ambientes marinho raso, de planícies de sabkha e lagos hipersalinos. Possui idade desmoinesiana (Moscoviano), abrangendo as palinozonas *Striatosporites heyleri* e *Raistrickia cephalata*, de Playford & Dino (2000). O **Membro Arari** documenta o início da forte regressão que ocorreu na bacia, comprovado pela ampla diminuição ou quase ausência de fósseis marinhos, a inexistência de carbonatos marinhos e a associação de folhelhos e siltitos com pacotes de halitas cristaloblásticas. Estas últimas apresentam redes de argilas na sua trama interna, resultantes de retrabalhamento de seções salíferas mais antigas, que foram

soerguidas nas bordas da bacia e redepositadas nas áreas mais centrais (Silva, 1996). Esse soerguimento e o início da continentalização da bacia estão associados à mudança climática e à orogenia Variscana ou Tardi-herciniana.

A *Formação Andirá* caracteriza-se por uma sedimentação predominantemente continental, representada por siltitos, arenitos avermelhados (*red beds*) e raras anidritas, associados às fácies fluviais e lacustrinas, atestando, além dos efeitos da tectônica, uma mudança climática significativa, passando de frio para quente e árido. Datações recentes dão conta que a palinozona *Vittatina costabilis* pode ter sua base na transição Asseliano/Sakmario (295 Ma; Playford & Dino, 2000).

2.4 Magmatismo Pós-Paleozóicos

A bacia sofreu processos distensivos na direção E-W, seguidos de magmatismo básico na forma de enxames de diques e soleiras de diabásio orientados na direção N-S, estes foram agrupadas em um único evento, com idade entre 170 e 220 Ma (K-Ar), datações posteriores através do método Ar-Ar situam-nas entre 210 Ma e 201 Ma, sendo a mais provável a idade de 206 Ma denominado magmatismo Penatecaua (Cunha *et al.* 2007).

Os processos mais importantes incluem os diques permo-jurássicos aflorantes em Rosarinho e Pantaleão, na porção ocidental da bacia, e os diabásios juro-triássicos Cassiporé, no Amapá, e Penatecaua, na borda norte da bacia (Thomaz Filho *et al.* 1974).

Esforços compressivos ENE-WSW e WNW-ESE, denominado na bacia como Diastrofismo Juruá, originados a partir da abertura do Atlântico Equatorial, a leste, e a zona de subducção andina cretácea, a oeste da Placa Sul-Americana ocasionaram a reativação de fraturas pré-existentes e deformações compressivas ou cisalhantes (Campos & Teixeira, 1988).

2.5 Megassequência Mesozóico-Cenozóico

Após a atuação dos esforços compressivos relacionados ao Diastrofismo Juruá, ocorreu um relaxamento tectônico seguido da implantação de novos ciclos deposicionais

representados pela outra unidade de primeira ordem da bacia, denominada Megassequência Mesozóico-Cenozóica constituída pelas sequências Cretácea e Terciária (Cunha *et al.* 2007).

Esta megassequência engloba o **Grupo Javari** representada pela **Formação Alter do Chão** composto por arenitos grossos de sistema fluvial, além de arenitos e conglomerados de fácies de planície e leques aluviais, ainda apresentam bandas ferrosas lateríticas em alguns níveis arenosos; e pela **Formação Solimões**, sendo uma cunha argilosa composta por pelitos contendo níveis com restos vegetais e conchas, assentado diretamente sobre a discordância do topo do Paleozóico, conhecida como discordância pré-cretácea. Cunha *et al.* (2007), sugerem a inclusão neste Grupo da **Formação Marajó**, deposição arenosa sob condições flúvio-deltáicas e fluviais, ocorrente na porção oriental da bacia.

Sobrepostos ao grupo Javari, provavelmente ocorrem sedimentos cronoequivalentes à Formação Barreiras (Mioceno), com comprovada distribuição em todo o litoral norte brasileiro.

2.6 Rochas Magmáticas (o magmatismo Penatecaua)

As rochas intrusivas máficas da Bacia do Amazonas foram inicialmente denominadas "Diabásio Penatecaua" por Issler *et al.* (1974) ao descreverem as rochas aflorantes no rio Penatecaua, localizado na porção leste da soleira de Medicilândia. Caputo (1984) descreve o diabásio Penatecaua formado por rochas de assinatura toleítica, compostas por plagioclásio, piroxênio, ilmenita e magnetita com textura ofítica. Essas rochas ocorrem na forma de diques e soleiras de espessura variando de poucos metros até cerca de 200 metros, intrudidos nas rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Amazonas. De acordo com Marzulli *et al.* (1999), a média da soma das espessuras das soleiras é de 500 m, e o volume estimado é de aproximadamente 4×10^5 km³. Os diques apresentam espessura variando de 5 a 25 m em afloramentos, porém dados sísmicos já detectaram diques com até 1 km de espessura. De acordo com Wanderley Filho *et al.* (2006), o magmatismo na Bacia do Amazonas é aparentemente controlado por grandes altos estruturais, formados antes das intrusões de rochas básicas. As soleiras são mais espessas próximo ao depocentro da bacia e mais adelgadas próximo aos altos estruturais.

Issler *et al.* (1974) consideram as rochas intrusivas básicas que compõem o diabásio Penatecaua como derivadas de uma ativação tectônica ou reativação ocorrida no Jurássico-

Cretáceo. Thomaz Filho *et al.* (1974) realizaram 33 datações K/Ar, sendo 13 em plagioclásio e 20 em rocha total, com o objetivo de determinar o intervalo de tempo abrangido pelo magmatismo. Os resultados obtidos permitem a identificação de dois ciclos magmáticos distintos, ambos com cerca de 50 Ma de duração, associados à fragmentação do Pangea, onde o primeiro ciclo é atribuído ao período entre o fim do Permiano e o Triássico e foi associado pelos autores à abertura do Oceano Atlântico Equatorial. As idades mais ativas desse pulso magmático são definidas em 250, 230 e 200 Ma. O segundo ciclo configura a evolução do magmatismo na porção mais ocidental estudada pelos autores e é atribuído a reflexos do fraturamento, associados à abertura do Oceano Atlântico Sul, e tem como épocas mais ativas as idades entre 170 e 140 Ma.

Thomaz Filho *et al.* (2000) consideram que o processo de separação entre a América do Sul e a África iniciou no Triássico na margem equatorial brasileira e ocorreu de NW para SE, associado a manifestações magmáticas nas bacias do Amazonas, Acre, Solimões e Parnaíba. Thomaz Filho *et al.* (2008) descrevem que nas bacias do Amazonas e Solimões ocorreram dois picos magmáticos, ao redor de 215 Ma e 180 Ma, relacionados ao início da separação da América do Sul com a África. Na sequência da abertura do Oceano Atlântico, dessa vez na sua porção sul, ocorre um evento magmático a 130 Ma, representado por intensos derrames basálticos na Bacia do Paraná (Thomaz Filho *et al.* 2008).

Marzulli *et al.* (1999) propõem a denominação *Central Atlantic Magmatic Province* (CAMP) para agrupar os basaltos toleíticos que ocorrem em porções da América do Norte, África, Europa e América do Sul, incluindo o magmatismo Penatecaua. O modelo proposto, o qual define um único e breve evento magmático para a geração da CAMP, implica a presença de anomalias quentes do manto estendidas sob uma extensa área da crosta. Entretanto, os autores reconhecem a existência de outro modelo para a CAMP, no qual a origem do magmatismo estaria vinculada a anomalias termais rasas, refutando a hipótese de pluma do manto.

2.7 Sistemas Petrolíferos

Um sistema petrolífero é definido por MAGOON & DOW (1994) como um sistema natural que relaciona uma rocha geradora a um determinado tipo de óleo ou gás em uma bacia sedimentar e que inclui todos os processos que são essenciais para a

existência e acumulação de hidrocarbonetos. Constitui uma combinação de elementos e processos que, sob condições adequadas propiciam a geração, acumulação e armazenamento de petróleo. Dentro de um sistema petrolífero a rocha geradora madura expulsa os hidrocarbonetos gerados, que migram por falhas ou carrier beds até rochas porosas que servem de reservatórios, onde são armazenados e aprisionados por estruturas ou discontinuidades de diferentes tipos litológicos. Uma capa selante, formada por rocha de baixa permeabilidade, garante que o hidrocarboneto mantenha-se acumulado. Para que acumulações ocorram, todo o processo deve ocorrer de maneira contínua e simultânea.

O sistema petrolífero pode ser classificado de acordo com o nível de incerteza em: conhecido (!), hipotético (.) e especulativo (?). Em um sistema conhecido existe correlação geoquímica entre a rocha geradora e os hidrocarbonetos da acumulação. Em um sistema hipotético a geradora é identificada, mas não há correlação com acumulação de hidrocarbonetos. No especulativo, a existência da rocha geradora ou de hidrocarbonetos é postulada com base em evidências geológicas e geofísicas (MAGOON & DOW, 1994). A nomenclatura para sistemas petrolíferos, proposta por tais autores, consiste no nome da rocha geradora, seguido pelo nome da rocha reservatório e do nível de incerteza.

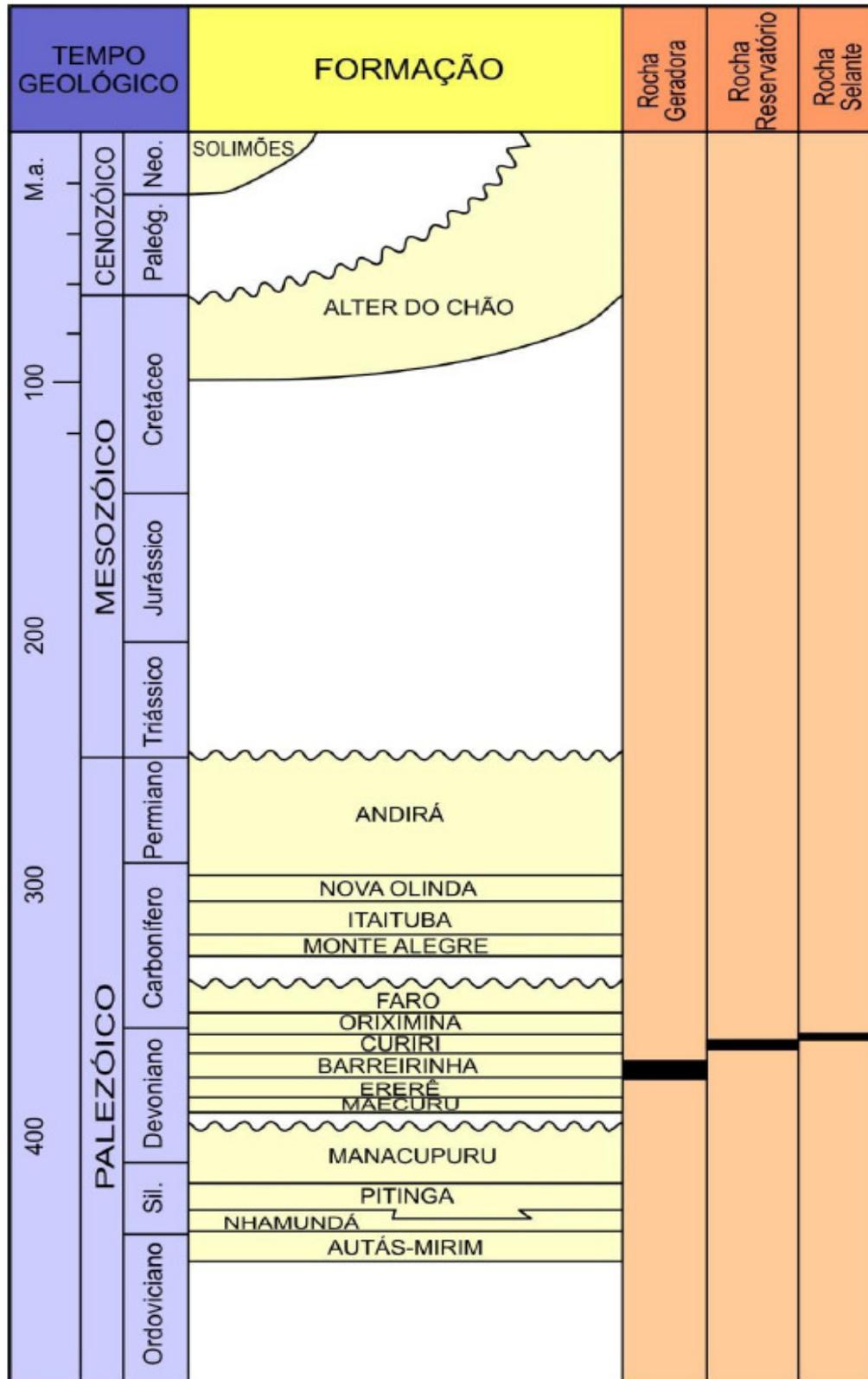
MAGOON & DOW (1994) classificaram ainda os sistemas petrolíferos em típicos e atípicos. Nos sistemas típicos a rocha geradora sofre maturação por soterramento devido ao aumento das temperaturas em profundidade. Já nos sistemas atípicos a geração de hidrocarbonetos ocorre de outro modo que não por soterramento. Inclui-se nesta categoria a maturação da rocha geradora por condução do fluxo térmico proveniente de intrusões ígneas.

2.8 Sistemas Petrolíferos Bacia do Amazonas

2.8.1 Barreirinha-Curiri

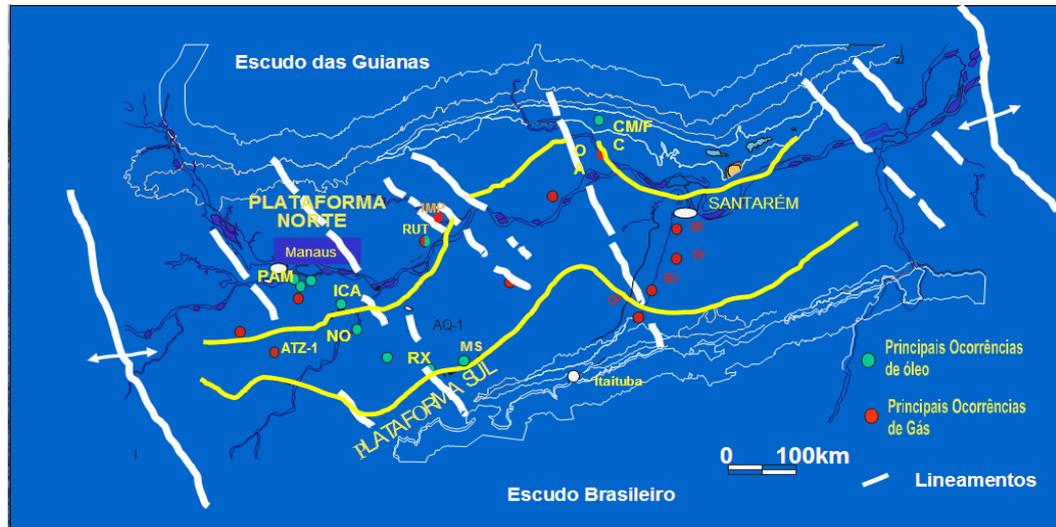
O Sistema Petrolífero Barreirinha-Curiri engloba a fonte Devoniano superior, rochas geradoras da Formação Barreirinha e rochas reservatórios da Formação Curiri (Figura 5).

Figura 5 - Carta estratigráfica simplificada indicando os sistemas petrolíferos da Bacia do Amazonas



Fonte: Modificada de CUNHA *et al.* 1994.

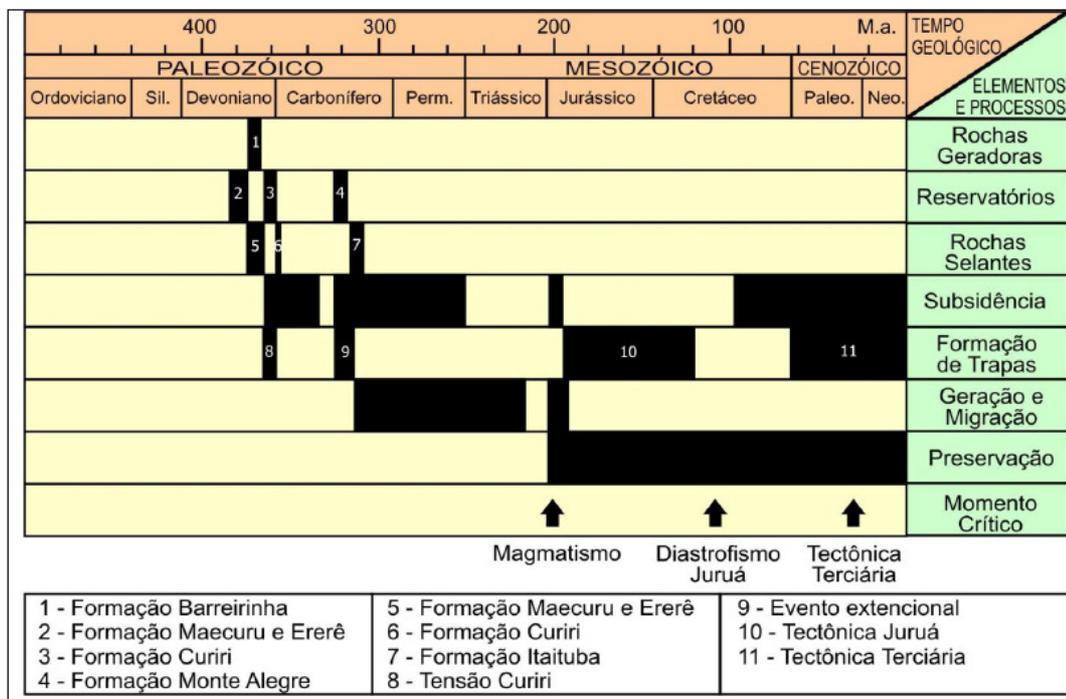
Figura 6 - Principais ocorrências de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas



Fonte: Modificada de COSTA *et al.*, 1998.

Este sistema é responsável pelas acumulações e indícios de hidrocarbonetos e descobertas na Bacia do Amazonas (Figura 7).

Figura 7 - Carta de eventos do Sistema Petrolífero da Bacia do Amazonas



Fonte: Modificado de GONZAGA *et al.*, 2000.

As principais acumulações de hidrocarbonetos (não comercial) foram encontradas em arenitos da Formação Curiri (Devoniano tardio) e da Formação Monte Alegre (Carbonífero

Médio). A maioria das ocorrências de petróleo está localizada na porção ocidental da Bacia do Amazonas. Na porção leste do Amazonas, as ocorrências de gás são causadas devido ao efeito do calor das intrusões de diques de diabásio.

Os folhelhos da Formação Barreirinha do Grupo Curuá foram identificados por Rodrigues (1973), como sendo os principais geradores, admitindo que a fase principal de geração de hidrocarbonetos foi na época de maior soterramento, entre o Permiano Superior e o Triássico. Assim, este autor propôs dois modelos de geração e acumulação dos hidrocarbonetos: o primeiro modelo indicando que a geração teria ocorrido antes da estruturação, ficando os hidrocarbonetos acumulados em trapas estratigráficas dentro da Formação Monte Alegre e, posteriormente, remobilizados com a estruturação, acumulando-se em trapas formadas a partir dessa estruturação; e um segundo modelo no qual o tempo de geração seria concomitante com a estruturação.

Segundo estudos de Alves & Rodrigues (1985), em argilominerais dos folhelhos devonianos da Bacia do Amazonas, na região do Baixo Amazonas, as espessuras dos pelitos com modificações mineralógicas que foram induzidas pelas intrusivas, corresponderia cerca de uma vez à espessura do corpo vulcânico, e a evolução da matéria orgânica presente nesses folhelhos atingiram um estágio diagenético avançado, posicionando-a na zona de gás e condensado.

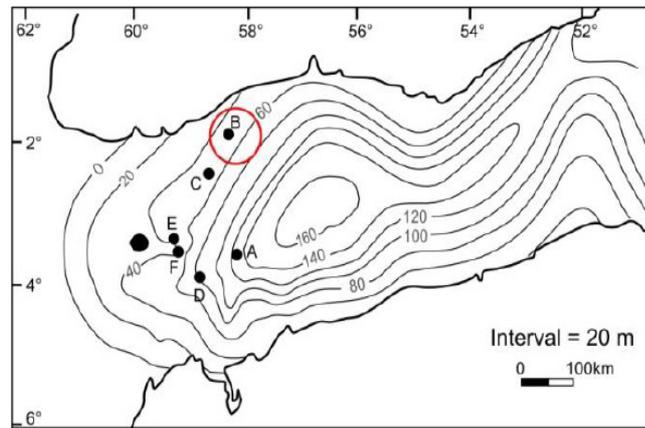
2.8.2 Rochas Geradoras

Segundo Rodrigues (1973), a análise geoquímica de toda a sequência sedimentar da Bacia do Amazonas permite classificar os folhelhos devonianos da Formação Barreirinha como o mais importante gerador de hidrocarbonetos. São folhelhos radioativos de coloração preta, variam de 30m a 160m de espesura no depocentro e ocorrem em toda a Bacia do Amazonas.

Gonzaga *et al.* (2000) realizaram uma avaliação do potencial gerador de petróleo (S2), baseado em abundantes dados geoquímicos de poços (testemunhos e cortes de afloramento), que incluem um total de 3948 resultados de carbono orgânico total (COT), 1986 análises de pirólise, 180 resultados de isótopos estáveis de carbono, 280 análises de petrografia orgânica, 59 análises cromatográficas de gás (CG) e análises cromatográficas de gás – espectrometria

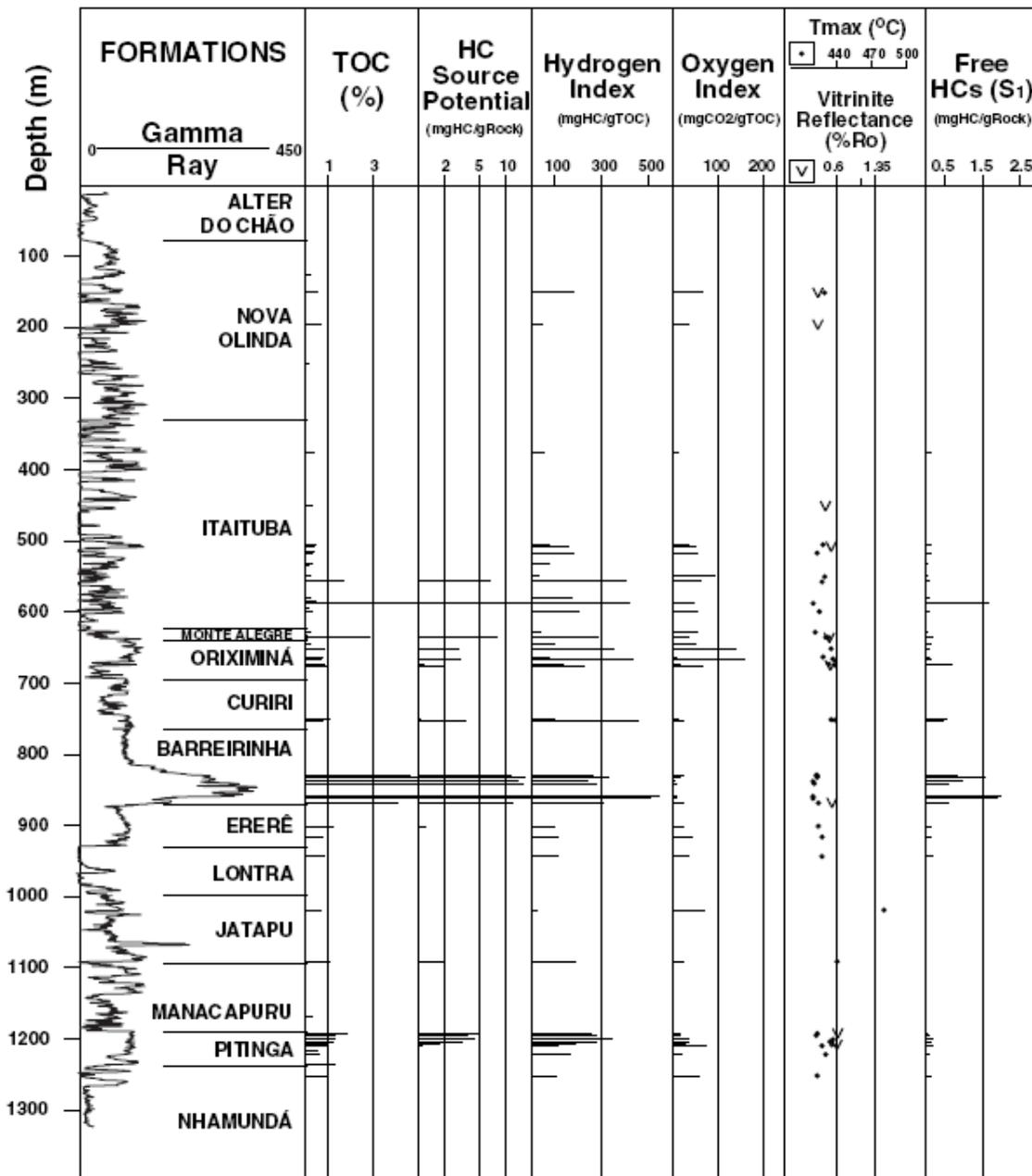
de massa (CG-EM). Os dados de COT indicam que as formações Pitinga, Barreirinha e Curiri são as únicas unidades com potencial gerador significativo (Figura 8 e 9).

Figura 8 - Mapa de isópacas dos folhelhos radioativos da porção basal da Formação Barreirinha



Fonte: GONZAGA *et al.* 2000.

Figura 9 – Perfil geoquímico do poço B em destaque na figura 2.8, mostrando que os maiores valores de COT, S2 e IH são encontrados na parte basal da Formação Barreirinha.



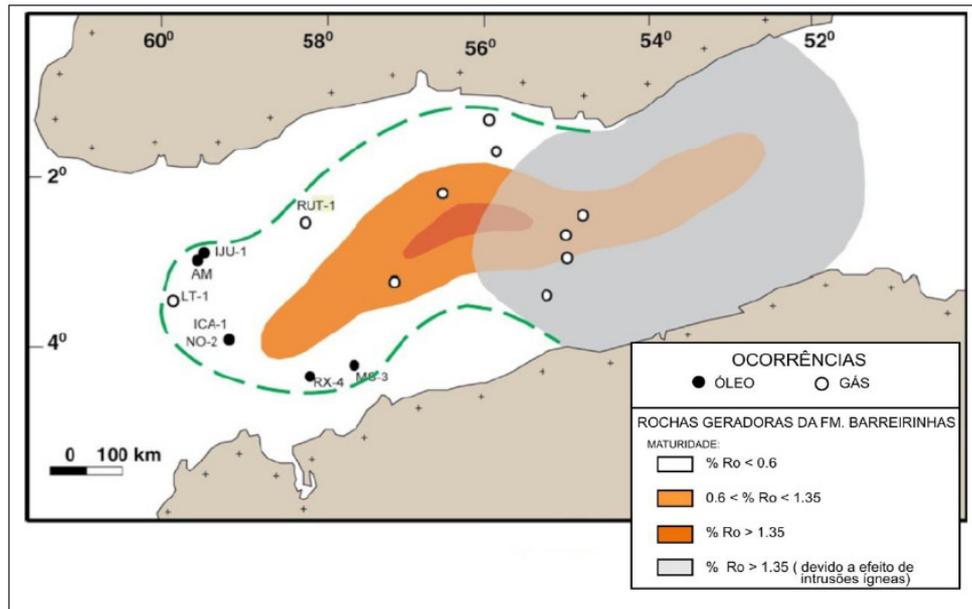
Fonte: GONZAGA *et al.* 2000..

2.8.3 Maturação

Segundo Gonzaga *et al.* (2000), a integração dos parâmetros ópticos (índice de coloração de esporo, reflectância da vitrinite e fluorescência), químicos (Tmáx) e moleculares (razão de isomerização de esteranos) permitiram uma avaliação da evolução termal dos geradores nas bacias.

Ainda segundo o autor, ao longo dos flancos norte e sul e na plataforma oeste, onde a Formação Barreirinha está rasa (1500 m de profundidade), a maturação é baixa ($< 0,65\% \text{ Ro}$). Na calha central, a maturidade da rocha geradora atinge $1\% \text{ Ro}$, por volta dos 4000 m de profundidade. Um alto grau de maturação ($\text{Ro} > 1,4\%$) foi atingido somente por causa do efeito de aquecimento provocado pelos diques e *sills* de Diabásio (Figura 10).

Figura 10 - Mapa indicando zonas de maturação da Bacia do Amazonas



Fonte: Modificado de GONZAGA *et al.* 2000.

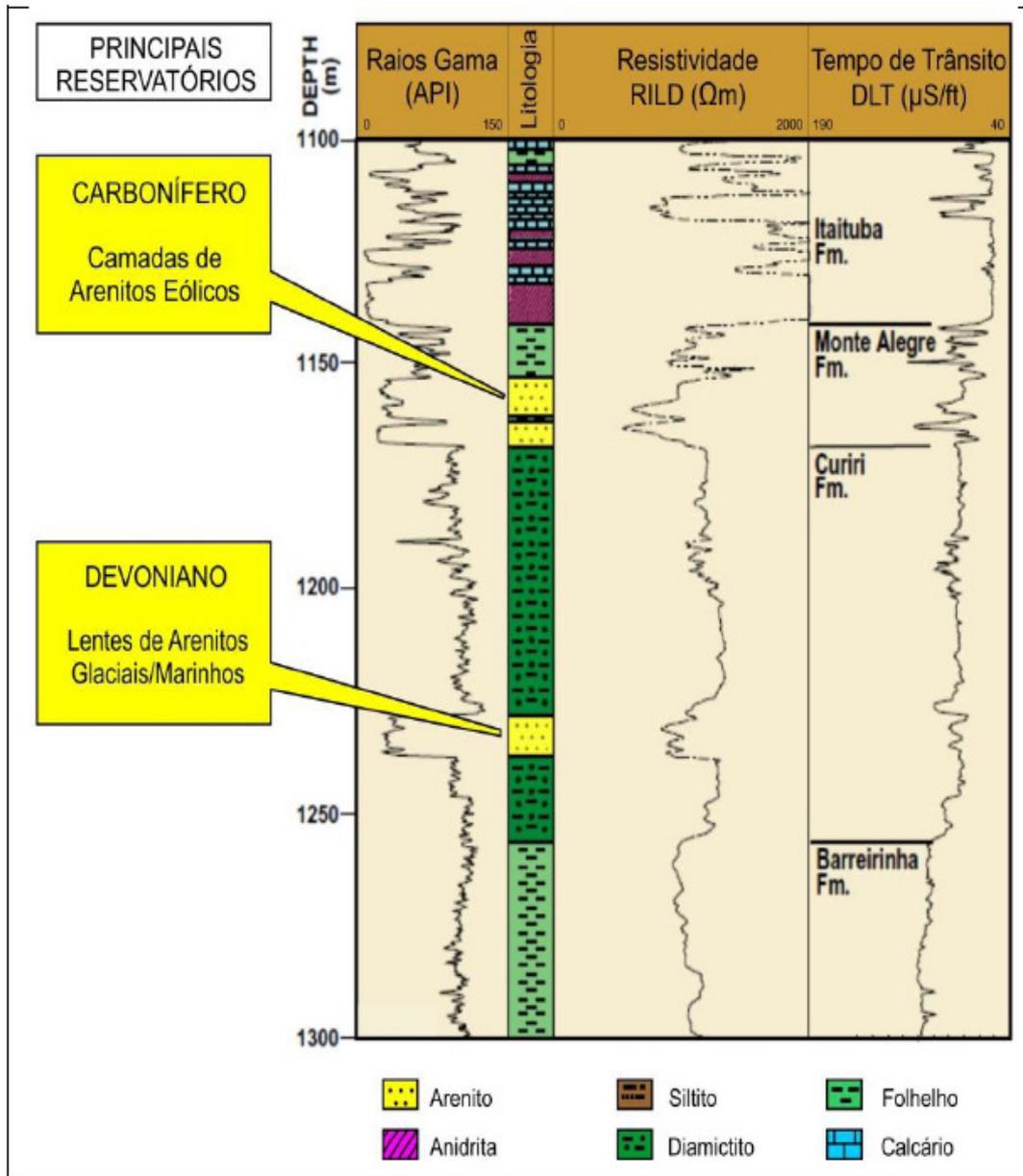
Dados de maturidade indicam que a evolução termal da rocha geradora foi controlada, principalmente, pela história de subsidência, enquanto que o aquecimento provocado pelas intrusões ígneas teve um papel importante somente nas áreas onde diques e soleiras foram intrudidos na sequência devoniana (Mullin 1988 *apud* Gonzaga *et al.* 2000). A parte leste da bacia, onde as intrusões de diques e soleiras foram mais consideráveis na sequência devoniana, a rocha geradora está senil, enquanto que na parte oeste, a maturação é controlada pela subsidência.

2.8.4 Reservatórios e Selos

As principais ocorrências de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas foram encontradas nos arenitos eólicos da Formação Monte Alegre, Formação Curiri e Formação Ererê (Gonzaga *et al.* 2000).

Dados de poço (perfis elétricos) e análises de laboratório indicam que os arenitos eólicos da Formação Monte Alegre possuem características de permeabilidade e porosidade mais favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos. O selo do reservatório Monte Alegre é composto de evaporitos, carbonatos (principalmente *mudstones*) e folhelhos da Formação Itaituba (sobrejacente à Formação Monte Alegre) (Figura 11).

Figura 11 - Coluna sedimentar mostrando a composição litológica e perfis de GR, resistividade e sônico de um poço na Bacia do Amazonas.



Fonte: Modificado de GONZAGA *et al.* 2000).

Segundo Gonzaga *et al.* (2000), os reservatórios da Formação Curiri foram depositados em ambiente marinho sob condições glaciais, representados por lentes de areia

depositadas em vales incisos, como uma resposta à queda relativa do nível do mar. A espessura desse reservatório varia de poucas a dezenas de metros, enquanto que os valores de porosidade variam de 6 a 20% e permeabilidade variam de 1 a 4 mD. O selo desse reservatório é representado por folhelhos e diamictitos. Os reservatórios da Formação Ererê são constituídos por corpos arenitos depositados sobre uma superfície erosiva, durante o evento transgressivo no Frasniano. Esses reservatórios ocorrem por toda a bacia, alcançando até 10 m de espessura com porosidades de 20% e permeabilidades máximas de 10 mD. Os selos desses reservatórios são os folhelhos da base da Formação Barreirinha, relacionados ao pico do evento de máxima transgressão.

2.8.5 Trapas

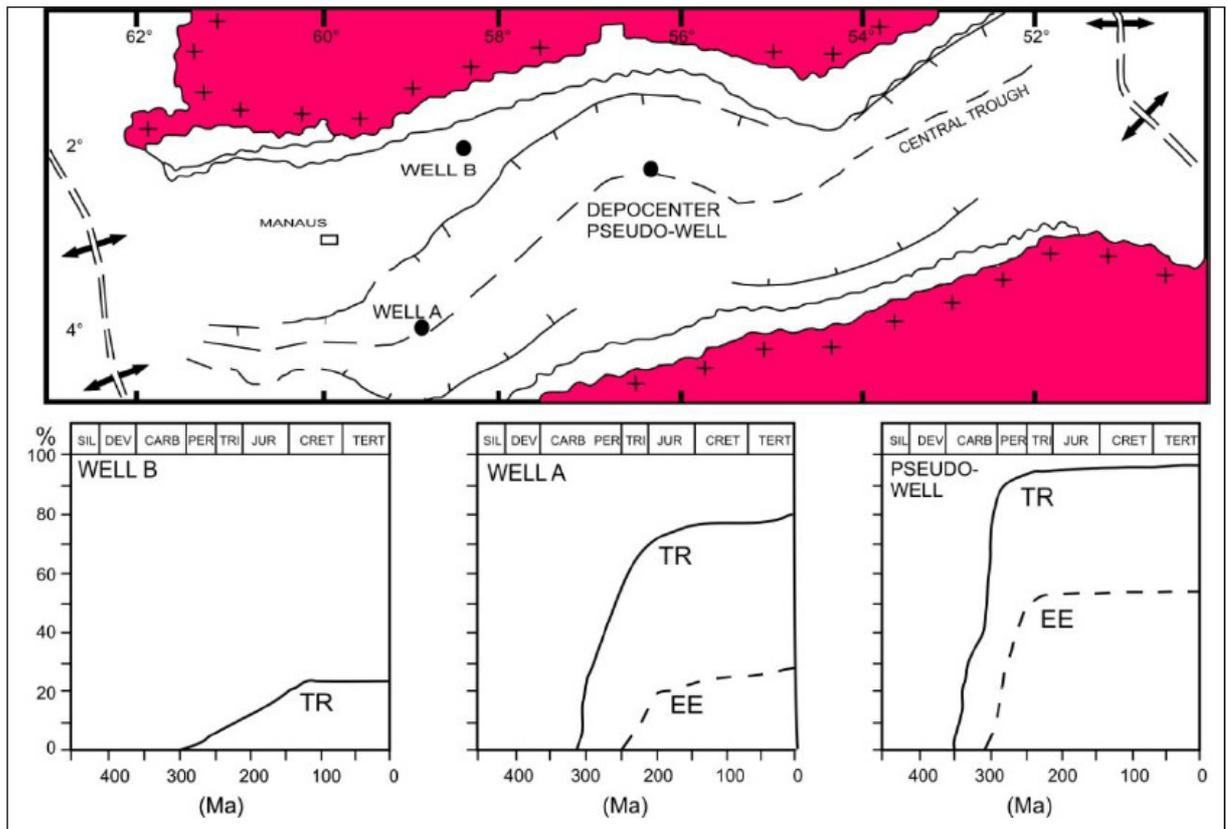
O principal mecanismo de trapeamento é estrutural, ocorrendo também aprisionamento por trapas estratigráficas.

A principal ocorrência de trapa estrutural com acumulação de hidrocarbonetos é no campo de óleo de Igarapé Cuia com gás *in place* trapeado nos arenitos da Formação Monte Alegre. A estrutura dessa trapa é um anticlinal relacionado ao evento tectônico Juruá. A principal ocorrência de trapa estratigráfica com acumulação de hidrocarbonetos é no campo de óleo de Autás-Mirim com gás *in place*, trapeados em lentes de arenito da Formação Curiri.

2.8.6 Geração e Migração

Estudos de modelagem de geração e migração realizada por Gonzaga *et al.* (2000) mostram que o querogênio da seção inferior da Formação Barreirinha atinge condições termais apropriadas para iniciar a geração a uma profundidade de 1800 m. Tais condições foram alcançadas entre o Carbonífero (no depocentro da bacia) e o Permiano (nas áreas de plataforma) (Figura 12).

Figura 12 - Evolução da razão de transformação (TR) e eficiência de expulsão (EE) em dois poços e um falso poço (baseado em dados de seções sísmicas) na Bacia do Amazonas



Fonte: GONZAGA *et al.* 2000).

3. MAGMATISMO EM BACIAS SEDIMENTARES

Fenômenos geológicos, como intrusões ígneas, causam anomalias térmicas em bacias sedimentares, proporcionando um aumento de temperatura nas regiões de ocorrência. A análise transiente de temperatura pode favorecer a identificação de regiões propícias à geração e expulsão de petróleo, no caso de sistemas petrolíferos atípicos (MAGOON & DOW, 1994).

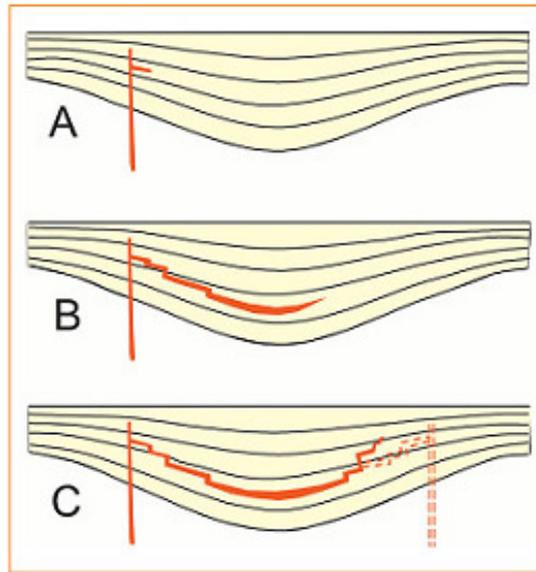
Os tipos mais comuns de intrusões ígneas em bacias sedimentares são diques e soleiras. Os diques são estruturas discordantes, geralmente perpendiculares ou inclinadas em relação ao acamamento intrudido. As soleiras são estruturas concordantes, paralelas ou subparalelas às camadas sedimentares, possuindo normalmente uma grande razão entre comprimento e espessura. Na Bacia do Amazonas e demais bacias paleozoicas brasileiras são comuns manifestações de magmatismo básico permo-triássico, que ocorrem em sequências espessas de derrames e soleiras associadas a diques (et al., 2008).

Magma básicos, devido à sua composição mineralógica (geralmente mais pobres em sílica), são mais quentes, com temperaturas entre 1.000 e 1.200 °C e têm viscosidade menor (SZABÓ et al., 2000). As características físicas do magma básico podem influenciar na disposição e espessura das soleiras intrudidas nas camadas sedimentares de uma bacia sedimentar.

WANDERLEY FILHO et al. (2006), analisando o mapa de isólitais da Bacia do Solimões, notaram que a espessura do pacote intrusivo diminui nos altos estruturais anteriores à intrusão, ao passo que, no depocentro da bacia, há um espessamento dessas rochas. Tais autores citam que o diabásio ainda fluido tende a migrar mergulho abaixo, por gravidade, para o depocentro da bacia, buscando rotas mais acessíveis para continuar o fluxo no sentido da calha estrutural (Figura 13).

Segundo NEUMANN et al. (2003), o conhecimento dos parâmetros que controlam intrusões magmáticas gera importantes informações sobre os caminhos de migração de fluidos e sobre o desenvolvimento térmico e estrutural de bacias sedimentares afetadas por vulcanismo, caracterizadas por conter expressivos complexos intrusivos e extrusivos. Tais informações são importantes em estudos sobre recursos petrolíferos e hidrogeológicos.

Figura 13 - Diagrama de ilustração do mecanismo de intrusão de uma soleira dediabásio.



Fonte: WANDERLEY FILHO et al, 2006.

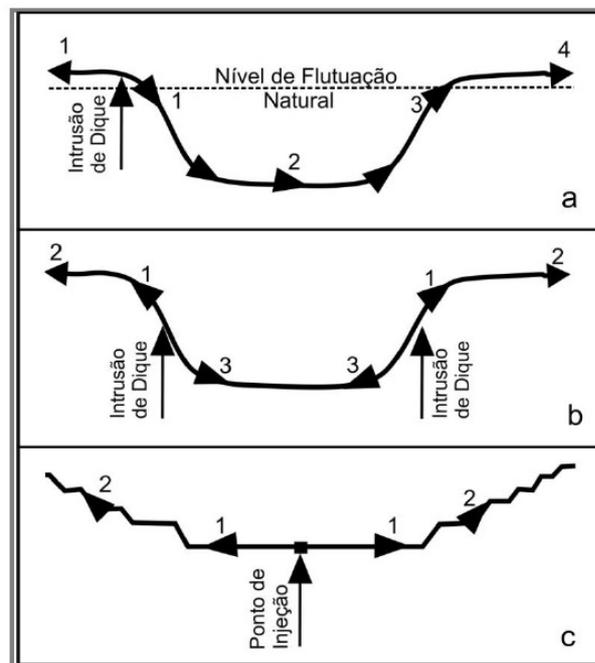
Os parâmetros que controlam a intrusão de soleiras em bacias sedimentares são: densidade e pressão do magma; espessura da sobrecarga; barreiras de fluidos e produção de vapor (interação com sedimentos úmidos); descontinuidades mecânicas (acamamento); stress horizontalmente estratificado; existência de fraturas e falhas; o nível de inversão de densidades entre o magma e a rocha encaixante (NEUMANN et al., 2003).

Três modelos de intrusão de soleiras (Figura 14), considerados bem conhecidos são destacados por NEUMANN et al. (2003): 1) o modelo de FRANCIS (1982), no qual a intrusão segue o fluxo gravitacional para o depocentro da bacia, com a conseqüente inversão da densidade do magma para a rocha hospedeira; para o posterior restabelecimento do equilíbrio hidrostático do magma, pode haver ascensão para um dos flancos da bacia; 2) o modelo de CHEVALLIER & WOODFORD (1999), no qual o magma, alimentado por um dique, ascende e segue na estratigrafia da bacia formando a soleira externa; depois, o soerguimento resultante dos sedimentos sobrepostos àquela soleira gera uma fratura na parte central, em níveis inferiores da estrutura, formando uma soleira interna; 3) o modelo de MALTHE- SØRENSEN et al. (2004), baseado em modelagem numérica, que difere dos outros modelos, pois não considera os diques alimentadores. Este último modelo sugere que em bacias com campo isotrópico de esforços, as soleiras tendem a adotar a forma de pires. Durante a intrusão da soleira, campos de tensão anisotrópicos se formam nas bordas, devido à elevação da sobrecarga dos

estratos. Esta assimetria de stress leva à formação de segmentos de soleiras transgressivas, quando o comprimento do segmento horizontal superior excede 2 a 3 vezes a espessura da sobrecarga.

Considerando uma soleira de diabásio intrudida em uma sequência sedimentar, pode-se intuir que existe uma preferência da direção do transporte de calor através desse corpo ígneo, proporcionando o efeito chaminé. O efeito chaminé consiste no transporte de calor, através de um corpo mais condutivo, das porções mais profundas para as mais rasas, como ocorre no efeito do sal. Como rochas magmáticas possuem alta capacidade térmica, vão aquecendo as camadas sedimentares a sua volta e, no caso da existência de matéria orgânica podem causar o fenômeno de maturação.

Figura 14 - Modelos de intrusão de soleiras



Nota: a) modelo de Francis (1982 apud Neumann et al., 2003); b) modelo de Chevallier & Woodford (1999 apud Neumann et al., 2003); c) modelo de Malthe-Sørenssen et al. (2004). Os números indicam os estágios individuais de desenvolvimento da soleira. Note que as geometrias do fluxo do magma dentro da intrusão são diferentes nos modelos individuais.

Fonte: Modificado de NEUMANN et al. 2003.

O tempo de acomodação dos corpos ígneos nas rochas encaixantes é de poucas horas (GALUSHKIN, 1997), enquanto que seu tempo de resfriamento total dura poucos milhares de anos. O efeito térmico das intrusões em rochas sedimentares depende de diversas variáveis, tais como: temperatura inicial e tipo do magma, tempo de formação e espessura do corpo intrusivo, grau de maturação inicial da encaixante, além dos fatores que determinam a condutividade térmica das rochas encaixantes, como composição

mineralógica, grau de compactação, teor de matéria orgânica, porosidade, permeabilidade, saturação de fluidos e tipos de fluidos presentes (RODRIGUES, 1995; GALUSHKIN, 1997).

O efeito termal que as intrusões ígneas básicas produzem nas rochas sedimentares pode atingir distâncias superiores à espessura do corpo intrusivo ou ainda ser a ela superior, conforme analisado por RODRIGUES (1995), na Bacia do Parnaíba, e ALVES & RODRIGUES (1985), na Bacia do Amazonas. Segundo THOMAZ FILHO et al. (2007), esse processo pode variar em suas dimensões em função da profundidade em que se implantou a intrusão, sendo maior o calor transmitido quanto maior for a profundidade.

De acordo com GALUSHKIN (1997), em relação às rochas encaixantes afetadas por intrusões, o halo térmico geralmente se estende, a partir do contato, até uma distância de 50% a 90% da espessura da intrusiva. Este trabalho, baseado em estudos geoquímicos e petrológicos de diversas partes do mundo, concluiu que raramente o efeito térmico sobre as encaixantes ultrapassa 100% da espessura da intrusiva.

SOUSA et al. (2008), estudando os efeitos térmicos provocados por intrusões de basaltos e microgabros em rochas sedimentares da Bacia Potiguar, observaram que os corpos ígneos mais rasos, com textura fina a média, ainda contendo matriz vítrea ou criptocristalina, produzem efeitos a pequenas distâncias das encaixantes. Por sua vez, os corpos hipoabissais, com textura média a grossa (diabásica), com velocidade de resfriamento mais lenta, ocasionam efeitos mais expressivos.

O estudo do efeito térmico proporciona um histórico da influência do fluxo e de eventos térmicos nas diversas camadas que compõem uma bacia, até chegar ao estado estacionário. No caso da Bacia do Amazonas, a estrutura térmica foi influenciada pelo fluxo térmico relacionado com sua evolução termomecânica e pelo efeito das intrusões ígneas.

4. TRANSFERÊNCIA DE CALOR

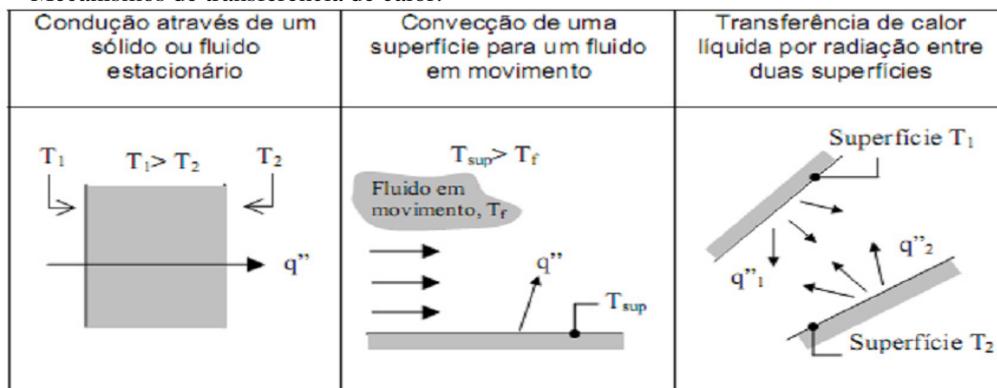
4.1 Conceitos básicos de modelagem termal

A energia transferida pelo fluxo térmico não pode ser medida diretamente, porém, por estar relacionada à temperatura, pode ser inferida indiretamente. O processo através do qual a energia é transferida é conhecido como transferência de calor. Sempre que houver um gradiente térmico entre dois pontos, ocorrerá um processo dinâmico que visa ao estabelecimento do equilíbrio, tendo como resultado a diminuição desse gradiente. A transferência de calor ocorre do ponto mais quente para o mais frio, segundo a direção do gradiente térmico, e é estabelecida a partir de três mecanismos: condução, convecção e radiação (Figura 15).

A condução é o tipo de transferência de calor onde a troca de energia ocorre a partir da região de maior temperatura em direção à região de menor temperatura, através da propagação da vibração das moléculas em um meio sólido ou líquido estacionário. A transferência de calor por convecção é particularmente importante quando existe um fluido em movimento nas vizinhanças de uma superfície sólida. Portanto este processo inclui os efeitos combinados da condução e do movimento do fluido. A transferência de calor, neste caso, é tanto mais elevada quanto mais rapidamente o fluido se desloca.

A transferência de calor por radiação é a emitida por todos os corpos e transferida no espaço sob a forma de ondas eletromagnéticas, conforme a teoria clássica de Maxwell, ou como fótons discretos de acordo com Planck.

Figura 15 - Mecanismos de transferência de calor.



Nota: T é a temperatura média dos meios e q o fluxo térmico entre os meios.

Fonte: KING, 2003.

4.2 Lei de Fourier

A lei básica da condução de calor baseia-se nas observações experimentais de Fourier. A Lei de Fourier KING (2003), afirma que o calor trocado por condução em uma certa direção é proporcional à área normal à direção e ao gradiente de temperaturas na tal direção:

$$q_x = -\lambda A \frac{\partial T}{\partial x} \quad (1)$$

onde λ é a condutividade térmica.

Quando há um gradiente térmico, o conhecimento da distribuição da temperatura permite a determinação do fluxo térmico. Para um objeto unidimensional que apresenta uma distribuição de temperatura ($T(x)$), a equação do fluxo térmico é dada por:

$$Q = \frac{q_x}{A} = -\lambda \frac{dT}{dx} \quad (2)$$

O fluxo térmico (Q) é a taxa de transferência de calor na direção x , proporcional ao gradiente de temperatura ($\frac{dT}{dx}$) por unidade de área perpendicular à direção da transferência. A constante λ (condutividade térmica), em uma determinada direção x , é uma propriedade de transporte de energia, característica de cada material, e vem exprimir a maior ou menor facilidade que o material apresenta à condução de calor. O sinal negativo é uma consequência do fato do calor ser transferido no sentido da diminuição da temperatura. Sob condições estacionárias, a distribuição de temperatura é linear.

A Lei de Fourier, implicitamente, nos diz que o fluxo térmico é uma grandeza direcional, o que nos permite escrever a equação de forma abrangente, considerando um sistema de coordenadas bidimensionais.

$$Q = -kVT = -k \left[\bar{i} \frac{\partial T}{\partial x} + \bar{j} \frac{\partial T}{\partial y} \right] \quad (3)$$

A direção do fluxo térmico será sempre perpendicular à superfície com temperatura constante, conhecida como superfície isotérmica. A Lei de Fourier pode ser escrita de uma forma alternativa:

$$q_n = -\lambda \frac{\partial T}{\partial n} \quad (4)$$

Com a aplicação para uma seção bidimensional, tem-se a seguinte equação obtida da Lei de Fourier:

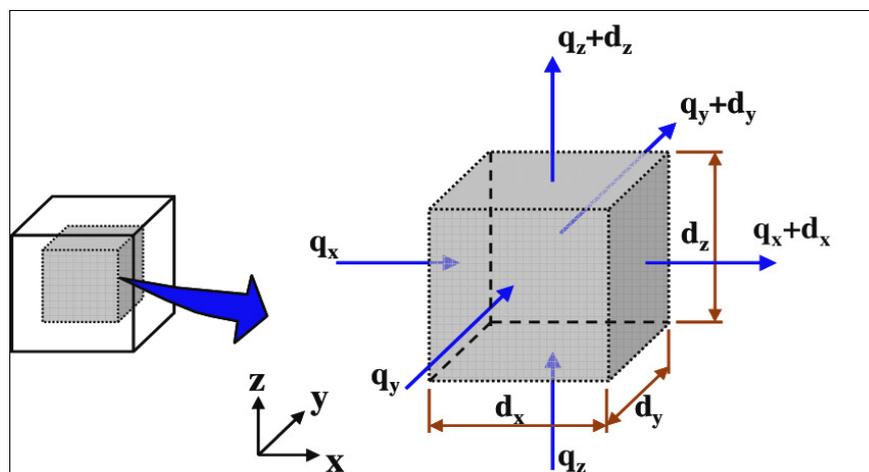
$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \lambda_x \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \lambda_y \frac{\partial T}{\partial y} \quad (5)$$

onde c é o calor específico e ρ a massa específica do material.

A equação de difusão de calor calcula a distribuição de temperatura de um meio, dada suas condições de contorno, e é resultante da combinação da Lei de Fourier (transmissão de calor) com a Lei de Conservação de Energia.

A Figura 16, obtida de INCROPERA & DEWIT (1998), ajuda na estruturação da equação e no entendimento do processamento da transferência de calor por difusão. Deve-se, entretanto, considerar um meio homogêneo, onde a distribuição de temperatura é representada em coordenadas cartesianas bidimensionais.

Figura 16 - Volume de controle infinitesimal, para a análise da condução de calor em coordenadas cartesianas.



Fonte: Modificado de INCROPERA & DEWIT, 1998.

Nesta figura, dx e dy são os contornos definidos, enquanto qx e qy representam a transferência de calor respectivamente, nas direções x e y por superfícies perpendiculares às direções de transferências. Temos também que $qx + dx$ e $qy + dy$ correspondem às taxas de transferências de calor nas superfícies opostas a qx e qy . A entrada de energia no sistema ou no meio é representada por qx e a saída por $qx + dx$, e assim, respectivamente, para qy e $qy + dy$. Simplificando, podemos escrever que as taxas de transferência de calor por condução para as superfícies opostas são:

$$q_{x+dx} = q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} dx \quad (6)$$

e

$$q_{y+dy} = q_y + \frac{\partial q_y}{\partial y} dy$$

A forma geral da equação de conservação de energia, dada pela primeira lei da termomecânica é:

$$\dot{E}_e + \dot{E}_g - \dot{E}_s = \dot{E}_{ac} \quad (7)$$

onde, \dot{E}_e é a taxa de condução de calor, que corresponde à entrada de energia no meio; \dot{E}_g é um termo de fonte de energia térmica que pode ocorrer no meio, gerada a partir do produto da transformação de outras formas de energia. No modelo bidimensional aplicado neste trabalho, por simplificação, este termo foi ignorado; \dot{E}_s refere-se à energia de saída; e \dot{E}_{ac} refere-se à energia interna acumulada no meio. Podem ocorrer variações na quantidade de energia térmica acumulada pela matéria no interior do volume de controle. Supondo que não há mudança de fase e considerando ρ e c constantes o termo \dot{E}_{ac} pode ser escrito da seguinte forma:

$$\dot{E}_{ac} = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} dx dy \quad (8)$$

onde ρ e c são, respectivamente, a massa específica e o calor específico do material.

A expressão $\rho c \frac{\partial T}{\partial t}$ é a taxa de variação com o tempo da energia térmica do meio por unidade do domínio. Substituindo os termos da equação geral de conservação de energia temos:

$$q_x + q_y - q_{x+dx} - q_{y+dy} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} dx dy \quad (9)$$

Substituindo as equações (6) na equação (9), obtém-se:

$$-\frac{\partial q_x}{\partial x} dx - \frac{\partial q_y}{\partial y} dy = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} dx dy \quad (10)$$

As taxas de transferência de calor por condução são dadas pela Lei de Fourier:

$$q_x = -\lambda dy \frac{\partial T}{\partial x} \quad (11)$$

e

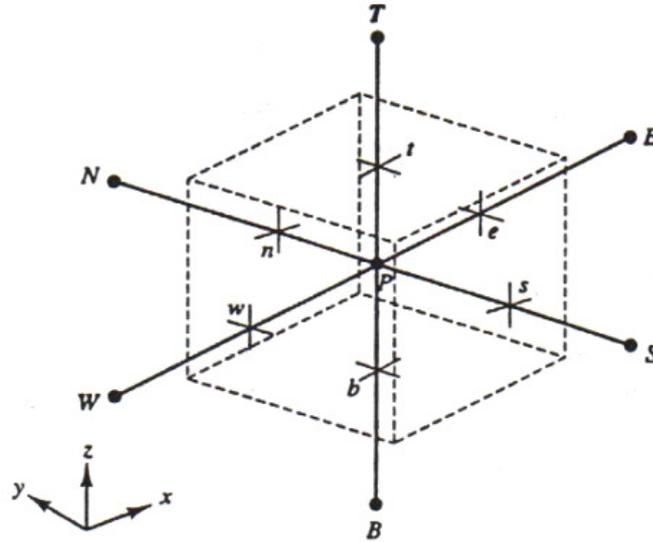
$$q_y = -\lambda dx \frac{\partial T}{\partial y}$$

Substituindo a equação dada pela Lei de Fourier na equação (11), obtém-se a forma geral da Equação da Difusão do Calor:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda_y \frac{\partial T}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\lambda_x \frac{\partial T}{\partial y} \right] = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (12)$$

A análise da condução tridimensional do calor da mesma forma como foi feito no caso bidimensional, o cálculo da matriz tridimensional de temperaturas é feito em planos separadamente, mas de maneira iterativa, de modo que planos adjacentes interferem progressivamente na distribuição de temperatura no sólido.

Figura 17 - Convenção para volume de controle tridimensional.



Fonte: Modificado de INCROPERA & DEWIT, 1998.

As equações discretizadas são semelhantes ao caso bidimensional, pois foram construídas pelo mesmo método. A equação para um ponto interno é mostrada na Eq. (13), sendo os coeficientes definidos na Tab. 2. Ou seja, o termo independente do sistema gerado, análogo aos mostrados nas Eqs. (2) e (5), tem a contribuição das temperaturas da terceira dimensão.

$$a_P T_P = a_W T_W + a_E T_E + a_S T_S + a_N T_N + a_B T_B + a_T T_T + q_2 \quad (13)$$

Tabela 1 - Coeficientes da Equação (13).

a_E	a_W	a_S	a_N	a_B	a_T	a_P
$\frac{k \Delta y \Delta z}{\delta x}$	$\frac{k \Delta y \Delta z}{\delta x}$	$\frac{k \Delta x \Delta z}{\delta y}$	$\frac{k \Delta x \Delta z}{\delta y}$	$\frac{k \Delta x \Delta y}{\delta z}$	$\frac{k \Delta x \Delta y}{\delta z}$	$a_E + a_W + a_S + a_N + a_B + a_T - q_1 \Delta V$

Fonte: Autor, 2014.

Para os pontos em fronteira, os coeficientes são alterados (somar os termos mostrados nas Tabs. 3 e 4) de maneira a admitir as condições de contorno do problema nas faces. Os volumes de controle em uma aresta ou em uma quina do paralelepípedo devem ter os respectivos coeficientes alterados simultaneamente pelas faces as quais faz fronteira.

Tabela 2 - Alteração dos coeficientes da Equação (13) caso haja temperatura imposta como condição de contorno.

Face	a_p	q₂
S	$\frac{2k\Delta x\Delta z}{\delta y}$	$\frac{2k\Delta x\Delta z}{\delta y} S$
N	$\frac{2k\Delta x\Delta z}{\delta y}$	$\frac{2k\Delta x\Delta z}{\delta y} N$
W	$\frac{2k\Delta y\Delta z}{\delta x}$	$\frac{2k\Delta y\Delta z}{\delta x} W$
E	$\frac{2k\Delta y\Delta z}{\delta x}$	$\frac{2k\Delta y\Delta z}{\delta x} E$
B	$\frac{2k\Delta x\Delta y}{\delta z}$	$\frac{2k\Delta x\Delta y}{\delta z} B$
T	$\frac{2k\Delta x\Delta y}{\delta z}$	$\frac{2k\Delta x\Delta y}{\delta z} T$

Fonte: Autor, 2014.

Tabela 3 - Alteração dos coeficientes da Equação (13) caso haja fluxo de calor como condição de contorno.

Face	q₂
S	<i>FluxoS.Δx.Δz</i>
N	<i>FluxoN.Δx.Δz</i>
W	<i>FluxoW.Δy.Δz</i>
E	<i>FluxoE.Δy.Δz</i>
B	<i>FluxoB.Δx.Δy</i>
T	<i>FluxoT.Δx.Δy</i>

Fonte: Autor, 2014.

4.3 Parâmetros físicos utilizados na modelagem termal

Ao analisar a distribuição da temperatura em uma bacia sedimentar, é preciso levar em conta os diferentes tipos litológicos que a compõe. As propriedades dessas litologias

relevantes para a análise da distribuição da temperatura são: porosidade, densidade, condutividade térmica e calor específico. Essas propriedades serão abaixo descritas.

a) porosidade (ϕ): é definida pela relação entre o volume de poros V_p e o volume total de rocha V_T , ou seja,

$$\phi = \frac{V_p}{V_T} \quad (14)$$

A porosidade dita primária refere-se ao volume, geometria e distribuição de poros do sedimento no momento de sua deposição, influenciada pelos tamanhos e formas das partículas, seu grau de seleção e sem a presença de cimentação (GIANNINI, 2003). Essa feição é facilmente modificada pela suscetibilidade que os sedimentos têm ao soterramento e conseqüente compactação.

Quanto maior a porosidade de uma rocha, menor será a sua condutividade térmica, ou seja, estas duas propriedades físicas possuem relações inversas de proporcionalidade, que influenciarão nas variações térmicas de uma bacia sedimentar. A variação da porosidade com a profundidade, durante o soterramento de uma bacia, foi definida por ATHY (1930) como uma curva exponencial, na forma:

$$\phi(z) = \phi_0 e^{-cz} \quad (15)$$

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

b) massa específica (ρ): é calculada levando em consideração o valor da porosidade, da massa específica da água e da massa específica do tipo litológico, de acordo com a expressão

$$\rho(z) = \rho_w \phi(z) + \rho_g (1 - \phi(z)) \quad (16)$$

onde ρ_w é a massa específica da água, ρ_g do grão, z refere-se à profundidade e ϕ é a porosidade.

De fato, a massa específica guarda relação com porosidade. Trabalhos sobre essas duas grandezas mostram que a compactação de uma rocha tende a aumentar com a profundidade, com a diminuição da espessura sedimentar, refletindo o aumento na massa específica e a diminuição da porosidade (ATHY, 1930).

Devido à heterogeneidade das rochas, é necessário considerar a massa específica de quatro formas (BEICIP FRANLAB, 2011):

- a) a massa específica média de um volume de rocha;
- b) a massa específica de um componente individual da rocha, por exemplo, um mineral;
- c) a massa específica média da matriz sólida;
- d) a massa específica média do fluido (água, óleo, etc.) preenchendo os poros (ou fraturas).

A massa específica de uma rocha que compreende n componentes é dada por:

$$d = \sum_{i=1}^n \left(\frac{V_i}{V} \right) \cdot d_i \quad (17)$$

onde, V_i e d_i são a densidade e o volume do componente i , respectivamente.

c) condutividade térmica (λ): indica a qualidade de um material para conduzir calor. Deste modo, quanto maior o valor de λ , mais condutor de calor é o material. É um parâmetro que influencia na quantificação da distribuição de temperatura. Entretanto, a condutividade térmica das rochas é um tema relativamente complexo, pois depende da condutividade e proporção relativa dos minerais que as constitui, além de seus fluidos intersticiais (COSTA DE JESUS, 2004). Deste modo, o cálculo para obtenção da condutividade térmica de uma rocha pode ser expresso da seguinte forma (ATHY, 1930):

$$\lambda(\mathbf{z}) = \lambda_r^{(1-\phi(\mathbf{z}))} \lambda_w^{\phi(\mathbf{z})} \quad (18)$$

onde z é profundidade (m) da camada, λ_r é a condutividade dos minerais constituintes da rocha, λ_w é a condutividade do fluido intersticial e ϕ é a porosidade da rocha.

Uma vez que a condutividade dos sedimentos varia com a temperatura, deve-se definir um parâmetro de dependência da temperatura (BEICIP FRANLAB, 2011). Este parâmetro é utilizado para calcular a condutividade térmica de uma rocha sedimentar cujos poros são preenchidos com água:

$$\lambda^0 = \lambda_s \left(\frac{\lambda_w}{\lambda_s} \right)^\phi * \left(\frac{1}{1 + \alpha T} \right) \quad (19)$$

onde α é a dependência térmica em $1/^\circ\text{C}$, λ é a maior condutividade térmica em $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$, λ_s é a condutividade térmica da matriz de sedimentos em $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$, λ_w é a condutividade da água em $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$, ϕ é a porosidade e T é a temperatura $^\circ\text{C}$

d) capacidade térmica (C): é uma grandeza física que define a quantidade de calor requerido, em Jm^{-3} , para aumentar a temperatura de um corpo em 1°K . A capacidade térmica é o produto da massa específica (ρ) de um corpo, por seu calor específico (c).

$$C = \rho \cdot c \quad (20)$$

O calor específico é a grandeza física, constante para cada substância, cuja unidade usual é $\text{JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$, que define a variação térmica ao receber determinada quantidade de calor. Pode-se dizer que o calor específico caracteriza uma substância em um determinado estado físico.

5. MODELOS DE EXTENSÃO LITOSFÉRICA

A evolução termomecânica da litosfera durante o processo de formação de uma bacia envolve duas fases: uma de estiramento, seguida por outra de subsidência térmica. A fase de estiramento da litosfera é geralmente associada a processos de rifteamento, com afinamento e falhamento da crosta acompanhado pela ascensão positiva da litosfera que gera um aumento do fluxo térmico. A fase de subsidência termal é relacionada ao restabelecimento do equilíbrio térmico no manto litosférico, com o seu resfriamento e aumento da massa específica. Processos geodinâmicos da litosfera são suportados por compensação isostática.

A isostasia é justamente a compensação, ou a contrapartida pelo equilíbrio, da placa litosférica, quando alguma carga geológica é adicionada ou retirada. Os mecanismos de compensação isostática buscam o equilíbrio de massas para manter uma distribuição uniforme de tensões na litosfera.

Segundo QUINTAS (2002), o objetivo original desses estudos isostáticos foi determinar a forma de compensação de massas associadas com feições geológica individuais em continentes e oceanos. O modelo de compensação local aplicado diretamente sob feições geológicas caracterizadas pelo espessamento da crosta, como os modelos de AIRY (1855) e PRATT (1855). No modelo de AIRY(1855), a massa específica da litosfera é constante, porém sem resistência lateral com rigidez flexural nula. Já o modelo de PRATT (1855) considera variações laterais de massa específica.

Para uma escala regional, ocorre o modelo de compensação flexural. Neste modelo, a litosfera apresenta resistência mecânica às cargas impostas. Assim, quando uma carga é aplicada, a litosfera comporta-se como uma placa elástica, homogênea e isotrópica superposta a uma astenosfera fluida.

Os mecanismos de compensação isostática ajudam a entender como funcionam os modelos aplicados na avaliação da história térmica de bacias sedimentares. Diversos modelos tratam da história térmica de uma bacia sedimentar, porém serão descritos os modelos clássicos de extensão uniforme e não-uniforme (duas camadas), por estarem incluídos na proposta metodológica deste trabalho.

Os modelos de extensão litosférica são ferramentas importantes para a análise da evolução térmica de bacias sedimentares, pois sugerem como a crosta e manto

litosférico podem se comportar quando submetidos a esforços distensivos, muitas vezes responsáveis pela gênese e por mecanismos de propagação de calor nas bacias. Os modelos de extensão litosférica são uniformes quando assumem que os estiramentos crustal e subcrustal são coincidentes na vertical, como também que a deformação se dá por cisalhamento puro. São ditos não-uniformes quando assumem comportamento reológico rúptil para a crosta e dúctil para o manto litosférico, considerando assim, diferentes taxas de estiramento quando submetidas a mesma tensão.

5.1 Modelo de extensão uniforme

O modelo básico de distensão litosférica foi primeiro proposto por MCKENZIE (1978), admitindo o afinamento de uma litosfera sem rigidez flexural e mecanismos de compensação isostática local do tipo Airy. Os estiramentos crustal e subcrustal não são distintos e a quantificação de deformação é expressa pelo fator de afinamento litosférico (β):

$$\beta = y / y' \quad (21)$$

onde y é a espessura litosférica inicial e y' é a espessura litosférica após a distensão.

O modelo de MCKENZIE (1978) assume que, no tempo $t = 0$, a litosfera possui condições de equilíbrio térmico (Figura 18). O afinamento litosférico proporcionado pelo estiramento causa depressões, seguida por uma subsidência tectônica inicial, rápida, que preenche a bacia sedimentar com água e sedimentos. A diferença de massa específica desses materiais tenderá a ser compensada localmente pela ascensão da astenosfera, menos densa que a litosfera. Com o afinamento, a então espessura y da litosfera passa a y/β , resultando em alto valor de gradiente térmico, com comportamento linear. Esta fase corresponde ao desenvolvimento da bacia e é conhecida como fase rifte, pois ocorre durante e logo após a formação destas estruturas. A subsidência inicial (S_i) ou fase rifte está relacionada à falhamentos, ocasionados pelo afinamento crustal e consequentes reajustes de compensação isostática, que levam em consideração mudanças de massa

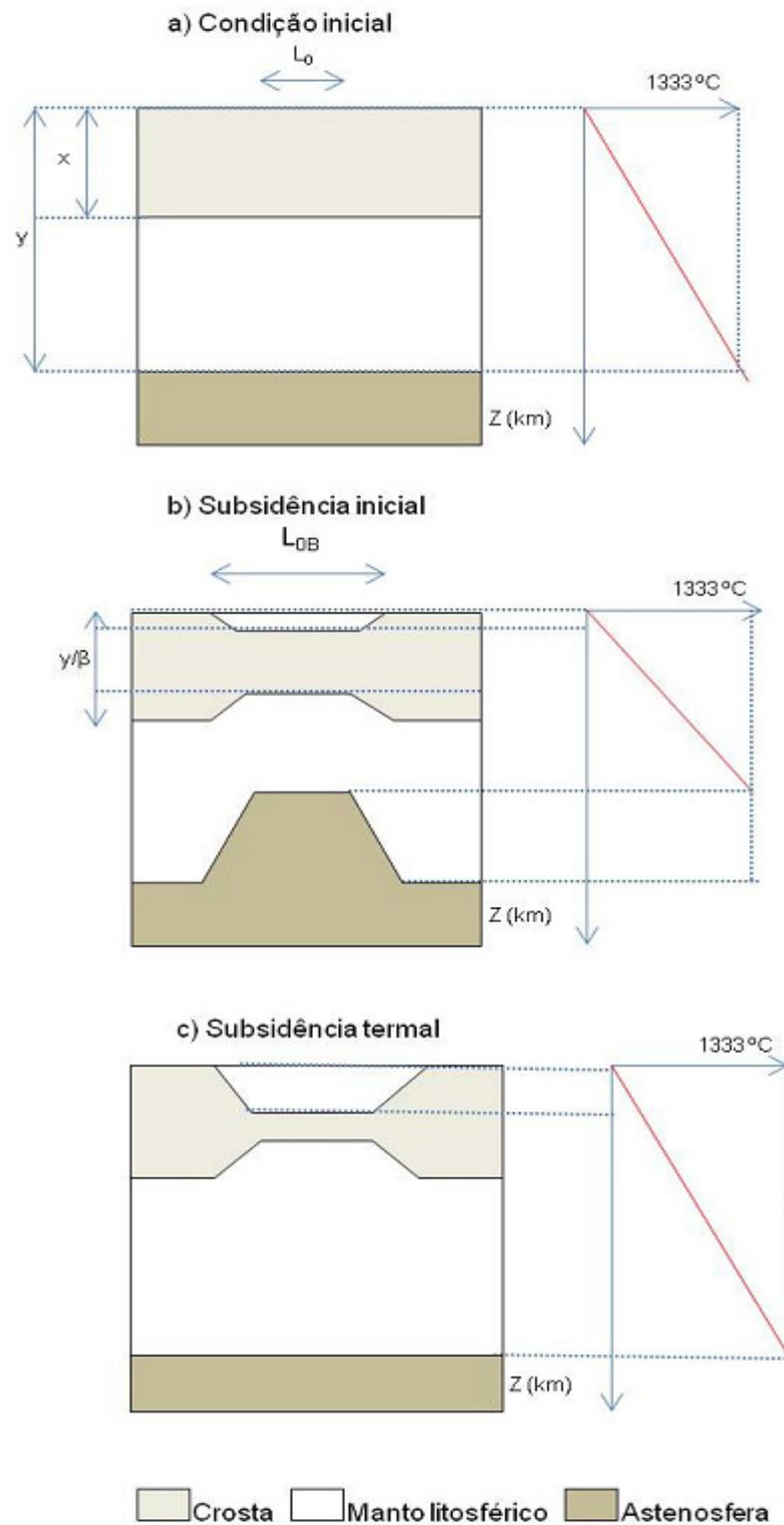
específica e expansão térmica. Contudo, este modelo desconsidera os efeitos de calor radiogênico da crosta continental e as perdas laterais de calor ocorridas na transição entre a litosfera estirada e a não estirada.

Duas premissas adotadas por MCKENZIE (1978) são importantes nesta fase: o efeito extensional é considerado instantâneo no tempo geológico, impedindo que a anomalia térmica seja dissipada durante a subsidência inicial; além disso, a isostasia é mantida durante e após o estiramento.

Após o reequilíbrio térmico e consecutivo espessamento da litosfera, ocorre uma nova e lenta fase chamada de subsidência termal (St). A subsidência termal é causada pelo processo de resfriamento associado à perda de calor por condução e consequentes contrações térmicas da litosfera. O resfriamento é devido à dissipação da anomalia térmica e inicia logo após a fase rifte. A anomalia térmica que propaga calor para a bacia é um fator determinante na história térmica.

A separação entre as fases de Si e St previstas pelo modelo original de MCKENZIE (1978), foi revisada por JARVIS & MCKENZIE (1980). Estes autores mostram que existe uma nítida separação entre Si e St para casos de fase de rifte de até 20 M.a. No entanto, nas fases riftes mais longas (> 20 M.a.) ocorre perda de calor ainda durante o rifteamento, transferindo parte da subsidência da fase termal para a fase rifte.

Figura 18 - Modelo de Extensão Uniforme de MCKENZIE (1978)



Fonte: CARDOSO, 2007.

A história da evolução térmica de uma bacia sedimentar se relaciona com sua subsidência, já que anomalias térmicas influenciam diretamente as taxas de estiramento

envolvidas nos processos de desenvolvimento de tal subsidência, seja mecânica ou termal.

O modelo de MCKENZIE (1978) calcula a subsidência mecânica pela seguinte equação:

$$y_s = \frac{\left\{ (\rho_m^* - \rho_c^*) \frac{y_c}{y_l} \left(1 - \alpha_v \frac{T_m y_c}{2 y_l} \right) - \frac{\alpha_v T_m y_c}{2} \right\} \left(1 - \frac{1}{\beta} \right)}{\rho_m^* (1 - \alpha_v T_m) - \rho_w} \quad (22)$$

onde ρ_m, ρ_c e ρ_w representam as massas específicas respectivas do manto, crosta e água à temperatura de 0 °C, y_c a espessura da crosta, α o coeficiente de dilatação térmica e T a temperatura da astenosfera.

Com o término da fase inicial de subsidência mecânica, onde o efeito extensional é considerado instantâneo, ocorre a distribuição de temperatura por condução de calor que dá início a subsidência termal, que é variante no tempo e dependente do fator de estiramento.

O cálculo da subsidência termal é dado por:

$$S(t) = E_0 \sum_{m=0}^{\infty} \left\{ \frac{1}{(2m+1)^2} \left[\frac{\beta}{(2m+1)\pi} \operatorname{sen} \frac{(2m+1)\pi}{\beta} \right] e^{-(2m+1)^2 \frac{t}{\tau}} \right\} \quad (23)$$

Onde $\tau = \frac{y_l^2}{\pi^2 \lambda}$ é uma constante termal e é dado por:

$$E_0 = \frac{4 y_l \rho_m^* \alpha_v T_m}{\pi^2 (\rho_m^* - \rho_w)} \quad (24)$$

A subsidência total também chamada de subsidência tectônica é o somatório de S_i e S_t , amplificada pelos efeitos da sedimentação, ou seja, é a resposta do embasamento ao peso dos sedimentos (MCKENZIE, 1978; SCLATER & CHRISTIE, 1980). Neste modelo, para cálculo do fluxo térmico, a distribuição de temperatura assume as seguintes condições iniciais:

$$T = T_m \quad \text{e} \quad 0 < y < y_l - \frac{y_l}{\beta} \quad (25)$$

$$T = T_m \beta \left(1 - \frac{y}{y_l} \right) \quad \text{e} \quad y_l - \frac{y_l}{\beta} < y < y_l \quad (26)$$

Com base na Lei de Fourier (veja capítulo 4) para obtenção da variação do fluxo térmico e nas condições de contorno estabelecidas no modelo de MCKENZIE (1978), chega-se à equação do fluxo térmico:

$$T = T_m \quad \text{e} \quad y = 0 \quad (27)$$

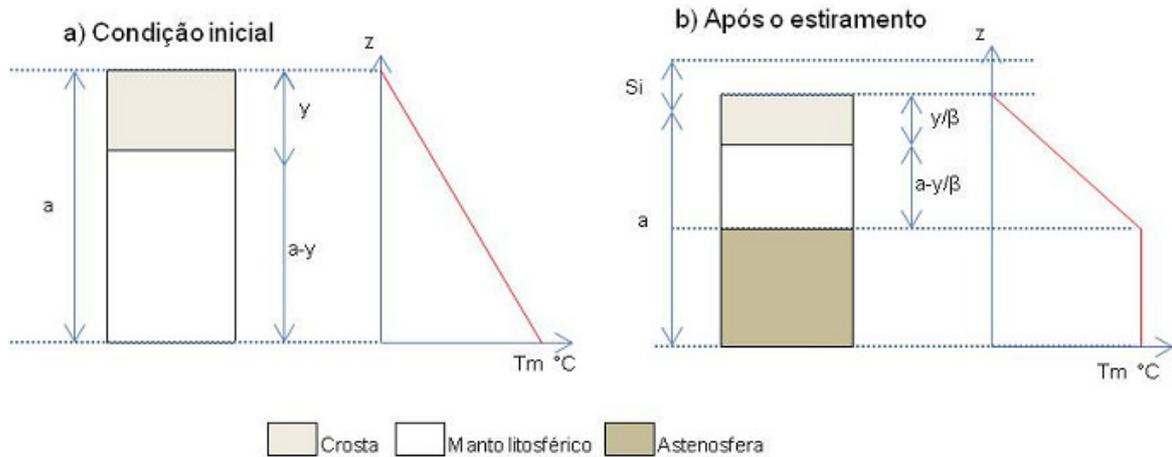
$$T = 0 \quad \text{e} \quad y = y_l \quad (28)$$

$$Q(y_l, t) = \lambda \frac{T_m}{y_l} \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\beta}{n\pi} \operatorname{sen} \left(\frac{n\pi}{\beta} \right) e^{-\frac{n^2 t}{\tau}} \right\} \quad (29)$$

5.2 Modelo de extensão não-uniforme

O modelo de extensão não-uniforme ou de duas camadas, desenvolvido por ROYDEN & KEEN (1980), assume os princípios básicos do modelo de MCKENZIE (1978). Ele traz, entretanto, como diferença essencial, a proposta de que a crosta e o manto litosférico, sob estiramento, podem se comportar de maneira distinta, levando a diferentes taxas de afinamento crustal e subcrustal. Este modelo considera que as diferenças reológicas da crosta rúptil e do manto litosférico dúctil proporcionarão deformações definidas por fatores de estiramento diferentes. Assim, acima da interface que limita essas diferenças, na região crustal da litosfera, o fator de estiramento é δ , enquanto que abaixo, na região subcrustal é β (Figura 19).

Figura 19 - Modelo de duas camadas de ROYDEN & KEEN (1980)



Nota: Onde a é a espessura da litosfera, T_m a temperatura na base da litosfera e S_i a subsidência inicial.

Fonte: CARDOSO, 2007.

A relação entre os fatores de estiramento influenciará nas subsidências inicial e térmica da bacia. Deste modo, se δ é menor que β tem-se uma subsidência térmica mais intensa que no modelo de MCKENZIE (1978). Caso contrário, quando o estiramento β , subcrustal, é menor, a anomalia térmica não é suficiente para influenciar uma subsidência de grande porte após o estiramento inicial (rifteamento). A mesma avaliação é feita para uma subsidência mecânica favorecida por valores maiores de δ . Se os estiramentos crustal e subcrustal foram iguais, ou seja, $\delta = \beta$, o modelo de extensão é uniforme conforme o modelo de MCKENZIE (1978).

Outro aspecto que diferencia o modelo de duas camadas diz respeito a uma mudança na elevação da crosta em resposta ao estiramento, que irá depender da espessura crustal inicial, da profundidade do limite de diferença reológica e das magnitudes dos parâmetros δ e β .

ROYDEN & KEEN (1980) alertam que, no modelo de duas camadas, não é possível haver conservação de massa durante a extensão sem que ocorram consequências nas regiões adjacentes que não sofreram estiramento. Como uma possível solução, as autoras sugerem a combinação da extensão com a intrusão magmática durante o processo de rifteamento.

Neste modelo, como já visto, a subsidência dependerá dos fatores de estiramentos crustal e subcrustal. A subsidência mecânica será dada pela seguinte equação:

$$s_t = \frac{(\rho_m^* - \rho_c^*)}{\rho_m^*(1 - \alpha_v T_m) - \rho_w} \left[z \left(1 - \frac{1}{\delta} + \frac{\gamma}{\delta} \right) \left(1 - \alpha_v \frac{T_m z}{2 y_l} \right) + (y_c - z) \left(1 - \frac{1}{\beta} + \frac{\gamma}{\beta} \right) \left(1 - \alpha_v \frac{T_m}{2} \left(\frac{z + y_c}{y_L} \right) \right) \right] \quad (30)$$

A subsidência termal é obtida por:

$$S(t) = E_0 \sum_{m=0}^{\infty} \frac{x_{(2m+1)}}{(2m+1)^2} e^{-\frac{(2m+1)^2 t}{\tau}} \quad (31)$$

Onde,

$$E_0 = \frac{4y_l \alpha_v T_m}{\pi^2} \frac{\rho_m^*}{(\rho_m^* - \rho_w)} \quad (32)$$

$$x_n = \gamma + (1 - \gamma) [(\delta - \beta) \text{sen}(n\pi H) + \text{sen}(n\pi G)] \frac{(-1)^{n+1}}{n\pi} \quad (33)$$

$$H = 1 - \frac{z}{y_l \delta}, \quad G = 1 - \frac{z}{y_l \delta} - \frac{1 - \frac{z}{y_l}}{\beta} \quad (34)$$

Na equação acima as letras n e m denotam os números inteiros da série de Fourier e as letras G e H são utilizadas para simplificar a equação para x_n .

No modelo de duas camadas, são usadas as mesmas condições de contorno e condições iniciais usadas no modelo de MCKENZIE (1978). Com base na Lei de Fourier (veja capítulo 4) para obtenção da variação do fluxo térmico e nas condições de contorno estabelecidas, chega-se à equação do fluxo térmico para o modelo de ROYDEN & KEEN (1980):

$$Q = K \frac{T_m}{y_l} \left\{ 1 + \sum_{n=1}^{\infty} 2x_n e^{-\frac{n^2 t}{\tau}} \right\} \quad (35)$$

5.3 Modelo de backstripping

A técnica de backstripping (STECKLER & WATTS, 1978) consiste na remoção das camadas de uma bacia sedimentar e a conseqüente descompactação das camadas

adjacentes com o objetivo de obter a subsidência tectônica da bacia. Não obstante essa técnica seja amplamente aceita no estudo de bacias marginais, sua aplicação em bacias interiores tem sido contestada pela dificuldade em estabelecer os parâmetros para análise da subsidência, principalmente a idade dos horizontes, dados paleobatimétricos e a quantidade de material removido por erosão (BOCARDI et al., 2008). Segundo estes autores, a dificuldade na estimativa dos eventos erosivos subsequentes aos períodos de subsidência é um dos aspectos mais importantes no questionamento do uso do backstripping nestas bacias, que normalmente possuem expressivas discordâncias, intrínsecas à sua longa história evolutiva. Entretanto, a partir de estimativas de erosão fundamentadas em análises estratigráficas regionais e correlação entre poços profundos, estes autores aplicaram o backstripping na Bacia do Paraná.

A curva de backstripping aproxima-se da curva de subsidência real, uma vez que considera que a espessura e a densidade dos sedimentos são variáveis a medida que a técnica é aplicada e a descompactação efetuada. Deste modo, a curva de backstripping pode ser comparada com a curva de subsidência tectônica modelada a partir dos modelos de MCKENZIE (1978) e ROYDEN & KEEN (1980). Pode, até mesmo, constituir uma ferramenta de calibração para estes modelos. A curva de subsidência resultante dos modelos de estiramento dependerá dos fatores α e $\hat{\alpha}$, pois quanto maiores, maior a subsidência tectônica. A comparação das curvas obtidas utilizando os modelos com a curva de backstripping permite estabelecer um grau de estiramento, ou seja, a escolha do fator de estiramento necessário para gerar a subsidência tectônica da bacia (PINTO, 2008). Essa calibração é importante, pois os fatores de estiramento estão relacionados ao fluxo térmico que compõe, junto com o efeito termal das intrusivas, a estrutura térmica responsável pela história termal da bacia. A curva de backstripping é dada pela equação abaixo:

$$Y_i = W_{di} + S_i * \left[\frac{(\rho_m - \overline{\rho_{st}})}{\rho_m - \rho_w} \right] \Delta_{st} \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)} \quad (36)$$

Onde W_{di} , S_i e Y_i são, respectivamente, a paleobatimetria, a espessura de sedimento descompactada e a subsidência tectônica das inúmeras (i) camadas estratigráficas. A letra ρ indica as massas específicas para o manto (m), água (w) e sedimento (si) referente a cada unidade estratigráfica

6. METODOLOGIA APLICADA

6.1 Introdução

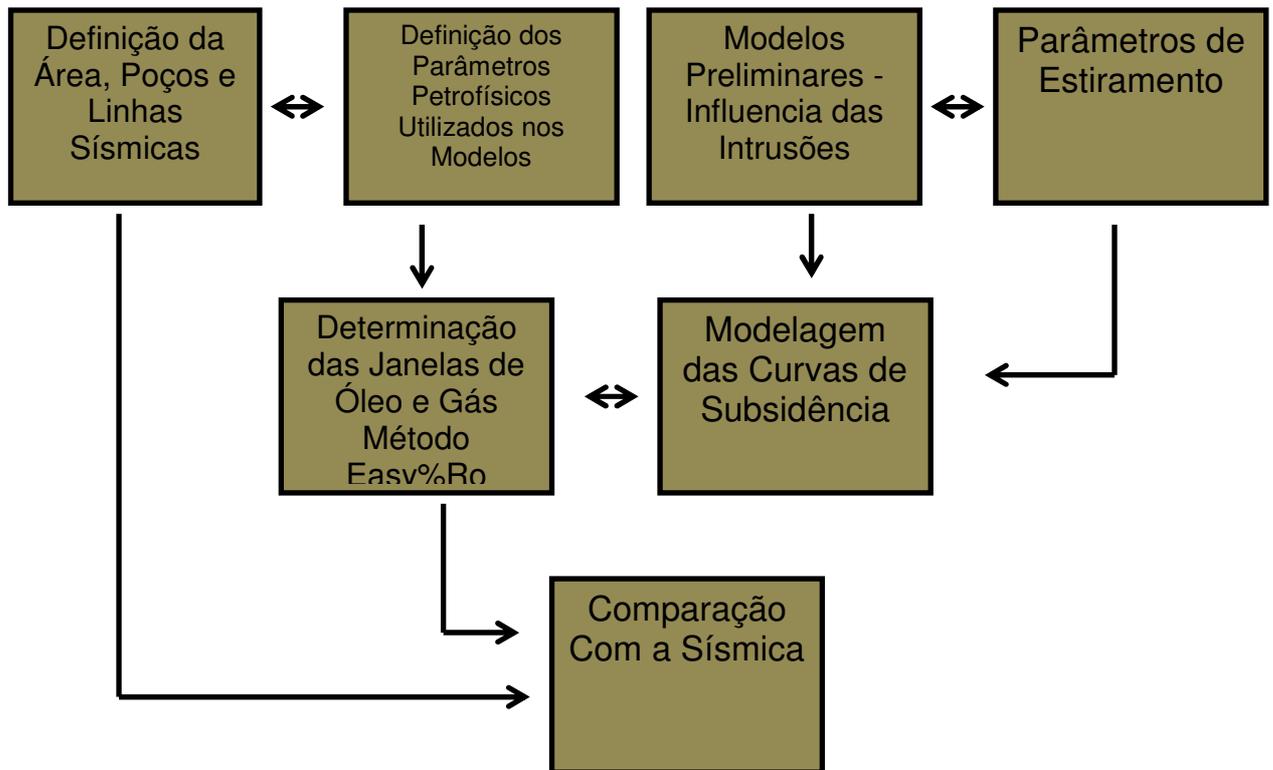
Conforme abordado anteriormente, as bacias paleozóicas brasileiras, embora possuam extensas áreas sedimentares, são relativamente pouco exploradas. O baixo esforço exploratório faz com que haja uma escassez de dados e informações, que muitas vezes dificultam a realização de trabalhos e pesquisas acadêmicas. No caso desta dissertação, a falta de dados foi tratada como uma premissa, o que contribuiu para que uma aplicação metodológica simplificada fosse adaptada a essa condição. Todos os dados e informações utilizados são públicos e disponíveis na literatura.

Os dados e informações adquiridos contribuíram para a obtenção de seções geológicas que foram modeladas para verificação da estrutura térmica da Bacia do Amazonas, relacionadas aos gradientes geotérmicos e ao efeito térmico de intrusões ígneas comuns na região.

Reconhecida a estrutura térmica, partiu-se para a avaliação da maturação da matéria orgânica e determinação das janelas de geração de óleo e gás pelo método Easy%Ro.

A Figura 20 sintetiza a metodologia aplicada nesta dissertação. Em resumo, busca-se o valor do fluxo térmico ao nível do embasamento, utilizando a técnica de *backstripping*, os modelos termomecânicos de estiramento, a determinação das janelas de óleo e gás e comparação com a sísmica.

Figura 20 - Fluxograma da metodologia utilizada.

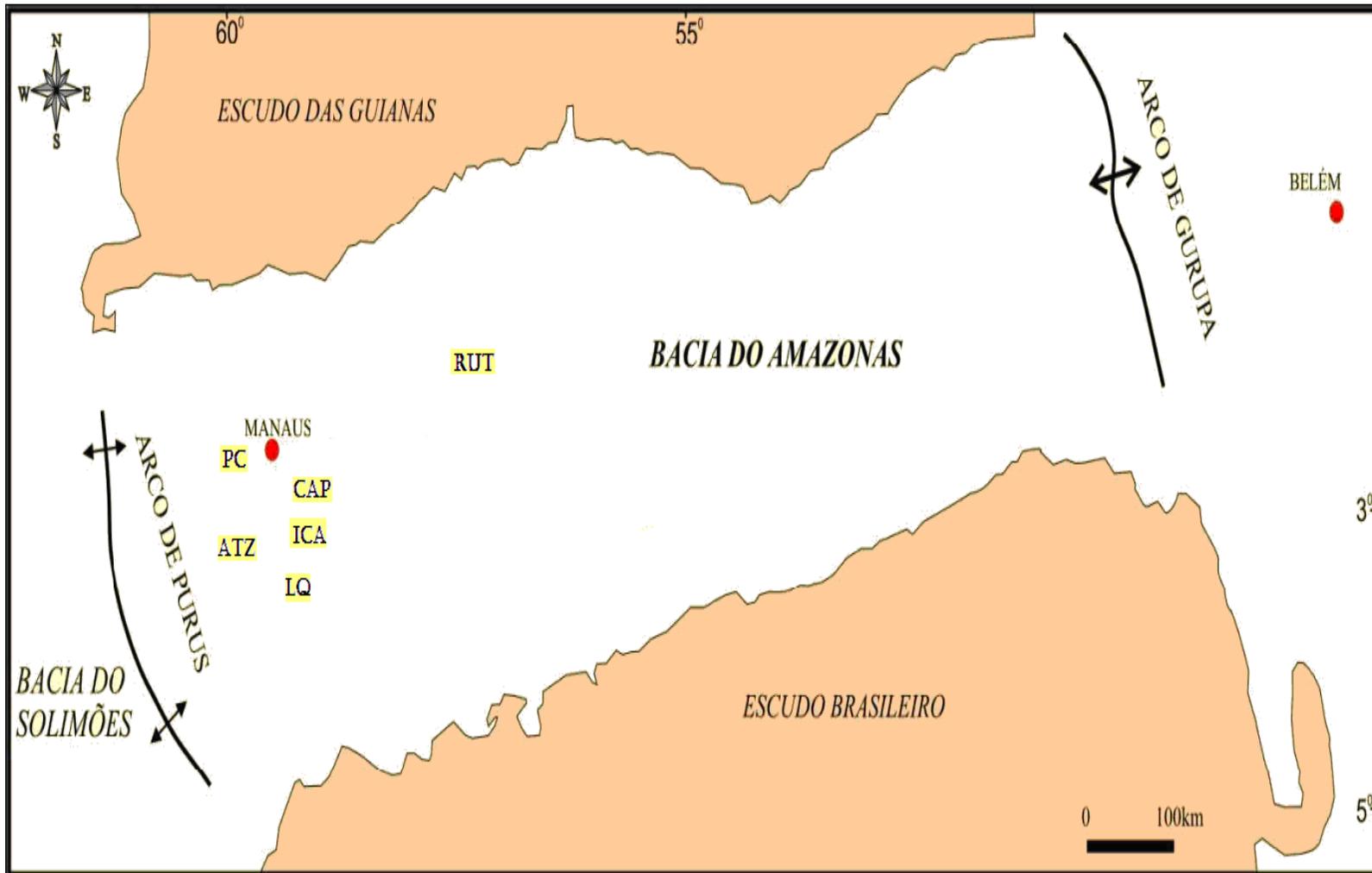


Fonte: Autor, 2014.

6.2 Base de dados

Foram solicitados a ANP e utilizados nos modelos 6 poços perfurados pela Petrobras e mais algumas informações de poços disponíveis na literatura. A figura 21 mostra localização dos poços no mapa da área e a tabela 4 mostra informações como sobre as coordenadas e profundidade dos principais dos poços utilizados neste estudo. Ao estudar a evolução paleozóica da Bacia do Amazonas, com base em poços, utilizou-se para cada uma das unidades: as espessuras em metros; profundidade do topo; espessura das intrusões ígneas e valores térmicos.

Figura 21 - Mapa de distribuição dos 6 poços utilizados.



Fonte: Autor, 2014.

Tabela 4 - Tabela com informações dos poços (coordenadas x, y, z e nome dos poços) utilizados na construção dos modelos.

Coordenada X	Coordenada Y	Profundidade Max. (m)	Poço
-3.19860600	-5953590800	1550	2-PC-1-AM
-3.50071400	-5934433900	2130	1-CAP-1-AM
-2.11000000	-5936239600	2313	2-LQ-1-AM
-3.56308800	-5929885400	1998	1-ICA-1-AM
-2.74135400	-5818086800	3478	1-RUT-1-AM
-4.14642000	-5987681200	2593	1-ATZ-1-AM

Fonte: BDEP/ANP, 2012.

6.2.1 Dados geotérmicos

Os gradientes geotérmicos são utilizados na calibração das temperaturas de contorno utilizadas na modelagem. As informações sobre os gradientes da Bacia do Amazonas foram extraídas do trabalho de ZEMBRUSCKI (1984). Esse autor, com base em 127 poços, elaborou mapas do gradiente geotérmico da Bacia do Amazonas para diferentes níveis de profundidade, a fim de estabelecer um panorama térmico espacial tridimensional. O trabalho de ZEMBRUSCKI (1984) e de ZEMBRUSCKI & CAMPOS (1988) configuram os mais completos estudos com resultados públicos e disponíveis sobre o gradiente geotérmico de bacias paleozóicas, embora os autores admitam que estes resultados possam ser considerados preliminares, pela precariedade dos dados geológicos disponíveis e pela pequena quantidade e concentração aleatória de poços. Os mapas do gradiente geotérmico x profundidade e de temperatura x profundidade mostram o comportamento térmico médio regional da bacia, inter-relacionando os gradientes geotérmicos médios de todos os poços, obtidos pela interpolação gráfica dos respectivos valores de temperatura e profundidades de medição.. A temperatura superficial de referência (TSR) foi fixada em 26,6 °C (80 °F),

A TSR, que localmente pode alcançar de 26 °C a 27 °C, é similar às encontradas nas bacias do Acre e Solimões, cuja TSR máxima é de 26,6 °C (80 °F), ou na Bacia do Paraná de 24 °C (75 °F). Estatisticamente, os gradientes variam entre 21 °C e 25° C (48% dos poços estudados) e entre 14°C e 20° C (32% dos poços estudados). A média corresponde ao gradiente de 20 °C (36,0 °F).

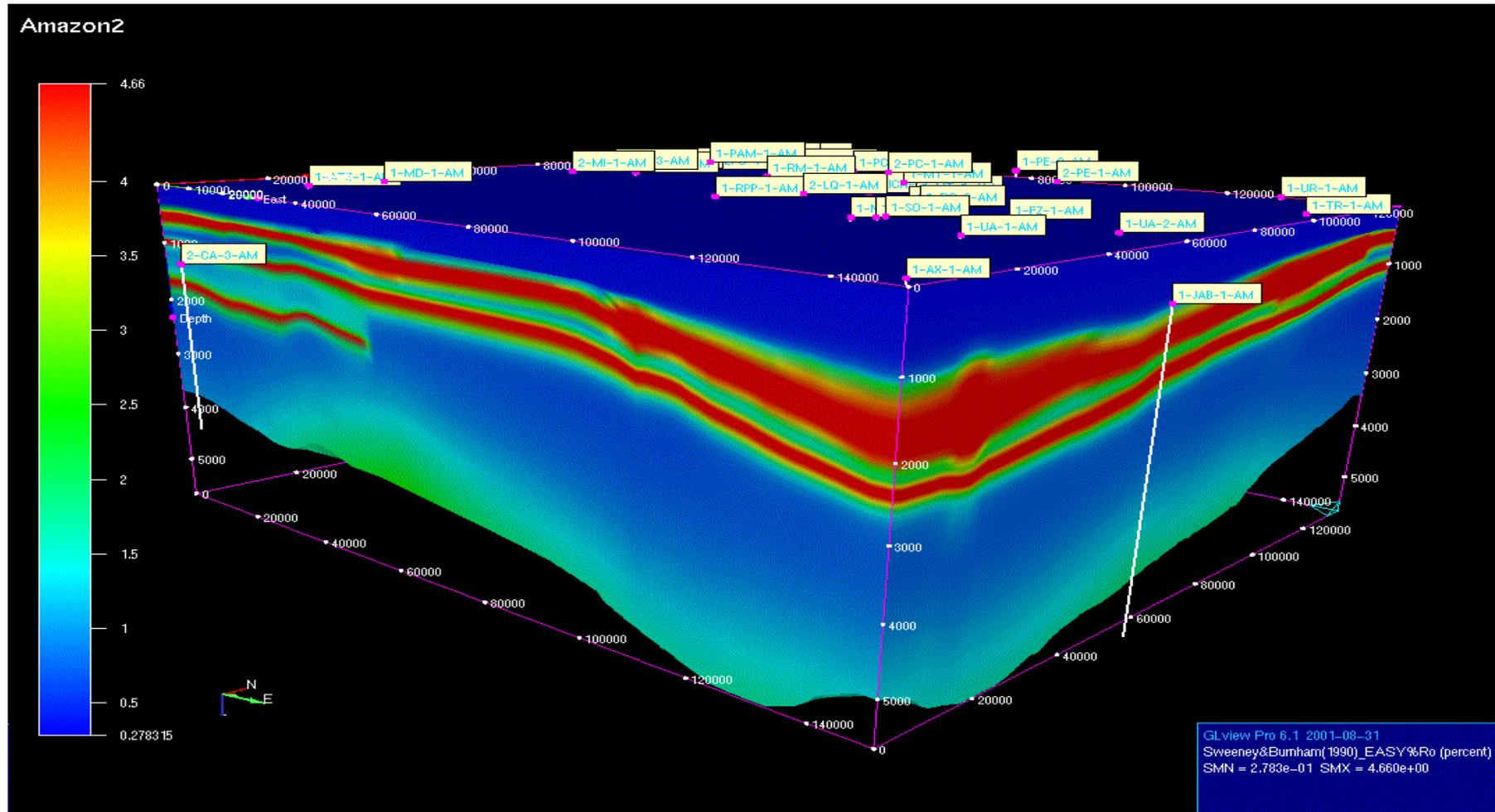
De um modo geral existe um aumento do gradiente médio do embasamento para a superfície. Este aumento fica mais expressivo nos intervalos de profundidade: entre 3400 e 2700 metros, onde o gradiente cresce de 20°C para 23°C, e entre 1800 metros e a superfície, onde o aumento do gradiente é ainda mais expressivo com variação entre 20° C e 30° C.

A figura 22 é uma representação de um Bloco 3D elaborado a partir dos valores térmicos de vários poços públicos e disponíveis na literatura retirado de Bender et al (2001)

Com essas informações foi possível comparar os poços com algumas seções sísmicas. Os poços foram georreferenciados a partir do cruzamento com o mapa de poços do Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) e organizados em planilhas contendo dados térmicos, idades, espessuras das formações, porcentagem dos litotipos e coordenadas geográficas.

Primeiro, as informações foram integradas no modelo, gerando o contorno estrutural para cada camada. Posteriormente, os horizontes foram interpolados concretizando a construção do bloco 3D.

Figura 22 - Bloco 3D da Bacia do Amazonas, em perspectiva, elaborado com os dados térmicos dos poços públicos da bacia e disponíveis na literatura



Fonte: BENDER *et al.* 2001.

Os parâmetros de compactação e as propriedades térmicas das rochas podem ser preenchidos com dados reais ou com os padrões da biblioteca de litologias do *software* Temis (BEICIP-FRANLAB, 2011). Os principais litotipos e demais parâmetros constituintes desta biblioteca de litologias foram elaborados e caracterizados de acordo com a biblioteca do programa. Na falta de parâmetros específicos das rochas da bacia, foram utilizados tais padrões. O programa calcula os parâmetros com base na composição litológica e percentual dos litotipos inseridos como dados de entrada.