



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOQUÍMICA:  
PETRÓLEO E MEIO AMBIENTE – POSPETRO**

**ANA PAULA DE ARAUJO ALVES**

**POTENCIAL GERADOR DOS FOLHELHOS CRETÁCEOS E  
MODELAGEM 1D NA SUB-BACIA TUCANO SUL, BAHIA,  
BRASIL**

Salvador  
2022

**ANA PAULA DE ARAUJO ALVES**

**POTENCIAL GERADOR DOS FOLHELHOS CRETÁCEOS E  
MODELAGEM 1D NA SUB-BACIA TUCANO SUL, BAHIA,  
BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica: Petróleo e Meio Ambiente – Pospetro, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geoquímica do Petróleo e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Joil José Celino

Salvador  
2022

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Universitária de  
Ciências e Tecnologias Prof. Omar Catunda, SIBI - UFBA.

A474 Alves, Ana Paula de Araujo  
Potencial gerador dos folhelhos Cretáceos e modelagem 1D  
na Sub-Bacia Tucano Sul, Bahia, Brasil. – Salvador, 2022.  
80 f.

Orientador: Prof. Dr. Joil José Celino

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Bahia.  
Instituto de Geociências, 2022.

1. Cretáceos. 2. Geologia. 3. Grupo Ilhas. I. Celino, Joil  
José. II. Universidade Federal da Bahia. III. Título.

CDU 551.763

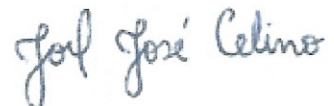
Ana Paula de Araujo Alves

**POTENCIAL GERADOR DOS FOLHELHOS CRETÁCEOS E MODELAGEM  
1D NA SUB-BACIA TUCANO SUL, BAHIA, BRASIL**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geoquímica do Petróleo e Ambiental, do Programa de Pós-Graduação em Geoquímica: Petróleo e Meio Ambiente (Pospetro), do Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal da Bahia (UFBA).

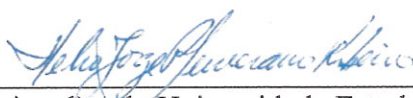
Salvador, 08 de março de 2022.

Banca Examinadora



Joil José Celino (Orientador) \_\_\_\_\_  
Doutorado em Geologia Regional pela Universidade de Brasília, Brasil  
Universidade Federal da Bahia (UFBA)

Olívia Maria Cordeiro de Oliveira  \_\_\_\_\_  
Doutorado em Geoquímica Ambiental pela Universidade Federal Fluminense, Brasil  
Universidade Federal da Bahia (UFBA)

Hélio Jorge Portugal Severiano Ribeiro  \_\_\_\_\_  
Doutorado em Geociências (Geologia Regional) pela Universidade Estadual Paulista Júlio de  
Mesquita Filho, Brasil  
Universidade Estadual do Norte Fluminense (UENF)

## AGRADECIMENTO

Gratidão, sentimento que nos acompanha por toda vida. A arte de agradecer a vida, as pessoas e oportunidades que passam por ela. Sou grata desde o princípio. Por nascer em uma família cheia de amor, pelos ensinamentos de meu pai, Francisco e, de minha mãe, Gil (*in memoriam*). Os quais são meus maiores exemplos de força, lealdade e amor. Pelo companheirismo de minha irmã, Esli, que sempre confiou em mim e de quem sempre tive apoio. Essa é minha família, que sempre me incentivou e acreditou na minha capacidade, mesmo quando eu desanimava. E hoje estou aqui, me apresentando aos primeiros degraus das minhas conquistas graças a eles, graças a pessoa que me tornei diante dos seus ensinamentos. Sou grata pela família que construir, ao meu marido, Nicolas e, a nossa pequena Giovana, que chegou como luz, iluminando nossas vidas e nos fazendo enxergar o que não víamos antes. É por eles e, com eles, que busco sempre o meu melhor. A força que me mantém diante das adversidades durante o caminho.

Somos responsáveis pelas nossas conquistas, mas não caminhamos sozinhos. Sempre precisamos de quem nos inspirem, nos passem confiança e compartilhem seus conhecimentos. Aqui não foi diferente, só foi possível realizar esse trabalho com a parceria de pessoas incríveis, que se dedicam a orientar e compartilhar suas experiências. Meu agradecimento especial ao meu orientador, Prof. Joil José Celino, ao Prof. José Cerqueira e ao Prof. Hélio Severiano pela paciência e aconselhamentos que foram muito importantes para o desenvolvimento dessa pesquisa. Agradeço a Prof.<sup>a</sup> Olívia Maria Cordeiro por ter aceitado o convite para participar da banca de avaliação desse trabalho. Não posso deixar de agradecer também aos meus colegas, Cintia Martins e Matheus Cruz, não só pela parceria em busca de novos conhecimentos, mas pelos momentos de descontração que deram leveza a essa jornada.

Gostaria de agradecer ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica: Petróleo e Meio Ambiente (POSPETRO) da Universidade Federal da Bahia (UFBA), por todo o apoio durante a elaboração dessa pesquisa.

Esta pesquisa foi realizada em associação com o projeto em andamento de P&D registrado como ANP Nº20075-8, “Project Petroleum Systems Research in Brazilian Sedimentary Basins” (UFBA / Shell Brasil / ANP) - título de projeto da ANP (Pesquisas em Sistemas Petrolíferos de Bacias Sedimentares Brasileiras), patrocinado pela Shell Brasil sob a aplicação da P & D da ANP como “Compromisso de Investimentos com Pesquisa e Desenvolvimento”; e teve apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES, Brasília, Brasil) - código de financiamento 001.

## RESUMO

A Bacia de Tucano (BT) compreende a porção central do rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) que foi abortado durante o Eo-aptiano. Sua origem está relacionada à extensão crustal ocorrida no Cretáceo Inferior, com a fragmentação do supercontinente Gondwana e formação do Oceano Atlântico. Existem poucos estudos publicados sobre a Bacia do Tucano no que diz respeito à geração de hidrocarbonetos. Assim, o presente trabalho visa contribuir para o conhecimento do potencial gerador do compartimento sul dessa bacia, através da avaliação dos folhelhos do Grupo Ilhas (que se apresenta indiviso) e da Formação Candeias em um poço (1-TBO-1-BA) e da modelagem 1D para investigar as condições de geração de hidrocarbonetos. Os dados desse poço foram cedidos pela ANP, e então, foi feita a análise geoquímica das amostras desses folhelhos com dados de COT, pirólise e macerais contendo o querogênio. O poço 1-TBO-1-BA localiza-se na porção centro-oeste da bacia com profundidade de 3.598 m. O Grupo Ilhas possui os maiores teores de COT, alcançando valores de 2,6%, enquanto a Formação Candeias chega a 1,4%. Com relação a maturidade térmica para a geração de hidrocarbonetos, as amostras da Formação Candeias apresentam maior maturidade em relação ao Grupo Ilhas, o que a tornaria um alvo exploratório mais interessante, com valores de Tmax entre 448 °C e 451 °C e Ro% entre 0,84 e 0,94%. As amostras do Grupo Ilhas variam de imaturas no seu topo (Tmax = 432 °C, Ro = 0,55%) a matura na sua base (Tmax = 450 °C, Ro = 0,77%). O diagrama tipo Van Krevelen classifica o querogênio contido nas amostras dos folhelhos das duas unidades como sendo predominantemente dos tipos II e III, mas avaliando-se com o conjunto de dados de maturidade e macerais disponibilizados pela ANP, sugere-se que há uma mistura dos tipos I e II. Para a construção da história térmica e de subsidência da bacia foi utilizado o *software* Petromod da Schlumberger, inserindo dados geológicos, geoquímicos e os fatores de estiramento da crosta (4.0) e do manto (1.1) no módulo Mckenzie. Como resultado obteve-se a curva de fluxo de calor e subsidência no tempo geológico. A variação do fluxo de calor para o poço na fase inicial do rifte foi de 32 mW/m<sup>2</sup> (Berriasiano) chegando a 57 mW/m<sup>2</sup> no final da fase rifte (Aptiano), com uma espessura de erosão para o poço de 500 metros (350 metros no topo da Formação São Sebastião e 150 metros no topo da Formação Marizal). Os resultados da modelagem reforçaram que os folhelhos da base da Formação Candeias apresentam maior potencial para a geração de hidrocarbonetos do que os do Grupo Ilhas, sendo maior o potencial para a geração de óleo, já que a Formação Candeias alcançou maior maturidade (paleo-temperaturas chegando a 148 °C e Ro a aproximadamente 1%), atingindo taxa de transformação de 48%, enquanto no Grupo Ilhas não teria havido geração. Ficou evidente que o processo de geração foi predominante durante a fase sin-rifte no Barremiano-Aptiano (128 a 124 Ma), demonstrando que o fluxo de calor proveniente do processo de abertura da bacia é o fator predominante para a maturação da matéria orgânica. A fim de verificar quais condições seriam as ideais para que os folhelhos dessas unidades possam ser geradoras em grande potencial, foi modelado um poço hipotético (HP-1) espelhado no poço 1-TBO-1-BA, modificando as condições de profundidade do poço (5.600 metros) e os valores médios de COT (Grupo Ilhas 2,0 %Ro, Formação Candeias 1,7 %Ro) e IH (Grupo Ilhas 650 mgHC/gCOT, Formação Candeias 550 mgHC/gCOT). Com essas alterações, observou-se mudanças significativas na maturação térmica das unidades e conseqüentemente nas taxas de transformação com geração de gás. A Formação Candeias atingiria 2,3 %Roe o Grupo Ilhas 1,3 %Ro, sendo que as duas unidades alcançariam 100% de taxa de transformação e, essa condição pode ser factível, uma vez que a bacia pode chegar a 7.000 metros de profundidade, indicando um importante potencial prospectivo para os blocos baixo desta sub-bacia.

**Palavras-Chave:** Formação Candeias; Grupo Ilhas; Bacia de Tucano; geoquímica orgânica; maturidade térmica; modelagem 1D.

## ABSTRACT

The Tucano Basin (TB) comprises the central portion of the Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) intracontinental rift that was aborted during the Eo-Aptian. Its origin is related to the crustal extension that occurred in the Early Cretaceous, with the fragmentation of the Gondwana supercontinent and the formation of the Atlantic Ocean. There are few published studies on the Tucano Basin regarding the generation of hydrocarbons. Thus, the present work aims to contribute to the knowledge of the generating potential of the southern compartment of this basin, through the evaluation of the shales of the Ilhas Group (which is undivided) and of the Candeias Formation in a well (TBO-1-BA) and the modeling 1D for hydrocarbon generation conditions. The data from this well were provided by the ANP, and then, the geochemical characterization of samples of these shales was carried out with data on TOC, pyrolysis and macerals containing kerogen. Well 1-TBO-1-BA is in the central-west portion of the basin with a depth of 3,598 m. The Ilhas Group has the highest TOC contents, reaching values of 2.6%, while the Candeias Formation reaches 1.4%. Regarding thermal maturity for the generation of hydrocarbons the samples of the Candeias Formation present greater maturity in relation to the Ilhas Group, which would make it a more interesting exploratory target, with Tmax values between 448 °C and 451 °C and %Ro between 0.84 and 0.94%. Samples from the Ilhas Group range from immature at its top (Tmax = 432 °C, Ro = 0.55%) to mature at its base (Tmax = 450 °C, Ro = 0.77%). The Van Krevelen type diagram classifies the kerogen contained in the shale samples from the two units as predominantly type II and III but evaluating itself with the set of maturity data and macerals made available by the ANP, it is suggested that there is a mixture of types I and II. For the construction of the basin's thermal and subsidence history, Schlumberger's Petromod software was used, inserting geological and geochemical data and the crust (4.0) and mantle (1.1) stretching factors in the Mckenzie module. As a result, the heat flow and subsidence curve in geological time is obtained. The heat flow variation for Well 1-TBO-1-BA in the initial phase of the rift was 32 mW/m<sup>2</sup> (Barremian) reaching 57 mW/m<sup>2</sup> at the end of the rift phase (Aptian), with an erosion thickness of the well of 500 meters (350 meters at the top of the São Sebastião Formation and 150 meters at the top of the Marizal Formation). The modeling results reinforced that the base shales of the Candeias Formation have greater potential for the generation of hydrocarbons than those of the Ilhas Group, with its greater potential for oil generation, since the Candeias Formation has reached greater maturity (paleo-temperatures reaching 148 °C and Ro to approximately 1%), reaching a transformation rate of 48%, while in the Ilhas Group there was no transformation. It was evident that the generation process was predominant during the syn-rift phase in the Barremian-Aptian (128 to 124 Ma), demonstrating that the heat flow from the basin opening process is the predominant factor for the maturation of organic matter. To verify which conditions would be ideal for the shales of these units to generate high potential conditions, a hypothetical well (HP-1) mirrored in well 1-TBO-1-BA was modeled, modifying the depth conditions of the well (5,600 metros) and the mean values of TOC (Ilhas Group 2.0 %Ro, Candeias Formation 1.7 %Ro) and IH (Ilhas Group 650 mgHC/gCOT, Candeias Formation 550 mgHC/gCOT). With these changes, there were significant changes in the thermal maturation of the units and, consequently, in the transformation rates with gas generation. The Candeias Formation reached 2.3 %Ro and the Ilhas Group 1.4 %Ro, with the two units reaching a 100% transformation rate and this condition may be feasible, since the basin can reach a depth of 7,000 meters, indicating an important prospective potential for the low blocks of this sub-basin.

**Keywords:** organic geochemistry, thermal maturity, Tucano Basin, Candeias Formation, Ilhas Group, Rift basin.

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	7
<b>2</b>	<b>OBJETIVOS</b> .....	9
2.1	OBJETIVO GERAL .....	10
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	10
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	11
3.1	SELEÇÃO DO POÇO A SER AVALIADO .....	11
3.2	ANÁLISE DE PARÂMETROS GEOQUÍMICOS .....	13
3.3	MODELAGEM 1D .....	13
<b>3.3.1</b>	<b>Dados de entrada do modelo (input)</b> .....	13
<b>3.3.2</b>	<b>Calibração do modelo</b> .....	15
3.4	APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS .....	16
<b>4</b>	<b>GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION AND 1D MODELING OF CONDITIONS FOR THE GENERATION OF HYDROCARBONS FROM THE CRETACEOUS SHEETS OF THE TUCANO SUL BASIN, BAHIA, BRAZIL</b> .....	17
4.1	INTRODUCTION .....	18
4.2	GEOLOGICAL SETTING .....	18
4.3	METHODOLOGY .....	22
4.4	RESULTS AND DISCUSSIONS .....	25
<b>4.4.1</b>	<b>Geochemical characterization</b> .....	25
<b>4.4.2</b>	<b>Thermal model and sedimentation rate</b> .....	31
<b>4.4.3</b>	<b>Maturation and generation timing</b> .....	33
<b>4.4.4</b>	<b>Hypothetical well</b> .....	36
4.5	CONCLUSIONS .....	40
	ACKNOWLEDGMENT .....	41
<b>5</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	42
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	37
	<b>APÊNDICES</b> .....	40



## 1 INTRODUÇÃO

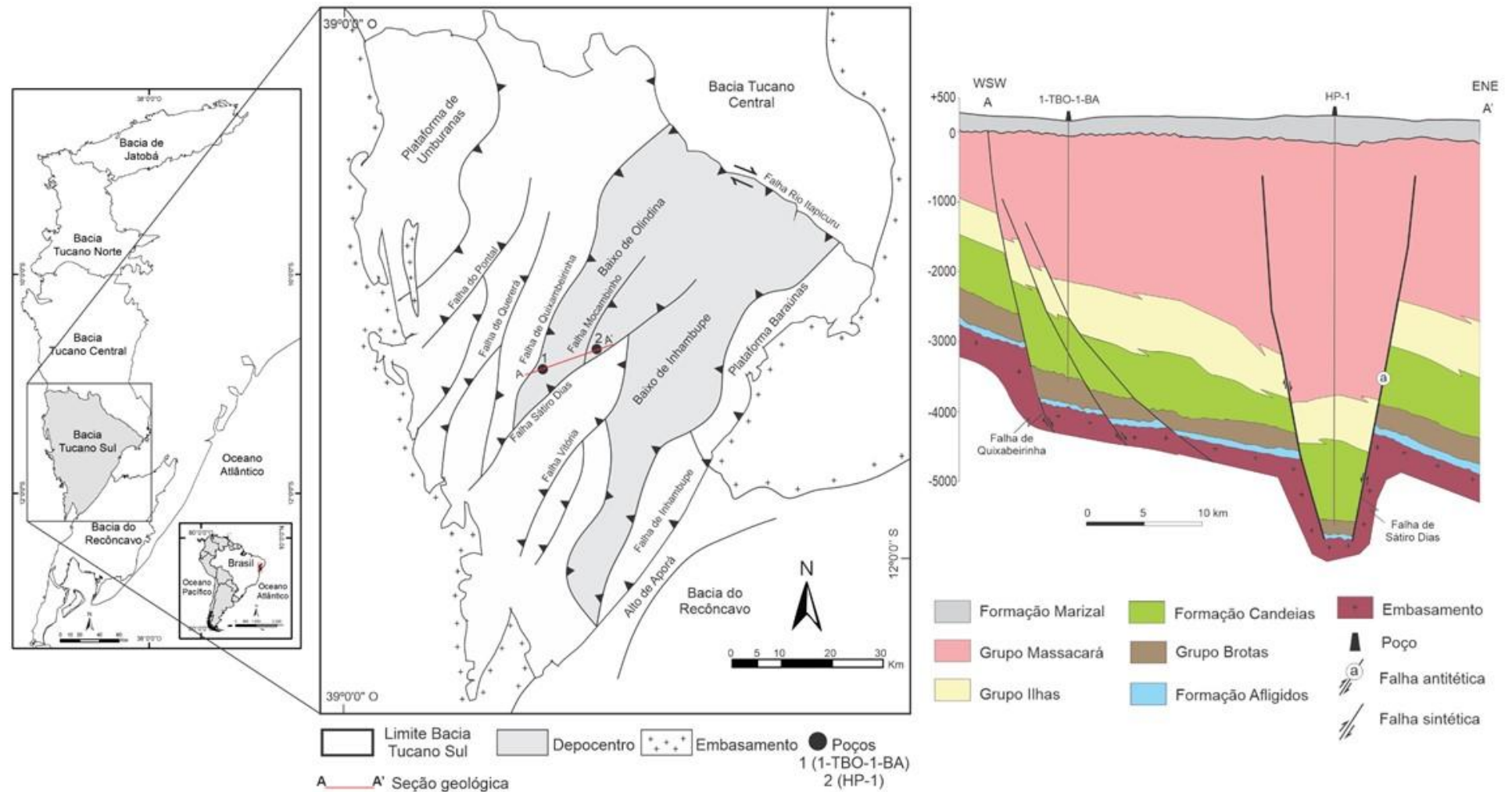
A Bacia de Tucano (BT) faz parte do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) que está localizado no nordeste do Brasil, ocupando uma área de aproximadamente 45.000 km<sup>2</sup>, com direção NE-SW e N-S. Sua origem está relacionada à extensão crustal no Cretáceo inferior, com a fragmentação do supercontinente Gondwana e formação do Oceano Atlântico (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007). A BT constitui a maior bacia desse sistema, com 30.500 Km<sup>2</sup> e suas características estruturais permitem subdividi-la em três sub-bacias: Tucano Sul (TS), Tucano Central (TC) e Tucano Norte (TN) (figura 1) (COSTA *et al.*, 2007).

O arranjo estrutural da Sub-Bacia Tucano Sul (TS) é delineado por um conjunto de falhas normais (N25° E / N30° E) sintéticas à sua falha de borda, a Falha de Inhambupe, que exhibe mergulho para NW (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987). Essa sub-bacia separa-se da Bacia do Recôncavo, a sul, pelo Alto de Aporá e, aprofunda progressivamente para NE em direção a falha do rio Itapicuru de direção NW-SE (limite com a sub-bacia TC), definindo os baixos de Olindina e Inhambupe com aproximadamente 7 km de profundidade (Figura 1) (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007).

O compartimento sul da BT apresenta potencialidade para a geração de gás e óleo, sendo esse potencial modesto se comparado com o potencial da bacia vizinha a sul, a Bacia do Recôncavo (DIGNART, 2013). O porquê da reduzida potencialidade em comparação com a bacia vizinha, a Bacia do Recôncavo, já que são sincrônicas ao mesmo evento deposicional, ainda é uma incógnita.

Estudos geoquímicos anteriores realizados na Bacia do Recôncavo (FIGUEIREDO *et al.*, 1994; GAGLIANONE; TRINDADE, 1988; PENTEADO; BEHAR, 2000) identificaram que a Formação Candeias é a principal rocha geradora. E estudos mais recentes (PORTELA *et al.*, 2016; MIRANDA *et al.*, 2021) nesta bacia apontam os folhelhos do Grupo Ilhas como potencialmente geradores de hidrocarbonetos. Já na sub-bacia TS há escassez de estudo geoquímicos tanto para a Formação Candeias quanto para o Grupo Ilhas. Para mais informações a respeito do referencial teórico pertinente ao trabalho, consultar o Apêndice 1.

**Figura 1-** Mapa de situação e localização da Sub-Bacia Tucano Sul, mostrando seus limites e depocentro e seção geológica dos poços utilizados na pesquisa



Fonte: Magnavita e Cupertino (1987); Muricy *et al.* (2001).

Dessa forma, o presente trabalho contribuirá para o conhecimento a respeito do potencial gerador e das condições para geração de hidrocarbonetos da Bacia de Tucano Sul, através da análise dos parâmetros geoquímicos dos folhelhos da Formação Candeias e do Grupo Ilhas e da modelagem 1D em bacias, onde foram utilizados dois poços (figura 1), um poço real (1-TBO-1-BA) e um poço hipotético (HP-1) a fim de investigar condições ideais de geração na sub-bacia.

## 2 OBJETIVOS

### 2.1 OBJETIVO GERAL

Avaliar o potencial gerador dos folhelhos da Formação Candeias e do Grupo Ilhas (indiviso) na Sub-Bacia de Tucano Sul.

### 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisaros parâmetros geoquímicos (COT, RI, S1, S2, S3, Tmax, IO, IH, Ro, macerais) dos folhelhos da Formação Candeias e do Grupo Ilhas através da avaliação da qualidade, quantidade e maturação da matéria orgânica em um poço.
- Avaliar a potencialidade de geração destes folhelhos.
- Elaborar, a partir dos dados geoquímicos e geológicos, um cenário de evolução sedimentar e térmica dessa bacia através da modelagem 1D em um poço.
- Avaliar o processo de geração de hidrocarbonetos na bacia.
- Elaborar e avaliar um modelo hipotético de geração.

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento do presente trabalho constituiu na integração de algumas etapas, sendo estas: revisão bibliográfica (Apêndice 1), seleção de poços, análise de parâmetros geoquímicos, modelagem 1D da evolução térmica e sedimentar da bacia(figura2).

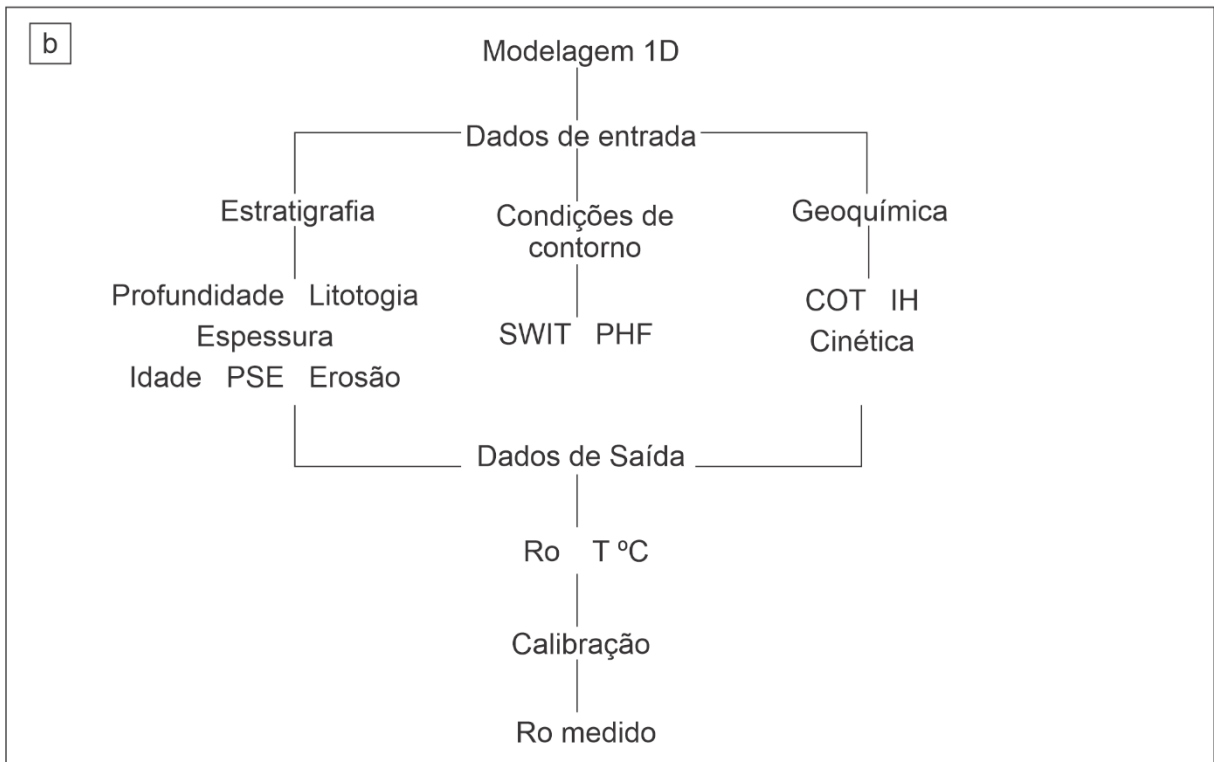
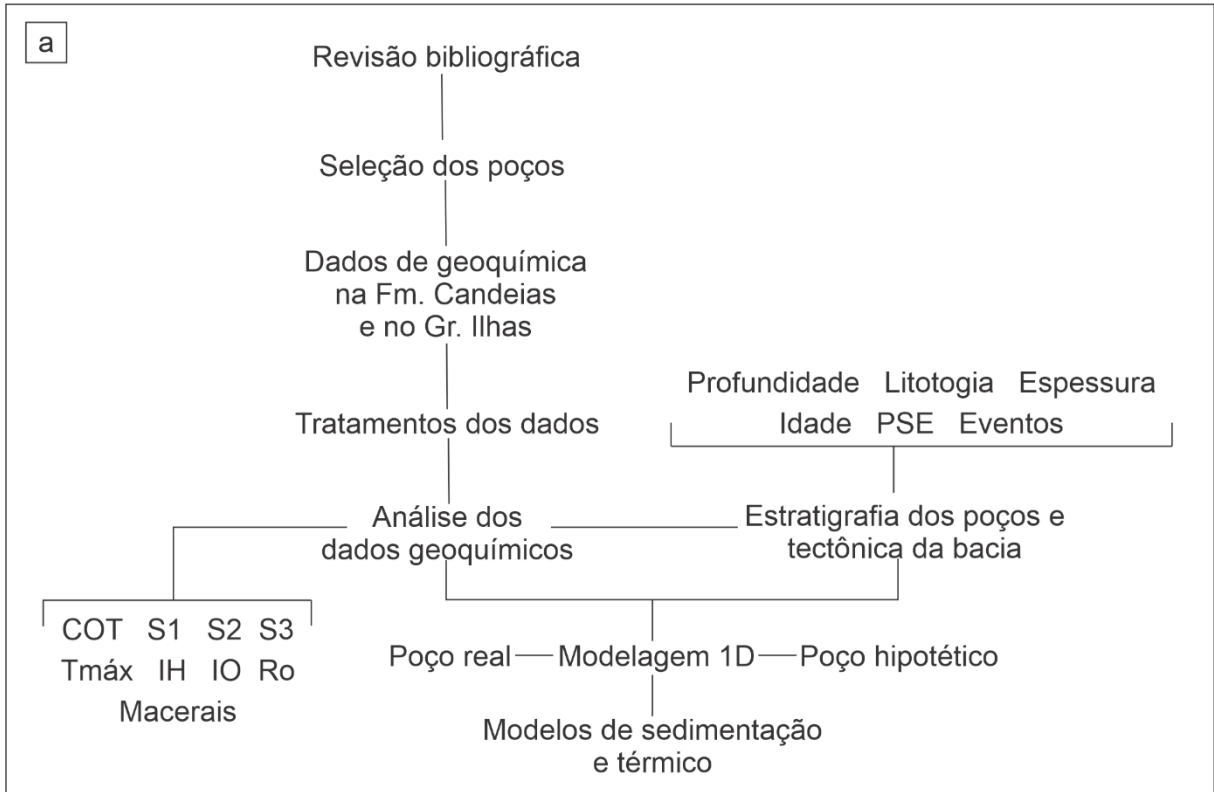
#### 3.1 SELEÇÃO DO POÇO A SER AVALIADO

Os dados de poços foram cedidos pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) para o GEOQPETROL – PS e à distintos projetos para finalidades acadêmicas ou de pesquisa e regulado pela Resolução ANP nº 1/2015, publicada no Diário Oficial da União em 15/1/2015. Essa Resolução revogou a antiga normativa, a Resolução ANP nº 23/2009.

A princípio foram selecionados dois poços (1-TBO-1-BA, 1-CPE-1-BA)levando em consideração os dados geoquímicos (COT, RI, S1, S2, S3, Tmax, IH, IO, Ro e macerais) de interesse na Formação Candeias e no Grupo Ilhas. Porém optou-se por trabalhar apenas com o poço 1-TBO-1-BA, pois este apresentava maior e melhor qualidade dos dados necessários para a análise geoquímica e de modelagem. Os dados e testes realizados no poço 1-CPE-1-BA podem ser consultados no Apêndice 2.

Na figura1 está representado o mapa com a localização e seção geológica dos dois poços utilizados na pesquisa. O poço 1-TBO-1-BA, poço real, localiza-se na porção centro-oeste da sub-bacia, no baixo de Olindina e apresenta uma profundidade de 3.598 metros, perfurando até o topo da Formação Sergi. O poço HP-1, poço hipotético, que foi utilizado para testar condições ideais de geração,100% de taxa de transformação, estaria mais ao depocentro da sub-bacia e, teria uma profundidade de 5.600 metros (Figura1).

**Figura 2** - a) diagrama geral da metodologia desenvolvida no projeto e b) da metodologia para a geração de modelos 1D de sedimentação e térmico. PSE (Elementos do Sistema Petrolífero do inglês Petroleum System Elements), SWIT (temperatura de interface do mar do inglês Sea Water Interface Temperature), PHF (fluxo de paleocalor do inglês Paleo Heat Flow).



### 3.2 ANÁLISE DE PARÂMETROS GEOQUÍMICOS

Esta etapa consiste na avaliação dos parâmetros geoquímicos dos dados cedidos pela ANP (COT, RI, S1, S2, S3, Tmax, IH, IO, Ro e macerais), quanto a potencialidade e maturidade, de acordo com a classificação de Peters e Cassa (1994). Também foram criados perfis em profundidade dos parâmetros %COT, IH, S2, T<sub>máx</sub> e, por último foram confeccionados gráficos para avaliação de tipo de querogênio (IH x IO, diagrama tipo Van Krevelen e diagrama triangular de macerais), que auxiliou na escolha da cinética a ser utilizada como parâmetro de entrada do modelo e determinar a taxa de transformação da matéria orgânica; além da construção de gráficos com objetivo de avaliar o potencial de geração e a maturidade térmica dos folhelhos de interesse (S2 vs. %COT, IH vs COT, IP vs. T<sub>máx</sub>, IH vs Tmax) e o gráfico IH vs RI para avaliar as condições do ambiente deposicional (óxico ou anóxico).

### 3.3 MODELAGEM 1D

Foram realizadas modelagens unidimensionais com o *software* PetroMod da companhia Schlumberger, com licença acadêmica adquirida pelo Programa de Pós-graduação em Geoquímica do Petróleo e Meio Ambiente (Pospetro)- Instituto de Geociências- Universidade Federal da Bahia atravésdo Programa do Centro de Excelência em Geoquímica do Petróleo, Projeto GEOQPETROL-PS em associação com a SHELL do Brasil S.A. A seguir serão apresentados os parâmetros de entrada utilizados no *software* para gerar modelos 1D de sedimentação e térmico em bacias sedimentares (figura 2b) (HANTSCHHEL; KAURERAUF, 2009).

#### 3.3.1 Dados de entrada do modelo (*input*)

O primeiro passo foi localizar o poço espacialmente inserindo os dados das coordenadas (x; y) e altura da mesa rotativa (MR). Em seguida foram inseridos os dados referentes ao arcabouço cronoestratigráfico, as condições de contorno e os parâmetros geoquímicos e cinéticos para a rocha geradora.

- Arcabouço cronoestratigráfico

As idades de deposição para as unidades presentes nos poços e a classificação como elementos do sistema petrolífero (PSE do inglês Petroleum System Elements) foram obtidas com base no modelo de tectonossequências definido por Costa e colaboradores (2007). As suas espessuras, litologias e discordâncias foram lidas no perfil composto do poço.

- Condições de contorno

Os valores de paleobatimetria (PWD- *Paleo WaterDepth*), podem ser obtidos através dos ambientes deposicionais de cada unidade presente nos poços. Porém, devido às incertezas desse dado e, pelos testes realizados variando-se esses valores, observou-se que não houve mudança significativa nos modelos gerados, optando-se assim, por não o utilizar.

Outro aspecto é a posição do modelo em relação ao nível do mar ao longo da sua história geológica. Tomam-se os valores de temperatura da interface do mar ou SWIT (*Sea Water Interface Temperature*) dentro das condições de contorno (*BoundaryConditions*) automaticamente pelo algoritmo que traz o software para a latitude onde está localizada a bacia do Tucano (11° S).

O fluxo de paleocalor (PHF- *Paleo Heat Flow*) foi introduzido através de valores de estiramento da crosta e do manto dentro do módulo McKenzie para uma série Sin-Rifte. Os primeiros testes foram feitos de acordo com as taxas de estiramento dos modelos evolutivos para o RTJ de Karner e colaboradores (1992) e Magnavita e colaboradores (1994) (Apêndice 3). No primeiro modelo os autores admitem um estiramento limitado a crosta com  $\beta= 1,4$ , enquanto o segundo modelo admite um estiramento homogêneo com  $\beta= 1,3$ . Não houve mudança significativa na taxa de fluxo de calor gerado para cada poço entre esses dois modelos testados e, não houve a calibração dos valores de  $R_o$  modelados e os medidos, sendo os valores modelados menores que os medidos. Foi feita a tentativa de calibração com a variação das taxas de erosão, mas para aquele fluxo de calor, este parâmetro não influenciava na calibração. Portanto, o fluxo de calor gerado pelos fatores de estiramento encontrados pelos autores anteriormente citados, não se aplica ao poço em questão, partindo-se para testes onde as taxas de estiramento fossem maiores, a fim de se obter um fluxo de calor que melhor calibrasse o modelo.

- Parâmetros geoquímicos e cinéticos da rocha geradora

Os dados geoquímicos para a rocha geradora que foram utilizados na modelagem são os valores médios de COT e o IH originais. Para o cálculo do valor de COT original foi



utilizado o módulo *Geochemical Editor* do PetroMod, onde se utilizam dos dados geoquímicos medidos de COT e pirólise das amostras e o valor do IH original, que pode ser estimado através do conteúdo de IH em uma amostra imatura. Neste trabalho o IH original foi estimado tendo como base os dados do poço 1-CPE-1-BA já que as amostras se encontram imaturas. Estes parâmetros junto com a cinética são fundamentais para determinar a taxa de transformação do querogênio e os tipos de hidrocarbonetos gerados.

Não foi possível elaborar a própria cinética das unidades em estudo, então, foi utilizada a cinética padrão elaborada por Behar e colaboradores (1997) para o querogênio tipo I. Pois nesse experimento foi utilizado amostras de folhelhos da Formação Green River, na Bacia de Uinta (EUA) e, admite o craqueamento primário do querogênio para geração de óleo juntamente com o gás seguida pela geração tardia de gás.

### 3.3.2 Calibração do modelo

Foi necessária a calibração do modelo gerado, com o intuito da simulação alcançar resultados mais próximos às condições reais da bacia. A calibração do modelo foi feita com os valores de Ro medidos (disponíveis nos dados de poços cedidos pela ANP) com o Ro calculado pelo *software*.

Atualmente, o modelo EASY%Ro proposto por Sweeney; Burnham (1990) é o mais aceito nas análises de bacia para cálculo de %Ro (figura 5). Neste método, se integram equações de cinética química ao longo do tempo e temperatura, sendo aplicável na faixa de valores de refletância da vitrinita (%Ro) de 0,3 a 4,0%. Sendo valores menores que 0,55% considerados imaturos, entre 0,55% e 0,7% na janela de geração de óleo (0,55-0,7 inicial, 0,7-1,0 principal, 1,0-1,3 tardia), entre 1,3% e 4,0% na janela de geração de gás (1,3-2,0 gás úmido, 2,0-4,0 gás seco) e acima de 4,0% sub maturo.

A definição dos eventos estratigráficos (deposições e erosões), assim como as estimativas de fluxo de calor basal ao longo do tempo geológico, tem um papel relevante nos processos de calibração da história térmica em modelagens de maturação. Assim, a calibração foi feita variando-se as taxas de erosão a fim de obter o melhor ajuste entre o Ro medido e calculado.

### 3.4 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos neste trabalho são apresentados no capítulo a seguir em formato de artigo intitulado “Geochemical characterization and 1D modeling of conditions for the generation of hydrocarbons from the Cretaceous Sheets of the Tucano Sul Basin, Bahia, Brazil”.

#### **4 GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION AND 1D MODELING OF CONDITIONS FOR THE GENERATION OF HYDROCARBONS FROM THE CRETACEOUS SHEETS OF THE TUCANO SUL BASIN, BAHIA, BRAZIL**

##### **ABSTRACT**

The Tucano Basin (TB) comprises the central portion of the Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) intracontinental rift that was aborted during the Eo-Aptian. Its origin is related to the crustal extension that occurred in the Early Cretaceous, with the fragmentation of the Gondwana supercontinent and the formation of the Atlantic Ocean. There are few published studies on the Tucano Basin regarding the generation of hydrocarbons. Thus, the present work aims to contribute to the knowledge of the generating potential of the southern compartment of this basin, through the evaluation of the shales of the Ilhas Group (which is undivided) and of the Candeias Formation in a well (TBO-1-BA) and the modeling 1D for hydrocarbon generation conditions. The data from this well were provided by the ANP, and then, the geochemical characterization of samples of these shales was carried out with data on TOC, pyrolysis and macerals containing kerogen. Well 1-TBO-1-BA is in the central-west portion of the sub-basin with a depth of 3,598 m. The Ilhas Group has the highest TOC contents, reaching values of 2.6%, while the Candeias Formation reaches 1.4%. Regarding thermal maturity for the generation of hydrocarbons the samples of the Candeias Formation present greater maturity in relation to the Ilhas Group, which would make it a more interesting exploratory target, with  $T_{max}$  values between 448 °C and 451 °C and %Ro between 0.84 and 0.94%. Samples from the Ilhas Group range from immature at its top ( $T_{max} = 432$  °C,  $Ro = 0.55\%$ ) to mature at its base ( $T_{max} = 450$  °C,  $Ro = 0.77\%$ ). The Van Krevelen type diagram classifies the kerogen contained in the shale samples from the two units as predominantly type II and III but evaluating with the maceral maturity and count dataset that contains the kerogen, it is suggested that there is a mixture of types I and II. For the construction of the sub-basin thermal and subsidence history, Schlumberger's Petromod software was used, inserting geological and geochemical data and the crust (4.0) and mantle (1.1) stretching factors in the Mckenzie module. As a result, the heat flow and subsidence curve in geological time is obtained. The heat flow variation for Well 1-TBO-1-BA in the initial phase of the rift was 32  $mW/m^2$  (Barremian) reaching 57  $mW/m^2$  at the end of the rift phase (Aptian), with an erosion thickness for the well of 500 meters (350 meters at the top of the São Sebastião Formation and 150 meters at the top of the Marizal Formation). The modeling results reinforced that the base shales of the Candeias Formation have greater potential for the generation of hydrocarbons than those of the Ilhas Group, with its greater potential for oil generation, since the Candeias Formation has reached greater maturity (paleo-temperatures reaching 148 °C and  $Ro$  to approximately 1%), reaching a transformation rate of 48%, while in the Ilhas Group there was no transformation. It was evident that the generation process was predominant during the syn-rift phase in the Barremian-Aptian (128 to 124 Ma), demonstrating that the heat flow from the basin opening process is the predominant factor for the maturation of organic matter. To verify which conditions would be ideal for the shales of these units to generate high potential conditions, a hypothetical well (HP-1) mirrored in well 1-TBO-1-BA was modeled, modifying the depth conditions of the well (5,600 metros) and the mean values of TOC (Ilhas Group 2,0 %Ro, Candeias Formation 1,7 %Ro) and IH (Ilhas Group 650 mgHC/gCOT, Candeias Formation 550 mgHC/gCOT). With these changes, there were significant changes in the thermal maturation of the units and, consequently, in the transformation rates with gas generation. The Candeias Formation reached 2.3 %Ro and the Ilhas Group 1.4 %Ro, with the two units reaching a 100% transformation rate and this condition may be feasible, since the basin can reach a depth of 7,000 meters, indicating an important prospective potential for the low blocks of this sub-basin.

**Keywords:** organic geochemistry, thermal maturity, Tucano Basin, Candeias Formation, Ilhas Group, Rift basin.

#### 4.1 INTRODUCTION

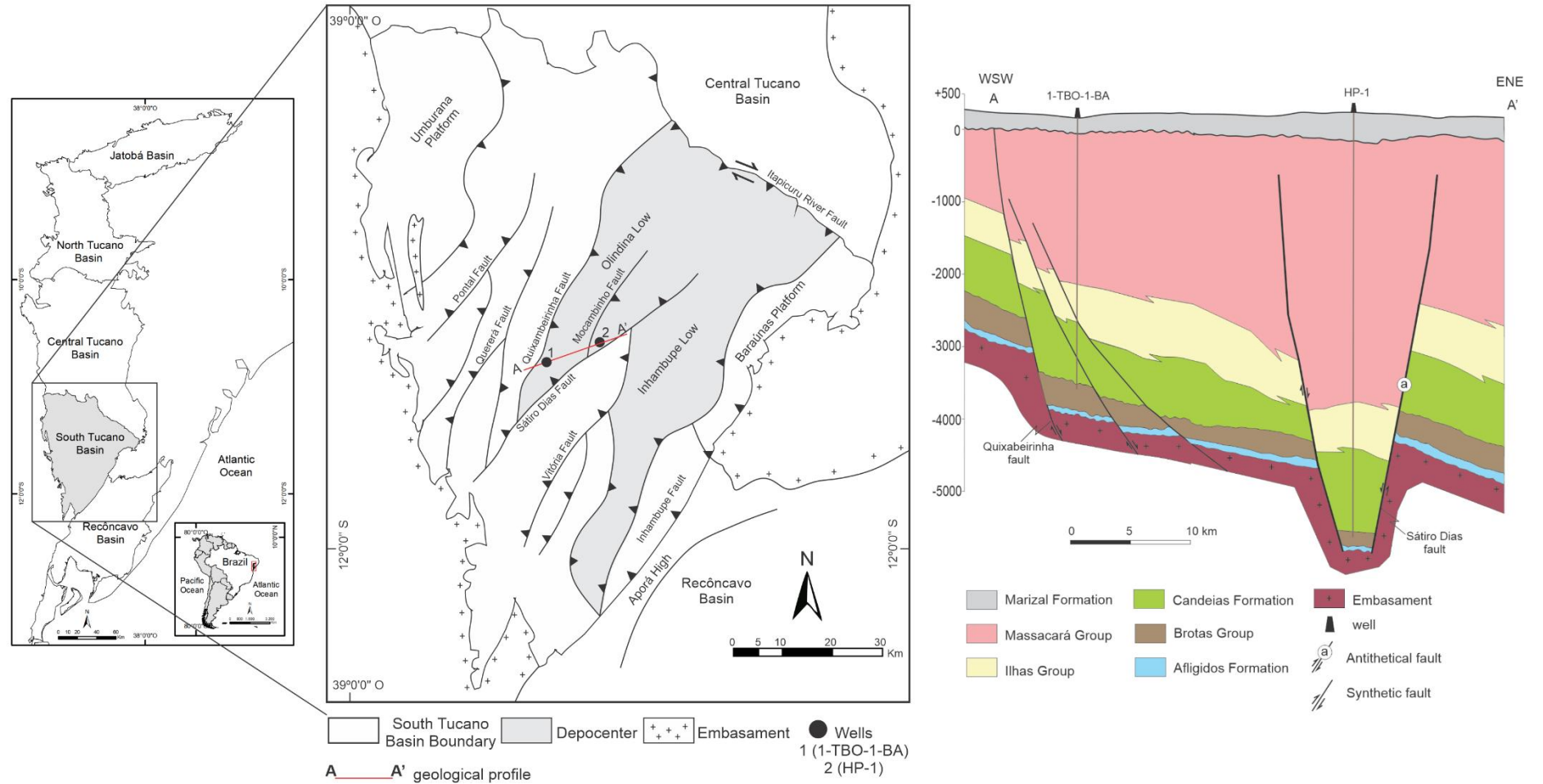
The Tucano Basin's southern compartment has potential for the generation of gas and oil, and this potential is modest compared to the potential of the neighboring basin to the south, the Recôncavo Basin (DIGNART, 2013). But there is still a lack of studies related to the generating potential of this sub-basin. Previous geochemical and generation modeling studies carried out in the Recôncavo Basin (FIGUEIREDO *et al.*, 1994; GAGLIANONE; TRINDADE, 1988; PENTEADO; BEHAR, 2000; PENTEADO, 1999; COUTINHO, 2008) identified that the Candeias Formation is the main source rock. And more recent geochemical studies (PORTELA, 2016; MIRANDA *et al.*, 2021) in this basin point to the Ilhas Group shales as potentially hydrocarbon source rock. In the South Tucano Sub-Basin, there is a lack of geochemical and generation modeling studies for both the Candeias Formation and the Ilhas Group.

Thus, this work will contribute to the knowledge about the generating potential and the conditions for the generation of hydrocarbons in the South Tucano Basin, through the analysis of the geochemical parameters of the shales of the Candeias Formation and the Ilhas Group and the 1D modeling in basins, where two wells (figure 3), a really well (1-TBO-1-BA) and a hypothetical well (HP-1) were used in order to investigate ideal generation conditions in the sub-basin.

#### 4.2 GEOLOGICAL SETTING

The Tucano Basin (TB) is part of the Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) rift system that is in northeastern Brazil (figure 3), occupying an area of approximately 45,000 km<sup>2</sup>, with a NE-SW and N-S direction. Its origin is related to the crustal extension in the Lower Cretaceous, with the fragmentation of the supercontinent Gondwana and formation of the Atlantic Ocean (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; MAGNAVITA *et al.*, 2003; COSTA *et al.*, 2007). The TB is the largest basin in this system, with 30,500 km<sup>2</sup> and its structural characteristics allow it to be subdivided into three sub-basins: South Tucano (ST), Central Tucano (CT) and North Tucano (NT) (figure 1) (COSTA *et al.*, 2007).

**Figure3-** Situation and location map of the Tucano Sul Sub-Basin, showing its limits, depocenter and wells location with representative section showing the stratigraphic succession drilled by the real well (1-TBO-1-BA) and by the hypothetical well (HP-1). Source: Magnavita e Cupertino (1987), Muricyet al. (2001).



The structural arrangement of the ST is delineated by a set of normal faults (N25° E / N30° E) synthetic to its edge fault, the Inhambupe Fault, which exhibits a dip to NW (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987). This sub-basin is separated from the Recôncavo Basin to the south, by the Aporá High, and progressively deepens towards the NE towards the NW-SE direction of the Itapicuru river fault (limit with the TC sub-basin), defining the lows of Olindina and Inhambupe with approximately 7 km of depth (figure 3) (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007).

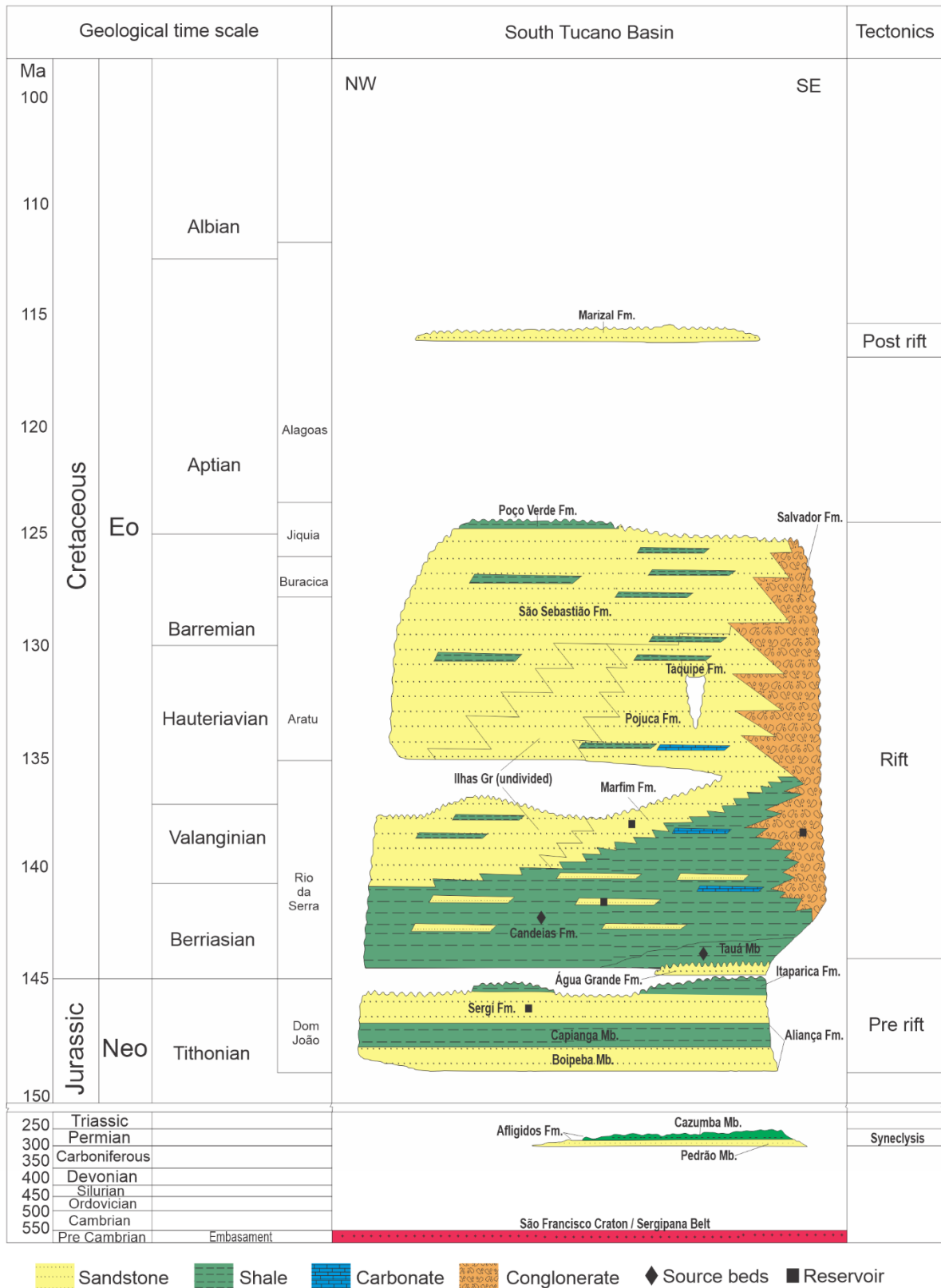
The tectonostratigraphic evolution of TB is subdivided into three stages (figure 4): pre-rift (neo-Jurassian to Eoberriassian), rift (Eoberriassian to Eoaptian) and post-rift (neo-Aptian) (COSTA *et al.*, 2007, MAGNAVITA *e. al.*, 2003). Deposits from the pre-Rift supersequence from Jurassic to Eocretaceous ages occur superimposed in erosive unconformity with the units of the Paleozoic Supersequence. The lithotypes of the Brotas Group (Aliança Formation and Sergi Formation) and the basal portion of the Santo Amaro Group (Itaparica Formation and Água Grande Formation) represent rhythmic intercalations of fluvio-eolian and lacustrine cycles. The Brotas Group is represented by medium, fluvial and eolian sandstones from the Boipeba Member (Alliance Formation) interspersed with red lacustrine pelites from the Capianga Member. Superimposed on these lithotypes are medium to coarse sandstones deposited by fluvial and wind systems that characterize the Sergi Formation (MAGNAVITA *et al.*, 2003). Capping the Brotas Group occur deposits of lacustrine pelites and fluvio-eolian sandstones representing the Itaparica and Água Grande formations, respectively (MAGNAVITA *et al.*, 2003; COSTA *et al.*, 2007).

The Rift Supersequence is separated from the pre-Rift by means of the Rio da Serra erosive unconformity, which overlays the lacustrine shales of the Candeias Formation (initial rift phase) to the fluvio-eolian deposits of the Água Grande Formation, both formations that are part of the Santo Group Amaro (figure 4). This supersequence encompasses three Santo Amaro, Ilhas and Massacará Groups, from bottom to top, deposited in the 22 Ma interval (MAGNAVITA *et al.*, 2003) between the Berriassian and the Eoaptian.

The Candeias Formation (Santo Amaro Group) comprises packages of lacustrine pellets deposited in a humid climate scenario under a high subsidence regime, being tectonically related to the first tectonic pulse that affected TB, promoting its initial configuration, whose apex occurred in the Mesorrio da Serra (MAGNAVITA *et al.*, 2003; COSTA *et al.*, 2007). Delta sandstones occur intercalated to these lithotypes, especially along the flexural margins of the basin, which register oscillations at the level of the paleo-lake. In the ST Sub-basin, this formation exhibits the member named Tauá, which is made up

exclusively of shales that lose their identity towards the CT Sub-basin (COSTA *et al.*, 2007), where from then on, the Group Islands becomes undivided.

**Figure 4 -** Stratigraphic chart of the South Tucano Basin. Source: Costa *et al.* (2007).



The Ilhas Group is represented by sandstones and siltstones, and subordinately shales, limestones and marls related to deltaic systems that were implanted in the basin from its flexural margins, due to the decrease in tectonic activity and subsidence rate, promoting progradation of these deposits on the units of the Candeias Formation (COSTA *et al.*, 2007). In the southern portion of the ST basin, the Ilhas Group is composed of the Taquipe, Pojuca and Marfim formations, while in its other portions and in the CT and NT basins this group occurs in an undivided way. The Ilhas Group deposits are followed by the Massacará Group units, coarse to medium sandstones (São Sebastião Formation) and subordinately shales and limestones that are part of the Poço Verde Formation (COSTA *et al.*, 2007).

Synchronous the deposition of the Candeias Formation (Santo Amaro Group) and before the sedimentation of the Poço Verde Formation (Massacará Group), occurred the deposition of thick syntectonic conglomeratic wedges (Salvador Formation), which restrict its occurrence to the faulty margins of the semi-grabens (COSTA *et al.*, 2007). With the end of the basin's mechanical subsidence, according to Costa *et al.* (2007), the thermal subsidence phase is established, with less depth and greater extension than the mechanical subsidence, like the sag type basins. The rift phase deposits are covered by alluvial deposits from the Marizal Formation, which comprises sandstones and Eo-Aptian conglomerates from alluvial fan systems, which are separated by Jiquiá angular unconformity from the lithotypes of the rift supersequence.

#### 4.3 METHODOLOGY

In this work, geochemical data from wells provided by the Exploration and Production Database (BDEP) of the National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP) were used for Center of Excellence in Petroleum Geochemistry Program (GEOQPETROL – PS) and for different projects for research purposes and regulated by ANP Resolution N<sup>o</sup>. 1/2015, published in the Federal Official Gazette on 1/15/2015. This Resolution revoked the former regulation, ANP Resolution N<sup>o</sup>. 23/2009. The one-dimensional modeling was carried out using the PetroMod software from the Schlumberger company, with an academic license acquired by the Postgraduate Program in Petroleum and Environment Geochemistry (Pospetro)- Institute of Geosciences-Federal University of Bahia through the GEOQPETROL-PS Project in association with SHELL do Brazil S.A.



The well was selected considering the geochemical data of interest in relation to the Candeias Formation and the Ilhas Group, such as TOC, pyrolysis, %Ro and macerals containing kerogen. The classification of TOC and pyrolysis parameters was done according to Peters; Cassa (1992) and for Ro the classification was used of Sweeney; Burnham (1990). The Candeias Formation is already recognized as the main source rock of the RTJ rift system, but the Ilhas Group has few studies on the subject and, it drew attention for presenting, in this well, an average of TOC values greater than the Candeias Formation and, therefore, it was included in this assessment.

The figure 3 shows the map with the location and geological section of the two wells used in the research. The 1-TBO-1-BA well, really well, is located in the central-west portion of the sub-basin, in the lower Olindina and has a depth of 3.598 meters, drilling to the top of the Sergi Formation. The HP-1 well, a hypothetical well, which was used to test ideal generation conditions, 100% transformation rate, would be in the depocenter of the sub-basin, more east with a depth of 5.600 meters.

For the 1D modeling of the 1-TBO-1-BA well, geological, and geochemical characteristics were used in the construction of sedimentation rate and subsidence models over geological time, data such as types of sedimentary rocks, thicknesses (read in the composite profile provided by the ANP), deposition ages (COSTA *at.al.*, 2007), original HI and TOC values obtained through the calculation made by the geochemistry module PetroMod software, the thicknesses of erosion obtained through calibration tests are shown in table 1. The hypothetical well, HP-1, was mirrored from well 1-TBO-1-BA, modifying the depth conditions (to 5.600 meters) and the mean values of TOC (Ilhas Group 2,0 %Ro, Candeias Formation 1,7 %Ro) and IH (Ilhas Group 650 mgHC/gCOT, Candeias Formation 550 mgHC/gCOT) (table 1).

Since the South Tucano sub-basin is part of a rift system, this calibration of the basin's thermal history (HANTSCHEL; KAUEAUF, 2009) is done through the heat flow, influenced by the stretching rates of the crust and the mantle, and the vitrinite reflectance data available by the ANP. The paleo-heat flow (PHF) was introduced through values of crust (4.0) and mantle (1.1) stretch within the McKenzie module for a sin-rift series. After entering the data in the McKenzie module, an attempt was made to calibrate the model by varying the erosion rates in the two unconformities of the well (on top of the São Sebastião and Marizal Formations), so that it would better fit the measured and modeled data from Ro, obtaining a satisfactory model calibration with an erosion of 500 meters for the well (table 1).

**Table 1-** Input data used to reconstruct the basin sedimentation history for the 1-TBO-1-BA and HP-1 wells in the South Tucano sub-basin

1-TBO-1-BAwell											
Geologicalunits	Top (m)	Bottom (m)	Thickness (m)	Litology	Deposition age (Ma)		Erosion age (Ma)		Erosinthickness (m)	TOC (%)	HI (mg HC/g TOC)
					To	From	To	From			
MarizalFormation	9	227	218	100% Sandstone	117	116	116	113	150		
São Sebastião Formation	227	1715	1488	70% sand/30% clay	130	124	123	120	350		
IhasGroup	1715	2730	1015	50% sand/30%clay/20%silt	141	130				1,7	588
Candeias Formation	2730	3530	800	70%clay/17%cal/13%silt	144	141				1,2	468
Sergi Formation	3530	3598	68	100% Sandstone	148	147					
HP-1well											
Geologicalunits	Top (m)	Bottom (m)	Thickness (m)	Litology	Deposition age (Ma)		Erosion age (Ma)		Erosinthickness (m)	TOC (%)	HI (mg HC/g TOC)
					To	From	To	From			
MarizalFormation	9	100	97	100% Sandstone	117	116	116	113	150		
São Sebastião Formation	100	2860	2760	70% sand/30% clay	130	124	123	120	350		
IhasGroup	2860	4480	1620	50% sand/30%clay/20%silt	141	130				2,0	650
Candeias Formation	4480	5620	1140	70%clay/17%cal/13%silt	144	141				1,7	550
Sergi Formation	5620	5667	47	100% Sandstone	148	147					

In addition, geochemical parameters TOC% and HI as well as kerogen type kinetics are also needed as input data to simulate the kerogen transformation ratio (TR%) in the oil and gas generation function. It was not possible to obtain the kinetics of the units under study, so the standard kinetics elaborated by Behar *et al.* (1997) was used for type I kerogen. For in this experiment samples of shales from the Green River Formation, in the Uinta Basin (USA) were used, and it admits the primary cracking of kerogen to generate oil together with the gas, followed by the late generation of gas. Another aspect is the model's position in relation to sea level throughout its geological history. The values of Sea Water Interface Temperature (SWIT) are taken into the boundary conditions automatically by the algorithm that brings the software to the latitude where the Tucano basin is located (11° S).

#### 4.4 RESULTS AND DISCUSSIONS

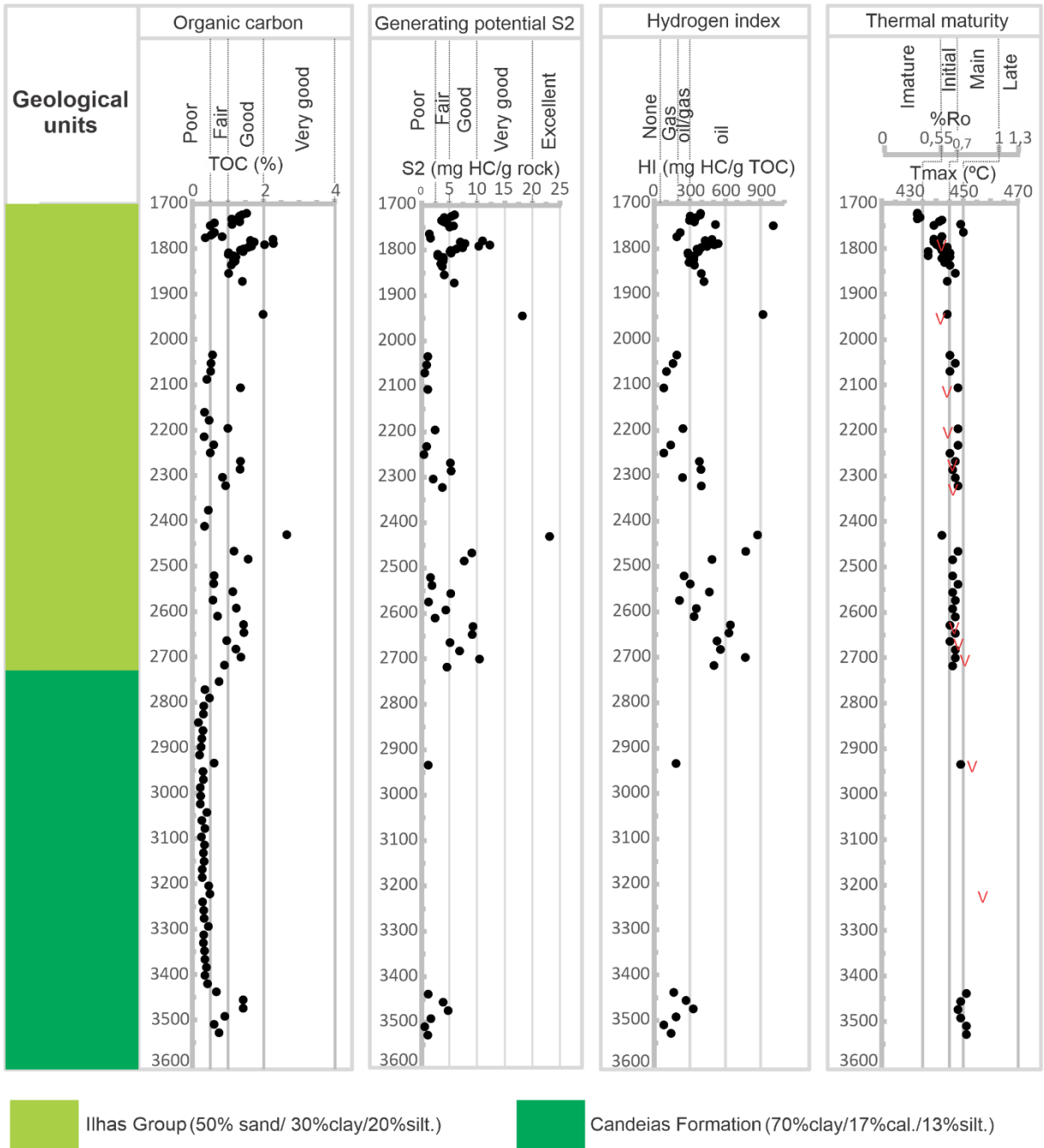
##### 4.4.1 Geochemical characterization

The Candeias Formation is essentially clayey, while the sandy fraction predominates in the Ilhas Group (figure 3). Despite the greater sandy content, the shales of the Ilhas Group draw attention for being richer in TOC (0.33% to 2.6%) than those of the Candeias Formation (0.17% to 1.4%), reflecting also at their highest values for S<sub>2</sub> and HI (figure 5).

Regarding thermal maturity, samples from the Candeias Formation show greater maturity compared to the Ilhas Group, with Tmax values between 448 °C and 451 °C and Ro% between 0.84 and 0.94%. Samples from the Ilhas Group range from immature at its tops (Tmax = 432 °C, Ro = 0.55%) to mature at its base (Tmax = 450 °C, Ro = 0.77%).

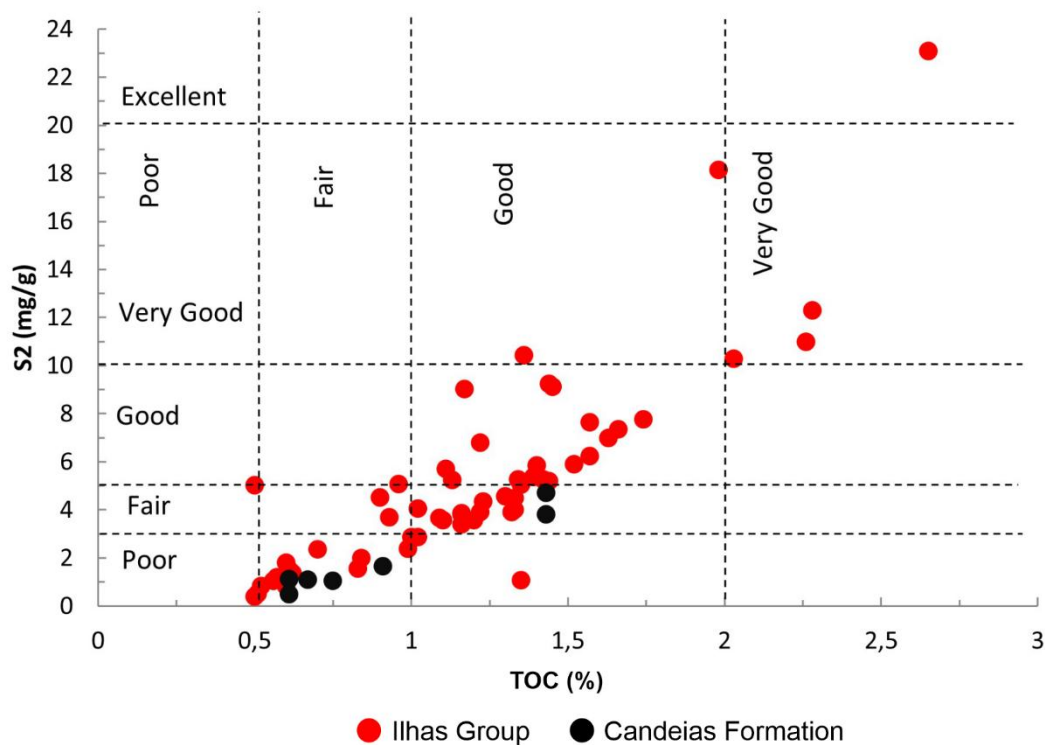
The parameters obtained from the Rock Eval pyrolysis analysis are important for evaluating the generation potential. However, as this work uses data from exploratory wells provided by the ANP, not all samples have values for these parameters (figure 5), because only samples with contents above 0.5% of TOC were analyzed. Therefore, this reduces the volume of samples available for evaluating the generation potential, mainly from the Candeias Formation, since many samples have TOC contents lower than 0.5% (Annex 4).

**Figure 5** - Representation of the geochemical profiles of the 1-TBO-1-BA well for the Ilhas Group and the Candeias Formation sections in the South Tucano Basin, Brazil



The  $S_2$  values for the Candeias Formation have an average of 1.99 mgHC/g rock, the maximum and minimum values of  $S_2$  are 4.7 mgHC/g rock and 0.48 mgHC/g rock, respectively, classifying the potential of generation from poor to fair. For the Ilhas Group, the classification of hydrocarbon source potential  $S_2$  varies from poor to excellent, with values between 0.4 and 23.1 mgHC/g rock and an average of 5.2 mgHC/g rock (figure 6).

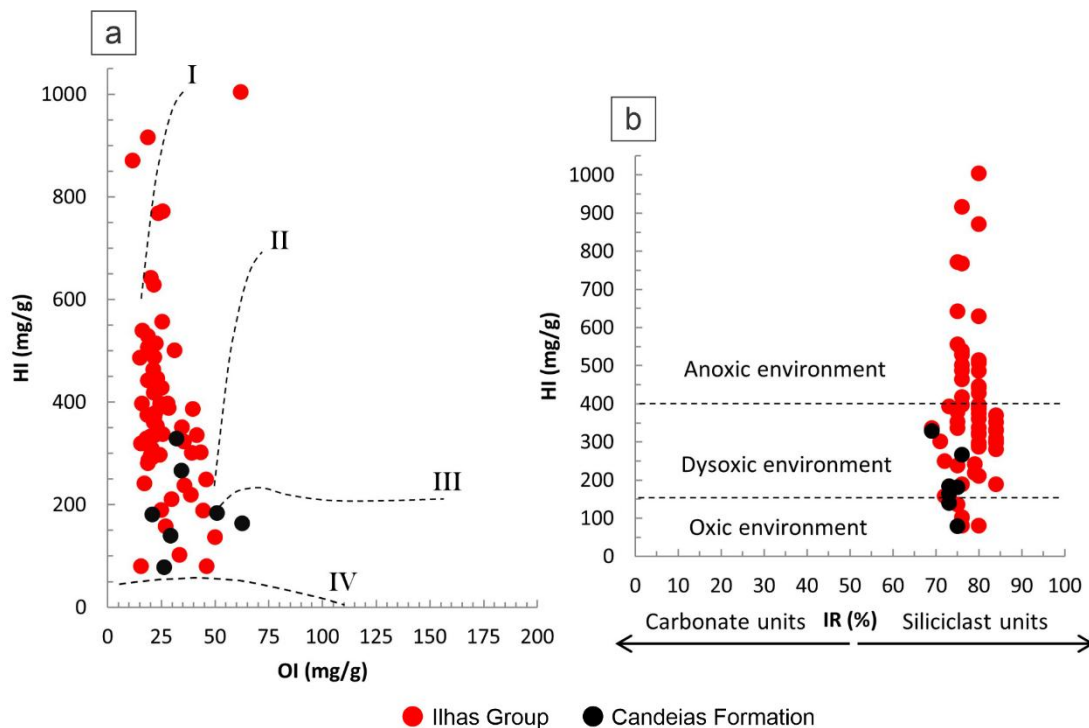
**Figure 6** – Comparison between the generator potential ratings for TOC and  $S_2$  in the Candeias Formation and Grupo Ilhas in the 1-TBO-1-BA well (based on Peters and Cassa, 1994, parameters)



The Van Krevelen diagram (figure 7a) classifies samples of the Candeias Formation ranging from type II to type III. In the Ilhas Group there is greater variation in this classification, ranging from type I to type III, with a greater concentration of samples in the type II kerogen field. This variation can be explained by the type of organic material and by the environmental conditions under which the organic matter was deposited. The lowest levels of TOC and HI, together with the highest values of OI, are characteristic of a more oxidizing environment (TISSOT; WELTE, 1984). Where in figure 7b, we can see that samples with higher HI are more preserved, with deposition in an anoxic environment, while samples classified as kerogen type II and III, were deposited in a more oxidizing environment. The Candeias Formation, deposited during the rift phase in a humid climate (Costa *et al.*, 2007) that can provide oxygenation of the depositional environment, has at its base samples in

as smaller state of preservation with an IH lower than 400 mgHC/gTOC (figure 5), deposited in a oxic-dysoxic environment (figure 7b), suggesting an underestimation of the classification of these samples into type II and III kerogen, which were originally richer in hydrogen and which were degraded by the oxidizing conditions of the depositional environment. With attenuation of tectonics and drying of the climate, the Ilhas Group was deposited (Costa *et al.*, 2007), where the organic matter (O.M) preservation conditions are better, mainly at its base and top, with an IH greater than 150 mgHC/gTOC reaching up to 1000 mgHC/gTOC (figure 5), deposited in a dysoxic-anoxic environment (figure 7b). In the intermediate section of the Ilhas Group, between 2.000 meters and 2.400 meters (figure 5), the O.M preservation conditions are lower with IH ranging from 80 to 396 mgHC/gTOC, deposited in an anoxic-dysoxic environment (figure 7b). This demonstrates a variation in climate and base level during the deposition of this unit.

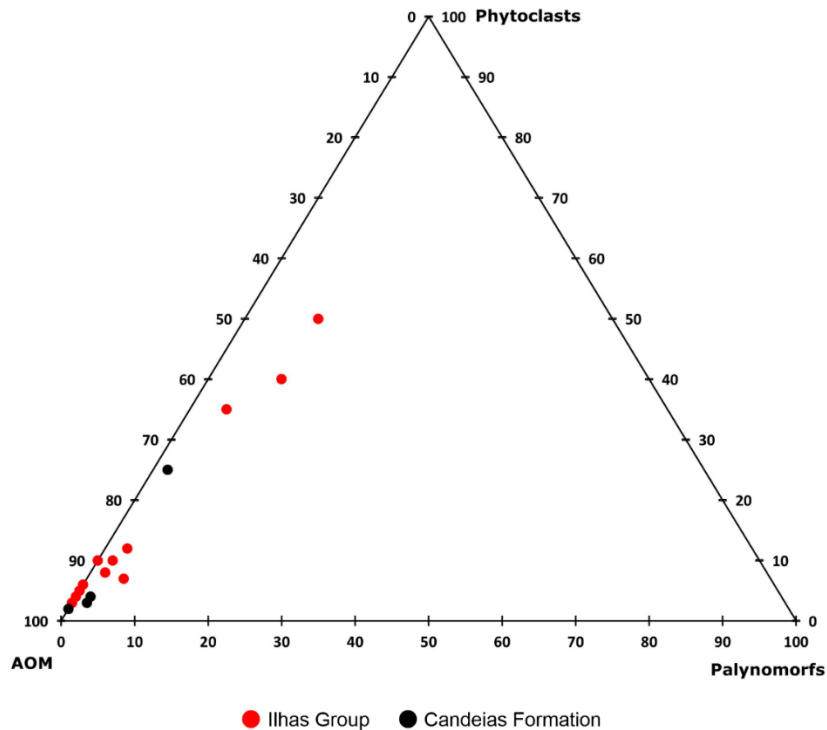
**Figure 7** - Comparison between the classification of the kerogen type (a) and the organic matter depositional environment (b) for the Candeias Formation and for the Ilhas Group in well 1-TBO-1-BA. Note that the samples classified as type III were deposited in a more oxidizing environment



Oxidizing environments and the thermal evolution of kerogen promote the degradation of organic matter and the generation of hydrocarbons, respectively, reducing the TOC content and, consequently, the HI values. Thus, there may be an underestimated classification of the type of kerogen using only the Van Krevelen type diagram. This can lead to inconsistency in the interpretation of the precursor organisms of organic matter and, consequently, in the type

of depositional environment. As an example, we can see figure 8, where the samples from the Candeias Formation and the Ilhas Group have a high percentage of amorphous organic matter (AOM) (annex 5), which constitutes type I kerogen, unlike the Van Krevelen diagram that classified most samples as types II and III (figure 7a).

**Figure 8** - Origin of organic matter contained in samples from the Ilhas Group and the Candeias Formation in well 1-TBO-1-BA. Note the predominance of AOM and a greater contribution of phytoclasts in the Ilhas Group



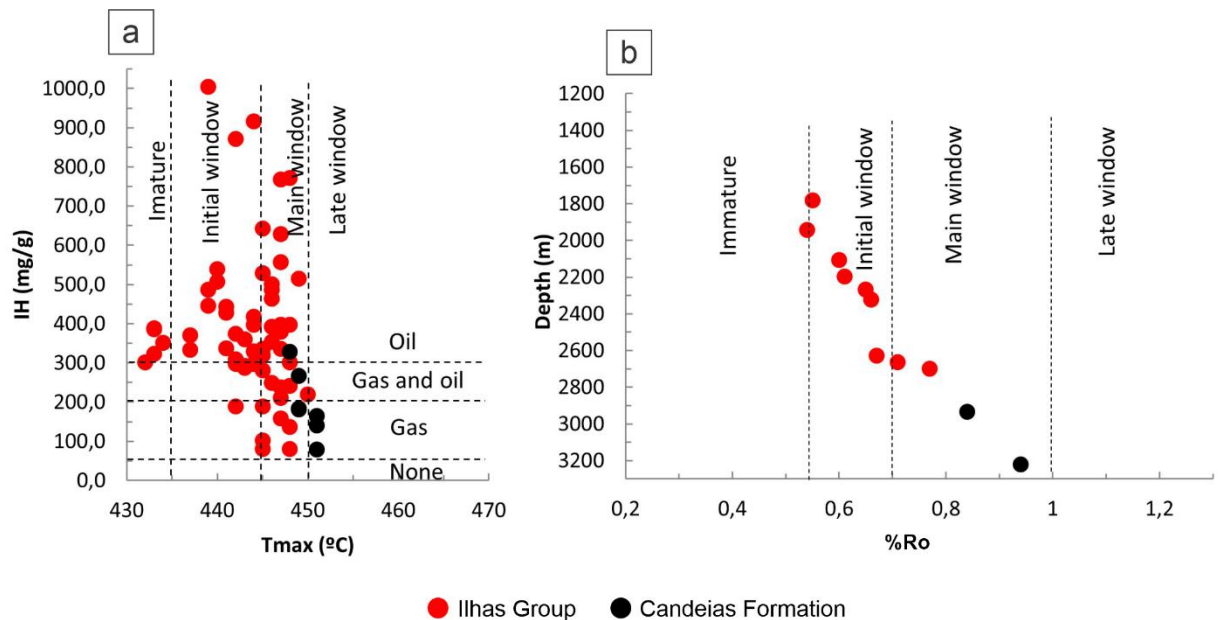
Coutinho (2008) also observed this underestimation in the kerogen classification for the Candeias Formation in the Recôncavo Basin, through the comparison between the Van Krevelen diagram and the classification made using isolated kerogens and elementary ratios, where it was shown that the predominant kerogen in the unit is type I.

In the data from the wells provided by the ANP, there is only the percentage of each type of maceral contained in the samples, with no information about the fluorescence, which would provide us with the state of preservation and, therefore, the oxidizing conditions of the medium in which it was deposited.

According to the HI values in figure 9, most samples from the Candeias Formation have the potential for gas generation, characteristic of type III kerogen, and appear in the main generation window (figure 9). In the Ilhas Group, most samples have the potential for oil generation, characteristic of type I kerogen, and start in the main window at its base. But as discussed earlier, the HI values were underestimated and analyzing the dataset, the Van Krevelen diagram classification with the maceral data, the IR versus HI plot (see figure 7b)

and the thermal maturity data, one might suggest that there is a mixture of kerogen I and II for these units and that there was a loss of TOC and consequently of HI by the oxidation of organic matter in the shales of the Ilhas Group and also by the hydrocarbon generation process in the shales of the Candeias Formation in well 1-TBO-1 -BA.

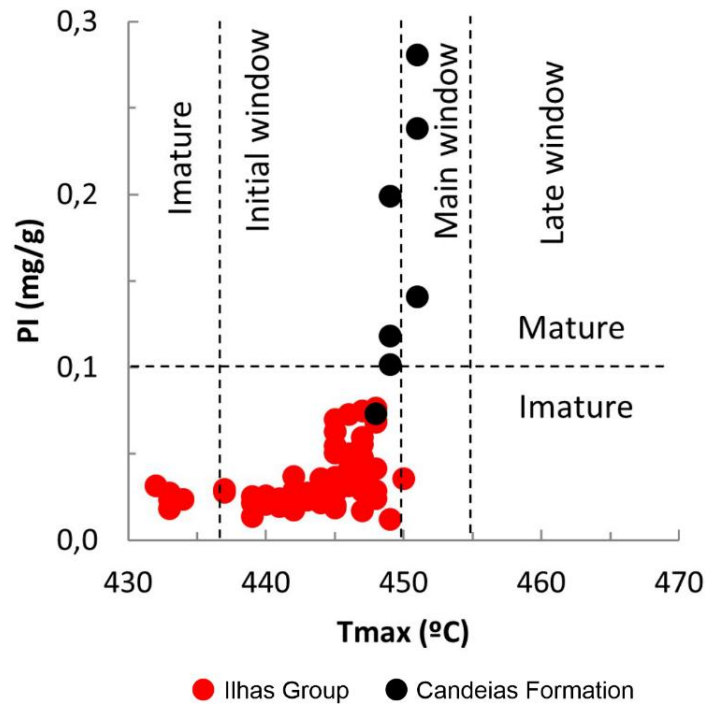
**Figure 9** - Relationship between thermal maturity and generated product (a) and between maturity and depth (b) for the Ilhas Group and the Candeias Formation in well 1-TBO-1-BA



The conversion of kerogen into hydrocarbons causes a reduction in the generation potential (S2), consequently there is an increase in the number of free hydrocarbons (S1). Therefore, the S1/S1 + S2 ratio (production index, PI) is used as another indicator of the evolution of the generation process and the level of maturity of the source rock. If this ratio is < 0.1, the rock is considered immature and, with values > 0.1, the rock is classified as mature (PETERS; CASSA, 1994; TISSOT; WELTE, 1984). In the graph Tmax versus PI (figure 10) we can see a trend of an increase in PI with Tmax. As expected, the samples from the Candeias Formation have higher PI values, reaching a maximum value of 0.28, indicating that they are in the initial stage of generation, while the samples from the Ilhas Group are classified as immature in relation to the PI, corroborating with the Ro% values.



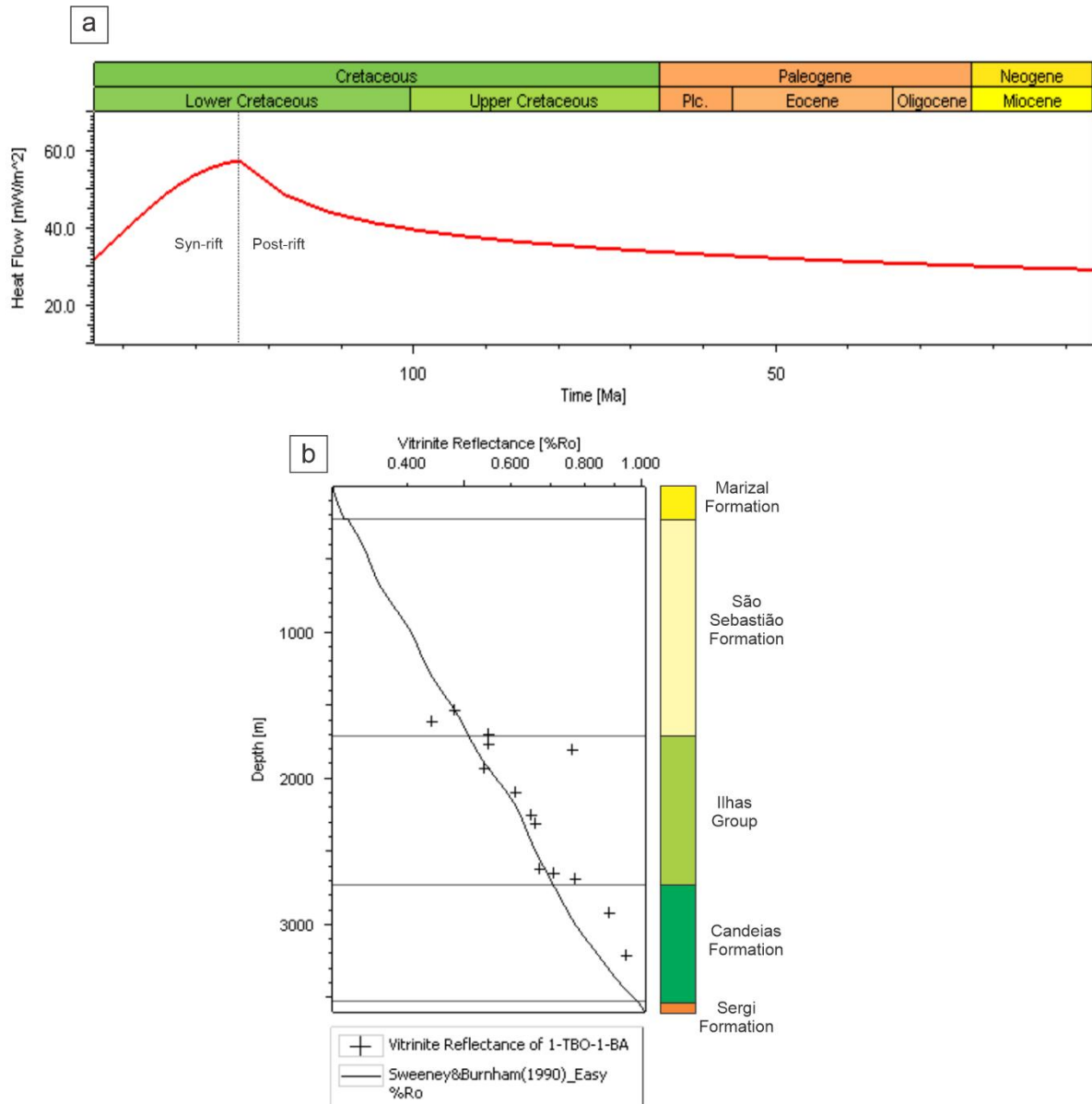
**Figure 10-** Relationship between PI and Tmax for the Ilhas Group and the Candeias Formation in well 1-TBO-1-BA, showing that the higher the temperature, the generation of hydrocarbons tends to increase



#### 4.4.2 Thermal model and sedimentation rate

For the construction of the basin's thermal and subsidence history, Schlumberger's Petromod software was used, inserting geological and geochemical data and the crust (4.0) and mantle (1.1) stretching factors in the McKenzie module. As a result, the heat flow and subsidence curve in geological time is obtained. The heat flow variation for Well 1-TBO1-BA in the initial phase of the rift (Berriasian) was  $32 \text{ mW/m}^2$  reaching  $57 \text{ mW/m}^2$  at the end of the rift phase (Aptian), showing consistency with the calibration data (modeled  $R_o$  and measured  $R_o$ ) (figure 11), with an erosion thickness of 500 meters for the well (350 meters at the top of the São Sebastião Formation and 150 meters at the top of the Marizal Formation) (table 1) and, similarly to the heat flow regime found in the neighboring basin, the Recôncavo Basin (COUTINHO, 2008).

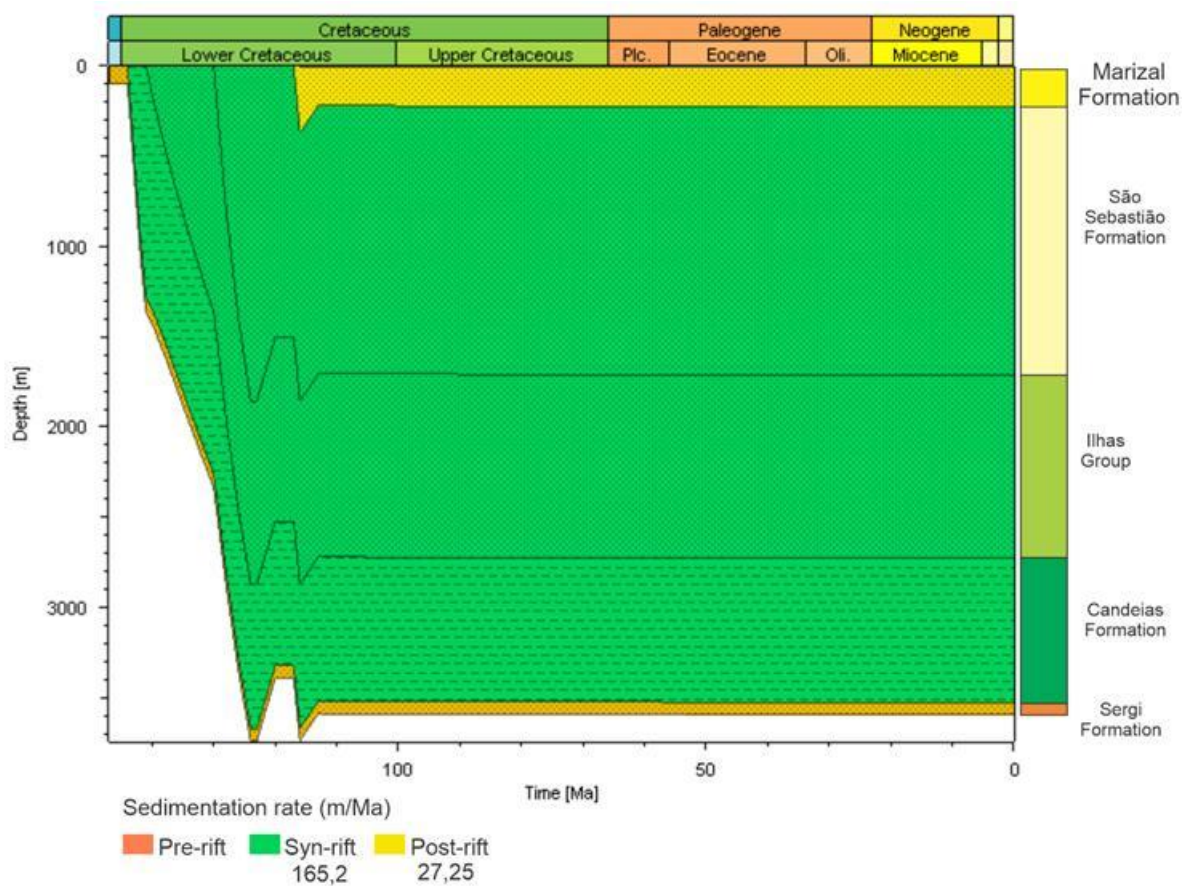
**Figure 11-** a) Profile of the heat flow in well 1-TBO-1-BA over geological time and b) calibration with Ro.



The evolution of the sedimentation rate through geological history was estimated using the thickness of the formations present in the studied well and their deposition age. Based on tectonic rifting events in the basin, subsidence, and deposition in the studied well can be divided into three stages: pre, syn and post-rifts. According to this model, the subsidence during the Syn-rift, Early Cretaceous between the Berriasian and the Aptian (144-124 Ma), was the largest in the basin, with a sedimentation rate of about 165.2 meters per millions of years, leading to the deposition of sediments from the Candeias Formation, Ilhas Group and São Sebastião Formation, totaling a thickness of 3.303 meters (figure 12). The sedimentation rate at the post-rift Aptian (124-116 Ma) was very low compared to the rift

phase, with a sedimentation rate of about 27.25 meters per million years, with a current thickness of 218 meters (figure 12). Thus, the small thickness of the post-rift sediments may not have contributed to the burial and maturation of organic matter in the source rocks of the rift phase, with the heat flow being the determining factor for the process of maturation and generation of hydrocarbons. It was not possible to estimate the sedimentation rate in the pre-rift phase, as the well did not reach the basement.

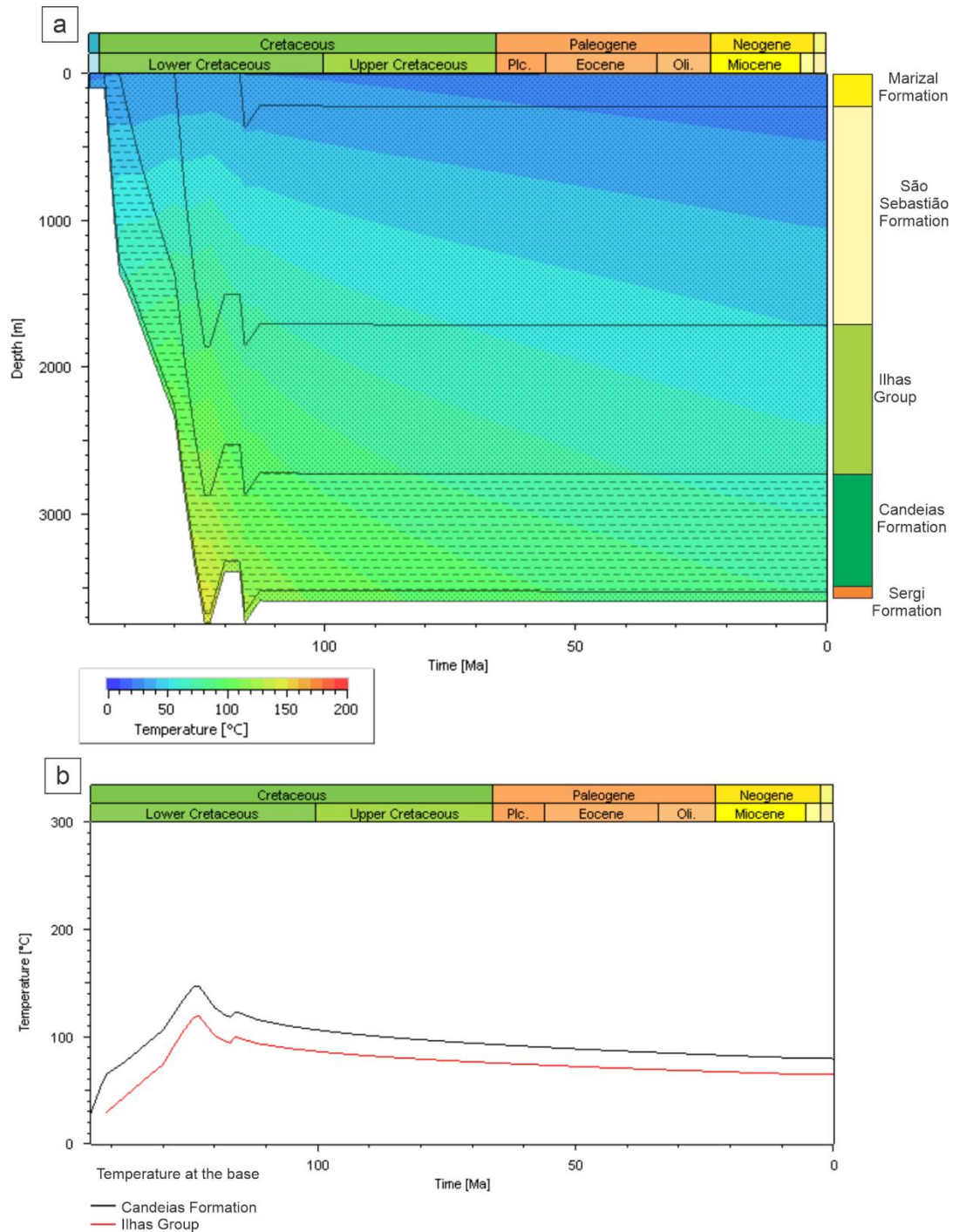
**Figure 12** - Burial history and sedimentation rate for the 1-TBO-1-BA well in the Tucano Sul sub-basin



#### 4.4.3 Maturation and generation timing

According to the modeling results, the heat flow mainly affects the thermal maturity at the base of the Candeias Formation. The maturation stage is calculated according to the Easy% Ro routine of Sweeney and Burnham (1990). The sedimentation and thermal history in the studied well shows that the base of the Candeias Formation reaches a depth of up to 3,530 m (figure 13), contributing to high paleotemperatures with values of 100 and 148°C between the Hauterivian and the Barremian (133 to 124 Ma), while the Ilhas Group at the same age does not exceed 120 °C (figure 13).

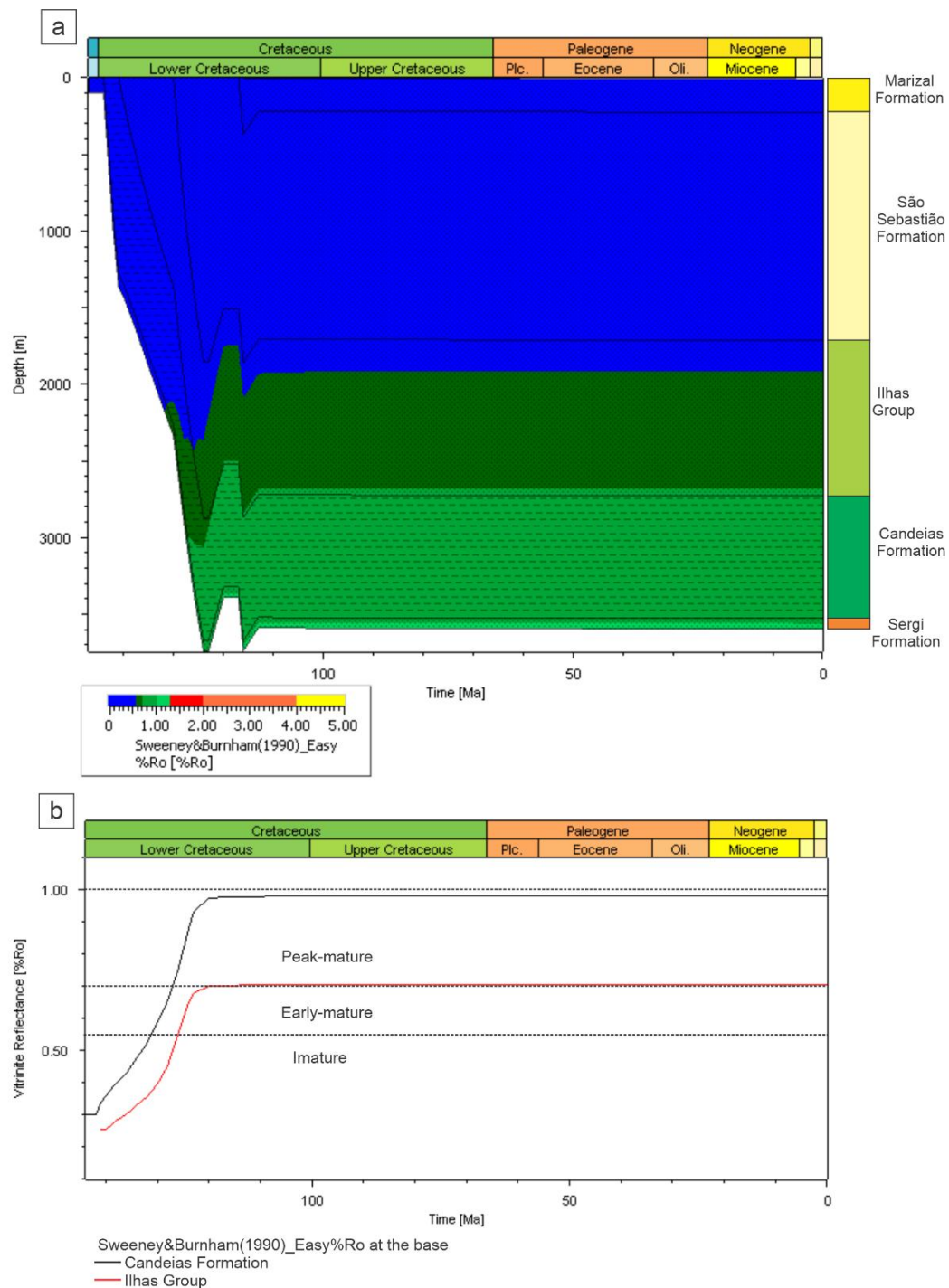
**Figure 13** - a) Paleo-temperature for the 1-TBO-1-BA well b) paleo-temperature at the base of the Candeias Formation and Ilhas Group



With the end of the rift phase (124 Ma) the temperature was progressively decreasing until the recent one, with the Candeias Formation reaching 80 °C and the Ilhas Group at 65 °C. This demonstrates that the predominant factor for the maturation of organic matter is the heat flow from the opening process of the basin, with no contribution to the increase in temperature with the deposition of the post-rift phase, which in the case of this well, is insignificant.

The Candeias Formation reaches the main generation window ( $R_o$  between 0.7 and 1) from 128 Ma at a depth of approximately 3.00 meters. The initial maturation level ( $R_o$  between 0.55 and 0.7) starts at a depth of 2.100 meters at approximately 132 Ma. While the Ilhas Group remains in the initial stage of maturation from 127 Ma (figure 14). Demonstrating that the Candeias Formation presents greater thermal maturity in relation to the Ilhas Group, as indicated by the analysis of geochemical data (see figures 9 and 10).

**Figure 14** - a) reflectance modeled for well 1-TBO-1-BA b) reflectance modeled at the base of the Candeias Formation and Ilhas Group in geological time.



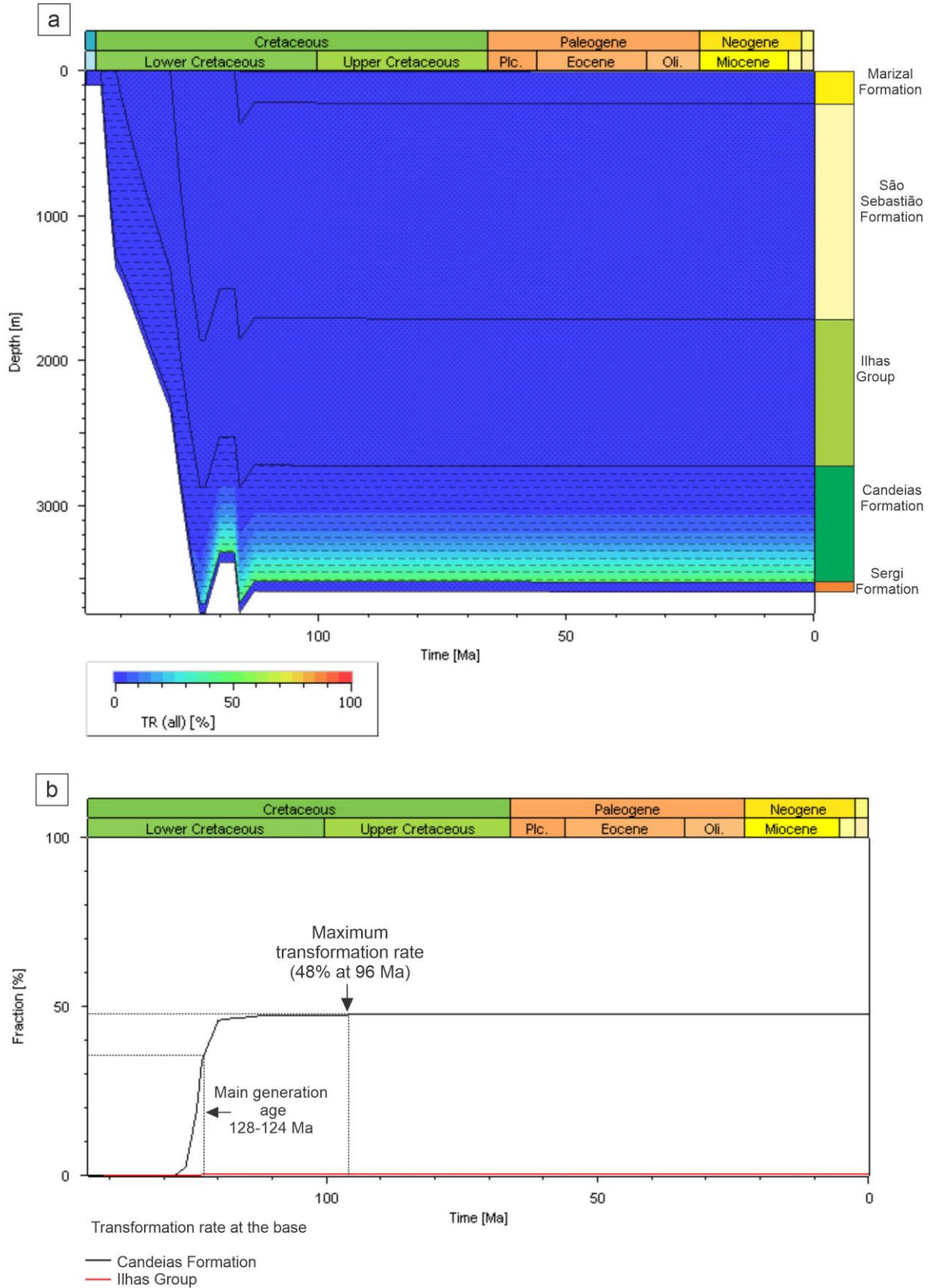
Kerogen cracking was simulated with kinetics for type I kerogen according to Behar et al. (1997), as discussed above. Figure 15a shows that there was significant generation only at the base of the Candeias Formation. Note that the transformation rate at the base of the Candeias Formation begins at approximately 128 Ma and that the most intense period of transformation of kerogen into hydrocarbons is between 128 and 124 Ma (Barremian-Aptian) (figure 15b), where it reaches approximately 37%. Subsequently, the transformation rate takes place more slowly and reaches its maximum of 48% at approximately 96 Ma (figure 15b). Demonstrating that the generation process was predominant during the end of the syn-rift phase between Barremian and Aptian (128 to 124 Ma). The potential for generation at the base of the Candeias Formation is greater for oil as shown in the graphs in figure 16.

#### 4.4.4 Hypothetical well

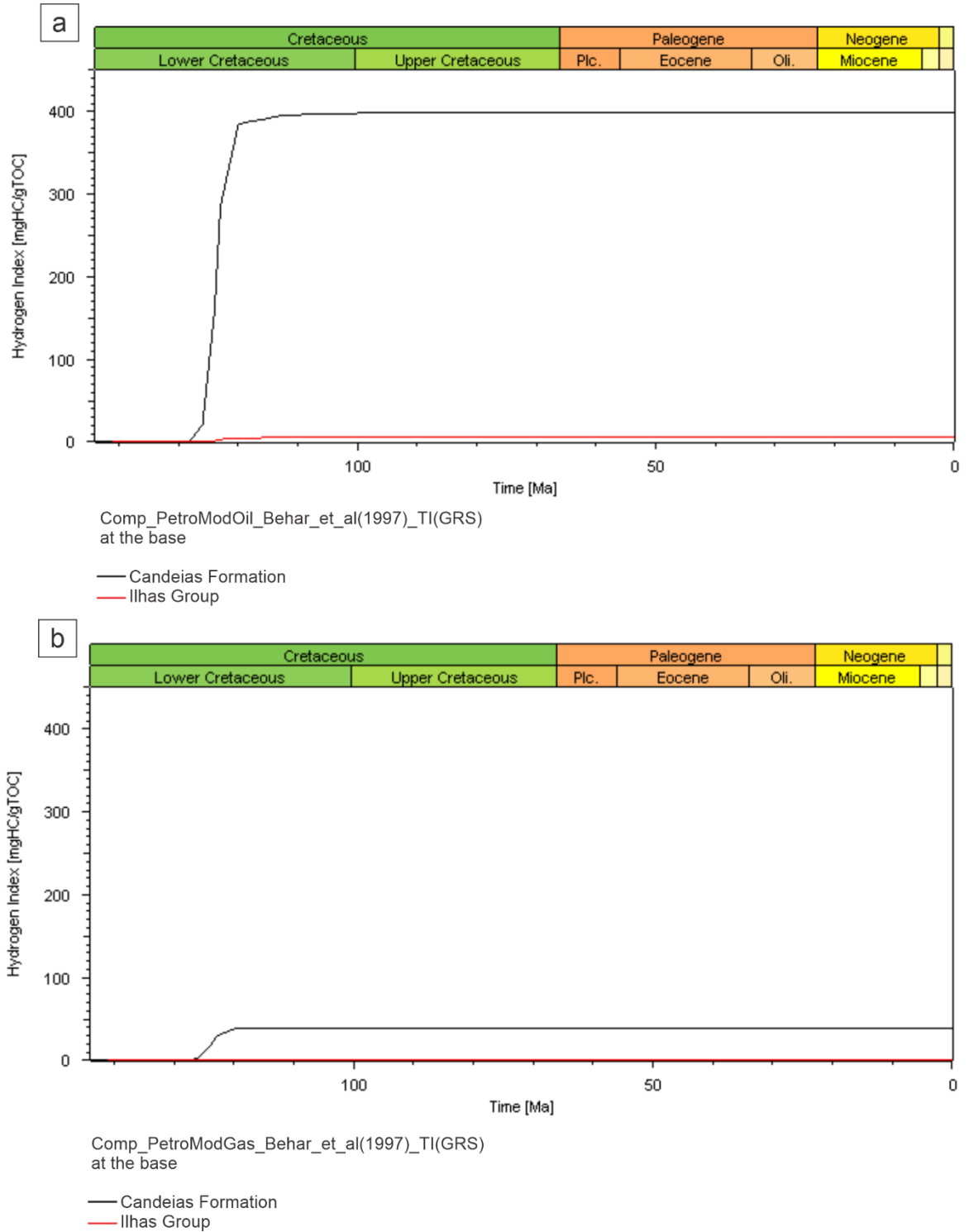
As previously noted, the Ilhas Group, despite having sufficient organic content for the generation of hydrocarbons, did not reach an ideal temperature for such, and the Candeias Formation presents a significant rate of transformation (48%) only at its base. So, to verify which conditions would be the ideal conditions for the shales of these units to generate great potential, a hypothetical well (HP-1) was generated, mirrored in well 1-TBO-1-BA, modifying the depth conditions of the well (for 5600 meters) and the average values of TOC (Ilhas Group 2% and Candeias Formation 1.7%) and IH (Ilhas Group 650 mgHC/gTOC and Candeias Formation 550 mgHC/gTOC).

With these changes, there were significant changes in the thermal maturation of the units and, consequently, in the transformation rates. As can be seen in figure 17, the Candeias Formation reaches 2% Ro. While in well 1-TBO-1-BA the main generation window at the base of the Candeias Formation is reached at 128 Ma, in well HP-1 it is reached earlier, at around 132 Ma at a depth of 3.100 meters. There is 129 Ma it reaches the late generation window (1.0 to 1.3 %Ro) at a depth of approximately 4350 meters. The wet gas zone (1.3 to 2.0 %Ro) is reached at 127 Ma at a depth of 5.000 meters, and from 124 Ma onwards the dry gas zone starts at a depth of approximately 5530 meters (figure 17).

**Figure15** - a) Transformation rate for well 1-TBO-1-BA b) transformation rate at the base of the Candeias Formation and Ilhas Group in the geological time, note that only the Candeias Formation presents TR, reaching up to 48%

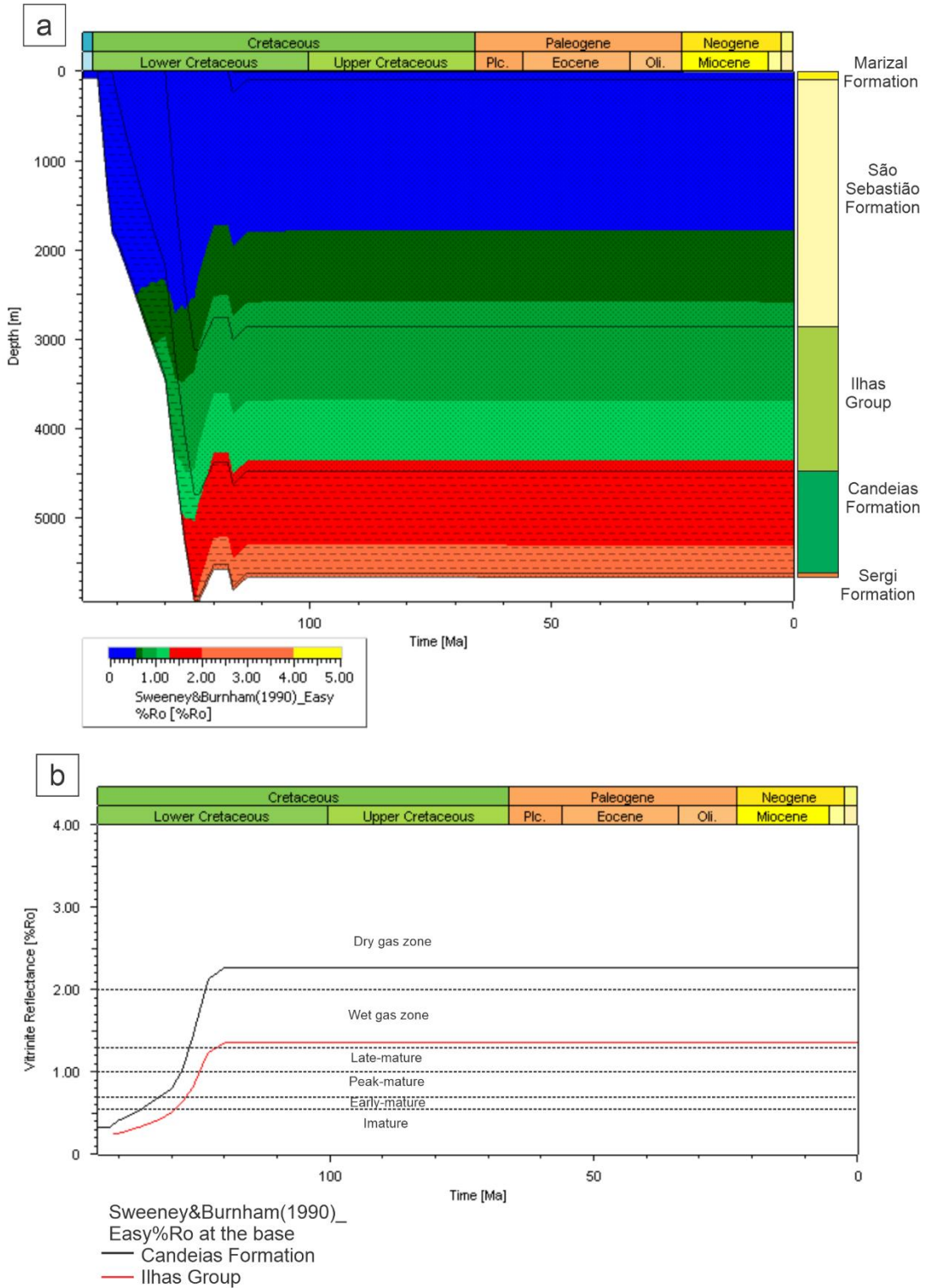


**Figure16** - Potential for a) oil and b) gas generation at the base of the Candeias Formation and Ilhas Group over geological time. Note that as the Ilhas Group does not have TR, the potential is nil for oil and gas, while the Candeias Formation has greater potential for oil





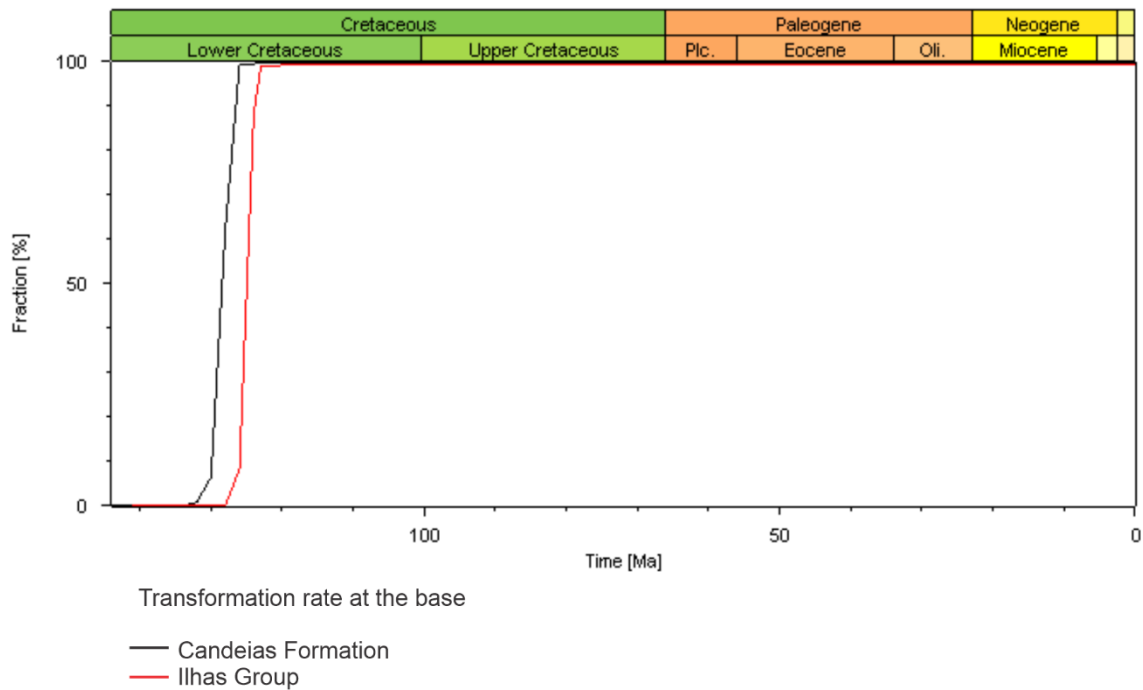
**Figure17-** a) reflectance modeled for well HP-1 b) reflectance modeled at the base of the Candeias Formation and Grupo Ilhas in geological time



Unlike well 1-TBO-1-BA, in well HP-1 the Ilhas Group reaches the main generation window (figure 17). This condition is achieved at 127 Ma at a depth of about 3.500 meters. The late window starts at approximately 124 Ma at a depth of 4.450 meters and from 122 Ma it reaches the wet gas zone.

The transformation rate at the base of the Candeias Formation in well HP-1 started earlier compared to well 1-TBO-1-BA. As can be seen in figure 18 for the base of the Candeias Formation, the TR started at approximately 132 Ma, and for the base of the Ilhas Group at 128 Ma. Since both units reach 100% of TR, the Candeias Formation at 126 Ma and the Ilhas Group at approximately 123 Ma.

**Figure18** - Transformation rate for Candeias Formation base and Ilhas Group in well HP-1 over geological time, note that both units reach 100% TR



#### 4.5 CONCLUSIONS

Although the Ilhas Group presents higher TOC values in relation to the Candeias Formation, it is in a stage of thermal immaturity and incipient thermal maturity in well 1-TBO-1-BA. Ro% values indicate the beginning of the oil generation window only at its base. The Candeias Formation, on the other hand, even with lower TOC values, presents itself as the unit with the best potential for hydrocarbon generation, where it has a thermal maturity corresponding to the main oil generation window.

Comparing the kerogen type classification diagram with the oxidizing conditions of the depositional environment and the maceral count, inconsistencies were observed regarding this classification. Thus, the Van Krevelen type diagram cannot be used decisively to classify

the type of kerogen. In addition to the type of precursor organic matter, its preservation stage and thermal evolution must be considered. For both the Candeias Formation and the Ilhas Group, that diagram classified the kerogen type as II and III, but analyzing the data set, it is suggested that there is a mixture of kerogen I and II for these units.

The modeling results corroborate the geochemical characterization, which demonstrated that the base of the Candeias Formation is more favorable for the generation of hydrocarbons than the Ilhas Group, being its greater potential for the generation of oil. Because the Candeias Formation reaches greater maturity (temperatures reaching 148 °C and Ro to approximately 1%) and reaches a transformation rate of 48%, while in the Ilhas Group there is no transformation rate.

It was shown that the generation process was predominant during the syn-rift phase during the Barremian-Aptian (128 to 124 Ma), indicating that the main factor for the maturation of organic matter was the heat flow from the opening process and that post-rift sediments had no influence on this process, as their thickness is insignificant compared to the thickness of the syn-rift sequence.

The HP-1 well showed that the Candeias Formation and Ilhas Group shales can reach an ideal condition with a transformation rate of 100% at greater depths. The conditions of this hypothetical well are feasible, since the basin can reach a depth of 7.000 meters, indicating an important prospective potential for the low blocks of this sub-basin.

## ACKNOWLEDGMENT

The authors would like to thank the Graduate Program in Geochemistry: Petroleum and Environment (Pospetro) at the Federal University of Bahia (UFBA), for all their support during the writing of this article.

The authors gratefully acknowledge the support from Shell Brasil through the “Project Petroleum Systems Research in Brazilian Sedimentary Basins” Areas at Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia (UFBA) - GEOQPETROL - PS” - ANP 20720-9 project and the strategic importance of the support given by ANP through the R&D levy regulation.

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) – Finance Code 001.

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar do Grupo Ilhas apresentar maiores valores de COT com relação a Formação Candeias, este encontra-se em um estágio de imaturidade térmica e maturidade térmica incipiente no poço 1-TBO-1-BA. Os valores de Ro% indicam início da janela de geração de óleo apenas na sua base. Já a Formação Candeias, mesmo com valores menores de COT, apresenta-se como a unidade com melhor potencial para geração de hidrocarboneto, onde está com maturidade térmica correspondente à janela principal de geração de óleo.

Comparando-se o diagrama de classificação do tipo de querogênio com as condições oxidantes do ambiente deposicional e a contagem de macerais, observou-se inconsistências quanto a esta classificação. Dessa forma, o diagrama tipo Van Krevelen não pode ser utilizado de forma decisiva para classificação do tipo de querogênio. Além do tipo de matéria orgânica percussora, seu estágio de preservação e a evolução térmica devem ser levadas em consideração. Tanto para a Formação Candeias quanto para o Grupo Ilhas, aquele diagrama classificou o tipo de querogênio como II e III, mas analisando o conjunto dos dados, sugere-se que há uma mistura do querogênio I e II para essas unidades.

Os resultados da modelagem corroboram com a caracterização geoquímica, onde demonstrou que a base da Formação Candeias é mais propícia para a geração de hidrocarbonetos do que o Grupo Ilhas, sendo seu maior potencial para a geração de óleo. Pois a Formação Candeias alcança maior maturidade (temperaturas chegando a 148 °C e Ro a aproximadamente 1%) e atinge taxa de transformação de 48%, enquanto no Grupo Ilhas não há taxa de transformação.

Ficou demonstrado que o processo de geração foi predominante durante a fase sin-rifte durante o Barremiano-Aptiano (128 a 124 Ma), indicando que o fator principal para a maturação da matéria orgânica foi o fluxo de calor proveniente do processo de abertura e que os sedimentos pós-rifte não tiveram influência nesse processo, já que sua espessura é insignificante se comparado a espessura da sequência sin-rifte.

O poço hipotético HP-1 evidenciou que os folhelhos da Formação Candeias e do Grupo Ilhas podem chegar a uma condição ideal de taxa de transformação de 100% em maiores profundidades. As condições deste poço hipotético são factíveis, uma vez que a bacia pode chegar a 7.000 metros profundidade, indicando um importante potencial prospectivo para os blocos baixo desta sub-bacia, os Baixos de Olindina e Inhambupe.

## REFERÊNCIAS

- ALLEN, P.A.; ALLEN, J.R. **Basin Analysis: principles and applications**. 2 ed. Oxford: Blackwell Publications, 2008. 532 p.
- BEHAR, F., VANDENBROUCKE, M., TANG, Y., MARQUIS, F., ESPITALIÉ, J. Thermal cracking of kerogen in open and closed systems: determination of kinetic parameters and stoichiometric coefficients for oil and gas generation. **Organic Geochemistry**, v.26, n.5-6, p.321-339, 1997.
- BRASIL, Ministério de Minas e Energia, Empresa de Pesquisa Energética. **Zoneamento nacional de recursos de óleo e gás**. Ciclo 2015-2017 / Ministério de Minas e Energia. Empresa de Pesquisa Energética. Brasília: MME/EPE, 2017.
- COSTA, I.P; MILHOMEM, P.S; BUENO, G.V; SILVA, H.S.R. L; KOSIN, M.D. Sub-bacias de Tucano Sul e Central. **Boletim de Geociência**. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 433-443, 2007.
- COUTINHO, L.F.C. **Análise do balanço material do petróleo em uma região em fase de exploração madura – Bacia do Recôncavo, Brasil**. 2008. 457 f. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) - Faculdade de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Rio de Janeiro, 2008.
- COHEN, C. Role of fault rejuvenation in hydrocarbon accumulation and structural evolution of Recôncavo Basin, Northeast Brazil. **AAPG Bulletin**, v.3 n.9, p.1684-1695, 1985.
- DIGNART, A.M. Bacias do Recôncavo e Tucano Sul. *In*: Seminário Técnico-Ambiental e o Seminário Jurídico-Fiscal da 11ª Rodada de Licitações. 2013, Rio de Janeiro, RJ. **Seminários Técnico-Ambiental**. Rio de Janeiro: Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustível (ANP), 2013. Disponível em: [https://www.gov.br/anp/pt-br/rodadas-anp/rodadas-concluidas/concessao-de-blocos-exploratorios/11a-rodada-licitacoes-blocos/arquivos/seminarios/bacia\\_do\\_reconcavo\\_e\\_tucano\\_sul.pdf](https://www.gov.br/anp/pt-br/rodadas-anp/rodadas-concluidas/concessao-de-blocos-exploratorios/11a-rodada-licitacoes-blocos/arquivos/seminarios/bacia_do_reconcavo_e_tucano_sul.pdf). Acesso em: 14 março. 2022.
- ESPITALIÉ, J.; DEROO, G.; MARQUIS, F. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications - première/deuxième partie. **Revue de l'Institut Français duPétrole**, v. 40, n. 6, p. 755-784, 1985.
- FIGUEIREDO, A.M.F., BRAGA, J.A.E., ZABALAGA, J.C., OLIVEIRA, J.J., AGUIAR, G.A., SILVA, O.B., MATO, L.F., DANIEL, L.M.F., MAGNAVITA, L.P.; BRUHN, C.H.L. Recôncavo Basin, Brazil: A prolific intracontinental Rift Basin. *In*: LANDON S.M. (Ed.). **Interior Rift Basins**. Tulsa, OK. American Association of Petroleum Geologists. 1994. v. 59, p. 157-203.
- GAGLIANONE, P.C.; TRINDADE, L.A.F. Caracterização geoquímica dos óleos da Bacia do Recôncavo. **Geochimica Brasiliensis**, v. 2, n. 1, p. 15-39, 1988.
- GONÇALVES, F.T.T. **Investigação quimioestratigráfica de rochas geradoras de hidrocarbonetos: aplicação na análise do sistema petrolífero do Grupo Villeta, Vale**

**Superior do Magdalena, Colômbia.** 2005. 223 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

HANTSCHER, T.E.; KAUERAUF, A. **Fundamentals of basin and petroleum systems modeling.** Berlin: Springer-Verlag, 2009. 485 p.

HEASLER, H.P.; N.A. KHARITONOVA. Analysis of sonic well logs applied to erosion estimates in the Bighorn Basin, Wyoming: **AAPG Bulletin**, v. 80, n. 5, p. 630-646, 1996.

KOSIN, M. D. O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá – Uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. **Boletim de Geociências.** Petrobras, Rio de Janeiro, V. 17, n. 1, p. 89-108, 2009.

KARNER, G.D., EGAN S.S., WEISSEL J.K. Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergi-Alagoas rift basins, Brazil. **Tectonophysics**, v. 215, p. 133-160, 1992.

MAGNAVITA, L. P.; DAVISON, I.; KUSZNIR, N.J. Riftinig, erosion and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. **Tectonics**, v. 13, n. 2, p. 367-388, 1994.

MAGNAVITA, L.P., CUPERTINO, J.A. Concepção atual sobre as bacias do Tucano e Jatobá, nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências.** Petrobras, Rio de Janeiro, v. 1, n. 2, p. 119-134, 1987.

MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planet Science let.**, v. 40, p. 25-32, 1978.

MILANI E.J.; DAVISON I. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano- Jatobá rift, Northeast Brazil. **Tectonophysics**, v. 154, p. 41-70, 1988.

MILANI, E.J. Tectônica cisalhante na evolução do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 4, p. 287-292, 1985.

MIRANDA, F.L.C., CERQUEIRA, J.R., AMARAL, D.N., ABREU, N.C., GÓES, V.C.M., SILVA, A.S., DINO, R., ANTONIOLI, L., QUEIROZ, A.F.S., SANTOS, L.C.L. & GARCIA, K.S. Geoquímica Orgânica de Folhelhos da Formação Pojuca, Bacia do Recôncavo, Brasil, **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 44, p. 40847, 2021.

MURICY, A. (cord.) **Síntese da geologia da Bacia de Tucano.** Salvador: CPRM, Convênio CPRM/CBPM, 2001.

NETTO, A. S. N., OLIVEIRA, J. J. O preenchimento do *rift-valley* na Bacia do Recôncavo, **Revista Brasileira de Geociências**, v.15, n. 2, p. 97-102, 1985.

PENTEADO, H. L. B. **Modélisation compositionnelle 2D de l'agenèse, expulsion et migration du pétrole dans le Compartiment Sud du Bassin de Recôncavo, Brésil.** 1999. 233 f. Tese (Doutorado em Ciências da Terra) - Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1999.

PENTEADO, H.L.B., BEHAR, F. Geochemical characterization and compositional evolution of the Gomo Member source rocks in the Recôncavo Basin, Brazil. *In*: Mello, M.R., Katz, J.B. (Ed.), **Petroleum System of South Margins.** Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000, Memoir, 73, p. 179–194.

PETERS, K.E., CASSA, M.R. Applied Source Rock Geochemistry. *In*: MAGOON, L.B., DOW, W.G. (Ed.). **The Petroleum System – from source to trap**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1994, Memoir. 60, cap.5, p. 93-120, 1994.

PETERS, K.E.; BURNHAM, A.K., WALTERS C.C.; SCHENK, O. Guidelines for kinetic input to petroleum system models from open-system pyrolysis. **Marine and Petroleum Geology**, v. 92, p. 979 - 986, 2018.

PERRIER, R.; QUIBLIER, J. Thickness changes in sedimentary layers during compaction history; methods for quantitative evaluation. **The American Association of Petroleum Geologist Bulletin**, v. 58, n. 3, p. 507-520, 1974.

PORTELA, H.A.; ANTONIOLI, L.; OLIVEIRA, R.M.A.G.; AMARAL, P.F.; DINO, R. Análise de palinofácies na avaliação do potencial gerador da formação Pojuca, Bacia do Recôncavo. **Revista Brasileira de Paleotologia**, v.2, p. 271-282, 2016.

SANTOS, C. F.; CUPERTINO, J. A.; BRAGA, J. A. E. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *In*: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990, p. 235-266.

STECKLER, M. S., WATTS, A. B. Subsidence of the Atalnti-type continental margin off New York. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 41, p. 1-13, 1978.

SWEENEY, J.J., BURNHAM, A.K. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. **Am. Assoc. Pet. Geol. Bull**, v.74, p. 1559-1570, 1990.

TISSOT, B.; WELTE, D. **Petroleum Formation and Occurrence**. Berlin: Springer-Verlag, 1994. 699 p.

## APÊNDICE 1- REFERENCIAL TEÓRICO

### A-1 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E EMBASAMENTO DO RIFTE RECÔNCAVO-TUCANO- JATOBÁ

A arquitetura do rifte RTJ é bem conhecida através do mapa *Bouguer* e de 4 perfis de modelagem gravimétrica ao longo dessa estrutura (MILANI, 1985) (figura A.1). No mapa *Bouguer* podemos observar as falhas de bordas, representadas pela concentração das linhas de anomalias gravimétricas e, que há uma inversão na assimetria dos grabéns a partir do Arco Vaza Barris com a mudança da falha de borda que passa para oeste.

A seção A-A' (figura A.1) mostra a Bacia de Jatobá num corte transversal à fossa, na direção SSW-NNE. Nota-se a forte assimetria da bacia, a borda NNE sendo representada pela Falha de Ibimirim; e o embasamento mergulha progressivamente, a partir da borda sul, contra este falhamento (MILANI, 1985).

Aspecto semelhante apresenta a seção B-B', que corta a Bacia do Tucano Central na direção E-W. Este perfil cruza o Baixo do Sítio do Quinto, área mais profunda do rifte, com uma amplitude gravimétrica de 150 mGal em relação à borda leste da fossa e sua profundidade ultrapassa os 10.000 m (MILANI, 1985).

O perfil C-C' mostra um corte NW-SE, que abrange as bacias do Tucano Sul e Recôncavo, separadas pelo Alto de Aporá e mostra o mergulho do embasamento para SE.

Em virtude de sua orientação NE-SW, o perfil D-D' mostra características distintas em relação aos anteriormente comentados, neste a curva de anomalias gravimétricas expressa fielmente a morfologia da bacia que, neste corte, é relativamente simétrica. Considerando-se que esta seção está orientada perpendicularmente à direção de afinamento crustal, não seriam esperados efeitos gravimétricos produzidos por variações na espessura crustal, uma vez que ela é, nesta direção, relativamente uniforme (MILANI, 1985).

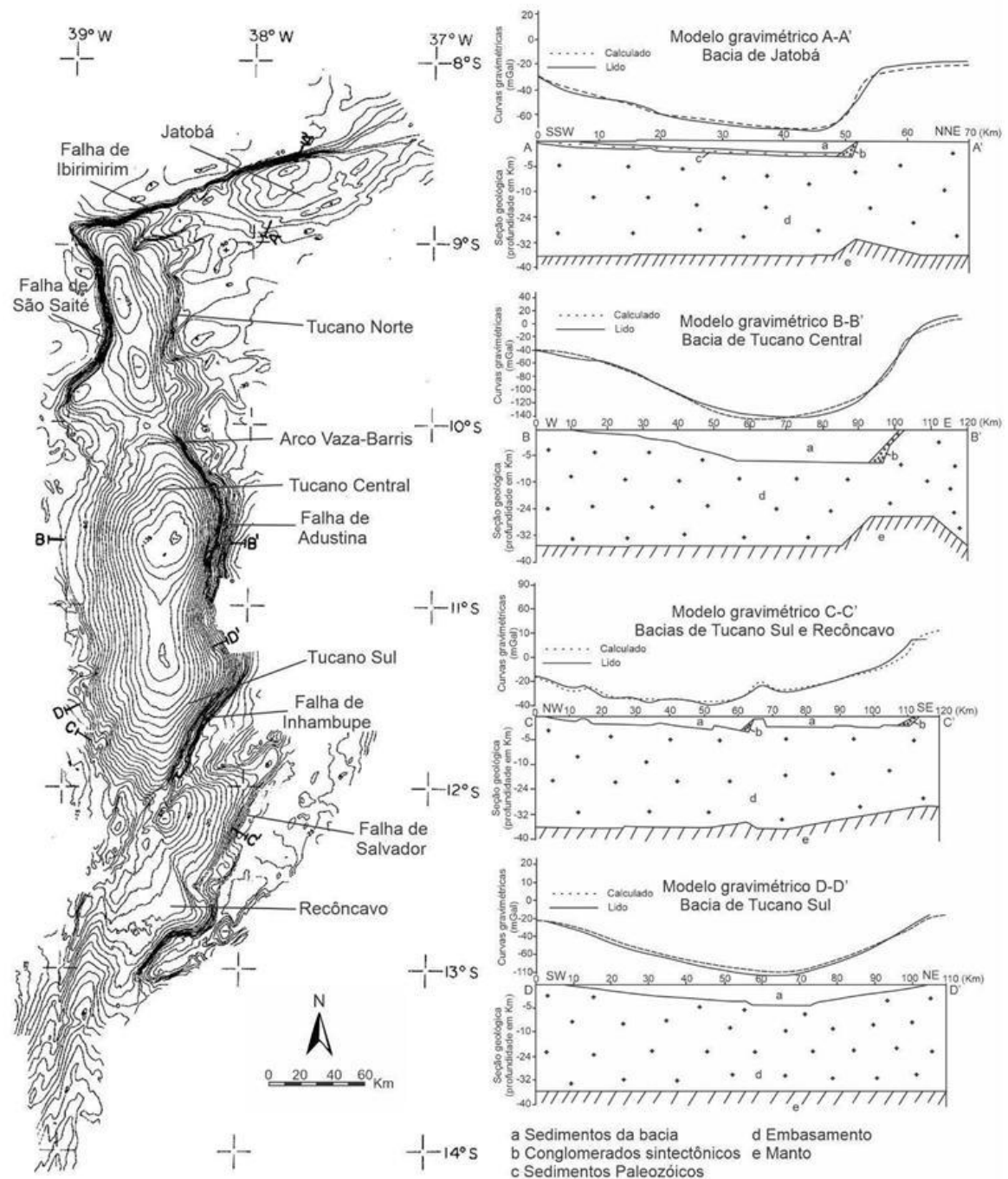
O arcabouço estrutural das bacias que constituem esse sistema rifte mostra que o embasamento exerceu, através de reativação de planos de fraqueza, influência decisiva na sua evolução (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; MILANI, 1985; COSTA *et al.*, 2007). Através do mapeamento regional e análise de imagem de radar, Magnavita e Cupertino (1987) listaram as principais evidências do controle do embasamento nessas bacias:

- a Bacia do Recôncavo obedeceu a direção NE da Faixa Granulítica Atlântica;
- o rifte tem direção geral N-S, alinhando-se com o *Greenstone Belt* e lineamentos do Cráton do São Francisco;



- a inflexão abrupta que a bacia de Jatobá para ENE é condicionada pelas discontinuidades do Maciço Pernambuco Alagoas;
- a zona transpressional de Itaporanga, de direção geral NW-SE, secciona o rifte ao longo do rio Vaza Barris limitando as sub bacias TC e TN e marca a inversão de simetria dos meio-grabéns.

Figura A.1- Mapa Bouguer do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá com seus perfis gravimétricos



Fonte: Modificado de Milani, 1985.

As Bacias do Recôncavo e Sub-Bacia Tucano Sul tem como embasamento as unidades do Cráton do São Francisco (Mesoarqueano-Paleoproterozóico), evoluído durante a Orogenia Paleoproterozoica e estruturado segundo zonas de cisalhamento N-S e NE-SW responsáveis, respectivamente, pela orientação dos riftes Tucano e Recôncavo (figura A2). Essa unidade é constituída por blocos/microplacas arqueanos, compostos por ortognaisses granulíticos e/ou migmatíticos (Serrinha, Itabuna-Curaca, Jequié e Salvador-Ilhéus) amalgamados e intensamente deformados no Paleoproterozoico, e por arcos magmáticos paleoproterozoicos (COSTA *et al.*, 2007; KOSIN, 2009).

Além do Cráton do São Francisco, a sub bacia TC tem como embasamento a Bacia de Palmares e a Faixa de Dobramento Sergipana (figura A.2). A primeira se desenvolveu no final da orogênese brasileira, em ambiente tectonicamente instável, depositaram-se conglomerados e arenitos imaturos, feldspáticos, que se sobrepõem a arenitos líticos e pelitos associados a leques aluviais e retrabalhados em planícies costeiras. A Faixa Sergipana compreende unidades de um conjunto de rochas com diversos graus metamórficos estruturadas em um *trend* principal NW-SE desenvolvido em resposta à colisão entre a Província Borborema e o Cráton São Francisco durante o Ciclo Brasileiro (COSTA *et al.*, 2007; KOSIN, 2009).

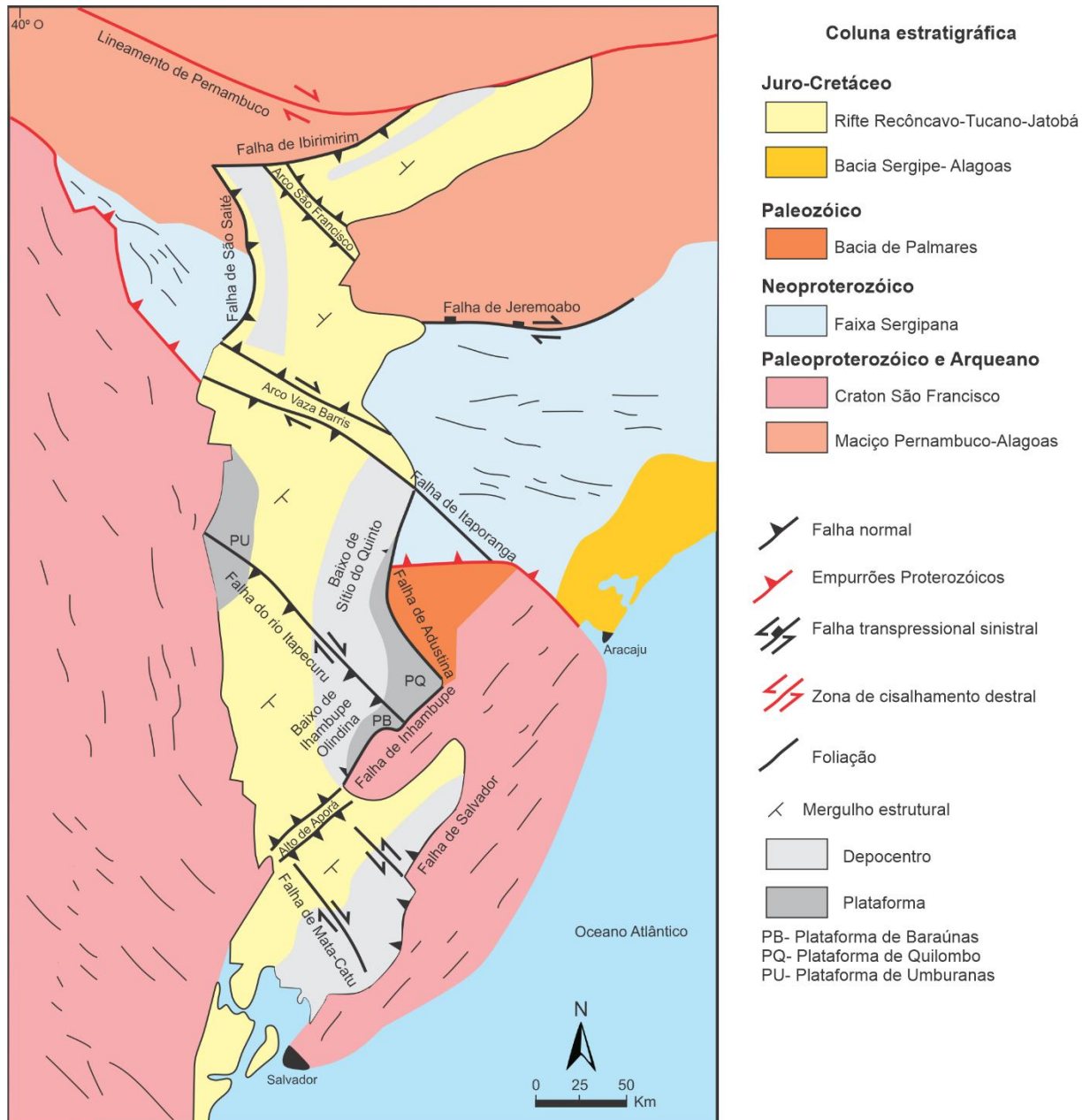
Por sua vez o substrato da sub sub-bacia TN e da Bacia de Jatobá compreende litótipos da Faixa Sergipana do Maciço Pernambuco Alagoas, e apenas do Maciço Pernambuco Alagoas, respectivamente (figura A.2). Esse Maciço assim como a Faixa Sergipana exhibe diversos níveis de grau metamórfico, sendo afetado expressivamente por diversos pulsos graníticos e apresenta-se estruturado por zonas de cisalhamento transpressivas NW-SE (KOSIN, 2009).

A Bacia do Recôncavo constitui a porção meridional do rifte, e seu embasamento mergulha progressivamente no sentido SE em direção a falha de Salvador, que limita a bacia com o embasamento. Seu arcabouço é dado por duas direções principais: N30° E, coincidente com as falhas normais da bacia; e N40° W que Netto e Oliveira(1985) interpretam como falhamentos transcorrentes de idade Buracica segmentando a bacia em três compartimentos (figura A.2) - sul, central e nordeste, sendo a Falha de Mata-Catu a principal delas (MILANI, 1985).

O arranjo estrutural da sub bacia TS é delineado por um conjunto de falhas normais (N25° E / N30° E) sintéticas à sua falha de borda, a Falha de Inhambupe, que exhibe mergulho para NW (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987). Essa sub bacia separa-se da Bacia do Recôncavo, a sul, pelo Alto de Aporá e, aprofunda progressivamente para NE em direção a falha do rio Itapicuru de direção NW-SE (limite com a sub bacia TC), definindo os baixos de

Olindina e Inhambupe com aproximadamente 7 km de profundidade (figura A.2) (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007).

**Figura A.2-** Mapa simplificado do embasamento e do arcabouço estrutural do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá



Fonte: modificado de Magnavita; Cupertino (1987).

Ao norte da falha do Rio Itapicuru encontra-se a sub bacia TC, onde as falhas passam a ter direção geral N-S. Em suas bordas encontram-se duas áreas estáveis, a plataforma de Quilombo, a leste, e a plataforma de Umburanas, a oeste. Como ocorre na sub bacia TS, um basculamento na direção NE, na direção do Arco Vaza Barris, define o Baixo do Sítio do

Quinto com profundidade de 16 km (figura A.2) (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007).

A sub-bacia TC limita-se com a TN através do Arco Vaza Barris. Ao longo deste arco predominam falhas orientadas na direção NE (N 30° - 50° E) e a partir deste observa-se a mudança no sentido do mergulho do embasamento para NW (figura A.2) (MILANI, 1985). Também há mudança na direção do depocentro que passa para a borda oeste, fato observado pelo mapa *Bouguer* (figura A.2).

A TN limita-se com a Bacia de Jatobá pela Arco do São Francisco. O contato com o embasamento é definido pela Falha de São Saité, a oeste, e, por discordância ou falhas de pequeno rejeito, a leste (COSTA *et al.*, 2007). A Bacia de Jatobá é a mais rasa do sistema rifte, com cerca de 4 km e tem o depocentro junto ao seu limite norte, dado pela falha de Ibirimirim, direção a qual também mergulha o embasamento (MILANI, 1985; MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987).

### **A.1.1 Modelo evolutivo para o rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá**

O modelo evolutivo e mecanismos de formação do rifte RTJ são bastante discutidos e existem várias hipóteses para sua formação. Aqui serão discutidas as mais aceitas atualmente, como os modelos geodinâmicos de Karner *et al.* (1992) e Magnavita *et al.* (1994).

Karner *et al.* (1992) utilizaram um modelo de extensão litosférica por cisalhamento simples ao longo de uma superfície de descolamento na crosta para simular a formação do rifte na Bacia de Tucano. Abaixo desta superfície, ou seja, na base da crosta e no manto litosférico, a extensão ocorreria por cisalhamento puro. A Bacia do Tucano seria formada no espaço criado por uma falha normal com configuração lítrica e mergulho para leste. Para respeitar o princípio de conservação da área da seção, este modelo admite que a taxa de estiramento da crosta na Bacia do Tucano seja equilibrada por uma taxa equivalente no manto litosférico para a zona compreendida entre esta bacia e a de Sergipe-Alagoas. Como consequência do estiramento por cisalhamento simples e puro, o regime térmico original da litosfera foi perturbado quando da formação do rifte.

Considerando um corte geológico transversal na Bacia do Tucano, Karner *et al.* (1992) modelaram a resposta flexural da litosfera a partir das perturbações provocadas pela modificação no seu regime térmico, pela sedimentação durante a fase rifte e pela erosão dos flancos da bacia. Estes autores estimaram espessuras originais da crosta e litosfera de 35 e 125

km, respectivamente e uma espessura elástica efetiva da litosfera elevada de 42 km (reduzida a 30 km pelo aquecimento provocado pela extensão). De acordo com os seus cálculos, o estiramento máximo da crosta de 40% foi acompanhado da elevação de 1 km da topografia da descontinuidade de Mohorovicic, o que equivale ao estiramento do conjunto da litosfera de cerca de 10%. Seus resultados sugerem que a forte rigidez flexural da litosfera não permitia a ocorrência de uma fase subsidência térmica pós-rifte. Com efeito, para os autores, a combinação da forte rigidez flexural da litosfera com a erosão contínua dos flancos do rifte geraria uma fase de inversão e erosão generalizada de cerca de 700 m entre o fim do rifte e o Recente na Bacia do Tucano.

Magnavita e seus colaboradores (1994) modelaram o comportamento flexural da litosfera ao longo de três seções geológicas nas bacias do Recôncavo e do Tucano. Eles utilizaram um modelo geodinâmico (*flexural cantilever model*), semelhante ao utilizado por Karner e seus colaboradores (1992), que admite que a extensão se faz por cisalhamento simples na crosta superior e por cisalhamento puro na crosta inferior e manto litosférico. A principal diferença em relação ao modelo adotado por Karner *et al.* (1992) é o fato de que a zona mais estirada da crosta superior se sobrepõe à zona mais estirada da crosta inferior e do manto.

Este modelo permitiria também o cálculo da perturbação térmica provocada quando da formação do rifte. A resposta flexural da litosfera foi calculada em função de perturbação térmica e a história geológica da bacia (sedimentação e erosão). Para as suas modelagens, Magnavita *et al.* (1994) estimaram uma espessura original da crosta de 35 Km com uma espessura elástica efetiva ótima de 5 Km. Os seus estudos indicam que a série de eventos que melhor explica a configuração geológica atual da Bacia de Recôncavo seria a seguinte:

- fase rifte entre o Berriasiense e o Barremiano, com sedimentação na bacia e aumento dos flancos do rifte (acompanhado de erosão parcial) devido ao comportamento flexural da crosta;
- erosão dos flancos do rifte e os sedimentos da bacia até ao nível do mar durante o Aptiano;
- fase de subsidência pós-rifte entre o Albiano e o Oligoceno;
- levantamento regional seguido por erosão durante o Oligoceno;
- subsidência térmica entre o Oligoceno e o presente.

De acordo com os resultados das modelagens de Magnavita *et al.* (1994) na Bacia do Recôncavo, a erosão no fim do rifte teria feito desaparecer uma espessura máxima de 6,5 km de rochas do embasamento no flanco leste da bacia (a leste da falha de borda de Salvador), 1,6 Km de rochas sedimentares à proximidade da borda leste do rifte e 0,9 Km de sedimentos na

região do *Horst* de Dom João. Os autores estimaram uma subsidência durante a fase pós-rifte entre o Albiano e o Oligoceno que atingiria uma espessura máxima de 700 m. O levantamento regional (atribuído tentativamente a uma subida magmática sob a crosta continental) e o acontecimento erosivo associado teriam feito quase desaparecer todas as evidências da sedimentação pós-rifte. Os valores calculados da taxa de estiramento variaram entre 25% no centro da bacia (região do *Horst* de Dom João) e 15% na borda.

Os modelos evolutivos de Karner *et al.* (1992) e de Magnavita *et al.* (1994) apresentam diferenças no que diz respeito à existência de uma fase pós-rifte de subsidência térmica, os eventos erosivos e a profundidade máxima à qual os sedimentos foram soterrados (PENTEADO, 1999). Considerações sobre estas duas hipóteses serão feitas no capítulo de resultados durante a calibração da história térmica para a Bacia do Tucano a partir de modelagens térmica 1D.

## A.2 ESTRATIGRAFIA SUB BACIA TUCANO SUL

Neste capítulo, discute-se a estratigrafia da sub bacia de TS e, conseqüentemente a de TC já que, em função das similaridades de seu arcabouço estrutural e registro sedimentar, podem ser representadas através de uma única carta estratigráfica (COSTA *et al.*, 2007). Assim como nas demais bacias do RTJ, a BT tem sua seqüência sedimentar compartimentada em quatro superseqüências: Paleozóica, Pré-rifte, Rifte e Pós rifte (figura A.3).

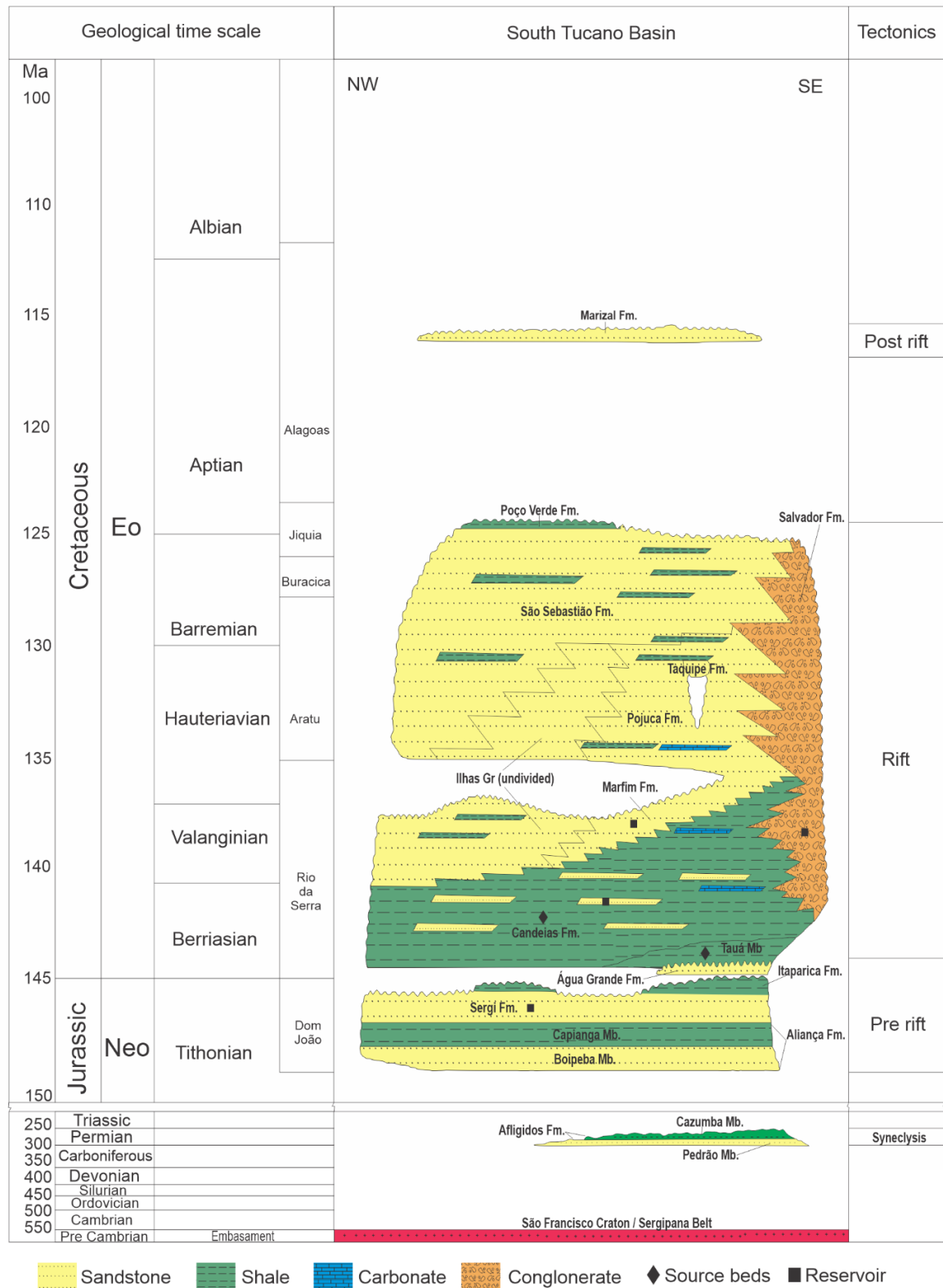
### A.2.1 Superseqüência Paleozóica

Apresenta-se composta por três seqüências (a Siluriana-Devoniana, a Carbonífera e a Permiana) separadas por discordâncias regionais, cujos depósitos sedimentares relacionam-se a um contexto de uma bacia intracratônica. As seqüências Siluriana-Devoniana e Carbonífera são restritas à sub-bacia do TN, já a Permiana é encontrada nas três sub bacias (COSTA *et al.*, 2007).

A Seqüência Permiana abrange a Formação Santa Brígida (Membros Caldeirão e Ingá), restrita a sub-bacia TN; e a Formação Afligidos (Membros Pedrão e Cazumba), restrita às sub-bacias TS e TC. Os membros Pedrão e Cazumba da Formação Afligidos constituem o único registro do Eratema Paleozóico na sub-bacia TS. Arenitos com feições de retrabalhamento por onda, laminitosalgais e evaporitos, notadamente anidritas, constituem o

Membro Pedrão. Fácies diagnósticas de ambiente marinho raso são sucedidas por evaporitos, definindo uma tendência regressiva cujo ápice dá-se com a deposição dos pelitos e lamitos vermelhos e lacustres que compõem o Membro Cazumba (COSTA *et al.*, 2007).

**Figura A.3** - Carta estratigráfica das sub-bacia Tucano Sul



Fonte: Modificada de COSTA *et al.* (2007)

### **A.2.2 Supersequência Pré-rifte**

Os depósitos da Supersequência pré-Rifte de idades jurássica a eocretácica ocorre sobreposto em discordância erosiva às unidades da Supersequência Paleozóica. Os ambientes instalados no momento foram: flúvio-eólico, com maior concentração na parte sul da sub-bacia, pertencente à Formação Aliança (Membro Boipeba), Formação Sergi e Formação Água Grande; lacustres transgressivas, representadas por Membro Capianga (Formação Aliança) e Formação Itaparica (COSTA *et al.*, 2007).

Os litótipos do Grupo Brotas (Formação Aliança e Formação Sergi) e a porção basal do Grupo Santo Amaro (Formação Itaparica e Formação Água Grande), representam intercalações rítmicas de ciclos flúvio-ólicos e lacustres. O Grupo Brotas é representado por arenitos médios, fluviais e eólicos, do Membro Boipeba (Formação Aliança) intercalado a pelitos vermelhos lacustres do Membro Capianga. Sobreposta a esses litótipos ocorre arenitos médios a grossos depositados por sistemas fluviais e eólicos que caracterizam a Formação Sergi (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007). Capeando o Grupo Brotas ocorrem depósitos de pelitos lacustres e arenitos flúvio-eólicos representantes das formações Itaparica e Água Grande, respectivamente.

### **A.2.3 Supersequência Rifte**

A Supersequência Rifte é separada da pré-Rifte por meio da discordância erosiva Rio da Serra, a qual sobrepõe os folhelhos lacustres da Formação Candeias (fase inicial do rifte) aos depósitos flúvio-eólicos da Formação Água Grande, ambas as formações integrantes do Grupo Santo Amaro (figuras 3). Essa supersequência engloba três grupos Santo Amaro, Ilhas e Massacará, da base para o topo, depositados no intervalo de 22 Ma (COSTA *et al.*, 2007) entre o Berriassiano ao Eoaptiano.

A Formação Candeias (Grupo Santo Amaro) compreende pacotes de pelitos lacustres depositados em um cenário de clima úmido sob regime de alta subsidência, estando tectonicamente relacionados ao primeiro pulso tectônico que afetou a BT promovendo sua configuração inicial, cujo ápice se deu no Mesorrio da Serra (CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007; COSTA *et al.*, 2007). Arenitos deltáicos ocorrem intercalados a estes litótipos, em especial, ao longo das margens flexurais da bacia, os quais registram oscilações no nível do paleolago. Na sub-bacia TS, essa formação exhibe o membro denominado Tauá, o qual é



constituído exclusivamente de folhelhos que perdem sua identidade em direção a Sub-bacia de Tucano Central (COSTA *et al.*, 2007), onde a partir daí o Grupo Ilhas passa a ser indiviso.

O Grupo Ilhas é representado litologicamente por arenitos e siltitos, e subordinadamente folhelhos, calcários e margas relacionadas a sistemas deltaicos que se implantaram na bacia a partir de suas margens flexurais, em virtude da diminuição da atividade tectônica e da taxa de subsidência, promovendo a progradação desses depósitos sobre os às unidades da Formação Candeias (COSTA *et al.*, 2007). Na porção sul da sub-bacia TS, o Grupo Ilhas é composto pelas formações Taquipe, Pojuca e Marfim, enquanto em suas demais porções e nas bacias Tucano Central e Tucano Norte esse grupo ocorre de modo indiviso. Os depósitos do Grupo Ilhas são seguidos pelas unidades do Grupo Massacará, arenitos grossos a médios (Formação São Sebastião) e subordinadamente folhelhos e calcários integrantes da Formação Poço Verde (COSTA *et al.*, 2007).

Sincrônica a deposição da Formação Candeias (Grupo Santo Amaro) e antes da sedimentação da Formação Poço Verde (Grupo Massacará), ocorreu à deposição de espessas cunhas conglomeráticas tectônicas (Formação Salvador), as quais restringem sua ocorrência às margens falhas dos semi-grabens (COSTA *et al.*, 2007).

#### **A.2.4 Supersequência Pós-rifte**

Com o fim da subsidência mecânica da bacia, segundo Costa *et al.* (2007), é estabelecida a fase de subsidência térmica, com menos profundidade e maior extensão que a subsidência mecânica, semelhante às bacias do tipo sag. Os depósitos da fase rifte são cobertos por depósitos aluviais da Formação Marizal, que compreende arenitos e conglomerados eoaptianos oriundos de sistemas de leques aluvias, que se separa através da discordância angular Jiquiá dos litótipos da supersequência rifte.

#### **A.2.5 Evolução tectonoestratigráfica**

A evolução tectonoestratigráfica do rifte da BT compreende três estágios (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007). O estágio inicial, de idade juro-eocretácica, ocorreu sob condições de uma prolongada fase de subsidência oriunda do estiramento e afinamento crustal precedente à sua ruptura no Eocretáceo. Nesse cenário ocorreu a deposição dos litótipos do Grupo Brotas, que retratam uma sedimentação

continental tipo *red-beds* depositada em condições de bacia rasa ampla com características intracratônicas e tectonismo incipiente (SANTOS *et al.*, 1990; MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007).

O segundo estágio teve início no Eoberriasiano, o qual remete a condições de uma deformação incipiente, contudo pronunciada o suficiente para promover a instalação de sistemas de falhas delineando o contorno da bacia, com a implantação de sistema lacustre representado pela Formação Itaparica e progradações fluviais da Formação Água Grande (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007).

O final desse estágio é marcado pela intensificação da atividade tectônica resultando na formação de um paleolago onde operam altas taxas de subsidência e a mudança das condições de clima árido para úmido promovendo a deposição inicial da Formação Candeias (COSTA *et al.*, 2007).

O terceiro estágio tectonoestratigráfico é arranjado em dois sub-estágios, sendo ambos marcados por uma intensa subsidência mecânica (SANTOS, *et al.*, 1990; COSTA *et al.*, 2007). O inicial, de idade Neoberriasiano, refere-se a uma maior estruturação da BT resultando no aumento dos rejeitos verticais das falhas de bordas e na instauração efetiva da geometria dos depocentros em semi-grabens (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987).

O segundo subestágio, de idade Valanginiano, está associado à atenuação na atividade tectônica e na taxa de subsidência. Houve a progradação, a partir de NW, de um sistema deltaico responsável pela deposição dos sedimentos do Grupo Ilhas (SANTOS, *et al.*, 1990; MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007). Do Mesobarremiano ao Eoaptiano ocorreu a implantação de uma sedimentação fluvial (Grupo Massacará) oriunda de NW, que resultou na fase final de assoreamento da bacia (MAGNAVITA; CUPERTINO, 1987; COSTA *et al.*, 2007).

Durante a deposição dessas unidades a BT foi submetida a dois eventos tectônicos distensionais (COHEN, 1985), um no Eohauteriviano/Neohauteriviano, intervalo de sedimentação dos litótipos do Grupo Ilhas e da porção basal do Grupo Massacará (Formação São Sebastião), e outro Neobarremiano/Eoaptiano concomitante à deposição da porção superior desse Grupo. Ambos os eventos foram responsáveis pela reativação de falhamentos e espessamento da coluna sedimentar (COSTA *et al.*, 2007). Durante o último evento houve, adicionalmente, a rotação de blocos (COHEN, 1985).

No Eoaptiano a BT foi submetida a uma expressiva erosão em escala regional, também registrado nas bacias da margem Leste brasileira, resultando na formação da Discordância Jiquiá. Sobre essa superfície arrasada, durante o Neoaptiano, foram implantados

leques aluviais referentes à Formação Marizal, em um contexto de bacia tipo *sag* (COSTA *et al.*, 2007).

### A.2.6 Sistemas petrolíferos

O principal sistema petrolífero da sub-bacia TS é o Candeias-Candeias (!). Onde a rocha geradora são folhelhos lacustres e os arenitos turbidíticos intercalados entre esses folhelhos constituem a rocha reservatório. Esse sistema representa o *play* (Neocomiano) mais importante dessas bacias. A migração de hidrocarbonetos ocorre por contato direto entre a rocha geradora e a reservatório, ou em curtas distâncias através de sistemas de falhas (BRASIL, 2017).

Outros *plays* são encontrados nesta sub bacia (quadro 1), onde os arenitos flúvio-eólicos da Formação Sergi (*play* Brotas) representam rochas reservatórios do Jurássico; entre os de idade Berriasiano-Barremiano encontram-se os arenitos e conglomerados da Formação Salvador (*play* Salvador) e os arenitos do Grupo Ilhas (*play* Ilhas) (BRASIL, 2017). Os selos são representados pelos folhetos dos Grupos Santo Amaro, Ilhas e Brotas.

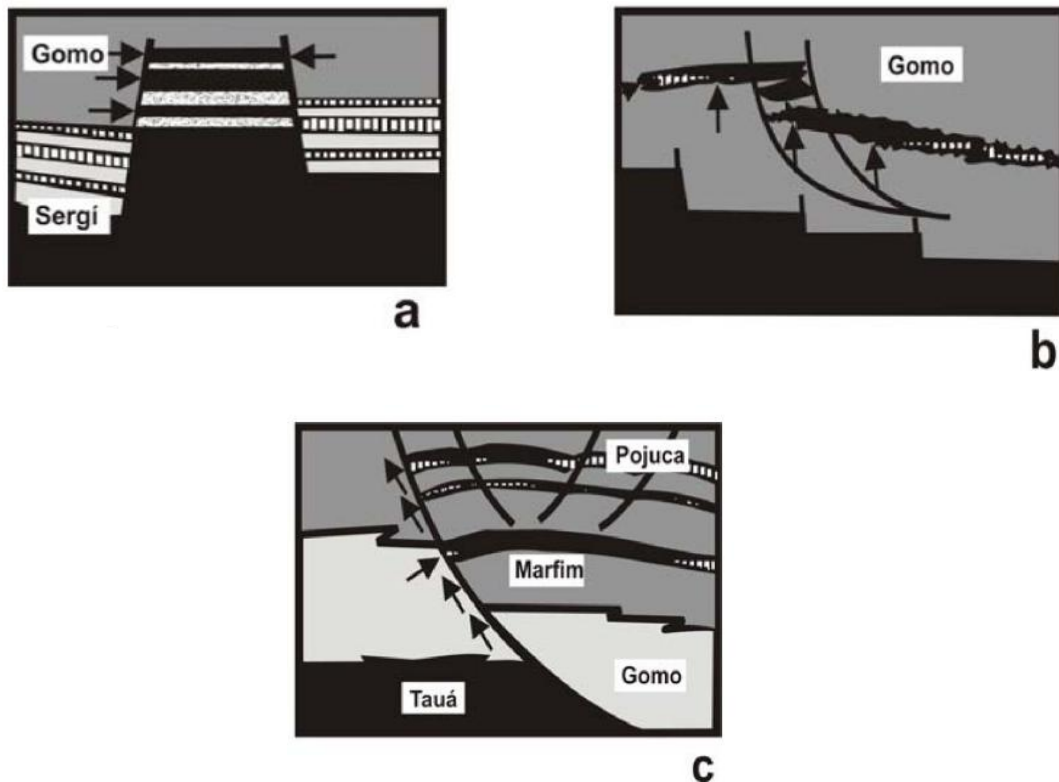
**Quadro 1-** Principais plays exploratórios da Bacia do Tucano Sul

<b>Nome do play</b>	<b>Principal reservatório</b>
Candeias	Arenitos turbidíticos Neocomiano- Formação Candeias
Ilhas	Arenitos deltaicos-turbidíticos Berriasiano-Hauteriviano- Grupo Ilhas
Brotas	Arenitos flúvio-eólicos Neojurássico- Formação Sergi
Salvador	Arenito e conglomerados Berriasiano-Barremiano- Formação Salvador

Fonte: modificado de BRASIL (2017).

Três modelos principais de migração e acumulação para a bacia são conhecidos (DIGNART, 2013): (A) trapas estruturais formadas por *horsts*, basculados ou não basculados, onde os reservatórios pré-rifte são alimentados lateralmente a partir de folhelhos geradores localizados nos baixos de falhas normais (figura A.4a); (B) trapas estratigráficas ou combinadas, principalmente em reservatórios turbidíticos da Formação Candeias, conectados diretamente aos folhelhos geradores, com migração por distâncias pequenas (figura A.4b); (C) *rollovers* formados em baixos de falhas de crescimento da seção rifte, ao nível dos reservatórios deltaicos do Grupo Ilhas, com migração vertical através de falhas regionais (figura A.4c).

**Figura A.4** - Modelo de migração e acumulação para a Bacia do Recôncavo que também são aplicáveis a bacia do Tucano



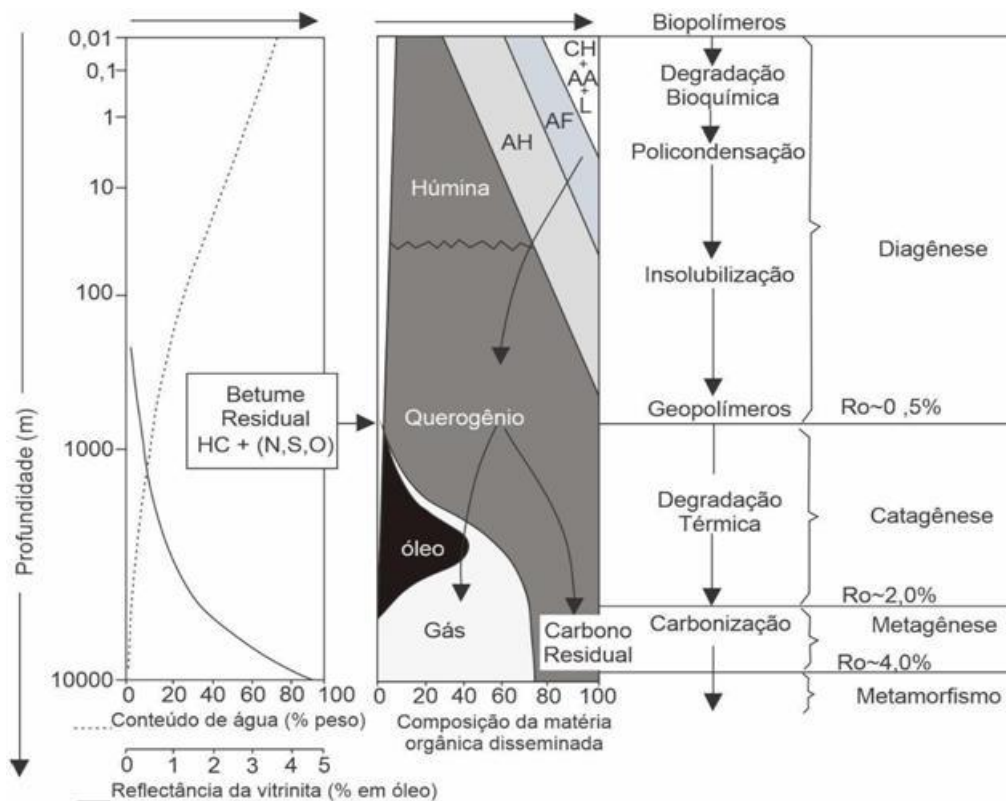
Fonte: Santos *et al.* (1990).

### A.3 MATÉRIA ORGÂNICA

A matéria orgânica (MO) é constituída por moléculas orgânicas, sob a forma de monômeros ou polímeros, derivadas de organismos vivos é composta pelos elementos carbono (C), hidrogênio (H), oxigênio (O), nitrogênio (N) e enxofre (S). As plantas superiores (composta por lignina e carboidratos), bactérias e fitoplânctons (compostos basicamente por lipídios e proteínas) são os principais contribuintes de MO nos sedimentos (TISSOT; WELTE, 1984). Ainda segundo estes mesmos autores, a acumulação da MO é controlada pela produção de biomassa e pelos processos de transporte e degradação. Assim, a quantidade e qualidade da MO acumulada nos sedimentos são o resultado da influência combinada da produtividade de biomassa, da degradação bioquímica da MO e dos processos de deposição. A acumulação é restrita aos sedimentos depositados em ambientes aquáticos, já que em sedimentos subaéreos, a MO é destruída por oxidação química ou facilmente atacada pela atividade microbiana.

Essa matéria orgânica quando é depositada e soterrada passa por alterações de natureza química até se transformar em hidrocarbonetos. A evolução térmica promove alterações nas estruturas da matéria orgânica, favorecendo ou excedendo, em alguns casos, a maturação. Durante o processo de maturação do material orgânico, tem-se três fases importantes: diagênese, catagênese e metagênese (figura A.5). Tais fases são de extrema importância, pois cada uma delas possui condições especiais de pressão e temperatura, que interferem na estrutura molecular da matéria orgânica (TISSOT; WELTE, 1984; PETERS; CASSA, 1994).

**Figura A.5-** Estágios de evolução térmica da matéria orgânica e geração de hidrocarbonetos. CH- Carboidratos, AA- aminoácidos, L- lipídios, AF- ácidos fúlvicos, AH- ácidos húmicos



Fonte: Modificado de TISSOT; WELTE (1984).

### 3.1 Diagênese

A diagênese tem início com a degradação bioquímica da matéria orgânica pela atividade de microorganismos (bactérias, fungos) aeróbicos e anaeróbicos que vivem na porção superior da coluna sedimentar. As proteínas e carboidratos são transformadas em seus aminoácidos e açúcares individuais, os lipídios são transformados em glicerol e ácidos graxos e a lignina, em fenóis e ácidos aromáticos (TISSOT; WELTE, 1984). As proteínas e carboidratos são os compostos mais instáveis, enquanto os lipídios e a lignina são mais

resistentes à degradação. Essas transformações são acompanhadas pela geração de dióxido de carbono, água e metano (TISSOT; WELTE, 1984).

O resíduo da degradação microbiana passa em seguida por mudanças químicas (perda de grupos funcionais e polimerização) que resultam numa progressiva condensação e insolubilização da matéria orgânica (TISSOT; WELTE, 1984). Ao longo deste processo, os biopolímeros (compostos sintetizados pelos organismos) são transformados nos geopolímeros encontrados nas rochas sedimentares. Alguns lipídios e hidrocarbonetos sintetizados pelas plantas e animais resistem à degradação microbiana, sofrendo somente pequenas mudanças em sua composição e estrutura molecular (marcadores biológicos ou biomarcadores (TISSOT; WELTE, 1984).

O produto do processo de diagênese é o querogênio (1984; TISSOT; WELTE, 1984; PETERS; CASSA, 1994), definido como a fração insolúvel da matéria orgânica presente nas rochas sedimentares. Além do querogênio, também há uma fração solúvel, composta por hidrocarbonetos e não hidrocarbonetos derivados de biopolímeros pouco alterados, denominada de betume.

A proporção entre os três elementos mais abundantes no querogênio (C, H e O) varia consideravelmente em função da origem e evolução da matéria orgânica. De acordo com Tissot e Welte (1984), reconhecem-se os seguintes tipos de querogênio:

- Tipo I- é constituído predominantemente por cadeias alifáticas, com poucos núcleos aromáticos. Rico em hidrogênio (alta razão H/C) é derivado principalmente de lipídios de origem algálica. Normalmente encontrado em rochas geradoras depositadas em ambiente lacustre e tem elevado potencial para geração de óleo.
- Tipo II- contém uma maior proporção de núcleos aromáticos, anéis naftênicos e grupos funcionais oxigenados. Consequentemente, é mais pobre em hidrogênio e mais rico em oxigênio do que o querogênio do tipo I. Geralmente derivado de matéria orgânica de origem marinha (fitoplâncton e zooplâncton) como também de material de origem continental rico em lipídios, tal como esporos e pólenes. Apresenta potencial para geração tanto de óleo quanto gás.
- Tipo III- é constituído predominantemente por núcleos aromáticos e funções oxigenadas, como poucas cadeias alifáticas. Apresenta baixos valores para a razão H/C e altos valores de O/C. Derivado de matéria orgânica de origem terrestre, este tipo é frequentemente encontrado em rochas geradoras depositadas em ambiente marinho deltaico e apresenta maior potencial para geração de gás.

- Tipo IV- Este tipo de querogênio é formado, essencialmente, por matéria orgânica remobilizada ou altamente oxidada derivada de ambientes marinhos ou continentais. Apresenta um potencial nulo para gerar hidrocarbonetos.

### A.3.2 Catagênese

Com o soterramento da rocha geradora o querogênio é submetido a temperaturas progressivamente mais altas (50-150 °C) (TISSOT; WELTE, 1984). Assim, o querogênio passa por uma série de transformações que incluem, inicialmente, a liberação de grupos funcionais e heteroátomos, seguida pela perda de hidrocarbonetos alifáticos e cíclicos, e acompanhadas por uma progressiva aromatização da matéria orgânica.

Ao passar pela catagênese, a rocha geradora é considerada matura. No início da catagênese, o querogênio passa inicialmente pela “janela de óleo” (zona de geração de óleo ou *oilwindow*), estágio em que predomina largamente a geração dos hidrocarbonetos líquidos sobre os gasosos. No final da catagênese, a rocha geradora atingiu a “janela de gás” (zona de geração de gás ou *gaswindow*), sendo considerada senil (TISSOT; WELTE, 1984; PETERS E CASSA, 1994).

### A.3.3 Metagênese

É alcançada somente a grandes profundidades, com temperaturas elevadas acima de 150-200°C, onde se faz o rearranjo das moléculas aromáticas. Estas moléculas, previamente distribuídas de maneira aleatória no querogênio, agora se reúnem para formar agrupamentos relativamente complexos. Corresponde à zona de *Drygas*, neste estágio as rochas geradoras são consideradas supermaturas ou senis, e gera-se apenas gás seco (PETERS; CASSA, 1994).

## A.4 POTENCIAL GERADOR

O potencial gerador de uma rocha pode ser definido como a quantidade de hidrocarbonetos que o querogênio pode gerar. Uma avaliação desse potencial pode ser obtida através das análises de carbono orgânico total e pirólise Rock-Eval e petrografia orgânica (TISSOT; WELTE, 1984), que será descrito a seguir.

#### A4.1 Carbono Orgânico Total (COT)

A quantidade de matéria orgânica presente na rocha é o primeiro parâmetro geoquímico utilizado para avaliar seu potencial de geração de hidrocarbonetos. À medida dessa matéria orgânica é feita através da análise do teor de carbono orgânico total (COT), expresso em porcentagem, que reflete as condições de produção e preservação do ambiente deposicional. O método de análise consiste primeiramente no tratamento da amostra pulverizada com ácido clorídrico a fim de liberar o carbono inorgânico, em forma de carbonato, e posteriormente é medida a quantidade de CO<sub>2</sub> gerado quando a amostra é submetida à combustão (PETERS; CASSA, 1994). O teor de COT inclui tanto a matéria orgânica insolúvel, o querogênio, como a matéria orgânica solúvel em solventes orgânicos, o betume. De acordo com a quantidade de COT, a rocha geradora pode ter seu potencial gerador classificado de pobre (< 0,5 % COT) a excelente (> 4 % COT) (quadro A.2) (PETERS; CASSA, 1994).

**Quadro A.2-** Classificação do potencial gerador com relação ao COT

POTENCIAL GERADOR	COT(%)
POBRE	0 – 0,5
REGULAR	0,5 – 1,0
BOM	1 – 2
MUITO BOM	2 – 4
EXCELENTE	> 4

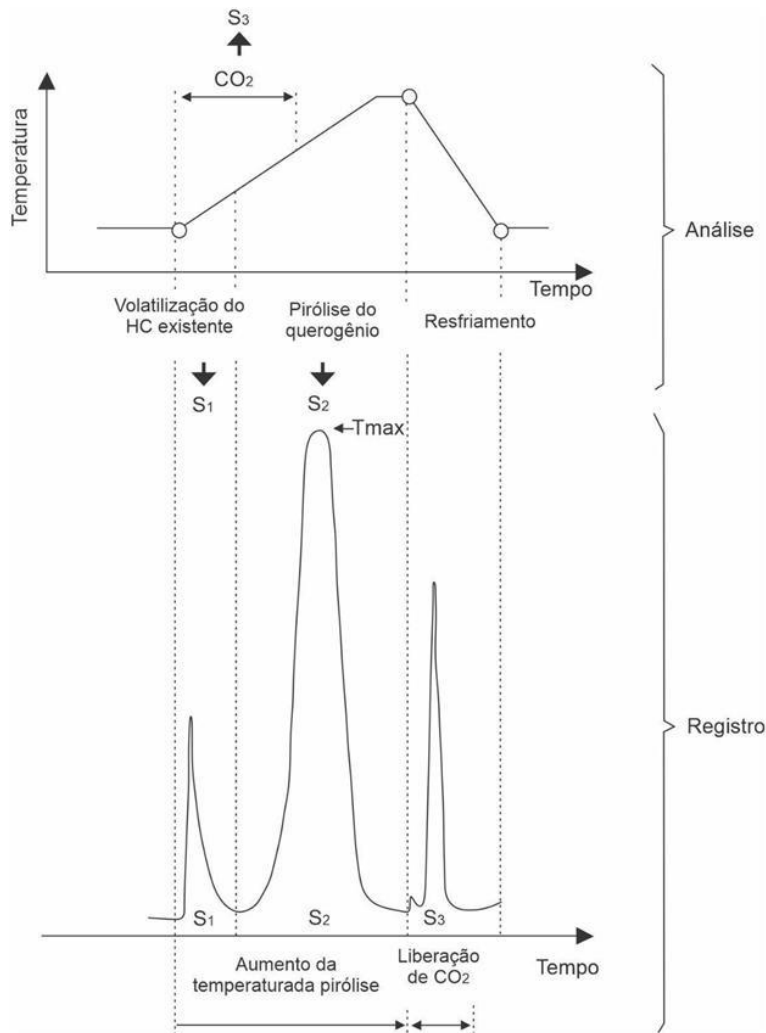
Fonte: modificado de Peters; Cassa (1994).

#### 4.2 Pirólise Rock-Eval

A análise da quantidade de hidrocarbonetos que a rocha pode gerar, conhecida como pirólise Rock-Eval, consiste na simulação em laboratório do processo natural de maturação da matéria orgânica. O método consiste no aquecimento das amostras em atmosfera inerte para que não haja combustão. Os resultados são registrados em forma de pirogramas, no qual podem ser observados três picos (figura A.6). Durante o processo de aquecimento são liberados primeiro os hidrocarbonetos livres existentes na amostra (pico S1); posteriormente os hidrocarbonetos gerados pelo craqueamento térmico do querogênio (pico S2), a temperatura (°C) em que ocorre o máximo de geração é denominada de temperatura máxima (Tmax). E por último é liberado o gás carbônico produzido durante o processo (pico S3) (ESPISTALIÉ *et al.*, 1985).



**Figura A.6-** Esquema representativo da análise de pirólise Rock Eval



Fonte: Modificado de Espitalié *et al.*, 1985.

Os parâmetros S1 e S2 são utilizados para a avaliação do potencial gerador da rocha (TISSOT; WELTE, 1984; PETERS; CASSA, 1994), que pode variar de pobre a excelente (quadro A.3), enquanto o Tmax indica a sua maturidade térmica. Para Peters e Cassa (1994), a rocha é considerada termicamente imatura com temperaturas menores que 435 °C, matura entre 435 e 470 °C e senil com temperaturas maiores que 470 °C.

**Quadro A.3-** Classificação do potencial gerador com relação ao S1 e S2

POTENCIAL GERADOR	S1	S2
POBRE	0 – 0,5	0 – 2,5
REGULAR	0,5 – 1,0	2,5 – 5
BOM	1 – 2	5 – 10
MUITO BOM	2 – 3	10 – 20
EXCELENTE	> 4	> 20

Fonte: modificado de Peters e Cassa (1994).

A partir dos parâmetros obtidos na análise pirólise podemos calcular os índices de produção (IP), hidrogênio (IH) e oxigênio (IO). O IP ( $S1/S1+S2$ ) é utilizado como indicador da evolução do processo de geração e do nível de maturação da rocha geradora, já que conversão do querogênio em hidrocarbonetos causa uma redução do potencial gerador (S2), conseqüentemente há um aumento da quantidade de hidrocarbonetos livres (S1) (TISSOT; WELTE, 1984; PETERS; CASSA, 1994). O quadro A.4 relaciona o estágio de maturidade térmica com a Tmax e o IP.

**Quadro A.4-** Classificação da maturidade térmica de acordo com a Tmax e o IP

ESTÁGIO DE MATURIDADE TÉRMICA	TMÁX(°C)	IP(S1/S1+S2)
IMATURO	< 435	<0,10
MATURO (FASE INICIAL)	435 - 445	0,10 - 0,15
MATURO (PICO)	445 - 450	0,15 - 0,40
MATURO (TARDIO)	450– 470	> 0,40
SUPERMATURO OU SENIL	> 470	-

Fonte: modificado de Peters e Cassa (1994).

Os índices de hidrogênio (IH) e oxigênio (IO) refletem, respectivamente, a quantidade de hidrogênio e oxigênio presentes na matéria orgânica. O IH é obtido pela razão  $S2/COT$  e o IO pela razão  $S3/COT$ , ambos expressos em mg HC/g COT. Esses índices refletem a natureza da matéria orgânica e seu grau de preservação. De acordo com Peters e Cassa (1994), o querogênio tipo I é derivado de matéria orgânica de origem lacustre, possui valores mais altos de IH (>600 mgHC/gCOT). O querogênio tipo II, derivados predominantemente de biomassa marinha, apresenta valores de IH entre 300 e 600 mgHC/gCOT. Já o querogênio tipo III, de origem essencialmente terrestre, possui valores mais baixos de IH (<200 mgHC/gCOT) (quadro A.5). Estes valores são referentes apenas a rochas consideradas imaturas, uma vez que com o avanço do processo de maturação, os valores de IH e IO tendem a diminuir.

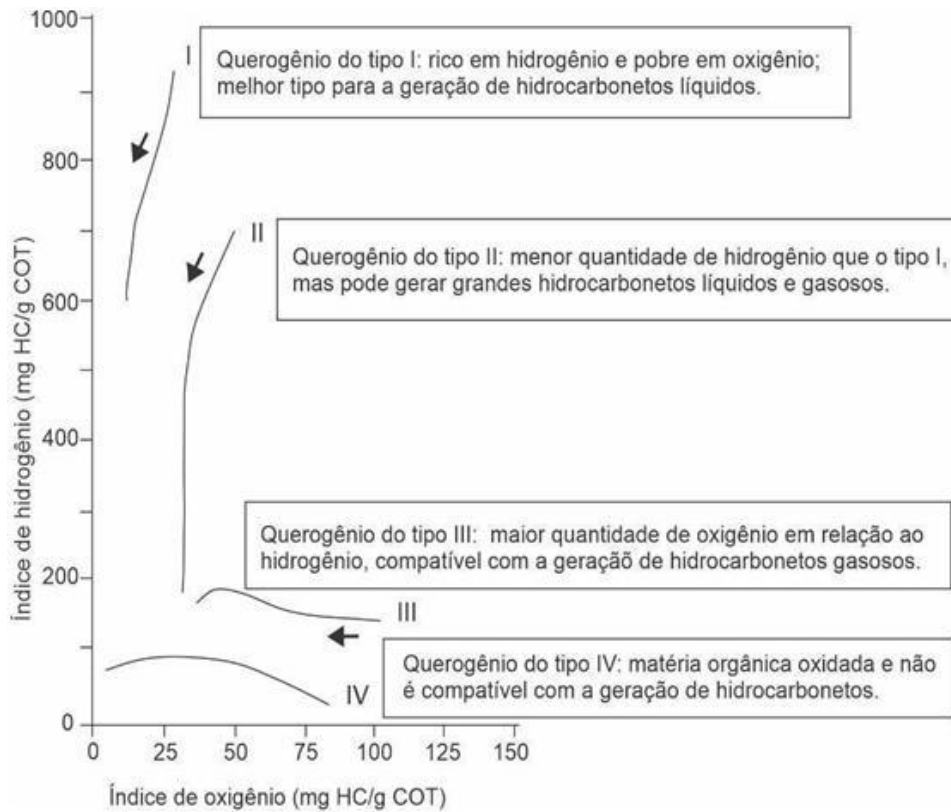
**Quadro A.5-** Classificação do tipo de querogênio de acordo com o IH

TIPO DE QUEROGÊNIO	IH(mg HC/g COT)	PRODUTO GERADO
I	>600	ÓLEO
II	300 – 600	ÓLEO
II/III	200 – 300	ÓLEO/GÁS
III	200 – 50	GÁS
IV	<50	NADA

Fonte: modificado de Peters e Cassa (1994).

Os tipos de querogênio podem ser distinguidos através do gráfico IH *versus* IO, conhecido como diagrama tipo Van Krevelen (PETERS; CASSA, 1994) (figura A.7).

**Figura A.7-** Classificação dos querogênios de acordo com o diagrama de Van Krevelen



Fonte: Modificado de Espitalié e colaboradores (1985).

De maneira geral, a matéria orgânica de origem algálica é mais rica em hidrogênio e mais pobre em oxigênio em comparação com a matéria orgânica de origem terrestre. Quando essa biomassa é submetida a condições oxidantes durante ou logo após a sua deposição, ela pode ser alterada, e então, ocorre seu empobrecimento em hidrogênio.

### A4.3 Petrografia orgânica

A petrografia orgânica permite a visualização direta dos constituintes do querogênio. Através da caracterização qualitativa e quantitativa do querogênio é possível avaliar a origem da matéria orgânica e seu estado de preservação e maturação. Esta técnica consiste na identificação de componentes orgânicos por meio de propriedades ópticas, analisadas sob luz branca transmitida e luz ultravioleta, mensurando o grau de fluorescência dos componentes orgânicos. Na avaliação do material orgânico, é possível identificar e quantificar os três

principais grupos de constituintes que compõem o querogênio: a matéria orgânica amorfa – MOA (derivada de matéria orgânica bacteriana ou algálica- querogênio tipo I), os palinomorfos (que inclui esporos, pólenes, dinoflagelados, quitinozoários, acritarcas e outros microrganismos planctônicos e bentônicos- querogênio tipo II) e os fitoclastos (representantes predominantemente de vegetais superiores- querogênio tipo III) (TISSOT; WELTE, 1984). Neste último grupo encontra-se a vitrinita, que originalmente é composta por fragmentos de plantas superiores que se torna mais brilhante e reflete melhor conforme há o aumento da temperatura. A alteração química sofrida pelas partículas de vitrinita, provocando um aumento de refletância ( $R_o$ ) com a profundidade, é irreversível. Portanto, é um indicador de maturidade da rocha (TISSOT; WELTE, 1984). De acordo com Peters e Cassa (1994),  $R_o > 0,6$  indica matéria orgânica em estágio imaturo;  $R_o$  entre 0,6 e 1,35 é característico de zona madura; e  $R_o < 1,35$  imaturo.

#### A.5. MODELAGEM EM BACIAS SEDIMENTARES

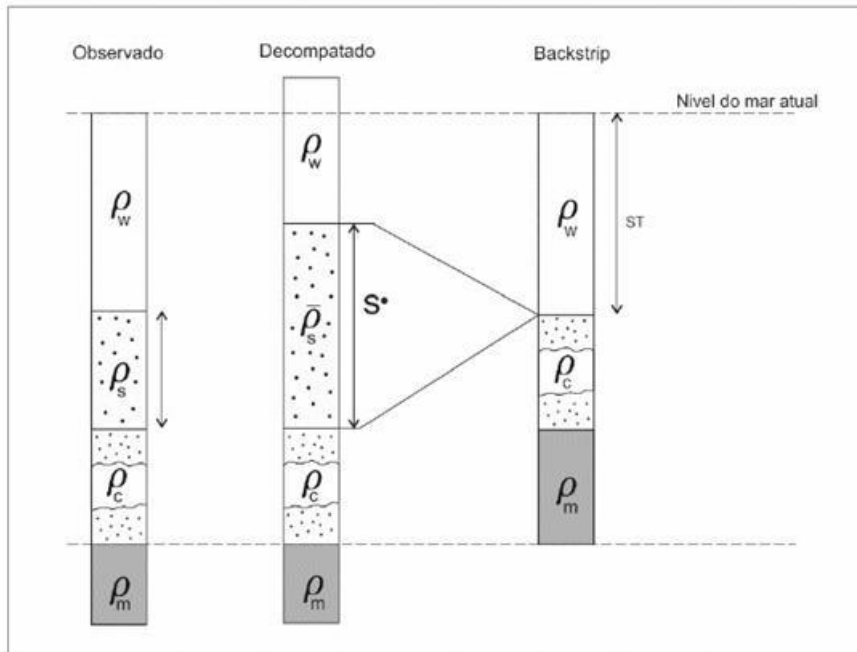
A reconstrução da história evolutiva das bacias sedimentares e de seus sistemas petrolíferos requer a compreensão e a relação entre uma série de fenômenos, geológicos, físicos e químicos que controlam a geração e migração do petróleo, tais como sedimentação, erosão, taxa de subsidência, fluxo de calor, cinética química (HANTSCHHEL; KAUERAUF, 2009). A técnica da modelagem permite simular esses fenômenos mencionados de forma fisicamente consistente, produzindo uma visão integrada e dinâmica da história geológica da bacia. Sendo assim, a seguir serão apresentados os conceitos fundamentais para o entendimento dos parâmetros que foram utilizados na reconstrução da evolução da bacia através da modelagem 1D.

##### **A5.1 Sedimentação e erosão**

A taxa de sedimentação é definida como a espessura vertical de uma seção sedimentar dividida pelo intervalo de tempo necessária para a sua deposição (TISSOT; WELTE, 1984). Um dos problemas no cálculo das taxas de sedimentação está associado com a porosidade original dos sedimentos. Numa seção sedimentar eles estão compactados, ou seja, com uma porosidade alterada pelo processo de soterramento, então surge a necessidade de correção ou descompactação para aquisição das taxas verdadeiras (HANTSCHHEL; KAUERAUF, 2009).

A descompactação consiste na retirada das camadas sedimentares uma a uma e na descompactação das camadas adjacentes, obtendo assim a porosidade da rocha e a reconstituição das geometrias da bacia em cada tempo (figura A.8).

**Figura A.8-** Esquema da técnica de *backstripping* de uma unidade



Fonte: Modificado de Stecklere Watts (1978).

Esta reconstituição também é conhecida como a técnica de *backstripping* proposta por Perrier e Queblier (1974) e aperfeiçoada por Steckler e Watts (1978), leva em consideração as leis de compactação deduzidas da análise de perfis elétricos e dados petrofísicos de poços.

A maioria dos sedimentos depositados nas bacias sedimentares provém das regiões emersas, expostas às ações erosivas subaéreas. Estas ações representam tanto mais importância quanto maior for o tempo de exposição subaérea, levando à meteorização física e/ou química dos sedimentos (TISSOT; WELTE, 1984). Durante um levantamento (*uplift*) numa bacia sedimentar, os próprios sedimentos desta bacia poderão ficar expostos e sofrer estas ações de meteorização, sofrendo erosão ou sedimentação negativa.

A quantificação dos sedimentos que foram erodidos é extremamente importante, já que estes fizeram parte da bacia sedimentar, tendo provocado cargas e levado os sedimentos subjacentes a profundidades mais elevadas que as atuais. Identificar esses eventos erosivos no registro sedimentar não é difícil, principalmente se se tratar de um evento em escala de bacia, porém o principal problema surge quanto à sua quantificação.

É possível inferir as espessuras de sedimentos erodidos através da análise de descontinuidade do seu registro através de correlações mesmo estratigráficas ou por métodos indiretos como a análise do registro sônico (HEASLER; KHARITONOVA, 1996, COUTINHO, 2008). Outro método importante é baseado na extrapolação dos valores de reflectância das vitrinitas, tomando-se como base os dados de seção analisada, a discordância e a projeção num diagrama monolog de  $R_o$  (%) vs. Profundidade, o método proposto por Dow (1977), considera como valor de 0,2% de referência para a reflectância da vitrinita na superfície, e no caso de ser encontrado um valor superior, indica possibilidade de erosão.

### **A5.2 Evolução térmica**

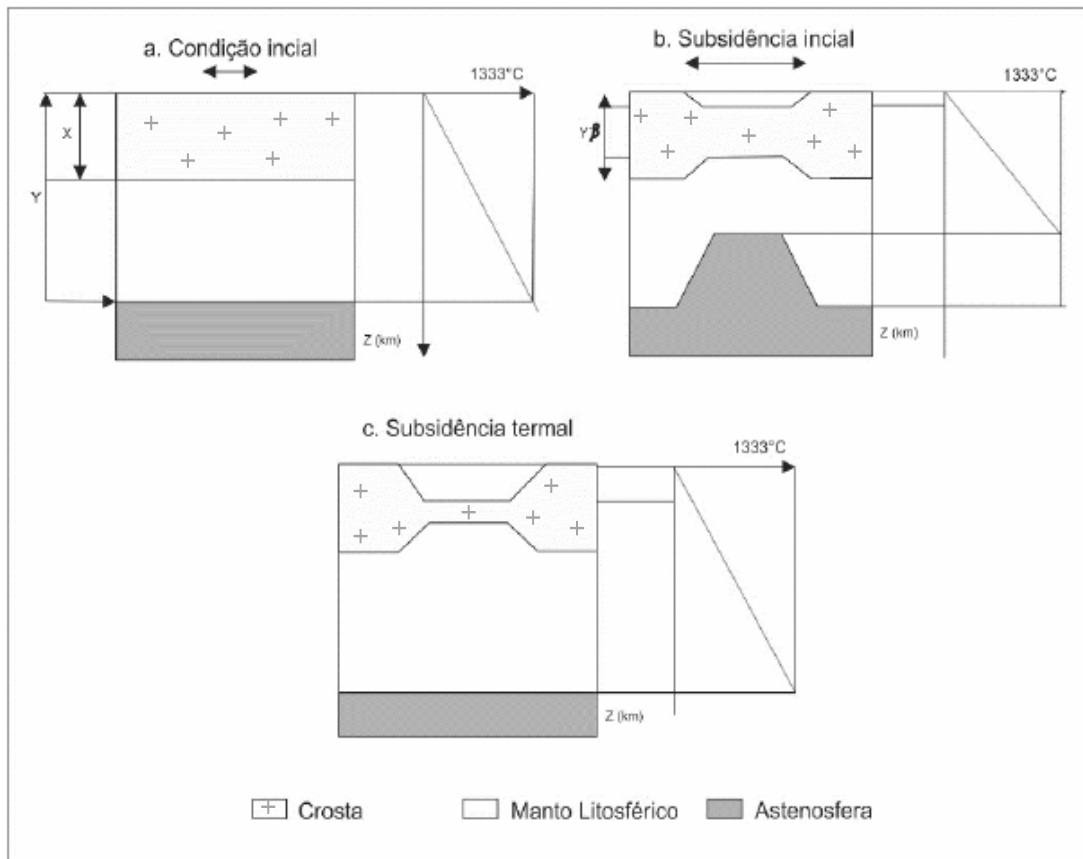
Nas bacias tipo rifte o principal fluxo de calor é causado pelo processo de rifteamento. Todos os modelos de fluxo de calor em rifte estão de acordo que o rifteamento envolve duas fases. A fase rifte que compreende estiramento, afinamento e falhamento da crosta acompanhada pelo aumento do fluxo de calor, devido ao afinamento da crosta e subida da astenosfera e a fase de subsidência que é o decaimento termal exponencial do pós-rifte devido ao restabelecimento do equilíbrio térmico no manto litosférico e astenosférico (MCKENZIE, 1978; ALLEN, ALLEN, 2005).

Os modelos de extensão litosférica são uniformes quando assumem que os estiramentos crustal e litosférico 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 (MCKENZIE, 1978; ALLEN, ALLEN, 2005). O modelo de distensão litosférica foi primeiro proposto por Mckenzie (1978), onde a quantificação de deformação é expressa pelo fator de afinamento litosférico beta ( $\beta$ ) definido como a razão entre a espessura inicial da litosfera e a espessura da litosfera imediatamente após o estiramento.

O modelo de Mckenzie (1978) assume que, no tempo  $t = 0$ , a litosfera possui condições de equilíbrio térmico (figura A9). O afinamento litosférico proporcionado pelo seu estiramento causa a formação de depressões ou 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 da litosfera passa a  $y'$ , resultando num 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.

**Figura A.9-** Modelo de Extensão Uniforme de MCKENZIE (1978)



Fonte: modificado de MCKENZIE (1978).

Dois 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 que é acompanhada por uma sedimentação lenta e contínua. A subsidência térmica 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 de calor com o início logo após a fase rifte. A anomalia térmica que propaga calor para a bacia é um fator determinante na história térmica. 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 (HANTSCHEL; KAUERAUF, 2009).

### A5.3 Cinética química

A investigação dos mecanismos das reações químicas e o estabelecimento de suas respectivas velocidades são os principais objetivos da cinética química. Sendo os hidrocarbonetos produto da transformação térmica do querogênio em resposta ao progressivo incremento de temperatura, diversos estudos têm demonstrado que esse processo de geração pode ser descrito por modelos baseados nas formulações da cinética química (TISSOT; WELTE, 1984; TISSOT *et al.*, 1987).

Em geral, o processo de conversão do querogênio em petróleo é descrito como uma série de reações paralelas, irreversíveis e independentes de primeira ordem (PETERS *et al.*, 2018; TISSOT *et al.*, 1987). Nas reações de primeira ordem, aquelas nas quais um único reagente gera os produtos, a diminuição relativa da quantidade de reagente é diretamente proporcional ao tempo de reação, de acordo com a relação:

$$-dx/x = k.dt(1)$$

onde  $x$  é a concentração do reagente,  $k$  é conhecido como constante de velocidade e  $t$  é o tempo. Como a taxa de conversão ( $v$ ) do reagente nos produtos é proporcional à concentração do reagente, obtém-se que:

$$v = -dx/dt = k.x(2),$$

A constante de velocidade ( $k$ ), por sua vez, é controlada pela temperatura e pela natureza do reagente, conforme expresso pela Lei de Arrhenius:

$$k = A.e^{-(Ea/RT)}(3).$$

onde  $A$  é fator de frequência,  $Ea$  é a energia de ativação,  $R$  é a constante universal dos gases e  $T$  é a temperatura. O fator de frequência, é a medida da probabilidade de uma colisão eficaz entre as moléculas para gerar os produtos. Já a energia de ativação pode ser definida como o nível mínimo de energia requerido para que ocorra a reação. Uma  $Ea$  elevada significa que a constante de velocidade ( $K$ ) depende fortemente da temperatura ( $T$ ), ou seja, a reação requer mais energia e é mais difícil de ocorrer que em uma reação com uma menor  $Ea$  (PETERS *et al.*, 2018).

Estas duas constantes ( $A$  e  $Ea$ ) são comumente conhecidas como parâmetros cinéticos e são característicos de cada reagente ou reação. Substituindo (3) em (2), obtém-se a equação que permite descrever a evolução da reação em função do tempo e da temperatura:

$$dx/x = A.e^{-(E/RT)}dt(4).$$

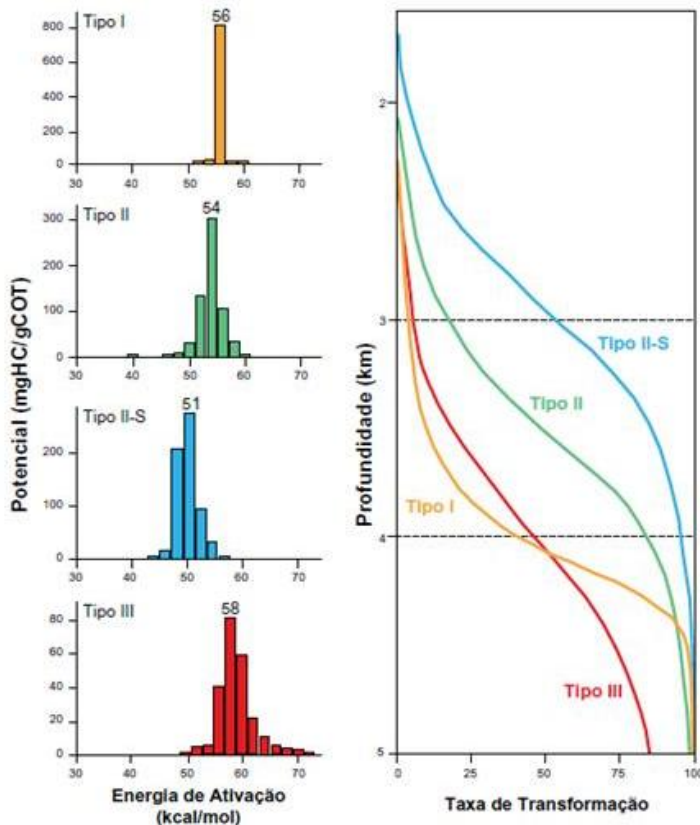
Cada tipo de querogênio possui parâmetros cinéticos de energia de ativação e fator de frequência específicos; estes parâmetros podem ser obtidos por meio de medições no ensaio



da pirólise Rock-Eval; no caso de não se ter ao alcance tal tipo de análise, os dados podem ser obtidos a partir da bibliografia de querogênio padrão, dos tipos I, II e III IV (TISSOT *et al.*, 1987). Cada conjunto de parâmetros cinéticos é função da estrutura molecular e composição química do querogênio.

No querogênio do tipo I (Figura A.10), o caráter unimodal de sua distribuição de energias de ativação (centrada em 56 kcal/mol) reflete a relativa homogeneidade composicional e de ligações químicas (essencialmente C-C). O querogênio do tipo II, por conter uma maior quantidade de heteroátomos (O, S, N), possui uma maior diversidade de ligações químicas e, conseqüentemente, uma distribuição mais ampla de energias de ativação (entre 44 e 60 kcal/mol). Sua energia de ativação principal, aquela à qual está associada a maior parte do potencial gerador, é de 54 kcal/mol, inferior à do querogênio do tipo I (Figura A.10). O querogênio do tipo II-S, por sua vez, apresenta energias de ativação ainda mais baixas, devido à presença de ligações químicas mais frágeis associadas ao enxofre orgânico. Já no querogênio do tipo III, a existência de tipos diversos de ligações químicas e de estruturas termicamente mais estáveis (núcleos aromáticos policíclicos), resulta em uma distribuição de energias de ativação que, além de ampla, apresenta valores mais altos (entre 50 e 74 kcal/mol).

**Figura 10-** Energia de ativação e taxa de transformação de acordo com o tipo de querogênio.



Fonte: Gonçalves, 2005 modificado de Tissot; Welte, 1984.

## APÊNDICE 2

### Dados geoquímicos dos folhelhos da Formação Candeias e Grupo Ilhas no poço 1-CPE-1-BA

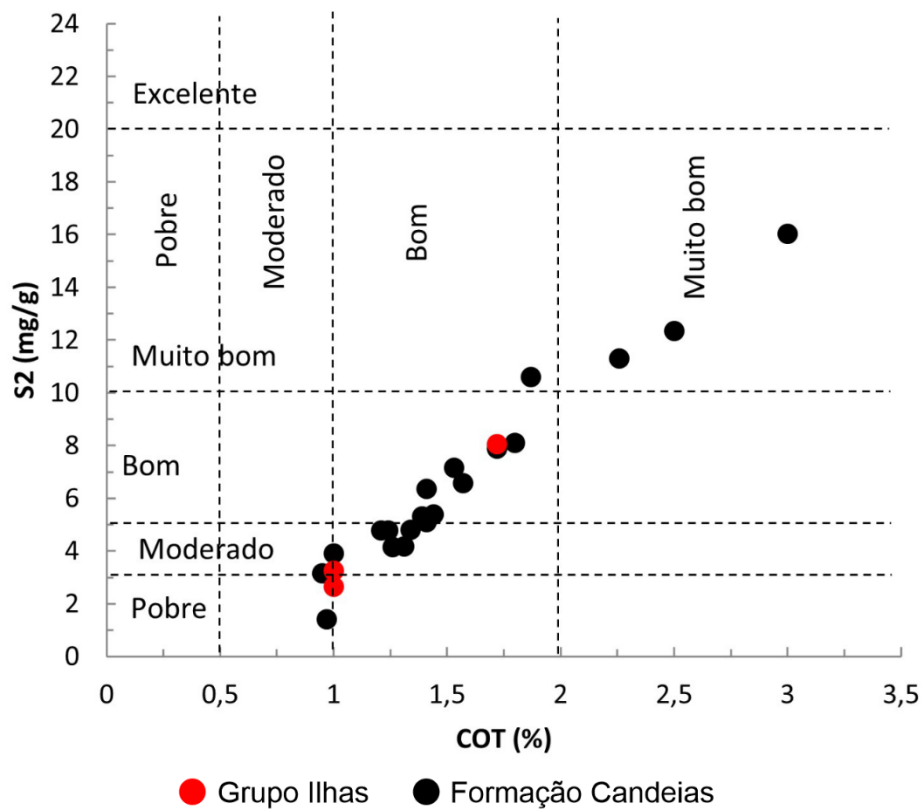
1) Dados de COT, pirólise e %R dos folhelhos da Formação Candeias e Grupo Ilhas no poço 1-CPE-1-BA

Unidades Geológicas	Topo (m)	COT (%)	R.I (%)	S1 (mg HC/g rocha)	S2 (mg HC/g rocha)	S3 (mg CO2/g rocha)	Tmax (°C)	I.H (mg HC/g COT)	I.O (mg CO2/g COT)	IP	%Ro
Grupo Ilhas	540	1,34	76	0,01	4,79	0,01	432	357,5	0,7	0,00	
	558	1,41	76	0,01	5,1	0,2	431	361,7	14,2	0,00	
	576	1,57	76	0,01	6,58	0,02	431	419,1	1,3	0,00	
	594	3	76	0,01	16,03	0,18	432	534,3	6,0	0,00	
	612	2,5	75	0,02	12,35	0,16	432	494,0	6,4	0,00	
	630	1,31	75	0,01	4,18	0,27	434	319,1	20,6	0,00	
	684	1,72	73	0,03	7,88	0,22	428	458,1	12,8	0,00	
	702	2,26	76	0,02	11,29	0,29	435	499,6	12,8	0,00	
	720	1,87	71	0,01	10,6	0,19	434	566,8	10,2	0,00	
	756	0,95	76	0,01	3,16	0,17	435	332,6	17,9	0,00	
	774	1,53	75	0,02	7,15	0,04	434	467,3	2,6	0,00	
	810	1	73	0,01	3,9	0,14	434	390,0	14,0	0,00	
	828	1,41	73	0,01	6,36	0,19	434	451,1	13,5	0,00	
	846	1,21	75	0,01	4,78	0,17	434	395,0	14,0	0,00	
	864	1,24	80	0,01	4,78	0,17	434	385,5	13,7	0,00	
	882	1,39	80	0,01	5,3	0,21	435	381,3	15,1	0,00	
	900	1,26	79	0,01	4,14	0,17	434	328,6	13,5	0,00	
	918	0,97	79	0,01	1,4	0,22	433	144,3	22,7	0,01	
	936	1,44	79	0,01	5,39	0,22	434	374,3	15,3	0,00	
954	1,8	80	0,01	8,11	0,28	432	450,6	15,6	0,00		
Formação Candeias	972	1	76	0,01	3,25	0,2	434	325,0	20,0	0,00	
	1296	0,81	71								0,41
	1440	0,51	76								0,49
	1656	1	72	0,03	2,64	0,2	440	264,0	20,0	0,01	0,46
	1674	1,72	71	0,03	8,06	0,19	440	468,6	11,0	0,00	

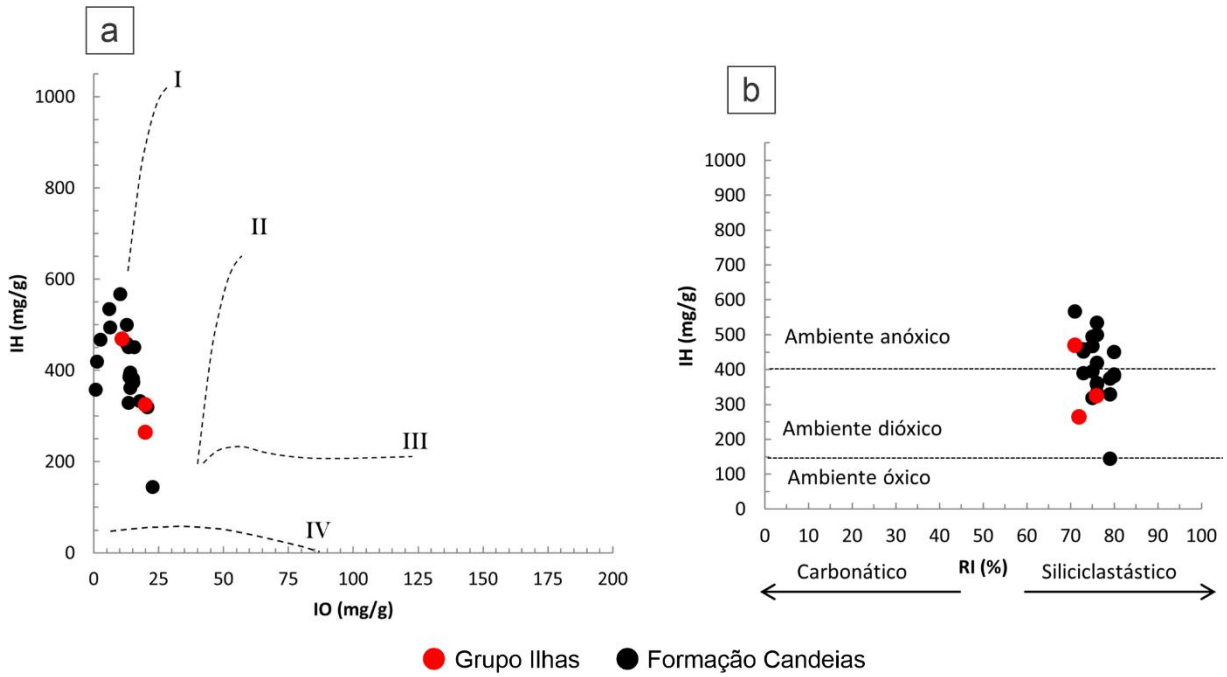
2) Dados de macerais dos folhelhos da Formação Candeias e Grupo Ilhas no poço 1-CPE-1-BA

Unidades geológicas	Prof. (m)	Fitoclastos (%)	Palinomorfos (%)	MOA(%)
Grupo Ilhas	648	20	10	70
	738	20	20	60
	864	25	5	70
Formação Candeias	1008	30	10	60
	1296	30	10	60
	1440	70	20	10
	1656	10	20	70

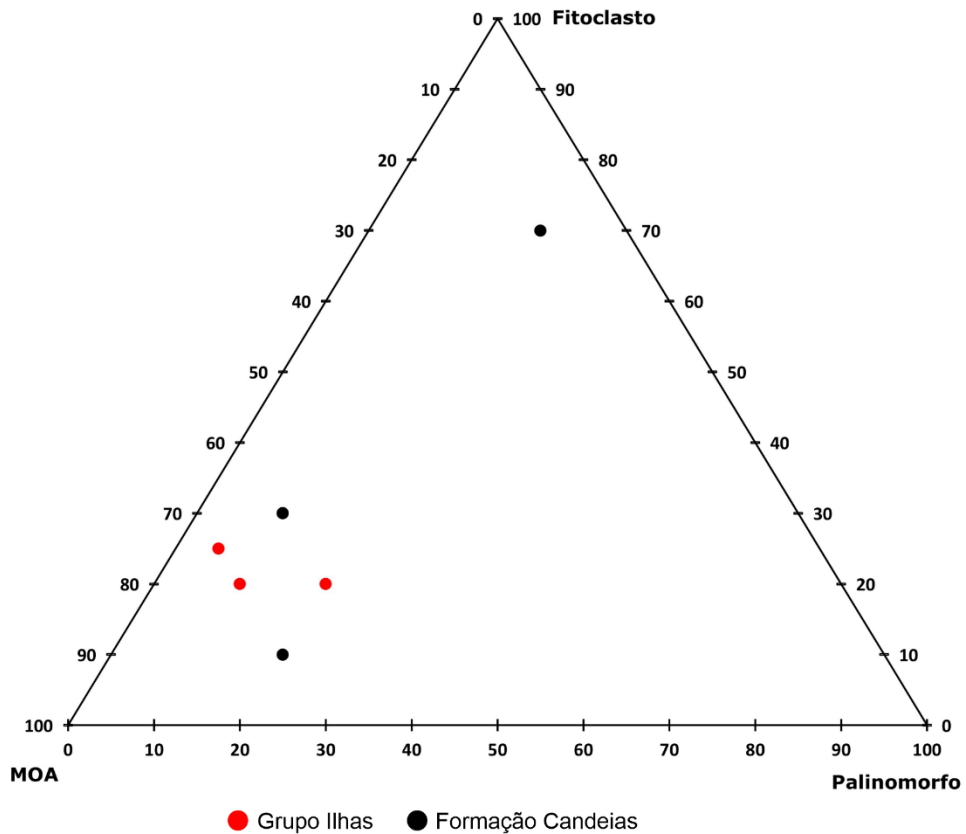
3) Relação ente S2 e COT para as amostras dos folhelhos da Formação Candeias e Grupo Ilhas no poço 1-CPE-1-BA.



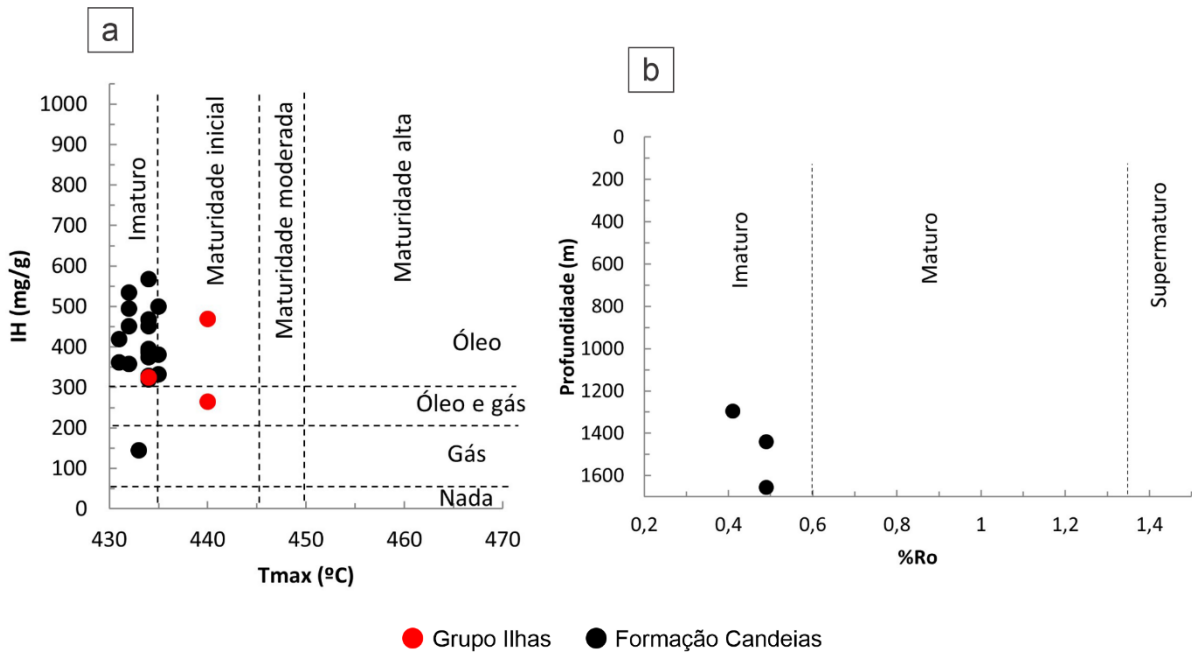
4) a) Diagrama tipo Van Krevelen e b) condições oxidantes do ambiente deposicional para as amostras dos folhelhos da Formação Candeias e Grupo Ilhas no poço 1-CPE-1-BA.



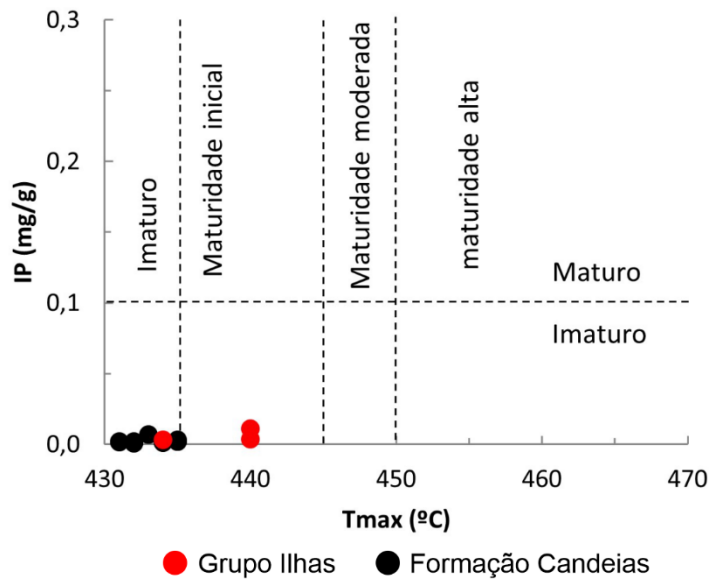
5) Gráfico triangular para as amostras dos folhelhos da Formação Candeias e Grupo Ilhas no poço 1-CPE-1-BA.



6) a) Relação entre o IH e T<sub>máx</sub> e b) %Ro com a profundidade para as amostras dos folhelhos da Formação Candeias e Grupo Ilhas no poço 1-CPE-1-BA.

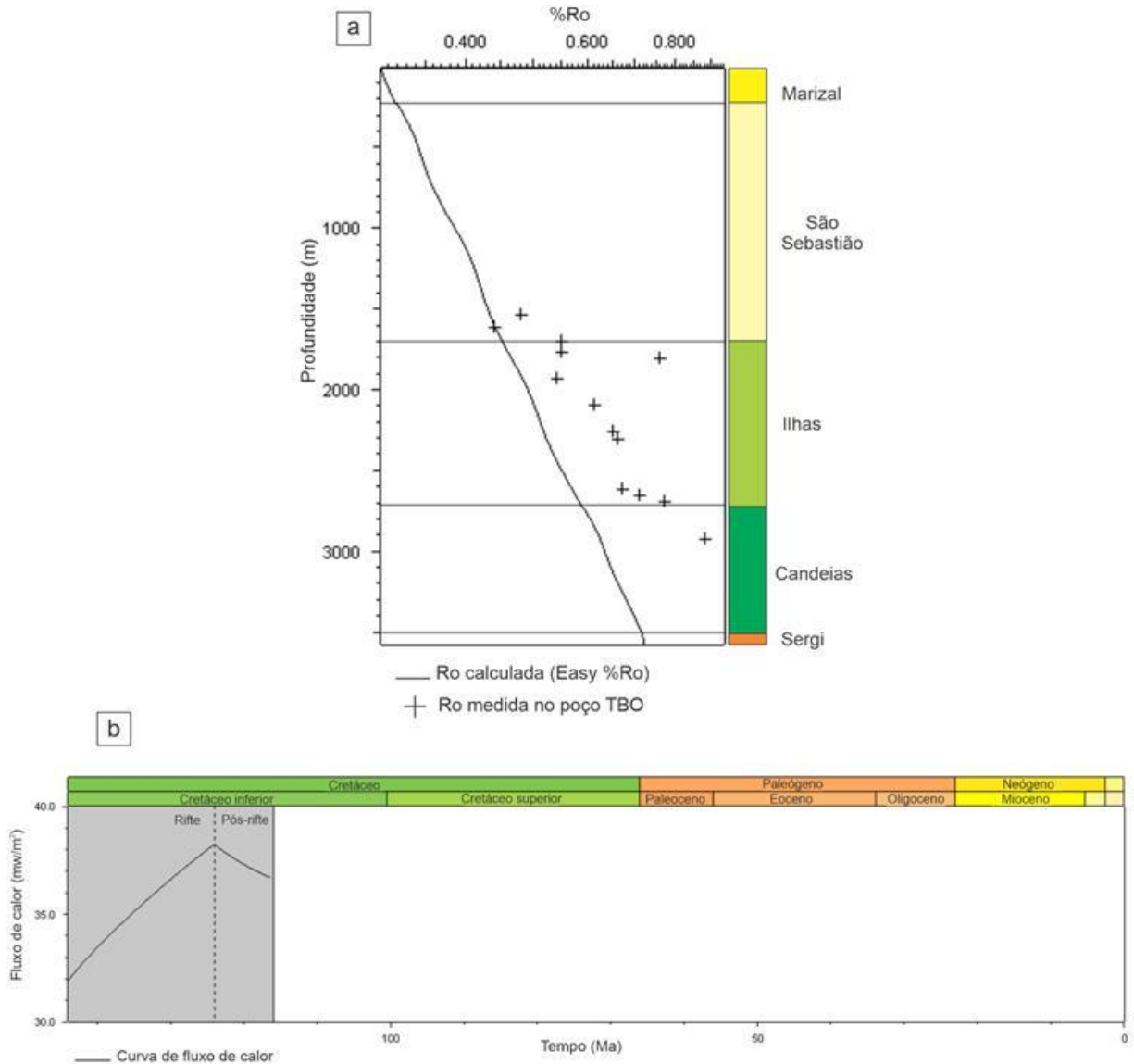


7) Relação entre o IP e T<sub>máx</sub> para as amostras dos folhelhos da Formação Candeias e Grupo Ilhas no poço 1-CPE-1-BA



### APÊNDICE 3

a) **Teste de calibração do modelo para o poço 1-TBO-1-BA com taxas de estiramento da crosta de 1,4 e 1,3 (apresentado somente uma figura porque não houve diferença na calibração entre essas duas taxas de estiramento).** Não houve alteração na calibração mesmo variando-se a taxa de erosão no poço, sugerindo que b) fluxo de calor gerado, máximo de  $38 \text{ mw/m}^2$  no final do rifte, não é adequado para a bacia em questão.



## ANNEX 4

**TOC, pyrolysis and %Ro data for the Ilhas Group and the Candeias Formation in the 1-TBO-1-BA well, provided by the ANP**

Geological units	Top (m)	TOC (%)	IR (%)	S1 (mg HC/g rocha)	S2 (mg HC/g rocha)	S3(mg CO2/g rocha)	Tmax (°C)	HI (mg HC/g COT)	OI (mg CO2/g COT)	PI	Ro%
	1722	1,5	80	0,11	5,91	0,43	433	388,8	28,3	0,02	
	1725	1,4	80	0,13	5,37	0,55	433	386,3	39,6	0,02	
	1728	1,3	84	0,13	4,01	0,52	432	301,5	39,1	0,03	
	1731	1,3	84	0,11	4,57	0,45	434	351,5	34,6	0,02	
	1734	1,1	80	0,1	3,56	0,39	433	323,6	35,5	0,03	
	1737	1,3	80	0,07	3,92	0,32	442	297,0	24,2	0,02	
	1740	1,3	80	0,09	4,49	0,34	441	337,6	25,6	0,02	
	1746	1,1	80	0,07	5,71	0,25	449	514,4	22,5	0,01	
	1749	0,5	80	0,07	5,02	0,31	439	1004,0	62,0	0,01	
	1764	0,6	79	0,05	1,36	0,24	450	219,4	38,7	0,04	
	1773	0,8	84	0,06	1,57	0,37	442	189,2	44,6	0,04	
	1779	2,3	80	0,24	10,99	0,34	439	486,3	15,0	0,02	
	1782	1,6	80	0,17	6,98	0,41	441	428,2	25,2	0,02	0,55
	1785	1,7	80	0,2	7,76	0,4	439	446,0	23,0	0,03	
	1788	2,3	76	0,26	12,29	0,37	440	539,0	16,2	0,02	
	1791	2,0	80	0,27	10,29	0,38	440	506,9	18,7	0,03	
	1794	1,7	80	0,18	7,35	0,31	441	442,8	18,7	0,02	
	1797	1,6	80	0,23	6,23	0,25	444	396,8	15,9	0,04	
Ilhas Group	1800	1,4	80	0,13	5,19	0,31	443	360,4	21,5	0,02	
	1803	1,4	80	0,12	5,06	0,25	442	374,8	18,5	0,02	
	1806	1,4	84	0,16	5,26	0,31	437	370,4	21,8	0,03	
	1809	1,0	84	0,08	2,87	0,19	445	281,4	18,6	0,03	
	1812	1,0	80	0,08	2,87	0,19	443	287,0	19,0	0,03	
	1815	1,2	84	0,11	3,86	0,23	437	332,8	19,8	0,03	
	1818	1,2	80	0,08	3,9	0,19	445	319,7	15,6	0,02	
	1821	1,2	84	0,09	3,61	0,24	442	308,5	20,5	0,02	
	1824	1,2	84	0,09	3,82	0,21	444	329,3	18,1	0,02	
	1827	1,2	84	0,09	3,57	0,24	444	297,5	20,0	0,02	
	1830	1,2	80	0,08	3,39	0,24	443	292,2	20,7	0,02	
	1836	1,1	75	0,07	3,66	0,24	445	335,8	22,0	0,02	
	1854	1,0	80	0,07	4,05	0,25	447	397,1	24,5	0,02	
	1872	1,4	76	0,16	5,85	0,3	444	417,9	21,4	0,03	
	1944	2,0	76	0,4	18,14	0,37	444	916,2	18,7	0,02	0,54
	2034	0,6	76	0,04	1,06	0,14	445	189,3	25,0	0,04	
2052	0,5	72	0,03	0,82	0,14	447	157,7	26,9	0,04		
2070	0,5	76	0,03	0,52	0,17	445	102,0	33,3	0,05		
2106	1,4	80	0,08	1,08	0,21	448	80,0	15,6	0,07	0,60	
2196	1,0	79	0,07	2,39	0,17	448	241,4	17,2	0,03	0,61	

2232	0,6	75	0,06	0,82	0,3	448	136,7	50,0	0,07	
2250	0,5	76	0,03	0,4	0,23	445	80,0	46,0	0,07	
2268	1,4	75	0,15	5,12	0,3	447	379,3	22,2	0,03	0,65
2286	1,3	73	0,17	5,26	0,37	446	392,5	27,6	0,03	
2304	0,8	75	0,07	2	0,3	447	238,1	35,7	0,03	
2322	0,9	76	0,09	3,69	0,26	448	396,8	28,0	0,02	0,66
2430	2,7	80	0,68	23,09	0,31	442	871,3	11,7	0,03	
2466	1,2	75	0,39	9,03	0,3	448	771,8	25,6	0,04	
2484	1,6	76	0,29	7,65	0,34	446	487,3	21,7	0,04	
2520	0,6	72	0,08	1,52	0,28	446	249,2	45,9	0,05	
2538	0,6	71	0,15	1,81	0,26	448	301,7	43,3	0,08	
2556	1,1	76	0,19	5,24	0,24	446	463,7	21,2	0,03	
2574	0,6	80	0,06	1,2	0,17	447	210,5	29,8	0,05	
2592	1,2	75	0,34	4,35	0,28	446	353,7	22,8	0,07	
2610	0,7	69	0,19	2,35	0,29	447	335,7	41,4	0,07	
2628	1,4	75	0,49	9,25	0,29	445	642,4	20,1	0,05	0,67
2646	1,5	80	0,46	9,12	0,31	447	629,0	21,4	0,05	
2664	1,0	76	0,34	5,08	0,18	445	529,2	18,8	0,06	0,71
2682	1,2	75	0,43	6,79	0,31	447	556,6	25,4	0,06	
2700	1,4	76	0,61	10,44	0,32	447	767,6	23,5	0,06	0,77
2718	0,9	76	0,19	4,51	0,28	446	501,1	31,1	0,04	
2934	0,6	73	0,15	1,12	0,31	449	183,6	50,8	0,12	0,84
3438	0,7	73	0,18	1,1	0,42	451	164,2	62,7	0,14	0,94
3456	1,4	76	0,43	3,81	0,49	449	266,4	34,3	0,10	
3474	1,4	69	0,37	4,7	0,46	448	328,7	32,2	0,07	
3492	0,9	75	0,41	1,65	0,19	449	181,3	20,9	0,20	
3510	0,6	75	0,15	0,48	0,16	451	78,7	26,2	0,24	
3528	0,8	73	0,41	1,05	0,22	451	140,0	29,3	0,28	



**ANNEX 5**

**Macerals data for the Ilhas Group and the Candeias Formation in the 1-TBO-1-BA well,  
provided by the ANP**

<b>Geologicalunits</b>	<b>Depth (m)</b>	<b>Phytoclasts (%)</b>	<b>Palynomorfs (%)</b>	<b>AOM(%)</b>
Ilhas Group	1782	7	5	90
	1818	10	0	90
	1944	10	2	88
	2106	50	10	40
	2196	40	10	50
	2268	35	5	60
	2322	5	0	95
	2430	6	0	94
	2484	4	0	96
	2556	3	0	97
	2628	3	0	97
	2664	12	3	85
2700	8	2	90	
Candeias Formation	2754	3	2	95
	2934	25	2	73
	3222	4	2	94
	3456	2	0	98