

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**MODELAÇÃO DA SUBSIDÊNCIA,
EVOLUÇÃO TÉRMICA E MATURAÇÃO
DE INTERVALOS GERADORES
DO JURÁSSICO NA BACIA LUSITÂNICA**

Bernardo de Almeida Teixeira

Mestrado em Geologia
(Especialização em Estratigrafia, Sedimentologia e Paleontologia)

2012

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**MODELAÇÃO DA SUBSIDÊNCIA,
EVOLUÇÃO TÉRMICA E MATURAÇÃO
DE INTERVALOS GERADORES
DO JURÁSSICO NA BACIA LUSITÂNICA**

Bernardo de Almeida Teixeira

Dissertação orientada pelo
Professor Doutor Nuno Lamas de Almeida Pimentel

Mestrado em Geologia
(Especialização em Estratigrafia, Sedimentologia e Paleontologia)

2012

Resumo

O presente trabalho consiste numa análise da evolução da maturação dos principais intervalos com potencial de geração de hidrocarbonetos, do Jurássico, nos três sectores (Norte, Central e Sul) da Bacia Lusitânica. Esta bacia desenvolveu-se durante o Mesozóico na margem Oeste Ibérica, compreendendo sedimentos de idade triásica até à actualidade. Os depósitos cenozóicos englobam-se nas bacias terciárias do Baixo Tejo e do Mondego.

A Bacia Lusitânica é alvo de exploração de hidrocarbonetos desde o século XX, existindo diversas evidências superficiais e em sondagem de que existiu geração dos mesmos. Os principais intervalos com potencial de geração de hidrocarbonetos localizam-se no Jurássico Inferior (Formações Água de Madeiros e Vale das Fontes) e no Jurássico Superior (Formação Cabaços/Vale Verde). O intervalo do Jurássico Superior é mais variável geoquimicamente, no entanto apresenta uma melhor qualidade geoquímica regional e uma espessura com potencial de geração superior às do Jurássico Inferior.

Através da utilização de ferramentas como o *backstripping* foi possível inferir a subsidência tectónica de dez poços, repartidos pelos três sectores da Bacia Lusitânica (quatro no Norte, cinco no Central e um no Sul). De forma a uniformizar a nomenclatura estratigráfica das formações em todos os sectores da Bacia Lusitânica, optou-se por trabalhar com sequências de 2ª ordem. Através da subsidência tectónica foram calculados os factores de estiramento para cada uma das fases de rifte identificadas. Com as correcções realizadas à porosidade para o *backstripping* foram também calculadas as taxas de sedimentação, assim como a sedimentação negativa para o evento erosivo do Caloviano. Para além do Caloviano, consideraram-se como principais eventos erosivos bacinais o Aptiano Superior ou o Turoniano, dependendo dos casos, e o Tortoniano Superior.

De forma a avaliar a maturação dos principais níveis com potencial para gerar hidrocarbonetos recorreu-se ao *software* PetroMod 1D e 2D da IES-Schlumberger. Este programa permite, com a introdução de dados geoquímicos e de condições fronteira como fluxo de calor e paleobatimetria, avaliar as temperaturas a que as formações foram sujeitas ao longo do tempo e se atingiram as janelas de geração dos hidrocarbonetos, tanto nos modelos 1D, em poços, como nos modelos 2D, em linhas sísmicas. Apesar de não ser uma componente fundamental do trabalho aqui realizado, o modelo 2D realizado serve para identificar as principais diferenças e vantagens em relação aos modelos 1D, maioritários nesta dissertação.

Foi possível verificar que o fluxo de calor é o factor preponderante na evolução da maturação ao longo do tempo, no entanto é também o factor onde maiores dúvidas recaem. Os factores de estiramento, que influenciam o fluxo de calor, são mais elevados na fase de rifte do Triásico Superior no sector Norte, no *offshore* e na sub-bacia do Turcifal do sector Central, enquanto os do Jurássico Superior são maiores nas sub-bacias do Bombarral e Turcifal do sector Central e no sector Sul. Mais, no sector Norte destaca-se como um factor de extrema importância na evolução da maturação a modelação do enchimento Cretácico, que depois terá sido erodido aquando do período erosivo Aptiano; no sector Central a maturação é extremamente influenciada pelas taxas de sedimentação do Jurássico Superior, tipicamente elevadas neste sector da bacia devido à tectónica de sub-bacias desenvolvida e consequente aporte siliciclástico para as sub-bacias; no sector Sul as taxas de sedimentação terciárias são especialmente elevadas, relacionadas com a Bacia Terciária do Baixo Tejo, sendo também importantes na evolução da maturação.

Os intervalos com potencial para a geração de hidrocarbonetos do Jurássico Inferior encontram-se maduros, seja para petróleo ou para gás, em todos os sectores da Bacia Lusitânica ao passo que os intervalos com potencial gerador do Jurássico Superior apenas se encontram maduros, e para petróleo, no sector Central da Bacia Lusitânica. O principal *timing* de geração situa-se no Jurássico Superior – Cretácico Inferior.

Com o incrementar do interesse exploratório na fachada Ibérica, principalmente na Bacia de Peniche e na Bacia do Alentejo muito se tem especulado sobre o real potencial destas duas bacias sedimentares. A primeira apresenta grande similaridade com a Bacia Lusitânica, e caso existam condições para a geração de hidrocarbonetos os *timings* de geração deverão ser distintos, devido ao rifte Aptiano na margem Ibérica ou devido à extensa cobertura cenozóica da Bacia de Peniche.

Palavras Chave:

Bacia Lusitânica; *Backstripping*; Factor de Estiramento; Formação de Cabaços; Modelação Térmica; Maturação de Hidrocarbonetos.

Abstract

The following work consists in the maturation evolution analysis of the main Jurassic intervals with hydrocarbon generating potential, in three main sectors of the Lusitanian Basin (North, Central and South). The Lusitanian Basin developed in the Mesozoic in the western Iberia margin and comprises sediments from the Late Triassic to Quaternary. The Cenozoic deposits are part of the tertiary basins of Lower Tagus and Mondego.

The Lusitanian Basin has been the target of hydrocarbon exploration since the XX century, as both seeps and well evidences exists, serving as proof of hydrocarbon generation. The main intervals, with hydrocarbon generating potential, rest in the Lower Jurassic (Água de Madeiros and Vale das Fontes Formation) and in the Upper Jurassic (Cabaços/Vale Verde Formation). The Upper Jurassic interval is geochemically more variable, however it presents a better geochemical quality basin wide, and the net thickness for hydrocarbons generation is bigger than the Lower Jurassic units.

Through the use of geophysical tools like backstripping, it was possible to infer the tectonic subsidence of ten wells, allocated in the three sectors of the basin (four in the North, five in the Central and one in the South). Since the correlation of the formations through sectors is difficult, we choose to work with 2nd order sequences in order to standardize the stratigraphic nomenclature through the whole basin. With the tectonic subsidence was possible to estimate the stretching factors for the identified rift phases. As for the backstripping, it is necessary to correct the porosities we managed to calculate the rates of sedimentation, as well as the erosion for the Callovian event. The other basin wide erosion events considered were the Upper Aptian or Turonian, depending on the well setting, and the Upper Tortonian.

In order to assess the maturation of the main generative levels we used the PetroMod 1D and 2D software, from IES-Schlumberger. This software allows to estimate the temperatures that the formations were subjected through time and if they managed to attain the oil or gas window, in the 1D models (wells) or in the 2D (seismic lines). For this it is necessary to get some geochemical information for the source rocks, as well as for the boundary conditions of the conceptual model, as palobathymetry and heat flow. Although the 2D models are not a fundamental part of this dissertation, the one accomplished serves to show the main differences and advantages over 1D models.

The heat flow is the main factor ruling the evolution of maturation through time, although it is the factor where more doubts rest. The stretching factors are higher in the Upper Triassic rift phase in the northern sector, in the offshore and Turcifal sub-basin of Central sector, as the ones of Upper Jurassic are higher in the Bombarral and Arruda sub-basin of Central sector and in the southern sector. In the northern sector the modeling of the Cretaceous filling, afterwards eroded in the Aptian, is also extremely important in the maturation evolution; in the Central sector is particularly important the Upper Jurassic sedimentation rates, mainly induced by the sub-basins tectonics developed in this period; in the southern sector the Cenozoic sedimentation rates are especially high, related with the tertiary basin of Lower Tagus, being important in the maturation evolution.

The source rocks of Lower Jurassic are mature, for oil or gas, in the three sectors of the Lusitanian Basin, while the Upper Jurassic source rocks are only mature in the Central sector, for oil, being immature in the other sectors. The main timing for generation occurs is the Upper Jurassic – Lower Cretaceous.

With the evolving exploratory interest in the Iberian offshore margin, mainly in Peniche and Alentejo basins, much as been speculated about the real potential of this two basins. The first presents great similarity with the Lusitanian Basin, and if the conditions for generation are present the timings for generation should be different, mainly due to Aptian rifting in the Iberian Margin or due to the large extent of Cenozoic sedimentary cover in the Peniche Basin.

Key Words:

Lusitanian Basin; *Backstripping*; Stretching Factor; Cabaços Formation; Thermal Modeling; Hydrocarbons Maturation.

Agradecimentos

Chegada a hora de findar mais uma etapa volta-se a olhar para o início e para todas as pequenas coisas que permitiram que tudo se proporcionasse. O tempo urge e certamente lapsos existirão neste trabalho, nenhum é perfeito e este não é, certamente, uma exceção. No entanto, muito esforço, tempo e dedicação jazem nestas páginas. Muitas cabeças rolaram diante dos meus olhos, pelo que sem a ajuda de um indeterminado número de pessoas nada teria sido possível, e ainda hoje estas páginas estariam por escrever. Muito obrigado por me manterem neste mundo, o real e objectivo, e por não me deixarem vaguear, e pensar, de mais! Muito obrigado a todos os que permitiram que chegasse até aqui, directa ou indirectamente.

Ao Professor Nuno Pimentel, pelo seu apoio incondicional, persistência em ver este trabalho acabado um dia, por todo o tempo que dispôs para me auxiliar, pela sua ajuda e por tudo o que me proporcionou. Mais que um orientador, um amigo. Este trabalho tem também muito de ti.

Ao Professor Rui Pena dos Reis, por todos os conselhos e discussões, no campo ou no gabinete, que me proporcionou, pelo constante incentivo e por tudo o que me ensinou, não só no domínio científico.

Ao Doutor Tiago Cunha, por tudo o que me ensinaste e por todas as discussões que me proporcionaste, sobre este ou aquele parâmetro, e pela tua paciência mesmo quando perguntava coisas incrivelmente idiotas, já com o fim do prazo de entrega à vista.

Ao Professor Ramón Salas, por me ter iniciado nestas lides da modelação, há mais de dois anos. Comecei por aprender consigo a grande maioria dos conceitos aqui desenvolvidos.

À Doutora Marianne Nuzzo, por tudo o que me ensinaste no domínio da geoquímica orgânica e pelas oportunidades que me deste, foi um prazer poder aprender contigo durante este último ano.

Ao Professor José Carlos Kullberg, por me ter recebido na sua instituição e ter discutido abertamente comigo alguns pontos extremamente sensíveis da evolução da Bacia Lusitânica.

Ao Consórcio Petrobras/Galp/Partex que através do financiamento à Universidade de Lisboa permitiu que eu desenvolvesse este trabalho com acesso a uma bolsa de investigação.

Ao DPEP (Divisão para a Pesquisa e Exploração de Petróleo) pela disponibilização de dados, sem os quais esta tese seria apenas uma miragem.

À Coordenação do projecto ATLANTIS (António Garcia, Rui Pena dos Reis e Nuno Pimentel) por permitirem que acesse a uma panóplia de dados e informação, que muito facilitou este trabalho, pelo financiamento do trabalho de campo realizado e pelo financiamento em formações de investigação.

À IES Schlumberger pela disponibilização do *software* para a realização da modelação e pela possibilidade que me deram de frequentar um curso de formação no mesmo.

Ao Centro de Geologia enquanto instituição de acolhimento enquanto desenvolvia o meu trabalho de investigação.

Ao Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa pela cedência dos meios logísticos, indispensáveis para a execução deste trabalho.

À Anoska, minha pequenina, por toda a ajuda que me deste, por todos os bonecos e gráficos malditos que me fizeste. Pelo meu mau humor constante...desculpa. Sem ti muito dificilmente acabaria a tempo, e certamente já teria destruído um par de computadores.

À Mifs e à Pi obrigado por me aturarem no dia a dia e por lerem a minha tese de fio a pavio à procura de minhoquices.

A todos os meus amigos que contribuíram activamente na realização desta tese com discussões e ajudas no campo oportunas, Pedro Mocho, Nuno Inês, Carlos Nogueira, Ana Boazinha, Pedro Branco e Ana Catarina. A todos os outros muito obrigado também, nem que seja pela paciência de me ouvir.

Aos meus bajoins de sempre, André, Diogo, Pedro e Raquel pelo incessante apoio, e que aguentaram a minha longa ausência, com maior ou menor felicidade, certamente dependendo dos dias.

Ao Gonçalo e à Mariana, desculpem a longa ausência e obrigado por tudo.

À minha família, sem a qual este trabalho não faria sentido. Muito obrigado Mamã, avó Lena, avô Bicho, tosca, putu, tété, tio Aníbal e Zinda. Por fazerem de mim quem sou, para o bem e para o mal. Ah e claro, Papá isto é para ti...

Índice

Resumo	i
Abstract	iii
Agradecimentos	v
Índice	vii
Índice de Figuras	xii
Índice de Tabelas	xxii
1 Introdução	1
1.1 Abertura.....	1
1.2 Objectivos.....	1
1.3 Metodologia.....	2
1.4 Plano da Dissertação.....	3
2 Fundamentação Metodológica	5
2.1 Introdução.....	5
2.2 <i>Backstripping</i>	5
2.3 Subsidência Tectónica e Factores de Estiramento.....	9
2.4 Taxas de Sedimentação.....	12
2.5 Eventos Erosivos.....	13
2.6 Modelação de Bacias.....	14
3 Enquadramento Geológico	15
3.1 A Bacia Lusitânica.....	15
3.2 Contexto Geodinâmico.....	17
3.3 Sequências Estratigráficas.....	22
3.3.1 Triásico Superior, Sequências A e B.....	24
3.3.2 Hetangiano, Sequência C.....	24
3.3.3 Sinemuriano, Sequência D.....	25
3.3.4 Pliensbaquiano – Aaleniano, Sequência E.....	25
3.3.5 Bajociano – Caloviano, Sequências F e G.....	26
3.3.6 Oxfordiano, Sequência H.....	27

3.3.7 Kimmeridgiano, Sequência I.....	28
3.3.8 Titoniano – Berriasiano, Sequência J.....	28
3.3.9 Valanginiano – Barremiano Inferior, Sequência L.....	29
3.3.10 Barremiano Superior – Aptiano Superior, Sequência M.....	30
3.3.11 Aptiano terminal – Cenomaniano, Sequência N.....	30
3.3.12 Turoniano – Campaniano Inferior, Sequência O.....	31
3.3.13 Campaniano Superior – Maastrichiano, Sequência P.....	32
3.3.14 Paleocénico – Lutéciano Inferior, Sequência Q.....	32
3.3.15 Lutéciano Superior – Chattiano Inferior, Sequência R.....	32
3.3.16 Chattiano Superior – Tortoniano Inferior, Sequência S.....	33
3.3.17 Tortoniano Superior – Plistocénico basal (?), Sequência T.....	33
4 Intervalos com Potencial Gerador	35
4.1 Introdução.....	35
4.2 Conceitos de Geoquímica Orgânica.....	35
4.2.1 Fontes de Matéria Orgânica.....	35
4.2.2 Acumulação e Preservação da Matéria orgânica.....	36
4.2.3 Transformações durante o enterramento: Diagénesese, Catagénesese e Metagénesese.....	37
4.2.4 Tipos de querogénio, TOC, HI e OI.....	40
4.2.5 A influência de compostos inorgânicos no processo de maturação.....	42
4.3 Principais Intervalos Geradores do Jurássico na Bacia Lusitânica.....	44
4.3.1 Introdução.....	44
4.3.2 Formação Água de Madeiros.....	44
4.3.3 Formação Vale das Fontes.....	45
4.3.4 Formação Cabaços.....	46
4.4 Estudo de Caso: a Formação Cabaços no Vale das Rosas (Montejunto).....	47
4.4.1 Introdução.....	47
4.4.2 Associação de Fácies.....	49
4.4.2.1 Fácies A.....	49
4.4.2.2 Fácies B.....	50
4.4.2.3 Fácies C.....	50
4.4.3 Interpretação das Fácies.....	51
4.4.4 Correlação da secção estudada com poços vizinhos.....	52
4.4.5 Relação das Fácies com TOC.....	54

4.4.6 Discussão.....	54
4.4.7 Conclusões.....	57
5 Análise de Subsidência, Preenchimento e Erosão	58
5.1 Introdução.....	58
5.2 Dados de Poço.....	58
5.2.1 Localização dos poços e da linha sísmica.....	58
5.2.2 Sequências de 2ª ordem.....	60
5.2.3 Quantificação dos Eventos Erosivos.....	63
5.3 Correção de espessuras.....	66
5.4 Resultados.....	67
5.4.1 Etapas de Subsidência.....	67
5.4.1.1 Sector Norte.....	70
5.4.1.2 Sector Central.....	70
5.4.1.3 Sector Sul.....	72
5.4.2 Factores de Estiramento.....	72
5.4.3 Taxas de Sedimentação.....	75
6 Modelação em PetroMod	78
6.1 Introdução.....	78
6.2 Dados de entrada.....	78
6.2.1 Modelação 1D.....	78
6.2.2 Modelação 2D.....	79
6.3 Condições Fronteira.....	79
6.3.1 Paleobatimetria (PWD).....	79
6.3.2 Temperatura de Interface Água-Sedimento (SWIT).....	80
6.3.3 Fluxo de Calor (HF).....	80
6.4 Geoquímica Orgânica.....	82
6.5 Calibração Térmica.....	83
6.6 Resultados da modelação 1D.....	85
6.6.1 Poço 14 A-1.....	85
6.6.2 Poço SPM-2.....	87
6.6.3 Poço Vm-1.....	88
6.6.4 Poço SM-1.....	90
6.6.5 Poço 17 C-1.....	92

6.6.6 Poço Cp-1.....	93
6.6.7 Poço Fx-1.....	95
6.6.8 Poço 20 B-1.....	96
6.6.9 Poço Sb-1.....	97
6.6.10 Poço Br-3.....	99
6.7 Modelação 2D.....	101
7 Discussão	104
7.1 Introdução.....	104
7.2 Subsidência, Factores de Estiramento, Taxas de Sedimentação e Eventos Erosivos.....	105
7.2.1 Subsidência.....	105
7.2.2 Factores de Estiramento.....	106
7.2.3 Taxas de Sedimentação.....	107
7.2.4 Eventos Erosivos.....	108
7.3 Evolução da maturação da matéria orgânica.....	109
7.3.1 Estados de maturação dos intervalos com potencial gerador.....	109
7.3.2 <i>Timings</i> de Maturação.....	112
7.3.3 Principais factores influenciadores do estado de maturação.....	112
7.3.3.1 Fluxo de Calor.....	112
7.3.3.2 Subsidência.....	113
7.3.3.3 Eventos Erosivos.....	114
7.3.3.4 Conclusões.....	114
7.4 Sinopse Evolutiva.....	115
7.4.1 Sector Norte.....	115
7.4.2 Sector Central.....	115
7.4.3 Sector Sul.....	116
7.5 O que esperar na Bacia de Peniche?.....	117
8 Conclusões e Trabalho Futuro	121
8.1 Conclusões.....	121
8.2 Trabalho Futuro.....	122
Referências Bibliográficas	124

Anexo A (em formato digital)	133
A1 Poço 14 A-1.....	133
A2 Poço SPM-2.....	138
A3 Poço Vm-1.....	146
A4 Poço SM-1.....	153
A5 Poço 17 C-1.....	160
A6 Poço Cp-1.....	168
A7 Poço Fx-1.....	174
A8 Poço 20 B-1.....	181
A9 Poço Sb-1.....	186
A10 Poço Br-3.....	193

Índice de Figuras

2.1	Esquema da técnica de <i>backstripping</i> 1-D com uma unidade.....	8
2.2	Modelo de rifte proposto por McKenzie (1978) para explicar a formação e evolução das bacias de rifte.....	9
3.1	Localização da Bacia Lusitânica na margem ocidental da Ibéria.....	15
3.2	Localização dos limites da Bacia Lusitânica e falhas controladoras da sua evolução durante o Jurássico.....	16
3.3	Representação gráfica das fases de rifte/sin-rifte consideradas por diversos autores.....	18
3.4	Quadro litostratigráfico da Bacia Lusitânica com o seu enchimento sedimentar, passos evolutivos, esquemas evolutivos e sequencialidade.....	20
3.5	Litostratigrafia do Cenozóico das Bacias do Baixo Tejo e Bacia do Mondego.....	21
4.1	Zonação e evolução do processo de maturação ao longo da diagénese, catagénese e metagénese.....	39
4.2	A) Relação atómica H/C vs Relação atómica O/C ou diagrama de van Krevelen baseado na análise elemental dos querogénios; B) Diagrama HI vs OI baseado na Pirólise Rock-Eval.....	41
4.3	Evolução química dos querogénios e do petróleo ao longo da maturação térmica nas bacias sedimentares.....	43
4.4	Localização do corte em estudo, Vale das Rosas na Serra de Montejunto.....	48
4.5	Correlação das fácies identificadas com um afloramento em Montejunto e com dois poços.....	53
4.6	Log de fácies pormenorizado da Secção estudada no Vale das Rosas.....	56
5.1	Localização dos poços e da linha sísmica utilizados nesta dissertação.....	59
5.2	Pormenor do sector Central da Bacia Lusitânica com a identificação das três sub-bacias existentes.....	60
5.3	Identificação das sequências que são atravessadas por cada poço.....	62
5.4	Logs sintéticos de cada poço.....	65
5.5	Curvas de subsidência dos poços do Sector Norte.	69
5.6	Curvas de subsidência dos poços do Sector Central.	71
5.7	Curvas de subsidência do poço do Sector Sul.	72
5.8	Mapas de factor de estiramento para as fases de rifte do Triásico Superior e Jurássico Superior.....	74
5.9	Mapa de factor de estiramento total para cada poço.....	75

5.10	Taxas de Sedimentação para cada poço do Sector Norte (SN) e do Sector Sul (SS).	76
5.11	Taxas de Sedimentação para cada poço do Sector Central (SC).	77
6.1	Exemplo de fluxo de calor para uma fase de rifte no Jurássico Superior.....	81
6.2	Exemplo de modelo de fluxo de calor adoptado nos modelos, com as duas fases de rifte consideradas (Triásico Superior e Jurássico Superior).	82
6.3	Exemplo de calibração dos modelos de PetroMod. Adequação dos modelos teóricos de reflectância de vitrinite (representados por círculos) aos valores reais medidos (representados por losangos).....	84
6.4	Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço 14 A-1....	86
6.5	História de enterramento do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	86
6.6	Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da virinite para o poço SPM-2.....	87
6.7	História de enterramento do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	87
6.8	Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço Vm-1.....	89
6.9	História de enterramento do poço VM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	89
6.10	Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço SM-1.....	91
6.11	História de enterramento do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	91
6.12	Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço 17 C-1.....	92
6.13	História de enterramento do poço 17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	92
6.14	Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço Cp-1.....	94
6.15	História de enterramento do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	94
6.16	Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço Fx-1.....	95
6.17	História de enterramento do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	95
6.18	Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço 20 B-1.....	96
6.19	História de enterramento do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	97
6.20	Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço Sb-1.....	98
6.21	História de enterramento do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	99
6.22	Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço Br-3.....	100

6.23	História de enterramento do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	100
6.24	Aspecto geral da linha sísmica após ser re-desenhada em PetroMod.....	102
6.25	Aspecto geral da linha sísmica re-desenhada em PetroMod. (exageração vertical 5x).....	102
6.26	Janelas de maturação de hidrocarbonetos da actualidade (exageração vertical 5x), segundo Sweeney & Burnham (1990).....	103
7.1	Quadro Resumo dos principais resultados obtidos para cada um dos poços, com indicações relativas ao estiramento (β), taxas de sedimentação ($T \times S$), maturação (momento de entrada na última janela e intensidade da mesma) e soerguimento.....	104
7.2	Mapa com a representação da janela de maturação máxima atingida pelas sequências geradoras do Jurássico Inferior (Sequências D + E).....	110
7.3	Mapa com a representação da janela de maturação máxima atingida pelas sequências geradoras do Jurássico Superior (Sequência H).....	111
7.4	Secção sísmica interpretada da Bacia de Peniche.....	118
7.5	Modelo evolutivo proposto para a evolução da Bacia Lusitânica e da Bacia de Peniche.....	120
A.1	Calibração dos modelos de PetroMod do poço 14 A-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.....	133
A.2	História de enterramento do modelo 1 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	134
A.3	História de enterramento do modelo 2 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	134
A.4	História de enterramento do modelo 3 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	135
A.5	História de enterramento do modelo 4 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	135
A.6	História de enterramento do modelo 5 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	136
A.7	História de enterramento do modelo 6 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	136
A.8	História de enterramento do modelo 7 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	137
A.9	História de enterramento do modelo 8 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	137

A.10	Calibração dos modelos de PetroMod para o poço SPM-2. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.....	138
A.11	História de enterramento do modelo 1 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	139
A.12	História de enterramento do modelo 2 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	139
A.13	História de enterramento do modelo 3 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	140
A.14	História de enterramento do modelo 4 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	140
A.15	História de enterramento do modelo 5 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	141
A.16	História de enterramento do modelo 6 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	141
A.17	História de enterramento do modelo 7 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	142
A.18	História de enterramento do modelo 8 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	142
A.19	História de enterramento do modelo 9 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	143
A.20	História de enterramento do modelo 10 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).	143
A.21	História de enterramento do modelo 11 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	144
A.22	História de enterramento do modelo 12 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	144
A.23	História de enterramento do modelo 13 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).	145
A.24	História de enterramento do modelo 14 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	145
A.25	Calibração dos modelos de PetroMod do poço Vm-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.....	146
A.26	História de enterramento do modelo 1 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	147

A.27	História de enterramento do modelo 2 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	147
A.28	História de enterramento do modelo 3 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	148
A.29	História de enterramento do modelo 4 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	148
A.30	História de enterramento do modelo 5 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	149
A.31	História de enterramento do modelo 6 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	149
A.32	História de enterramento do modelo 7 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	150
A.33	História de enterramento do modelo 8 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	150
A.34	História de enterramento do modelo 9 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	151
A.35	História de enterramento do modelo 10 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	151
A.36	História de enterramento do modelo 11 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	152
A.37	História de enterramento do modelo 12 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	152
A.38	Calibração dos modelos de PetroMod do poço SM-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.....	153
A.39	História de enterramento do modelo 1 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	154
A.40	História de enterramento do modelo 2 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	154
A.41	História de enterramento do modelo 3 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	155
A.42	História de enterramento do modelo 4 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	155
A.43	História de enterramento do modelo 5 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	156
A.44	História de enterramento do modelo 6 do poço SM-1 com as janelas de maturação	

	segundo Sweeney & Burnham (1990)	156
A.45	História de enterramento do modelo 7 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	157
A.46	História de enterramento do modelo 8 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	157
A.47	História de enterramento do modelo 9 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	158
A.48	História de enterramento do modelo 10 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	158
A.49	História de enterramento do modelo 11 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	159
A.50	História de enterramento do modelo 12 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	159
A.51	Calibração dos modelos de PetroMod do poço 17 C-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.....	160
A.52	História de enterramento do modelo 1 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	161
A.53	História de enterramento do modelo 2 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	161
A.54	História de enterramento do modelo 3 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	162
A.55	História de enterramento do modelo 4 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	162
A.56	História de enterramento do modelo 5 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	163
A.57	História de enterramento do modelo 6 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	163
A.58	História de enterramento do modelo 7 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	164
A.59	História de enterramento do modelo 8 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	164
A.60	História de enterramento do modelo 9 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	165
A.61	História de enterramento do modelo 10 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	165

A.62	História de enterramento do modelo 11 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	166
A.63	História de enterramento do modelo 12 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	166
A.64	História de enterramento do modelo 13 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	167
A.65	História de enterramento do modelo 14 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	167
A.66	Calibração dos modelos de PetroMod do poço Cp-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.....	168
A.67	História de enterramento do modelo 1 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	169
A.68	História de enterramento do modelo 2 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	169
A.69	História de enterramento do modelo 3 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	170
A.70	História de enterramento do modelo 4 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	170
A.71	História de enterramento do modelo 5 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	171
A.72	História de enterramento do modelo 6 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	171
A.73	História de enterramento do modelo 7 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	172
A.74	História de enterramento do modelo 8 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	172
A.75	História de enterramento do modelo 9 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).	173
A.76	História de enterramento do modelo 10 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	173
A.77	Calibração dos modelos de PetroMod do poço Fx-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.....	174
A.78	História de enterramento do modelo 1 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	175

A.79	História de enterramento do modelo 2 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	175
A.80	História de enterramento do modelo 3 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	176
A.81	História de enterramento do modelo 4 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	176
A.82	História de enterramento do modelo 5 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	177
A.83	História de enterramento do modelo 6 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	177
A.84	História de enterramento do modelo 7 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	178
A.85	História de enterramento do modelo 8 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	178
A.86	História de enterramento do modelo 9 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	179
A.87	História de enterramento do modelo 10 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	179
A.88	História de enterramento do modelo 11 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	180
A.89	Calibração dos modelos de PetroMod do poço 20 B-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.....	181
A.90	História de enterramento do modelo 1 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	182
A.91	História de enterramento do modelo 2 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	182
A.92	História de enterramento do modelo 3 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	183
A.93	História de enterramento do modelo 4 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	183
A.94	História de enterramento do modelo 5 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	184
A.95	História de enterramento do modelo 6 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	184
A.96	História de enterramento do modelo 7 do poço 20 B-1 com as janelas de	

	maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	185
A.97	Calibração dos modelos de PetroMod do poço Sb-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.....	186
A.98	História de enterramento do modelo 1 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	187
A.99	História de enterramento do modelo 2 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	187
A.100	História de enterramento do modelo 3 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	188
A.101	História de enterramento do modelo 4 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	188
A.102	História de enterramento do modelo 5 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	189
A.103	História de enterramento do modelo 6 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	189
A.104	História de enterramento do modelo 7 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	190
A.105	História de enterramento do modelo 8 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	190
A.106	História de enterramento do modelo 9 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	191
A.107	História de enterramento do modelo 10 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	191
A.108	História de enterramento do modelo 11 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	192
A.109	Calibração dos modelos de PetroMod do poço Br-3. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.....	193
A.110	História de enterramento do modelo 1 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	194
A.111	História de enterramento do modelo 2 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	194
A.112	História de enterramento do modelo 3 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	195
A.113	História de enterramento do modelo 4 do poço Br-3 com as janelas de maturação	

	segundo Sweeney & Burnham (1990).....	195
A.114	História de enterramento do modelo 5 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	196
A.115	História de enterramento do modelo 6 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	196
A.116	História de enterramento do modelo 7 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	197
A.117	História de enterramento do modelo 8 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	197
A.118	História de enterramento do modelo 9 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	198
A.119	História de enterramento do modelo 10 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).....	198

Índice de Tabelas

4.1	Resumo dos parâmetros geoquímicos das Formações Cabaços/Vale Verde, Água de Madeiros e Vale das Fontes.....	47
5.1	Exemplos de valores de porosidade inicial e de factor de compactação assumidos para criar as litologias mistas.....	67
5.2	Constantes adoptadas para o <i>backstripping</i> e para os factores de estiramento.....	68

Capítulo 1 – Introdução

1.1 – Abertura

Este tema surge de uma evolução que se tem verificado nesta faculdade durante os últimos anos, com cada vez maior interesse nos aspectos fundamentais da Geologia do Petróleo. No entanto, como se sabe, trata-se de uma área extremamente abrangente e extremamente multidisciplinar, sendo necessário o controlo de diversos conceitos e ferramentas.

O interesse por esta área também me despertou curiosidade e comecei a envolver-me nestas questões de maturação e evoluções térmicas ainda durante a licenciatura. Senti então a necessidade de evoluir e aprofundar o meu conhecimento em diversos pontos que se demonstraram chave no decorrer desta dissertação, como o desenvolvimento de questões geodinâmicas de escala bacinal, o entendimento de processos de escala litosférica e de mecanismos de rifte, assim como de conceitos teóricos de geoquímica orgânica.

O resultado final segue-se nas próximas páginas, onde tentarei passar todo o meu entusiasmo decorrente deste trabalho, que a certa altura teve que ser parado, já que estava na hora de apresentar a dissertação final.

1.2 – Objectivos

O principal objectivo deste trabalho, que constitui o tema da respectiva dissertação, é o de contribuir para o conhecimento da evolução da subsidência, da evolução térmica e do estado de maturação dos principais intervalos geradores de hidrocarbonetos do Jurássico na Bacia Lusitânica, através de exercícios de modelação. No entanto, para conseguir responder/executar o principal objectivo desta dissertação, torna-se estritamente necessária a compreensão de diversos conceitos e modelos, que acabam por se constituir igualmente como objectivos desta dissertação. Entre estes, encontram-se a compreensão dos modelos existentes sobre os diferentes eventos de rifte na Bacia Lusitânica e a relação desses mesmos eventos com as diferentes fases de subsidência. Tendo em vista o desenvolvimento de modelos o mais completos possível é necessário estimar as taxas de sedimentação na Bacia Lusitânica, incluindo tanto eventos de sedimentação positiva como de sedimentação negativa (períodos erosivos). Um estudo que trata de intervalos geradores de hidrocarbonetos ficaria incompleto

sem uma abordagem à geoquímica orgânica desses mesmos intervalos, pelo que se realiza uma caracterização desses mesmos intervalos. É realizado em campo o estudo de uma secção de um dos principais intervalos geradores (Oxfordiano) de forma a apreender quais serão as fácies mais propícias para a geração de hidrocarbonetos nesse intervalo. Finalmente tentar-se-á relacionar a evolução térmica dos diferentes sectores da Bacia Lusitânica (Norte, Central e Sul), com uma breve referência ao que se poderá esperar para a Bacia de Peniche.

1.3 – Metodologia

O trabalho realizado culminou com a criação de modelos de maturação para os intervalos geradores na Bacia Lusitânica; no entanto muitas etapas foram necessárias para a sua execução.

A fase inicial dos trabalhos englobou uma revisão bibliográfica de toda a informação disponível referente ao contexto geodinâmico e estratigrafia da Bacia Lusitânica, assim como uma compilação da informação referente às características de geoquímica orgânica para os intervalos potenciais geradores de hidrocarbonetos do Jurássico. Foi igualmente necessária a aquisição de informação sobre *backstripping* de poços e mecanismos de estiramento crustal, assim como de conceitos teóricos sobre geoquímica orgânica que se consideraram relevantes.

O trabalho de campo, tendo em vista a caracterização das fácies mais propícias para a geração de hidrocarbonetos, foi o passo seguinte realizado neste trabalho. Foi seleccionado o intervalo do Oxfordiano, mais concretamente correspondente à Formação Cabaços, no Vale das Rosas na Serra de Montejunto. Aqui, foi realizado um estudo de definição de fácies presentes, tendo em vista a sua correlação com as fácies geradoras presentes em poços da Formação Cabaços.

A selecção dos poços a trabalhar corresponde à fase seguinte do trabalho desenvolvido. Estes foram escolhidos consoante a qualidade de informação disponível, principalmente nos relatórios de poço (Fonte: DPEP e Atlantis). Toda a sequência litostratigráfica foi modificada para sequências de 2ª ordem, de forma a obter uma homogeneização de nomenclatura em todos os sectores da Bacia Lusitânica.

A etapa seguinte engloba todo o estudo alusivo aos poços seleccionados. Para cada poço foi calculada a subsidência total e a subsidência tectónica, tendo em conta diversas correcções. Para a(s) fase/s de rifte identificada/s foi calculado o respectivo factor de

estiramento (factor β). Foi igualmente estimada a erosão para cada intervalo erosivo considerado, Caloviano Aptiano Superior/Turoniano Superior e Tortoniano Superior, já que se consideraram como os mais importantes à escala bacinal.

A fase final do trabalho corresponde à modelação, em *software* PetroMod 1D e 2D, dos poços (1D) e de uma linha sísmica (2D), com o objectivo de compreender a evolução da maturação dos intervalos geradores. Para tal foi necessário atribuir as condições fronteira para cada poço (paleobatimetria, temperatura de interface água-sedimento e fluxo de calor) e os valores de geoquímica orgânica para os intervalos geradores considerados. Todos os modelos foram calibrados recorrendo a dados de reflectância da vitrinite (%Ro) de forma a balizar o modelo de temperatura.

1.4 – Plano da Dissertação

O presente trabalho encontra-se subdividido em oito capítulos, de forma a facilitar a leitura e estruturado de forma a seguir o encadeamento do trabalho realizado para a execução desta mesma dissertação de mestrado.

Capítulo 1 – São apresentados os objectivos principais a atingir ao longo do trabalho e uma breve descrição sobre as diversas técnicas e metodologias aplicadas.

Capítulo 2 – Aqui é apresentada a fundamentação teórica de toda a metodologia aplicada ao longo do trabalho.

Capítulo 3 – Enquadramento da Bacia Lusitânica e o seu contexto geodinâmico, com uma breve discussão referente às diferentes fases de rifte, bem como as sequências estratigráficas que compõem o preenchimento sedimentar da Bacia.

Capítulo 4 – Referência aos principais intervalos com potencial gerador de hidrocarbonetos do Jurássico, tal como alguns conceitos sobre geoquímica orgânica. Apresenta-se também o caso de estudo da Formação Cabaços em Vale das Rosas (Montejunto).

Capítulo 5 – Análise da subsidência, do preenchimento e da erosão. Apresentação dos dados de poço iniciais utilizados neste trabalho, alguns parâmetros teóricos fundamentais e os resultados obtidos decorrentes, incluindo os factores de estiramento.

Capítulo 6 – Modelação realizada em PetroMod 1D e 2D. São referidos quais os dados de entrada, as condições fronteira para cada um dos modelos, as características de geoquímica orgânica, a calibração térmica de cada um dos modelos e as janelas de maturação atingidas por cada um dos intervalos com potencial de geração de hidrocarbonetos.

Capítulo 7 – Discussão dos principais pontos chave desta dissertação, a subsidência, a evolução da maturação da matéria orgânica dos intervalos com potencial gerador, a relação entre os diferentes sectores da Bacia Lusitânica e a extrapolação para a Bacia de Peniche. São aqui referidos também os principais factores que influenciam a evolução da maturação na Bacia Lusitânica.

Capítulo 8 – Conclusões deste trabalho, propostas e algumas perspectivas em relação a trabalhos futuros.

Capítulo 2 – Fundamentação Metodológica

2.1 – Introdução

Nesta dissertação é desenvolvida uma metodologia de estudo para entender a evolução da subsidência e a evolução térmica na Bacia Lusitânica.

Os principais aspectos de formação e desenvolvimento de bacias tipo rifte foram explicados por McKenzie (1978) utilizando modelos térmicos e cinemáticos relativamente simples. Estes modelos assumem que as bacias de rifte evoluem devido a extensão e adelgaçamento da litosfera continental e subsequentemente relaxamento térmico (ex: McKenzie, 1978; Royden & Keen 1980; Watts *et al.*, 1982). Durante a fase de extensão, assim como na fase de relaxamento, a litosfera vai subsidir originando espaço de acomodação para os sedimentos se acumularem. Os sedimentos por sua vez irão funcionar como cargas, forçando a que a bacia subsidia ainda mais.

De forma a entender a evolução de uma bacia tipo rifte, como é o caso da Bacia Lusitânica, é necessário analisar e interpretar as relações mútuas entre a extensão, a carga sedimentar e a subsidência, tal como a sua influência na evolução térmica, e consequente maturação, dos sedimentos e respectiva matéria orgânica.

2.2 – *Backstripping*

Para o estudo da evolução da subsidência foi aplicado um modelo de *backstripping* (Figura 2.1), consistindo na remoção da carga sedimentar e da coluna de água de forma a restaurar a posição do soco na ausência destas cargas (ex: Watts & Ryan, 1976). Uma vez que os sedimentos são, na maioria das vezes, cargas bem definidas espacialmente e temporalmente, podendo ser alvo de um *backstripping* sequencial, a história de subsidência/*uplift* é revelada (Watts & Ryan, 1976).

O *backstripping* dos sedimentos pode ser realizado de uma de duas formas (Cunha, 2008). Pode ser realizado num determinado local pontual (1-D), para obter curvas de subsidência relativamente detalhadas em poços, onde existe informação estratigráfica relativamente detalhada (Stapel *et al.*, 1996; Lin *et al.*, 2003; Stewart *et al.*, 2000). O

backstripping 1-D assume que as cargas sedimentares estão compensadas isostaticamente localmente (Isostasia de Airy) (Cunha, 2008).

Alternativamente o *backstripping* pode ser realizado ao longo de uma linha (2-D) ou para uma área da bacia (3-D). Para ambos os casos pode ser utilizado um modelo isostático flexural, regional, em vez de um modelo isostático local (Cunha, 2008). Estas técnicas permitem efectuar eficientemente as histórias de subsidência de grandes áreas (ex: Stewart *et al.*, 2000), no entanto perde-se o detalhe estratigráfico e paleoambiental, contrariamente ao *backstripping* 1D (Cunha, 2008). Quando possível dever-se-á integrar todos os dados existentes (ex: Stewart *et al.*, 2000).

Para a realização do *backstripping* 1-D em poços é necessário possuir informação no que respeita às litologias, idades de deposição e profundidades de deposição das principais unidades estratigráficas. Assim será possível determinar a curva de subsidência total e a curva de subsidência tectónica num determinado local pontual, assumindo uma compensação isostática local tanto para a carga sedimentar como para a coluna de água (Cunha., 2008).

O primeiro passo a realizar no *backstripping* 1-D é descompactar a coluna sedimentar, reconstruindo a sua espessura inicial no momento da sua deposição. Para esta operação é comum utilizar-se curvas exponenciais de porosidade-profundidade, como as propostas por Athy (1930) ou Bond & Kominz (1984). A aplicação continuada de pressão, uma força, quer seja vertical ou horizontal, tem uma tendência definida – a redução de volume ou compactação (Athy, 1930). Segundo o mesmo autor, a compactação é provocada por uma redução no espaçamento dos grãos, por recristalização e, em alguns sedimentos, por decomposição. Assim, ocorre uma redução na porosidade e conseqüentemente um aumento da densidade. É através deste efeito mecânico da compactação, associado ao enterramento dos sedimentos, que origina as curvas empíricas de porosidade-profundidade, em que os sedimentos vão perdendo porosidade à medida que vão sendo enterrados.

A partir das curvas de porosidade-profundidade, a espessura descompactada (S^*) de um determinado nível de sedimentos pode ser expressa utilizando a espessura actual (S) e a porosidade do nível compactado (Φ_s) e descompactado/inicial (Φ_s^*).

$$S^* = S \frac{1 - \Phi_s}{1 - \Phi_s^*} \quad (2.1)$$

No entanto é difícil obter valores de porosidade de uma determinada litologia sem a realização de poços e posteriormente realizar ensaios mecânicos para obter os valores de porosidade concretos. Assim, optou-se por seguir Rubey & Hubbert (1960) que definem, para valores de pressão normais, a seguinte relação de porosidade (Φ_s),

$$\Phi_s = \Phi_s^* e^{-cz} \quad (2.2)$$

onde c representa o coeficiente de compactação, extraído das curvas de porosidade-profundidade, e z a profundidade. Seguindo os passos de Sclater & Christie (1980) obtém-se a fórmula geral para realizar o a descompactação de forma sequencial:

$$z'_2 - z'_1 = z_2 - z_1 - \frac{\Phi_s^*}{c} (e^{-cz_1} - e^{-cz_2}) + \frac{\Phi_s^*}{c} (e^{-cz'_1} - e^{-cz'_2}) \quad (2.3)$$

Considerando que um determinado nível sedimentar se encontra, actualmente, entre as profundidades z_1 e z_2 , este nível irá expandir quando os sedimentos que o sobrepõem forem removidos, passando para uma profundidade entre z'_1 e z'_2 . Admitindo que a porosidade inicial e o factor de compactação são conhecidos e constantes, a diferença entre z'_2 e z'_1 pode ser avaliada, já que z'_1 corresponde à base do nível anterior. Tendo calculado z'_1 removendo passo a passo a coluna sedimentar, z'_2 pode ser calculado recorrendo à fórmula anterior. Iniciando este processo com a remoção do nível sedimentar superior, portanto z'_1 é igual a zero (0), e a expressão anterior fica

$$z'_2 = z_2 - z_1 - \frac{\Phi_s^*}{c} (e^{-cz_1} - e^{-cz_2}) + \frac{\Phi_s^*}{c} (1 - e^{-cz_2}) \quad (2.4)$$

Executando estas operações de forma consecutiva é possível descompactar todos os níveis sedimentares, obtendo-se uma curva de subsidência total. Note-se que $z'_2 - z'_1 = S^*$ e que $z_2 - z_1 = S$.

A densidade média dos sedimentos ($\bar{\rho}_s$), à medida que se vai descompactando os níveis, também se vai modificando e pode ser calculada através da porosidade inicial (Φ_s^*),

$$\bar{\rho}_s = \rho_w \Phi_s^* + \rho_g (1 - \Phi_s^*) \quad (2.5)$$

onde ρ_w e ρ_g são a densidade da água e a densidade dos grãos dos sedimentos respectivamente.

O *backstripping* (Figura 2.1) de um determinado poço ficará completo com um balanço de densidades relativas, de forma a obter a posição do soco no momento em que se iniciou a deposição dos sedimentos num determinado intervalo de tempo, sem a influência de carga dos sedimentos e da coluna de água, resultando num simples balanço de massas e admitindo que a litosfera responde localmente às cargas sedimentares, pelo que a Subsidência Tectónica (*ST*) é igual a,

$$ST = S^* \left[\frac{(\rho_m - \bar{\rho}_s)}{(\rho_m - \rho_w)} \right] + W_d - \Delta sl \left[\frac{(\rho_m)}{(\rho_m - \rho_w)} \right] \quad (2.6)$$

onde W_d representa a espessura da coluna de água no momento da deposição, Δsl é a variação do nível médio do mar em relação à actualidade e ρ_m a densidade do manto a 0°C.

A Equação 2.6 é conhecida pela equação de *backstripping* (Steckler & Watts, 1978) e possui três termos independentes. Começando da esquerda para a direita, o primeiro corresponde ao termo da carga sedimentar, seguido pelo termo da profundidade da coluna de água e finalmente o termo da variação do nível do mar.

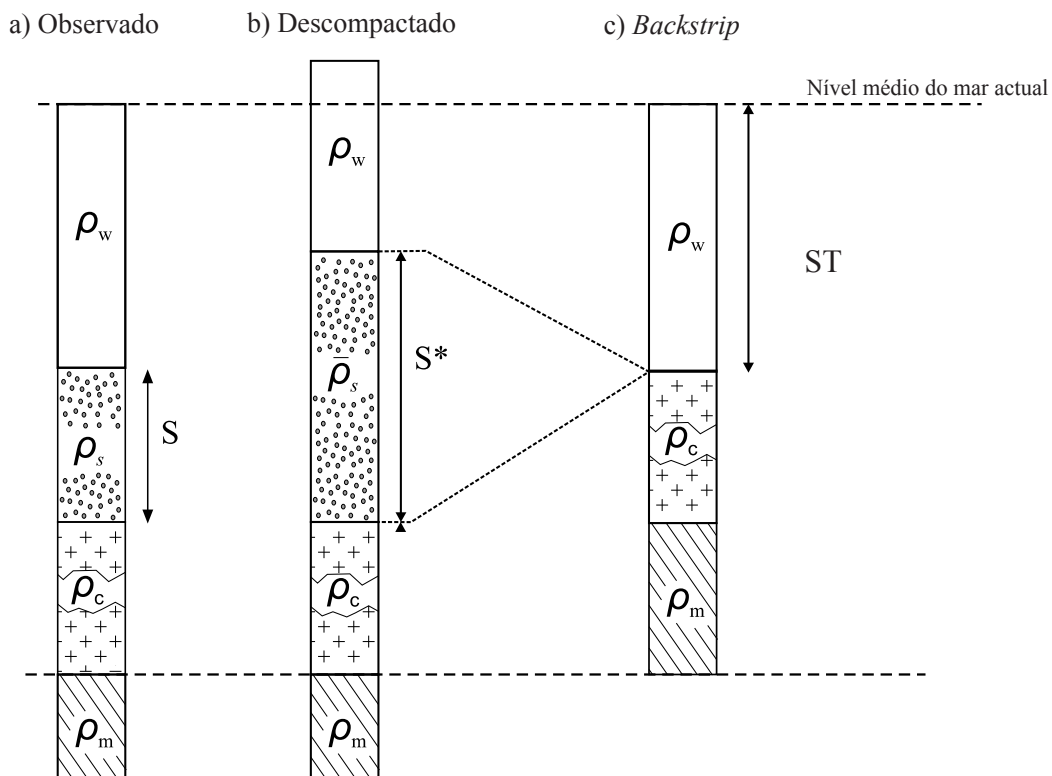


Figura 2.1 – Esquema da técnica de backstripping 1-D com uma unidade (adaptado de Cunha, 2008).

2.3 – Subsidiência Tectónica e Factores de Estiramento

Em regimes extensionais, tais como bacias de rifte intracontinental e margens continentais passivas, a subsidiência tectónica (*ST*) é normalmente descrita como o deslocamento vertical do soco, provocado pelos reequilíbrios isostáticos e térmicos da litosfera continental estirada (McKenzie, 1978; Steckler & Watts, 1978).

Segundo o modelo de McKenzie (1978), a história de subsidiência/soerguimento das bacias sedimentares de tipo rifte compreende duas fases distintas (Figura 2.2). A primeira corresponde a um movimento brusco ascendente/descendente do soco, que resulta de um reequilíbrio isostático na região da bacia. A segunda fase consiste num padrão de subsidiência do tipo exponencial associada à relaxação térmica da litosfera, que progressivamente recupera a sua espessura de equilíbrio, ou seja a sua espessura antes da ocorrência da extensão.

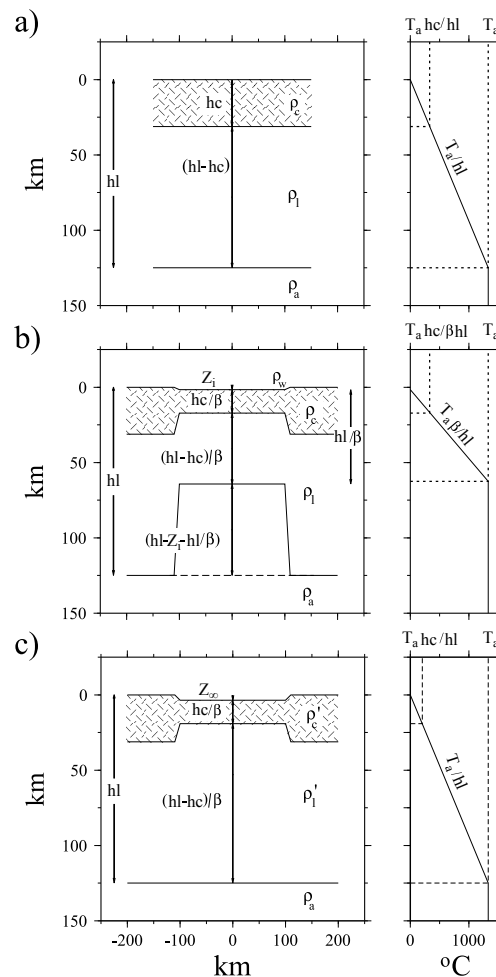


Figura 2.2 – Modelo de rifte proposto por McKenzie (1978) para explicar a formação e evolução das bacias de rifte: subsidiência (esquerda) e estrutura térmica da litosfera (direita). a) Litosfera antes do estiramento; b) Após rifting instantâneo; c) Após relaxação térmica da litosfera e recuperação do gradiente de temperatura inicial. (Adaptado de Cunha, 2008).

Apesar de negligenciar alguns efeitos resultantes do processo de rifte (ex: fusão parcial do manto, migração lateral de níveis reologicamente mais fracos em níveis inferiores da crosta), os modelos do tipo McKenzie permitem explicar a grande maioria das observações relacionadas com a formação das bacias sedimentares do tipo rifte (Cunha, 2008). Para além disto, permitem estabelecer relações simples entre a quantidade de estiramento (β), a Subsidência Tectónica (ST) e o Fluxo de Calor (HF), observados na bacia (McKenzie, 1978).

Admitindo que o estiramento da litosfera ocorre instantaneamente, para $t = 0$, de forma que a espessura da litosfera (hl) se torna hl/β , as densidades da parte do manto da litosfera (ρ_l) e da crosta (ρ_c) não se vão modificar e conseqüentemente a densidade média da litosfera manter-se-á.

Considerando o eixo dos z positivo em direcção descendente e uma elevação inicial zero, a subsidência inicial (Z_i) é igual a

$$Z_i = \frac{hl\rho_a - hc\rho_c - (hl - hc)\rho_l}{\rho_a - \rho_w} \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) \quad (2.7)$$

onde hc é a espessura da crosta e ρ_a a densidade da astenosfera.

$$\rho_a = \rho_m(1 - \alpha T_a) \quad (2.8)$$

$$\rho_c = \rho_{c0} \left(1 - \frac{\alpha}{2} T_a \frac{hc}{hl}\right) \quad (2.9)$$

$$\rho_l = \rho_m \left(1 - \frac{\alpha}{2} T_a - \frac{\alpha}{2} T_a \frac{hc}{hl}\right) \quad (2.10)$$

em que α é o coeficiente de expansão térmica, T_a representa a temperatura da astenosfera (admitindo-se que a temperatura da base da litosfera é igual a T_a) e ρ_{c0} é a densidade da crosta a 0°C. Note-se que foi negligenciado o efeito da compressibilidade na densidade tal como McKenzie (1978) e seguindo o trabalho realizado por Le Pichon & Sibuet (1981).

Após um longo período de tempo ($t = \infty$), o gradiente térmico induzido pelo estiramento vai relaxar. Uma vez que a densidade média da astenosfera é inferior à da litosfera, a relaxação térmica irá resultar numa continuação da subsidência da bacia. No entanto, quando o gradiente térmico é recuperado, as proporções relativas de crosta e manto na litosfera são diferentes, e conseqüentemente as expressões de cálculo das densidades da crosta e do manto

alteraram-se, onde ρ'_l e ρ'_c são as densidades do manto litosférico e da crosta para um tempo t infinito,

$$\rho'_l = \rho_m \left(1 - \frac{\alpha}{2} T_a - \frac{\alpha}{2} T_a \frac{hc}{\beta hl} \right) \quad (2.11)$$

$$\rho'_c = \rho_{c0} \left(1 - \frac{\alpha}{2} T_a \frac{hc}{\beta hl} \right) \quad (2.12)$$

A subsidência para t infinito pode ser definida por,

$$Z_\infty = \frac{hl(\rho'_l - \rho_l) + hc \left[\rho_l - \left(\frac{\rho'_l}{\beta} \right) + \left(\frac{\rho'_c}{\beta} \right) - \rho_c \right]}{\rho_a - \rho_w} \quad (2.13)$$

Le Pichon & Sibuet (1981) mostram a relação linear entre Z_∞ e $1-(1/\beta)$ em que

$$Z_\infty = hc \frac{\rho_l - \rho_c + \rho_m (\alpha/2) T_a}{\rho_a - \rho_w} \left(1 - 1/\beta \right) \quad (2.14)$$

A diferença entre Z_∞ e Z_i é devido a um progressivo regresso ao equilíbrio térmico. Então a subsidência térmica (Z_t) que se segue à subsidência inicial devido ao estiramento (Z_i) é igual a,

$$Z_t = Z_\infty - Z_i \quad (2.15)$$

É de notar que o valor da subsidência para um tempo infinito é independente da história de arrefecimento e conseqüentemente da variação lateral da temperatura (Le Pichon & Sibuet, 1981). Segundo os mesmos autores dependerá unicamente de um valor de equilíbrio para a espessura da litosfera (hl) em tempo infinito. A subsidência para um tempo infinito pode ser considerada a subsidência final da bacia, ou melhor a subsidência tectónica total (STT).

Se for assumido o modelo isostático de Airy, onde as massas de litosfera estirada e não estirada se encontram balanceadas em toda a bacia e as densidades da crosta e do manto não variarem com a temperatura, é possível retirar a partir da Equação 2.14 uma expressão simples que relaciona a quantidade de estiramento com a STT .

$$\beta^{-1} = 1 - \frac{STT(\rho_m - \rho_w)}{hc(\rho_m - \rho_c)} \quad (2.16)$$

Os valores inferidos para o estiramento (β) foram calculados utilizando as expressões anteriores de Z_i , Z_t e Z_∞ , sendo depois comparados com os valores de estiramento total obtidos através da Equação 2.16 e da fórmula geral de Le Pichon & Sibuet (1981) em que

$$\beta = \frac{7,5}{7,5 - STT} \quad (2.17)$$

2.4 – Taxas de Sedimentação

É largamente aceite que existe uma relação entre as taxas de sedimentação e o intervalo de observação, tendo diversos estudos divulgado que as taxas de sedimentação diminuem à medida que o intervalo de observação aumenta (ex: Sadler, 1981). Este fenómeno é normalmente explicado pela distribuição de hiatos e de secções condensadas (Schlager *et al.*, 1998). A sedimentação é um processo pulsante ou episódico que muito raramente ocorre a um ritmo constante, pelo que o registo estratigráfico se encontra repleto de hiatos e secções condensadas, ou seja intervalos de tempo em que a sedimentação ocorreu de forma muito lenta (Barrell, 1917; Plotnick, 1986). Tal pode revelar incertezas nos cálculos das taxas de sedimentação, tanto de longos períodos de deposição como de períodos demasiado curtos, onde poderá perder-se o controlo estratigráfico (Schlager *et al.*, 1998).

A taxa de sedimentação (TxS) é geralmente definida como a espessura vertical de uma secção sedimentar dividida pelo intervalo de tempo necessária para a sua deposição (Einsele, 1992; Schlager *et al.*, 1998; Altermann & Nelson, 1998),

$$TxS = \frac{Z}{t} \quad (2.18)$$

onde Z corresponde à espessura e t ao intervalo de tempo considerado.

Um dos problemas associados ao cálculo das taxas de sedimentação, prende-se com a porosidade dos sedimentos. Aquando da ocorrência de deposição os sedimentos “frescos” possuem valores de porosidade muito elevados, perdendo essa porosidade à medida que vão sofrendo carga dos que se lhes sobrepõem e vão sendo enterrados (Athy, 1930; Einsele,

1992). Portanto, calcular as taxas de sedimentação sem ter em conta a variação da porosidade vai proporcionar valores de taxas de sedimentação mais baixas, já que os valores de porosidade serão menores e conseqüentemente a espessura é menor (Einsele, 1992).

Desta forma o cálculo das taxas de sedimentação deverá ser realizado em secções sedimentares descompactadas, tendo em conta a correcção de porosidade (Altermann & Nelson, 1998). Diversos autores não corrigiram as taxas de sedimentação em relação à porosidade, introduzindo na discussão do problema os hiatos deposicionais, períodos erosivos intraformacionais e secções condensadas (*vide* Altermann & Nelson, 1998).

2.5 – Eventos Erosivos

A maioria dos sedimentos depositados nas bacias sedimentares provém das regiões emersas, expostas às acções erosivas subaéreas. Estas acções representam tanto mais importância quanto maior for o tempo de exposição subaérea, levando à meteorização física e/ou química dos sedimentos (Einsele, 1992). Aquando de um *uplift* numa bacia sedimentar os próprios sedimentos dessa bacia poderão ficar expostos e sofrer estas acções de meteorização, sofrendo erosão ou sedimentação negativa.

A identificação destes eventos erosivos no registo sedimentar não é difícil, principalmente se se tratar de um evento à escala bacinal. O principal problema surge com a quantificação do evento erosivo. A quantificação dos sedimentos que foram erodidos num determinado período de tempo é extremamente importante, já que estes fizeram parte da bacia sedimentar, tendo provocando cargas e tendo levado os sedimentos subjacentes a profundidades mais elevadas que as supostas, atendendo apenas à sedimentação positiva com registo na coluna sedimentar.

Para a quantificação da perda sedimentar aquando dos eventos erosivos utilizou-se uma metodologia relativamente simples, para os eventos onde não existia nenhuma publicação sobre o assunto. Optou-se pela realização de diversos cenários, assumindo uma continuação da sedimentação por mais x (Ma) à T_xS referente para o intervalo de tempo imediatamente anterior ao evento erosivo, considerando-se posteriormente o evento erosivo por mais y (Ma). O pior cenário possível corresponderá àquele que se verifica actualmente, com a espessura actual.

É igualmente possível inferir as espessuras de sedimentos erodidas através da análise das curvas de subsidência (ex: Cunha, 2008), da análise cartográfica de mapas (ex: Santos *et al.*, 2010) ou através de dados de reflectância de vitrinite (%Ro) (ex: Dow, 1978).

2.6 – Modelação de Bacias

Na modelação de bacias sedimentares são utilizados diversos dados (geológicos, geofísicos, geoquímicos e termodinâmicos) de forma a conceber modelos numéricos a fim de quantificar os processos responsáveis pela evolução das bacias sedimentares (Belaid *et al.*, 2010). A modelação de bacias é amplamente utilizada para estudos de evolução do enterramento, evolução da subsidência e evolução térmica das bacias sedimentares (ex: Welte & Yuckler, 1981; Lutz *et al.*, 2004; Frielingsdorf *et al.*, 2008; Baur *et al.*, 2010; Belaid *et al.*, 2010; Kuhn *et al.*, 2010; Hakimi *et al.*, 2010).

Durante esta dissertação foi utilizado o software PetroMod 1D e 2D (v11 SP4 64-bit) da IES-Schlumberger, Aachen, Alemanha. De forma a criar o modelo conceptual é necessário introduzir: 1) dados sobre a idade de deposição dos sedimentos; 2) a espessura dos sedimentos; 3) a idade e valor dos eventos erosivos (caso se aplique); 4) a litologia; 5) geoquímica orgânica (TOC, HI e cinética). É igualmente necessário criar as seguintes condições fronteira: i) HF (*Heat Flow* – Fluxo de Calor); ii) SWIT (*Sediment-Water Interface Temperature* – Temperatura de Interface Água-Sedimento); iii) PWD (*PaleoWater Depth* – Paleobatimetria).

Os modelos de evolução do enterramento e da evolução térmica da bacia, elaborados a partir de dados de sedimentação e subsidência, podem ser calibrados recorrendo a dados de outras naturezas. Tal é o caso dos valores de reflectância de vitrinite (%Ro), T_{máx}, temperaturas reais medidas no fundo do poço ou de análises por traço de fissão de apatite (as quais indicam o “percurso térmico” desses grãos ao longo do tempo etc. Desta forma é possível contextualizar e balizar o modelo permitindo uma evolução e refinamento do mesmo, sendo também possível testar outras possibilidades na evolução da bacia sem nunca desviar a atenção da consistência dos dados analíticos.

Os principais fundamentos da modelação de bacias podem ser consultados em Welte & Yuckler (1981), Welte & Yalcin (1988) e Tissot *et al* (1987), por exemplo.

A Bacia Lusitânica é limitada a Este pelo soco hercínico, denominado Maciço Hespérico, não estirado, e a Oeste pelo *horst* das Berlengas. Estes limites são materializados a Este por um sistema complexo composto pelas falhas de Porto – Tomar, Arrife – Vale Inferior do Tejo, Setúbal – Pinhal Novo e a Oeste por uma falha submeridiana que se situará entre as Berlengas e a Bacia de Peniche (Kullberg, 2000). O limite a Sul é traduzido por uma elevação de soco a Sul da Arrábida, falha da Arrábida (Kullberg, 2000) e o limite Norte corresponde a uma transição *en echelon* para a Bacia do Porto (Ribeiro *et al.*, 1996). Para Alves *et al.* (2003) o limite Norte da Bacia Lusitânica é materializado pela falha de Aveiro, pertencente a uma importante família de falhas de transferência com uma orientação E-W a NW-SE.

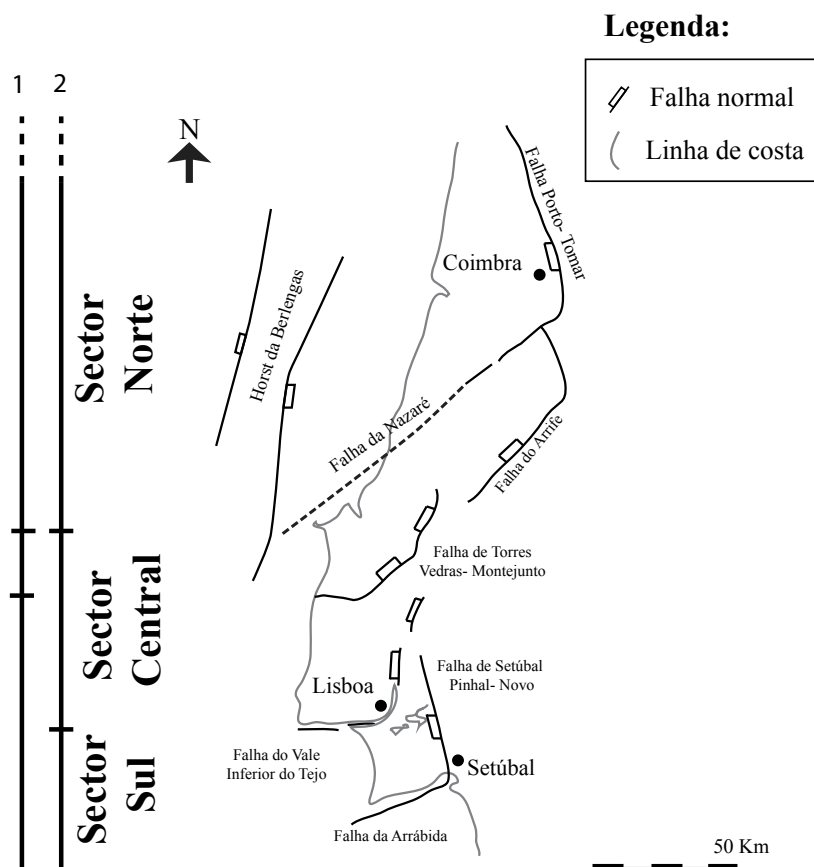


Figura 3.2 – Localização dos limites da Bacia Lusitânica e falhas controladoras da sua evolução durante o Jurássico. Divisão dos sectores: 1-Rocha & Soares (1984); 2-Ribeiro *et al.* (1996). (adaptado de Kullberg, 2000).

Rocha & Soares (1984) subdividiram internamente a Bacia Lusitânica em três sectores distintos (Figura 3.2), tendo por base a variação de fácies e de espessura das unidades litostratigráficas do Jurássico Inferior. Segundo Kullberg (2000) estes sectores coincidem com sectores tectónicos bem limitados e diferenciados do ponto de vista geométrico e cinemático. Segundo o mesmo autor a cobertura sedimentar encontra-se fortemente influenciada pela estrutura profunda da bacia, apresentando localmente estruturas com características

peliculares, condicionadas por movimentos dos níveis evaporíticos. Ribeiro *et al.* (1996) redefiniram os sectores propostos por Rocha & Soares (1984), nomeadamente o sector central. A proposta de sectores de Ribeiro *et al.* (1996) e utilizada por Kullberg (2000) e Fernandes (2009), será aqui igualmente seguida, correspondendo os mesmos a:

- a) Sector Norte, localizado a Norte da falha da Nazaré;
- b) Sector Central, localizado ente a falha da Nazaré e a falha do estuário do Tejo;
- c) Sector Sul, situado entre a falha do estuário do Tejo e a falha da Arrábida.

Durante o Eocénico ocorre a diferenciação da Bacia Lusitânica em duas bacias terciárias distintas: a Bacia terciária do Mondego (a Norte) e a Bacia terciária do Baixo Tejo (a Sul) (Cunha, 1992). A Bacia terciária do Mondego corresponde a uma ampla área subsidente, alongada segundo a direcção SW-NE e actualmente compreendida entre as Montanhas Ocidentais Portuguesas e a Cordilheira Central Portuguesa – Maciço Calcário Estremenho. O enchimento é siliciclástico e assenta sobre o Mesozóico ou, mais para Este, directamente no soco hercínico (Cunha *et al.* 2000). A Bacia terciária do Baixo Tejo alonga-se segundo a direcção NE-SW e situa-se a SE da Cordilheira Central Portuguesa e Maciço Calcário Estremenho. O enchimento é quase exclusivamente siliciclástico, assentando sobre o Mesozóico (Península de Setúbal – Lisboa – Tomar) ou directamente sobre o soco hercínico (Cunha *et al.* 2000).

3.2 – Contexto Geodinâmico

A estruturação inicial da Bacia Lusitânica data do Triásico Superior, em virtude da fragmentação da Pangeia, com influências do regime tetisiano em fase de abertura a E-SE (Pena dos Reis & Pimentel, 2010a). A partir do Jurássico Superior o início da abertura do Atlântico Norte corresponde ao maior elemento controlador da evolução da Bacia Lusitânica, inclusivamente com o *break-up* em três segmentos distintos ao longo do Cretácico Inferior. A última fase geodinâmica que afectou a Bacia Lusitânica foi a inversão tectónica e o *uplift* da maioria das áreas, que se iniciou ainda no Turoniano. A Bacia Lusitânica é considerada uma bacia de *rifting* de margem passiva não vulcânica (Alves *et al.*, 2006).

Durante a evolução Mesozóica da Bacia Lusitânica, até à ruptura continental total e consequente formação de litosfera oceânica (*oceanic break-up*), podem considerar-se diversos episódios de *rifting*. Enquanto o *timing* da última fase de rifte ocorrida ao largo da Ibéria é

relativamente consensual, tendo levado ao *break-up* durante o Aptiano, já as outras fases de rifte que afectaram a Bacia Lusitânica carecem de consensualidade. Assim, durante a discussão das fases de rifte da Bacia Lusitânica não se incorporará esta do Aptiano.

Para Montenat *et al.* (1988), Wilson *et al.* (1989), Pinheiro *et al.* (1996) e Carvalho *et al.* (2005) podem considerar-se dois episódios de rifte na Bacia Lusitânica, embora sem consensualidade nos *timings* de actuação destes eventos. De acordo com Stapel *et al.* (1996), Rasmussen *et al.* (1998), Alves *et al.* (2002, 2006 e 2009), Kullberg *et al.* (2006) e Pereira & Alves (2011) a Bacia Lusitânica foi afectada por três episódios de *rifting*, no entanto não concordam com o *timing* de actuação destes eventos. A Figura 3.3 mostra o número de fases de rifte consideradas por cada autor para a Bacia Lusitânica e o seu intervalo de actuação.

Escala Geocronológica		Idade (Ma)	Montenat <i>et al.</i> , 1988	Wilson <i>et al.</i> , 1989	Pinheiro <i>et al.</i> , 1996	Stapel <i>et al.</i> , 1996	Rasmussen <i>et al.</i> , 1998	Alves <i>et al.</i> , 2002	Kullberg <i>et al.</i> , 2006	Alves <i>et al.</i> , 2006	Alves <i>et al.</i> , 2009	Pereira & Alves, 2011	
Cretácico	Superior	Maastrichtiano	65.5 ±0.3										
		Campaniano	70.6 ±0.6										
		Santoniano	83.5 ±0.7										
		Coniaciano	85.8 ±0.7										
		Turoniano	~ 88.6										
		Cenomaniano	93.6 ±0.8										
	Inferior	Albiano	99.6 ±0.9										
		Aptiano	112.0 ±1.0										
		Barremiano	125.0 ±1.0										
		Hauteriviano	130.0 ±1.5										
		Valanginiano	~ 133.9										
		Berriasiano	140.2 ±3.0										
			145.5 ±4.0										
			150.8 ±4.0										
Jurássico	Superior	Titoniano	150.8 ±4.0	2º Rifte	2º Rifte	2º Rifte	2º + 3º Rifte	3º Rifte	3º Rifte	3º Rifte	3º Rifte	3º Rifte	
		Kimmeridgiano	~ 155.6	2º Rifte				3º Rifte	3º Rifte		3º Rifte	3º Rifte	
	Médio	Oxfordiano	161.2 ±4.0										
		Caloviano	164.7 ±4.0										
		Batoniano	167.7 ±3.5										
		Bajociano	171.6 ±3.0										
	Inferior	Aaleniano	175.6 ±2.0					2º Rifte		2º Rifte			2º Rifte
		Toarciano	183.0 ±1.5										
		Phlebsaquiano	189.6 ±1.5		1º Rifte				2º Rifte		2º Rifte	2º Rifte	
		Sinemuriano	196.5 ±1.0										
Triásico	Superior	Hetangiano	199.6 ±0.6						1º Rifte				
		Retiano	203.6 ±1.5	1º Rifte		1º Rifte	1º Rifte	1º Rifte	1º Rifte	1º Rifte	1º Rifte	1º Rifte	
		Norian	216.5 ±2.0										
		Carniano	~ 228.7										
Paleozóico													

Figura 3.3 – Representação gráfica das fases de rifte/sin-rifte consideradas por diversos autores.

Nesta Figura 3.3 é possível verificar-se a falta de consenso de vários autores quanto às fases de rifte na Bacia Lusitânica. No entanto, é possível verificar dois pontos de consenso: i) todos consideram uma fase de rifte no Triásico Superior, mais ou menos extensa; ii) todos consideram uma fase de rifte, muito subsidente, durante o Oxfordiano, sendo este considerado o segundo ou terceiro rifte consoante os autores.

Um dos principais pontos fundamentais para tão distintas análises das fases de rifte deve-se à não identificação do que se entende por fase de rifte ou fase sin-rifte. Para Rasmussen *et al.* (1998) a fase de rifte corresponde à observação de blocos rodados, independentemente da sua origem genética (ex: eventos extensionais locais ou eventos

regionais de reorganização de placas). Para Wilson *et al.* (1989), o Mesozóico da Bacia Lusitânica pode ser dividido em quatro sequências limitadas por discontinuidades, que se encontram relacionadas com eventos extensionais da evolução do Atlântico Norte, podendo inferir-se que estas sequências são compostas por sedimentos sin-rifte e pós-rifte, apesar de tal nunca ser referido pelos autores. Já Alves *et al.* (2006) utilizam dados de índole estratigráfica e geofísica de uma forma integrada, no entanto nunca referem que abordagens às fases de rifte consideram, pelo que se subentende uma aproximação integrada daqueles dados. Daqui pode verificar-se que consoante o tipo de abordagem utilizada para a identificação das fases de rifte, diferentes resultados serão obtidos.

A fase de rifte durante o Jurássico Inferior e Médio, considerada por alguns autores pode corresponder a uma continuação da fase de rifte do Triásico Superior. Neste caso poder-se-á considerar: i) Triásico Superior (Rifte 1A), ii) Jurássico Inferior e Médio (Rifte 1B) e iii) Oxfordiano – Berriasiano (Rifte 2). Uma aproximação semelhante foi desenvolvida por Pena dos Reis & Pimentel (2010b) (Figura 3.4) onde são identificadas três fases de rifte: 1a) Triásico Superior, 1b) Pliensbaquiano – Toarciano e 2) Oxfordiano Inferior – Berriasiano. Entre as fases de rifte (1a – 1b e 1b – 2) os mesmos autores consideram a existência de períodos de subsidência térmica (*sag*) com a conseqüente relaxação térmica da litosfera após o *rifting* (Wilson *et al.*, 1989). Após a segunda fase de rifte inicia-se a oceanização e a passagem a margem passiva (*drift*) em três impulsos distintos, que se relacionam com o alastramento do fundo oceânico na região *offshore* de Portugal, caracterizado pela abertura sucessiva e diacrónica de três segmentos de Sul para Norte (Rasmussen *et al.*, 1998).

Após a formação de crosta oceânica ao largo da Margem Ocidental Ibérica, a Ibéria, e conseqüentemente a Bacia Lusitânica, foi submetida a dois eventos compressivos principais: o Pirenaico (fini Cretácico – Paleogénico) e o Bético (Miocénico) (Kullberg *et al.*, 2000).

Segundo Wilson *et al.* (1989) existem poucas evidências do efeito da inversão pirenaica na região a sul da maior falha de transferência, tendo o seu efeito sido quase insignificante. O episódio Bético, decorrente da convergência entre a Ibéria e África, teve uma expressão dominante em relação ao episódio Pirenaico, pelo que terá ampliado ou mesmo obliterado as estruturas compressivas do episódio Pirenaico (Kullberg *et al.*, 2000). Segundo os mesmos autores, os eventos compressivos béticos conseguem observar-se e datar-se na região da Arrábida, sendo também responsáveis por alguns aspectos na Bacia Lusitânica, entre os quais a reactivação/rejuvenescimento das estruturas salíferas e a reactivação das falhas normais do soco num regime transpressivo e encurtamento da cobertura mesocenozóica.

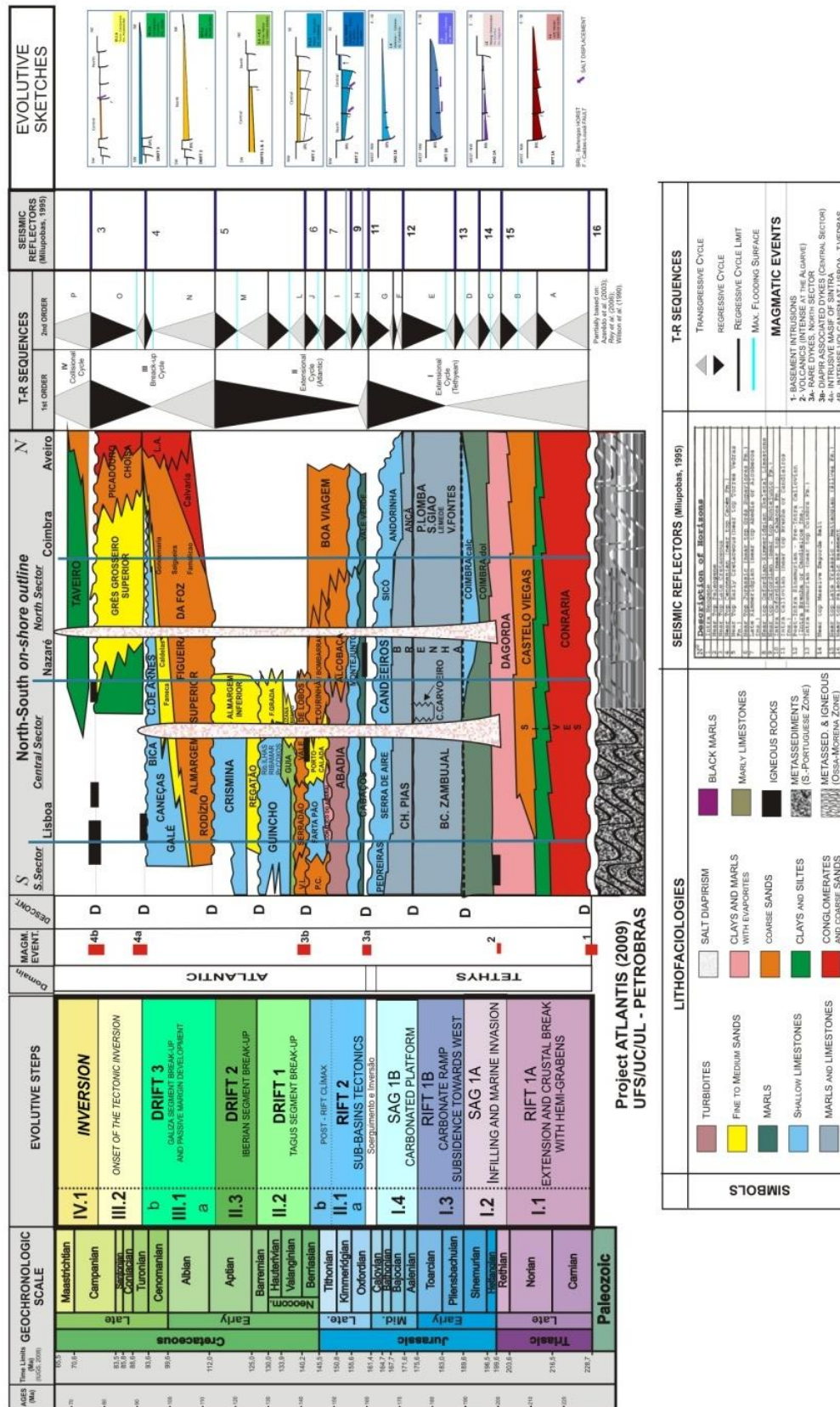


Figura 3.4 – Quadro litostratigráfico da Bacia Lusitânica com o seu enchimento sedimentar, passos evolutivos, esquemas evolutivos e sequencialidade (Retirado de Pena dos Reis & Pimentel, 2010b).

A actividade ígnea ocorrida durante o Mesozóico encontra-se bem representada na Bacia Lusitânica, uma vez que os episódios de *rifting* que estiveram na origem da estruturação da bacia desencadearam períodos de actividade ígnea. As características geoquímicas, idade e contexto geodinâmico permitiram distinguir três eventos magmáticos distintos (Martins *et al.*, 2010). O primeiro evento, de natureza toleítica, com idades entre 200-180 Ma, encontra-se associado à abertura do Atlântico Central e ao CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*) (Kullberg *et al.*, 2006). Na Bacia Lusitânica é apenas representado pelo complexo vulcano-sedimentar de Sesimbra (Kullberg, 2000). O segundo evento, de natureza transicional, com idades entre 145-130 Ma, está relacionado com o *rifting* que afectou a bacia entre o Jurássico terminal e o início do Cretácico. O terceiro evento, de natureza alcalina, com idades entre 94-72 Ma, é o ciclo magmático mais volumoso e responsável por diversos filões, pelo Maciço Eruptivo de Sintra, o complexo radial de Mafra e o complexo vulcânico de Lisboa e Runa (Miranda *et al.*, 2009, Martins *et al.*, 2010).

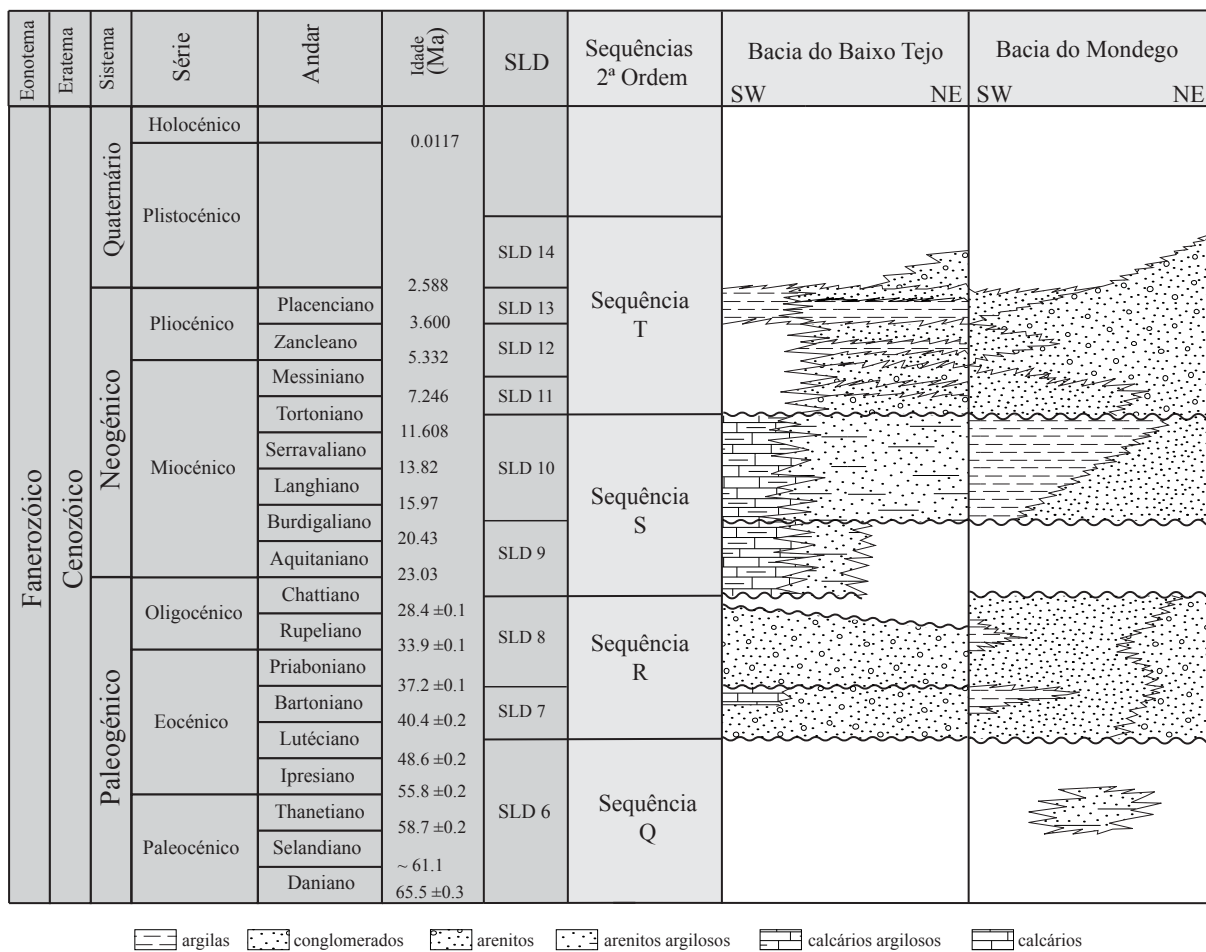


Figura 3.5 – Litostratigrafia do Cenozóico das Bacias do Baixo Tejo e Bacia do Mondego. Baseado em Pena dos Reis & Pimentel (inédito), Cunha & Pena dos Reis (1992, 1995), Barbosa (1995).

Durante o Luteciano, o falhamento distensivo (NW-SE) promovido pela orogenia pirenaica induz a abertura do *graben* do baixo Tejo, com a consequente diferenciação da Bacia Lusitânica em duas bacias Terciárias (Figura 3.5): Mondego (a Norte) e Baixo Tejo (a Sul) (Cunha, 1992). Segundo o mesmo autor, o enchimento Terciário consiste em depósitos essencialmente siliciclásticos, atingindo espessuras da ordem dos 400 m na Bacia do Mondego e 900 m de espessura máxima na Bacia do Baixo Tejo. Barbosa (1995) refere que a espessura máxima de sedimentos da Bacia do Baixo Tejo poderá atingir 1200 m, perto de Vila Franca de Xira, e 1100 m na sondagem Samora Correia-1, 800 m de sedimentos datados do Miocénico e 300 m de depósitos paleogénicos.

3.3 – Sequências Estratigráficas

A caracterização estratigráfica da Bacia Lusitânica tem sido alvo de pesquisa por diversos autores, nem sempre em consenso. Desde a obra pioneira de Choffat até à actualidade, o Mesozóico Português, e em especial a Bacia Lusitânica, tem sido objecto de diversos estudos, onde a cronostratigrafia e a litostratigrafia tem sido constantemente modificada (Matos, 2009). Para Kullberg (2000) estas alterações estão associadas à evolução do conhecimento acerca da Bacia Lusitânica, tendo a falta de consenso originado diferentes designações, idades, significados (contexto paleoambiental), escalas (representatividade à escala da bacia) e utilizações (geologia de superfície *vs* geologia de subsuperfície) para as unidades crono-litostratigráficas.

No registo Mesozóico da Bacia Lusitânica são identificadas cinco grandes etapas de enchimento, relacionadas primeiramente com a estruturação do Tétis e seguidamente com a abertura do Atlântico (Wilson *et al.*, 1989). Estas cinco etapas são representadas pelas seguintes sequências limitadas por descontinuidade (SLD): SLD 1) Triásico Superior – Caloviano; SLD 2) Oxfordiano Médio – Berriasiano; SLD 3) Valanginiano – Aptiano Inferior; SLD 4) Aptiano Superior – Campaniano Inferior; SLD 5) Campaniano Superior – Maastrichtiano (Wilson *et al.*, 1989; Pena dos Reis *et al.*, 1992). Diversos estudos (ex: Ribeiro *et al.*, 1979; Pena dos Reis & Cunha, 1989; Barbosa *et al.*, 1990) sobre o registo sedimentar pós Aptiano Inferior, permitiram o estabelecimento de diversas sequências limitadas por descontinuidade: SLD 6) Paleocénico – Luteciano Inferior; SLD 7) Luteciano Superior – Bartoniano SLD 8) Priaboniano – Chattiano Inferior; SLD 9) Chattiano Superior – Burdigaliano Inferior; SLD10) Burdigaliano Superior – Tortoniano Inferior; SLD 11)

Tortoniano Superior – Messiniano Inferior; SLD 12) Messiniano Superior – Zancleano; SLD 13) Placenciano; SLD 14) Gelasiano – Plistocénico basal? (Cunha, 1992; Cunha & Pena dos Reis, 1992).

De forma a adoptar e a seguir um critério uniforme para a descrição das unidades sedimentares que compõem a Bacia Lusitânica optou-se por seguir a via da sequencialidade. Assim evitam-se incongruências de nomenclatura dos depósitos nas diferentes regiões da Bacia Lusitânica, permitindo uma correlação espaço-temporal mais inteligível e harmoniosa de Norte a Sul da área em estudo. Durante o projecto “Atlantis - Modelo geológico evolutivo para os riftes marinhos do Jurássico da Bacia Lusitânica”, financiado pelo CENPES/PROFEX da Petrobras entre 2007 e 2010, foi elaborado um quadro litostratigráfico (Figura 3.4) onde é possível identificar as sequências de primeira e segunda ordem. Segundo Pena dos Reis *et al.* (2012) a análise criteriosa do preenchimento sedimentar possibilitou abordar a sequencialidade de forma pragmática e objectiva, evitando abordagens demasiado dependentes de modelos rígidos (*vide* Catuneanu, 2006). As sequências apresentadas baseiam-se no reconhecimento de descontinuidades regionais, com significado geodinâmico (Sequências de 1ª Ordem), e no reconhecimento de Superfícies de Inundação Máxima (SIM) e Superfícies de Regressão Máxima (SRM) no registo litostratigráfico (Sequências de 2ª Ordem) (Pena dos Reis *et al.*, 2012). Segundo os mesmos autores esta análise efectuada baseou-se de acordo com os conceitos de Sequência T-R (*sensu* Embry & Johannessen, 1992) e de Sequência Genética (*sensu* Galloway, 1989). Os autores consideram que a tectónica terá tido uma forte interferência nesta sequencialidade, pelo que decidiram evitar um modelo determinista e a procura forçada da totalidade dos tractos de sistema associadas ao eustatismo. A calibração das idades dos limites das sequências, foi realizada tendo por base escalas biostratigráficas resultantes de estudos detalhados de biozonação, permitindo assim, de forma geral, atribuir idades precisas às Sequências de 2ª Ordem em afloramento e poço (Pena dos Reis *et al.*, 2012).

Seguidamente apresentar-se-á as principais sequências de 2ª ordem da Bacia Lusitânica, com indicações às principais Formações que englobam, o seu ambiente deposicional e o contexto geodinâmico em que se inserem.

3.3.1 – Triásico Superior, Sequências A e B

Durante este período a sedimentação na Bacia Lusitânica foi condicionada por um sistema de *grabens* e *half grabens*, originados pela movimentação das falhas lítricas, provocando desta forma variações laterais de fácies e espessura (Pena dos Reis *et al.*, 2008).

Os depósitos basais de enchimento da Bacia Lusitânica constituem os denominados “Grês de Silves” (Palain, 1976; Soares *et al.*, 1985). Os “Grês de Silves” são compostos por sedimentos siliciclásticos aluviais que interdigitam evaporitos distalmente (Rocha *et al.*, 1990). Segundo Pena dos Reis *et al.* (2012) estes depósitos siliciclásticos definem duas sequências granodécrescentes correspondentes ao início da configuração da bacia no Carniano (Formação Conraria) e à sua re-activação no Noriano (Formação Castelo Viegas). Estudos de proveniência e paleocorrentes, no bordo oriental da bacia, indicam aporte terrígeno de Este (Palain, 1976).

A sequência A corresponde à Formação da Conraria, consistindo em depósitos muito grosseiros de mantos torrenciais e rios efémeros areno-conglomeráticos, passando gradualmente a depósitos finos silto-argilosos com níveis carbonatados, paleossolos e pseudomorfofos de sal, traduzindo ambientes lacustres rasos e evaporíticos. A sequência B (Formação Castelo Viegas) é composta por depósitos arenosos com intercalações grosseiras, evoluindo superiormente e lateralmente para depósitos de *sabkha* e lagunares, com níveis evaporíticos e dolomíticos intercalados em argilas vermelhas (*in* Pena dos Reis *et al.*, 2012).

3.3.2 – Hetangiano, Sequência C

A sedimentação argilo-evaporítica generaliza-se na bacia, originando espessos depósitos lutíticos com evaporitos (Formação Dagorda), no entanto nos bordos da bacia iam-se depositando sedimentos siliciclásticos finos e dolomitos (Formação Pereiros) (Azerêdo *et al.*, 2003). Segundo Soares *et al.* (1993) a interdigitação lateral destas Formações é evidente. A Formação Dagorda pode mesmo interdigitar-se com a Formação Castelo Viegas, indiciando uma importante deposição em regime árido e de *sabkha* ainda durante o Triásico Superior.

De acordo com Palain (1976) os sedimentos pertencentes à Formação Dagorda depositaram-se num ambiente de pequena profundidade alimentados por águas marinhas, num contexto climático quente e seco, idêntico aos ambientes de *sabkha* actuais, alimentados por acarreios finos de Este.

3.3.3 – Sinemuriano, Sequência D

Este período caracteriza-se pela instalação definitiva de uma sedimentação essencialmente carbonatada (Formação de Coimbra), com o aumento das intercalações dolomíticas, registada intervaladamente já na sequência anterior (Kullberg, 2000; Pena dos Reis *et al.*, 2012). A Formação de Coimbra subdivide-se em dois membros principais, o membro dolomítico (base) e o membro calcário (topo), fortemente diacrónicos ao longo do eixo transversal da bacia, pelo que a sua transição é mais antiga e marcante no sector ocidental e mais gradual nos sectores orientais (Azerêdo *et al.*, 2003). Segundo Duarte & Soares (2002) nas regiões mais ocidentais da pode distinguir-se a Formação Água de Madeiros, com uma sedimentação essencialmente margosa e apresentando níveis betuminosos com potencial gerador, suprajacente à Formação Coimbra. Localmente a Formação de Coimbra poderá atingir o Carixiano (Pliensbaquiano Inferior).

Estes depósitos contêm fósseis já francamente marinhos e registam a instalação de condições marinhas rasas, com a análise faciológica a denotar uma paleogeografia de plataforma pouco inclinada, com paleobatimetrias crescentes para NW (Pena dos Reis *et al.*, 2012).

A instalação de uma rampa homoclinal para Oeste (Kullberg, 2000) implica uma atenuação da subsidência tectónica triásica e uma colmatação das sub-bacias triásicas (Pena dos Reis *et al.*, 2012). Segundo Mouterde *et al.* (1979) o final desta etapa é marcado uma descontinuidade bacinal com superfícies condensadas a Este e *hardgrounds* a Oeste. Para Rasmussen *et al.* (1998), Kullberg (2000), Alves *et al.* (2002) esta descontinuidade marca o início de uma fase transgressiva, possivelmente associada à subsidência térmica pós-rifte.

3.3.4 – Pliensbaquiano – Aaleniano, Sequência E

Sobre os depósitos anteriores desenvolveram-se rapidamente depósitos de carácter margoso de fácies profundas, com níveis ricos em matéria orgânica (Formação Vale das Fontes) e conseqüentemente com potencial gerador (Pena dos Reis *et al.*, 2012). De acordo com Duarte *et al.* (2004) e Duarte (2007), a Formação Vale das Fontes está associada a uma fase transgressiva de 2ª Ordem, em que se regista um aumento da componente margosa para o topo da unidade, bem como do conteúdo em matéria orgânica.

As condições de mar profundo mantiveram-se, na generalidade da bacia, durante todo o Jurássico Inferior, com uma sedimentação margo-calcária importante (Grupo Brenha) (Duarte & Soares, 2002). Para o Pliensbaquiano e Toarciano, a morfologia do fundo marinho caracterizava-se por uma rampa carbonatada homoclinal que inclinava suavemente de SE para NW. Esta paleogeografia promovia uma maior deposição sedimentar para NW, já que os prismas sedimentares cresciam nessa direcção em consequência de uma subsidência diferenciada (Azerêdo *et al.*, 2003; Duarte & Soares, 2002).

Segundo Wright & Wilson (1984), na região de Peniche, as alternâncias monótonas de margas e calcários são interrompidas por um conjunto de fácies de natureza detrítica, oolítica e bioclástica (Formação Cabo Carvoeiro) com origem a ocidente. Estes depósitos, do Toarciano, estão associados a ambientes deposicionais gravíticos, associados a um sistema de cone submarino que se terá desenvolvido na dependência do soerguimento do bloco das Berlengas (Wright & Wilson 1984; Duarte, 1997)

A espessura de sedimentos acumulados durante esta etapa poderá ter sido suficiente para desencadear a movimentação dos sedimentos argilo-evaporíticos da Formação Dagorda (Pena dos Reis *et al.*, 2012). Segundo os mesmos autores estas movimentações poderão ter contribuído para o controlo da sedimentação durante o Jurássico Médio.

3.3.5 – Bajociano – Caloviano, Sequências F e G

Durante o Jurássico Médio é identificável um progressivo raseamento dos ambientes sedimentares, onde as fácies de rampa externa, margosas, existentes durante o Aaleniano na generalidade da bacia, são substituídas por fácies carbonatadas de plataforma interna durante o Bajociano (Grupo Candeeiros) (Azerêdo, 1988). Azerêdo (1993) denota a ocorrência cada vez mais significativa, durante o Bajociano, de fácies menos profundas a E/SE e de uma retracção das fácies mais externas a W/NW. No fim do Bajociano, este sistema terá progradado rapidamente de E-SE para W-NW, indicando uma diminuição do espaço de acomodação, provocado por uma taxa reduzida da subida relativa do nível médio do mar ou por um aumento das taxas de sedimentação (Azerêdo, 1998). O mesmo autor considera que durante o Batoniano, as taxas de sedimentação e taxas de subida relativa do nível médio do mar se encontravam equilibradas, promovendo um aumento da agradação do sistema em detrimento da progradação dos depósitos mais rasos. Estas condições permitiram a formação

de ilhas-barreira calciclásticas, permitindo, por vezes, a deposição de sedimentos em regime lagunar e peritidal, mantendo-se este regime até ao Caloviano.

Esta etapa termina com uma importante discordância, de âmbito regional, traduzida por um hiato deposicional de 3Ma (Caloviano Superior – Oxfordiano Inferior) (Azerêdo *et al.*, 2003). Esta discordância pode apresentar carácter erosivo, chegando a atingir as sequências do Batoniano (Azerêdo *et al.*, 2002, 2003). Pena dos Reis *et al.*, (2012) consideram um forte controlo tectónico nesta discordância, apresentando um carácter angular, indiciando um período de soerguimento e não um simples episódio eustático.

3.3.6 – Oxfordiano, Sequência H

Durante o Oxfordiano Médio a sedimentação foi retomada, com depósitos de natureza margo-calcária, por vezes betuminosos e com potencial gerador (Formação Cabaços – Estudo de Caso mais desenvolvido no Capítulo 4.4). Azerêdo *et al.* (2002) apontam para variações no regime deposicional destes depósitos, entre ambientes lagunares e condições marinhas pouco profundas, com fortes variações de salinidade. Segundo Pena dos Reis *et al.* (2012) as análises faciológicas permitem identificar o início de desenvolvimento de um sulco orientado NNE-SSW, ladeado por áreas emersas a Este e a Oeste.

Esta formação está representada essencialmente no sector central da Bacia Lusitânica, apresentando no entanto grandes variações de espessura (Kullberg, 2000), aumentando essencialmente para SW reflectindo um forte controlo tectónico da subsidência e o início da configuração de sub-bacias (Azerêdo *et al.*, 2002; Pena dos Reis *et al.*, 2012). Esta instabilidade tectónica é atribuída à principal fase de rifte na Bacia Lusitânica (Wilson *et al.*, 1989; Rasmussen *et al.*, 1998).

Durante o Oxfordiano Superior a sedimentação carbonatada torna-se gradualmente mais proeminente, com bancadas regulares de calcários e níveis margosos finos (Formação Montejunto). As condições de deposição são essencialmente marinhas, num ambiente de plataforma carbonatada interna com forte variação paleobatimétrica, episodicamente com acarreios argilosos (Kullberg, 2000). Segundo Pena dos Reis *et al.* (2012) poderão surgir fácies lagunares e transicionais a NW, NE e SE.

A espessura da Formação Montejunto é muito variável, atingindo maiores espessuras quando depositada em sub-bacias com forte subsidência devido ao escape de sal, enquanto

quando depositada em blocos basculados limitados por falhas apresentaria espessuras menores (Wilson *et al.*, 1989).

3.3.7 – Kimmeridgiano, Sequência I

Na transição para o Kimmeridgiano começa a predominar uma sedimentação essencialmente terrígena, com a deposição de espessos corpos aluvio-deltaicos nos sectores proximais a NW, NE, SE (Formação Boa Viagem e Formação Alcobaça) e leques turbidíticos nos sectores distais a SW (Formação Abadia) (*in* Pena dos Reis *et al.*, 2012). Existe uma grande variação de espessuras definindo diversos depocentros e sub-bacias na parte SW da bacia (Pena dos Reis *et al.*, 1996). Wilson (1988), Wilson *et al.*, (1989) consideram que esta seja a etapa com maiores taxas de subsidência aparente do soco hercínico, representando o clímax da fase de rifte. Leinfelder (1993) refere a existência do desenvolvimento de plataformas carbonatadas na margem Este da bacia (Calcários da Ota, Recife de Monte Gordo e da Castanheira) ainda durante o Kimmeridgiano Inferior. A deposição local de fácies de barreira oolítica (Formação Amaral) representa o final desta etapa de forte subsidência e preenchimento (*in* Pena dos Reis *et al.*, 2012). Esta sequência de depósitos do Jurássico Superior representa uma reactivação da bacia após o hiato Caloviano, acentuando igualmente o eixo paleogeográfico NNE-SSW (Pena dos Reis *et al.*, 2012).

Segundo Pena dos Reis *et al.* (2012) a acumulação de cerca de 1km de sedimentos do Jurássico Superior a par de outro tanto do Jurássico Inferior e Médio deverá ter aumentado a pressão e plasticidade dos materiais argilo-evaporíticos da Formação Dagorda. Tal terá promovido a sua movimentação horizontal e vertical, controlando a subsidência diferencial na bacia e possivelmente até os sistemas deposicionais jurássicos (Alves *et al.*, 2003, 2006; Carvalho *et al.*, 2005).

3.3.8 – Titoniano – Berriasiano, Sequência J

Durante o Titoniano desenvolveram-se na Bacia Lusitânica sistemas deposicionais fluviais meandriformes e flúvio-deltaicos, com acumulação de corpos arenosos canalizados intercalados por argilas de inundação (Formação Lourinhã) (*in* Pena dos Reis *et al.*, 2012). A sedimentação traduz a progradação dos sistemas siliciclásticos, provenientes tanto do bordo Este como Oeste da bacia onde aflorava o soco paleozóico, para o centro da bacia com uma

drenagem regional para SSW, transitando aí para fácies arenosas costeiras (Formação Porto da Calada) e carbonatadas (Formação Farta Pão) na região de Lisboa (Hill, 1988).

Esta progradação dos sistemas marca uma atenuação na intensa subsidência tectónica verificada durante o Jurássico Superior, promovendo a colmatção e sedimentação predominantemente continental na Bacia Lusitânica, a qual prosseguiria até ao Cretácico Inferior (Pena dos Reis et al., 2012).

3.3.9 – Valanginiano – Barremiano Inferior, Sequência L

As fácies flúvio-deltaicas e transicionais, depositadas durante o Berriasiano, deram abruptamente lugar a depósitos fluviais areno-conglomeráticos, localmente ravinantes e discordantes (Formação Vale de Lobos) (Rey *et al.*, 2006). Distalmente, estes depósitos fluviais transitam para arenitos finos e calcários rasos (*in* Pena dos Reis *et al.*, 2012). O acarreo de quantidades abundantes de sedimentos siliciclásticos grosseiros, provenientes do soco paleozóico, em direcção ao depocentro marinho, traduz um levantamento dos bordos da Bacia Lusitânica e sublinha a diferenciação paleogeográfica da bacia (Pena dos Reis *et al.*, 2012). Durante o Valanginiano até ao Barremiano Inferior desenvolveram-se depósitos carbonatados, depositados num regime costeiro em condições transgressivas, na região de Lisboa (Formação Guincho) (Rey *et al.*, 2004). Pena dos Reis *et al.* (2012) referem que tal como no Jurássico Superior, a bacia encontrava-se aberta com uma drenagem preferencial para SSW. Na região a Norte de Torres Vedras, ainda no sector Central da Bacia Lusitânica, a deposição era controlada por sistemas fluviais originando depósitos arenosos (Wilson *et al.*, 1989; Rey *et al.*, 2004).

Esta sedimentação flúvio-estuarina e marinha costeira restringe-se aos sectores meridionais da Bacia Lusitânica, não se verificando a existência de qualquer registo nos sectores a Norte (*in* Pena dos Reis *et al.*, 2012). Os mesmos autores consideram que esta lacuna deposicional, a par da ruptura sedimentar e forte acarreo siliciclástico na fase inicial do Valanginiano, indicia um soerguimento e exposição do sector Norte da Bacia Lusitânica, limitando a subsidência para os sectores Central e Sul.

3.3.10 – Barremiano Superior – Aptiano Superior, Sequência M

Durante o Barremiano Superior o sector Norte da Bacia Lusitânica continua emerso e exposto, enquanto nas regiões de depocentro da bacia, a Sul, é verificada uma forte regressão traduzindo-se na emersão e carsificação da plataforma carbonatada, representada pela Formação Guincho (in Pena dos Reis et al., 2012). Esta superfície encontra-se coberta por depósitos estuarinos e de planície costeira nas regiões de depocentro, numa cintura reduzida entre a Ericeira, Cascais e o Cabo Espichel (Formação Regatão), e por depósitos siliciclásticos não marinhos nas restantes áreas (Formação Almargem Inferior) (Rey et al., 2004).

Um progressivo aumento do nível médio do mar, durante o Aptiano, permitiu o desenvolvimento de uma nova plataforma carbonatada, por vezes com construções recifais (Formação Crismina), generalizando-se novamente uma sedimentação carbonatada nos sectores meridionais da bacia (Rey et al., 2004; Pena dos Reis et al., 2012).

Segundo Pena dos Reis et al., (2012) esta etapa marca uma nova reactivação da bacia, verificando-se um acarreio terrígeno em direcção a SSW, seguindo-se uma transgressão marinha, ainda que menos acentuada que a do Valanginiano.

3.3.11 – Aptiano terminal – Cenomaniano, Sequência N

Durante o Aptiano terminal, a anterior sedimentação carbonatada é repentinamente interrompida por um forte acarreio de sedimentos siliciclásticos grosseiros por rios entrançados, ravinando mais ou menos as unidades subjacentes (Rey et al., 2004, Kullberg et al., 2006; Pena dos Reis et al., 2012). Estes depósitos estão presentes na generalidade da bacia, tanto no sector Central e Sul (Formação Rodízio) como no sector Norte (Formação Figueira da Foz) (in Pena dos Reis et al., 2012). Os estudos de paleocorrentes e proveniência indiciam acarreios provenientes de Este (Maciço Hespérico) e de Oeste (bloco das Berlengas) (Rey et al. 2004), o que significa que o bloco das Berlengas também terá sido soerguido e sujeito a erosão, pelo menos a Oeste do sector Central da Bacia Lusitânica (Pena dos Reis et al., 2012).

Ao longo do Albiano a sedimentação terrígena foi transitando para fácies mais finas e, nos locais mais distais a SSW, para depósitos marinhos costeiros (in Pena dos Reis et al., 2012). É também neste período que se começa a desenvolver uma plataforma carbonatada de

águas rasas, na região de Cascais e Sintra (Formação Galé), que migra progressivamente em direcção a Norte e a Este já durante o Cenomaniano e atingindo os restantes sectores (Formação Costa de Arnes), resultado de uma amplificação da transgressão (Rey *et al.*, 2004; Kullberg *et al.*, 2006; Pena dos Reis *et al.*, 2012).

Esta etapa representa uma importante ruptura à escala bacinal, com o levantamento do soco paleozóico e de sectores invertidos da bacia, originando discordâncias erosivas e forte acarreio de sedimentos siliciclásticos (Pena dos Reis *et al.*, 2012). Em alguns locais esta ruptura bacinal representa um forte episódio erosivo, levando à remoção de centenas de metros de sedimentos.

3.3.12 – Turoniano – Campaniano Inferior, Sequência O

Durante o Turoniano a sedimentação carbonatada mostra para o topo evidências de raseamento, registando-se emersão e carsificação generalizada em múltiplos locais da bacia (*in* Pena dos Reis *et al.*, 2012). Mais, nos sectores Sul e Central da Bacia Lusitânica a sedimentação cessou em definitivo, registando-se um hiato deposicional até ao Paleogénico (Pena dos Reis *et al.*, 2012). A Bacia Lusitânica ficou então restrita ao Sector Norte onde se observa uma discordância, por vezes angular, entre os calcários da Formação Costa de Arnes e os depósitos siliciclásticos (“Grés Grosseiros Superiores”), depositados entre o Turoniano e o Campaniano Inferior (*in* Pena dos Reis *et al.*, 2012). Segundo os mesmos autores os sedimentos siliciclásticos terão origem nas áreas soergidas a Este. O topo dos “Grés Grosseiros Superiores” regista uma importante paragem sedimentar com um episódio regional de intensa silicificação, indicando alteração em condições sub-tropicais (Cunha & Pena dos Reis, 1995).

Esta descontinuidade é sucedida por um evento geodinâmico com o início de actividade magmática e diapírica, com brechas peri-diapíricas, marcando o momento de extrusão subárea dos materiais argilo-evaporíticos da Formação Dagorda (Pena dos Reis *et al.*, 2012). Os mesmos autores consideram que a situação descrita indica que a descontinuidade do Cretácico terminal corresponde a um evento de natureza essencialmente geodinâmica e não tanto eustática.

3.3.13 – Campaniano Superior – Maastrichiano, Sequência P

O início do Campaniano Superior é marcado pelo diapirismo e pela reactivação da falha Nazaré-Lousã, levando ao soerguimento do bloco a Sul deste acidente (Cunha & Pena dos Reis, 1995). Durante este período depositaram-se areias e argilas (Formação Taveiro) interpretadas como depósitos de um regime fluvial meandriforme que drenava para NW, transitando nas regiões mais distais para uma planície costeira siliciclástica e para ambientes marinho siliciclásticos (Cunha & Pena dos Reis, 1995).

O final do Cretácico é marcado por um hiato deposicional na bacia, ocorrendo o levantamento dos sectores Sul e Central que induz a geração de duas bacias continentais, a NW e a SE desse relevo – as futuras bacias terciárias do Mondego e Tejo, que se viriam a individualizar durante o Luteciano.

3.3.14 – Paleocénico – Luteciano Inferior, Sequência Q

Esta sequência representa os primeiros sedimentos continentais terciários, ainda antes da individualização das bacias terciárias do Baixo Tejo e Mondego (Barbosa, 1995), correspondendo à SLD 6. Estes depósitos (“Areias e argilas de Silveirinha”) estão restritos à região de Leiria e Coimbra (Barbosa, 1995) e foram depositados num regime de planície costeira em que predominam processos de inundação e decantação fluvial (Cunha, 2000).

Cunha & Pena dos Reis (1992) denotam a existência de uma redução da extensão oriental da bacia e da actividade tectónica que se verificou a partir do Maastrichiano. Pena dos Reis *et al.* (1992) atribuem este acontecimento ao início da fase tectónica (pré-pirenaica), por compressão dos Pirenéus.

A geometria, espessura e arquitectura deste registo são mal conhecidas devido às más condições de afloramento e também à grande semelhança de fácies com a Formação Taveiro (Cunha, 2000).

3.3.15 – Luteciano Superior – Chattiano Inferior, Sequência R

Durante esta etapa a compressão nos Pirenéus torna-se muito intensa, induzindo uma reactivação distensiva de fracturas NE-SW que originou uma compartimentação em blocos basculados para SW e permitiu a abertura de fossas tectónicas alongadas perpendicularmente

à tracção exercida, diferenciando a Bacia Lusitânica em duas bacias terciárias distintas (Cunha & Pena dos Reis, 1992). A sequência R engloba as SLD 7 e 8.

Os sedimentos são essencialmente siliciclásticos predominando arenitos grosseiros e conglomerados, estando também presentes mantos de inundação, depositados num ambiente de leque aluvial com uma fonte sedimentar granítica e metassedimentar (Cunha & Pena dos Reis, 1992; Cunha, 2000). Na região de Lisboa esta sequência engloba o “Complexo de Benfica” onde é possível distinguir uma sequência carbonatada (“Calcários de Alfovelos”) (Barbosa, 1995). A topo destes calcários é identificada uma descontinuidade que pode atribuir-se à fase paroxismal pirenaica (Bartonian – Priaborniano) (Cunha & Pena dos Reis, 1992). Os mesmos autores consideram uma drenagem regional para SW, o que poderá ter promovido uma maior deposição, e mais alongada temporalmente, na região SW da Bacia do Baixo Tejo.

3.3.16 – Chattiano Superior – Tortoniano Inferior, Sequência S

Esta sequência engloba as SLD 9 e 10. Os depósitos iniciais desta etapa são restritos à região vestibular do rio Tejo e ao *offshore*, sendo constituídos essencialmente por fácies marinhas intercaladas com fácies salobras e continentais (Cunha & Pena dos Reis, 1992). Durante o Burdigaliano, recomeça a sedimentação na Bacia do Mondego num regime fluvial entrancado com a deposição de arcoses e argilas até ao Tortoniano (Cunha, 2000). Na Bacia do Baixo Tejo o regime deposicional é igualmente fluvial, a NE, com deposição exclusivamente arenosa e lutítica, transitando a SW para siltitos e carbonatos de água doce e a sedimentos marinhos progradantes mais a SW (Cunha & Pena dos Reis, 1992; Cunha, 1992; Barbosa, 1995; Cunha 2000).

Durante esta etapa a Ibéria já se encontra incorporada na placa Euro-Asiática e o contacto com a placa africana já é efectuado pela fractura Açores-Gibraltar (Cunha & Pena dos Reis, 1992).

3.3.17 – Tortoniano Superior – Plistocénico basal (?), Sequência T

Durante este período prossegue a colisão continental entre a placa africana e a placa europeia. Em Portugal a compressão terá atingido o seu auge durante o Tortoniano Superior com uma orientação SSE-NNW, iniciando o sucessivo rejogo inverso dos acidentes com

orientação Bética (Cunha & Pena dos Reis, 1992). Barbosa (1995) considera, no entanto, que é devido às inflexões eustáticas negativas da coluna terciária que vai iniciar-se o elevado influxo siliciclástico progradativo nas duas bacias terciárias. Este evento deverá ter provocado *uplift* e promovido a erosão de parte significativa dos depósitos sedimentares. Aqui encontram-se englobadas as SLD 11, 12, 13 e 14.

Para Cunha & Pena dos Reis (1992) no sopé das escarpas tectónicas depositaram-se sedimentos siliciclásticos em diversos sistemas de cones aluviais, dominando os sedimentos conglomeráticos e os arenitos grosseiros. Na região SW da Bacia do Baixo Tejo apenas é identificada a deposição durante o Placenciano, eventualmente devido à extensa e penetrativa transgressão durante este período (Cunha & Pena dos Reis, 1992), tendo posteriormente cessado a sedimentação nesta região da Bacia terciária do Baixo Tejo.

Capítulo 4 – Intervalos com Potencial Gerador

4.1 - Introdução

Ao longo deste Capítulo 4 serão abordados os intervalos com potencial gerador na Bacia Lusitânica e posteriormente considerados na modelação exposta no decorrer do Capítulo 6. Começar-se-á por apresentar alguns conceitos sobre Geoquímica Orgânica, uns de carácter geral e outros com um carácter mais específico, com o objectivo de se entender a evolução da matéria orgânica desde a sua deposição até ao enterramento, com a consequente maturação e geração de hidrocarbonetos. Serão também explicados alguns dos parâmetros necessários para a modelação, como o tipo de querogénio, o TOC e o HI. Pretende-se igualmente apresentar de forma sucinta os principais intervalos com potencial gerador na Bacia Lusitânica, resumindo as suas características litológicas, faciológicas e geoquímicas. Por fim, é apresentado um Estudo de Caso sobre a Formação de Cabaços, um dos potenciais geradores.

Acima de tudo pretende-se com este Capítulo uma familiarização com a terminologia a utilizar nos Capítulos seguintes, onde através da modelação e utilizando parâmetros aqui discutidos, serão identificados estados de maturação dos diferentes níveis geradores e em diferentes pontos da Bacia Lusitânica.

4.2 – Conceitos de Geoquímica Orgânica

4.2.1 – Fontes de Matéria Orgânica

A fotossíntese é o processo base para a produção em massa de matéria orgânica (Tissot & Welte, 1984). O processo fotossintético converte a energia solar em energia química, ocorrendo a reacção do hidrogénio, a partir da água, com o dióxido de carbono produzindo matéria orgânica na forma de hidratos de carbono e oxigénio (Tissot & Welte, 1984). A produção de matéria orgânica ocorre tanto em ambientes marinhos (zooplâncton, fitoplâncton e bactérias) como em ambientes terrestres (plantas). Uma vez que os organismos produtores de matéria orgânica são distintos consoante o ambiente, também o tipo de matéria orgânica produzida será diferente, assim como os produtos finais da transformação da matéria orgânica.

Em ambientes terrestres as plantas são os principais produtores de matéria orgânica e os seus restos incluem predominantemente polissacarídeos como a glucose. Nos ambientes marinhos, a acumulação de matéria orgânica resulta da acumulação de organismos unicelulares (microalgas e bactérias), pelo que os restos são constituídos essencialmente por membranas celulares contendo glicolípidos e fosfolípidos (Tissot & Welte, 1984).

Os lípidos são dos constituintes químicos dos organismos mais importantes na formação de hidrocarbonetos, principalmente devido à sua estabilidade e não-reactividade em comparação com as proteínas e com os açúcares. A unidade base de constituição dos lípidos é o isopreno (5 átomos de carbono para 8 átomos de hidrogénio) (Tissot & Welte, 1984).

4.2.2 – Acumulação e Preservação da Matéria orgânica

De forma a ocorrer a geração de hidrocarbonetos é imperativa a acumulação e preservação da matéria orgânica ao longo do tempo geológico.

Os sedimentos ricos em matéria orgânica são depositados essencialmente em ambientes aquáticos uma vez que sob condições subaéreas a matéria orgânica é facilmente remineralizada para CO₂, induzida por oxidação química ou microbial (Tissot & Welte, 1984). O desenvolvimento de condições anaeróbias no interior da coluna de água, e no interior do sedimento, é fundamental para a preservação da matéria orgânica. Num ambiente anóxico a actividade biológica desempenha um papel muito menos significativo na remobilização dos sedimentos, especialmente organismos detritívoros, e conseqüentemente a difusão de elementos oxidantes será menor. Outros fatores, que promovem a preservação da matéria orgânica são a granularidade e as taxas de sedimentação. A matéria orgânica é depositada preferencialmente conjuntamente com vasas finas, onde a matéria orgânica é adsorvida nos grãos e posteriormente depositada (Tissot & Welte, 1984). Desta forma a matéria orgânica é removida da coluna de água e incorporada nos sedimentos. Um enterramento rápido promove a preservação da matéria orgânica, uma vez que reduz o tempo de residência da matéria orgânica em zonas de bioturbação e de decomposição microbial oxidante. No entanto se as taxas de sedimentação forem demasiado elevadas pode ocorrer a diluição da matéria orgânica, originando teores muito baixos (Tissot & Welte, 1984).

4.2.3 – Transformações durante o enterramento: Diagénesis, Catagénesis e Metagénesis

Antes de mais, a formação de hidrocarbonetos é um processo simples, em que devido ao aquecimento suave da matéria orgânica, presente em sedimentos ricos em matéria orgânica, se produz petróleo e gás. Este aquecimento é provocado pelo aumento de temperatura que acompanha o enterramento dos sedimentos ricos em matéria orgânica resultando num *cracking* progressivo, isto é num colapso térmico da matéria orgânica (Vandenbroucke *et al.*, 1993). Durante o processo de enterramento a matéria orgânica presente nas rochas sedimentares sofre diversas modificações composicionais que são ditadas, numa primeira fase, por agentes microbiais e mais tardiamente pelo *stress* térmico (Horsfield & Rullkötter, 1994). Segundo os mesmos autores este processo contínuo designa-se por maturação térmica e pode ser dividido em três fases distintas e consecutivas: diagénesis, catagénesis e metagénesis. Conjuntamente estas fases perfazem o processo de maturação, onde cada fase é caracterizada por diferentes tipos de processos químicos, embora a transição entre fases seja transicional (Vandenbroucke *et al.*, 1993; Horsfield & Rullkötter, 1994).

A medição da reflectância da vitrinite (%Ro) é um método amplamente utilizado para determinar o grau de maturação de uma rocha. À medida que a matéria orgânica é enterrada a maturação, assim como a reflectância da vitrinite, vai aumentando através da diagénesis, catagénesis e metagénesis (Peters & Cassa, 1994). A fracção particulada da matéria orgânica que permanece após extracção, insolúvel em solventes orgânicos e aquosos alcalinos, é denominada por querogénio (Tissot & Welte, 1984). O querogénio é constituído por uma mistura complexa e heterogénea, formada por produtos da degradação da matéria orgânica e por macerais (Peters & Cassa, 1994). Os macerais são partículas de material orgânico insolúvel que podem ser identificadas ao microscópio e representam detritos residuais de várias fontes de material orgânico (Philp, 2003). A composição e quantidade dos macerais de um querogénio determinam o potencial para a geração de hidrocarbonetos, podendo variar vertical e lateralmente na mesma rocha geradora (Peters & Cassa, 1994).

A vitrinite é um dos três tipos de grupos de macerais (os outros são a liptinite e a inertinite), derivada das plantas terrestres. Dentro do grupo da vitrinite o maceral recomendado para realizar as medições de reflectância é a telocollinite, sem estruturação e inclusões (Peters & Cassa, 1994). Para realizar as medições de reflectância de vitrinite (%Ro) é realizada uma lâmina de querogénio, isolado das rochas sedimentares, embebido numa

resina. As medições são realizadas ao microscópio consoante a percentagem de luz incidente reflectida pelas partículas de vitrinite sob imersão em óleo (Peters & Cassa, 1994).

O termo diagénese (Figura 4.1), aplicado à matéria orgânica, refere-se aos primeiros estágios de alteração em que os restos dos organismos são alterados/degradados por processos biológicos e por processos químicos de baixas temperaturas (Horsfiel & Rullkötter, 1994). Esta alteração inicia-se na coluna de água e estende-se aos sedimentos não consolidados e pode mesmo incluir já algumas rochas sedimentares compactadas (tipicamente $\%Ro < 0,5$; $T < 50^{\circ}C$) (Horsfiel & Rullkötter, 1994). Esta fase é caracterizada pela formação do querogénio. O metano é o hidrocarboneto produzido em maior quantidade durante a diagénese (Claypool and Kvenvolden, 1983).

A catagénese (Figura 4.1) segue-se à diagénese e constitui a principal fase de formação de petróleo. É definida por valores de reflectância de vitrinite de $0,5 < \%Ro < 2,0$ e é caracterizada pela degradação térmica do querogénio e acompanhada pela formação de hidrocarbonetos (Horsfiel & Rullkötter, 1994). A catagénese é também caracterizada pela ocorrência de reacções de *cracking* térmico de primeira ordem (reacções de primeira ordem são aquelas cuja taxa global é regida pela estrutura do querogénio e pela extensão do *stress* térmico ao longo do tempo geológico) (Horsfiel & Rullkötter, 1994). Durante esta fase a alifaticidade do querogénio diminui mas a sua aromaticidade aumenta, estando sempre dependente do tipo de querogénio (Horsfiel & Rullkötter, 1994). As temperaturas associadas podem variar entre os $50^{\circ}C$ até aos $150^{\circ}C$ e a pressão poderá oscilar entre 300 bar e 1500 bar.

A zona da metagénese (Figura 4.1) é a de maior *stress* térmico, estendendo-se até ao início da zona metamórfica dos xistos verdes. Nesta fase apenas o metano, o hidrogénio e a matéria orgânica carbonizada se encontram estáveis ($2 < \%Ro < 4$) (Horsfiel & Rullkötter, 1994). A formação de gás seco ($> 98\%$ de metano) é característica da zona da metagénese (Horsfiel & Rullkötter, 1994).

Segundo Horsfiel & Rullkötter (1994) a janela do óleo situa-se entre $0,5 < \%Ro < 1,3$ e a janela do gás entre $1,3 < \%Ro < 4$ com o limiar entre o gás húmido ($< 98\%$ de metano) e o gás seco entre $2,0 \%Ro$ (Horsfiel & Rullkötter, 1994).

Apesar destas janelas serem amplamente aceites e se encontrarem bem definidas entre a maioria dos geoquímicos do petróleo, dados recentes sugerem campos de estabilidade diferentes para os hidrocarbonetos. Price (1993) refere a existência de hidrocarbonetos C_{15+} em concentrações moderadas a elevadas em situações onde os valores de $\%Ro$ se situam entre

2 e 5, e que estes persistem em concentrações mensuráveis até valores de 7-8 %Ro, onde o limite térmico para os hidrocarbonetos C15+ se aproxima. Uma das razões apontadas nesta teoria prende-se com a energia de activação (energia mínima requerida para iniciar uma reacção química). As energias de activação para quebrar as ligações carbono-carbono durante o processo de cracking térmico dos hidrocarbonetos são muito elevadas (hidrocarbonetos saturados $\approx 82,6$ kcal/mol; hidrocarbonetos aromáticos (benzeno) ≈ 117 kcal/mol) (Price, 1993). As energias de activação estimadas para os hidrocarbonetos através de experiências variam entre 42 e 58 kcal/mol, variando consoante o tipo de matéria orgânica ou consoante o método experimental utilizado. Dado que a geração de hidrocarbonetos ocorre predominantemente entre valores de %Ro de 0,8 e 1,6 (para querogénio tipo III), a destruição térmica seria expectável de ocorrer apenas em fases extremamente adiantadas do processo de maturação (Price, 1993). A presença de água no sistema, aumentando a pressão dos fluidos, suprime as reacções metamórficas da matéria orgânica, aumentando os campos de estabilidade dos hidrocarbonetos (Price, 1993).

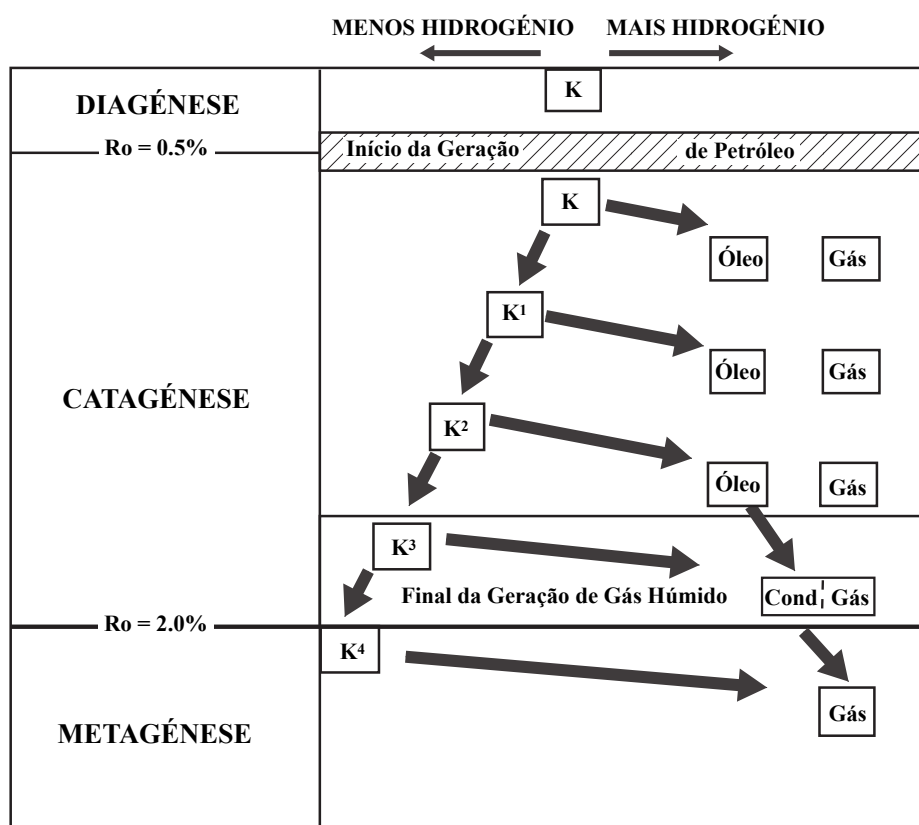


Figura 4.1 – Zonagem e evolução do processo de maturação ao longo da diagénese, catagénese e metagénese. Representação simplificada dos processos gerais envolvidos. Adaptado de Horsfield & Rullkötter (1994).

4.2.4 – Tipos de querogénio, TOC, HI e OI

Não existe nenhuma classificação universalmente aceite para a classificação dos tipos de querogénio na literatura. Durante esta dissertação será utilizada a nomenclatura segundo Tissot *et al.* (1974), subdividindo os querogénio em tipo I, II e III. Os tipos de querogénio são distinguidos utilizando a razão atómica H/C *vs* O/C, também conhecido por diagrama de van Krevelen (Figura 4.2), inicialmente desenvolvido para classificação de carvões e posteriormente adaptado por Tissot *et al.* (1974) para incluir o querogénio disperso nas rochas sedimentares (Peters & Cassa, 1994). São igualmente utilizados diagramas que consistem na utilização do índice de hidrogénio *vs* índice de oxigénio, conhecidos como diagramas de van Krevelen modificados (Figura 4.2).

Os querogénio de tipo I, quando imaturos, são propícios para a geração de petróleo, apresentando uma relação atómica H/C elevada ($> 1,5$), uma relação atómica O/C reduzida ($< 0,1$) e um conteúdo em enxofre baixo (Peters & Cassa, 1994).

Os querogénio de tipo II, quando imaturos, são propícios para a geração de petróleo, apresentando uma relação atómica H/C elevada (1,2 – 1,5) e uma relação atómica O/C reduzida, quando comparada com a dos querogénio tipo III (Peters & Cassa, 1994). O conteúdo em enxofre deste tipo de querogénio é geralmente superior em relação aos de tipo I e III. Os querogénio tipo II-S, ricos em enxofre, parecem gerar petróleo em níveis de maturação térmica mais baixos que os outros querogénio de tipo II.

Os querogénio de tipo III, quando imaturos, apresentam uma relação atómica H/C baixa ($< 1,0$) e uma relação atómica O/C elevada ($> 0,3$) (Peters & Cassa, 1994). Este tipo de querogénio é conhecido como propício para a geração de gás, uma vez que produz hidrocarbonetos gasosos durante o processo de maturação e pouco petróleo (Peters & Cassa, 1994).

O TOC (*Total Organic Carbon*; Carbono Orgânico Total), tal como o nome indica, representa o conteúdo em carbono orgânico de uma determinada rocha, medindo-se em percentagem e inclui tanto querogénio como betume. As consideradas boas rochas geradoras possuem valores de TOC elevados, no entanto nem todas as rochas com elevados valores de TOC possuem um bom potencial (Bordenave *et al.*, 1993; Tissot & Welte, 1984). O tipo de matéria orgânica é também fundamental nesta avaliação. Uma rocha com 2% de TOC com matéria orgânica do tipo inertinite terá menor potencial do que uma rocha com 0,5% TOC com matéria orgânica algal (Tissot & Welte, 1984).

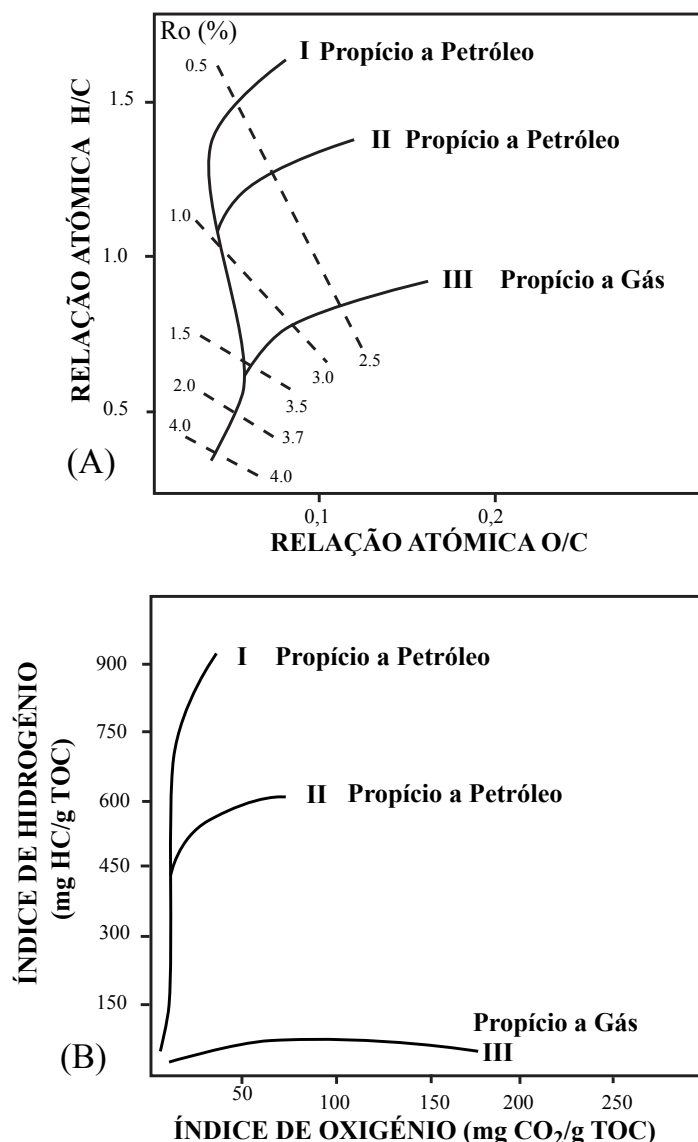


Figura 4.2 – A) Relação atômica H/C vs Relação atômica O/C ou diagrama de van Krevelen baseado na análise elemental dos querogénios; B) Diagrama HI vs OI baseado na Pirólise Rock-Eval. (Adaptado de Peters & Cassa, 1994).

Os parâmetros HI (Hydrogen Index; Índice de Hidrogénio) e OI (Oxygen Index; Índice de Oxigénio) são obtidos através da análise Pirólise Rock-Eval e são medidos em mgHC/gTOC e em mgCO₂/gTOC respectivamente. O método Pirólise Rock-Eval consiste no aquecimento de uma pequena amostra de rocha (100 mg) numa atmosfera de hélio a 300°C durante três minutos, sendo posteriormente aumentada a temperatura em 25°C por minuto até aos 600°C (Bordenave et al., 1993). À medida que se vai ocorrendo a geração de produtos o fluxo de hélio arrasta-os até aos detectores, pelo que ocorrem apenas reacções de cracking de primeira ordem (Bordenave et al., 1993). A resposta do detector aos produtos gerados será a formação de três picos (S1, S2 e S3), onde a área da curva de resposta (picos) é proporcional à quantidade. O primeiro pico (S1) representará os compostos orgânicos mais voláteis, o

segundo pico (S2) os hidrocarbonetos e o terceiro (S3) dióxido de carbono (Bordenave *et al.*, 1993). O TOC é imediatamente obtido pela adição dos três picos da pirólise, o HI corresponde à divisão do pico S2 pelo TOC e o OI é obtido pela divisão do pico S3 pelo TOC (Bordenave *et al.*, 1993).

O HI é proporcional à quantidade de hidrogénio no querogénio, indicando o potencial de uma rocha para gerar petróleo (Peters & Cassa, 1994). Consequentemente um índice de hidrogénio elevado indica um maior potencial para a geração de hidrocarbonetos líquidos (Peters & Cassa, 1994).

O OI está relacionado com a quantidade de oxigénio presente no querogénio (Peters & Cassa, 1994). Valores elevados de OI indicam uma preponderância para a geração de gás de uma determinada rocha geradora.

4.2.5 – A influência de compostos inorgânicos no processo de maturação

Os modelos tradicionais de formação do petróleo e gás natural envolvem um processo catagénico dominado por reacções de *cracking* térmicas que libertam moléculas de peso molecular inferior (Seewald, 2003). No entanto tem sido reconhecida a importância dos compostos inorgânicos, como a água e os minerais, podendo participar activamente na formação e evolução composicional do petróleo e gás natural, durante o processo de maturação da matéria orgânica, como reagentes ou catalisadores (Seewald, 2003).

Diversas experiências laboratoriais demonstraram que a decomposição do querógeno para formar betume não é influenciada pela presença de água (Lewan, 1997). Pelo contrário, a água influencia a decomposição do betume atrasando o *cracking* secundário dos hidrocarbonetos de cadeias longas para produzir gás, e reacções de condensação que resultam na formação de resíduos ricos em carbono muito aromáticos (Lewan, 1997). O resultado líquido é um incremento do campo de formação e estabilidade para os hidrocarbonetos gerados em rochas geradoras na presença de água (Seewald, 2003).

Através de experiências onde a rocha geradora é aquecida na presença de água (hidropirólise) foram obtidas evidências para a incorporação de oxigénio e hidrogénio provenientes da água em alcanos saturados (Seewald, 2003). A quantidade de oxigénio produzido nestas experiências ultrapassa o conteúdo de oxigénio inicial do querogénio, provando que o oxigénio proveniente da água contribui para a formação de CO₂ (esta técnica

produz grandes quantidades deste gás) (Seewald, 2003). Segundo o mesmo autor a água pode também reagir com os hidrocarbonetos para produzir compostos de carbono de cadeia mais curta que incorporam oxigénio e hidrogénio provenientes da água.

A maioria das reacções orgânicas envolve uma modificação no estado de oxidação do carbono, pelo que minerais reactivos podem influenciar a estabilidade do petróleo. Algumas experiências mostram que a oxidação ocorre imediatamente na presença de associações minerais com ferro férrico (Seewald, 2001). Minerais como hematite, magnetite, pirite e esmectites são alguns dos minerais presentes nas bacias sedimentares que podem oxidar o petróleo e gerar ácidos orgânicos e dióxido de carbono (Seewald, 2003).

A reacção dos hidrocarbonetos gerados e do querógeno com os minerais representa um mecanismo que promove a produção de ácidos carboxílicos e de dióxido de carbono para além das quantidades restringidas pelo conteúdo do querógeno em oxigénio (Figura 4.3).

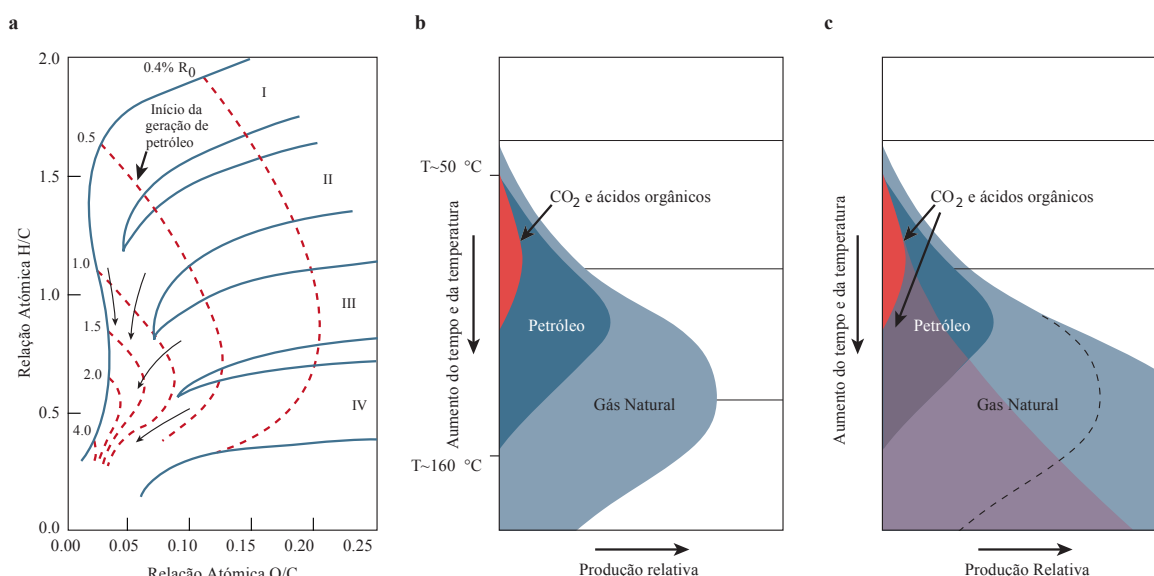


Figura 4.3 – Evolução química dos querogénios e do petróleo ao longo da maturação térmica nas bacias sedimentares. a) Diagrama de Van Krevelen, demonstrativo da evolução química de querogénios imaturos de composição variável; b) Modelo tradicional da quantidade e timing de geração dos produtos orgânicos gerados durante o progressivo enterramento nas bacias sedimentares, assumindo que o oxigénio e o hidrogénio derivam exclusivamente do querógeno; c) Ilustração esquemática da quantidade e timing dos produtos orgânicos gerados se a água e os minerais forem admitidos como fornecedores de hidrogénio e oxigénio para a formação de hidrocarbonetos e compostos oxigenados, como dióxido de carbono e ácidos carboxílicos. (Adaptado de Seewald, 2003).

A geração de gás natural na presença de água poderá só poderá ser limitada pela disponibilidade de uma fonte de carbono reactiva, pelo que os modelos constrangidos pela evolução composicional do querógeno podem subestimar as quantidades de gás natural

produzidas, especialmente em bacias onde os querogénios tenham um conteúdo em hidrogénio reduzido (Seewald, 2003)

4.3 – Principais Intervalos Geradores do Jurássico na Bacia Lusitânica

4.3.1 - Introdução

A ocorrência de acumulações de petróleo em sub-superfície, bem como a presença de exsudações e impregnações de óleo em superfície indicam a existência de sistemas petrolíferos activos na Bacia Lusitânica. A boa correlação óleo-rocha geradora sugere pelo menos dois sistemas activos: um associado ao Jurássico Inferior e outro associado ao Jurássico Superior (Beicip, 1996; Spigolon *et al.*, 2010). Contudo, um eventual sistema petrolífero poderá estar relacionado a rochas do Paleozóico (Uphoff, 2005).

No que concerne às rochas com potencial gerador do Jurássico na Bacia Lusitânica, existem várias que podem ser consideradas como bons geradores, nem que seja num ou outro nível mais rico em matéria orgânica, sendo imprescindível uma avaliação mais global dos potenciais geradores (Teixeira *et al.*, 2012).

Assim, consideraram-se três intervalos como os mais importantes e com maior potencial para a geração de hidrocarbonetos:

- Formação Água de Madeiros, Sinemuriano, Sequência D;
- Formação Vale das Fontes, Pliensbaquiano, Sequência E;
- Formação Cabaços, Oxfordiano, Sequência H.

4.3.2 – Formação Água de Madeiros

Esta Formação depositou-se durante o Sinemuriano Superior (Lotaringiano) até à base do Pliensbaquiano Inferior (Carixiano), nas biozonas *Oxynotum* e *Raricostatum* (Duarte & Soares, 2002). Segundo os mesmos autores esta formação restringe-se aos sectores de Peniche e de São Pedro de Moel, encontrando-se sobre as Camadas de Coimbra s.s.. Nesta dissertação esta formação encontra-se englobada na Sequência D, mais concretamente no topo da referida sequência.

A Formação Água de Madeiros é constituída por uma gama variada de litótipos que incluem alternâncias de margas calcárias, margas laminadas e betuminosas, com calcários margosos, micríticos e bioclásticos (Duarte & Soares, 2002).

A Formação Água de Madeiros pode ser subdividida em dois membros distintos, o Membro da Polvoeira e o Membro da Praia de Pedra Lisa (Duarte & Soares, 2002) (Tabela 4.1).

Os estudos realizados indiciam que o Membro da Polvoeira será mais promissor em termos de potencial gerador de hidrocarbonetos, apresentando valores máximos de TOC de 21% e uma média entre 4-5% (Duarte *et al.*, 2006; Duarte *et al.*, 2010). No entanto os mesmos autores verificaram que o Membro da Praia da Pedra Lisa também apresenta teores em TOC bastante importantes, exibindo no seu topo valores próximos de 7%. Esta mesma tendência foi confirmada por Spigolon (2010), tendo obtido teores máximos no Membro da Polvoeira de quase 10%, com valores médios em torno dos 4%, e no Membro da Praia da Pedra Lisa de 4,5%, com valores médios a rondar os 2,5%. Segundo o mesmo autor o HI varia entre 256 e 525 mg HC / g TOC no Membro da Polvoeira e entre 120 e 383 mg HC / g TOC no Membro da Praia da Pedra Lisa. Quanto aos valores de OI, estes variam entre 23 e 68 mg CO₂ / g TOC no Membro da Polvoeira e entre 31 e 103 mg CO₂ / g TOC no Membro da Praia da Pedra Lisa (Spigolon, 2010). Segundo o mesmo autor, os valores de HI e OI sugerem um querogénio do tipo II a tipo III, propenso à geração de óleo e gás.

4.3.3 – Formação Vale das Fontes

Esta Formação depositou-se durante o Pliensbaquiano, entre o Pliensbaquiano Inferior (Carixiano Inferior) e a base do Pliensbaquiano Superior (Domeriano Inferior), entre as biozonas *Jamesoni* e *Margaritatus* (Duarte & Soares, 2002). Segundo os mesmos autores a Formação de Vale das Fontes encontra-se presente na generalidade da bacia, encontrando-se principalmente desenvolvida em Peniche e Brenha. Nesta dissertação a Formação Vale das Fontes encontra-se englobada na base da Sequência E.

A Formação Vale das Fontes é composta em toda a sua extensão lateral por margas e margas calcárias decimétricas, que alternam com bancos de calcário margoso que raramente excedem dois decímetros de espessura (Duarte & Soares, 2002).

Nos sectores onde se encontra particularmente desenvolvida, Brenha, Peniche e São Pedro de Moel, é possível distinguir três membros, da base para o topo: Membro Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* (MCUP), Membro Margas e calcários grumosos (MCG) e Membro Margo-calcários com níveis betuminosos (MCNB) (Duarte & Soares, 2002).

Segundo Duarte *et al.* (2005), Duarte *et al.* (2010) e Silva *et al.* (2006) o membro que apresenta valores de TOC mais elevados é o MCNB (Tabela 4.1), atingindo um máximo de 15% em Peniche e São Pedro de Moel diminuindo progressivamente para a região interior da Bacia Lusitânica onde em Coimbra apresenta valores máximos de 5,2% e no Rabaçal 4,8% (Duarte *et al.*, 2010). Silva *et al.* (2006) identificaram valores máximos de TOC no membro MCNB na ordem dos 23% na região de Cabanas (N da Figueira da Foz), sendo este mesmo membro o que apresenta valores de TOC acima de 1% mais frequentemente. Para este membro, Spigolon (2010) identificou valores máximos de TOC de 2,3%, índices de hidrogénio (HI) entre 64 e 183 mg HC / g TOC e OI entre 27 e 64 mg CO₂ / g TOC. Segundo o mesmo autor os valores de HI e de OI sugerem um predomínio de um querogénio do tipo III, mais propício para a geração de gás, com alguma contribuição de querogénio do tipo II.

4.3.4 – Formação Cabaços

Esta Formação depositou-se durante o Oxfordiano Médio, embora em termos biostratigráficos esteja deficientemente definida (Azerêdo *et al.*, 2003). Segundo Azerêdo *et al.* (1998), estes níveis da Formação de Cabaços são equivalentes aos níveis de Vale Verde (*sensu* Choffat). Uma vez que esta formação é alvo do Estudo de Caso (Capítulo 4.4) não serão tecidas considerações ambientais, litológicas ou faciológicas nesta secção, de forma a não incorrer numa duplicação de informação desnecessária. Nesta dissertação a Formação de Cabaços encontra-se inserida na base da Sequência H.

Spigolon (2010) obteve valores muito variáveis dos parâmetros geoquímicos da Formação Cabaços/Vale Verde (Tabela 4.1). Os teores de TOC variam desde o mínimo 0,5%, descritos no Cabo Mondego, Torres Vedras e Pedrógão, até ao máximo 56% (obtido num lenhito) no Cabo Mondego, com valores médios globais a variar entre os 2% e os 4%. Os valores de HI variam entre 19 e 663 mg HC / g TOC e o índice de oxigénio varia entre 2 e 173 mg CO₂ / g TOC (Spigolon, 2010). Segundo o mesmo autor os valores de HI e de OI caracterizam um querogénio de tipo I até tipo III, indiciando uma grande variabilidade, sendo no entanto mais homogéneos no sector Central da Bacia Lusitânica.

Tabela 4.1 – Resumo dos parâmetros geoquímicos das Formações Cabaços/Vale Verde, Água de Madeiros e Vale das Fontes.

Formação	TOC (%) (máximo / mediana)	HI (mgHC/gTOC)	OI (mgCO ₂ /gTOC)	Tipo Querogénio
Cabaços / Vale Verde	56 / 2.8	19 – 663 (média = 361)	2 – 173 (média = 44)	I – II – III
Vale das Fontes (MCNB)	23 / 1.5	64 – 183 (média = 126)	27 – 64 (média = 42)	III
Água de Madeiros (Pedra Lisa)	7 / 2	120 – 383 (média = 254)	31 – 103 (média = 60)	II – III
Água de Madeiros (Polvoeira)	21 / 4	256 – 525 (média = 388)	23 – 68 (média = 42)	II – III

4.4 – Estudo de Caso: a Formação Cabaços no Vale das Rosas (Montejunto)

4.4.1 – Introdução

Uma vez que no decorrer desta dissertação se iria tratar de rochas com potencial gerador, sendo a Formação de Cabaços uma destas e ao nível do afloramento o seu conhecimento ser menor, foi efectuado trabalho de campo para reconhecer esta unidade, pretendendo-se entender as suas características e variabilidade, tanto vertical como lateral. Assim, o principal objectivo deste estudo de caso é caracterizar os possíveis níveis geradores da Formação de Cabaços, em termos de espessuras acumuladas e fácies, no contexto geral da deposição durante o Oxfordiano na Bacia Lusitânica.

Existem diversos trabalhos que se referem à Formação de Cabaços, sendo os mais proeminentes Azerêdo *et al.* 1998, Azerêdo *et al.* 2002 e Azerêdo *et al.* 2003, que servirão como guias para a realização deste estudo, tal como o relatório de Spigolon (2010). Os relatórios dos poços Benfeito-1 e Freixial-1 foram também consultados, de forma a estabelecer correlações em profundidade.

O local estudado (Figura 4.4) compreende um corte a meia encosta da Serra de Montejunto, mais concretamente na escarpa Oeste do Vale das Rosas, que se estende por 200 metros.

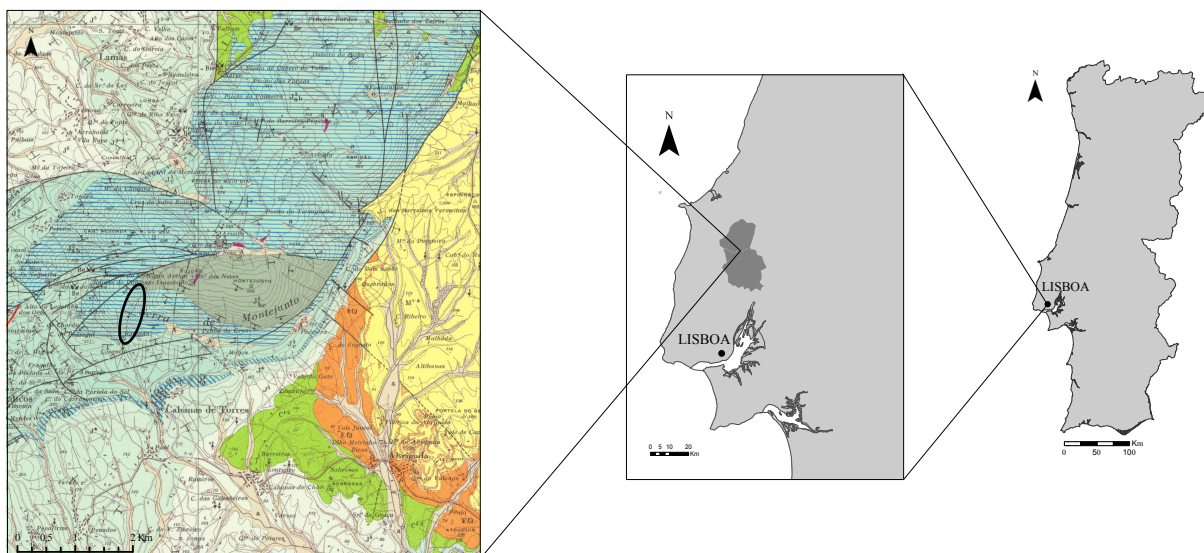


Figura 4.4 – Localização do corte em estudo, Vale das Rosas na Serra de Montejuento.

A zona em estudo é constituída por depósitos datados do Jurássico Superior, mais concretamente do Oxfordiano Médio, e são parte integrante da Formação de Cabaços (Azerêdo *et al.*, 1998; Azerêdo *et al.*, 2002; Azerêdo *et al.*, 2003). A Formação de Cabaços assenta em disconformidade sobre a Formação de Candeeiros (Batoniano – Caloviano Superior), estando sempre associada uma importante lacuna estratigráfica (Azerêdo *et al.*, 2003). Segundo os mesmos autores, este hiato pode ter uma expressão significativamente superior em outras regiões da Bacia Lusitânica. Na região em estudo a Formação de Cabaços assenta descontinuamente sobre a Formação de Candeeiros (Caloviano Superior, biozona *Athleta*) que corresponde a fácies de meio marinho aberto (Azerêdo *et al.*, 2003). Acima da descontinuidade ocorrem, segundo os mesmos autores, depósitos argilo-ferruginosos, conglomerados e calcários pedogénicos e margas lignitosas, sucedendo margas e calcários argilosos, de fácies lacustre. Para o topo estes calcários intercalam-se com laminitos microbianos e calcários de laguna confinada, que passam a constituir a litofácies mais característica (Azerêdo *et al.*, 2003). Segundo Azerêdo *et al.* (1998), estes níveis da Formação de Cabaços são equivalentes aos níveis de Vale Verde (*sensu* Choffat).

Azerêdo *et al.* (2002) definiram oito fácies (Fa 1 a Fa 8) distintas desde o Jurássico Médio até ao Oxfordiano. Destas, as duas primeiras (Fa 1 e Fa 2) correspondem aos depósitos do Jurássico Médio, enquanto as restantes (Fa 3 a Fa 8) correspondem essencialmente aos depósitos que se sucedem à disconformidade do Caloviano, onde tanto Fa 7 como Fa 8 representam a Formação de Cabaços (Azerêdo *et al.*, 2002).

4.4.2 – Associação de Fácies

Das oito fácies identificadas por Azerêdo *et al.* (2002) duas correspondem à Formação de Cabaços (Fa 7 e Fa 8 de Azerêdo *et al.* (2002)). A associação de fácies 7 compreende calcários não marinhos com estratificação média a grosseira, margas e lignitos; a associação de fácies 8 é constituída por calcários margosos fossilíferos, finamente estratificados, laminitos microbiais e evaporitos.

Na região de Montejunto Azerêdo *et al.* (2002) estudaram uma sequência com 120 m. A sequência compreende uma fase inicial com unidades do Caloviano, correspondendo às fácies 1 e 2. Os depósitos do Oxfordiano são caracterizados predominantemente, nesta secção, pela fácies 8 intercalada localmente pela fácies 4. Na base da sequência do Oxfordiano é identificável o domínio da fácies 7, mas com uma expressão muito reduzida, à volta de 3 metros.

O corte em estudo posiciona-se no seio da fácies 8 de Azerêdo *et al.* (2002). Segundo os mesmos autores, esta fácies é caracterizada por calcários margosos finamente estratificados, calcários heterogéneos não cíclicos, calcários margosos, laminitos microbiais e evaporitos. Esta fácies apresenta, geograficamente, importantes variações de espessura (Azerêdo *et al.*, 2002). Os mesmos autores quantificaram a espessura desta fácies em locais distintos, variando desde os 15 m em Vale de Ventos até 100 m no poço Benfeito-1, sendo difícil estabelecer uma tendência de variação lateral de espessuras.

Ao longo do trabalho de campo desenvolvido foram individualizadas três fácies distintas: **Fácies A** constituída por calcários margosos maciços, **Fácies B** constituída por calcários margosos finamente laminados e **Fácies C** apresentando laminitos microbiais/algais em calcários margosos finamente laminados.

A análise das fácies presentes no corte em estudo gerou um log com uma espessura vertical de 36 m (Figura 4.6). Aqui foram medidos metro a metro a espessura que cada fácies apresenta.

4.4.2.1 – Fácies A

A primeira fácies individualizada é constituída por calcários margosos maciços, por vezes apresentando laminação, de escala decimétrica.

Estes calcários margosos apresentam uma cor castanha-acinzentada, por vezes castanha/bege escuro. Quando molhados a sua cor escurece drasticamente passando para uma tonalidade castanho escuro. À mesoescala não se identifica qualquer conteúdo fossilífero, assim como não se identificam quaisquer elementos figurados carbonatados. São identificadas duas gerações de fracturas distintas, ambas preenchidas por cristais de calcite. As fracturas mais antigas, com menor dimensão, apresentam calcite preta, indiciando a presença de hidrocarbonetos. É de notar a existência de cristais negros no seio das amostras, dando ideia da existência de pequenas impregnações de hidrocarbonetos.

Para o topo da sequência os calcários vão sendo cada vez menos margosos e o conteúdo em matéria orgânica é igualmente menor. Assim, os calcários pertencentes a esta fácies, no topo, apresentam tonalidades castanho claro/bege claro.

4.4.2.2 – Fácies B

Esta fácies é caracterizada por calcários margosos, finamente laminados.

Os calcários margosos apresentam uma cor castanha/acinzentada a bege escuro, e quando molhados escurecem para o tom castanho escuro. Os calcários margosos desta fácies não apresentam uma tonalidade tão escura quanto os da fácies A.

Tal como na fácies A, são identificadas duas gerações de fracturas e, tal como na primeira fácies, os veios mais precoces são constituídos por calcite escura. Já os veios mais tardios são compostos por calcite branca. Foi identificada uma patine de betume a circundar cristais de calcite branca em veios tardios numa das amostras recolhidas.

A observação à mesoescala não permite identificar qualquer conteúdo fossilífero, não sendo igualmente observado qualquer tipo de elemento figurado carbonatado. A laminação destes calcários margosos parece devida a superfícies ligeiramente ferruginizadas. A laminação desta fácies é de escala centimétrica.

A frequência desta fácies diminui para o topo da sequência em estudo.

4.4.2.3 – Fácies C

Esta fácies caracteriza-se pela presença de laminitos microbiais/algais no seio de calcários margosos tipicamente de fácies B.

As características de cor são em tudo semelhantes à fácies B. A laminação destes calcários margosos é extremamente irregular e apresenta uma recristalização quase completa de alguns níveis. De notar que as fracturas precoces, preenchidas por calcite de tonalidade escura, são pouco frequentes nesta fácies. O ponteadado preto disseminado pelos calcários margosos também é observável nesta fácies. Para além das laminações microbiais/algais não foi encontrado qualquer vestígio fossilífero assim como elementos figurados carbonatados, à mesoescala.

Esta fácies encontra-se restrita ao sector inferior da secção estudada.

4.4.3 – Interpretação das Fácies

A associação de fácies identificada documenta uma variação das condições de deposição bastante importante. O claro predomínio de calcários margosos por toda a sequência indicia um regime de deposição subaquático de baixa energia. A aparente ausência de ciclotemas e de uma fácies peritidal típica sugere uma actividade tidal negligenciável (Azerêdo *et al.*, 2002). Os mesmos autores relatam a existência de diversos espécimes fósseis que indicam um sistema deposicional de baixa energia com grandes variações de salinidade, marinha normal até valores superiores e inferiores. A ocorrência de laminitos microbiais/algais indiciam possíveis períodos de exposição aérea, períodos estes inferidos também por Azerêdo *et al.* (2002) através da presença de *fenestrae* e de evaporitos.

Todas estas observações parecem indicar para um sistema de deposição transicional com influência marinha. Diversos autores anteriores (Wilson, 1979; Azerêdo *et al.*, 1998) admitiam um sistema deposicional laguno-lacustre complexo com salinidade flutuante.

Todas as fácies identificadas (A, B e C) possuem um importante conteúdo em matéria orgânica, indiciando uma deposição em regime tendencialmente anóxico e com níveis de bioturbação reduzidos. Um ambiente deposicional do tipo lagunar explica todas estas variantes, onde se pode relacionar as fácies identificadas com o “estádio” da laguna no momento da deposição.

A Fácies A, calcários margosos maciços, deverá ter-se depositado num regime de laguna aberta a semi-confinada, existindo uma interacção com as águas marinhas. Esta fácies parece ser a que possui um maior conteúdo orgânico, pelo que a estratificação das águas da laguna poderão explicar esta maior concentração de matéria orgânica em alguns níveis. A

semi-confinação da laguna também pode favorecer a deposição e conservação de matéria orgânica devido a uma menor oxigenação das águas.

A Fácies B, calcários margosos finamente laminados, deverá corresponder a períodos em que a laguna se encontra completamente confinada. Assim permite a deposição de material mais fino e o aparecimento de laminações de baixa energia. Mais, o confinamento da laguna permite a deposição de matéria orgânica e a sua conservação.

A Fácies C, laminitos microbiais/algais, indicia períodos de exposição sub-aérea. Os calcários margosos desta fácies deverão ter-se depositado num regime intertidal, onde é possível a existência das colónias microbiais/algais. Nestas fácies a deposição de material de granularidade fina é favorecida, incluindo matéria orgânica, no entanto a preservação da matéria orgânica é dificultada uma vez que o meio oxidante e a exposição sub-aérea frequente deverão deteriorar a matéria orgânica.

4.4.4 – Correlação da secção estudada com poços vizinhos

Uma componente importante deste estudo seria procurar correlacionar o corte estudado com alguns poços nas proximidades da região. Assim, realizou-se uma aproximação, ao nível dos ambientes de deposição/fácies presentes, ao corte estudado por Azerêdo *et al.* (2002) na Serra de Montejunto, no poço Freixial-1 e no Poço Benfeito-1 (Figura 4.5).

Uma das características utilizadas para realizar a correlação entre os afloramentos e os poços foi a presença de nódulos de sílex. No corte estudado não foram identificados verdadeiros nódulos de sílex, bem desenvolvidos, mas foram identificadas pequenas concreções que deverão resultar em nódulos posteriormente. Ou seja, foram identificadas estruturas que, em princípio, nos permitem correlacionar com os verdadeiros nódulos de sílex presentes nos poços e no afloramento em Montejunto estudado por Azerêdo *et al.* (2002).

A correlação com o afloramento PO 3 – Montejunto (120 m), de Azerêdo *et al.* (2002), afigura-se entre os 80 e os 90 m e possivelmente até aos 110 m da sequência estudada pelos autores anteriores. A existência de nódulos de sílex e de laminitos microbiais/algais em PO 3 foram os marcadores utilizados para a realização desta correlação.

No poço Freixial-1 (Fx-1) a Formação de Cabaços exhibe uma espessura total de 299 m (1885 – 2184 m). A correlação assenta uma vez mais nos nódulos de sílex, comuns neste poço até aos 2010 m de profundidade. As fácies definidas anteriormente apresentam um conteúdo

argiloso importante, pelo que deverão representar as unidades entre os 1940 – 1980 m do poço Fx-1. No relatório de poço está registada a existência de anidrite branca, algo que não foi identificado e descrito no trabalho de campo realizado talvez devido à sua fácil degradação.

No poço Benfeito-1 (Bf-1) a Formação de Cabaços apresenta uma espessura de 186 m (1399 – 1585 m). Os nódulos de sílex e as descrições das unidades no relatório de poço permitiram inferir que as fácies encontradas no Vale das Rosas sejam semelhantes às do poço Bf-1 entre os 1470 e os 1430 m. Tal como em Fx-1, é registada a existência de anidrite que como explicado anteriormente não foi identificada no trabalho de campo realizado.

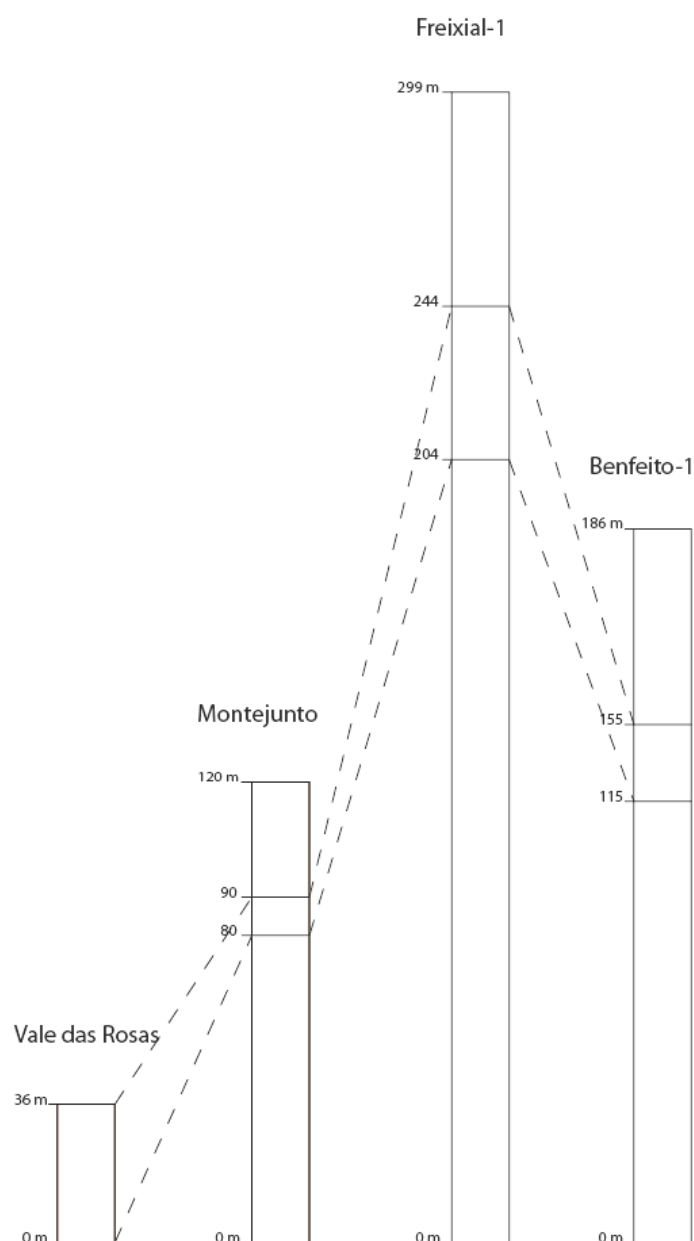


Figura 4.5 – Correlação das fácies identificadas com um afloramento em Montejunto e com dois poços. A correlação é baseada em ambientes e em características particulares (ex: nódulos de sílex).

4.4.5 – Relação das Fácies com TOC

Através da descrição das fácies foi possível verificar a existência de cores mais escuras nas Fácies A, principalmente na base da sequência estudada. No entanto é evidente do tom mais claro dos calcários margosos para o topo da sequência. Tomando por base a cor apresentada pelos calcários margosos como um avaliador de TOC (*Total Organic Carbon*), é possível inferir que a Fácies A apresenta quantidades de matéria orgânica mais apreciável e provavelmente um TOC superior. Spigolon (2010) realizou ensaios de geoquímica orgânica em amostras recolhidas nas proximidades do corte em estudo. Os seus valores de TOC rondam os 3 a 5% e foram recolhidos em calcilutitos negros laminados.

Das fácies definidas neste estudo a que maiores parecências tem com a descrição de Spigolon (2010) é a Fácies B. No entanto as nossas amostras não apresentam uma cor negra como visto anteriormente, pelo que o seu TOC deverá ser inferior aos valores obtidos por Spigolon (2010).

Nos poços Benfeito-1 e Freixial-1 a Formação de Cabaços apresenta valores de TOC médios bastante reduzidos (0,5 a 1 %). Tal dever-se-á à não individualização das Formações de Cabaços e de Montejunto, já que a Formação de Montejunto não é conhecida por apresentar conteúdos importantes em matéria orgânica, de forma geral. Desta forma o verdadeiro potencial da Formação de Cabaços deverá estar mascarado pelos baixos valores de TOC da Formação de Montejunto.

Azerêdo *et al.* (2002) refere que os laminitos microbiais/algais apresentam regularmente elevado conteúdo em matéria orgânica. Desta forma será de esperar que o seu potencial gerador de hidrocarbonetos seja mais elevado em outros níveis da sequência de Cabaços do que aquele que aparenta na sequência em estudo, já que apresenta tonalidades claras.

4.4.6 – Discussão

No corte em estudo são identificadas três fácies sedimentares distintas. A Fácies A constituída por calcários margosos maciços, a Fácies B caracterizada por calcários margosos laminados e finalmente a Fácies C onde ocorrem laminitos microbiais/algais.

Estas fácies foram depositadas num ambiente de laguna transicional embora em regimes distintos. As Fácies A deverão ter surgido quando a laguna se encontrava aberta, havendo contribuição marinha, a Fácies B surgiria quando a laguna se encontrava confinada e a Fácies

C num regime intertidal da laguna apresentando frequentemente exposição aérea. A intercalação das fácies na sequência não apresenta qualquer tipo de ciclicidade, ou pelo menos não foi identificada à escala métrica. É possível verificar que a frequência das Fácies B e C diminui para o topo da sequência. Tal estará relacionado com a passagem gradativa para a Formação de Montejunto, que terá sido depositada num ambiente marinho já aberto e gradualmente mais profundo, menos propício para exposição sub-aérea.

As correlações realizadas, de carácter ambiental, indicam que estas fácies deverão corresponder ao topo da Formação de Cabaços. Provavelmente as fácies da base da mesma formação serão semelhantes, com maior ou menor contribuição continental/marinha. Assim, é de supor que o tipo de querógeno da Formação de Cabaços seja bastante variável. Existindo um predomínio de contribuição marinha, as fácies deverão apresentar querogénios tipo II, com predomínio de contribuição continental deverão surgir querogénios tipo III. No entanto o mais provável será um contributo dos dois domínios, originando querogénios do tipo II/III.

Da secção em estudo a fácies que aparenta valores de TOC superiores é a Fácies A, sendo esta avaliação exclusivamente através da cor. Esta afirmação difere de Spigolon (2010) que amostrou a Fácies B e verificou o seu elevado potencial gerador (3 a 5% de TOC). Azerêdo *et al.* (2002) também refere a Fácies C como tendo um elevado conteúdo em matéria orgânica. Assim, é possível verificar que as três fácies definidas podem apresentar conteúdos em matéria orgânica importantes e conseqüentemente um bom potencial gerador de hidrocarbonetos. A Formação de Cabaços é interpretada como tendo sido depositada num regime laguno-lacustre complexo, pelo que é de esperar esta variação de quantidade em matéria orgânica das fácies. A deposição de matéria orgânica e principalmente a sua preservação exigem condições específicas não sendo restritas a uma determinada situação. Num regime deposicional tão variável, como aquele que depositou a Formação de Cabaços, estas condições específicas podem surgir em diversas situações, pelo que a variação lateral e vertical da quantidade de matéria orgânica acaba por não ser estranha nem anormal.

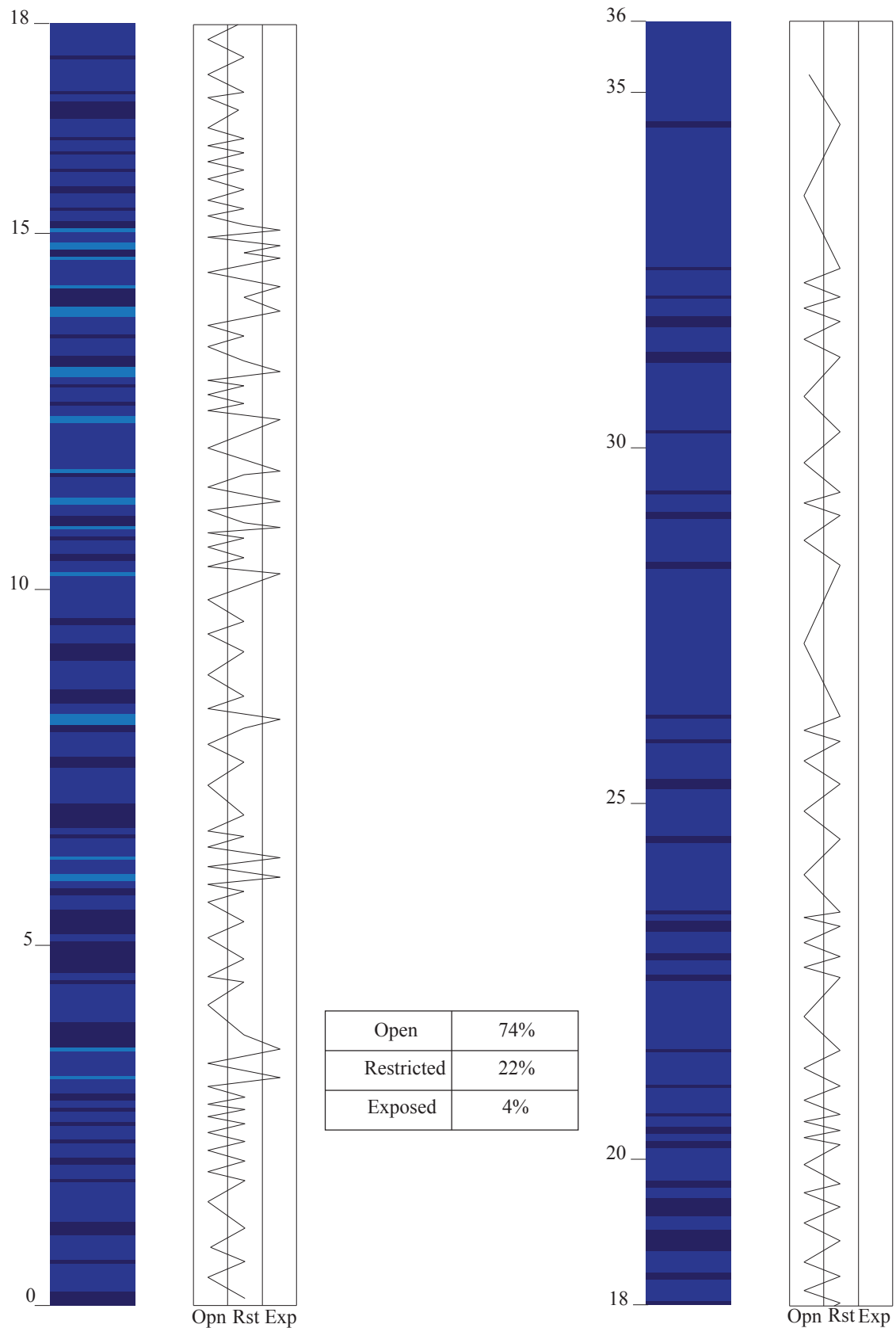


Figura 4.6 – Log de fácies pormenorizado da Secção estudada no Vale das Rosas. O azul representa a Fácies A (calcários margosos maciços), o azul escuro a Fácies B (calcários margosos laminados), o azul claro a Fácies C (laminitos microbiais/algais). É notório o predomínio da Fácies A; a Fácies C está concentrada entre os 10 e os 15 m; a partir dos 20 m a Fácies B deixa de surgir regularmente.

4.4.7 – Conclusões

A secção estudada apresenta três fácies distintas: i) Fácies A, calcários margosos maciços, por vezes apresentando laminação, de escala decimétrica; Fácies B, calcários margosos, finamente laminados; Fácies C, caracterizada pela presença de laminitos microbiais/algais no seio de calcários margosos tipicamente de Fácies B. As Fácies B e C diminuem de frequência e espessura para o topo da sequência.

A fácies que aparenta possuir um maior conteúdo em matéria orgânica e um valor de TOC mais elevado é a Fácies A. A complexidade do ambiente em que a Formação de Cabaços foi depositada, transicional laguno-lacustre, gera variações laterais e verticais (Figura 4.6) importantes no conteúdo em matéria orgânica.

Este trabalho permitiu ter em consideração, na hora de realizar a modelação, a variabilidade apresentada pela Formação de Cabaços. Assim ter-se-á em atenção esta inconstância, tanto a nível de fácies como de TOC, na altura de discussão dos diferentes modelos e dos estádios de maturação atingidos por esta Formação.

Capítulo 5 – Análise de Subsidiência, Preenchimento e Erosão

5.1 – Introdução

No decorrer deste capítulo serão apresentados os principais resultados da análise de subsidiência realizada para cada um dos poços seleccionados. Entre esses resultados encontram-se as curvas de subsidiência para cada um dos poços, tanto de Subsidiência Total como de Subsidiência Tectónica, as taxas de sedimentação ao longo do tempo, os valores da espessura de sedimentos erodidos (em cada uma das etapas de erosão consideradas) e os valores de estiramento para cada um dos poços.

No entanto para atingir estes resultados foi necessário um trabalho sistemático de base, no que respeita às análises dos relatórios de poço, das formações contempladas nos mesmos, da idade das formações e do seu ambiente deposicional.

5.2 – Dados de Poço

5.2.1 – Localização dos poços e da linha sísmica

No decorrer desta dissertação foram analisados dez poços e uma linha sísmica, podendo ser observada a sua localização na Figura 5.1. Destes poços encontram-se sete no *onshore* (Barreiro-3, Campelos-1, Feixial-1, São Mamede-1, São Pedro de Moel-2, Sobral-1 e Vermoil-1) e três no *offshore* (14 A-1, 17 C-1 e 20 B-1). A linha sísmica (S84-35 A,B) situa-se no *offshore*, entre os poços 17 C-1 e 20 B-1, sendo parte do *transect* LP-1 realizado no decurso do projecto Milupobas por Lomholt *et al.* (1996).

A escolha destes poços recaiu na pretensão de obter um conjunto de informação representativa de toda a extensão da Bacia Lusitânica. Assim, foram seleccionados poços nos três sectores distintos da Bacia Lusitânica.

No sector Norte encontram-se os poços 14 A-1, São Mamede-1 (SM-1), São Pedro de Moel-2 (SPM-2) e Vermoil-1 (Vm-1). O sector central é representado pelos poços 17 C-1, 20 B-1, Campelos-1 (Cp-1), Feixial-1 (Fx-1) e Sobral-1 (Sb-1). No sector Central procurou-se seleccionar, pelo menos, um poço por cada sub-bacia (Figura 5.2) existente, assim o poço Cp-

1 localiza-se na sub-bacia do Bombarral, o poço Sb-1 na sub-bacia do Turcifal e o poço Fx-1 na sub-bacia da Arruda. O sector Sul encontra-se representado exclusivamente pelo poço Barreiro-3 (Br-3).

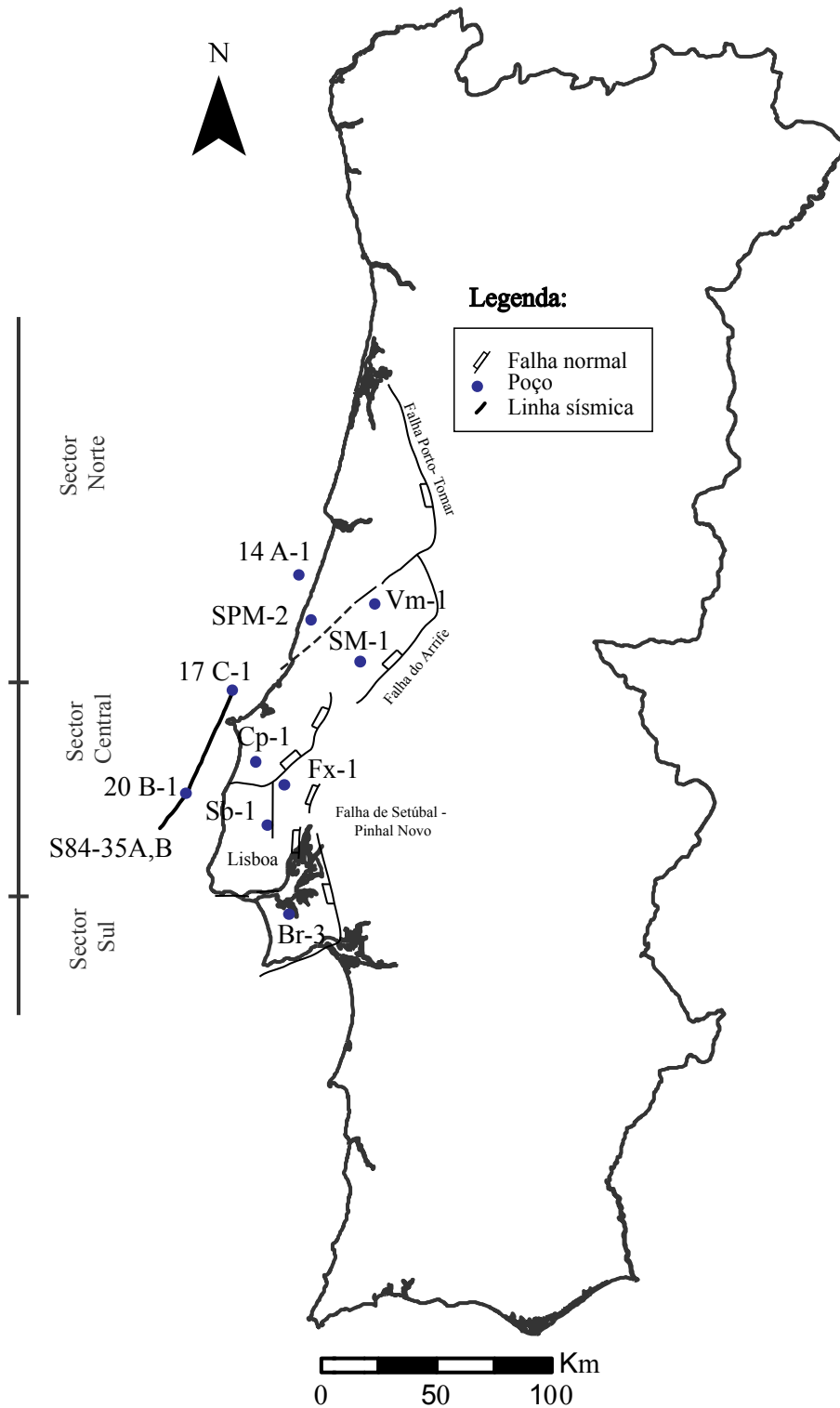


Figura 5.1 – Localização dos poços e da linha sísmica utilizados nesta dissertação, sendo possível também verificar a conjuntura dos poços em relação ao seu posicionamento na bacia.

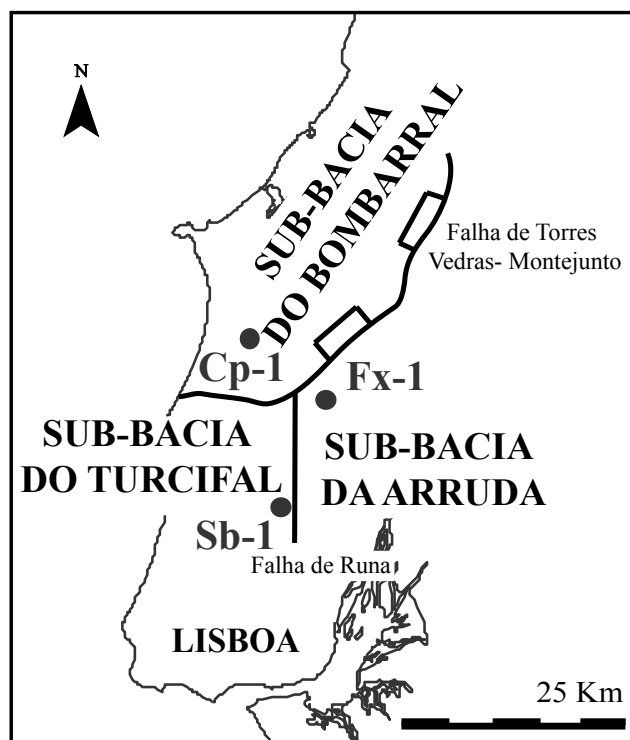


Figura 5.2 – Pormenor do sector Central da Bacia Lusitânica com a identificação das três sub-bacias existentes.

5.2.2 – Sequências de 2ª ordem

Os relatórios de poço disponíveis nem sempre apresentam a mesma nomenclatura estratigráfica. Desta forma recolheu-se toda a informação disponível (ex: Relatórios de Poço (Fonte: DPEP), Milupobas, Atlantis) para encontrar uma forma de conciliar a nomenclatura estratigráfica de Norte a Sul da área em estudo. Aproveitando o trabalho desenvolvido durante o projecto Atlantis, e como explicado e explicitado no Capítulo 3.3, optou-se por realizar todo o trabalho tendo em consideração sequências de 2ª ordem. Assim, foi necessário analisar poço a poço as formações presentes e “transformá-las” em sequências de 2ª ordem, trabalho este nem sempre fácil de realizar. Para realizar esta modificação recorreu-se ao quadro Atlantis (Figura 3.4) e aos relatórios de poço. Por vezes surgiam grandes espessuras de uma determinada unidade (Brenha, por exemplo), no entanto nos relatórios era possível destrinçar a sua idade, recorrendo essencialmente a análises biostratigráficas já realizadas, que permitiam a correlação com alguma das sequências do quadro Atlantis. Noutros casos, recorreu-se a mudanças significativas de litologias (de margas siltosas para arenitos grosseiros, no Cretácico, por exemplo) para identificar limites de sequência. Também se recorreu às grandes descontinuidades bacinais, principalmente no que respeita ao Cenozóico,

para agrupar as SLD's de Cunha & Pena dos Reis (1992, 1995) em intervalos temporais maiores.

De forma muito sucinta tendo em vista localizar os leitores novamente nas sequências, referidas no Capítulo 3.3, segue-se um breve resumo das sequências utilizadas com a sua idade de deposição e paleobatimetria assumida, inferida através do ambiente deposicional:

- **Sequências A + B**, depositadas durante o Triásico Superior (228.7 – 199.6 Ma) com zero metros de coluna de água;
- **Sequência C**, depositada no Hetangiano (199.6 – 196.5 Ma) com uma variação paleobatimétrica entre zero e cinco metros;
- **Sequência D**, depositada no Sinemuriano (196.5 – 189.6 Ma) entre zero e cinco metros de coluna de água;
- **Sequência E**, depositada entre o Pliensbaquiano e o Aaleniano (189.6 – 171.6 Ma) admitindo-se uma variação entre cinquenta e duzentos metros de coluna de água;
- **Sequência F**, depositada no Bajociano (171.6 – 167.7 Ma) entre cinco e vinte metros de profundidade;
- **Sequência G**, depositada entre o Batoniano e o Caloviano Superior (167.7 – 162.5 Ma) num ambiente variando entre cinco e vinte metros de profundidade;
- **Sequência H**, depositada durante o Oxfordiano (159.6 – 155.6 Ma) admitindo-se uma variação de coluna de água entre zero e duzentos metros;
- **Sequência I**, depositada no Kimmeridgiano (155.6 – 145.5 Ma) com uma variação de coluna de água entre zero e cem metros;
- **Sequência J**, depositada entre o Titoniano e o Berriasiano (145.5 – 140.2 Ma) com uma variação paleobatimétrica entre zero e vinte metros;
- **Sequência L**, depositada entre o Valanginiano e o Barremiano Inferior (140.2 – 130 Ma) variando entre zero e dez metros de coluna de água;
- **Sequência M**, depositada entre o Barremiano Superior e o Aptiano Superior (130 – 113 Ma) admitindo-se uma variação paleobatimétrica geral entre zero e cinco metros;
- **Sequência N**, depositada entre o Aptiano terminal e o Cenomaniano (113 – 93.6 Ma) com uma paleobatimetria de zero metros;
- **Sequência O**, depositada entre o Turoniano e o Campaniano Inferior (93.6 – 80 Ma) com zero metros de coluna de água;

- **Sequência P**, depositada durante o Campaniano Superior e o Maastrichiano (80 – 65.5 Ma) com uma paleobatimetria de zero metros;
- **Sequência Q**, depositada entre o Paleocénico e o Lutéciano Inferior (65.5 – 48.6 Ma) admitindo-se uma variação entre zero e cinco metros de coluna de água;
- **Sequência R**, depositada entre o Lutéciano Superior e o Chattiano Inferior (48.6 – 23 Ma) com zero metros de paleobatimetria;
- **Sequência S**, depositada entre o Chattiano Superior e o Tortoniano Inferior (23 Ma – 7.2 Ma) com uma paleobatimetria de zero metros;
- **Sequência T**, depositada entre o Tortoniano Superior e o Plistocénico basal (7.2 – 2.5 Ma) com zero metros de coluna de água.

É possível visualizar na Figura 5.3 as sequências que são atravessadas por cada um dos poços em estudo.

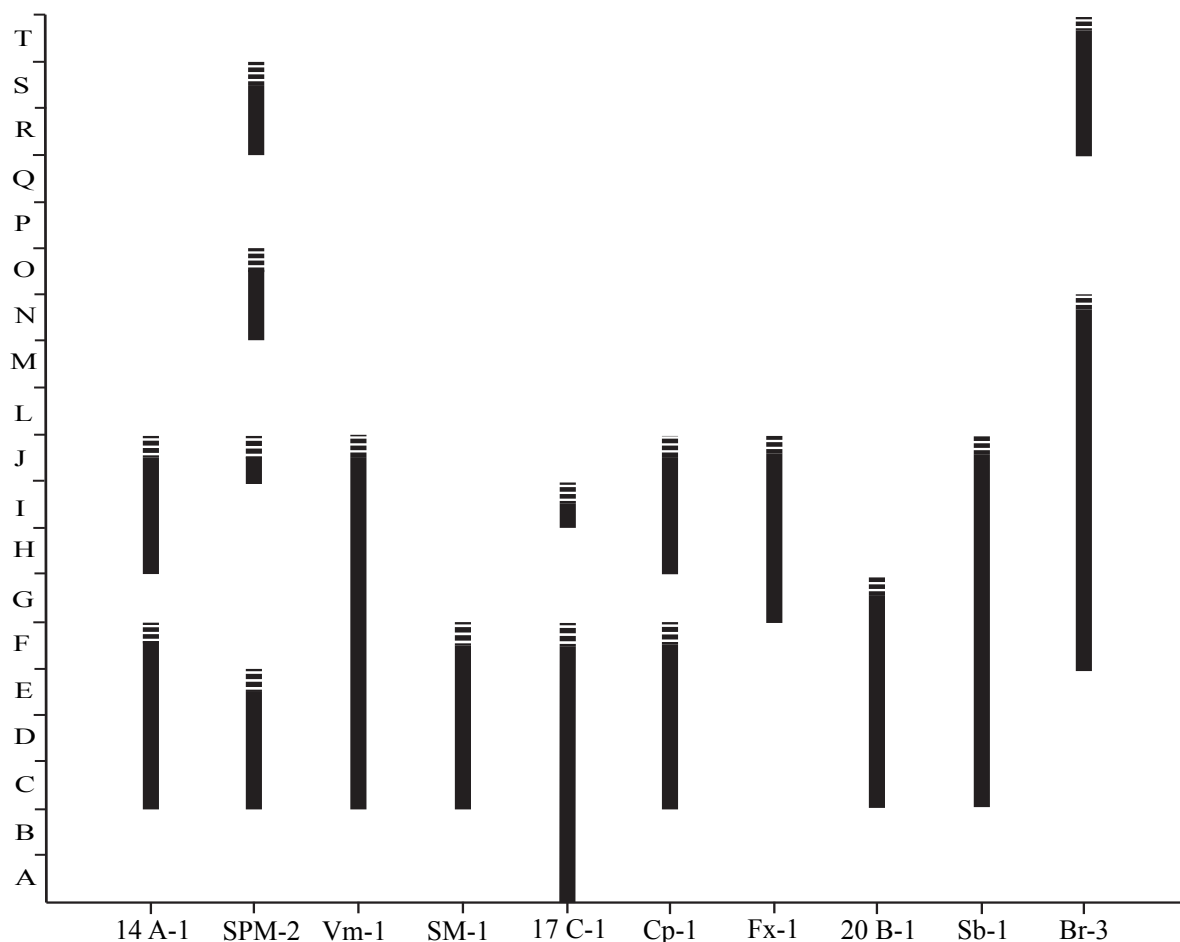


Figura 5.3 – Identificação das sequências que são atravessadas por cada poço.

5.2.3 – Quantificação dos Eventos Erosivos

Como visto no Capítulo da Fundamentação Metodológica os eventos erosivos, e principalmente a sua quantificação, são de enorme importância no desenvolvimentos de modelos o mais correctos possível.

Para a execução dos diversos modelos teve-se então em conta alguns dos períodos onde possivelmente ocorreu erosão na Bacia Lusitânica.

Com base no conhecimento da evolução da bacia e na bibliografia (Cunha *et al.*, 2000; Azerêdo *et al.*, 2003; Kullberg *et al.*, 2006; Santos *et al.*, 2010), foram considerados os seguintes períodos mais prováveis com sedimentação negativa importante:

- Caloviano – Oxfordiano, entre as sequências G e H;
- Aptiano Superior – Albiano, entre as sequências M e N (Sector a Norte falha Torres Vedras – Montejunto);
- Turoniano, entre as sequências N e O (Sector a Sul da falha Torres Vedras – Montejunto);
- Tortoniano Superior, entre as sequências S e T.

Note-se que apesar de os eventos erosivos referidos se encontrarem delimitados entre as sequências referidas (ex: Caloviano – Oxfordiano, entre as sequências G e H), tal não significa que a superfície erosiva não atinja sequências inferiores, ou seja é possível encontrar a sequência H directamente sobreposta à sequência F, por exemplo. Este facto foi evidenciado, por exemplo, por Azerêdo *et al.* (2002, 2003) na Serra dos Candeeiros. O mesmo acontece com a descontinuidade do Aptiano – Albiano, sendo possível encontrar a sequência N por vezes directamente sobreposta a unidades do Jurássico. Esta descontinuidade erosiva foi alvo de estudo por parte de Santos *et al.* (2010), tendo evidenciado a sua existência somente a Norte da falha Torres Vedras – Montejunto e atingindo valores máximos de sedimentação negativa na ordem dos 1900 m. Nos sectores situados a Sul do alinhamento Torres Vedras – Montejunto o principal período erosivo considerado situa-se no Turoniano. O período erosivo do Tortoniano carece de estudos pormenorizados no que respeita à espessura de sedimentos removidos. De qualquer forma, uma vez que não consideramos que este período tenha consumido muito mais de 200/300 m de sedimentos, conjuntamente com o avançado estado de evolução da subsidência da bacia, após a última fase de rifte, este deverá ser o período erosivo com menos influência na história térmica da Bacia Lusitânica.

Dos períodos erosivos referidos apenas foram considerados diversos cenários no do Caloviano, já que no do Aptiano existe o trabalho de Santos *et al.* (2010), o qual foi utilizado nesta dissertação para atribuir valores de erosão a este período, e o do Tortoniano, que pelas questões explicadas anteriormente não foi considerado de máxima importância para este trabalho.

Seguindo então a metodologia descrita no Capítulo 2.5 foi proposto para cada poço um valor máximo e um valor mínimo de erosão entre o Caloviano e o Oxfordiano, tendo em conta a lacuna estratigráfica de 3 Ma (Azerêdo *et al.* 2003). É também apresentado o valor mínimo e máximo possível de erosão durante o Aptiano e valores induzidos para a erosão no Turoniano e Tortoniano. Os logs sintéticos de cada poço podem ser visualizados na Figura 5.4.

No poço 14 A-1 é identificada a sequência H sobreposta à sequência F, correspondendo a um intervalo sem registo sedimentar na ordem dos 8,1 Ma. Às taxas de sedimentação na altura da deposição da sequência F (≈ 65 m/Ma) assume-se o intervalo aceitável e possível de erosão entre os 97 m e os 343 m. Para o período erosivo do Aptiano considerou-se uma perda sedimentar máxima de 160 m. Já para o Tortoniano fez-se variar a erosão entre os 200 e os 250 m.

No poço 17 C-1 não é identificada nem a sequência G nem a H, pelo que se admite que a sequência H não se depositou, tendo ocorrido erosão ou não deposição durante esse período até à deposição da sequência I. Considerando uma taxa de sedimentação na ordem dos 34 m/Ma aquando da deposição da sequência F, é aceitável uma erosão entre os 50 m e os 243 m. Para o Aptiano foram considerados cenários de erosão entre os 480 e os 650 m enquanto para o Tortoniano considerou-se uma variação entre os 100 e os 300 m de perda sedimentar.

O poço 20 B-1 termina com a sequência G, tornando difícil qualquer suposição sobre a quantidade de sedimentos erodida, pelo que foi testada a possibilidade deste período representar perdas sedimentares na ordem dos 50 a 100 m. Durante o período erosivo do Turoniano considerou-se uma erosão entre os 300 e os 435 m; para o Tortoniano considerou-se uma variação de erosão entre 50 e 100 m.

No poço Br-3 a sequência H encontra-se directamente sobre a G, correspondendo a um intervalo mínimo de 3 Ma. A uma taxa de sedimentação na ordem dos 110 m/Ma considera-se aceitável uma perda sedimentar entre os 50 e os 180 m neste período erosivo. Para o período

erosivo do Turoniano foi considerada uma variação entre 100 e 200 m, tal como para o período erosivo do Tortoniano.

No poço Cp-1 é identificada a sequência H sobre a sequência F. Às taxas de sedimentação aquando da deposição da sequência F (≈ 50 m/Ma) é possível inferir uma perda sedimentar neste período entre os 75 e os 320 m. Durante o período erosivo do Turoniano avaliou-se a perda sedimentar entre 200 e 480 m, enquanto para o Tortoniano considerou-se um máximo de 200 m de erosão.

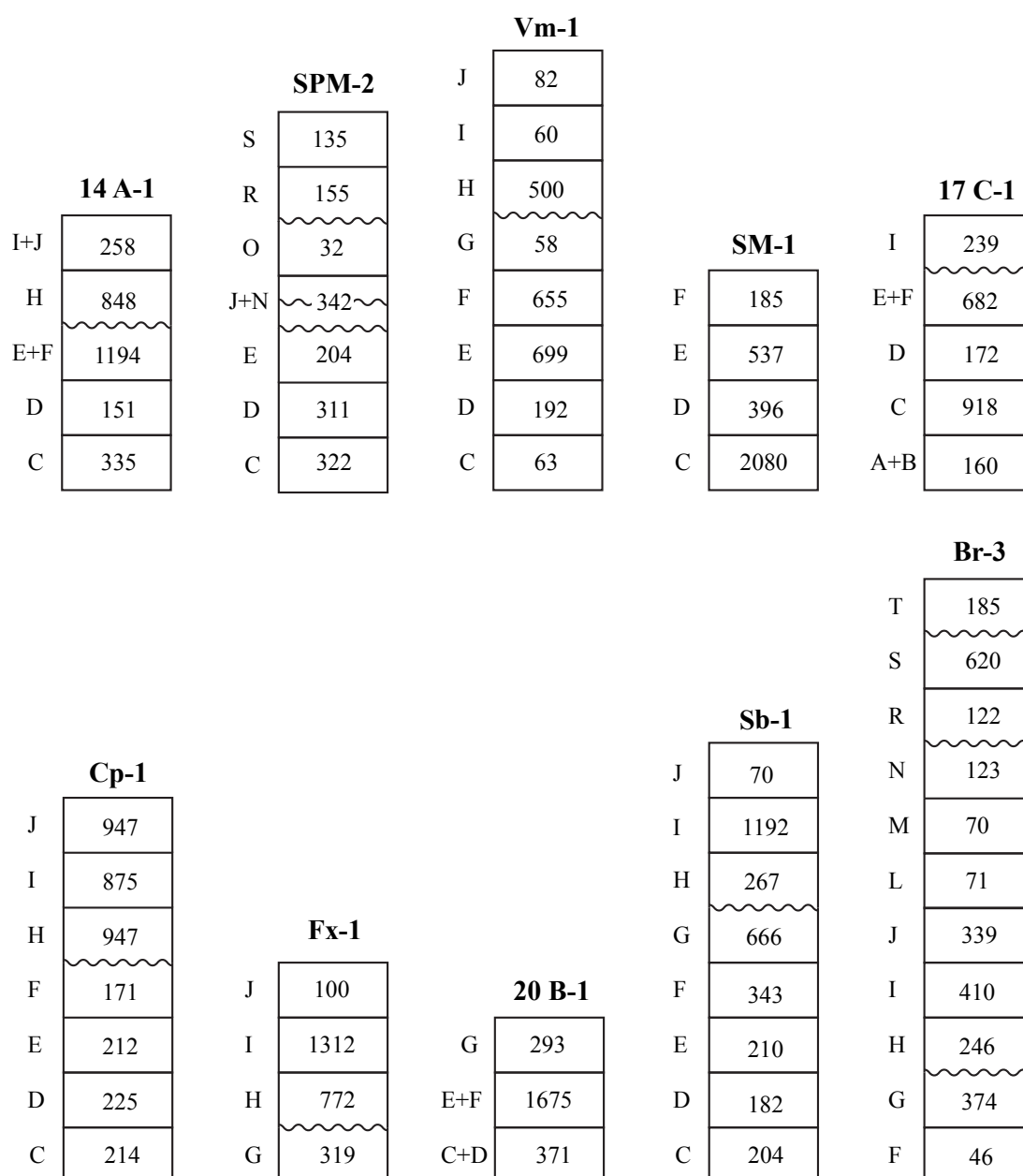


Figura 5.4 – Logs sintéticos de cada poço, com indicação da espessura (em metros) de cada sequência e das discontinuidades existentes.

No poço Fx-1 a sequência H assenta directamente na sequência G, pelo que às taxas de sedimentação na altura da deposição da sequência G (≈ 85 m/Ma) considera-se aceitável um valor de erosão entre os 42 e os 153 m. Para o período erosivo do Turoniano foram considerados cenários de erosão a variar entre 300 m e 650 m; para o Tortoniano consideraram-se perdas sedimentares entre 100 e 300 m.

O poço Sb-1 apresenta a sequência H sobrejacente à sequência G. Considerando as taxas de sedimentação de G (≈ 128 m/Ma) pode esperar-se que tenha ocorrido entre 64 e 256 m de erosão. Durante o Turoniano inferiu-se uma variação de erosão entre 400 e 650 m enquanto para o Tortoniano considerou-se uma variação entre 100 e 200 m.

O poço SM-1 termina com a sequência F tornando difícil avaliar a quantidade possível de sedimentos erodidos. Mesmo assim foi avaliada uma variação entre 50 e 150 m de perda sedimentar. Foram avaliados cenários erosivos para o Aptiano entre 300 e 910 m de perda sedimentar, enquanto para o Tortoniano foi avaliada uma variação entre 100 e 200 m.

No poço SPM -2 a sequência J assenta sobre a sequência E, pelo que se admite que nem a sequência H nem a I se terão depositado, tendo nesse período ocorrido ou erosão ou não deposição. Considerando as taxas de sedimentação do tempo da deposição da sequência E (≈ 14 m/Ma) poder-se-á esperar que tenha ocorrido erosão na ordem dos 27 a 143 m. Durante o período erosivo do Aptiano avaliou-se entre 435 m e 1965 m de erosão; para o Tortoniano considerou-se entre 100 e 200 m de erosão.

No poço Vm-1 a sequência H assenta sobre a sequência G. Devido às baixas taxas de sedimentação aquando da deposição da sequência G (≈ 11 m/Ma) não é expectável uma perda sedimentar superior a 30 m. Para o período erosivo do Aptiano considerou-se uma variação entre 160 e 435 m de erosão; durante o tortoniano considerou-se uma variação entre 100 m e 200 m.

5.3 – Correção de espessuras

A porosidade dos sedimentos vai diminuindo à medida que estes vão sendo enterrados, devido à pressão exercida pelos sedimentos que se vão sobrepondo. Este ponto foi abordado de fora muito sucinta no Capítulo 2.2 e torna-se necessário regressar ao mesmo de forma a explicitar como foram definidas as curvas de porosidade para cada tipo de sedimento.

As curvas de porosidade vs profundidade seguem um padrão essencialmente exponencial, sendo mais acentuado quanto maior for a porosidade inicial (Φ_s^*) do sedimento e o seu coeficiente de compactação (c).

O *software* utilizado para a realização da modelação (PetroMod) possui diversas litologias tipo pré-definidas (ex: *shale typical*, *sandstone typical*, *limestone micrite*) com os seus parâmetros mecânicos específicos (*vide* Hantschel & Kauerauf, 2009). Ao serem analisados os relatórios de poço disponíveis (Fonte: DPEP) foram sendo diferenciados diversos intervalos com litologias distintas. Assim, para cada intervalo diferente em cada sequência foi identificada uma litologia tipo presente no PetroMod para posteriormente realizar uma mistura das litologias tipo do PetroMod e ficar com uma melhor representação litológica da sequência em causa. Desta forma e consoante a mistura litológica utilizada, foi atribuído um valor médio de porosidade inicial e de coeficiente de compactação para cada sequência, variando também estes valores em cada um dos poços (Tabela 5.1).

Estes valores de porosidade inicial e de coeficientes de compactação atribuídos a cada uma das sequências por poço foram os utilizados para realizar o *backstripping*, descrito no Capítulo 2.2.

Tabela 5.1 – Exemplos de valores de porosidade inicial e de factor de compactação assumidos para criar as litologias mistas (Retirado de Hantschel & Kauerauf, 2009).

Tipo de Litologia	Porosidade Inicial (%)	Coefficiente compactação
Calcário micrítico	51	0.52
Marga	50	0.50
Calcário oolítico	35	0.01
Dolomito	35	0.39
Arenito argiloso	40	0.32
Arenito	41	0.31
Argilito	70	0.83

5.4 – Resultados

5.4.1 – Etapas de Subsidência

Como foi discutido no Capítulo 3.2 não existe um consenso generalizado quanto ao número de fases de rifte a que a Bacia Lusitânica terá sido sujeita. Aqui serão apresentados os

gráficos de subsidência total e de subsidência tectónica (*ST*) de cada um dos poços e será realizada uma breve análise ao que se pode identificar em cada um dos gráficos.

A subsidência tectónica (*ST*) foi calculada utilizando o procedimento descrito no Capítulo 2.2, mais concretamente na Equação 2.6.

Foram utilizadas duas correcções no que respeita à variação do nível médio do mar em relação à actualidade (Δsl). Uma das correcções foi baseada na curva proposta por Pitman (1978), enquanto a outra foi baseada na curva proposta por Watts & Steckler (1979). A curva de Pitman (1978) apresenta uma variação bastante acentuada, atingindo os 300 m no Cretácico Superior, ao contrário da de Watts & Steckler (1979) que apresenta uma variação máxima na ordem dos 110 m (Cunha, 2008).

No que respeita ao termo da paleobatimetria (*Wd*), como foi verificado no Capítulo 5.2.2, foi atribuído um valor mínimo e máximo para cada uma das sequências, respeitando assim as variações da coluna de água verificadas aquando da sua deposição ao longo do tempo.

Os parâmetros utilizados podem ser visualizados na tabela que se segue (Tabela 5.2) (valores retirados de Cunha (2008)):

Tabela 5.2 – Constantes adoptadas para o *backstripping* e para os factores de estiramento.

Parâmetro	Símbolo	Valor
Espessura Litosfera	<i>hl</i>	125 km
Espessura Crosta	<i>hc</i>	31 km
Densidade manto	ρ_m	3330 kg.cm ⁻³
Densidade água	ρ_w	1030 kg.cm ⁻³
Densidade média sedimentos	ρ_s	2230 kg.cm ⁻³
Densidade crosta continental a 0°C	ρ_{c0}	2780 kg.cm ⁻³
Coefficiente de expansão térmica	α	3.1 x 10 ⁻⁵ K ⁻¹
Temperatura astenosfera	T_a	1333°C

Nas curvas de subsidência tectónica é possível identificar as fases de rifte. Aquando do estiramento da litosfera, com factor β , a litosfera vai adelgaçar e devido ao efeito isostático irá sofrer a subsidência inicial ou sin-rifte. Esta subsidência inicial é bastante acentuada e termina quando a astenosfera, menos densa, vai dando lugar ao manto litosférico, menos denso, após o estiramento. Assim, esta segunda fase é conhecida por subsidência pós-rifte e identifica-se

pele seu padrão essencialmente exponencial. Esta última etapa terminará quando o gradiente geotérmico original for atingido. Resumindo, as etapas de rifte identificam-se por um acentuar das curvas de subsidiência tectónica, tendo sido assim identificadas em cada um dos poços em estudo (faixas cinzentas nas Figuras 5.5, 5.6 e 5.7). A duração destas fases de rifte aqui identificadas não corresponde necessariamente à das fases de rifte que se consideraram na modelação. As fases aqui descritas e identificadas marcam uma elevada subsidiência tectónica, ao passo que as utilizadas na modelação referem-se ao seu período de actuação extensional e térmica, importantes para a evolução do fluxo de calor.

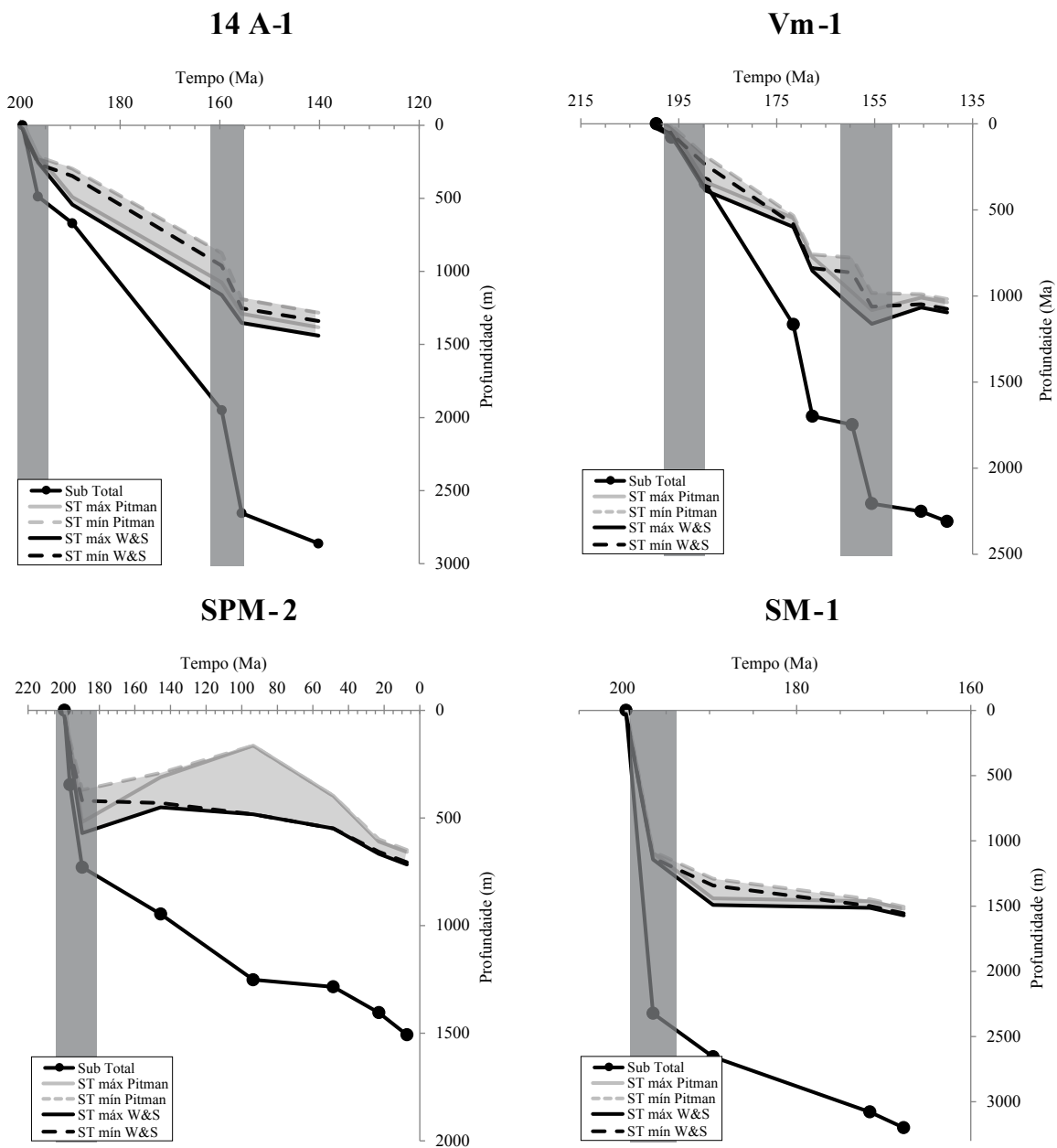


Figura 5.5 – Curvas de subsidiência dos poços do Sector Norte. As barras verticais a cinzento representam as fases de rifte identificadas.

5.4.1.1 – Sector Norte

Os poços que se situam neste sector são 14 A-1, SM-1, SPM-2 e Vm-1.

Nos poços SM-1 e SPM-2 é apenas identificada uma fase de rifte, a do Triásico Superior, enquanto nos poços 14 A-1 e Vm-1 são identificadas duas fases de rifte, uma no Triásico Superior e outra no Jurássico Superior (Figura 5.5).

Enquanto no poço SPM-2 a fase de rifte do Jurássico superior não se encontra minimamente marcada no poço, já no poço SM-1 não é possível verificar a sua existência ou não já que a sequência terminal é a F. Este último poço tem também a particularidade de intersectar uma grande quantidade de sedimentos da sequência C, pertencente à Formação Dagorda, que deverá ter sido alvo de movimentação lateral e/ou vertical tendo atingido uma espessura considerável (≈ 2000 m).

No poço Vm-1 é também identificada uma fase de subsidiência elevada durante o Jurássico Inferior.

5.4.1.2 – Sector Central

Neste sector situam-se os poços 17 C-1, 20 B-1, Cp-1, Fx-1 e Sb-1.

Tanto no poço 20 B-1 como no poço Fx-1 é apenas identificada uma fase de rifte (Figura 5.6). Enquanto no poço 20 B-1 só é identificada a fase de rifte do Triásico Superior, provavelmente devido a terminar durante o Jurássico Médio, no poço Fx-1 só é visível a fase do Jurássico Superior já que este atinge no máximo o Jurássico Médio.

Nos poços 17 C-1, Cp-1 e Sb-1 são identificadas duas fases de rifte, uma no Triásico Superior e outra durante o Jurássico Superior (Figura 5.6). No entanto, no poço 17 C-1 esta fase não se encontra marcada de forma tão evidente quanto nos outros.

Tal como no poço Vm-1, do sector Norte, é identificada uma fase de intensa subsidiência durante o Jurássico Médio nos poços 20 B-1 e Sb-1.

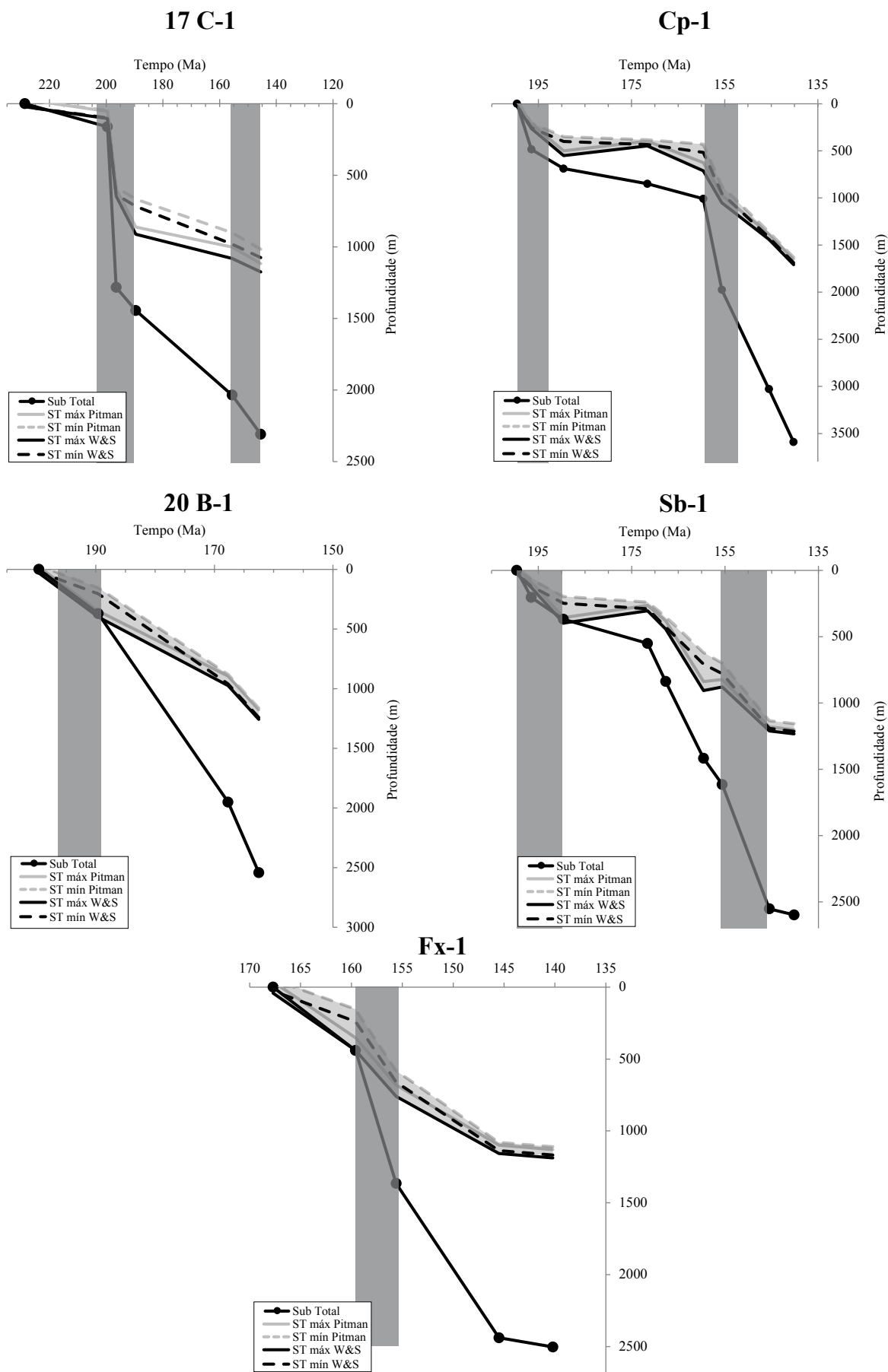


Figura 5.6 – Curvas de subsidiência dos poços do Sector Central. As barras verticais a cinzento representam as fases de rifte identificadas.

5.4.1.3 – Sector Sul

O único poço representante deste sector é o Br-3.

É possível verificar a existência de uma única fase de rifte, no Jurássico Superior (Figura 5.7). No entanto é verificada uma subsidência intensa também durante o Jurássico Inferior e Médio, no entanto o poço não atinge a secção basal do Jurássico Inferior tornando difícil uma avaliação da fase de rifte do Triásico Superior.

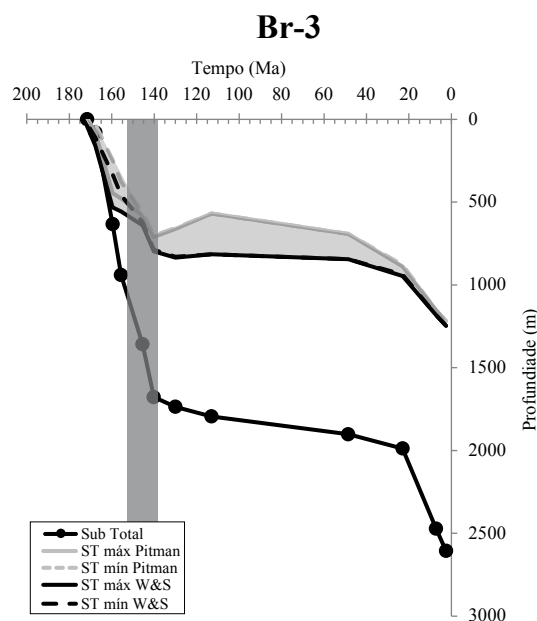


Figura 5.7 – Curvas de subsidência do poço do Sector Sul. As barras verticais a cinzento representam as fases de rifte identificadas.

5.4.2 – Factores de Estiramento

Foram calculados os factores de estiramento (β) para cada um dos poços. De forma a tentar obter uma estimativa fiável e elucidativa seguiu-se a metodologia descrita no Capítulo 2.3 e aplicou-se ao caso da Bacia Lusitânica.

Assim, seguindo o trabalho de Le Pichon & Sibuet (1981) aplicado à Baía da Biscaia e à Margem da Galiza conseguiu-se atingir duas fórmulas, empíricas, para calcular os valores de estiramento, uma para o Triásico Superior e outra para o Jurássico Superior.

No entanto é importante deixar claro que o trabalho anteriormente referido é aplicado em locais já com crosta oceânica, algo que não parece ter acontecido na Bacia Lusitânica.

Os parâmetros necessários para os cálculos que se seguem podem ser encontrados na Tabela 5.2.

Tendo o conjunto de todas as constantes definidas, aplica-se a Equação 2.7 obtendo-se

$$Z_i = 3,87 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)$$

A condição para a subsidência inicial ocorrer é

$$\frac{hc}{hl} > 0,126 \qquad hc > 15,75 \text{ km}$$

Aplicando a Equação 2.14 e 2.15 obtém-se

$$Z_\infty = 7,84 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)$$

$$Z_t = 3,98 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)$$

No caso da Bacia Lusitânica e admitindo duas fases de rifte, uma corresponderia ao Triásico Superior e outra ao Jurássico Superior. Segundo McKenzie (1978) numa primeira aproximação a subsidência térmica segue uma forma exponencial com a constante de tempo igual à constante de tempo da litosfera oceânica, que é igual a 62,8 Ma segundo Parsons & Sclater (1977).

A fase de rifte do Triásico Inferior deverá ter-se iniciado há aproximadamente 228 Ma, pelo que o tempo decorrido é superior em 3,6 vezes à constante de tempo e a subsidência térmica já terá atingido aproximadamente 97 % do seu valor máximo. Consequentemente,

$$Z_{t=228} \cong 3,87 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)$$

$$Z_{228} \cong 7,74 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)$$

Para a fase de rifte do Jurássico Superior, que se terá iniciado aproximadamente há 159 Ma, o que corresponde tempo decorrido à volta de 2,5 vezes mais em relação à constante de tempo. A subsidência térmica já terá atingido 92% do seu valor máximo. Naturalmente,

$$Z_{t=159} \cong 3,66 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)$$

$$Z_{159} \cong 7,53 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)$$

Considerando a existência de duas fases de rifte distintas na Bacia Lusitânica, como sugerido no capítulo anterior, foram calculados dois factores de estiramento distintos, quando possível. O factor de estiramento total é obtido através da multiplicação dos factores de estiramento parciais. Nos poços em que não foi identificada a primeira fase de estiramento (ex: Fx-1) calculou-se o estiramento total e o da segunda fase. De qualquer forma, uma vez que apresentavam um padrão de subsidência térmica (ex: Fx-1) ou de elevada subsidência no Jurássico Inferior (ex: Br-3) admitiu-se que seria induzida por uma fase de rifte anterior (Triásico Superior) calculando-se o seu factor de estiramento. No entanto este deverá encontrar-se sub-estimado.

Devido às correcções utilizadas no *backstripping* foram obtidas quatro curvas de subsidência tectónica, cada uma com o seu valor de estiramento. Desta forma os valores de estiramento serão apresentados em intervalo, do mínimo ao máximo obtido para cada um dos poços.

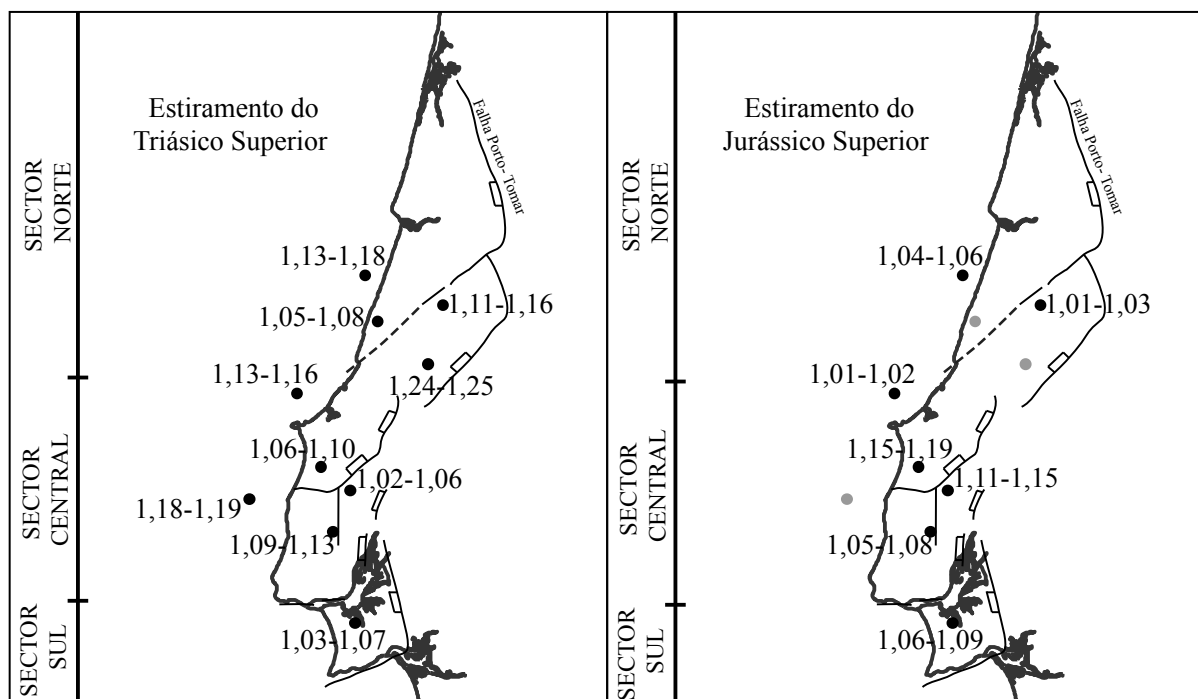


Figura 5.8 – Mapas de factor de estiramento para as fases de rifte do Triásico Superior e Jurássico Superior.

Exceptuando os poços Cp-1, Fx-1 e Br-3, a fase de rifte do Triásico Superior apresenta valores de estiramento superiores à do Jurássico Superior (Figura 5.8). No Jurássico Superior os valores de estiramento são maiores nos sectores Central e Sul do que no sector Norte, mas são especialmente elevados na sub-bacia do Bombarral e da Arruda (Figura 5.8). Já no Triásico Superior os valores de estiramento são tendencialmente superiores no sector Norte, com auge no poço SM-1, no entanto este valor deverá encontrar-se claramente sobrestimado

devido à elevada espessura da sequência C. Os valores de estiramento total são consistentemente mais elevados no sector Central da Bacia Lusitânica, principalmente na região das três sub-bacias *onshore* (Figura 5.9).

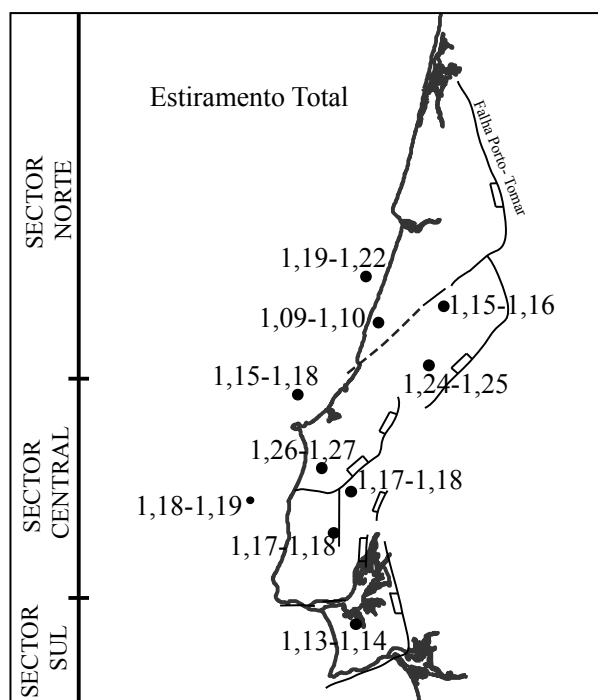


Figura 5.9 – Mapa de factor de estiramento total para cada poço.

5.4.3 – Taxas de Sedimentação

Aproveitando a realização da correcção das porosidades, necessária para a realização do *backstripping* dos poços, analisou-se a evolução das taxas de sedimentação ao longo do tempo (Figuras 5.10 e 5.11), seguindo a metodologia indicada no Capítulo 2.4.

A primeira análise relevante prende-se com a importância da sequência H na Bacia Lusitânica. Com excepção dos poços que não intersectam esta sequência, é a sequência que apresenta uma taxa de sedimentação média mais elevada (≈ 180 m/Ma), atingindo valores máximos na ordem dos 275 m/Ma.

No sector Central da Bacia Lusitânica, especialmente nas sub-bacias, é visível a importância das sequências I e J, apresentando sempre taxas de sedimentação superiores a 100 m/Ma.

As sequências carbonatadas do Jurássico Inferior e Médio apresentam, salvo excepção dos poços Sb-1 e Vm-1, taxas de sedimentações médias na ordem dos 50 m/Ma.

O poço SM-1 apresenta uma taxa de sedimentação anómala (≈ 750 m/Ma) para o intervalo do Hetangiano, sequência C. Tal é explicado pela movimentação lateral desta formação, como evidenciado no ponto 4.4.1.1. O poço 17 C-1 também apresenta taxas de sedimentação elevadas para esta sequência (≈ 350 m/Ma) indiciando que também se encontrará num local onde terá ocorrido movimentação desta mesma sequência.

As taxas de sedimentação durante o Cretácico e durante o Terciário são, de forma geral, inferiores a 50 m/Ma e na maioria das vezes inferiores a 25 m/Ma.

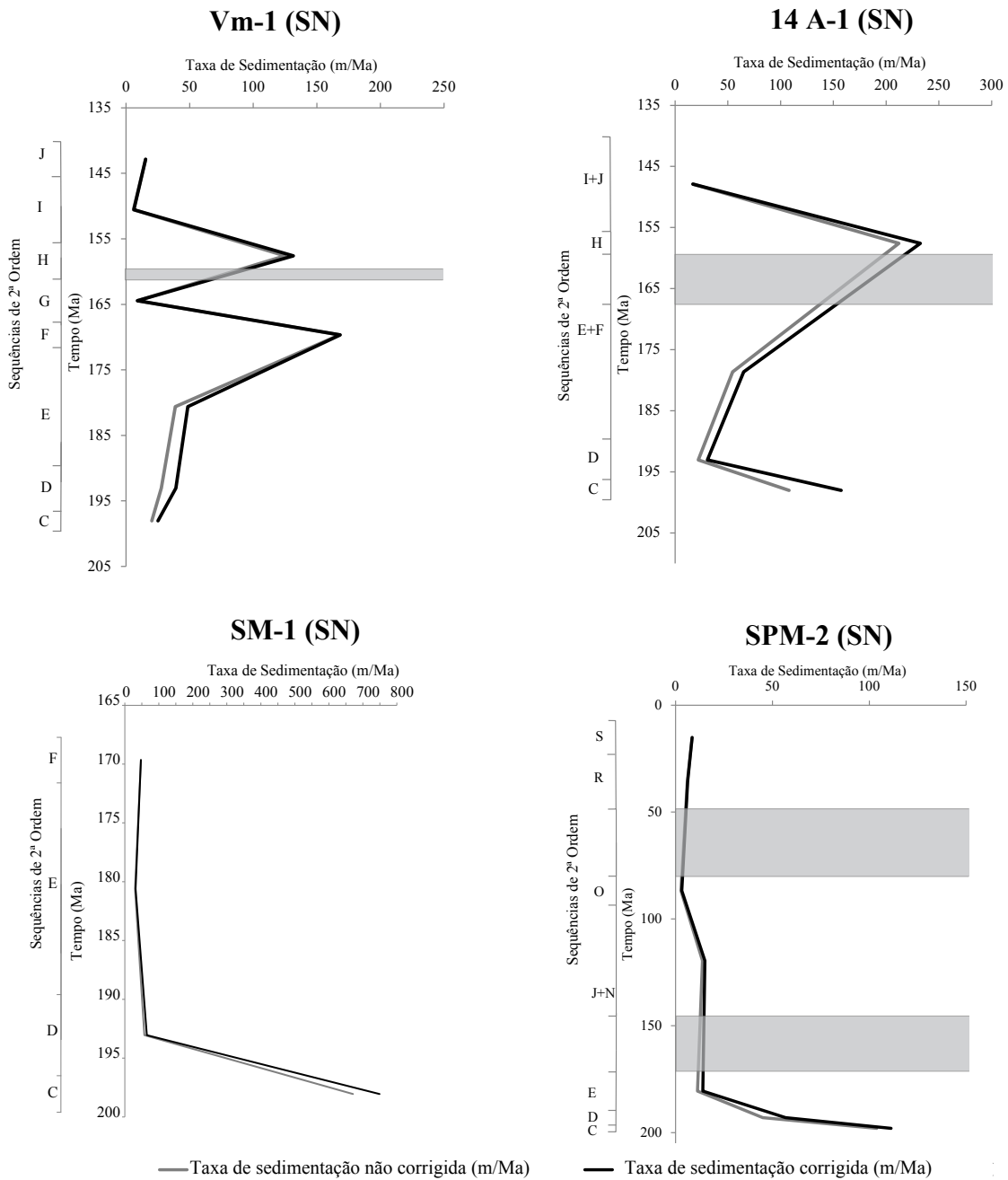


Figura 5.10 – Taxas de Sedimentação para cada poço do Sector Norte (SN). As faixas cinzentas representam períodos de não deposição.

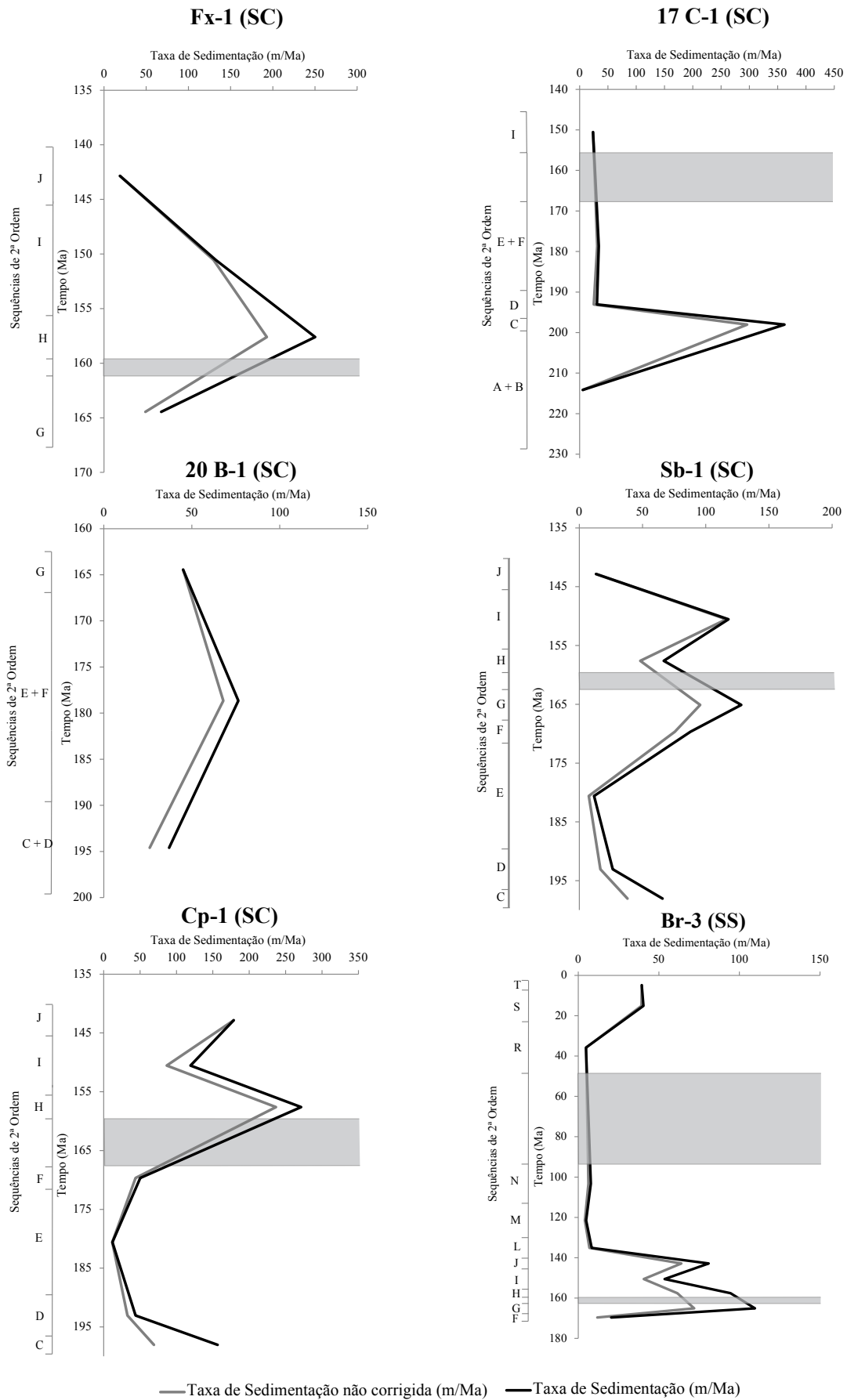


Figura 5.11 – Taxas de Sedimentação para cada poço do Sector Central (SC) e do Sector Sul (SS). As faixas cinzentas representam períodos de não deposição.

Capítulo 6 – Modelação em PetroMod

6.1 – Introdução

Durante este capítulo serão apresentados os resultados obtidos decorrentes da modelação efectuada. Com esta modelação pretende-se avaliar, principalmente, o estado de maturação das principais rochas com potencial gerador na Bacia Lusitânica, assim como o *timing* de evolução da maturação. Concomitantemente pretende-se verificar qual a influência das fases de rifte, e conseqüente aumento do fluxo de calor, na maturação dos intervalos geradores. Factores como por exemplo a erosão, factores de estiramento e taxas de sedimentação também serão avaliados.

A modelação foi realizada no *software* PetroMod (v11 SP4 64-bit) desenvolvido pela Integrated Exploration Systems (IES-Schlumberger). Foi utilizada a ferramenta 1D para a modelação dos poços e a ferramenta 2D para a modelação da linha sísmica.

6.2 – Dados de entrada

Os dados de entrada, ou seja o modelo conceptual, são diferentes para as ferramentas 1D e 2D, pelo que se optou pela distinção em dois capítulos distintos de forma a não gerar confusão no que é necessário realizar em cada um deles.

6.2.1 – Modelação 1D

Os modelos 1D foram construídos com base nos relatórios de poço (Fonte: DPEP) disponibilizados para cada um dos poços seleccionados neste estudo.

Para realizar os modelos 1D é necessário introduzir os topos/bases das formações existentes no poço. Neste caso introduziram-se os topos das sequências de 2ª ordem, e as respectivas idades de deposição (*vide* Capítulo 5.2.2). É também necessário introduzir as idades dos períodos erosivos e a respectiva espessura de sedimentos erodidos (*vide* Capítulo 5.2.3). Foi também introduzida a litologia respectiva a cada sequência de 2ª ordem, na maioria das vezes consistindo em litologias mistas como explicado no Capítulo 5.3. Os últimos parâmetros a ser introduzidos correspondem às características geoquímicas das unidades com potencial gerador, nomeadamente o TOC, o HI (*vide* Capítulo 4.3) e a cinética.

6.2.2 – Modelação 2D

Para a execução do modelo 2D adoptou-se como base de trabalho um esquema da linha sísmica S84-35 A,B realizado durante o projecto Milupobas por Lomholt *et al.* (1996), correspondendo a parte do *transect* LP-1 do mesmo projecto.

Este modelo foi então construído sobre a interpretação da linha sísmica, adoptando-se os horizontes aí definidos para a concepção do modelo. É necessário introduzir, tal como nos modelos 1D, as idades do topo e base de cada uma das sequências, as litologias e os dados de geoquímica orgânica (TOC, HI e cinética). As variações em relação aos modelos 1D prendem-se com: i) a possibilidade de incluir variações laterais de fácies numa mesma unidade; ii) a possibilidade de definir diferentes espessuras de sedimentos erodidos na mesma descontinuidade; iii) definir períodos de movimentação das falhas, entre outros.

6.3 – Condições Fronteira

Para uma modelação mais correcta e precisa é imprescindível a criação das condições fronteira dos modelos. No *software* utilizado é possível criar as seguintes condições fronteira: i) HF (*Heat Flow* – Fluxo de Calor); ii) SWIT (*Sediment-Water Interface Temperature* – Temperatura de Interface Água-Sedimento); iii) PWD (*PaleoWater Depth* – Paleobatimetria).

A temperatura de interface água-sedimento e o fluxo de calor basal são as principais condições fronteira para a análise do fluxo de calor nos sedimentos (Hantschel & Kauerauf, 2009). Por sua vez, a paleobatimetria vai condicionar a temperatura de interface água-sedimento pelo que tem também uma acção indirecta no fluxo de calor global que afecta os sedimentos numa bacia sedimentar.

Tanto para a modelação 1D, como para a modelação 2D as condições fronteira a aplicar são idênticas, variando apenas na possibilidade de se poder colocar variações laterais dessas condições na linha sísmica.

6.3.1 – Paleobatimetria (PWD)

Para definir a paleobatimetria levou-se em conta o ambiente deposicional de cada sequência, sendo atribuído um valor de profundidade ao longo do tempo em que cada uma das sequências se depositou.

No Capítulo 5.2.2 pode encontrar-se um resumo sobre a paleobatimetria assumida para cada uma das sequências consideradas.

6.3.2 – Temperatura de Interface Água-Sedimento (SWIT)

A temperatura de interface água-sedimento representa uma das fronteiras existentes no problema do fluxo de calor numa bacia. Esta pode ser determinada com estimativas da paleotemperatura média à superfície ou do ar e corrigida com a paleobatimetria. Um factor igualmente preponderante com esta variação é a paleolatidade da região em estudo.

O *software* PetroMod possui uma ferramenta que permite calcular esta temperatura automaticamente, bastando indicar qual o hemisfério, o continente e a latitude em que a bacia em estudo se encontra actualmente. Esta ferramenta é baseada no trabalho de Wygrala (1989).

6.3.3 – Fluxo de Calor (HF)

Os modelos crustais são utilizados na modelação de bacias para estimar o fluxo de calor basal, a fronteira inferior na análise de fluxo de calor de uma bacia. Um dos modelos mais conhecidos é o modelo de estiramento uniforme, também conhecido como modelo de McKenzie, originalmente proposto por McKenzie (1978) e ainda frequentemente utilizado.

O *software* PetroMod possui uma ferramenta, baseada no modelo de McKenzie, que permite calcular o fluxo de calor consoante o estiramento. É possível distinguir dois factores de estiramento distintos, um para a crosta e outro para o manto litosférico, tratando-se de uma evolução do modelo de McKenzie. Já a produção radiogénica de calor pelos sedimentos encontra-se considerada no tipo de litologia seleccionada, que devido à criação de litologias mistas consoante os relatórios de poço se deverá aproximar mais à realidade. Esta nova abordagem, tendo em conta estes diversos factores, foi definida como “abordagem avançada de McKenzie” (ex: Baur *et al.*, 2010).

Para este estudo consideraram-se dois eventos de rifte (*vide* Figura 3.3), um no Triásico Superior (228 – 199 Ma) (ex: Montenat *et al.*, 1988; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2009) e um no Jurássico Superior (159 – 140 Ma) (ex: Wilson *et al.*, 1989), que consoante o factor de estiramento calculado para cada poço foi aplicado à ferramenta automática que constrói uma evolução do fluxo de calor ao longo do tempo. O início e fim de cada uma das

etapas de rifte, discutidos sinteticamente no Capítulo 3.2, foram definidos consoante revisão bibliográfica.

Os factores de estiramento calculados no Capítulo 5.4.2 consideraram-se como os factores de estiramento da crosta (β) enquanto o factor de estiramento do manto litosférico (γ) foi sucessivamente avaliado, de forma a encontrar um ponto razoável entre os estiramentos e as erosões consideradas para cada um dos poços. Os melhores resultados surgiram sempre que o factor de estiramento do manto litosférico (γ) foi considerado como três vezes superior ao estiramento da crosta (β).

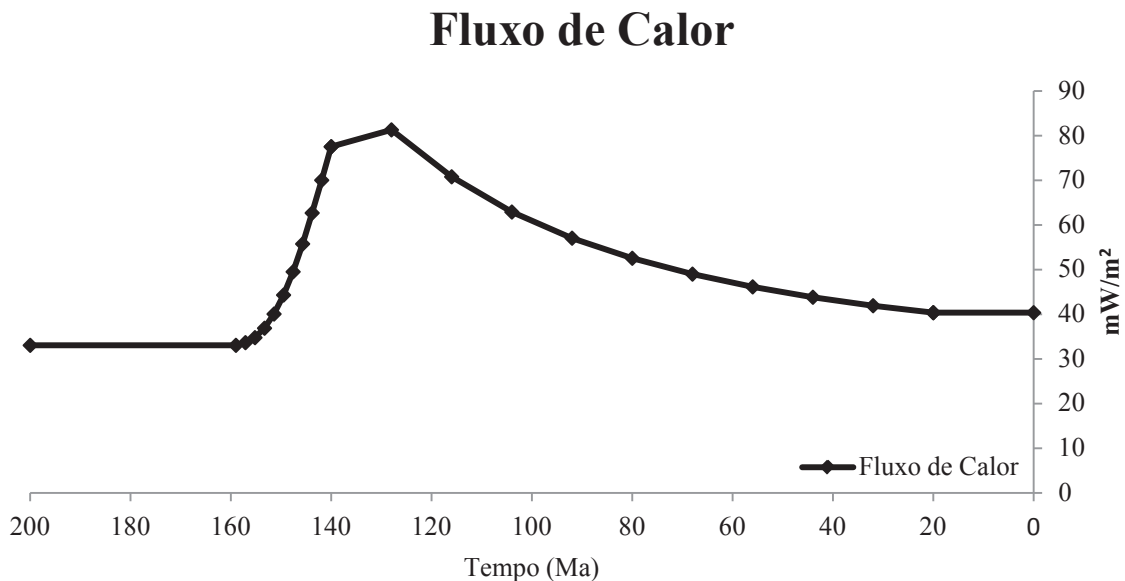


Figura 6.1 – Exemplo de fluxo de calor para uma fase de rifte no Jurássico Superior (159-140 Ma). Note-se o segundo pico que ocorre aos 125 Ma, introduzido automaticamente pela ferramenta de fluxo de calor.

O fluxo de calor é o ponto de variação dos modelos onde maiores dúvidas residem. A ferramenta automática apresenta um aumento acentuado do fluxo de calor, desde da idade considerada para o início do rifte, até à idade do seu final. Porém, surge ainda um pico de fluxo de calor mais tardio, cerca de 15 Ma após o pico de rifte (Figura 6.1), questão que pode gerar algumas confusões. Esta situação foi modelada, introduzindo-se artificialmente valores altos de β e verificou-se que este segundo pico tardio apenas surge em situações em que β é muito baixo. Tal é o caso da fase de rifte do Jurássico Superior e nalguns casos da do Triásico Superior. Considera-se que a proximidade da astenosfera, ainda antes de a litosfera ter recuperado totalmente, levará à intumescência térmica da região e ao segundo pico de calor, após o qual o fluxo de calor começará a decair com o avançar do tempo.

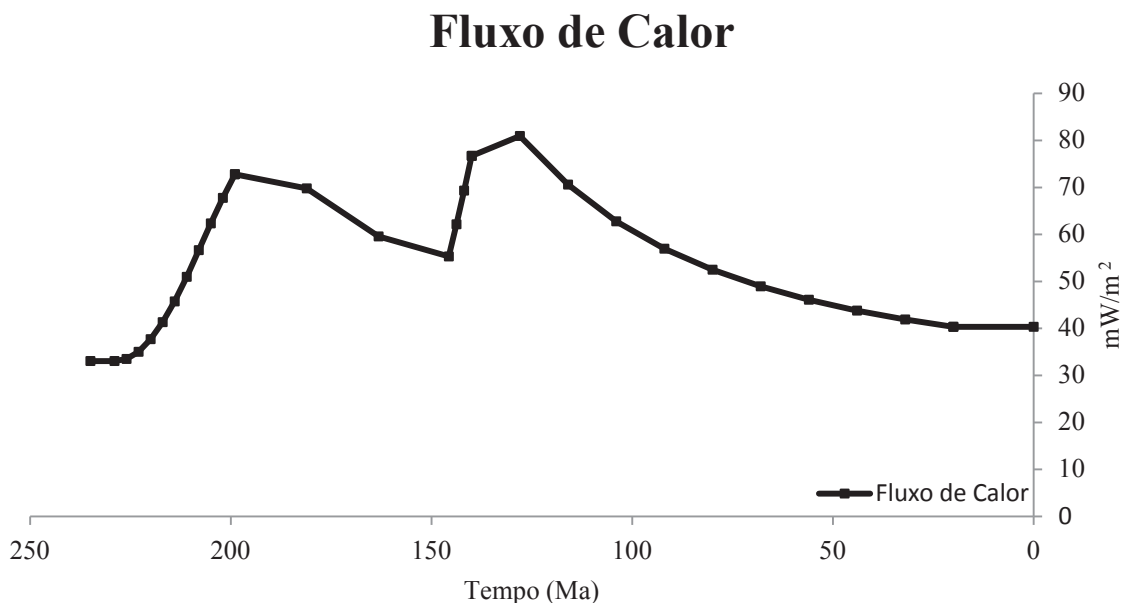


Figura 6.2 – Exemplo de modelo de fluxo de calor adoptado nos modelos, com as duas fases de rifte consideradas (Triásico Superior e Jurássico Superior).

Na Figura 6.2 pode verificar-se que a fase de rifte do Triásico Superior pode não apresentar o segundo pico de fluxo de calor. No entanto, uma vez atingido o pico de final de rifte, a taxa de decaimento do fluxo de calor não é constante, existindo uma ligeira interferência térmica. A inexistência de um segundo pico destacado, deve-se principalmente à maior duração considerada para o intervalo de ocorrência do rifte. Este aspecto da existência, ou não, de um segundo pico de fluxo de calor após a cessação do rifte está intimamente relacionado com o valor de β e também de γ , sendo necessário um estudo mais aprofundado sobre a sua relação e como interagem com a duração temporal das fases de rifte.

6.4 – Geoquímica Orgânica

Os parâmetros de geoquímica orgânica que podem ser introduzidos no *software* são o TOC, o HI e a cinética do querogénio. Enquanto os dois primeiros parâmetros se encontram resumidos no Capítulo 4.3 o mesmo já não acontece com a cinética, necessitando de uma breve explicação sobre o tipo de cinética utilizada e em que se baseia.

Os modelos cinéticos adoptados durante a modelação foram criados por Pepper & Corvi (1995). Estes modelos baseiam-se essencialmente em tipos de organofácies, tendo em consideração o ambiente deposicional e a estratigrafia das rochas geradoras. Os autores subdividem o carbono orgânico em quatro componentes iniciais: i) óleo; ii) gerador de óleo;

iii) gerador de gás; iv) inerte. A partir desta separação é simulada a concentração e composição dos produtos através de parâmetros cinéticos para as fracções geradoras de óleo e de gás (Pepper & Corvi, 1995). O tipo de distribuição das energias de activação, para cada uma das fracções geradoras, é admitida como normal.

Os modelos de Pepper & Corvi são recomendados para situações em que a incerteza de que tipo de modelo utilizar é elevada, assim como para áreas em que o conhecimento geoquímico seja relativamente baixo. As principais limitações destes modelos prendem-se com a impossibilidade de previsão do peso molecular dos produtos gerados pelas rochas geradoras e pela impossibilidade de quantificar os processos de *cracking* secundário, fora das rochas geradoras, sendo necessário utilizar outro modelo para fazer essa avaliação.

Devido à variabilidade do querogénio existente nos intervalos com potencial de geração identificados, optou-se pela utilização de uma cinética de Pepper & Corvi referente a querogénios tipo II, uma vez que se trata de um tipo de querogénio presente em todos os intervalos geradores considerados.

6.5 – Calibração Térmica

Nesta dissertação recorreu-se essencialmente à calibração dos modelos através de dados de reflectância da vitrinite, determinados laboratorialmente a partir de amostras colhidas nos poços a diferentes profundidades (Fonte: Beicip). A curva teórica de maturação modelada, baseada em Sweeney & Burnham (1990), obtida para cada um dos modelos, foi comparada com os dados reais de reflectância de vitrinite, procurando-se obter o melhor ajuste possível em relação aos perfis preferenciais (definidos pelo Beicip) de evolução da maturação em cada poço.

Após o estabelecimento do modelo conceptual, as principais incertezas residiam no fluxo de calor e na espessura de sedimentos erodidos durante os episódios erosivos, pelo que foram os dois principais parâmetros que se fez variar de forma a obter a melhor calibração dos modelos possível.

Como exemplo, em seguida é apresentado um gráfico onde se identifica os valores de reflectância de vitrinite medidos em poço e as curvas teóricas de maturação obtidas para cada um dos modelos no poço 20 B-1 (Figura 6.3).

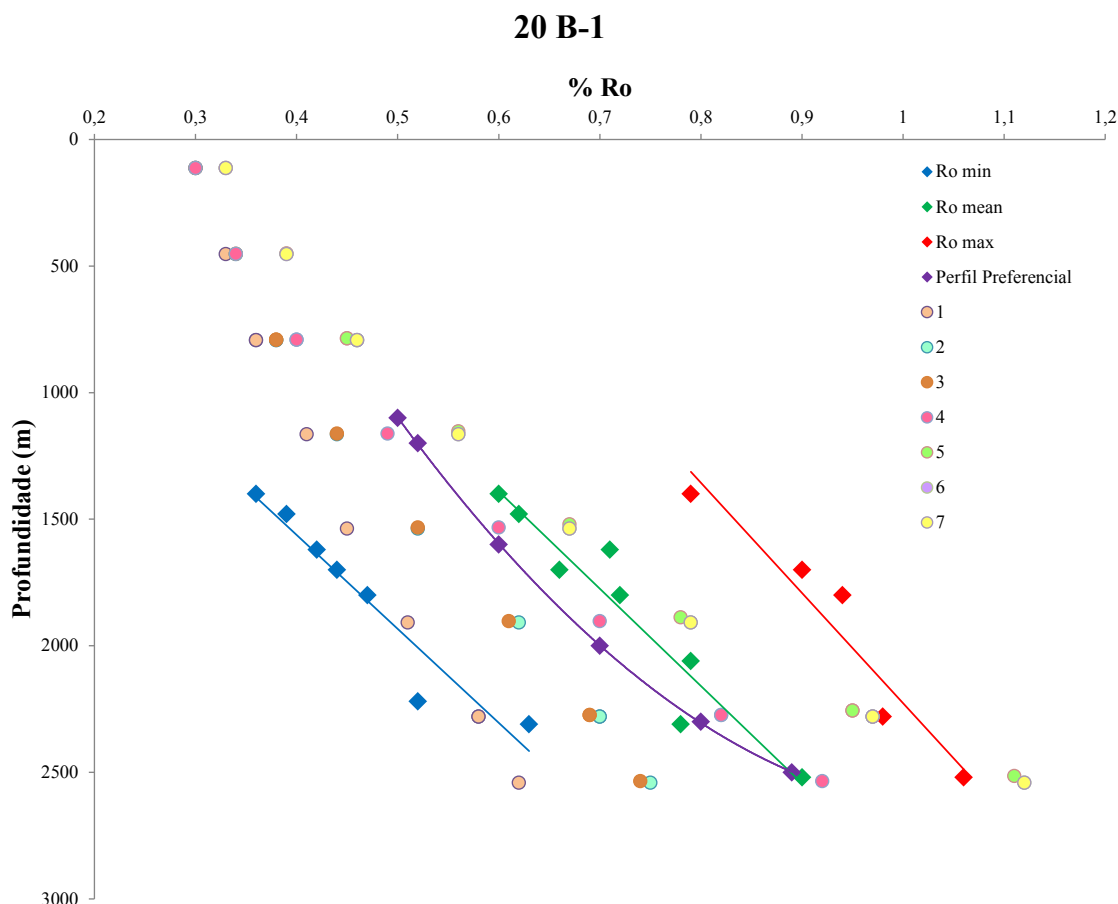


Figura 6.3 – Exemplo de calibração dos modelos de PetroMod. Adequação dos modelos teóricos de reflectância de vitrinite (representados por círculos) aos valores reais medidos (representados por losangos).

No gráfico são identificados os perfis mínimos, médios e máximos de reflectância de vitrinite e o perfil preferencial de evolução considerado, com as suas rectas de tendência. São igualmente visíveis os perfis de maturação teórica para cada um dos modelos efectuados (numerados de 1 a 7).

É possível constatar a evolução na modelação realizada, desde o modelo conceptual original (modelo 1) até ao último modelo realizado (modelo 7).

O primeiro modelo realizado encontra-se abaixo dos níveis de maturação definidos pela reflectância da vitrinite, pelo que foi tentativamente modificado, primeiro ao nível do fluxo de calor e depois ao nível da espessura de sedimentos erodida. Os modelos que se seguiram (2 e 3) já apresentavam um melhor ajuste em relação aos perfis de vitrinite, apesar de ainda não serem ideais. Em seguida, realizou-se uma modificação no fluxo de calor (modelo 4) encontrando-se um bom ajuste ao perfil preferencial de vitrinite definido pelo Beicip (1996). Nos restantes modelos (5, 6 e 7) tentou-se ajustar as espessuras de sedimentos erodidas, no entanto os modelos teóricos já ultrapassavam em demasia o perfil preferencial, ultrapassando

mesmo o perfil de reflectância de vitrinite máxima. Como tal, e neste caso específico, o melhor ajuste adquirido na modelação, em relação aos perfis de reflectância de vitrinite medidos, é o modelo 4.

Em todos os poços estudados e modelados procurou-se utilizar uma metodologia semelhante: em primeiro lugar procurar um fluxo de calor adequado aos estiramentos calculados e seguidamente procurar ajustar a sedimentação negativa, balizada pelos cálculos efectuados e por estudos anteriores.

6.6 – Resultados da modelação 1D

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos, para todos os poços estudados. Serão apenas apresentados os resultados de melhor ajuste da reflectância da vitrinite, encontrando-se os restantes modelos no Anexo A, em formato digital.

6.6.1 – Poço 14 A-1

O melhor ajuste para este poço foi conseguido no modelo 6 (Figura 6.4), onde foram consideradas duas fases de rifte para o cálculo do fluxo de calor, uma no Triásico Superior e outra no Jurássico Superior com estiramento crustal 1,18 e 1,06 respectivamente.

No que respeita aos períodos erosivos, foram considerados 163 m de sedimentos erodidos no Caloviano e 160 m de perda sedimentar durante o Aptiano.

Pode verificar-se que o aparecimento da janela de maturação ocorre no fim do Jurássico médio, relacionado com o período imediatamente anterior à erosão do Caloviano (Figura 6.5). A evolução da janela de maturação está relacionada com a deposição e enterramento da sequência H e com o elevado fluxo de calor verificado durante o Jurássico Superior e Cretácico Inferior.

Das sequências consideradas como potenciais geradores é visível que tanto o topo da sequência D como a base da sequência E se encontram na principal janela de maturação de petróleo. A sequência H não atingiu as profundidades necessárias para entrar nas janelas de maturação de hidrocarbonetos, encontrando-se imatura.

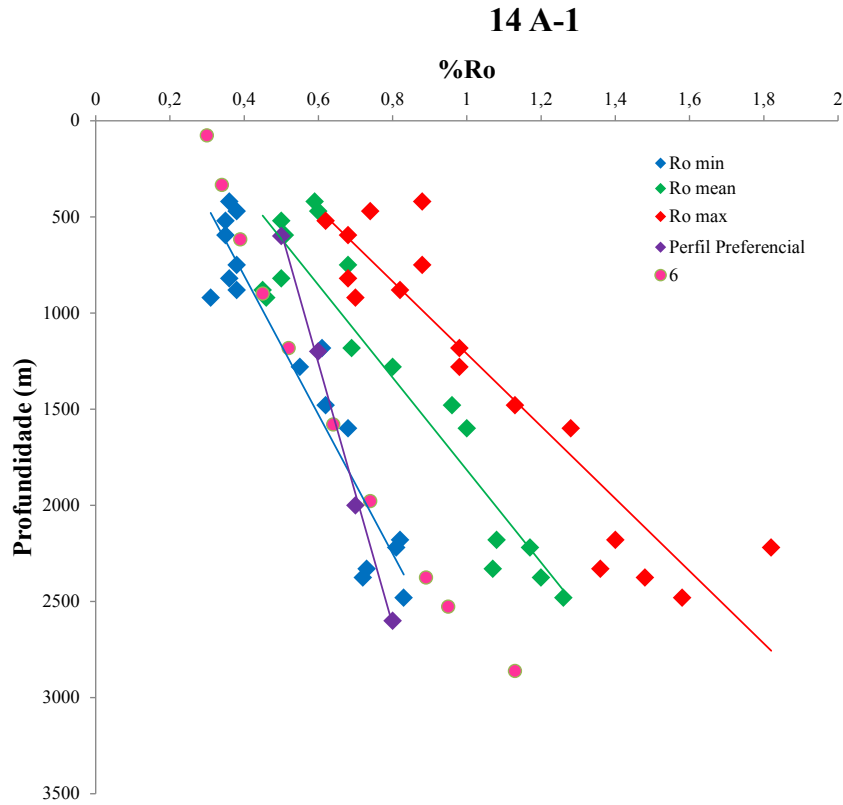


Figura 6.4 – Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço 14 A-1.

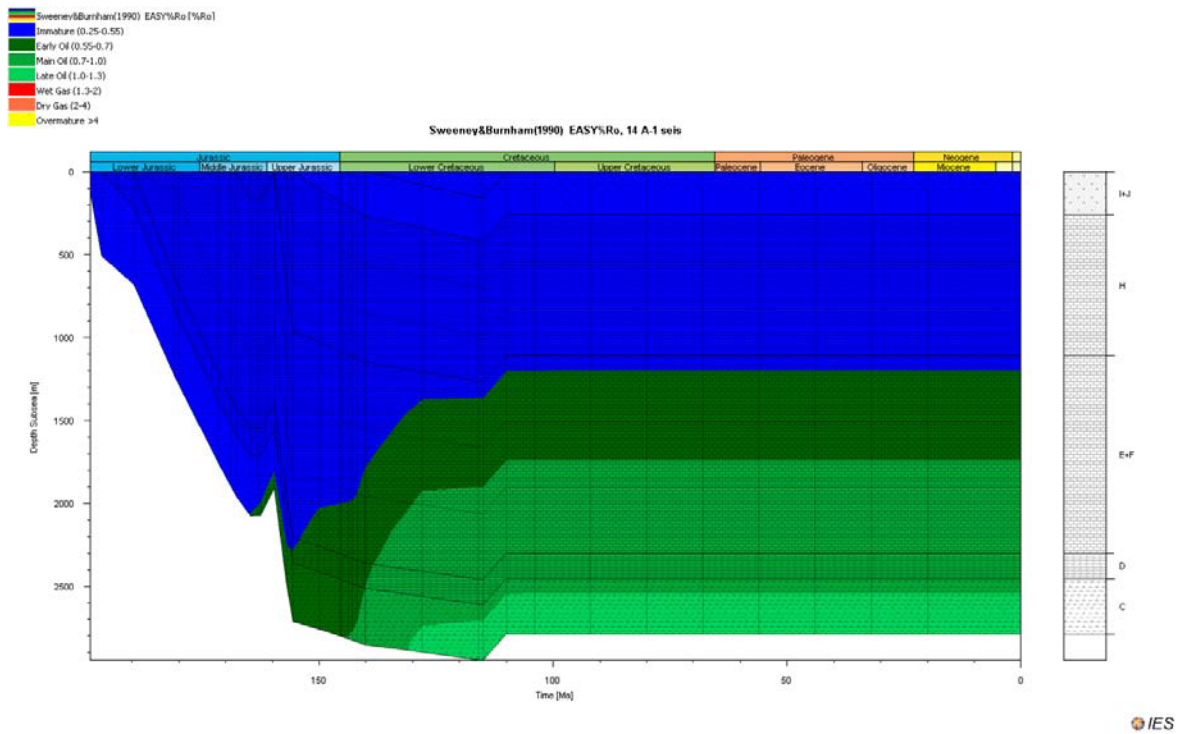


Figura 6.5 – História de enterramento do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).

6.6.2 – Poço SPM-2

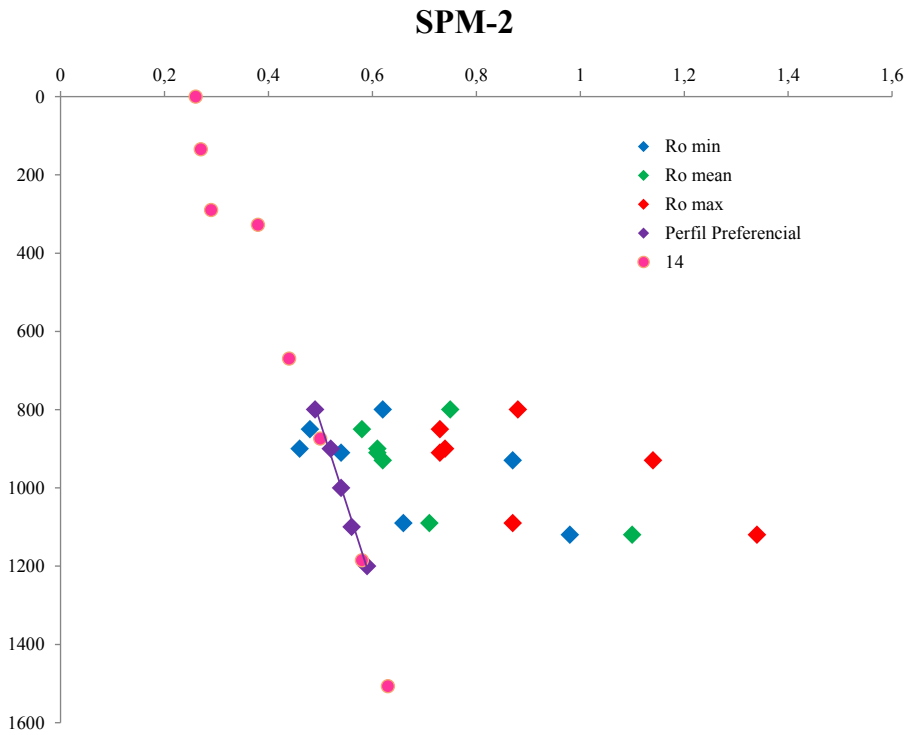


Figura 6.6 – Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da virinite para o poço SPM-2

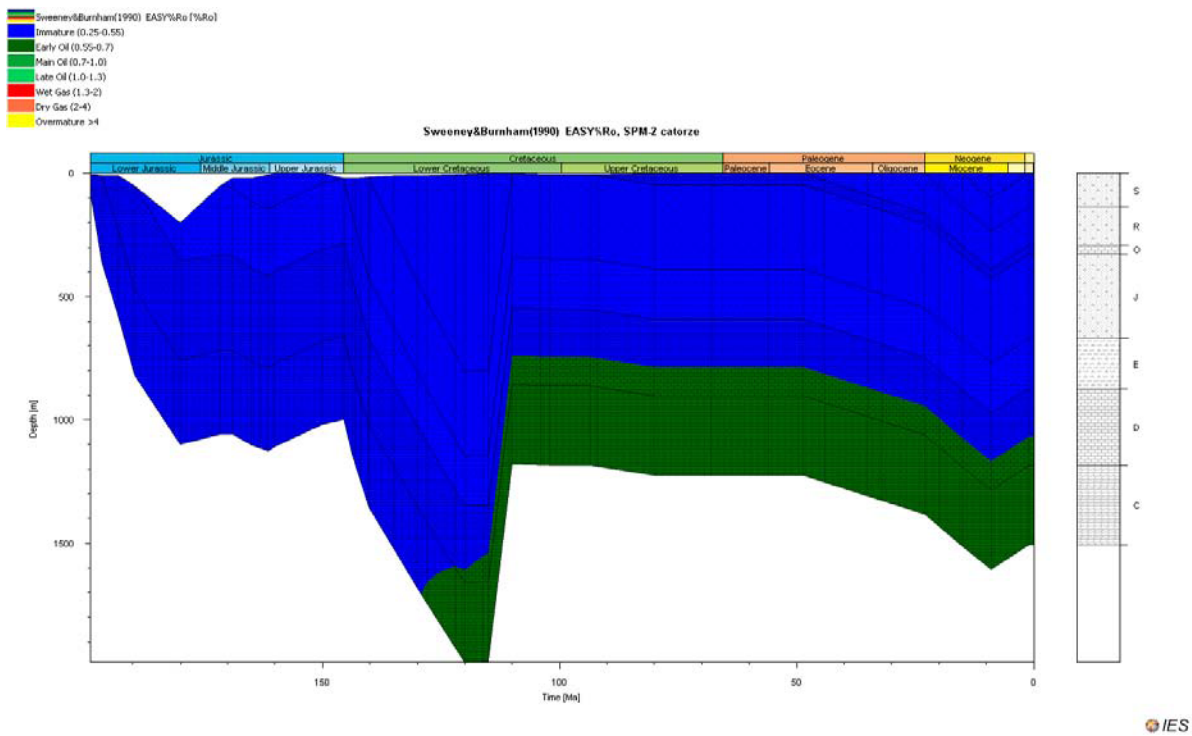


Figura 6.7 – História de enterramento do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).

Os dados de reflectância de vitrinite existentes não abundam, pelo que é difícil a definição de perfis tendenciais de %Ro min, máx e *mean*, encontrando-se apenas definida a linha de tendência de maturação preferencial.

Neste poço, o melhor ajuste foi conseguido no modelo 14 (Figura 6.6), onde foram consideradas duas fases de rifte para o cálculo do fluxo de calor, uma no Triásico Superior e outra no Jurássico Superior com estiramento crustal 1,08 e 1,04 respectivamente.

O melhor ajuste conseguido admite três episódios erosivos, um no Caloviano com erosão de 143 m de sedimentos, erosão durante o Aptiano com perdas sedimentares de 700 m e o período erosivo do Tortoniano com erosão de 100 m de sedimentos.

A janela de maturação de petróleo surge apenas durante o Cretácico Inferior (Figura 6.7). O principal factor a contribuir para o aparecimento da janela de maturação são os sedimentos depositados antes de ocorrer a erosão no Aptiano, que juntamente com o elevado fluxo de calor que se fazia sentir durante o início do Cretácico Inferior terá despoletado o possível início de geração.

Nenhuma das principais sequências consideradas como potenciais geradoras entrou na janela de maturação do petróleo. O topo da sequência D, assim como a sequência E encontram-se imaturas, no entanto a base da sequência D encontra-se na janela de maturação de hidrocarbonetos mais pesados.

6.6.3 – Poço Vm-1

O melhor ajuste para este poço foi conseguido no modelo 12 (Figura 6.8), onde foram consideradas duas fases de rifte para o cálculo do fluxo de calor, uma no Triásico Superior e outra no Jurássico Superior com estiramento crustal 1.16 e 1.02 respectivamente. Consideraram-se três episódios erosivos, Caloviano, Aptiano Superior e Tortoniano Superior com perdas sedimentares de 30 m, 250 m e 100 m respectivamente.

O início da geração ocorre ainda no Jurássico Superior (Figura 6.9). É neste período que o fluxo de calor se encontra elevado devido à fase rifte considerada, e que se deposita a sequência H que poderá ter desempenhado um papel fundamental neste início de geração. Durante o Cretácico Inferior é atingido o auge da maturação devido essencialmente ao elevado fluxo de calor verificado neste período.

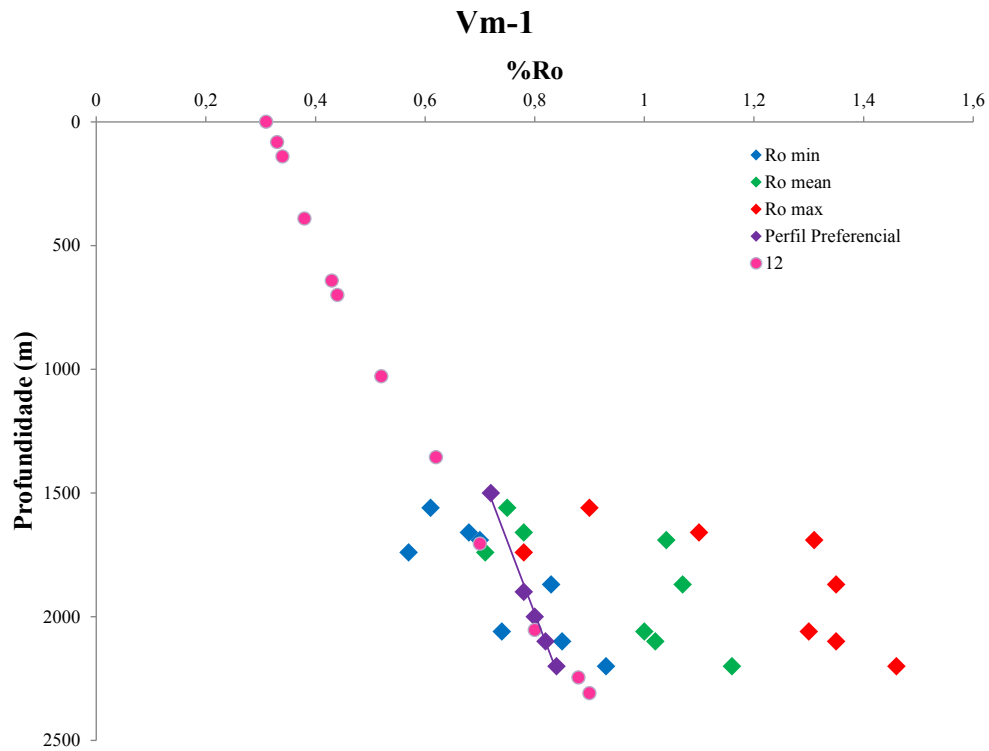


Figura 6.8 – Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço Vm-1.

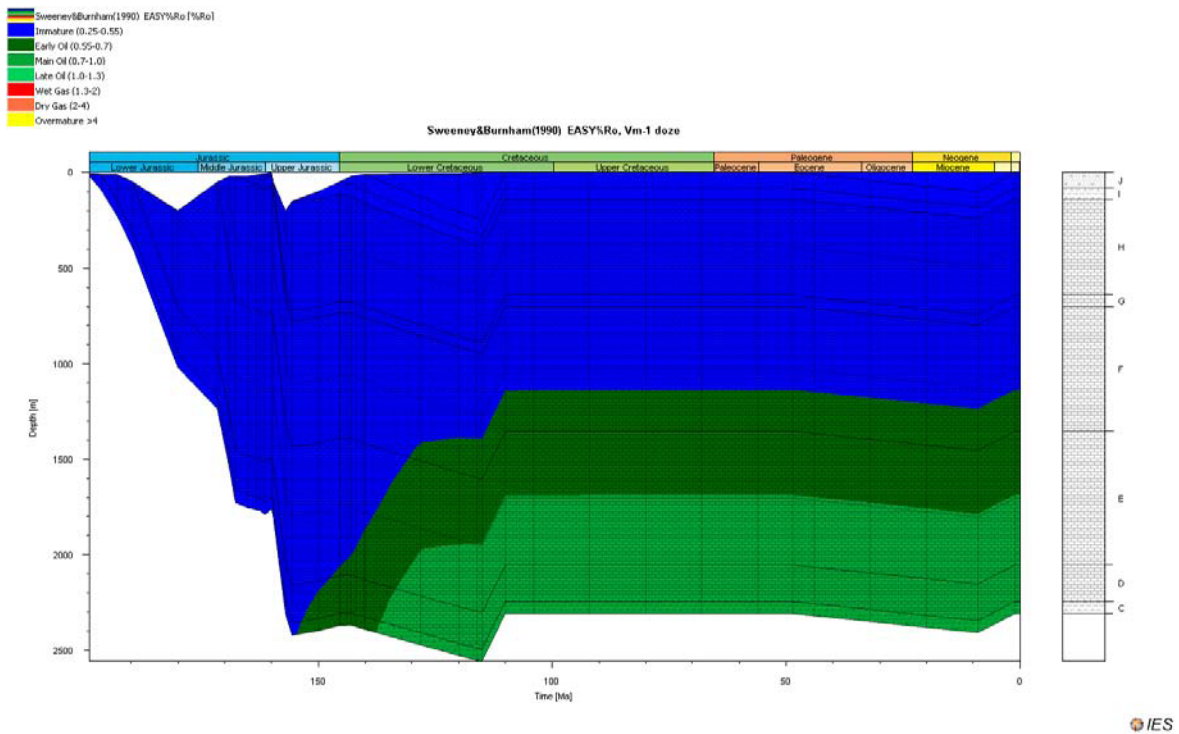


Figura 6.9 – História de enterramento do poço VM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).

É possível verificar que as duas sequências com potencial de geração do Jurássico Inferior (D e E) se encontram na principal janela de geração de petróleo, ao passo que a sequência com potencial de geração do Jurássico Superior (H) se encontra imatura.

É importante verificar a ligeira influência que o período erosivo do Aptiano, relacionado com os sedimentos depositados antes de ocorrer a erosão, tem no modelo, induzindo uma ligeira subida na janela de maturação, já que levou os sedimentos para profundidades superiores.

6.6.4 – Poço SM-1

Os dados de reflectância de vitrinite existentes restringem-se ao intervalo 500-1000 m, tornando complicada a definição de perfis tendenciais de %Ro min, máx e *mean*, encontrando-se apenas definida a linha de tendência de maturação preferencial, embora restrita ao mesmo intervalo.

O melhor ajuste aos perfis de reflectância de vitrinite foi conseguido no modelo 11 (Figura 6.10), onde foram consideradas duas fases de rifte para o cálculo do fluxo de calor, uma no Triásico Superior e outra no Jurássico Superior com estiramento crustal 1,12 para as duas fases de rifte. Uma vez que através da análise da subsidência (Capítulo 4.4.1) só foi identificada a fase de rifte do Triásico Superior, considerou-se que metade da subsidência total se deveria à fase de rifte do Triásico Superior e a outra metade ao Jurássico Superior. Consideraram-se três episódios erosivos, no Caloviano, Aptiano Superior e Tortonian Superior com perdas sedimentares de 150 m, 910 m e 100 m respectivamente. Este poço tem a particularidade de intersectar uma grande quantidade de sedimentos da sequência C, que deverá ter sido alvo de movimentação lateral e/ou vertical tendo atingindo uma espessura considerável (≈ 2000 m). Como tal, considerou-se que se teria depositado inicialmente 300 m desta sequência e que devido à movimentação lateral/vertical aos 160 Ma já teria uma espessura de 500 m, aos 120 Ma teria 1500 m e aos 115 Ma já teria a espessura intersectada no poço.

O início da geração ocorre no fim do Jurássico Superior e atinge maior expressão durante o Cretácico Inferior (Figura 6.11), muito provavelmente devido ao elevado fluxo de calor verificado nessa altura. O período erosivo do Aptiano tem também um papel fundamental na evolução da maturação, já que os sedimentos que se depositaram antes da sua

ocorrência permitiram que se atingissem profundidades muito superiores, aumentando a maturação dos intervalos geradores.

Das sequências com potencial de geração é visível que a D se encontra na janela de hidrocarbonetos pesados, enquanto a E só a sua base se encontra nessa mesma janela, estando o resto da sequência imatura.

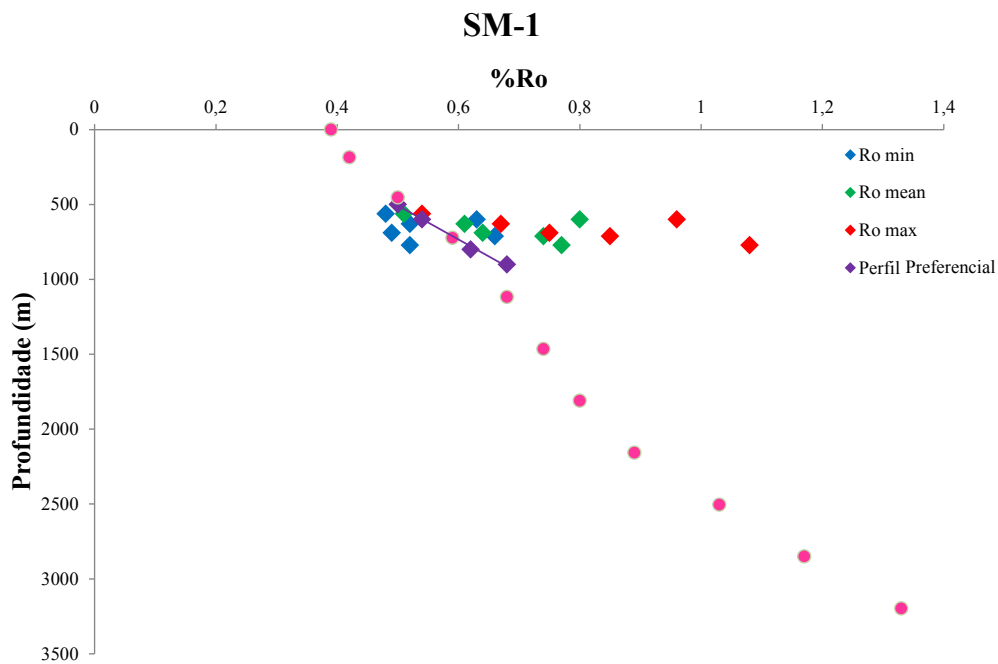


Figura 6.10 – Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço SM-1.

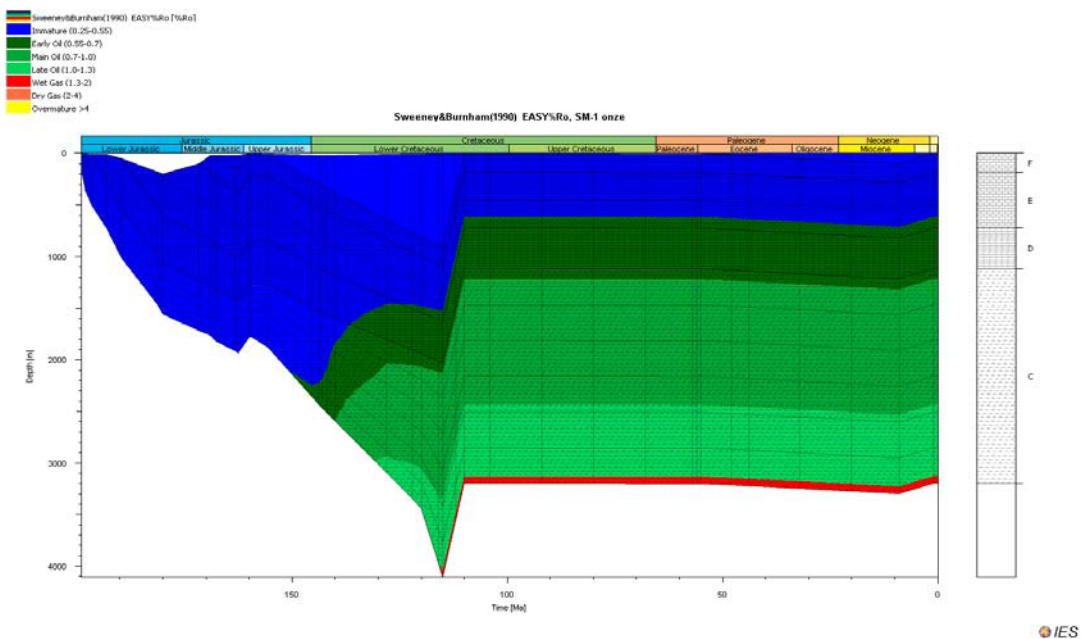


Figura 6.11 – História de enterramento do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).

6.6.5 – Poço 17 C-1

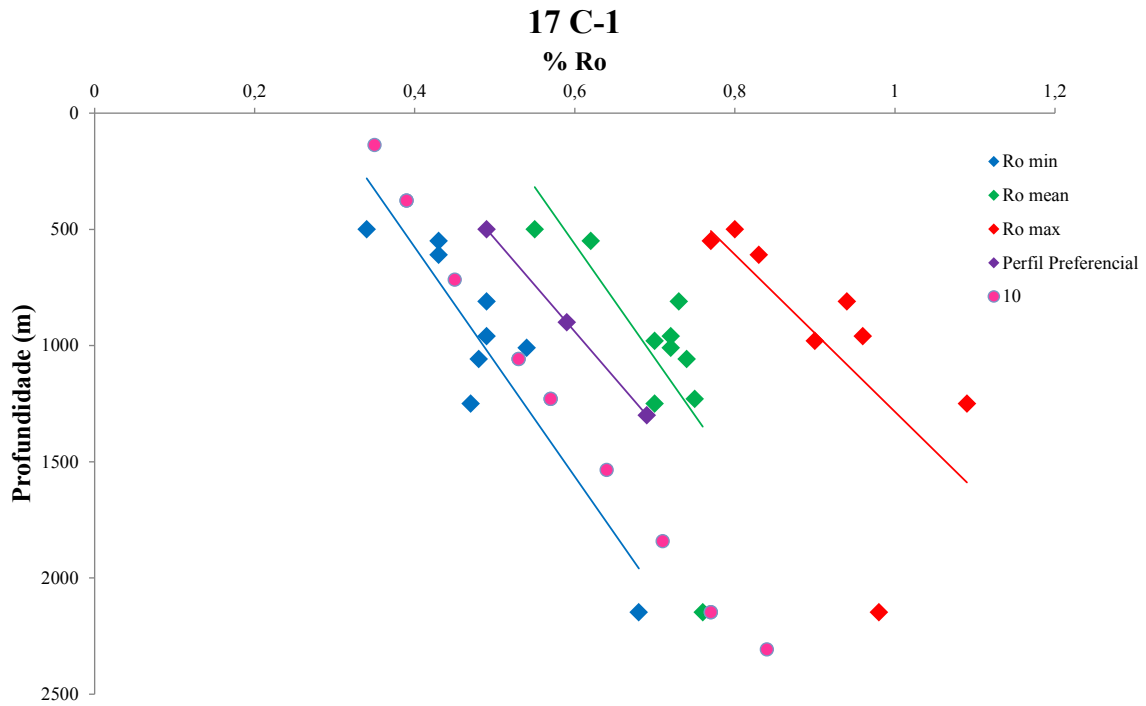


Figura 6.12 – Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço 17 C-1.

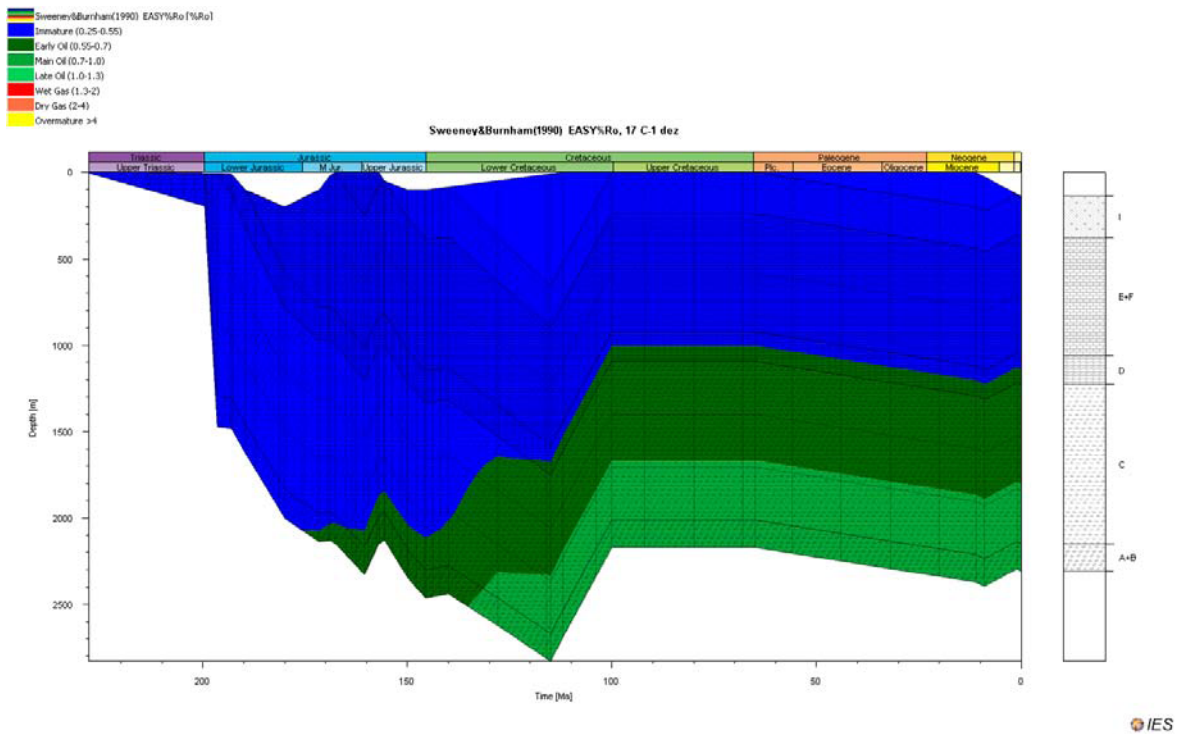


Figura 6.13 – História de enterramento do poço 17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).

O melhor ajuste para este poço foi conseguido no modelo 10 (Figura 6.12), onde foram consideradas as duas fases de rifte para o cálculo do fluxo de calor, com estiramento crustal 1,16 para o Triásico Superior e 1,02 para o Jurássico Superior. O melhor ajuste do fluxo de calor foi conseguido utilizando um estiramento do manto litosférico três vezes superior em relação ao estiramento crustal. Consideraram-se três episódios erosivos, Caloviano, Aptiano Superior e Tortoniano Superior com perdas sedimentares de 243 m, 650 m e 200 m respectivamente.

O início da geração ocorre no fim do Jurássico Inferior (Figura 6.13), muito provavelmente devido à elevada espessura da sequência C e da sequência E+F que inicia a deposição durante esse período. O período com mais influência na geração ocorre no Cretácico Inferior, devido ao elevado fluxo de calor (rifte do Jurássico Superior) e devido à espessura de sedimentos erodida durante o Aptiano, que anteriormente estavam a realizar carga nas unidades subjacentes.

Das sequências com potencial de geração é visível que apenas a base da sequência D atinge a janela de maturação de hidrocarbonetos pesados, encontrando-se a base da sequência E e o topo da sequência D, mais importantes para a geração de hidrocarbonetos, imaturas.

6.6.6 – Poço Cp-1

O melhor ajuste para este poço foi conseguido no modelo 7 (Figura 6.14), tendo-se considerado duas fases de rifte para o cálculo do fluxo de calor, uma no Triásico Superior e outra no Jurássico Superior com estiramento crustal 1,10 e 1,18 respectivamente. Considerou-se erosão no Caloviano (228 m), no Turoniano (200 m) e no Tortoniano (200 m).

O início da geração ocorre no Jurássico Superior (Figura 6.15), período este onde sucede o aumento do fluxo de calor devido à fase de rifte e de deposição de grande quantidade de sedimentos siliciclásticos (Sequência I e J). Verifica-se que nenhum dos períodos erosivos considerados tem influência na evolução da maturação deste poço.

Das sequências com potencial de geração é visível que as do Jurássico Inferior se encontram na janela do gás húmido (< 98% de metano), tendo ultrapassado a janela do petróleo entre o Jurássico Superior e o Cretácico Inferior. A sequência H encontra-se na janela do petróleo, exceptuando o limiar da sua base que já se encontra na fase de gás húmido.

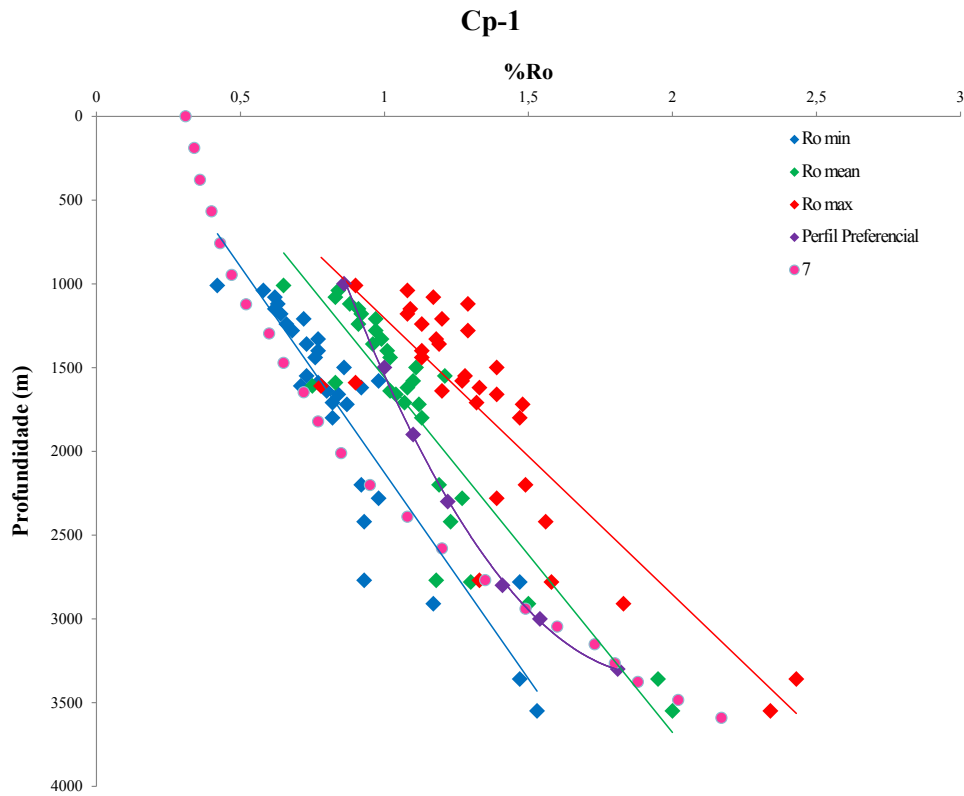


Figura 6.14 – Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço Cp-1.

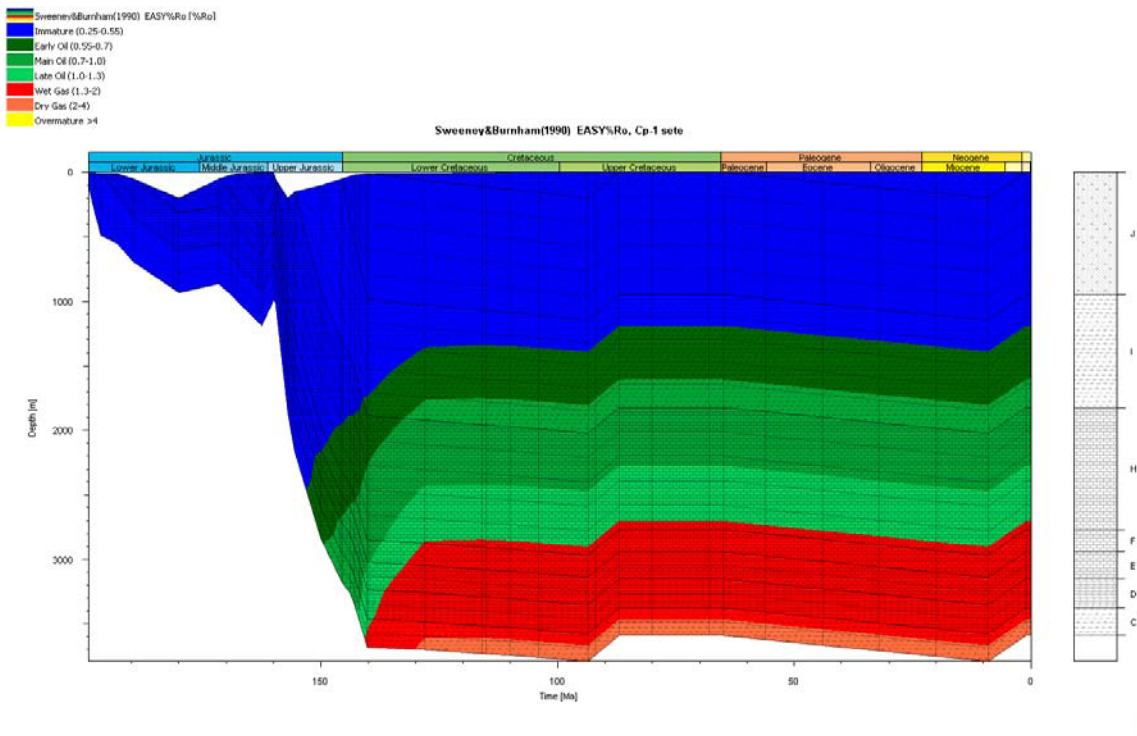


Figura 6.15 – História de enterramento do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).

6.6.7 – Poço Fx-1

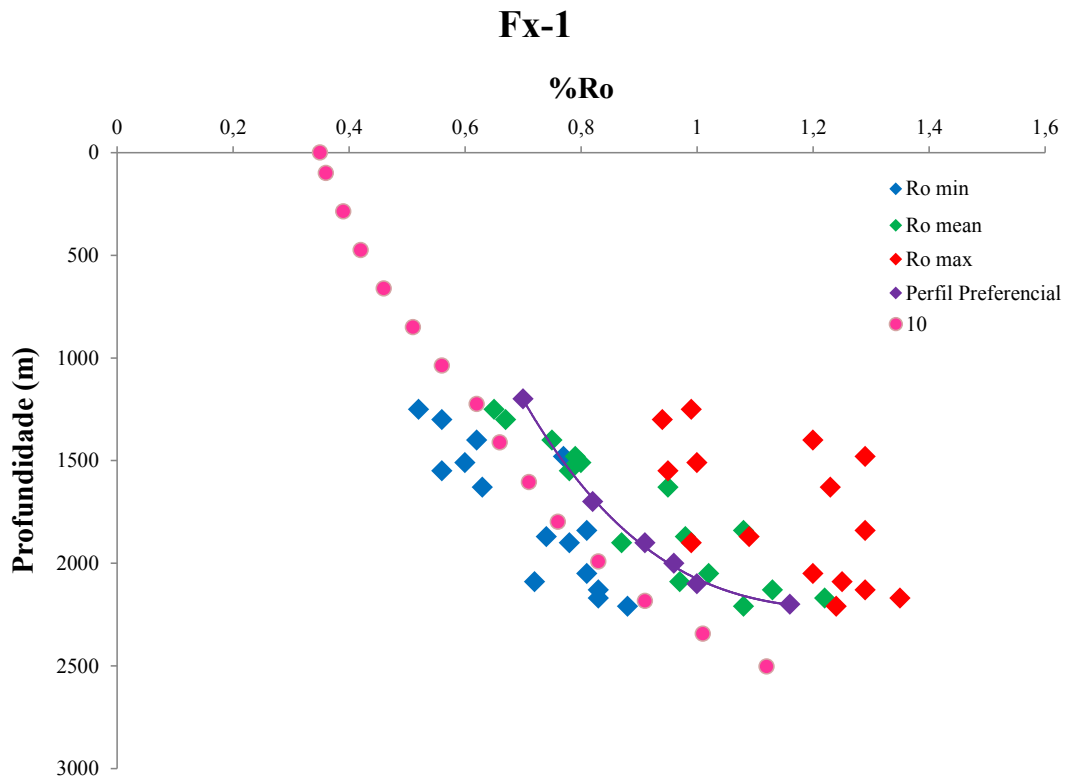


Figura 6.16 – Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço Fx-1.

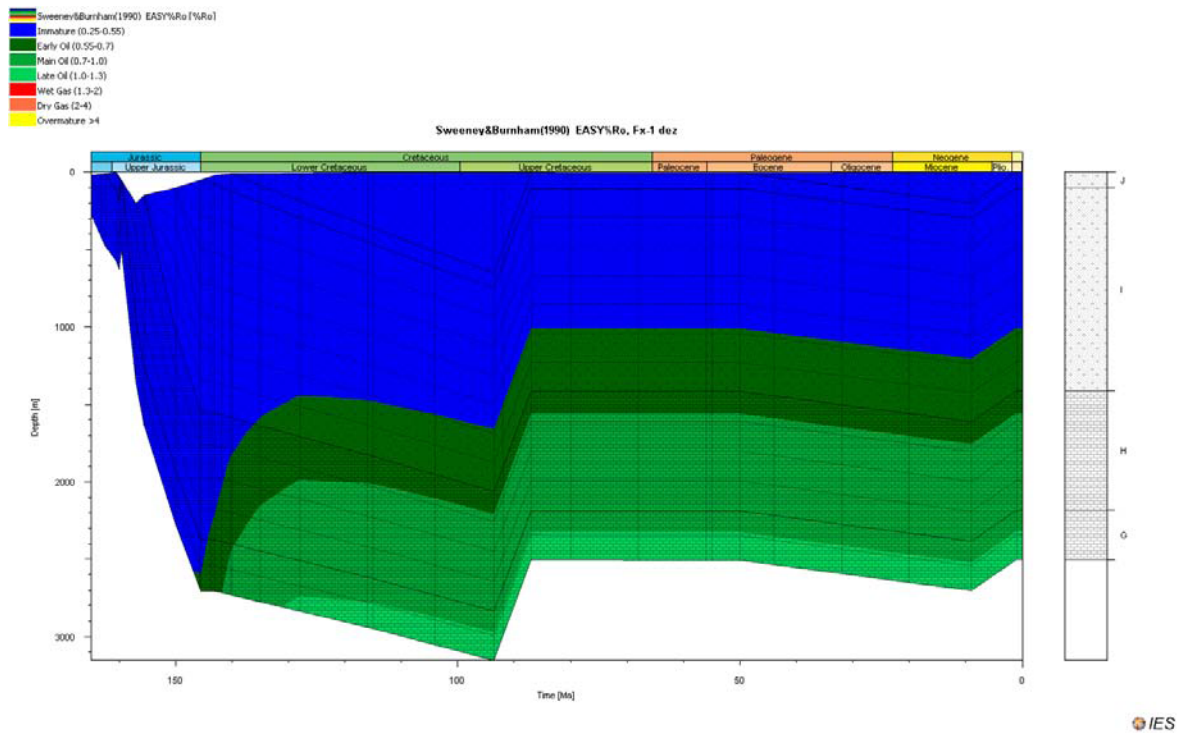


Figura 6.17 – História de enterramento do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).

O melhor ajuste para este poço foi conseguido no modelo 10 (Figura 6.16), tendo-se considerado duas fases de rifte para o cálculo do fluxo de calor, uma no Triásico Superior e outra no Jurássico Superior com estiramento crustal 1,06 e 1,14 respectivamente. O rifte do Triásico Superior é inferido, já que o registo sedimentar inicia-se no Batoniano. Considerou-se erosão no Caloviano (153 m), no Turoniano (650 m) e no Tortoniano (200 m).

O início da geração ocorre no Jurássico Superior (Figura 6.17), período este onde sucede o aumento do fluxo de calor devido à fase de rifte e de deposição de grande quantidade de sedimentos siliciclásticos (Sequência I e J). Apenas o período erosivo do Turoniano tem uma ligeira influência na evolução da maturação.

A única sequência com potencial de geração de hidrocarbonetos presente, sequência H, encontra-se na principal janela de geração de petróleo.

6.6.8 – Poço 20 B-1

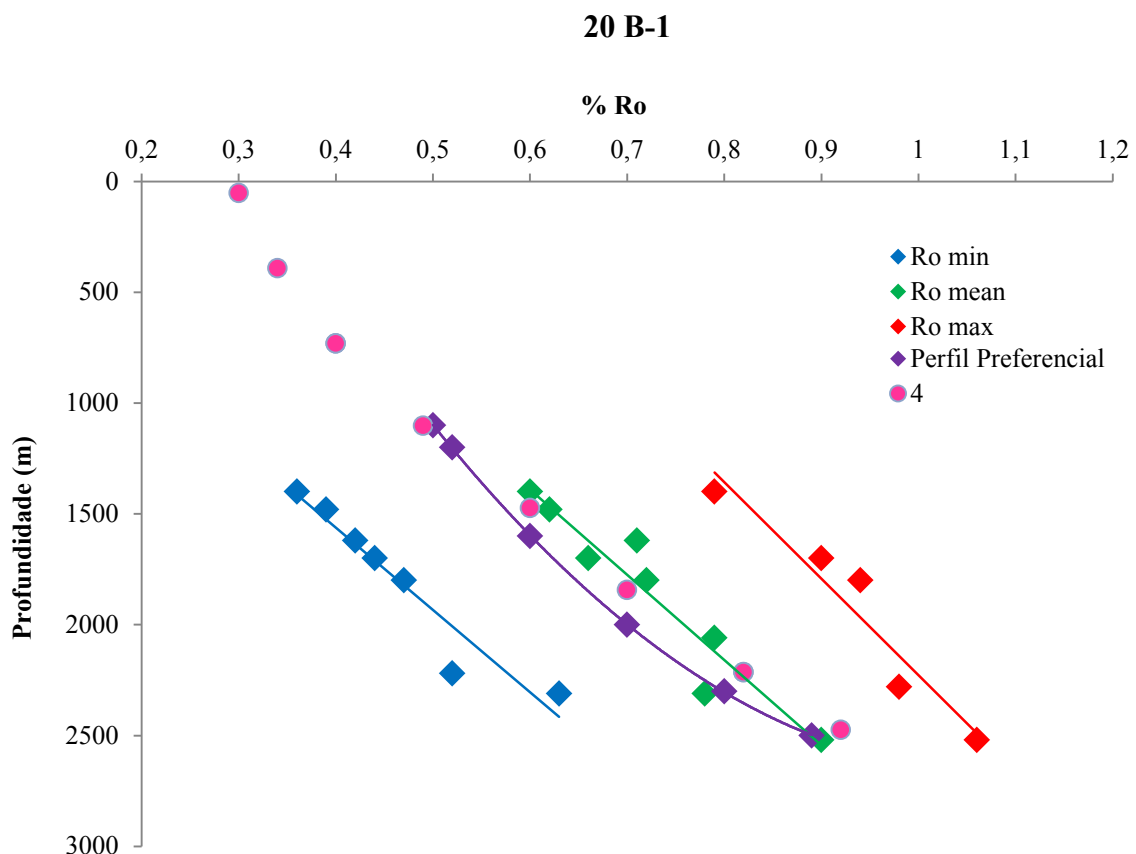


Figura 6.18 – Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço 20 B-1.

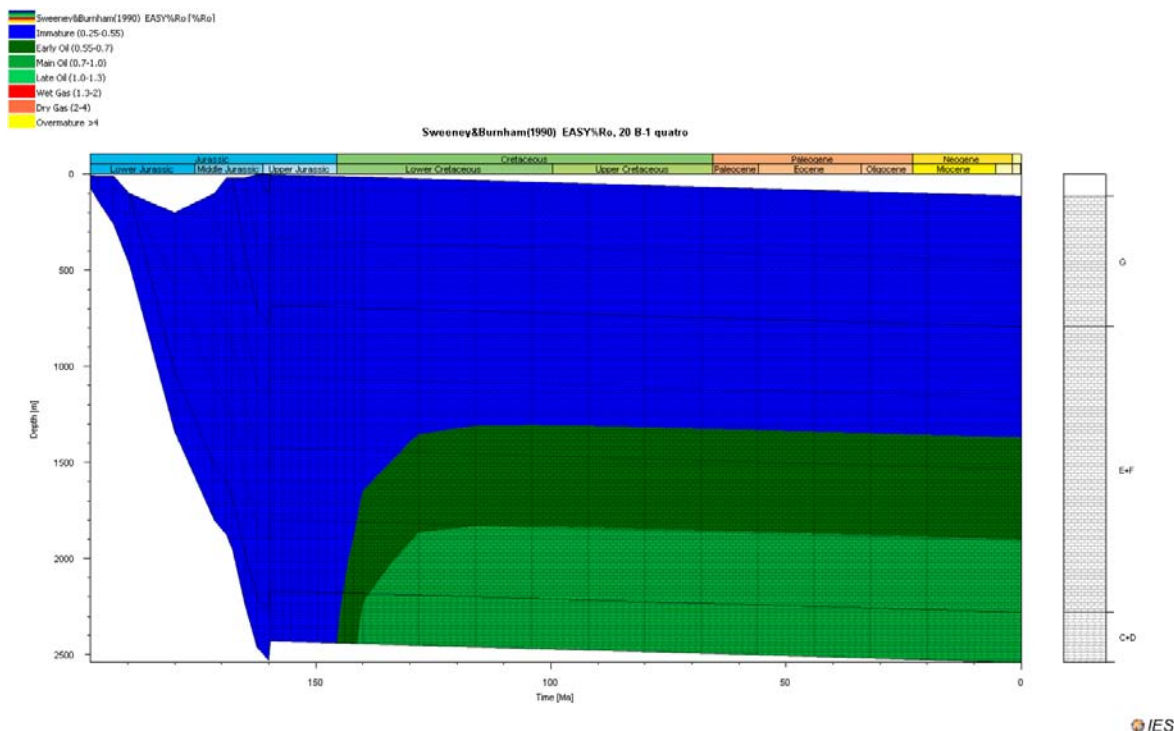


Figura 6.19 – História de enterramento do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).

O melhor ajuste para este poço foi conseguido no modelo 4 (Figura 6.18), tendo-se considerado duas fases de rifte para o cálculo do fluxo de calor, a do Triásico Superior com estiramento crustal de 1,14 e a do Jurássico Superior com estiramento crustal 1,04. Considerou-se apenas um período erosivo, no Caloviano, com perda sedimentar de 100 m.

O início da geração ocorre no Jurássico Superior (Figura 6.19) e claramente induzido pelo aumento do fluxo de calor provocado pela fase de rifte considerada. O período erosivo considerado não surte qualquer efeito no que respeita à geração de hidrocarbonetos.

As duas sequências com potencial de geração presentes neste poço, sequência D e E, encontram-se na principal janela de geração de petróleo

6.6.9 – Poço Sb-1

O melhor ajuste conseguido, modelo 10 (Figura 6.20), refere-se ao perfil de reflectância da vitrinite mínimo, encontrando-se ainda um pouco afastado do perfil preferencial considerado pelo Beicip (1996).

Foram consideradas duas fases de rifte para o cálculo do fluxo de calor, uma no Triásico Superior e outra no Jurássico Superior com estiramento crustal 1,13 e 1,07 respectivamente.

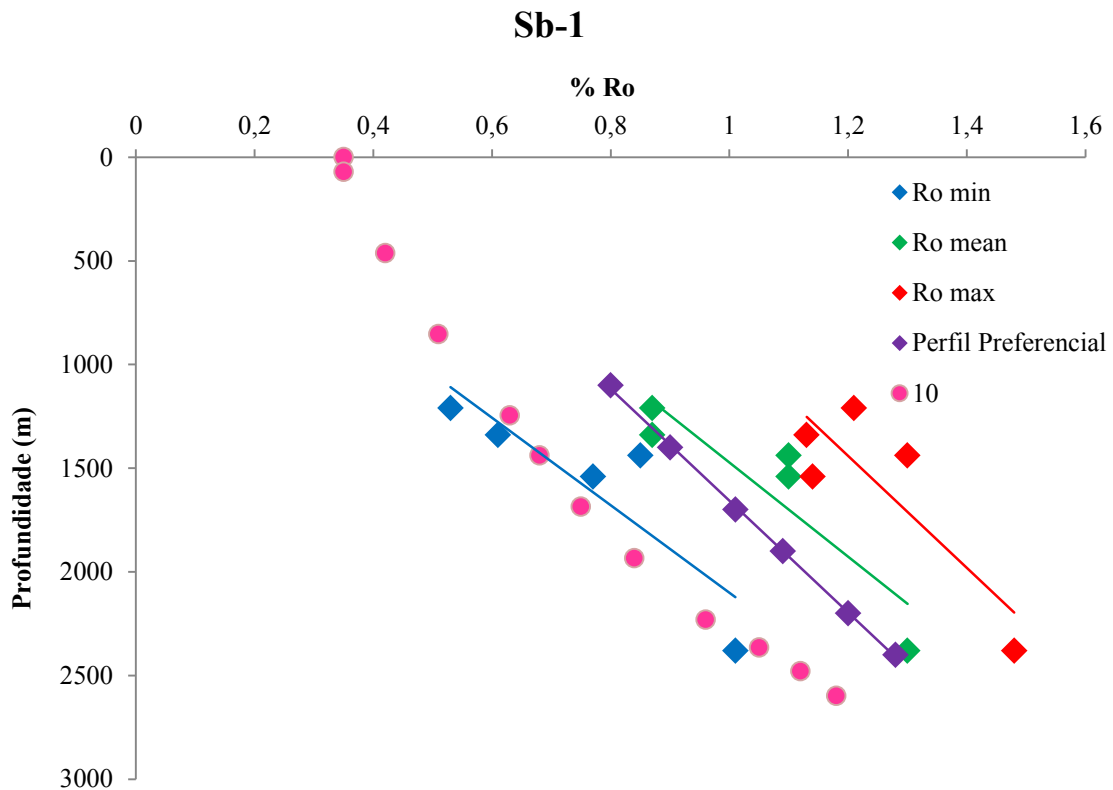


Figura 6.20 – Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço Sb-1.

Consideraram-se três períodos erosivos, um no Caloviano, seguindo-se o do Turoniano e o do Tortoniano, com perda sedimentar de 140 m, 650 m e 100 m respectivamente.

O início da geração ocorre no Jurássico Superior e atinge o seu auge durante o Cretácico Inferior (Figura 6.21). Este período caracteriza-se por um grande aumento do fluxo de calor, devido à fase de rifte, e por grande *input* de sedimentos siliciclásticos nesta região da bacia (Sequência I), gerando forte subsidência. Nenhum dos períodos erosivos considerados parece afectar fortemente a evolução na maturação.

Todas as sequências com potencial para geração de hidrocarbonetos (Sequências D, E e H) apresentam-se na janela do petróleo.

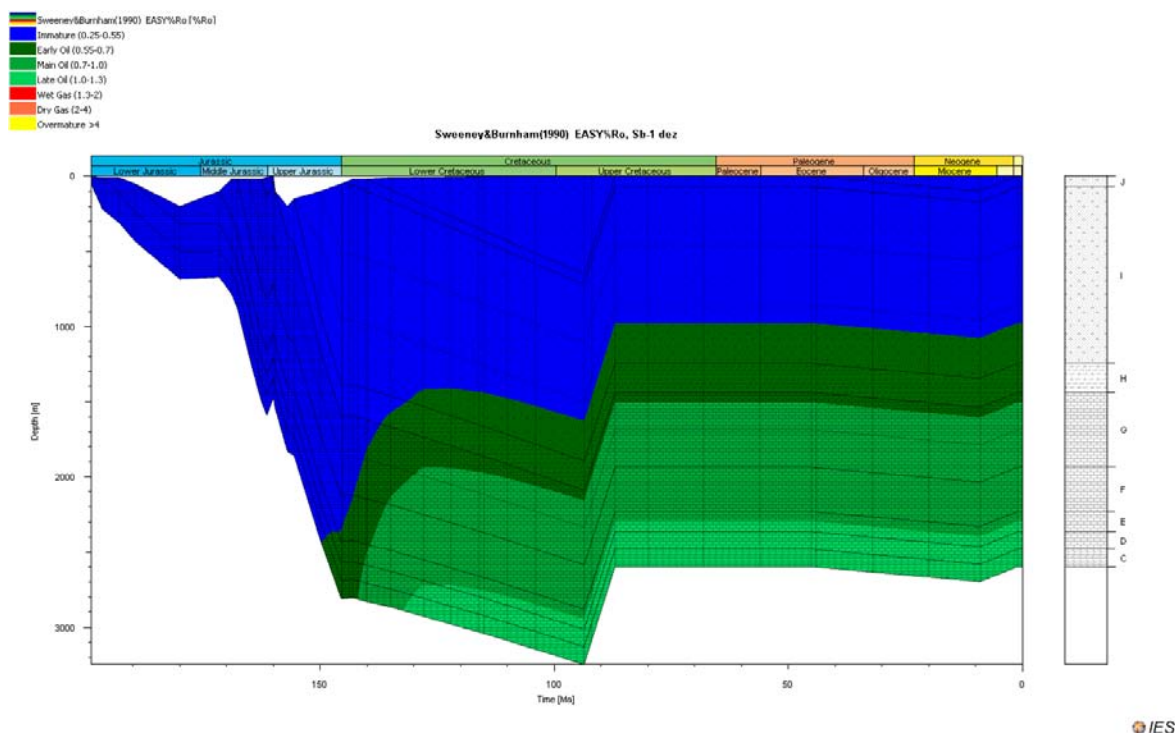


Figura 6.21 – História de enterramento do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).

6.6.10 – Poço Br-3

O melhor ajuste para este poço foi conseguido no modelo 7 (Figura 6.22), onde foram consideradas duas fases de rifte para o cálculo do fluxo de calor, uma no Triásico Superior e outra no Jurássico Superior com estiramento crustal 1,06 e 1,09 respectivamente. No que respeita aos períodos erosivos, foram considerados 180 m de sedimentos erodidos no Caloviano, 200 m de perda sedimentar durante o Turoniano e 200 m de erosão no Tortoniano.

A entrada na janela de maturação de petróleo ocorre durante o Cretácico Inferior (Figura 6.23), estando relacionada com o pico de fluxo de calor existente devido à fase de rifte do Jurássico Superior. O único período erosivo com influência na evolução da maturação é o Turoniano, devido à deposição de sedimentos que posteriormente foi erodida, embora essa influência seja ínfima.

A única sequência com potencial gerador presente neste poço, sequência H, encontra-se num estado imaturo. No entanto caso existam as outras sequências com potencial de geração, não atingidas na perfuração, estas deverão apresentar-se na janela de geração de petróleo.

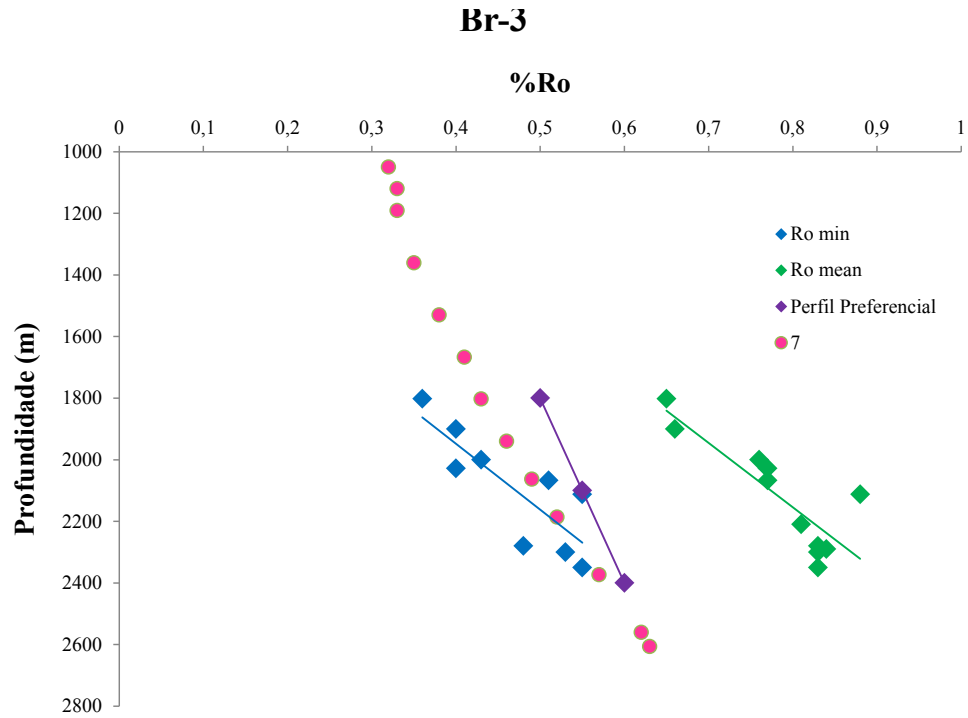


Figura 6.22 – Modelo teórico de melhor ajuste da reflectância da vitrinite para o poço Br-3.

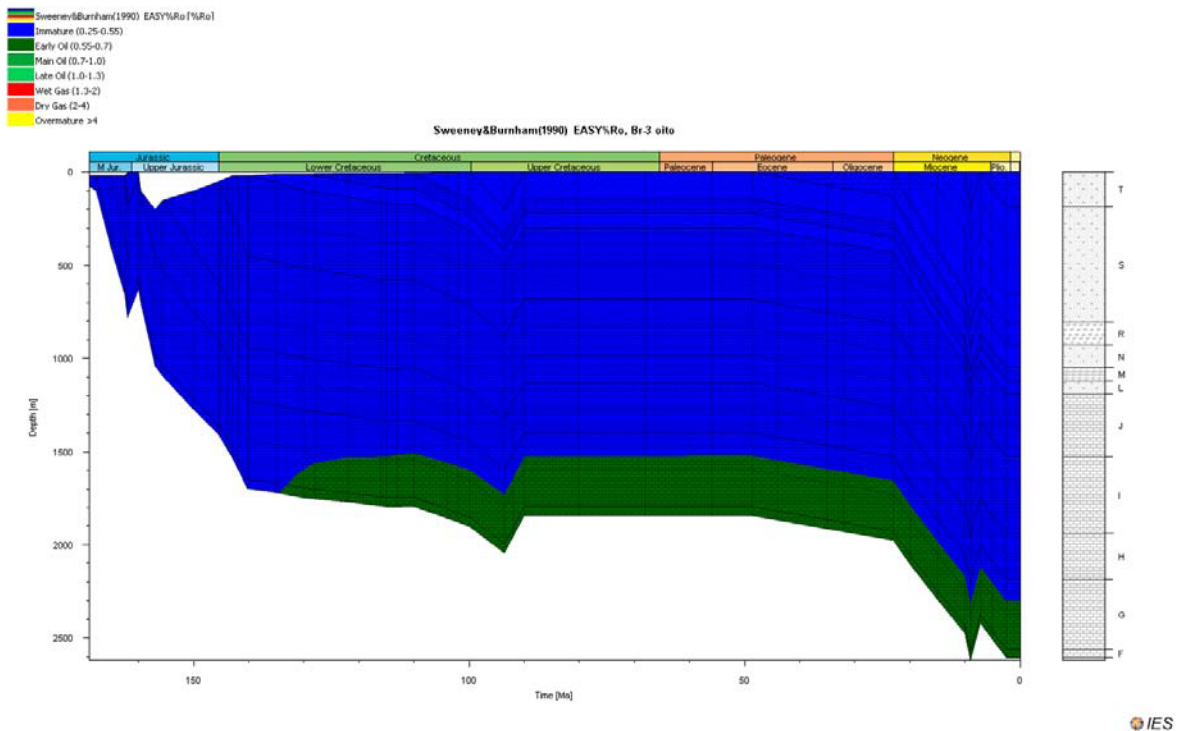


Figura 6.23 – História de enterramento do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990).

6.7 – Modelação 2D

Neste Capítulo será apresentado o resultado da modelação da linha sísmica S84-35 A,B (Figura 5.1), parte do *transect* LP-1. Este *transect* passa por dois poços, pelo 17 C-1 mais a Norte e pelo 20 B-1 mais a Sul.

Os parâmetros de calibração são exactamente os mesmos que foram utilizados para modelar os poços, atrás referidos, em 1D.

O intuito de utilizar uma linha sísmica e modelá-la era verificar se existiria uma grande diferença nos resultados obtidos, uma vez que nos modelos 2D é considerada a transferência lateral de calor, por exemplo.

Nos locais onde se encontram os poços foi aplicado o fluxo de calor correspondente (dos modelos 1D), pelo que este irá variar lateralmente entre os poços, tal como a paleobatimetria e consequentemente a temperatura de interface água-sedimento. Desta forma será extrapolado o fluxo de calor, a partir dos pontos onde se localizam os poços, para toda a linha sísmica, existindo uma mistura dos dois fluxos de calor considerados.

A Figura 6.24 representa a linha sísmica após ser re-desenhada em PetroMod. Note-se a forte variação lateral de espessuras das unidades, mesmo sem recorrer à exageração vertical da escala.

A Figura 6.25 é a mesma representação da linha re-desenhada, no entanto com uma exageração vertical (5x) de forma a acentuar as estruturas para uma melhor visualização. É possível verificar que o poço 20 B-1 se encontra no alto estrutural, enquanto o poço 17 C-1 se encontra na imediação de um alto estrutural. Note-se a mudança lateral de fácies definida com base nas litologias de cada poço. O local onde ocorre a mudança de uma fácies para a outra foi escolhido aleatoriamente.

A Figura 6.26 (exageração vertical 5x) representa as janelas de maturação da actualidade. É extremamente interessante verificar o efeito que as falhas provocam nas janelas de maturação, assim como os contactos entre sequências, sendo possível verificar a diferente conductividade térmica das diferentes litologias adoptadas. Os resultados obtidos nesta modelação 2D estão em pleno acordo com os obtidos na modelação 1D, tendo a vantagem de se poder ver a variação lateral das janelas de maturação.

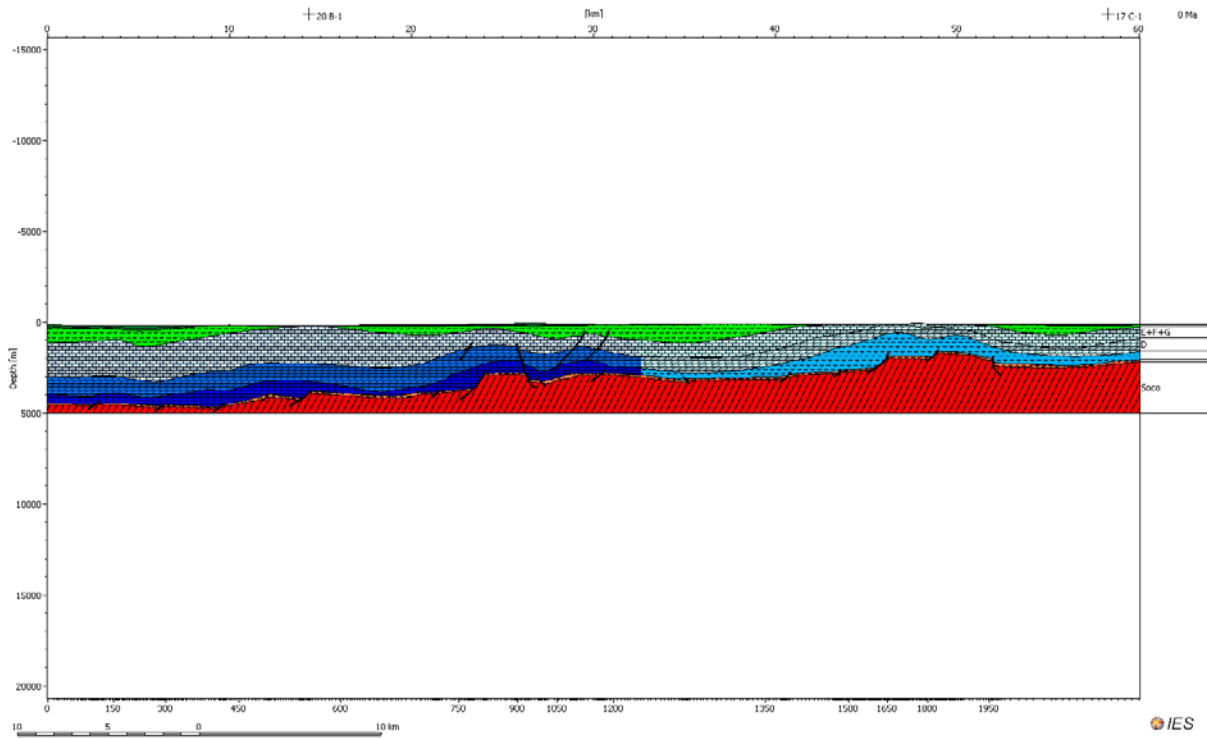


Figura 6.24 – Aspecto geral da linha sísmica após ser re-deseñada em PetroMod.

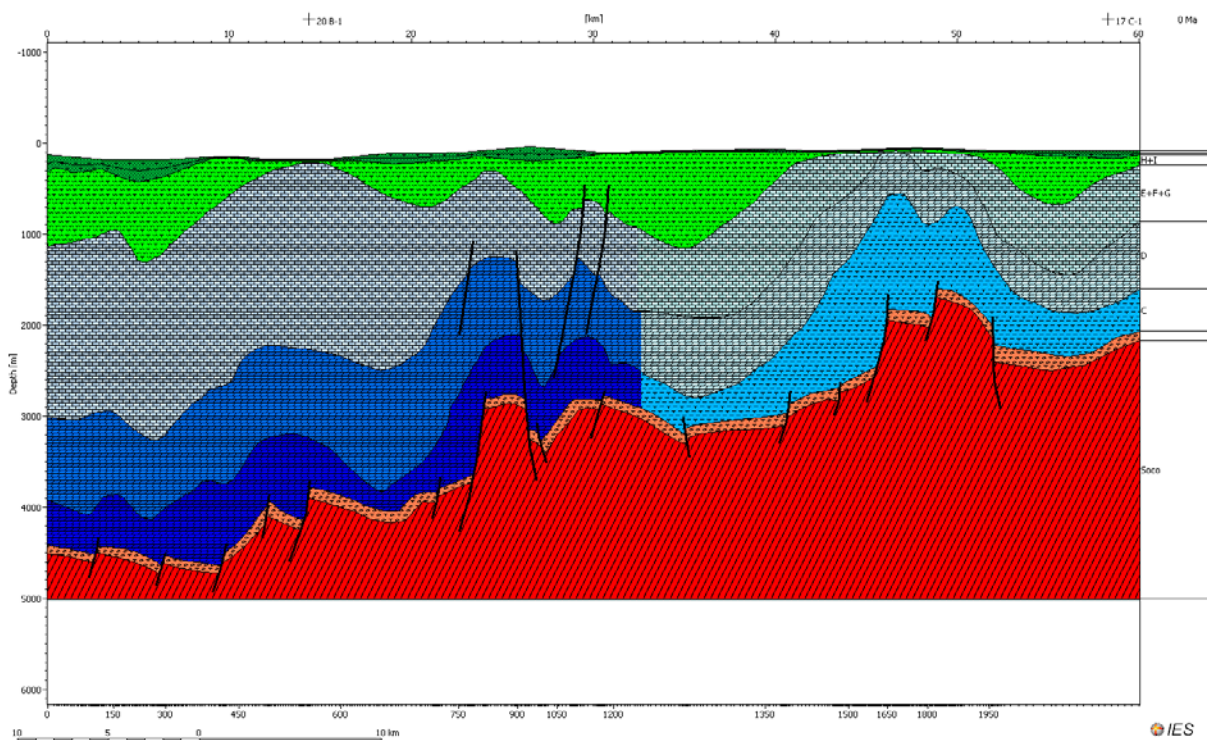


Figura 6.25 – Aspecto geral da linha sísmica re-deseñada em PetroMod. (exageração vertical 5x).

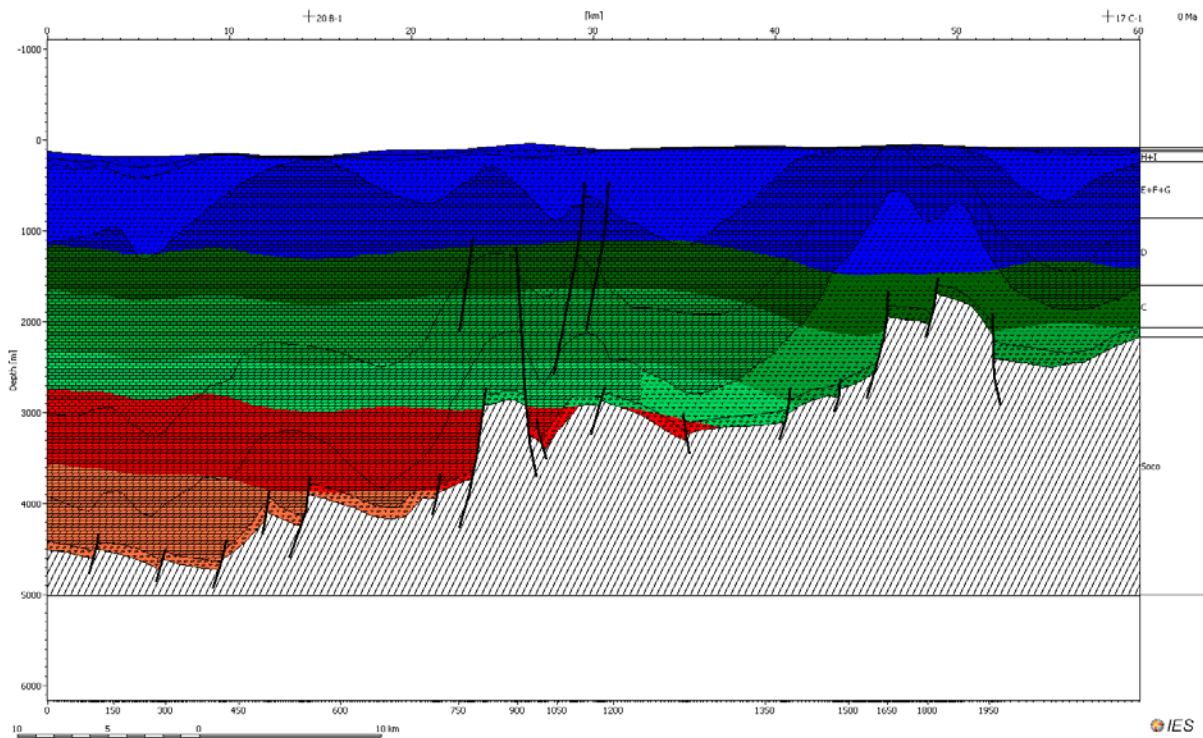


Figura 6.26 – Janelas de maturação de hidrocarbonetos da actualidade (exageração vertical 5x), segundo Sweeney & Burnham (1990).

A modelação desta linha sísmica fica como registo exemplificativo do que poderá e deverá ser feito de modo sistemático com as principais linhas regionais, representativas das diversas áreas da Bacia Lusitânica. Com o controlo das condições fronteira realizado através dos modelos 1D, torna-se mais simples a calibração dos modelos 2D. O principal obstáculo é a escassez de linhas sísmicas interpretadas que intersectem os poços existentes, ou com *offsets* curtos (ex: Teixeira, 2010; Teixeira *et al.*, 2011, 2012). A realização da modelação de *transects* que atravessem as sub-bacias do sector Central da Bacia Lusitânica e que atravessem os três sectores da bacia *onshore*, seria interessante para indagar as mudanças dos estados de maturação de sector para sector e de sub-bacia para sub-bacia.

Mais do que o estudo da evolução da maturação dos intervalos com potencial gerador de hidrocarbonetos, o PetroMod 2D é extremamente útil para avaliar prospectos, sendo possível avaliar as pressões a que um reservatório esteja sujeito, ou os caminhos de migração dos hidrocarbonetos. É também possível identificar os locais com maior potencial para existir acumulações e as quantidades de hidrocarbonetos que estes locais armazenam. Uma vez que é possível identificar a temperatura a que um reservatório se encontra, torna-se exequível uma avaliação sobre a biodegradação ou sobre o *cracking* secundário dos hidrocarbonetos, já dentro do reservatório.

Capítulo 7 – Discussão

		Falha Vale do Tejo					Falha Nazaré				
		S					N				
		Br-3	Sb-1	20 B-1	Fx-1	Cp-1	17 C-1	SM-1	Vm-1	SPM-2	14 A-1
β	Total	1,14	1,18	1,19	1,18	1,27	1,18	1,25	1,16	1,10	1,22
	Jurássico Superior	1,09	1,08	-	1,15	1,19	1,02	-	1,03	-	1,06
	Triásico Superior	1,07	1,13	1,19	1,06	1,10	1,16	1,25	1,16	1,08	1,18
<i>TxS</i> Sequência J (m/Ma)		81	13	-	19	178	-	-	15	-	-
<i>TxS</i> Sequência I (m/Ma)		54	118	-	133	119	24	-	6	-	-
<i>TxS</i> Sequência H (m/Ma)		95	67	-	250	271	-	-	132	-	233
Maturação Jurássico Superior	<i>Timing</i> (Ma) (início / máx)	79	137 / 107	-	139 / 115	136 / 128	-	-	116	-	92
	% Ro máx	0,52	0,68	-	0,91	1,3	-	-	0,43	-	0,49
Maturação Jurássico Inferior	<i>Timing</i> (Ma) (início / máx)	-	130 / 116	140 / 116	-	138 / 116	115	136 / 116	133 / 116	122	140 / 116
	% Ro máx	-	1,11	0,87	-	1,88	0,54	0,68	0,8	0,54	0,95
<i>Uplift</i> Cretácico (m)	Turoniano	200	650	-	650	200	-	-	-	-	-
	Aptiano	-	-	-	-	-	650	910	250	700	160

Figura 7.1 – Quadro Resumo dos principais resultados obtidos para cada um dos poços, com indicações relativas ao estiramento (β), taxas de sedimentação (*TxS*), maturação (momento de entrada na última janela e intensidade da mesma) e soerguimento.

7.1 – Introdução

Durante este capítulo serão apresentadas as interpretações dos resultados obtidos, principalmente nos Capítulos 5 e 6 (Figura 7.1).

Serão discutidos os aspectos relacionados com a subsidência e com os estiramentos da litosfera obtidos, tanto ao nível das diferentes fases de rifte como entre os diferentes sectores da Bacia Lusitânica. Tentar-se-á igualmente entender as diferenças nas taxas de sedimentação do Jurássico Superior, o peso relativo que terão na evolução da maturação dos intervalos geradores e se estarão relacionadas com a compartimentação da Bacia Lusitânica durante o Jurássico Superior. Tentaremos também identificar as diferentes causas para tão distintos estágios de maturação dos diferentes intervalos geradores considerados. Note-se que durante a discussão passar-se-á a referir a existência de apenas dois intervalos com potencial de geração, um no Jurássico Inferior (topo Sequência D + base da Sequência E) e outro no Jurássico Superior (Sequência H). No que respeita às janelas de maturação de hidrocarbonetos

serão referidas as janelas definidas pelo modelo EASY %Ro de Sweeney & Burnham (1990). As janelas variam de imaturo (< 0.5 %Ro, cor azul), janela de hidrocarbonetos pesados ($0.5 - 0.7$ %Ro, cor verde escuro), janela principal de petróleo ($0.7 - 1$ %Ro, cor verde intermédio), janela de hidrocarbonetos leves ($1 - 1.3$ %Ro, cor verde claro), janela de gás húmido ($1.3 - 2$ %Ro, cor vermelho), janela de gás seco ($2 - 4$ %Ro, cor de laranja) e sobrematuro (> 4 %Ro, cor amarelo). Procurar-se-á também verificar a influência do uplift e erosão do Cretácico, seja durante o Aptiano ou Turoniano.

7.2 – Subsidência, Factores de Estiramento, Taxas de Sedimentação e Eventos Erosivos

7.2.1 – Subsidência

Antes de se iniciar uma análise crítica aos resultados obtidos, existem alguns factores a ter em conta. Em primeiro lugar é necessário referir que o *backstripping*, como é facilmente perceptível, é extremamente dependente das densidades assumidas para os cálculos. Para além disso, as correcções batimétricas e do nível do mar também têm um peso importante, pelo que pequenas variações nestes parâmetros poderão induzir resultados distintos. As variações nas porosidades e no coeficiente de compactação também são parâmetros que influenciam os resultados obtidos. Existem também factores alheios ao método de cálculo que irão influenciar a análise realizada, como o facto de a maioria dos poços se encontrar em altos estruturais, ou nas suas imediações.

A grande maioria dos poços estudados apresenta uma forte fase de subsidência entre o fim do Triásico Superior e o início do Jurássico Inferior. Após esta fase inicial entram num regime de subsidência mais lenta até ao Jurássico Superior, altura em que voltam a entrar em forte subsidência.

Todos os poços cujo registo sedimentar se inicia no Triásico Superior ou no início do Jurássico Inferior apresentam uma forte subsidência, indiciando a existência de uma fase de rifte durante este período. Os poços que contêm sedimentos da Sequência C mostram evidências de que a subsidência, nesta fase, é controlada em grande parte pela variação de espessura desta unidade. Como exemplo, atente-se ao poço SM-1 que ao considerar-se que toda a espessura apresentada pela sequência C corresponde à original (não afectada por deformação diapírica), apresenta uma subsidência tectónica na ordem dos 1100 m.

Entre grande parte do Jurássico Inferior e todo o Jurássico Médio (Pliensbaquiano – Caloviano) todos os poços apresentam uma forte redução das taxas de subsidência, indiciando uma fase de relaxação térmica durante este período. Este período é bem evidente nos poços SM-1 e Cp-1 onde após a forte subsidência do Triásico Superior se segue a fase de quase absoluta quiescência na subsidência tectónica.

A entrada no Jurássico Superior é caracterizada por uma nova fase de forte subsidência, indicativa de nova fase de *rifting* na Bacia Lusitânica. Esta fase encontra-se especialmente bem demarcada nos poços do sector Central da Bacia Lusitânica, sendo mais incipiente no sector Sul e no sector Norte. Os poços que apresentam registo sedimentar após o Jurássico Superior, caracterizam-se por uma redução na subsidência após este período.

São poucos os poços que apresentam registo sedimentar Cretácico. No entanto, os que o apresentam (Br-3 e SPM-2), não ostentam qualquer registo da fase de rifte que ocorre ao largo da Ibéria, que induz a ruptura do segmento Ibérico, durante o Aptiano. Este facto deverá reflectir a transferência dessa subsidência para o actual *offshore*. É importante verificar que o poço Br-3 apresenta registo de forte subsidência desde o Miocénico até à actualidade. É durante este período que a inversão Alpina surge no seu auge, pelo que deverá ter ocorrido forte sedimentação no sector Sul da Bacia Lusitânica, mas já correspondendo à Bacia Terciária do Baixo Tejo, que atinge espessuras mais importantes neste sector (Barbosa, 1995)

7.2.2 – Factores de Estiramento

Na generalidade dos poços a fase de rifte do Triásico Superior apresenta valores de estiramento da litosfera superiores à fase de rifte do Jurássico Superior. As únicas excepções verificam-se nos poços Cp-1, Fx-1, situados no sector Central (sub-bacia do Bombarral e da Arruda, respectivamente) e no poço Br-3 situado no sector Sul. No que respeita ao poço Barreiro não se tecerão muitas considerações, já que o cálculo do estiramento do evento Triásico é subentendido e não absoluto. No que respeita aos poços do sector Central, o Jurássico Superior parece indiciar uma fase com uma componente tectónica forte. Sabe-se que é nesta altura que se dá a compartimentação interna da Bacia Lusitânica nas três sub-bacias centrais, pelo que as sub-bacias do Bombarral e da Arruda deverão ter sofrido uma maior distensão, durante o Jurássico Superior, do que a sub-bacia do Turcifal (poço Sb-1). No sector Norte a fase de rifte que originou maiores factores de estiramento foi a do Triásico Superior, com uma diferença substancial para a fase de rifte do Jurássico Superior.

Estas mesmas indicações foram constatadas por Stapel *et al.* (1996), que também refere, de forma geral, a existência de factores de estiramento mais elevados no Triásico Superior/Jurássico Inferior no sector Norte da Bacia Lusitânica, enquanto no sector Central e Sul o Jurássico Superior apresenta factores de estiramento superiores. No entanto os valores de estiramento obtidos por Stapel *et al.* (1996), de forma geral, apresentam valores ligeiramente inferiores em relação aos obtidos no decorrer desta dissertação. É de notar que os períodos considerados como episódios de rifte pelo autor anterior são ligeiramente diferentes dos aqui considerados. Já Ribeiro *et al.* (1996), Lomholt *et al.* (1996) e Kullberg (2000) indicam valores de estiramento bem mais reduzidos, atingindo valores máximos na ordem dos 1,09.

Os valores de estiramento total mais elevados situam-se, na grande maioria, no sector Central da Bacia Lusitânica, indiciando um estiramento mais elevado nesta região da Bacia Lusitânica, muito provavelmente associado à dinâmica de sub-bacias desenvolvida no Jurássico Superior.

Um facto interessante quanto aos factores de estiramento prende-se com uma distanciação do modelo teórico de McKenzie (1978). Segundo esse modelo teórico, para factores de estiramento iguais a 1,25 a espessura de sedimentos máxima que se poderia acumular seria na ordem dos 2000 m. No entanto é possível verificar que existem poços com factores de estiramento mais baixo e com espessuras de sedimentos superiores (ex: Vm-1 e Br-3). Kullberg (2000) refere-se igualmente a este problema e apresenta uma justificação que se considera bastante plausível. O facto de as falhas, que acomodam a subsidência, serem praticamente sub-verticais, permite a existência de um maior espaço de acomodação para os sedimentos se acumularem. Aquando da movimentação destas falhas, o espaço gerado vai ser bastante superior ao que a mesma movimentação em falhas de baixo ângulo gera. Este aspecto verifica-se de extrema importância em toda a evolução da Bacia Lusitânica, permitindo a existência de espaço de acomodação suficiente para alimentar as sub-bacias e colmatá-las sem um estiramento litosférico muito elevado.

7.2.3 – Taxas de Sedimentação

As taxas de sedimentação têm aqui um papel fundamental na avaliação da evolução dos diferentes sectores da Bacia Lusitânica, principalmente as do Jurássico Superior, uma vez que

neste período ocorre a segunda fase de rifte e a deposição de uma das formações com potencial gerador de hidrocarbonetos (Formação Cabaços, Sequência H).

É possível verificar que, com exceção do poço 14 A-1, as taxas de sedimentação no Jurássico Superior são substancialmente maiores no sector Central e Sul da Bacia Lusitânica do que no sector Norte. O poço 14 A-1 apresenta uma grande espessura de sedimentos da sequência H, provavelmente relacionado com uma paleogeografia preferencial nessa região para a deposição desta unidade, ao contrário do que sucede com os restantes poços estudados no sector Norte.

No sector Central e Sul, exceptuando os poços 17 C-1 e 20 B-1, todos apresentam taxas de sedimentação particularmente elevadas durante o Jurássico Superior. Observando as taxas de sedimentação é possível identificar que as diferentes sub-bacias do sector Central tiveram um comportamento distinto ao longo do Jurássico Superior. Os poços Cp-1 e Fx-1 (sub-bacia do Bombarral e Arruda, respectivamente) apresentam taxas de sedimentação superiores para a sequência H em relação aos poços Sb-1 (sub-bacia Turcifal) e Br-3 (sector Sul). O espaço de acomodação no início do Oxfordiano (Sequência H) deveria ser superior nas sub-bacias do Bombarral e da Arruda, indiciando uma maior subsidência nestas duas sub-bacias do que na do Turcifal e do que no sector Sul. Na passagem para o Kimmeridgiano (Sequência I) as taxas de sedimentação são homogêneas nas diferentes sub-bacias, indiciando uma sedimentação em conjunto e sem divisórias estruturais das três sub-bacias, quase como uma única bacia. No entanto, com a chegada do Titoniano a sedimentação volta a predominar na sub-bacia do Bombarral, pelo que a falha Torres Vedras-Montejunto deverá ter desempenhado um papel fundamental, permitindo uma evolução diferencial da subsidência nas sub-bacias e a criação de uma maior quantidade de espaço de acomodação na sub-bacia do Bombarral do que nas restantes sub-bacias. No sector Sul, embora com taxas mais baixas, a sedimentação foi mais proeminente no Titoniano do que no Kimmeridgiano.

7.2.4 – Eventos Erosivos

Os resultados apresentados na Figura 7.1 no que diz respeito ao *uplift* Cretácico referem-se ao valor de erosão considerado nos modelos mais ajustados.

Os valores utilizados são muito variados, não permitindo realizar uma análise global nem tecer muitas considerações sobre a sua diferenciação ou equidade entre diferentes sectores da Bacia Lusitânica. No entanto existe um pormenor que merece referência. Os poços

que se encontram nas imediações da zona de cisalhamento da Nazaré apresentam espessuras de sedimentos erodidas no Aptiano muito superiores aos restantes (ex: SM-1, SPM-2 e 17 C-1), com excepção do poço Vm-1.

No que respeita ao Turoniano as espessuras erodidas foram inferidas, tendo por base os valores de reflectância da vitrinite e procurando-se o melhor ajuste na calibração dos modelos. Apesar da provável menor dimensão deste evento chegaram a considerar-se perdas sedimentares na ordem dos 650 m.

Não se consideraram na Figura 7.1 os eventos erosivos do Caloviano nem do Tortoniano uma vez que, na maioria dos modelos, não vão interferir com a evolução da maturação ao longo do tempo. Se durante o evento erosivo do Caloviano a carga sedimentar existente ainda era demasiado pequena para existir alguma alteração (exceptuando o poço 14 A-1 por exemplo), já no Tortoniano com o avançar da subsidência e devido a considerar-se espessuras erodidas inferiores a 300 m, a erosão não apresenta nenhum efeito prático nos modelos. Desta forma optou-se por não realizar qualquer análise respeitante a estes períodos erosivos.

Embora estes eventos sejam alvo de grandes incertezas, apresentam-se como um dos principais factores que possibilitam, ou impedem, um determinado intervalo, com potencial para a geração de hidrocarbonetos, de atingir profundidades suficientes para ingressar nas janelas de génese de hidrocarbonetos.

7.3 – Evolução da maturação da matéria orgânica

7.3.1 – Estados de maturação dos intervalos com potencial gerador

Através da análise da Figura 7.1, mesmo de relance, consegue entender-se o diferente padrão de cores associadas aos diferentes sectores da Bacia Lusitânica. De uma forma muito geral, os níveis com potencial gerador do Jurássico Inferior encontram-se maduros para a geração de petróleo no sector Norte, enquanto os níveis com potencial gerador do Jurássico Superior encontram-se maduros para a geração de petróleo no sector Central.

No sector Norte da Bacia Lusitânica, com excepção do poço SPM-2, os intervalos com potencial gerador do Jurássico Inferior encontram-se na janela do petróleo (Figura 7.2). Nos poços 14 A-1 e Vm-1 encontram-se na janela principal do petróleo, enquanto no poço SM-1 encontram-se na janela dos petróleos mais pesados. Os poços que atravessam o intervalo do

Jurássico Superior, com potencial de geração, não atingiram profundidades suficientes para que este entrasse na janela de geração de hidrocarbonetos, encontrando-se imaturo.

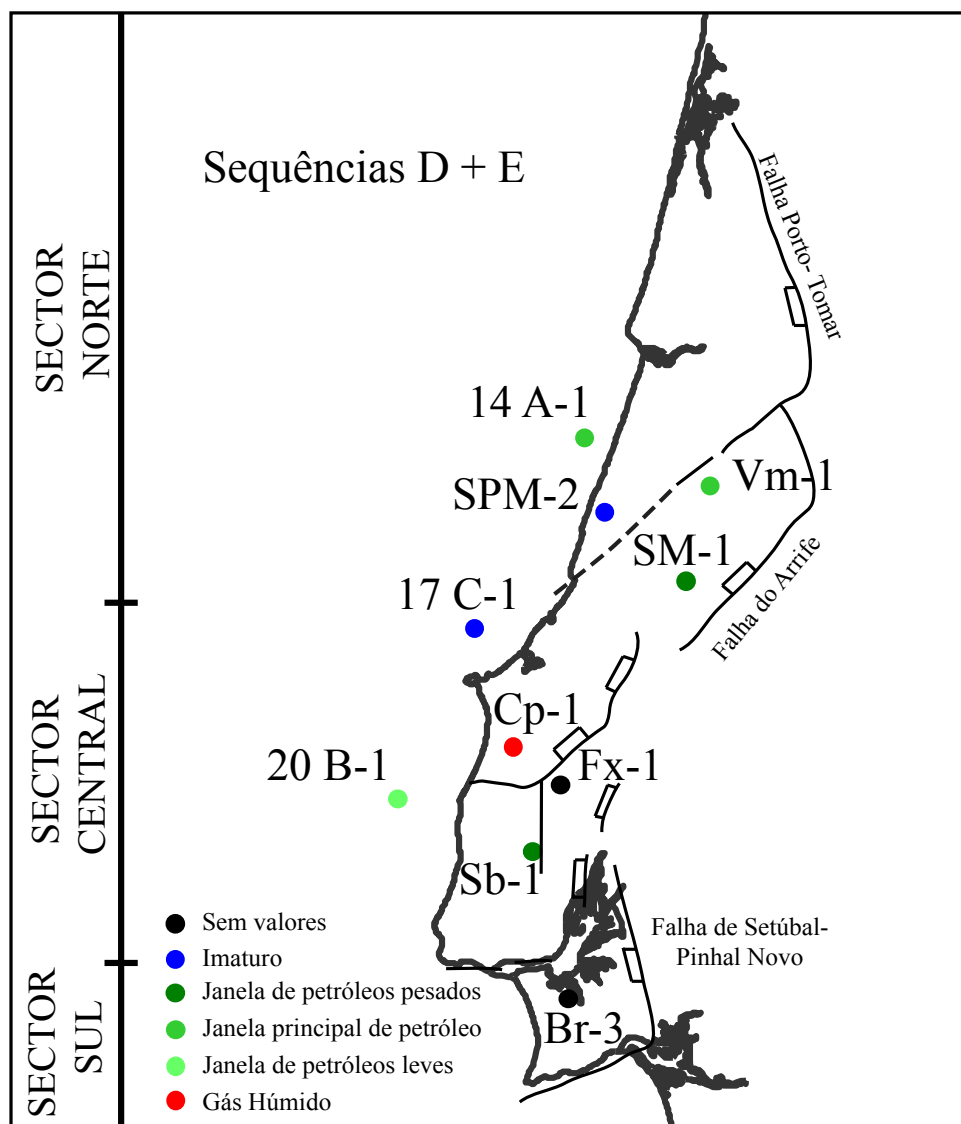


Figura 7.2 – Mapa com a representação da janela de maturação máxima atingida pelas seqüências geradoras do Jurássico Inferior (Seqüências D + E).

No sector Central da Bacia Lusitânica, com excepção dos poços *offshore* (20 B-1 e 17 C-1), os intervalos com potencial de geração de hidrocarbonetos do Jurássico Superior encontram-se na janela do petróleo, apesar de em janelas de geração distintas (Figura 7.3). Enquanto no poço Cp-1 os níveis geradores do Jurássico Superior se encontram na janela dos hidrocarbonetos mais leves, no poço Sb-1 encontram-se na janela dos petróleos mais pesados e no poço Fx-1 na janela principal do petróleo. Os níveis com potencial de geração do Jurássico Inferior apresentam variações, das janelas de maturação, interessantes no sector Central, exceptuando o poço 17 C-1 onde se encontram imaturos. No poço Cp-1 atingem o

estádio de maturação mais elevado chegando à janela de gás húmido, tal como, provavelmente, no poço Fx-1 caso existissem registos sedimentares anteriores ao Batoniano para se poder comprovar. No poço Sb-1 os níveis atingem a janela dos hidrocarbonetos mais leves e no poço 20 B-1 a janela principal do petróleo.

O sector Sul da Bacia Lusitânica caracteriza-se por apresentar valores de maturação baixos para os níveis do Jurássico Superior, encontrando-se imaturos. Caso existam os níveis do Jurássico Inferior deverão apresentar-se maduros, muito provavelmente numa das janelas dos hidrocarbonetos líquidos.

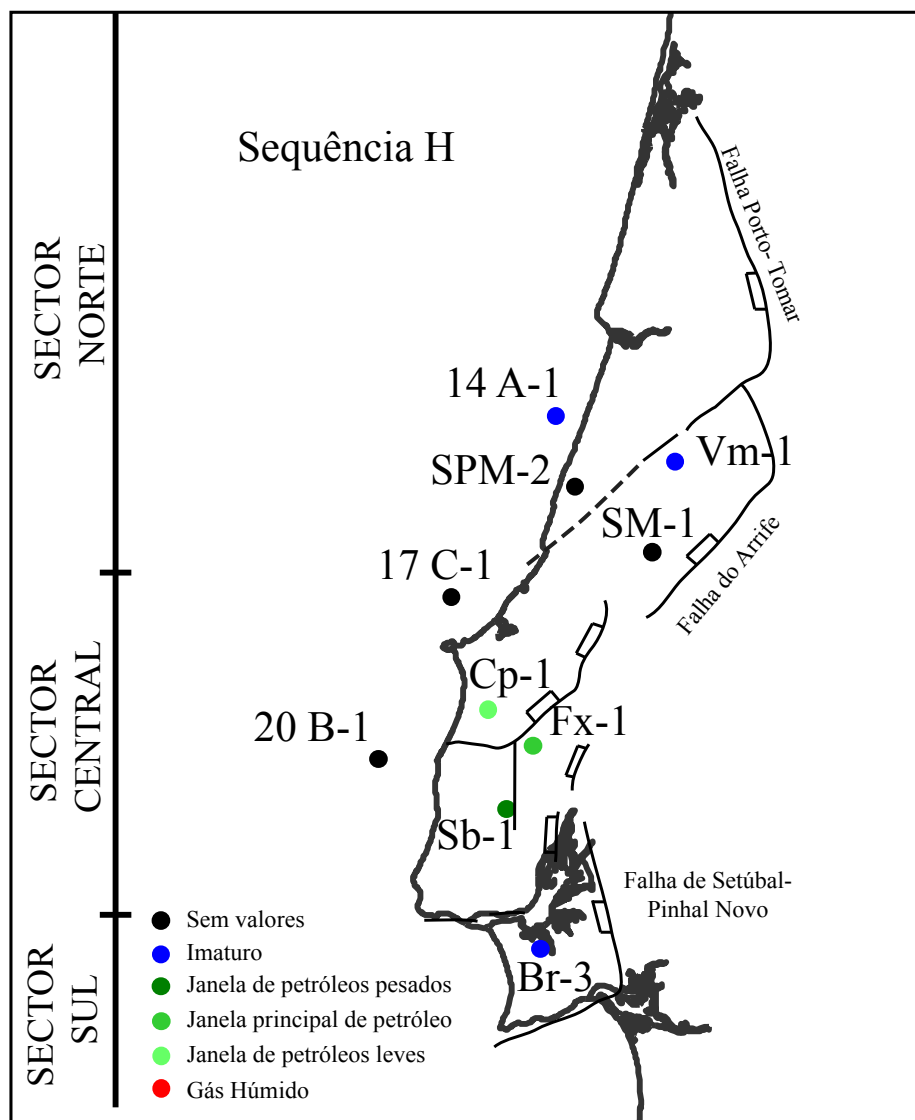


Figura 7.3 – Mapa com a representação da janela de maturação máxima atingida pelas sequências geradoras do Jurássico Superior (Sequência H).

7.3.2 – *Timings* de Maturação

Os *timings* de maturação, para a janela de maturação máxima dos níveis com potencial de geração, são muito semelhantes em todos os sectores da Bacia Lusitânica.

Tanto no sector Norte como no sector Central os *timings* oscilam entre os 130 e os 140 Ma, correspondentes ao período imediatamente posterior à fase de rifte do Jurássico Superior da Bacia Lusitânica. É neste aspecto que o segundo pico de fluxo de calor, após a fase de rifte (*vide* Capítulo 6.3.3) que a ferramenta automática do *software* introduz, atinge grande influência. O intervalo 130 – 140 Ma é onde normalmente se verifica a existência desse segundo pico, relacionado com o baixo factor β e intumescência térmica da região.

No que respeita ao estado de maturação máximo atingido pelos intervalos geradores do Jurássico Inferior, os valores máximos de reflectância de vitrinite terão sido atingidos no Aptiano. É curioso verificar que os valores máximos são alcançados antes da ocorrência do principal evento erosivo da Bacia Lusitânica, durante o período em que se considerou a deposição dos sedimentos que, posteriormente, seriam erodidos no evento erosivo. Já os intervalos geradores do Jurássico Superior tanto atingem o seu máximo no Aptiano, como no Barremiano ou no Albiano.

7.3.3 – Principais factores influenciadores do estado de maturação

Existem vários factores que influenciam positivamente e negativamente o estado de maturação das unidades geradoras de hidrocarbonetos, podendo a maioria influenciar tanto positivamente como negativamente. Os principais factores que aqui serão avaliados, com referência aos resultados obtidos são: i) fluxo de calor; ii) subsidência; iii) eventos erosivos.

7.3.3.1 – Fluxo de Calor

O fluxo de calor, por si só, é um dos principais factores, fundamentais na evolução de uma bacia sedimentar, que pode promover a maturação das rochas geradoras, qualquer que seja a sua origem.

Quer a origem do aumento súbito do fluxo de calor seja uma intrusão ígnea de carácter regional ou uma fase de rifte, caso atinja valores bastante elevados permite que a temperatura geral da bacia suba e, mesmo que a espessura dos sedimentos seja insuficiente para atingir

estados de maturação elevados, possibilitar a geração de hidrocarbonetos. Veja-se como exemplo o poço SPM-2, cuja espessura sedimentar total não ultrapassa os 1600 m, claramente insuficiente por si só para atingir por profundidade as temperaturas necessárias à geração de hidrocarbonetos. No entanto a base da sequência D encontra-se na janela do petróleo e a entrada nessa janela é claramente induzida pelo pico de fluxo de calor devido ao rifte do Jurássico Superior.

No entanto um fluxo de calor elevado pode também desencadear uma sobrematuração das rochas geradoras. Veja-se o exemplo do poço Cp-1, embora ocorra numa situação um pouco mais complexa. A coluna sedimentar apresenta mais de 3500 m de espessura, já suficientes para possibilitar a entrada dos sedimentos na janela de maturação de hidrocarbonetos. Com um súbito aumento do fluxo de calor os sedimentos vão rapidamente ultrapassar a janela de maturação do petróleo (Sequência D) não tendo tempo para gerar os hidrocarbonetos líquidos que conseguiriam gerar, passando simplesmente e eventualmente a gerar gás. Em casos extremos podem mesmo passar para um estado de sobrematuração, gerando apenas dióxido de carbono.

Em geral, o que controla o fluxo de calor são as fases de rifte consideradas, originando fluxos de calor elevados e decaimentos constantes com o passar do tempo (*vide* Figura 6.1 e 6.2).

7.3.3.2 – Subsidência

A subsidência é um processo lento e contínuo ao longo do tempo. As bruscas mudanças na subsidência devem-se normalmente a factores de índole tectónica/geodinâmica. Com a evolução da subsidência na bacia, os intervalos com potencial de geração vão atingindo profundidades mais elevadas, podendo entrar nas janelas de maturação de hidrocarbonetos caso o espaço de acomodação perdure e o *input* sedimentar se mantenha ao longo do tempo.

Caso a subsidência se mantenha de forma regular e sem grandes modificações repentinas (veja-se por exemplo o poço 14 A-1) as rochas geradoras podem entrar na janela de maturação e por lá manter-se sem grandes alterações.

Caso a subsidência sofra súbitas modificações, aumentando rapidamente (veja-se por exemplo o poço Cp-1), os intervalos com potencial de geração podem transitar rapidamente as

janelas de maturação do petróleo, não tendo tempo para o gerar. É um caso muito semelhante ao da influência do fluxo de calor.

7.3.3.3 – Eventos Erosivos

Os eventos erosivos são de extrema importância, já que implicam que os sedimentos estiveram a profundidades maiores do que aquelas a que hoje se encontram. Quanto maior a dimensão dos eventos erosivos, em termos de espessura dos sedimentos removidos, maior a sua importância será na avaliação de uma bacia com potencial de geração e armazenamento de hidrocarbonetos.

Tome-se como exemplo o poço SPM-2, onde caso não fosse considerada qualquer erosão nunca existiria carga sedimentar suficiente para permitir que entrasse na janela do petróleo. A introdução de erosão e consequentemente da entrada, na coluna sedimentar, de sedimentos que posteriormente foram erodidos, permitiu que os níveis inferiores existentes no poço atingissem a janela de maturação dos hidrocarbonetos mais pesados.

Como é facilmente perceptível, caso a espessura de sedimentos erodidos seja pequena (veja-se como exemplo o poço 20 B-1) o evento erosivo não vai introduzir nenhum efeito prático na evolução da maturação, já que não se considerou, concomitantemente, entrada substancial de sedimentos na coluna sedimentar.

7.3.3.4 - Conclusões

Através destas avaliações torna-se perceptível que factores como o fluxo de calor, a subsidência e a erosão, são extremamente importantes na evolução de uma bacia sedimentar, não sendo excepção a Bacia Lusitânica. As variações regionais destes factores são amplas, sendo extremamente influenciados pela tectónica regional/local e pelo contexto geodinâmico da região.

É facilmente identificado que todos os factores aqui analisados podem afectar a evolução da maturação dos intervalos com potencial de geração de hidrocarbonetos positivamente ou negativamente, dependendo da intensidade e do *timing* em que actuem.

7.4 – Sinopse Evolutiva

7.4.1 – Sector Norte

A partir da modelação da subsidência, no Sector Norte da Bacia Lusitânica foi possível destringir duas fases de rifte distintas, uma no Triásico Superior e outra no Jurássico Superior. Em termos de subsidência tectónica, a fase de rifte do Triásico Superior é mais proeminente do que a do Jurássico Superior, apresentando igualmente factores de estiramento da litosfera maiores. Neste sector não foi identificado qualquer registo da fase de rifte do Aptiano, ocorrente ao largo da Ibéria. É neste sector que se encontra o poço com o menor factor de estiramento global (SPM-2 com 1,10).

A sedimentação durante o Jurássico Superior foi escassa, cingindo-se aos poços 14 A-1 e Vm-1. Tal poderá indicar ou uma estruturação deste sector durante este período, com deposição em apenas alguns locais, ou erosão posterior à deposição, certamente durante o Aptiano. Caso se verifique a última opção, a região *offshore* (localização do poço 14 A-1) e as mais interiores (localização do poço Vm-1) deverão ter sido menos afectadas por este período erosivo.

Os níveis com potencial de geração de hidrocarbonetos do Jurássico Inferior encontram-se na janela de geração do petróleo, com excepção do poço SPM-2, onde se apresentam imaturos, ao passo que os níveis com potencial gerador do Jurássico Superior encontram-se imaturos em todo este sector. Os níveis geradores do Jurássico Inferior atingiram a sua última janela de maturação entre os 140 e os 133 Ma (Valanginiano) e o valor máximo modelado de reflectância da vitrinite é atingido durante o Aptiano (116 Ma).

Os principais factores que actuam na evolução da maturação dos níveis com potencial de geração de hidrocarbonetos são principalmente o fluxo de calor e o período erosivo Aptiano (devido à entrada de sedimentos para a coluna sedimentar que posteriormente foram erodidos no Aptiano).

7.4.2 – Sector Central

O Sector Central da Bacia Lusitânica apresenta as duas fases de rifte (Triásico Superior e Jurássico Superior) muito bem demarcadas e definidas nos modelos de subsidência. É neste sector que se localizam os poços com valores de estiramento total da litosfera sistematicamente mais elevados (máximo representado pelo poço Cp-1, com 1,27) e nunca

inferiores a 1,18. Os factores de estiramento do Triásico Superior são mais elevados no *offshore* e na sub-bacia do Turcifal, ao passo que na sub-bacia da Arruda e do Bombarral são os factores de estiramento do Jurássico Superior que são mais elevados.

As taxas de sedimentação do Jurássico Superior são elevadas no Sector Central, exceptuando os poços do *offshore* 20 B-1 e 17 C-1. Durante o Oxfordiano (Sequência H) predomina a sedimentação nas sub-bacias do Bombarral e da Arruda, provavelmente com a falha de Runa a desempenhar um papel importante, desvanecendo-se durante o Kimmeridgiano, período em que as taxas de sedimentação são semelhantes nas três sub-bacias. A diferenciação das taxas de sedimentação retoma-se no Titoniano, período em que ocorre extrema sedimentação na sub-bacia do Bombarral, provavelmente induzido pela movimentação das falhas da Lourinhã e Torres Vedras – Montejuento.

Os níveis com potencial de geração de hidrocarbonetos do Jurássico Superior encontram-se na janela do petróleo, com excepção dos poços *offshore* onde se encontram imaturos. Os níveis geradores do Jurássico Inferior apresentam estados de maturação variáveis. Enquanto nas sub-bacias do Bombarral e Arruda se encontram na janela do gás, na sub-bacia do Turcifal e no poço *offshore* 20 B-1 encontram-se na janela do petróleo. Os geradores do Jurássico Superior atingiram o seu último estado de maturação durante o Valanginiano (139 – 136 Ma), e o máximo de reflectância de vitrinite modelada é atingida entre o Barremiano e o Albiano. Os intervalos geradores do Jurássico Inferior apresentam um comportamento semelhante, entrando na última janela de maturação durante o Valanginiano – Hauteriviano (140 – 130 Ma) e atingindo o seu máximo de maturação durante o Aptiano.

Os principais factores que influenciam a evolução da maturação dos principais intervalos geradores presentes no Sector Central da Bacia Lusitânica são o fluxo de calor e as taxas de sedimentação do Jurássico Superior.

7.4.3 – Sector Sul

No Sector Sul da Bacia Lusitânica é identificável, nos modelos de subsidência, uma fase de rifte no Jurássico Superior, ainda que incipiente. A fase de rifte do Triásico Superior certamente estará presente, tal como em todos os outros poços, sendo inferida devido à elevada subsidência verificada no Jurássico Médio; no entanto não é detectada devido à falta de registo sedimentar pré-Bajociano. O factor de estiramento do Jurássico Superior é

ligeiramente superior ao inferido para o Triásico Superior. No que respeita à fase de rifte do Aptiano, esta não é minimamente identificada neste poço.

As taxas de sedimentação durante o Jurássico Superior são relativamente constantes, indiciando alguma continuidade durante este período. Durante o Titoniano as taxas de sedimentação destacam-se particularmente das taxas de sedimentação nas sub-bacias do Turcifal e Arruda, ocorrendo maior sedimentação no Sector Sul. Tal poderá indiciar um maior espaço de acomodação neste período, provavelmente induzido pela movimentação das falhas que delimitam este sector da Bacia Lusitânica. Durante o Miocénico é identificada uma fase de forte subsidência, característica deste sector, induzida pelos sedimentos da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo.

No que respeita à maturação dos potenciais níveis geradores de hidrocarbonetos, este sector pode ser considerado o menos esclarecedor. Os níveis geradores do Jurássico Superior, os únicos identificados em poço, encontram-se imaturos. Porém, caso existam níveis geradores do Jurássico Inferior estes deverão encontrar-se na janela de geração do petróleo. O *timing* de entrada na última janela de geração seria, como nos outros sectores da Bacia Lusitânica, durante o Cretácico Inferior.

Os principais factores influenciadores da evolução da maturação dos níveis com potencial gerador de hidrocarbonetos são o fluxo de calor e, muito provavelmente, a forte sedimentação terciária.

7.5 – O que esperar na Bacia de Peniche?

Tendo como base o trabalho de Alves *et al.* (2006) para a Bacia de Peniche e o trabalho desenvolvido durante esta dissertação, poderão tecer-se alguns comentários sobre o desenvolvimento da Bacia de Peniche e a sua relação genética com a Bacia Lusitânica.

A Bacia de Peniche localiza-se no *deep offshore* ao largo da costa portuguesa, tendo como seu limite Este o meridiano definido pelo bloco das Berlengas, estendendo-se para Norte até à Bacia Interior da Galiza e para Sul até à Bacia do Alentejo.

Segundo Alves *et al.* (2006) as sequências sismo-estratigráficas são muito semelhantes às existentes na Bacia Lusitânica e na Bacia do Porto. Evidencia-se uma fase de rifte no Triásico Superior, com deposição de sedimentos dessa idade em blocos rodados, em *graben* e *half-graben*. O mesmo terá acontecido no Cretácico Inferior, período em que ocorre a

principal fase de rifte na Bacia de Peniche, iniciado no Valanginiano e terminado com o *break-up* no final do Aptiano (Alves *et al.*, 2006). Os mesmos autores referem que a fase de rifte do Jurássico Superior, característica da Bacia Lusitânica, também se identifica na Bacia de Peniche, no entanto de forma muito incipiente.

O principal problema para a análise da Bacia de Peniche prende-se com a falta de informação objectiva (poços) para calibrar as linhas sísmica e confirmar as interpretações e com a incerteza sobre a qualidade dos intervalos geradores. É visível através da Figura 7.4, algumas diferenças em relação à Bacia Lusitânica, entre as quais a existência de uma quantidade apreciável de sedimentos terciários e de uma grande quantidade de sedimentos do Cretácico. Estes sedimentos cretácicos deverão estar associados à principal fase de rifte, no Cretácico Inferior, enquanto na Bacia Lusitânica se situam no Jurássico Superior. Outro factor que muda de uma bacia para a outra é a possibilidade de na Bacia de Peniche não terem existido eventos erosivos tão significativos, já que não terá sido invertida no Cretácico e no Terciário a inversão terá sido possivelmente menor do que na Bacia Lusitânica.

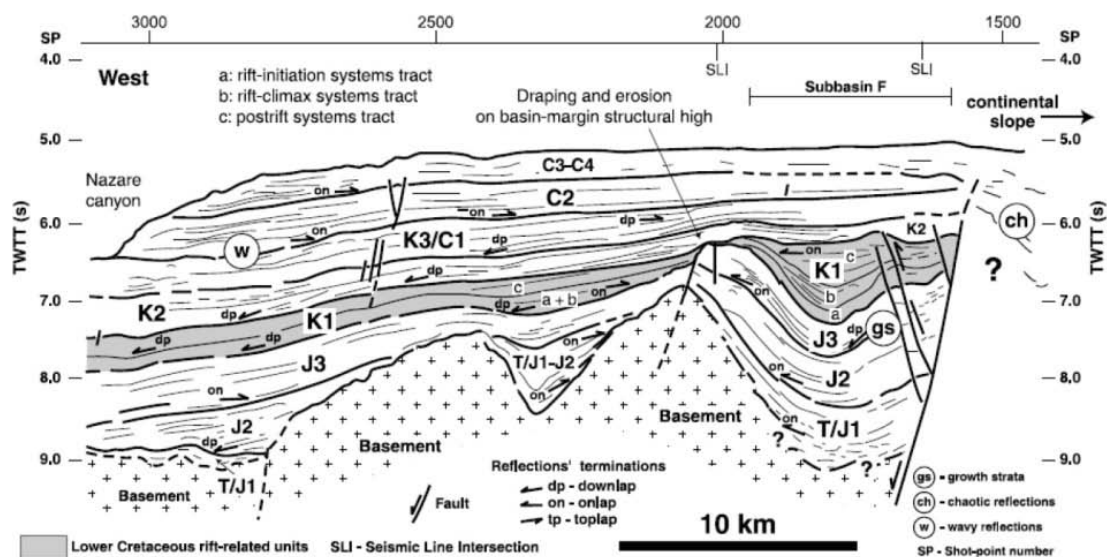


Figura 7.4 – Secção sísmica interpretada da Bacia de Peniche. São visíveis as estruturas em graben e os respectivos enchimentos, associados às fases de rifte, nomeadamente T/J1 (Rifte 1), J2 (Rifte 2, mais ténue), J3 (Rifte 3, também ténue) e K1 (Rifte 4 e principal). São também de notar as inconformidades do Jurássico Superior (J3 sobre J2) e do Aptiano (K1 sobre J3). (Retirado de Alves *et al.*, 2006).

Estas semelhanças e diferenças entre as duas bacias sedimentares podem explicar-se por uma evolução diacrónica a partir do Jurássico Superior (Figura 7.5). O bloco das Berlengas e outros similares com a mesma direcção, seriam o eixo de simetria que separava a Bacia Lusitânica da Bacia de Peniche. Estas bacias evoluíram durante o Mesozóico de uma forma muito similar. Durante o Triásico Superior ocorre uma fase extensiva, com a formação de

falhas normais lítricas, provocando a rotação de blocos e induzindo uma forte subsidência neste período. Durante o Jurássico Inferior e Médio as bacias terão atravessado uma fase de subsidência lenta, em rampa basculada em direcção ao bloco das Berlengas. No Jurássico Superior (Oxfordiano) a Bacia Lusitânica entra em nova fase de *rifting* com reactivação das falhas lítricas e nova rotação de blocos. Por esta altura a Bacia de Peniche continua em fase de subsidência em rampa. No Cretácico Inferior (Valanginiano) entra a Bacia de Peniche em fase de *rifting*, tal como sucedera na Bacia Lusitânica no Oxfordiano. A Bacia Lusitânica encontrar-se-ia então numa fase idêntica à do Jurássico Inferior e Médio, com subsidência lenta em rampa basculada para Oeste. Esta fase de rifte na Bacia de Peniche culmina, durante o Aptiano, com o *break-up* continental. No Cretácico Superior (Turoniano) inicia-se o período de inversão da Bacia Lusitânica, atingindo o seu auge já no Cenozóico (Miocénico). A Bacia de Peniche não atravessou, até hoje, este período de inversão, pelo menos de forma tão significativa, mantendo uma disposição em rampa, com espessamento para Oeste desde a última fase de rifte.

Com isto pode verificar-se que o *locus* do *rifting* foi transitando entre as bacias. Numa primeira fase (Triásico Superior) afectou as duas bacias, no Oxfordiano apenas a Bacia Lusitânica foi afectada directamente e posteriormente, no Valanginiano, o *rifting* terá transitado para Oeste para a Bacia de Peniche, não afectando a Bacia Lusitânica (Figura 7.5).

No que respeita ao processo de evolução da maturação dos sedimentos com potencial gerador de hidrocarbonetos, é de esperar que tenham tido uma evolução distinta e *timings* distintos. Considerando a fase de rifte principal no Valanginiano, o fluxo de calor só irá aumentar por esta altura, exceptuando o aumento do Triásico mas que, tal como na Bacia Lusitânica, deverá possuir uma importância diminuta na evolução térmica, muito por falta de sedimentos ainda neste período. No Cretácico Inferior, a espessura de sedimentos já seria elevada e deverá ter sido suficiente para entrar nas janelas de maturação de hidrocarbonetos, acrescentando factores de estiramento superiores à Bacia Lusitânica e consequentemente fluxo de calor superior. No entanto, na Bacia de Peniche acresce um factor que não se verifica no *onshore*, uma importante sedimentação cenozóica. Convirá que a carga induzida por estes sedimentos não tenha sido suficiente para transpor os sedimentos geradores para a janela do gás. Caso tal se verifique, e caso existam dois intervalos com potencial de geração de hidrocarbonetos, tal como na Bacia Lusitânica, poder-se-á especular que o intervalo estratigráfico superior se encontre na janela dos hidrocarbonetos líquidos.

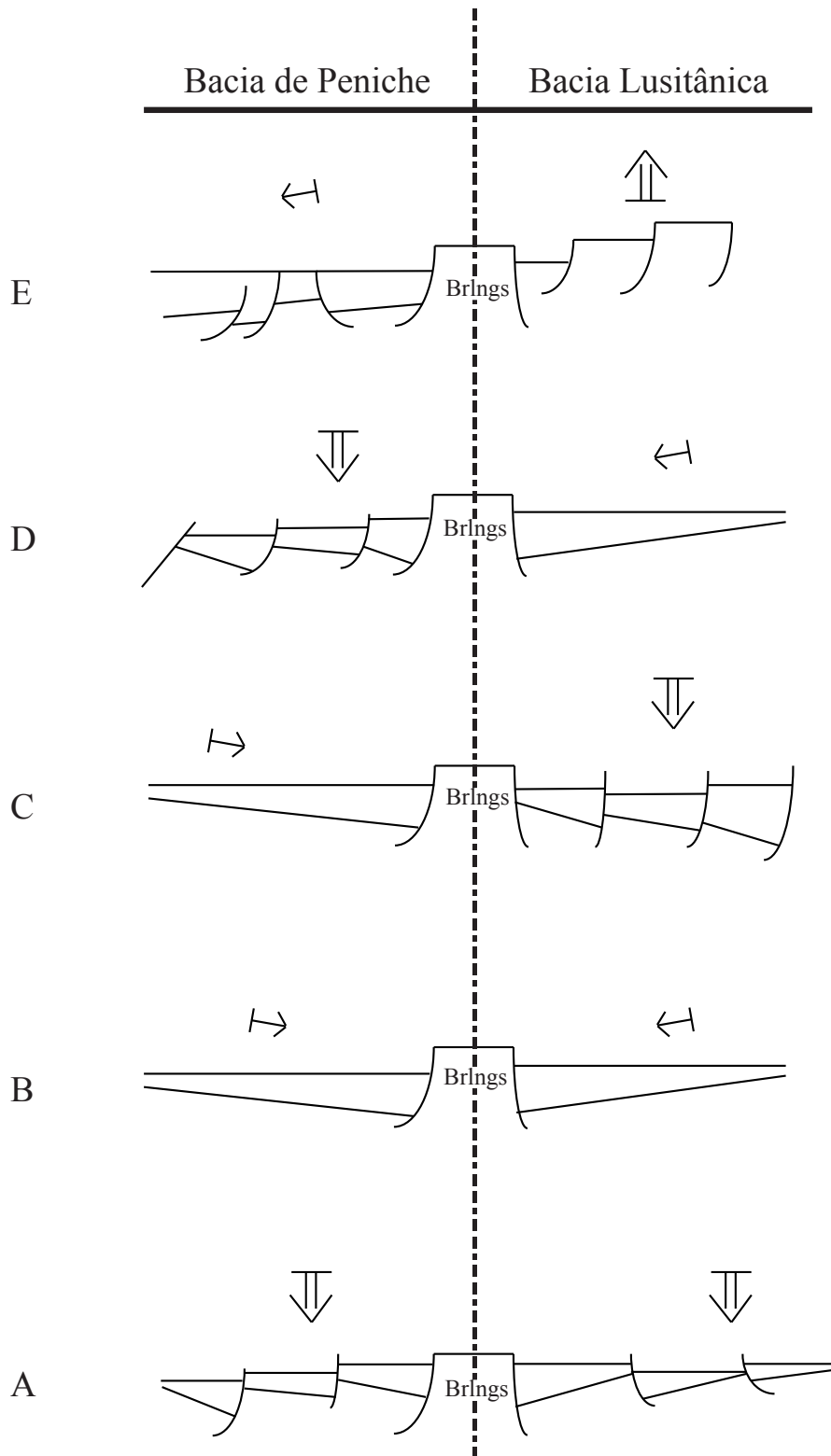


Figura 7.5 – Modelo evolutivo proposto para a evolução da Bacia Lusitânica e da Bacia de Peniche. A – 1ª fase de rifting (Triásico Superior); B – Fase de subsidência em rampa (Jurássico Inferior e Médio); C – 2ª fase de rifting na Bacia Lusitânica e continuação da subsidência em rampa na Bacia de Peniche (Jurássico Superior); D – 2ª fase de rifting na Bacia de Peniche e passagem para subsidência em rampa na Bacia Lusitânica (Cretácico Inferior); E – Inversão da Bacia Lusitânica e da Bacia de Peniche e continuação subsidência em rampa na Bacia de Peniche (Cretácico Superior).

Capítulo 8 – Conclusões e Trabalho Futuro

8.1 – Conclusões

O desenvolvimento desta dissertação contribuiu essencialmente para a evolução do conhecimento dos factores fundamentais na evolução da maturação dos intervalos com potencial de geração de hidrocarbonetos do Jurássico da Bacia Lusitânica.

A utilização de uma metodologia com componentes muito diversas, desde relatórios de poço, *backstripping* de sondagens, geoquímica orgânica e modelação térmica, permite uma análise integradora do conhecimento científico-académico, uma vez que as indústrias petrolíferas integram todas estas componentes já há muitos anos.

Seguidamente é apresentado um sumário das principais conclusões atingidas durante o desenvolvimento desta dissertação:

- I) A subsidência evoluiu de forma distinta consoante o sector considerado da Bacia Lusitânica. Apresenta uma evolução mais regular no Sector Norte e no Sector Sul, enquanto no Sector Central apresenta uma história mais complexa, relacionada com a forte deposição sedimentar durante o Jurássico Superior;
- II) Os factores de estiramento do Triásico Superior são mais elevados do que os do Jurássico Superior, com excepção dos poços presentes nas sub-bacias da Arruda e Bombarral do sector Central;
- III) As taxas de sedimentação do Jurássico Superior no Sector Central são muito superiores às dos restantes sectores, induzindo uma história de subsidência mais complexa neste sector da Bacia Lusitânica;
- IV) Enquanto o potencial gerador do Jurássico Inferior tem uma distribuição paleogeográfica que favorece as áreas mais setentrionais, a Formação de Cabaços (Jurássico Superior) pode ser considerada como potencial gerador na sua totalidade, a uma escala regional, uma vez que devido à sua complexidade deposicional apresenta intervalos com potencial de geração em toda a sua espessura, com excepção da transição, gradual, para a Formação de Montejuento;
- V) Os intervalos geradores do Jurássico Inferior encontram-se na janela de maturação de hidrocarbonetos em todos os sectores da Bacia Lusitânica (gás para Cp-1 e Fx-1 e petróleo para os restantes), enquanto os do Jurássico Superior

apenas se encontram maduros para petróleo no Sector Central, estando imaturos nos restantes sectores;

- VI) Mais que a subsidência, o fluxo de calor é o factor com maior importância na evolução da maturação dos intervalos geradores na Bacia Lusitânica, apresentando sempre grande importância em todos os sectores. No Sector Norte é também extremamente importante contabilizar e modelar o enchimento anterior ao evento erosivo do Aptiano, enquanto no Sector Sul as taxas de sedimentação do Cenozóico poderão ser importantes e no Sector Central são as taxas de sedimentação do Jurássico Superior que desempenham um papel fundamental;
- VII) Os *timings* de entrada nas janelas de maturação máxima estão intimamente relacionados com o fluxo de calor em todos os sectores da Bacia Lusitânica;
- VIII) Devido à convergência e similaridade de processos genéticos com a evolução da Bacia de Peniche, também nesta bacia é perfeitamente plausível que os potenciais níveis geradores se encontrem nas janelas de maturação de hidrocarbonetos.

8.2 – Trabalho Futuro

A continuação da aplicação da metodologia desenvolvida nesta dissertação é importante de forma a perceber, cada vez melhor, os factores preponderantes na evolução térmica de uma bacia sedimentar, com potencial petrolífero como a Bacia Lusitânica.

Aconselha-se a aplicação desta metodologia a um maior número de poços na Bacia Lusitânica, de forma a comprovar as considerações aqui realizadas, principalmente no que respeita à utilização do PetroMod 2D. Seria extremamente interessante a sua utilização nas principais linhas regionais da Bacia Lusitânica, de forma a comparar as variações entre sectores.

Recomenda-se igualmente a realização de estudos mais aprofundados sobre o regime térmico da Bacia Lusitânica ao longo do tempo, já que se apresenta como o principal factor na evolução da maturação dos intervalos geradores de hidrocarbonetos. Concomitantemente poder-se-á aprofundar os conhecimentos sobre os eventos erosivos ocorridos na Bacia Lusitânica, de forma a constranger ao máximo os parâmetros na modelação.

As metodologias descritas poderão também ser aplicadas a outras bacias da fachada Ibérica, como a Bacia de Peniche e a Bacia do Alentejo, sendo porém necessário informações mais objectivas do seu preenchimento sedimentar, nomeadamente a partir de poços (estratigráficos ou exploratórios). Actualmente, com os estudos de prospecção de hidrocarbonetos em curso nestas duas bacias acabar-se-á, certamente, por realizar um poço exploratório que permitirá acentuar o conhecimento daquelas duas bacias sedimentares. Desta forma poder-se-á aplicar a metodologia aqui proposta com segurança, assim como a realização de modelos de maturação em linhas sísmicas 2D, ou até mesmo em cubos tridimensionais 3D.

Referências Bibliográficas

- Altermann, W. & Nelson, D.R. (1998) – Sedimentation rates, basin analysis and regional correlations of three Neoproterozoic and Paleoproterozoic sub-basins of the Kaapvaal craton as inferred from precise U-Pb zircon ages from volcanoclastic sediments. *Sedimentary Geology*, **120**, pp 225-256.
- Alves, T.M., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W. & Monteiro, J.H. (2002) – Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). *Marine and Petroleum Geology*, **19**, pp 727-754.
- Alves, T.M., Manuppella, G., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W. & Monteiro, J.H. (2003) – The depositional evolution of diapir- and fault-bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. *Sedimentary Geology*, **162**, pp 273-303
- Alves, T.M., Moita, C., Cunha, T., Ullnaess, M., Myklebust, R., Monteiro, J.H. & Manuppella, G. (2009) – Diachronous evolution of Late Jurassic-Cretaceous continental rifting in the northeast Atlantic (west Iberian margin). *Tectonics*, **28**, TC4003, doi:10.1029/2008TC002337
- Alves, T.M., Moita, C., Sandnes, F., Cunha, T., Monteiro, J.H. & Pinheiro, L.M. (2006) – Mesozoic-Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin, *AAPG Bulletin*, **90**, pp 31-60.
- Athy, L.F. (1930) – Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *AAPG Bulletin*, **14**, pp 1-24.
- Atlantis (2010) – *Modelo Geológico Evolutivo para os Riftes Marinhos do Jurássico da Bacia Lusitânica (Portugal)*. Relatório n.publ., petrobras - ufs/fapese - uc/ipn - ul/ffcul.
- Azerêdo, A.C. (1988) – Calcareous debris-flow as evidence for a distally steepened carbonate ramp in west-central Portugal. *Comunicações Serviços Geológicos Portugal*, **74**, pp 56-67.
- Azerêdo, A.C. (1993) – Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia. Tese de Doutorado (n. publ.), Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal, 366 pp.
- Azerêdo, A.C. (1998) – Geometry and facies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, west-central Portugal. In: Wright, V.P & Burchette, T. (Eds.) – Carbonate ramps. *Geological Society of London Special Publications*, **149**, pp 281-314.
- Azerêdo, A.C., Duarte, L.V., Henriques, M.H. & Manuppella, G. (2003) – Da dinâmica continental do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos de Geologia de Portugal*, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43 pp, 7 estampas.
- Azerêdo, A.C., Ramalho, M.M. & Wright, V.P. (1998) – The Middle-Upper Jurassic disconformity in the Lusitanian Basin, Portugal: preliminary facies analysis and evidence for palaeoclimatic fluctuation. *Cuadernos de Geologia Ibérica*, **24**, pp 99-119.

- Azerêdo, A.C.; Wright, V.P. & Ramalho, M.M. (2002) – The middle-late Jurassic forced regression and unconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, **49** (6), pp 1339-1370.
- Barbosa, B.P. (1995) – Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo. Relações com o eustatismo e a tectónica. Tese de Doutoramento (n. publ), Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal, 253 pp.
- Barbosa, B.P., Pena dos Reis, R. & Cunha, P. Proença (1990) – Proposal of correlation of the main tertiary infill episodes in the northern margin of Baixo Tejo Basin (Tomar region). *6th Meeting of the European Geological Societies*, Lisboa, pp 9-10.
- Barrel, J. (1917) – Rhythms and measurements of geologic time. *Geological Society of America Bulletin*, **28**, pp 745-904
- Baur, F., Littke, R., Wielens, H., Lampe, C. & Fuchs, T. (2010) – Basin modeling meets rift analysis – A numerical modeling study from the Jeanne d'Arc basin, offshore Newfoundland, Canada. *Marine and Petroleum Geology*, **27**, pp 585-599.
- Beicip (1996) – *Geochemical evaluation of the Lusitanian and Porto Basins*. Relatório n.publ., DPEP.
- Belaid, A., Krooss, B.M. & Littke, R. (2010) – Thermal history and source rock characterization of a Paleozoic section in the Awbari Trough, Murzuq Basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, **27**, pp 612-632.
- Bond, G.C. & Kominz, M.A. (1984) – Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of break-up, and crustal thinning. *Geological Society of America Bulletin*, **95**, pp 155-173
- Bordenave, M.L., Espitalié, J., Leplat, P., Oudin, J.L. & Vandenbroucke, M. (1993) – Screening techniques for source rock evaluation. In: Bordenave, M.L. (Eds) – Applied Petroleum Geochemistry. *Éditions Technip*, pp 217-278.
- Carvalho, J., Matias, H., Torres, L., Manupella, G., Pereira, R. & Mendes-Victor, L. (2005) – The structural and sedimentary evolution of the Arruda and Lower Tagus sub-basins, Portugal. *Marine and Petroleum Geology*, **22**, pp 427-453.
- Claypool G. E. and Kvenvolden K. A. (1983) – Methane and other hydrocarbon gases in marine sediments. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **11**, pp 299-327.
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1992) – Síntese da evolução geodinâmica e paleogeográfica do sector Norte da Bacia Lusitânica, durante o Cretácico e Terciário. *III Congreso Geológico de España e VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, pp 107-112
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1995) – Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin. *Cretaceous Research*, **16**, pp 155-170.
- Cunha, P. Proença (1992) – Establishment of unconformity-bounded sequences in the Cenozoic record of the western Iberian margin and synthesis of the tectonic and

- sedimentary evolution in central Portugal during Neogene. *First Congress R.C.A.N.S. - "Atlantic General Events During Neogene"*, Lisboa, pp 33-35.
- Cunha, P. Proença (2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal Central: importância na interpretação de processos antigos. *Ciências da Terra*, **14**, pp 145-154.
- Cunha, P. Proença, Pimentel, N. & Insua Pereira, D. (2000) – Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal-Turoliano. *Ciências da Terra*, **14**, pp 61-72.
- Cunha, T. (2008) – *Gravity anomalies, Flexure and the thermo-mechanical evolution of the West Iberia Margin and its conjugate of Newfoundland*. Tese de Douturamento (n. publ.), Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Wolfson Universidade de Oxford, Inglaterra, 406 pp.
- Dow, W.G. (1978) – Kerogen studies and geological interpretations. *Journal of Geochemical Exploration*, **7**, pp 79-99.
- Duarte, L.V. & Soares, A.F. (2002) – Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, **89**, pp 135-154.
- Duarte, L.V. (2007) – Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin, Portugal. *Ciências da Terra*, **16**, pp 17-23.
- Duarte, L.V., Perilli, N., Antonioli, L., Rodrigues, R., Cabral, M.C., Dino, R. & Azerêdo, A.C. (2006) – Evidências sedimentológicas, geoquímicas (COT) e micropaleontológicas nas fácies betuminosas do Sinemuriano terminal de Água de Madeiros (Portugal). *VII Congresso Nacional de Geologia*, Évora, pp 633-636.
- Duarte, L.V., Rodrigues, R., Oliveira, L.C.V. & Silva, F (2005) – Avaliação preliminar das variações do carbono orgânico total nos sedimentos do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *XIV Semana da Geoquímica – VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Aveiro, pp 39-42.
- Duarte, L.V., Silva, R.L., Oliveira, L.C.V., Comas-Rengifo, M.J. & Silva, F. (2010) – Organic-rich fácies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian Basin, Portugal: Total organic carbon distribution and relation to transgressive-regressive facies cycles. *Geologica Acta*, **8** (3), pp 325-340.
- Duarte, L.V., Wright, V.P., Fernández-López, S., Elmi, S., Krautter, M., Azerêdo, A., Henriques, M.H., Rodrigues, R. & Perilli, N. (2004) – Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin (Portugal): facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In: Duarte, L.V & Henriques, M.H. (Eds.) – Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia. *23rd IAS Meeting of Sedimentology – Coimbra 2004, Sedimentology and Society*, Field Trip Guidebook, **1**, pp 47-60.
- Einsele, G. (1992) – Sedimentary Basins. Evolution, facies and sedimentary budget. *Springer Verlag*, Berlin, 628 pp.

- Fernandes, A.R.B. (2009) – *Controlo estrutural e evolução tectónica dos diápiros salíferos na Bacia Lusitânica*. Tese de Mestrado (n. publ), Departamento de Geologia, Universidade de Lisboa, Portugal, 87 pp.
- Frielingsdorf, J., Aminul Islam, S., Block, M., Mizanur Rahman, M. & Golam Rabbani, M. (2008) – Tectonic subsidence modelling and Gondwana source rock hydrocarbon potential, Northwest Bangladesh Modelling of Kuchma, Singra and Hazipur wells. *Marine and Petroleum Geology*, **25**, pp 553-564.
- Hakimi, M.H., Abdulah, W.H. & Shalaby, M.R. (2010) – Organic geochemistry, burial history and hydrocarbon generation modeling of the Upper Jurassic Madbi Formation, Masila Basin, Yemen. *Journal of Petroleum Geology*, **33**(4), pp 299-318.
- Hantschel, T. & Kauerauf, A.I. (2009) – Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. *Springer Verlag*, Berlin, 485 pp.
- Hill, G (1988) – The sedimentology and lithostratigraphy of the upper Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal. Tese de Doutoramento (n. publ.), Open University, Inglaterra, 292 pp.
- Horsfield, B. & Rullkötter, J. (1994) – Diagenesis, Catagenesis, and Metagenesis of Organic Matter. In: Magoon, L.B, Dow, W.G. (Eds) – The Petroleum System – From Source to Trap. *AAPG Memoirs*, 62, pp 189-200.
- Kuhn, P.P., Echtler, H., Littke, R. & Alfaro, G. (2010) – Thermal basin modeling of the Arauco forearc basin, south central Chile – Heat flow and active margin tectonics. *Tectonophysics*, **495**, pp 111-128.
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, a. F., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P. & Martins, L. (2006) – A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J.C. (Eds) – *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, pp 317-368.
- Kullberg, J.C.R. (2000) – *Evolução tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana*. Tese Doutoramento (n. publ.), Universidade Nova de Lisboa, Portugal, 280 pp.
- Kullberg, M.C., Kullberg, J.C. & Terrinha, P. (2000) – Tectónica da Cadeia da Arrábida. In: Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida. *Mem. Geociências Museu Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa*, **2**, p. 35-84.
- Le Pichon, X. & Sibuet, J.C. (1981) – Passive Margins: A model of formation. *Journal of Geophysical Research*, **86** (B5), pp 3708-3720.
- Leewan, M.D. (1997) – Experiments on the role of water in petroleum formation. In: Seewald, J.S. (2003) - Organic–inorganic interactions in petroleum-producing sedimentary basins. *Nature*, **426**, pp 327-333.
- Leinfelder, R.R. (1993) – A sequence stratigraphic approach to the Upper Jurassic mixed carbonate-siliciclastic succession of the central Lusitanian Basin, Portugal. *Profil*, **5**, pp 119-140.
- Lin, A.T., Watts, A.B. & Hesselbo, S.P. (2003) – Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. *Basin Research*, **15**, pp 453-478.

- Lomholt, S., Rasmussen, E., Andersen, C., Vejbæk, O.V., Madsen, L. & Steinhardy, H. (1996) – Seismic interpretation and mapping of the Lusitanian Basin, Portugal. Relatório final (n. publ.) Projecto Milupobas, GEUS, Copenhaga, 8 volumes.
- Lutz, R., Littke, R., Gerling, P. & Bönemann, C. (2004) – 2D numerical modeling of hydrocarbon generation in subducted sediments at the active continental margin of Costa Rica. *Marine and Petroleum Geology*, **21**, pp 753-766.
- Martins, L., Miranda, R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Munhá, J., Terrinha, P., Youbi, N. & Bensalah, K. (2010) – Mesozoic magmatism at the West Iberian Margins: timing and Geochemistry. *II Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference*, Lisboa, pp 172-175.
- Matos, V.G.A.E – Estudo de palinofácies e de fácies orgânica de uma sequência sedimentar do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica. Tese de Mestrado (n. publ), Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Portugal, 124 pp.
- Mckenzie, D. (1978) – Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, pp 25-32.
- Miranda, R., Valadares, V., Terrinha, P., Mata, J., Azevedo, M.R., Gaspar, M., Kullberg, J.C. & Ribeiro, C. (2009) – Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Research*, **30** (3), pp 575-586.
- Montenat, C., Guery, F., Jamet, M. & Berthou, P. Y. (1988) – Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, **103**, pp 757-775.
- Mouterde, R., Rocha, R.B., Ruget, C. & Tintant, H. (1979) – Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciências da Terra*, **5**, pp 29-52.
- Palain, C. (1976) – Une série détritique terrigène. Les “Grés de Silves”: Trias et Lias inférieur du Portugal. *Memórias Serviços Geológicos de Portugal*, **25**, 377 pp.
- Parsons, B. & Sclater, J.G. (1977) – An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, **82** (5), pp 803-827.
- Pena dos Reis, R. & Cunha, P. Proença (1989) – Comparacion de los rellenos terciários en dos regiones del borde occidental del Macizo Hesperico (Portugal Central). *II Congreso Geológico de España*, Granada, pp 149-152.
- Pena dos Reis, R. & Pimentel, N.L. (2010a) – Sistemas Petrolíferos no on-shore da Bacia Lusitânica - uma visão geológica integradora. In: “Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História”, *Associação Portuguesa Geólogos*, Volume II (I), pp. 143-156.
- Pena dos Reis, R. & Pimentel, N.L. (2010b) – Field-Trip Guidebook, Lusitanian Basin (Portugal). *II Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference*, Lisboa, 59 pp.
- Pena dos Reis, R., Dinis, J.L., Cunha, P.P. & Trincão, P. (1996) – Upper Jurassic Sedimentary Infill and Tectonics of the Lusitanian Basin (Western Portugal). *GeoRes. Forum*, **1-2**, pp 377-386.
- Pena dos Reis, R., Pimentel, N. & Bueno, G. (2008) – *III Curso de Campo na Bacia Lusitânica (Portugal)*, Roteiro. Coimbra, 135 pp.

- Pena dos Reis, R., Pimentel, N. & Garcia, A.J.V. (2012 *in press*) – A Bacia Lusitânica (Portugal): análise estratigráfica e evolução geodinâmica. *Boletim de Geociências da Petrobras*.
- Pena dos Reis, R.B., Corrochano, A., Bernardes, C.A., Cunha, P.M.R.R. Proença, Dinis, J.L. (1992) – O Meso-Cenozóico da Margem Atlântica Portuguesa. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, pp 115-138.
- Pepper, A.S. & Corvi, P.J. (1995) – Simple kinetic models of petroleum formation. Part I: oil and gas generation from kerogen. *Marine and Petroleum Geology*, **12** (3), pp. 291-319.
- Pereira, R. & Alves, T.M. (2011) – Margin segmentation prior to continental break-up: a seismic-stratigraphic record of multiphased rifting in the North Atlantic (Southwest Iberia). *Tectonophysics*, **505**, pp 17-34.
- Peters, K.E. & Cassa, M.R. (1994) – Applied Source Rock Geochemistry. In: Magoon, L.B, Dow, W.G. (Eds) – The Petroleum System – From Source to Trap. *AAPG Memoirs*, **62**, pp 93-120.
- Philp, R.P. (2003) – Formation and Geochemistry of Oil and Gas. *Treatise on Geochemistry*, **7**, pp 223-256.
- Pinheiro, L.M., Wilson, R.C.L., Reis, R.P., Whitmarsh, R.B. & Ribeiro, A. (1996) – The western Iberian margin: A geophysical and geological overview. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, **149**, pp 3-23.
- Pitman, W.C.III. (1978) – Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geological Society of America Bulletin*, **89**, pp 1389-1403.
- Plotnick, R.E. (1986) – A fractal model for the distribution of stratigraphic hiatuses. *Journal of Geology*, **94** (6), pp 885-890.
- Price, L. C. (1993) – Thermal stability of hydrocarbons in nature: Limits, evidence, characteristics and possible controls. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, pp 3261-3280.
- Rasmussen, E.S., Lomholt, S., Andersen, C. & Vejbaek, O.V. (1998) – Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, **300**, pp 199-225.
- Rey, J. & Dinis, J.H. (2004) – Shallow marine to fluvial Lower Cretaceous of central Portugal: sedimentology, cycles and controls. In: Dinis, J.H. & Cunha, P.P. (Eds.) – Cretaceous and Cenozoic Events in West Iberia Margins. *23rd IAS Meeting of Sedimentology – Coimbra 2004, Sedimentology and Society, Field Trip Guidebook*, **2**, pp 7-35.
- Rey, J., Dinis, J.H., Callapez, P & Cunha, P.P. (2006) – Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal. *Cadernos de Geologia de Portugal*, INETI, Lisboa, 71 pp.
- Ribeiro, A. (coord.) *et al.* (1996) – *Tectonics of the Lusitanian Basin*. Relatório final (n. publ.) Projecto Milupobas, Lisboa, 1 volume + anexos.

- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F.M., Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979) – Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 114 pp.
- Rocha, R.B. & Soares, A.F. (1984) – Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. *Memórias e Notícias*, **97**, pp 133-142.
- Rocha, R.B., Marques, J. & Soares, A.F. (1990) – Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias-Aalénien). *Cahiers Univ. Cathol. Lyon, sér. Sci.*, **4**, pp 121-126.
- Royden, L. & Keen, C.E. (1980) – Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planetary Science Letters*, **51**, pp 343-361.
- Rubey, W.W. & Hubbert, M.K. (1960) – Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: II. Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis, *Geological Society of America Bulletin*, **60**, pp 167-205.
- Sadler, P.M. (1981) – Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology*, **89**, pp 569-584.
- Santos, F.O., Mendes, M., Russo, J., Pimentel, N. & Pena dos Reis, R. (2010) – Modeling of the Jurassic and Cretaceous erosive stages in the Lusitanian Basin. *II Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference*, Lisboa, pp. 249-255.
- Schlager, W., Marsal, D., van der Geest, P.A.G. & Sprenger, A. (1998) – Sedimentation rates, observation span, and the problem of Spurious Correlation. *Mathematical Geology*, **30** (5), pp 547-556.
- Sclater, J.G. & Christie, P.A.F. (1980) – Continental stretching: An explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Journal of Geophysical Research*, **87** (B7), pp 3711-3739.
- Seewald, J.S. (2001) – Aqueous geochemistry of low molecular weight hydrocarbons at elevated temperatures and pressures. In: Seewald, J.S. (2003) - Organic-inorganic interactions in petroleum-producing sedimentary basins. *Nature*, **426**, pp 327-333.
- Seewald, J.S. (2003) – Organic-inorganic interactions in petroleum-producing sedimentary basins. *Nature*, **426**, pp 327-333.
- Silva, F., Duarte, L.V., Oliveira, L.C.V., Comas-Rengifo, M.J. & Rodrigues, R. (2006) – A Formação de Vale das Fontes no sector norte da Bacia Lusitânica (Portugal): caracterização e avaliação preliminar da distribuição do Carbono Orgânico Total. *VII Congresso Nacional de Geologia*, Évora, pp 669-672.
- Soares, A. F., Fonseca Marques, J. & Rocha, R.B. (1985) – Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. de Coimbra*, **100**, pp 41-71.
- Soares, A.F., Rocha, R.B., Elmi, S., Henriques, M.H., Mouterde, R., Almeras, Y., Ruget, C., Marques, J., Duarte, L., Carapito, C. & Kullberg, J.C. (1993) – Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". *C. R. Acad. Sci. Paris*, **317**, pp 1659-1666.

- Spigolon, A.L.D. (2010) – *Avaliação do potencial petrolífero da Bacia Lusitânica*. Relatório não publicado, Projecto Atlantis “Modelo Geológico Evolutivo para os riftes marinhos do Jurássico da Bacia Lusitânica (Portugal)”, 16 pp.
- Spigolon, A.L.D., Bueno, G.V., Pena dos Reis, R., Pimentel, N. & Matos, V.G.A.E. (2010) – The Upper Jurassic Petroleum System: evidence of secondary migration in carbonate fractures of Cabaços Formation, Lusitanian Basin. *II Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference*, Lisboa, pp 274-278.
- Stapel, G., Cloetingh, S. & Pronk, B. (1996) – Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin (western Iberia margin). *Tectonophysics*, **266**, pp 493-507.
- Steckler, M.S. & Watts, A.B. (1978) – Subsidence of the Atlantic-type margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, **41**, pp 1-13.
- Stewart, J., Watts, A.B. & Bagguley, J.G. (2000) – Three-dimensional subsidence analysis and gravity modeling of the continental margin offshore Namibia. *Geophysical Journal International*, **141**, pp 724-746.
- Sweeney, J.J. & Burnham, A.K. (1990) – Evaluation of a Simple Model of Vitrinite Reflectance Based on Chemical Kinetics. *AAPG Bulletin*, **74** (10), pp 1559-1570.
- Teixeira, B.A. (2010) – *Thermal evolution and modelling of the organic matter maturation in the Lusitanian Basin, Western Iberia, Portugal*. In: Relatório BII Model-Bas – Modelação estratigráfica do preenchimento de bacias, Centro de Geologia FCUL (n. publ.), pp 19-43.
- Teixeira, B.A., Pimentel, N. & Pena dos Reis, R. (2011) – Ensaio de modelação sobre maturação da matéria orgânica da Bacia Lusitânica, Portugal. *I Congresso Nacional Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2011*, Estremoz, pp 47-51.
- Teixeira, B.A., Pimentel, N. & Pena dos Reis, R. (2012 *in press*) – Modelagem 1D e 2D da evolução térmica da matéria orgânica nos setores Norte e Central da Bacia Lusitânica, Portugal. *Boletim de Geociências da Petrobras*.
- Tissot, B.P., Pelet, R. & Ungerer, P.H. (1987) – Thermal history of sedimentary basins, maturation indices and kinetics of oil and gas generation. *AAPG Bulletin*, **71**, pp 1445-1466.
- Tissot, B.P. & Welte, D.H. (1984) – Petroleum Formation and Occurrence. *Springer Verlag*, Berlin, 699 pp.
- Tissot, B.P., Durand, B., Espitalié, J. & Combaz, A. (1974) – Influence of the nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. *AAPG Bulletin*, **58**, pp 499-506.
- Uphoff, T. L. (2005) – Subsalt (pre-Jurassic) exploration play in the northern Lusitanian basin of Portugal. *AAPG Bulletin*, **89** (6), pp 699-714.
- Vandenbroucke, M., Bordenave, M.L. & Durand, B. (1993) – Transformation of organic matter with increasing burial of sediments and the formation of petroleum in source rocks. In: Bordenave, M.L. (Eds) – Applied Petroleum Geochemistry. *Éditions Technip*, pp 103-121.

- Watts, A.B. & Ryan, W.B.F. (1976) – Flexure of the lithosphere and continental margins basins. *Tectonophysics*, **36**, pp 25-44.
- Watts, A.B. & Steckler, M.S. (1979) – Subsidence and eustacy at the continental margin of North America. In: Cunha, T. (2008) – *Gravity anomalies, Flexure and the thermo-mechanical evolution of the West Iberia Margin and its conjugate of Newfoundland*. Tese de Douturamento (n. publ.), Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Wolfson Universidade de Oxford, Inglaterra, 406 pp.
- Watts, A.B., Karner, G.D. & Steckler, M.S. (1982) – Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Philosophical Transactions of the Royal society of London. Series A*. **305**, 1489, pp 249-281.
- Welte, D.H. & Yalcin, M.N. (1988) – Basin modeling: a new comprehensive method in petroleum geology. *Organic Geochemistry*, **13** (1-3), pp 141-151.
- Welte, D.H. & Yuckler, M.A. (1981) – Petroleum origin and accumulation in basin evolution – a quantitative model. *AAPG Bulletin*, **65**, pp 1387-1396.
- Wilson, R. C. L., Hiscott, R. N., Willis, M. G., & Gradstein, F. M. (1989) – The Lusitanian basin of west-central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphy, and subsidence history. *AAPG Memoir*, **46**, pp 341-361.
- Wilson, R.C.L. (1979) – A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. *Ciências da Terra*, **5**, pp 53-85.
- Wilson, R.C.L. (1988) – Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. *Rev. Soc. Geol. España*, **1**, pp. 393-407.
- Wright, V.P. & Wilson, R.C.L. (1984) – A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**, pp 394-412.
- Wygrala, B.P. (1989) – *Integrated study of an oil field in the southern Po basin, northern Italy*. Tese de Douturamento (n. publ.), Centro de Investigação Nuclear Juelich 2313, Universidade de Colónia, Alemanha, 217 pp.

Anexo A

No presente anexo encontram-se todos os modelos realizados em PetroMod. Os parâmetros principais encontram-se descritos nas legendas de cada uma das figuras dos modelos. São igualmente apresentados os gráficos de calibração, baseados na reflectância da vitrinite (%Ro), de todos os modelos, de cada um dos poços.

A.1 – Poço 14 A-1

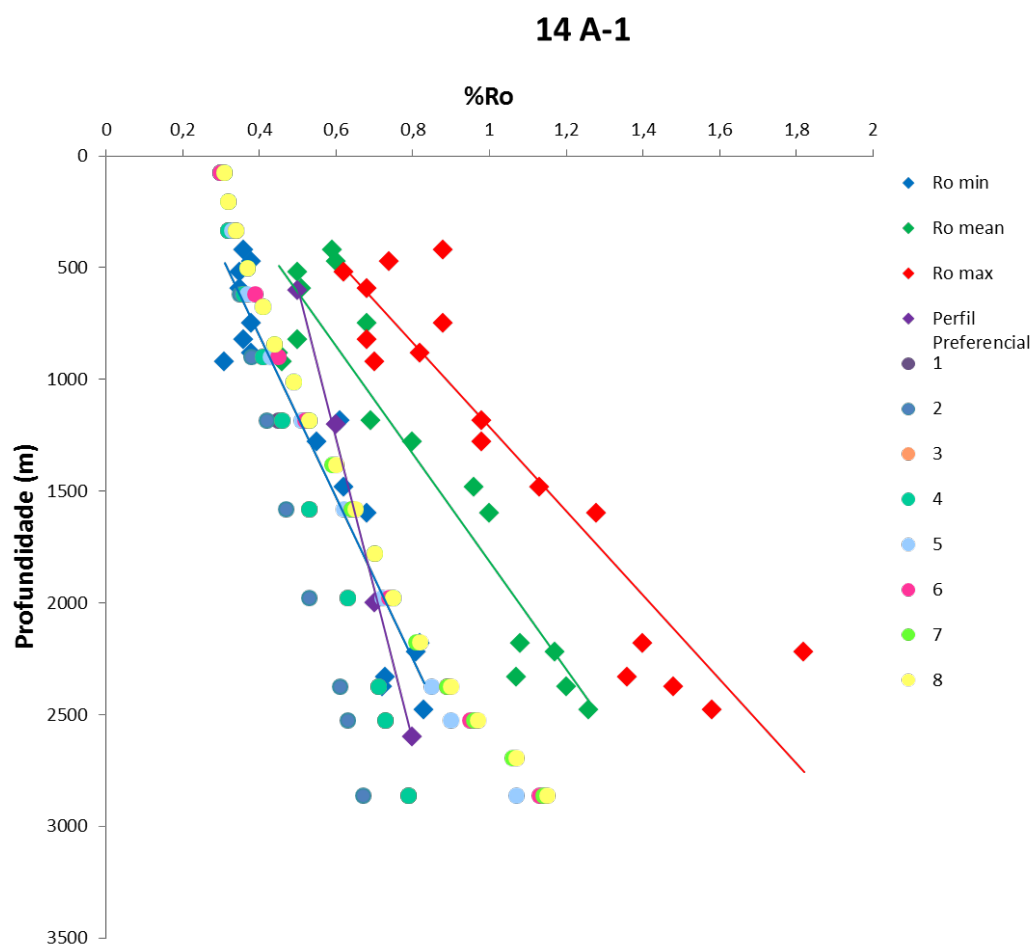


Figura A.1 - Calibração dos modelos de PetroMod do poço 14 A-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.

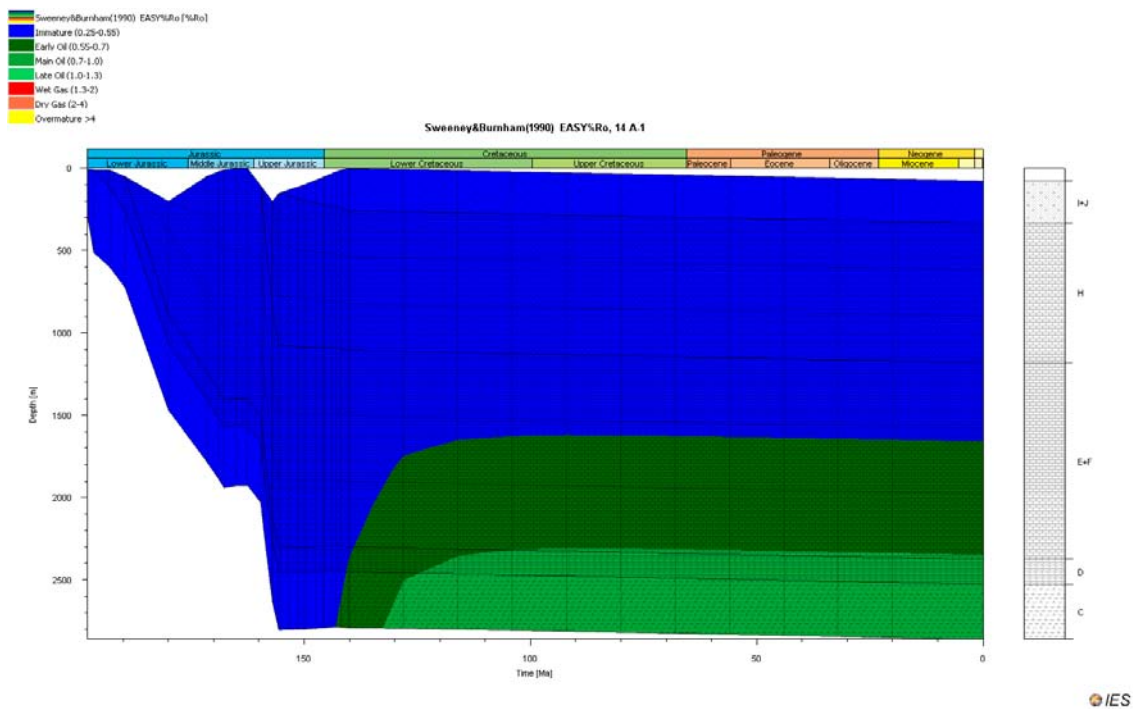


Figura A.2 - História de enterramento do modelo 1 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1,06$, $\gamma=2,12$ e rifte Jurássico Superior. Modelo sem erosão.

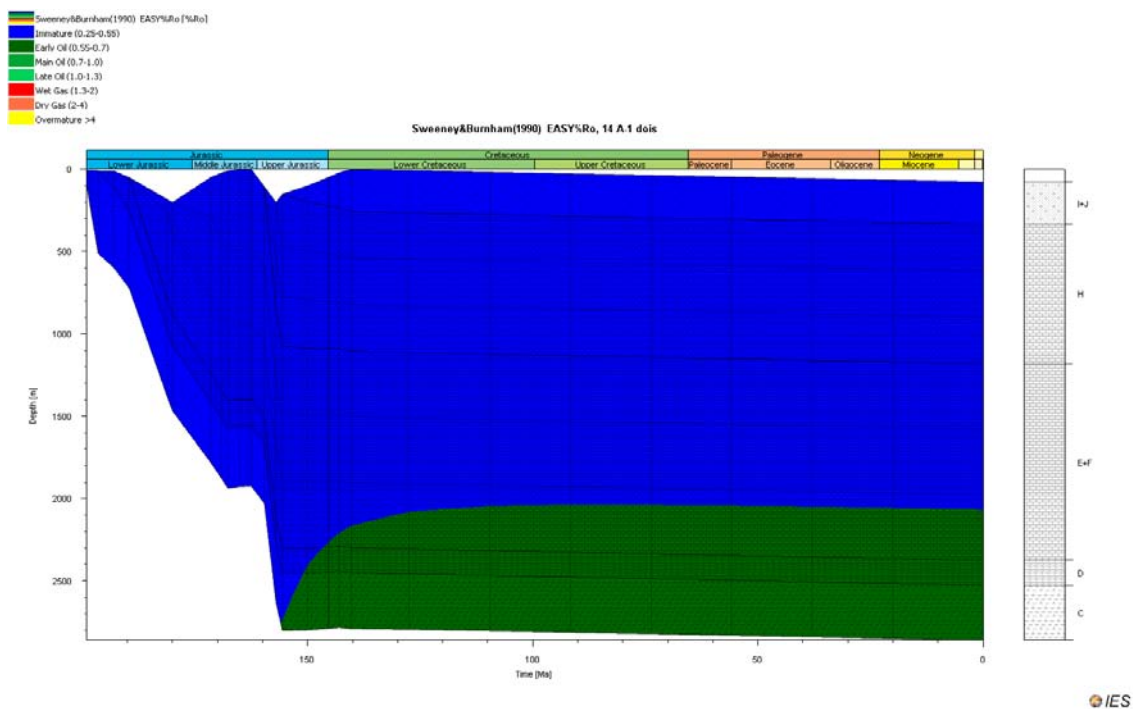


Figura A.3 - História de enterramento do modelo 2 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1,18$, $\gamma=2,36$ e rifte Triásico Superior. Modelo sem erosão.

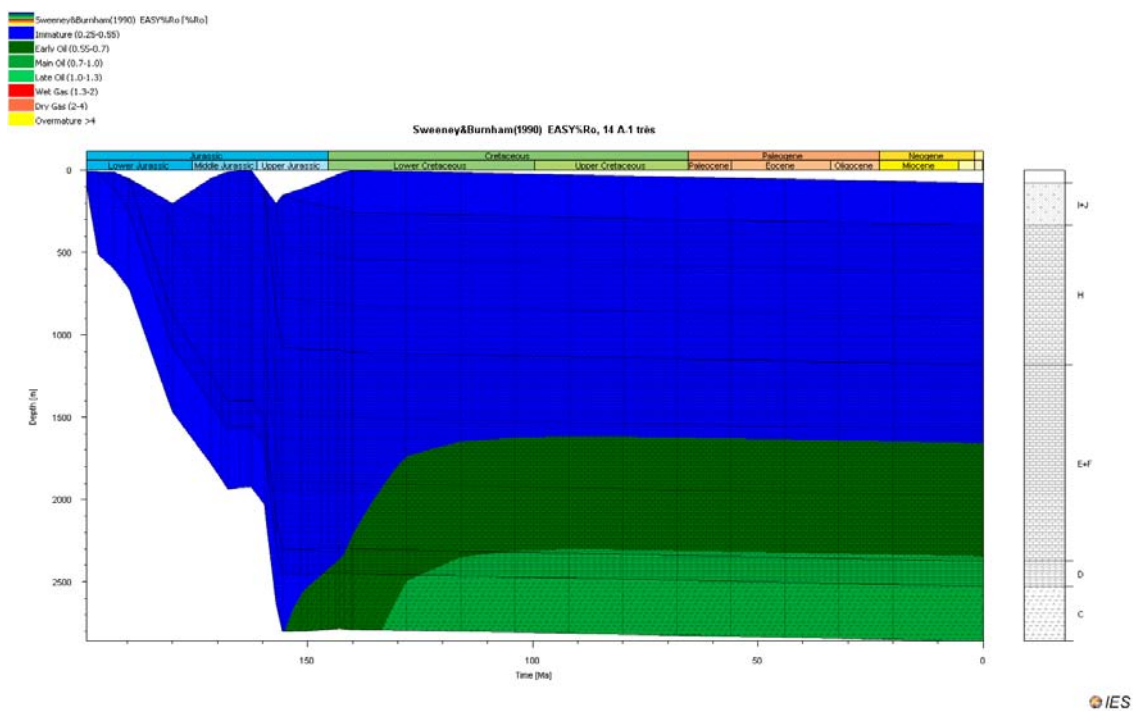


Figura A.4 - História de enterramento do modelo 3 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.06$, $\gamma=2.12$ para o rifte Jurássico Superior e $\beta=1.18$, $\gamma=2.36$ para o rifte Triássico Superior. Modelo sem erosão.

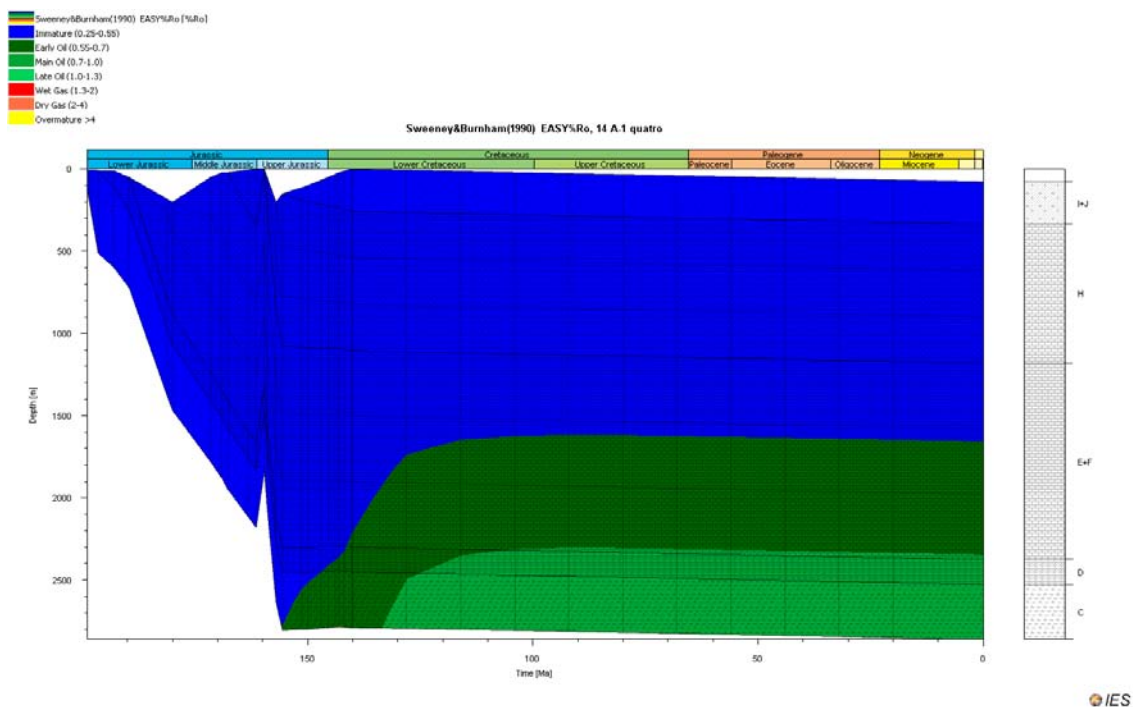


Figura A.5 - História de enterramento do modelo 4 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.06$, $\gamma=2.12$ para o rifte Jurássico Superior e $\beta=1.18$, $\gamma=2.36$ para o rifte Triássico Superior. Erosão 343 m no Caloviano.

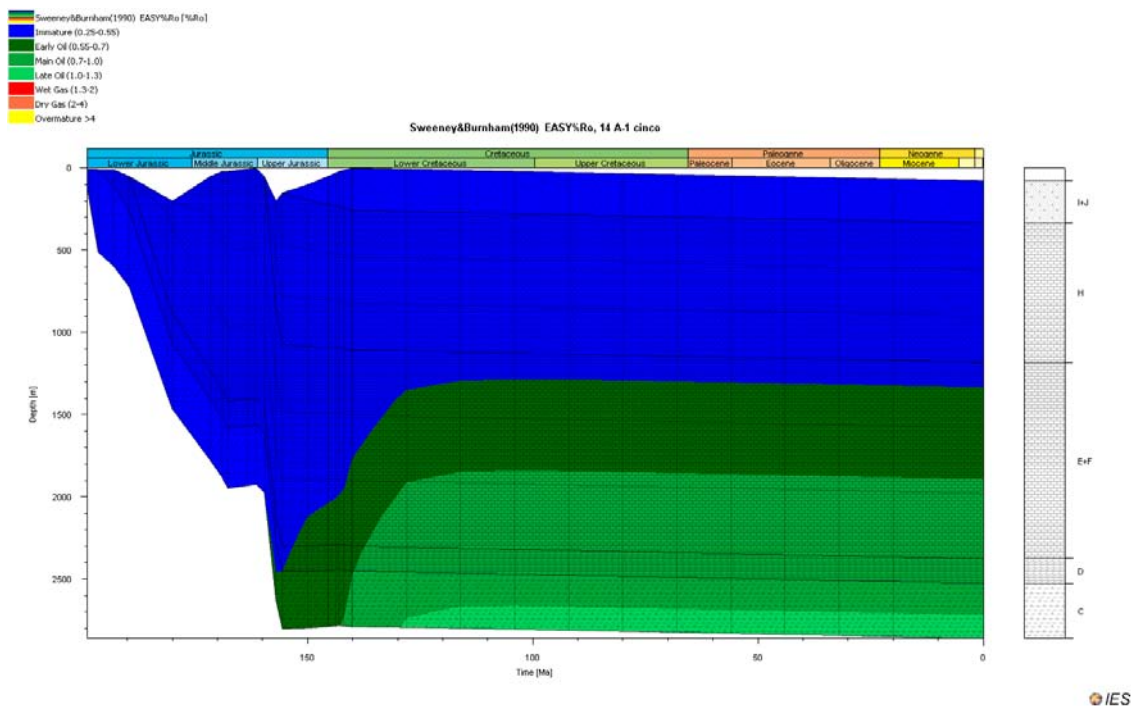


Figura A.6 - História de enterramento do modelo 5 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte Jurássico Superior e $\beta=1.18$, $\gamma=3.54$ para o rifte Triássico Superior. Modelo sem erosão.

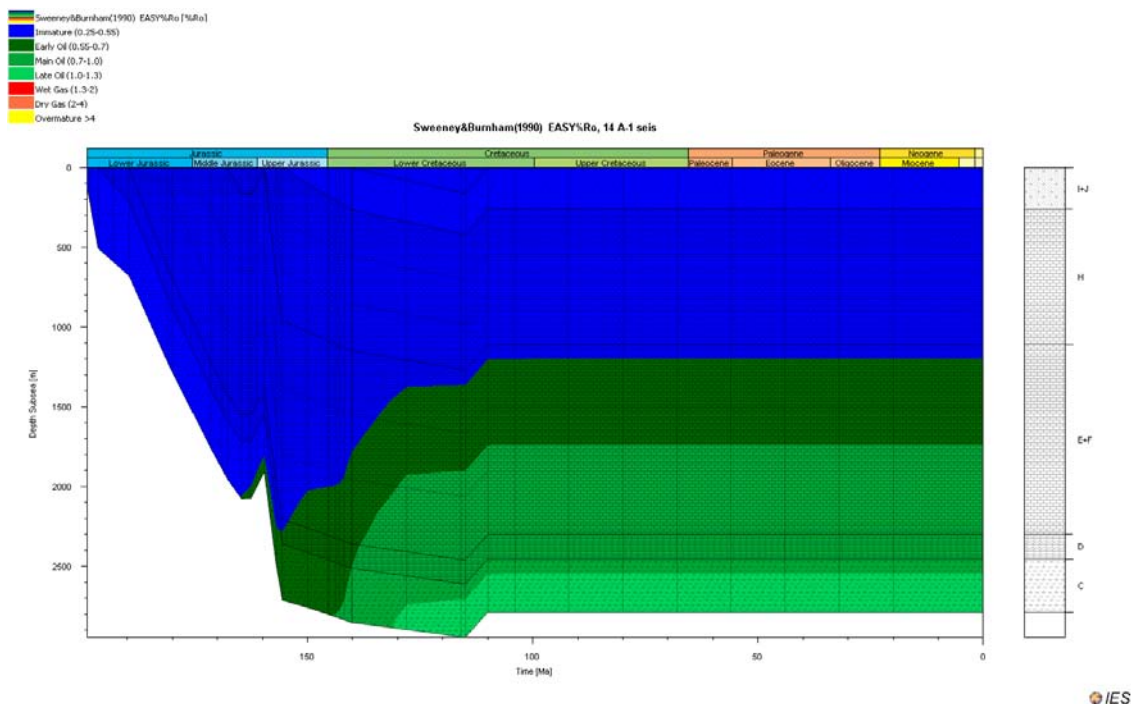


Figura A.7 - História de enterramento do modelo 6 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte Jurássico Superior e $\beta=1.18$, $\gamma=3.54$ para o rifte Triássico Superior. Erosão de 163 m no Caloviano e 160 m no Aptiano.

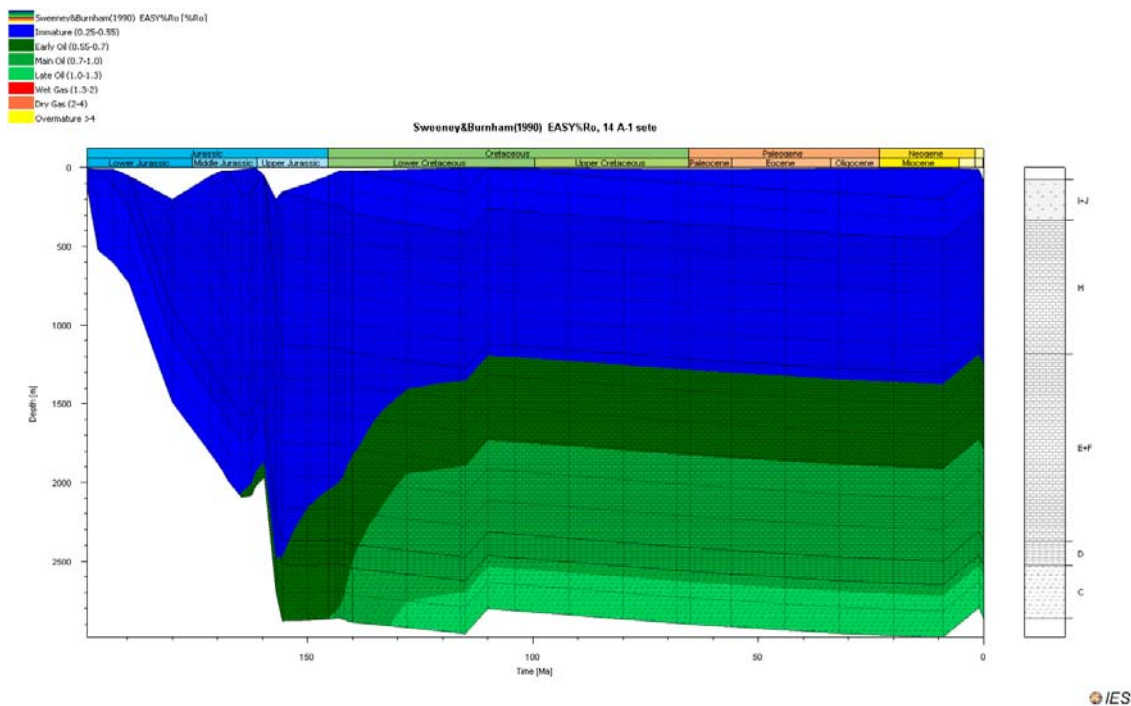


Figura A.8 - História de enterramento do modelo 7 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte Jurássico Superior e $\beta=1.18$, $\gamma=3.54$ para o rifte Triássico Superior. Erosão de 163 m no Caloviano, 160 m no Aptiano e 200 m no Tortoniano.

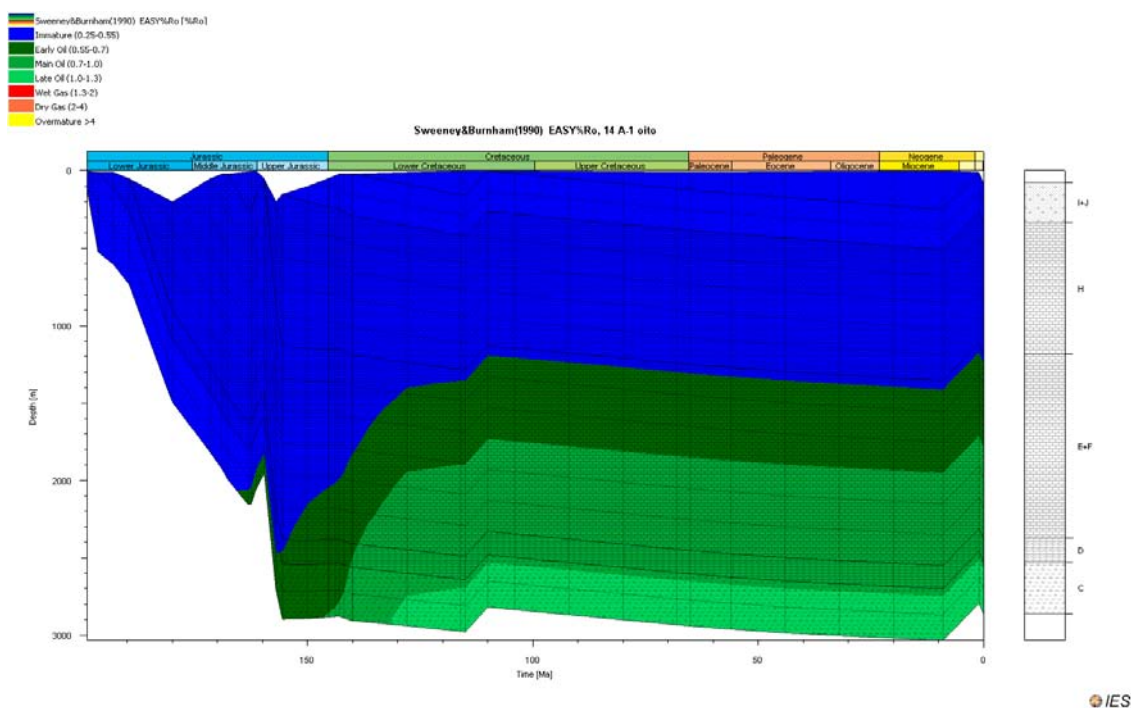


Figura A.9 - História de enterramento do modelo 8 do poço 14 A-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte Jurássico Superior e $\beta=1.18$, $\gamma=3.54$ para o rifte Triássico Superior. Erosão de 245 m no Caloviano, 160 m no Aptiano e 250 m no Tortoniano.

A.2 – Poço SPM-2

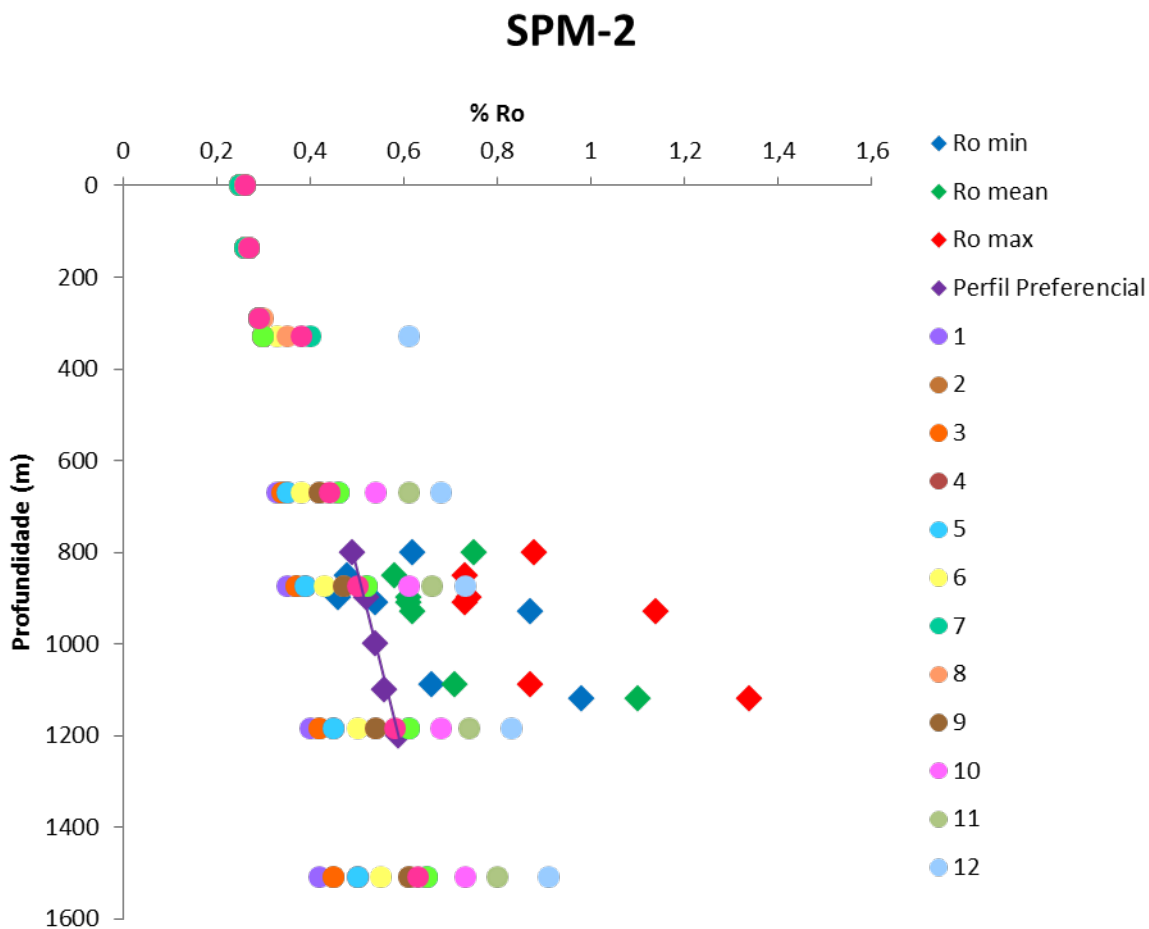


Figura A.10 - Calibração dos modelos de PetroMod para o poço SPM-2. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.

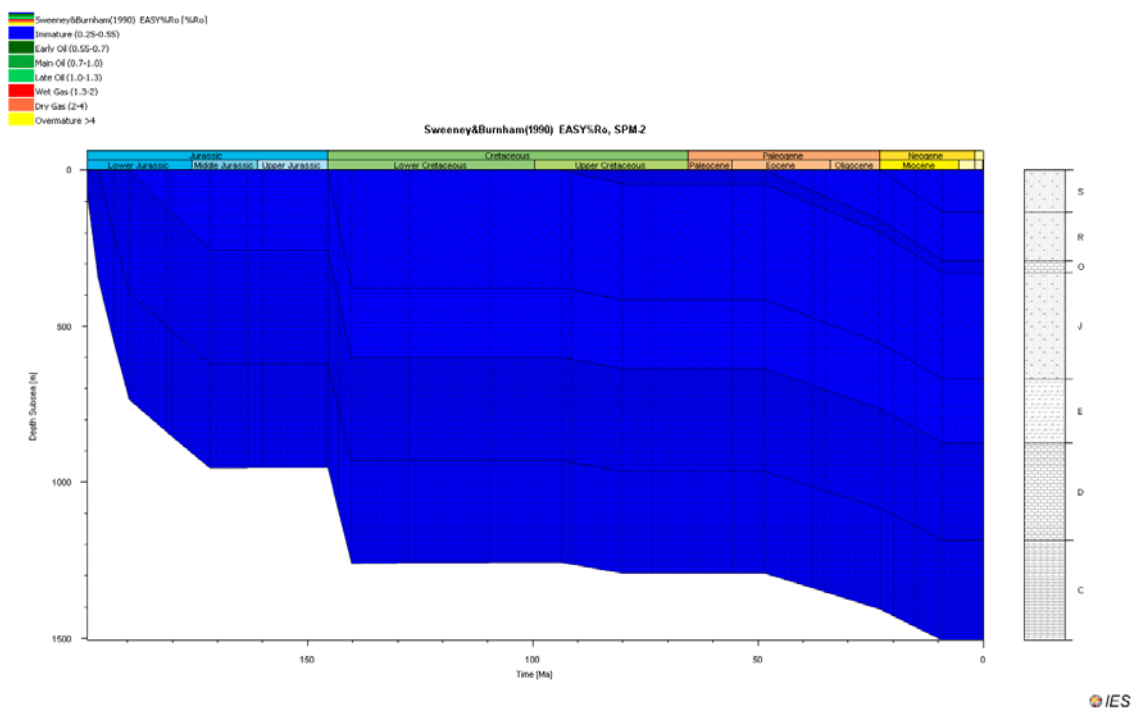


Figura A.11 - História de enterramento do modelo 1 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.08$, $\gamma=2.16$ para o rifte do Triásico Superior. Modelo sem erosão.

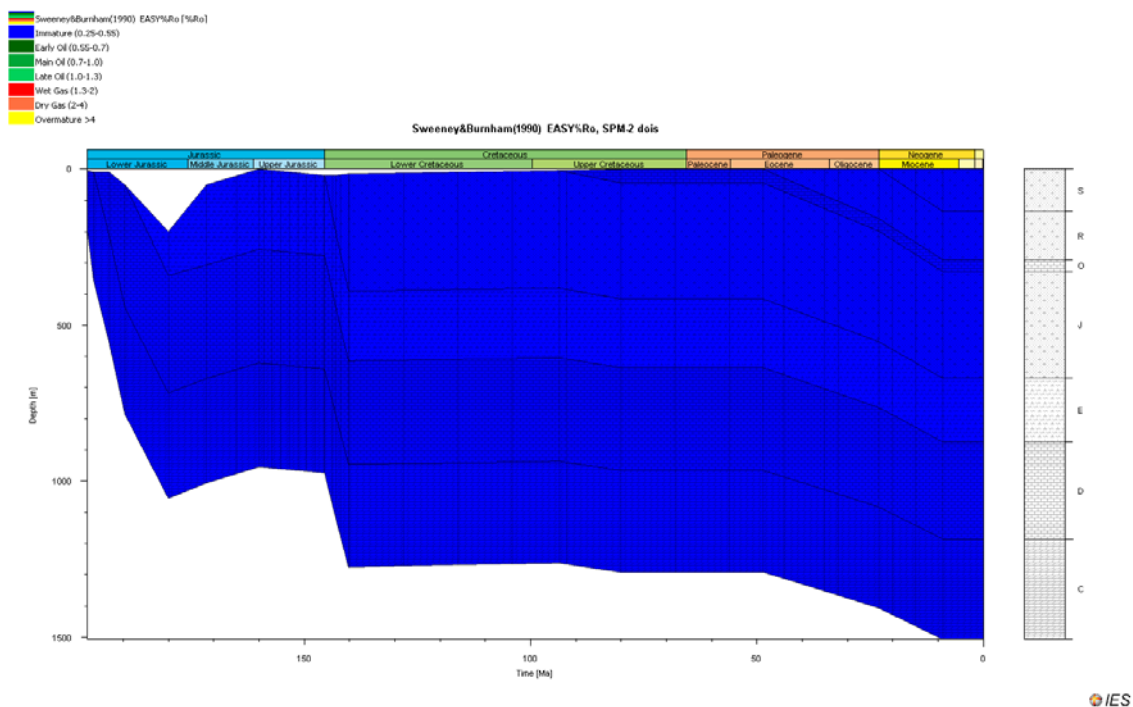


Figura A.12 - História de enterramento do modelo 2 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.06$, $\gamma=2.08$ para o rifte do Jurássico Superior. Modelo sem erosão.

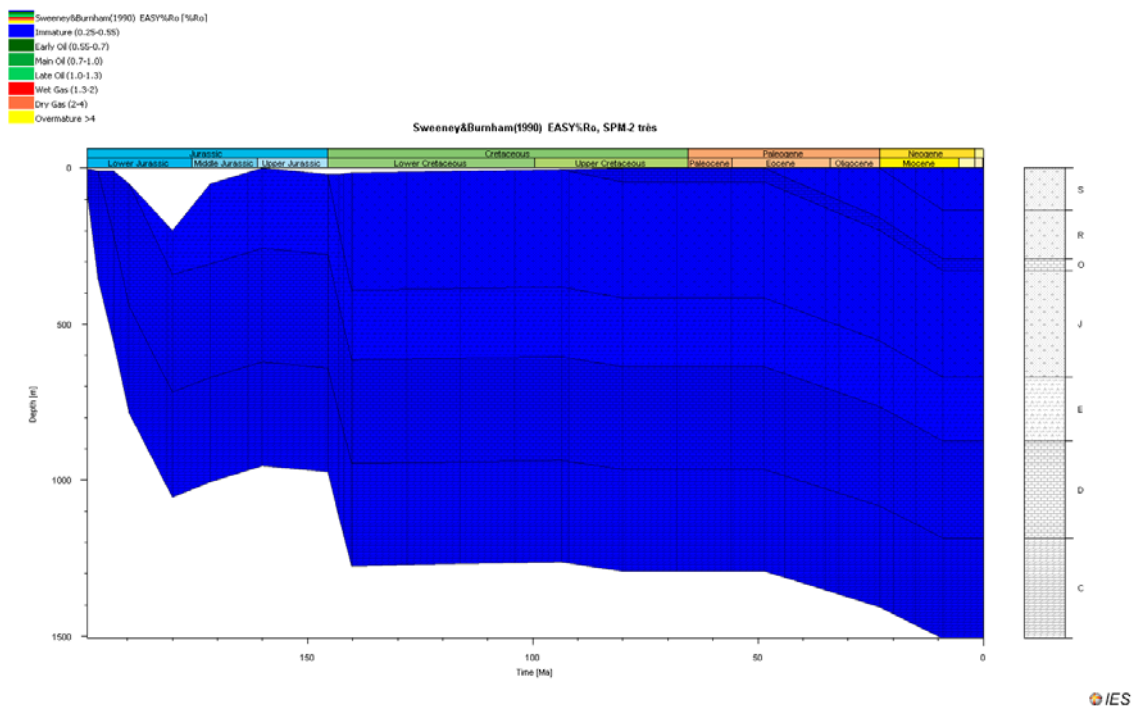


Figura A.13 - História de enterramento do modelo 3 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=2.08$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=2.16$ para o rifte do Triásico Superior. Modelo sem erosão.

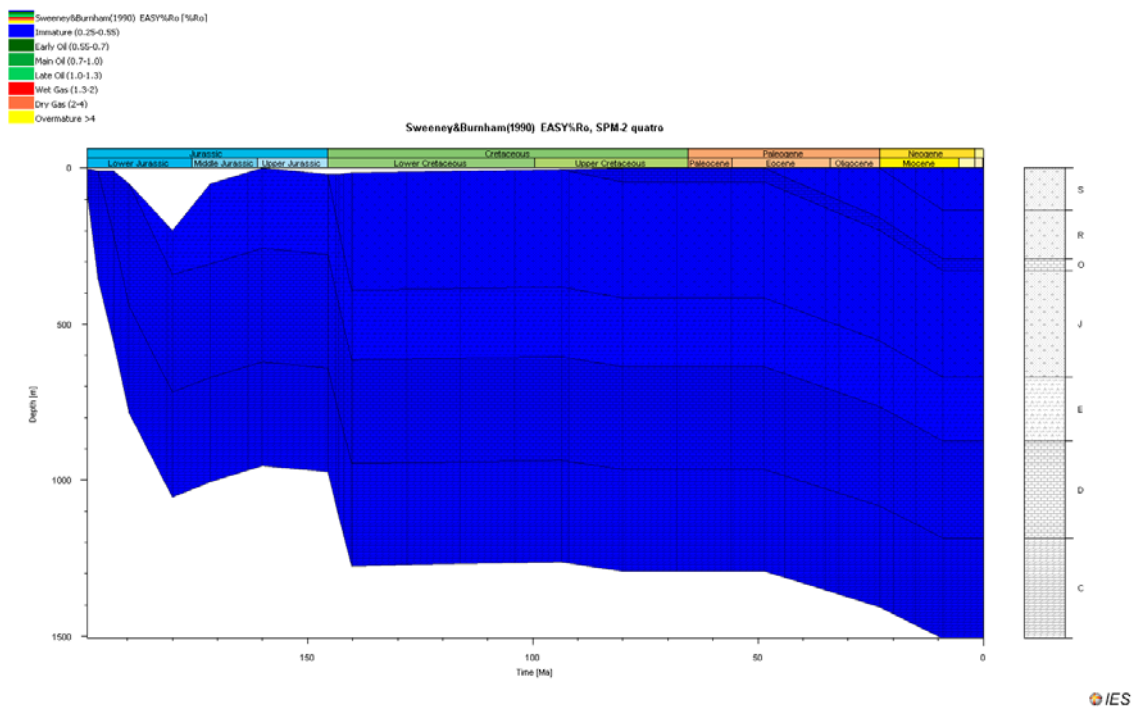


Figura A.14 - História de enterramento do modelo 4 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=3.12$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=3.24$ para o rifte do Triásico Superior. Modelo sem erosão.

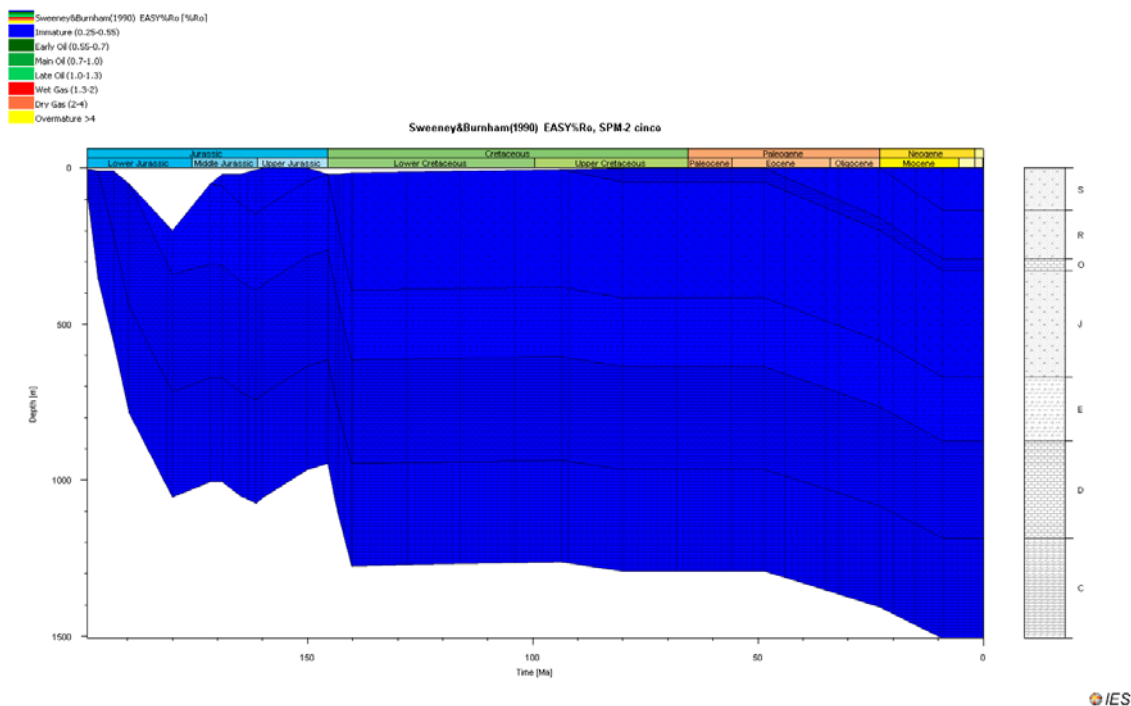


Figura A.15 - História de enterramento do modelo 5 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=3.12$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=3.24$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 143 m no Caloviano.

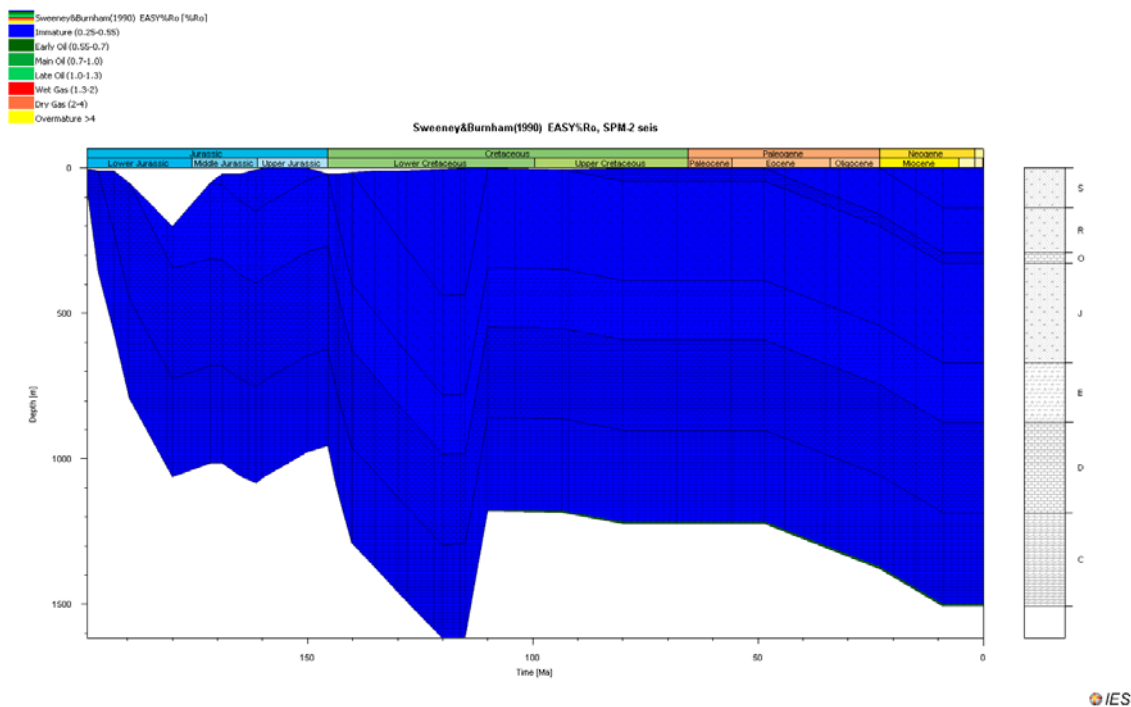


Figura A.16 - História de enterramento do modelo 6 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=3.12$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=3.24$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 143 m no Caloviano e de 435 m no Aptiano.

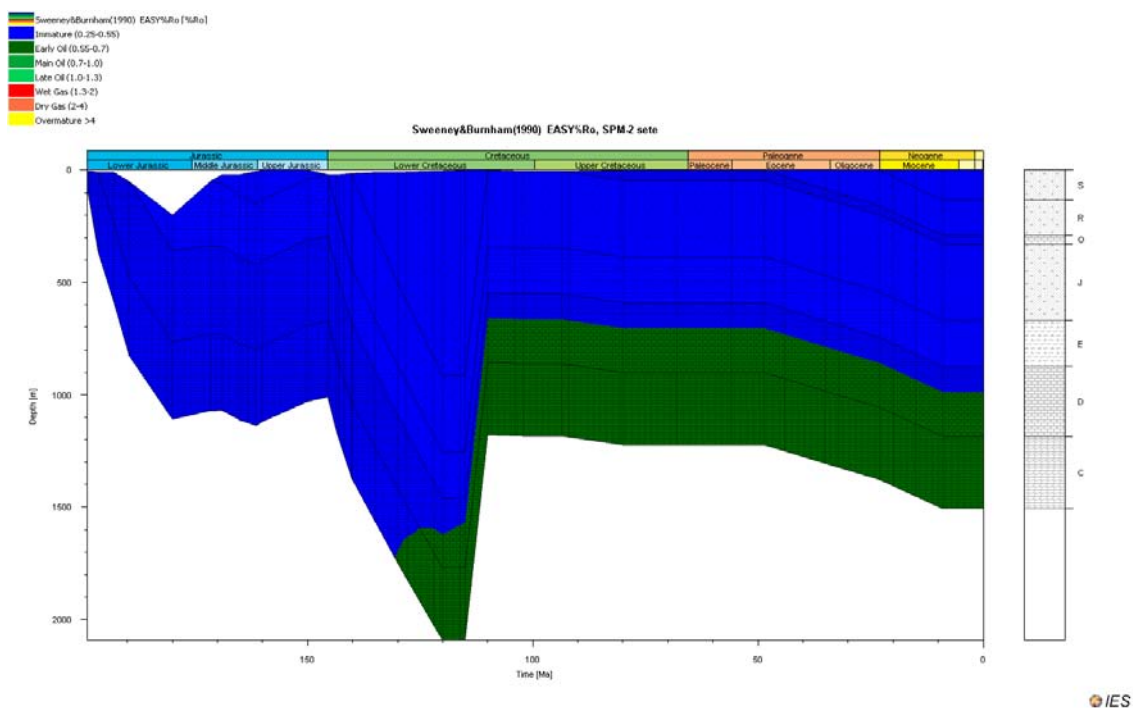


Figura A.17 - História de enterramento do modelo 7 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=3.12$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=3.24$ para o rifte do Triásico Superior. Erosão de 143 m no Caloviano e de 910 m no Aptiano.

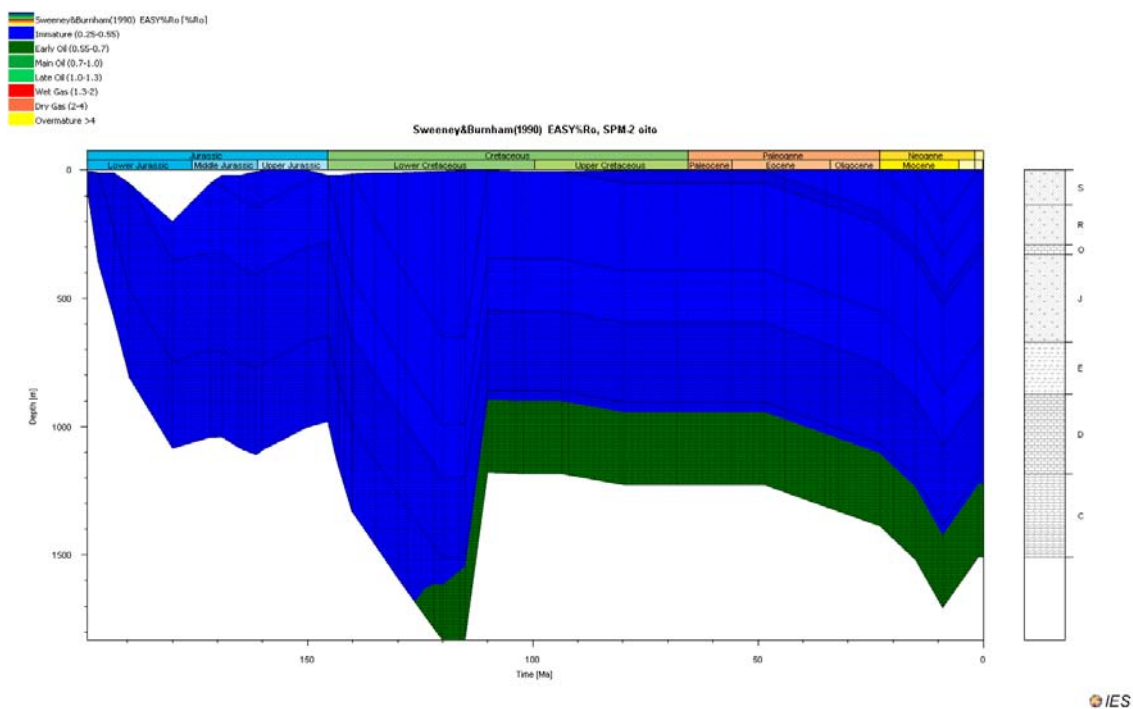


Figura A.18 - História de enterramento do modelo 8 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=3.12$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=3.24$ para o rifte do Triásico Superior. Erosão de 143 m no Caloviano, 650 m no Aptiano e de 200 m Tortoniano.

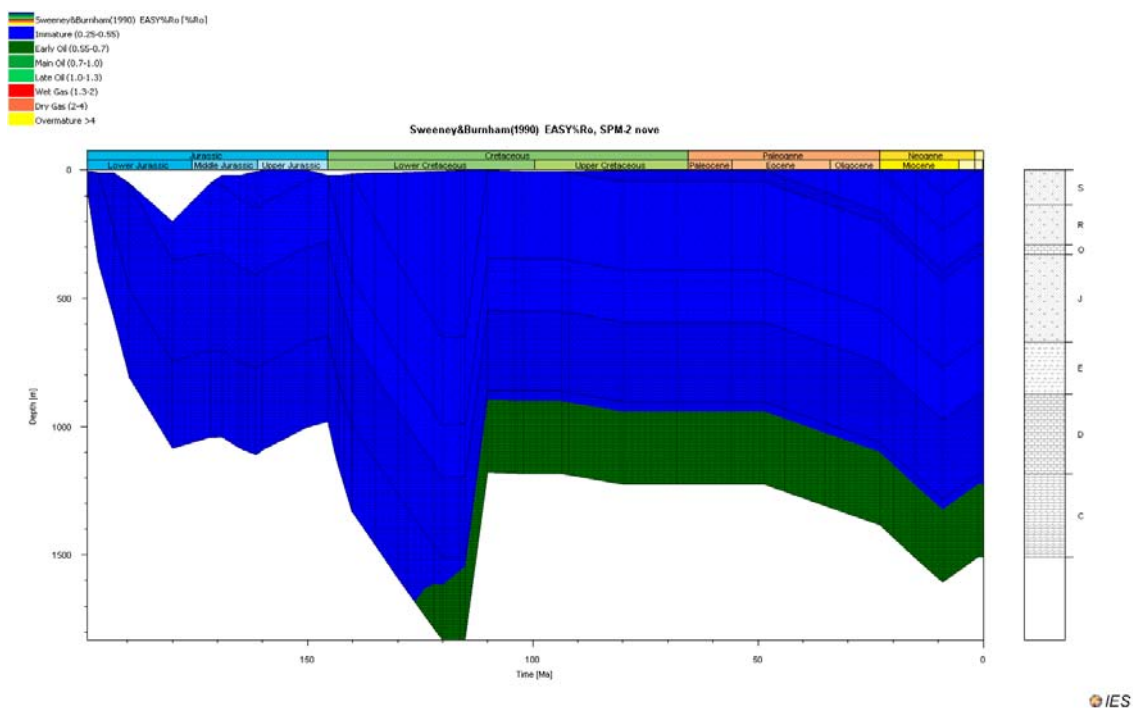


Figura A.19 - História de enterramento do modelo 9 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=3.12$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=3.24$ para o rifte do Triásico Superior. Erosão de 143 m no Caloviano, 650 m no Aptiano e de 100 m Tortoniano.

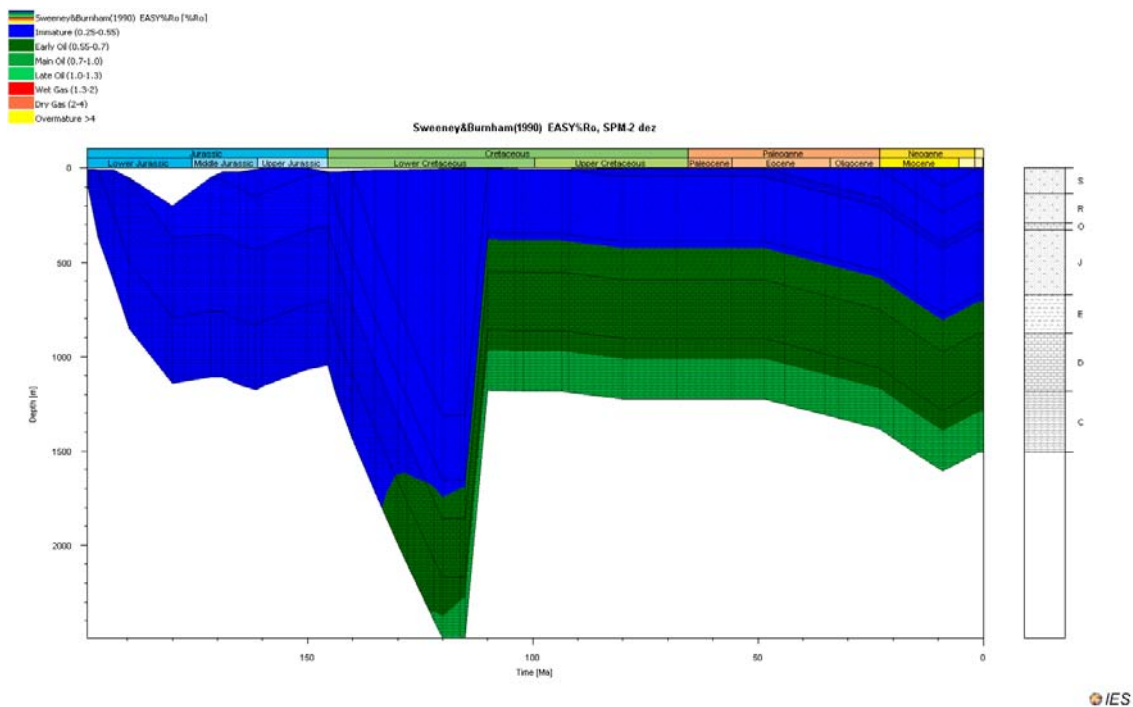


Figura A.20 - História de enterramento do modelo 10 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=3.12$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=3.24$ para o rifte do Triásico Superior. Erosão de 143 m no Caloviano, 1310 m no Aptiano e de 100 m Tortoniano.

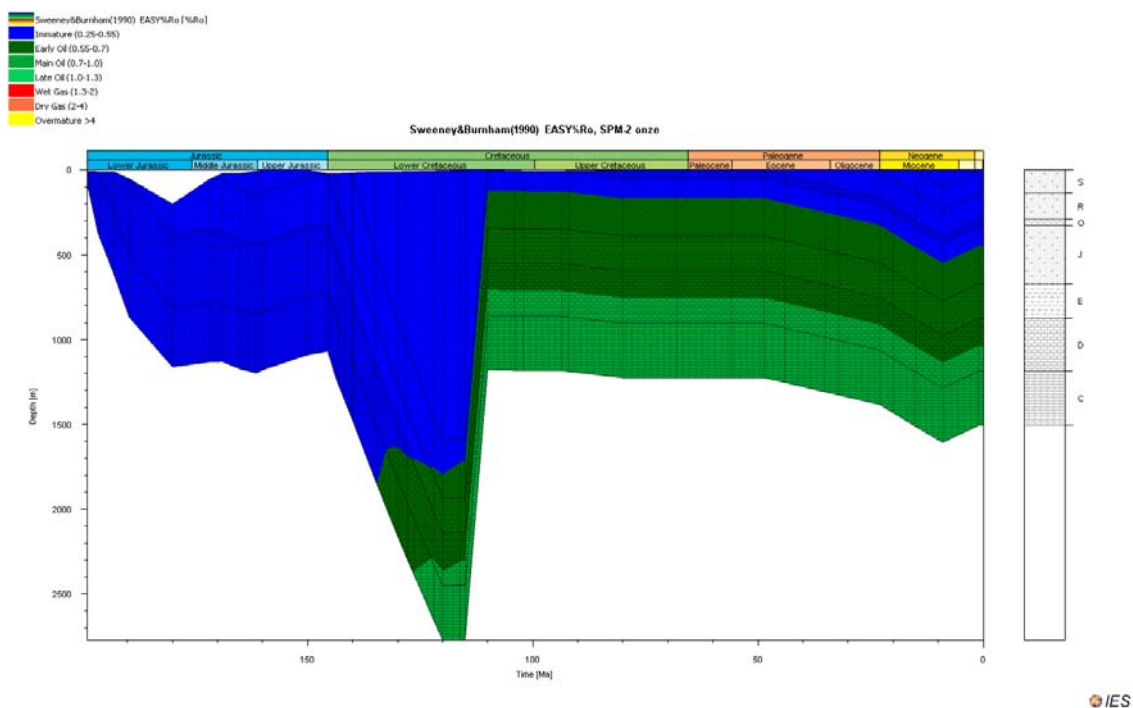


Figura A.21 - História de enterramento do modelo 11 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=3.12$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=3.24$ para o rifte do Triásico Superior. Erosão de 143 m no Caloviano, 1590 m no Aptiano e de 100 m Tortoniano.

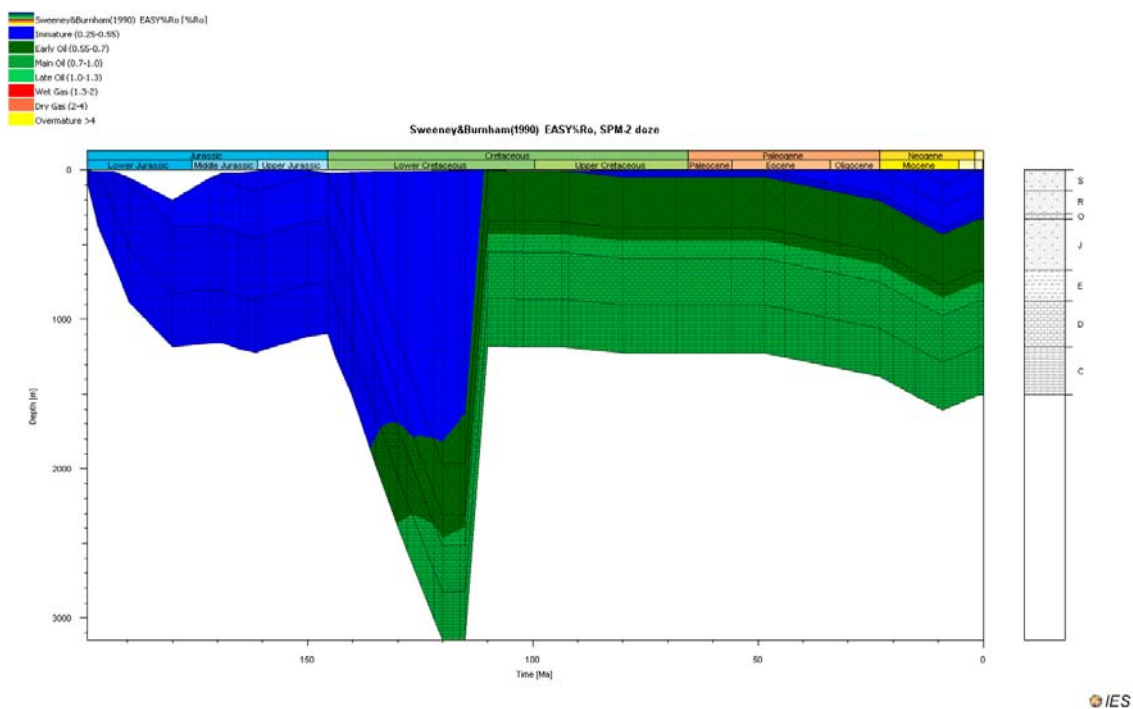


Figura A.22 - História de enterramento do modelo 12 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=3.12$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=3.24$ para o rifte do Triásico Superior. Erosão de 143 m no Caloviano, 1965 m no Aptiano e de 100 m Tortoniano.

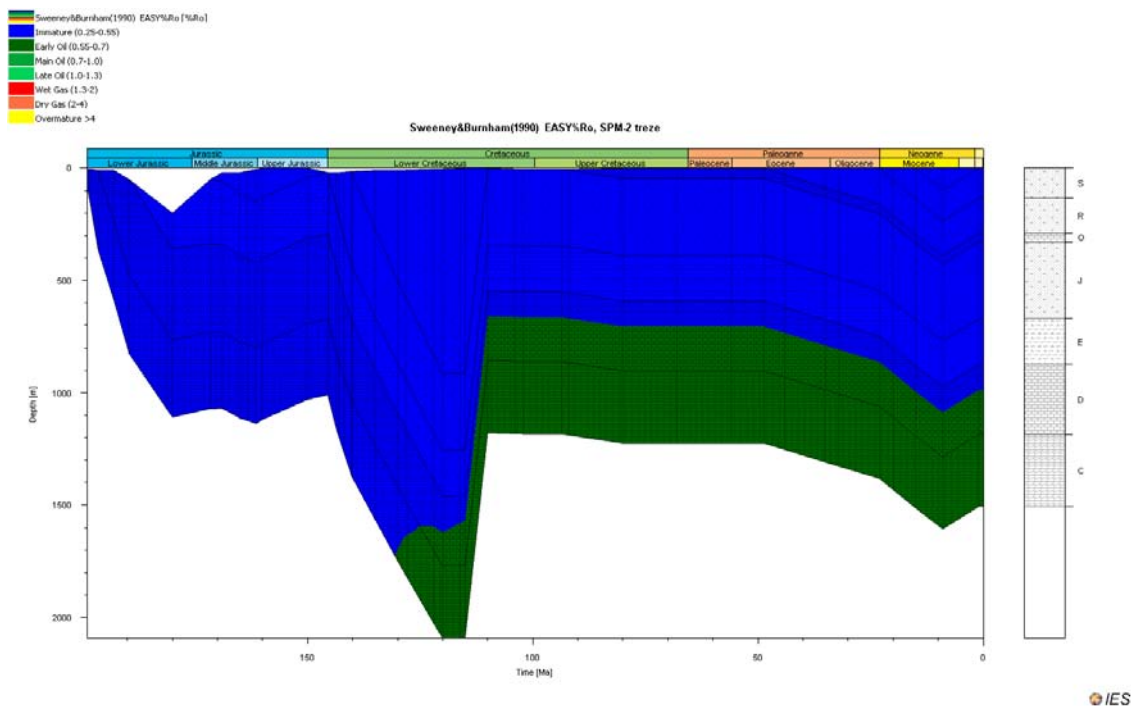


Figura A.23 - História de enterramento do modelo 13 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=3.12$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=3.24$ para o rifte do Triásico Superior. Erosão de 143 m no Caloviano, 910 m no Aptiano e de 100 m Tortoniano.

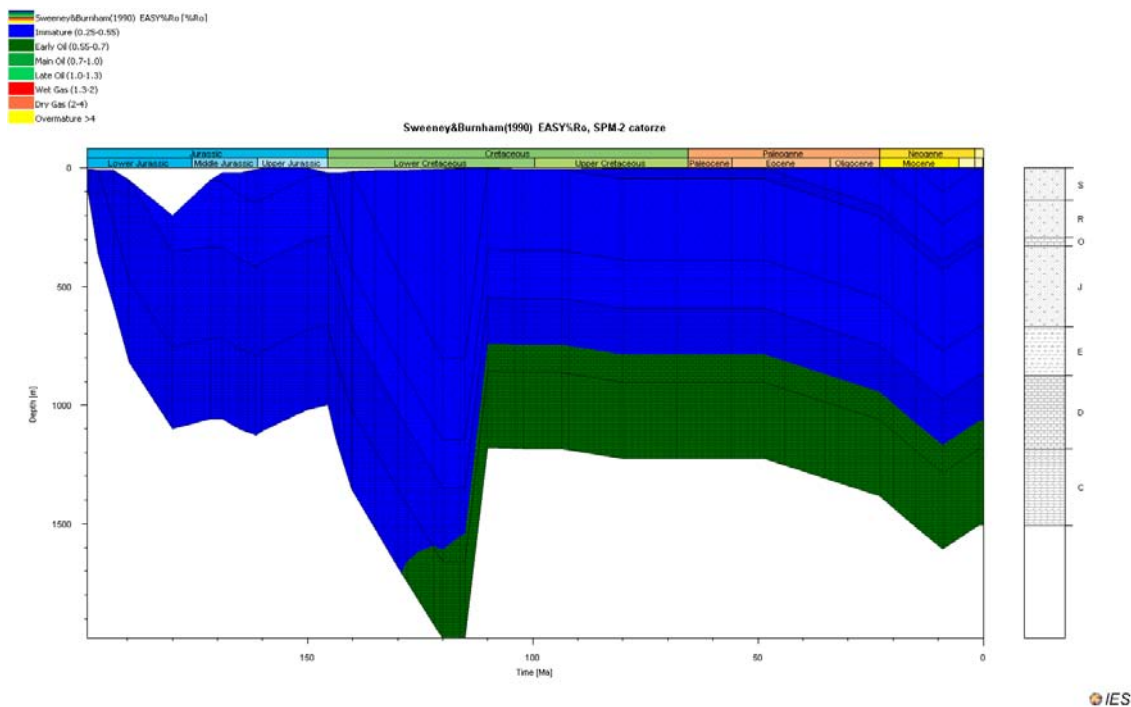


Figura A.24 - História de enterramento do modelo 14 do poço SPM-2 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.04$, $\gamma=3.12$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.08$, $\gamma=3.24$ para o rifte do Triásico Superior. Erosão de 143 m no Caloviano, 700 m no Aptiano e de 100 m no Tortoniano.

A.3 – Poço Vm-1

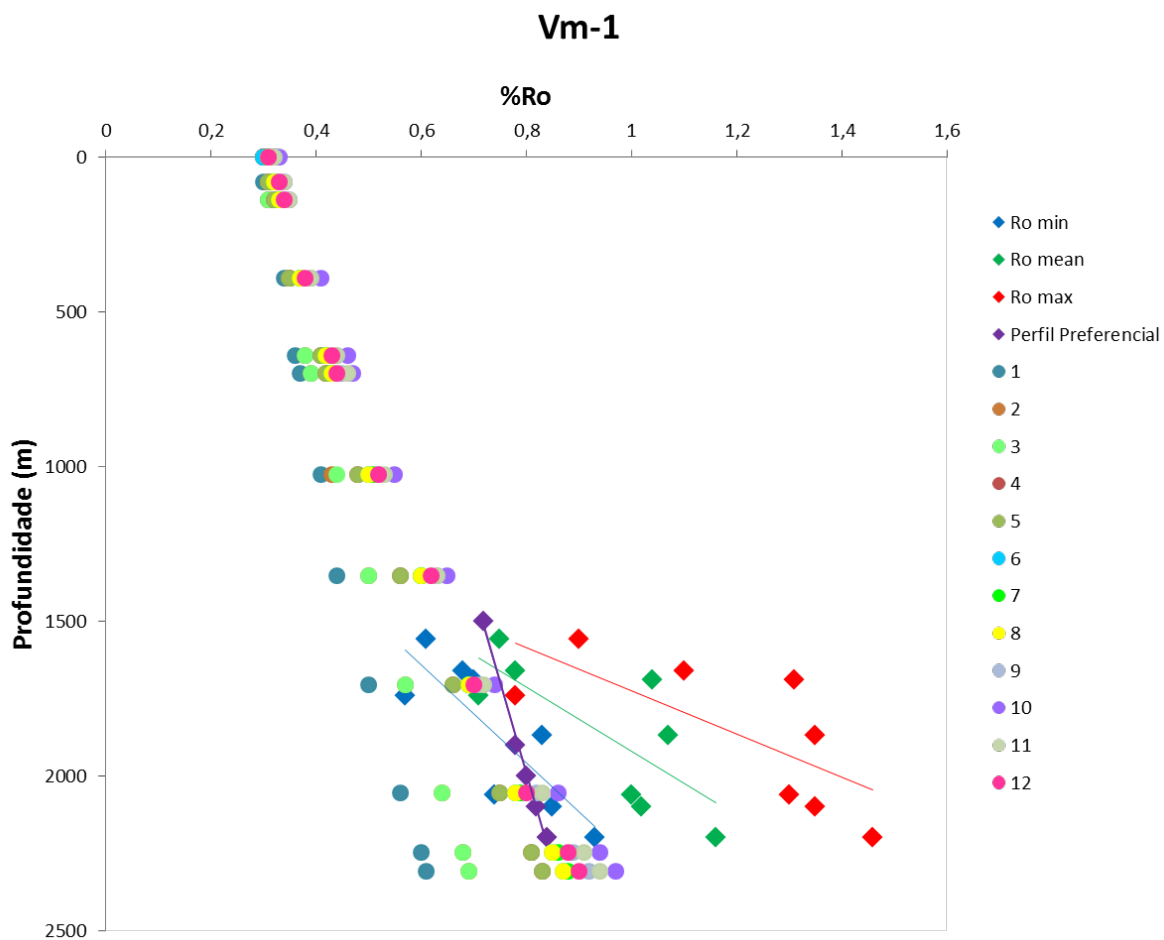


Figura A.25 - Calibração dos modelos de PetroMod do poço Vm-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.

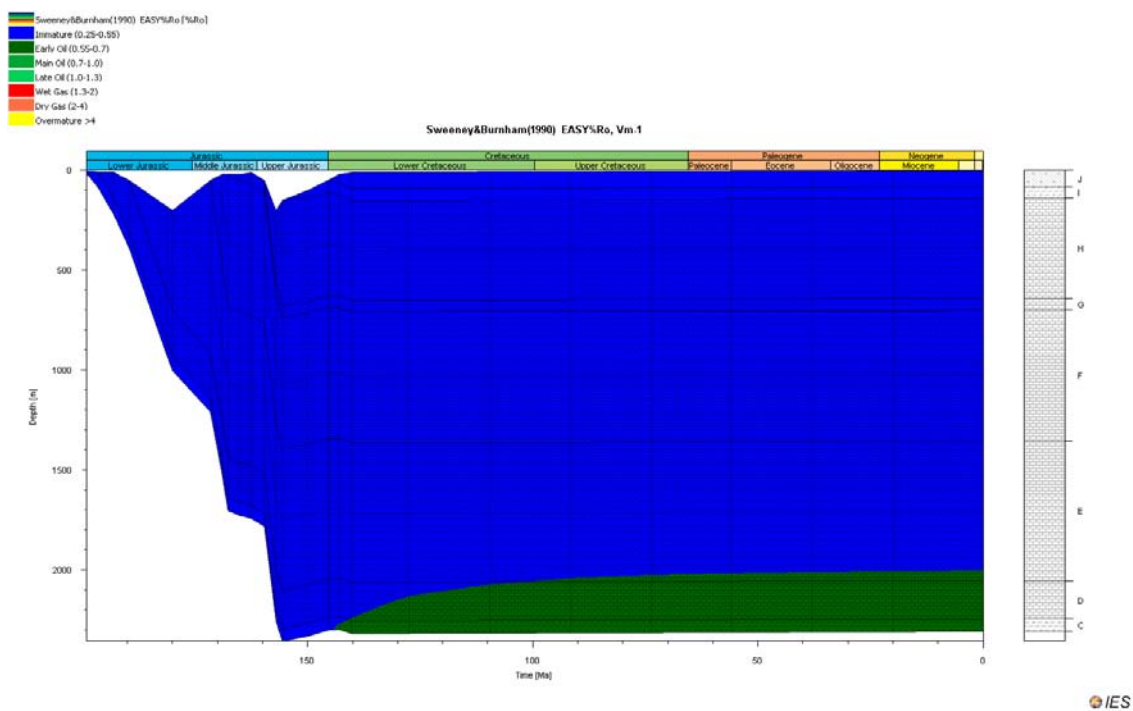


Figura A.26 - História de enterramento do modelo 1 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.16$, $\gamma=2.32$ e rifte do Triásico Superior. Modelo sem erosão.

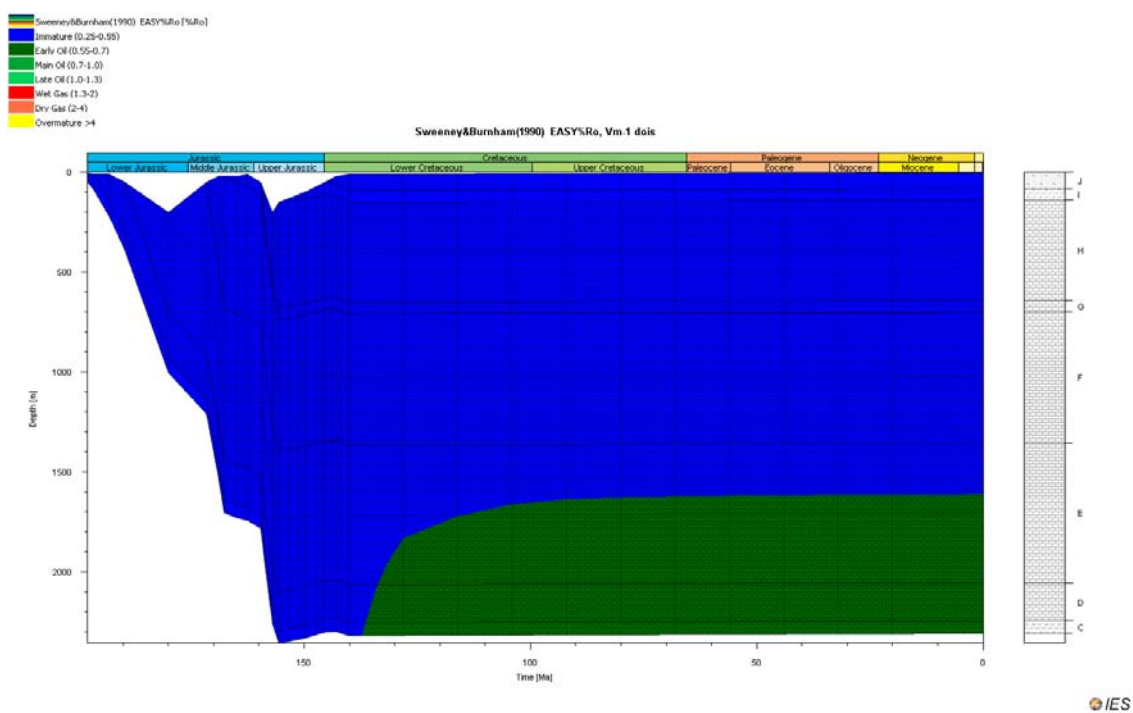


Figura A.27 - História de enterramento do modelo 2 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=2.04$ e rifte do Jurássico Superior. Modelo sem erosão.

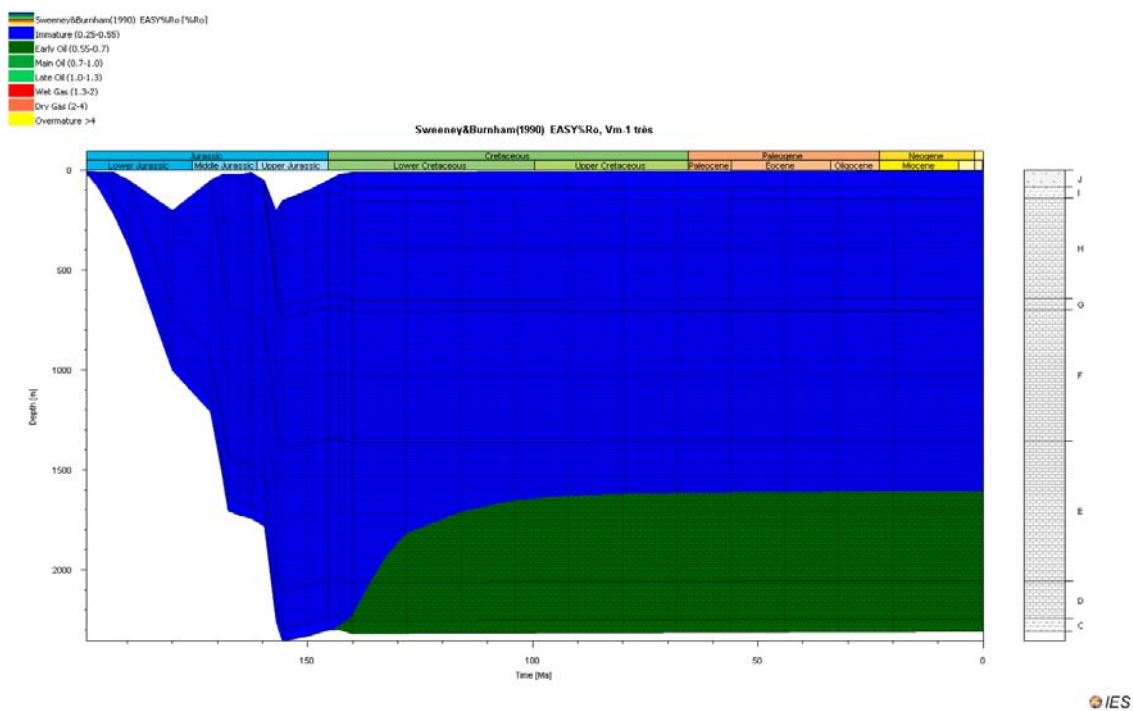


Figura A.28 - História de enterramento do modelo 3 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=2.04$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=2.32$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

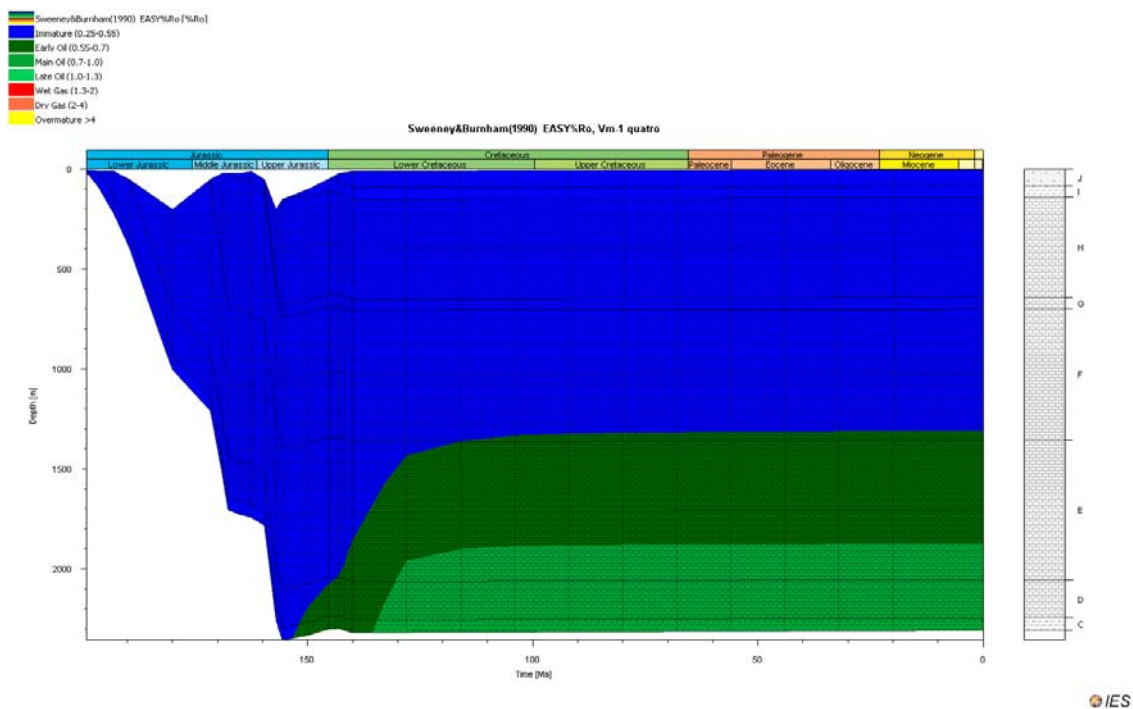


Figura A.29 - História de enterramento do modelo 4 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

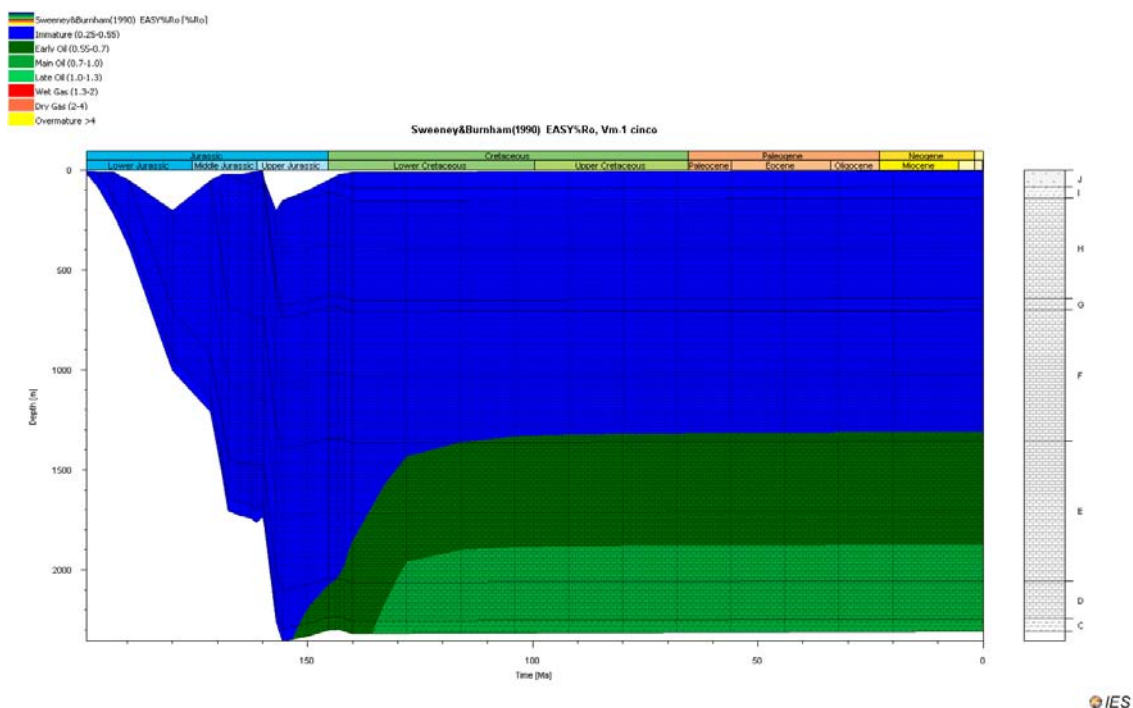


Figura A.30 - História de enterramento do modelo 5 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 30 m no Caloviano.

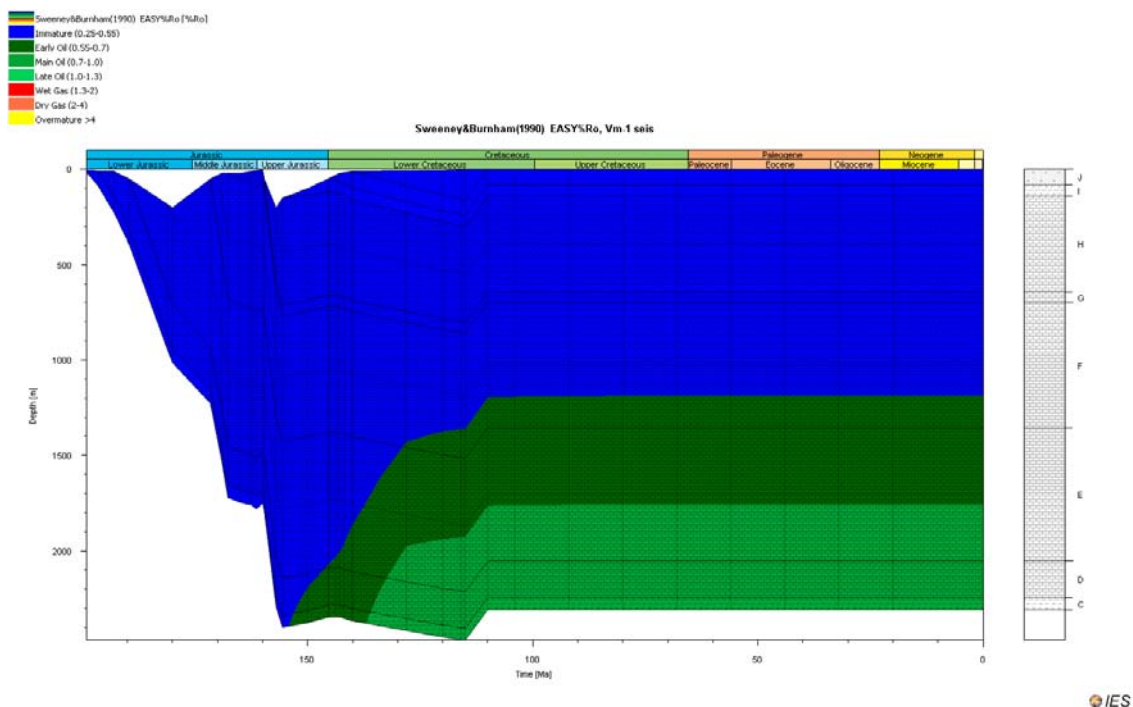


Figura A.31 - História de enterramento do modelo 6 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 30 m no Caloviano e 160 no Aptiano.

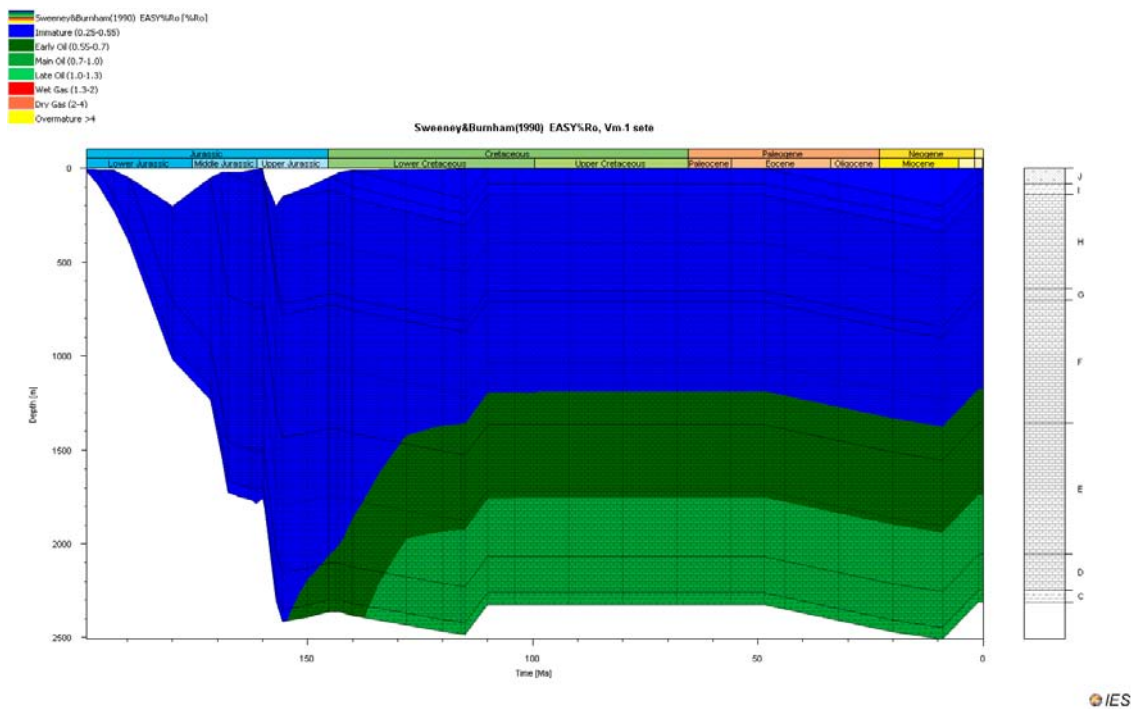


Figura A.32 - História de enterramento do modelo 7 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 30 m no Caloviano, 160 no Aptiano e 200 no Tortoniano.

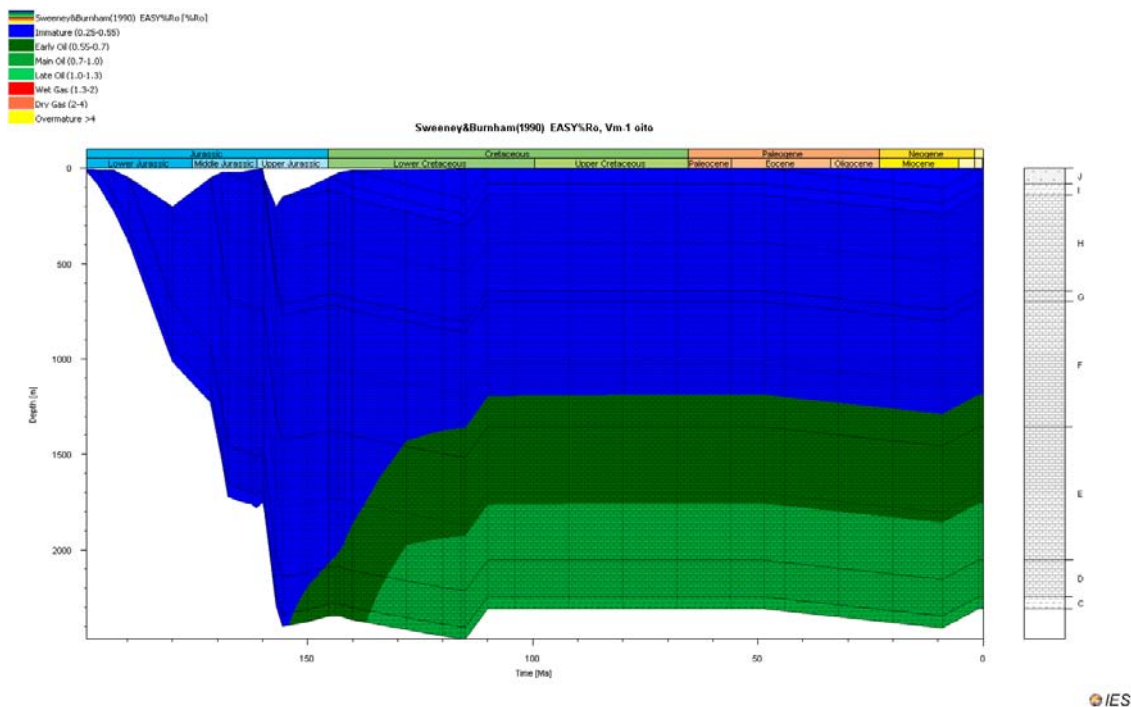


Figura A.33- História de enterramento do modelo 8 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 30 m no Caloviano, 160 no Aptiano e 100 no Tortoniano.

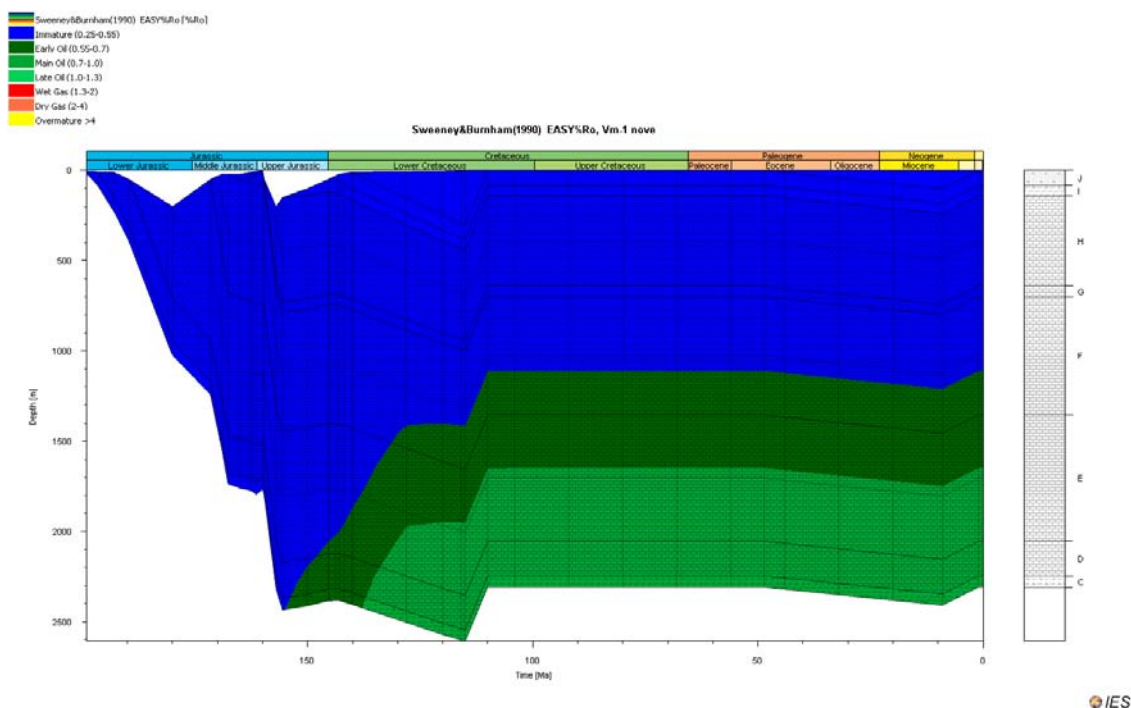


Figura A.34 - História de enterramento do modelo 9 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 30 m no Caloviano, 300 no Aptiano e 100 no Tortoniano.

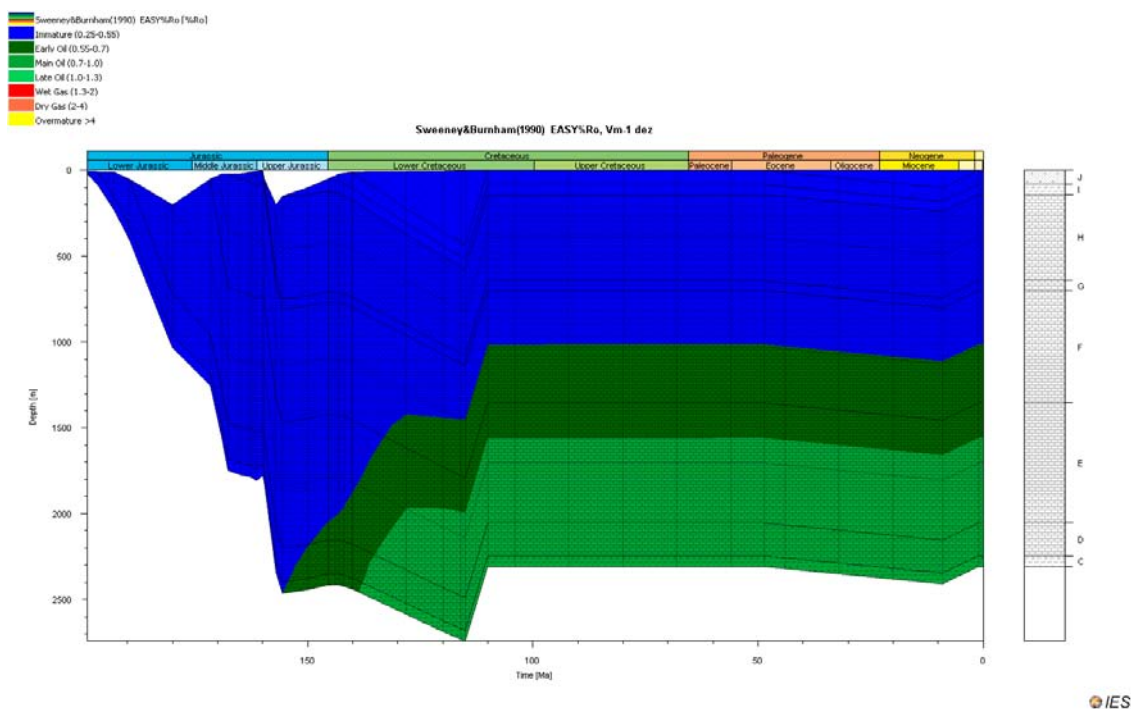


Figura A.35 - História de enterramento do modelo 10 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 30 m no Caloviano, 435 no Aptiano e 100 no Tortoniano.

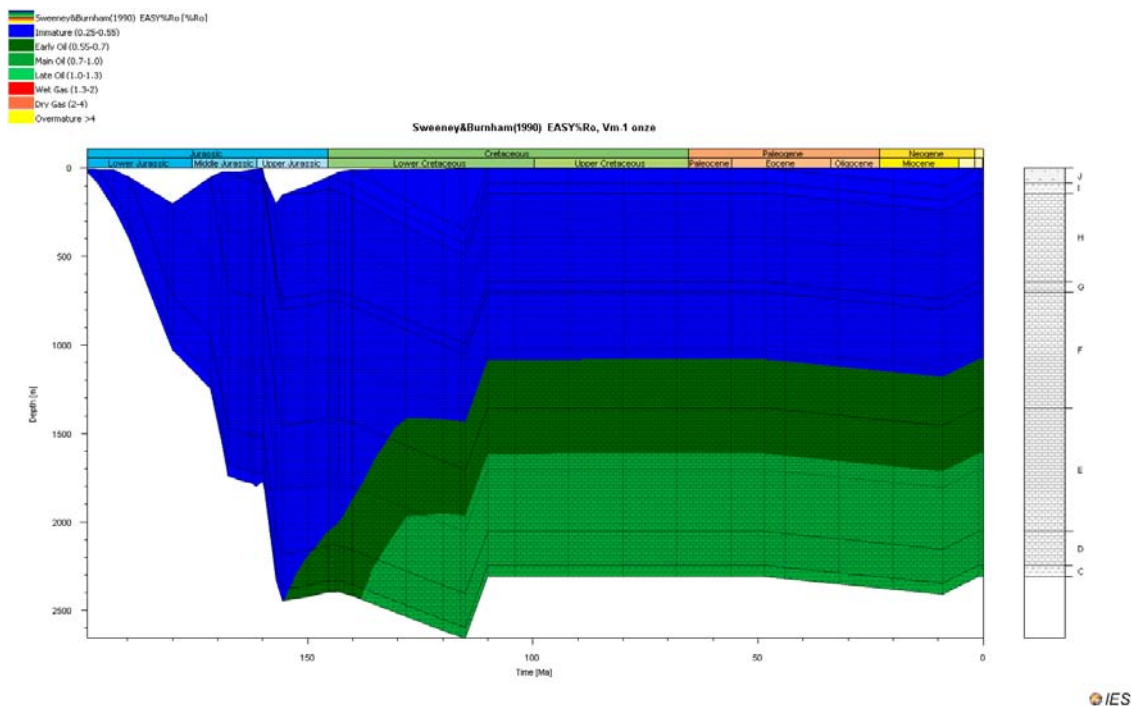


Figura A.36 - História de enterramento do modelo 11 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 30 m no Caloviano, 350 no Aptiano e 100 no Tortoniano.

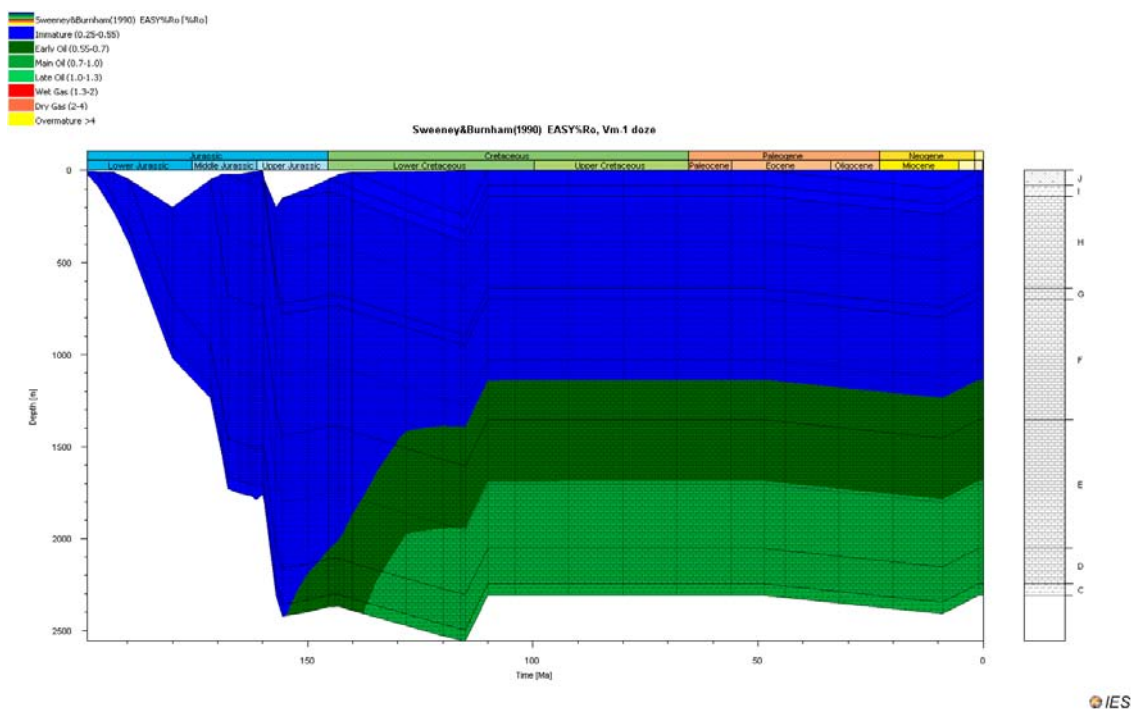


Figura A.37 - História de enterramento do modelo 12 do poço Vm-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 30 m no Caloviano, 250 no Aptiano e 100 no Tortoniano.

A.4 – Poço SM-1

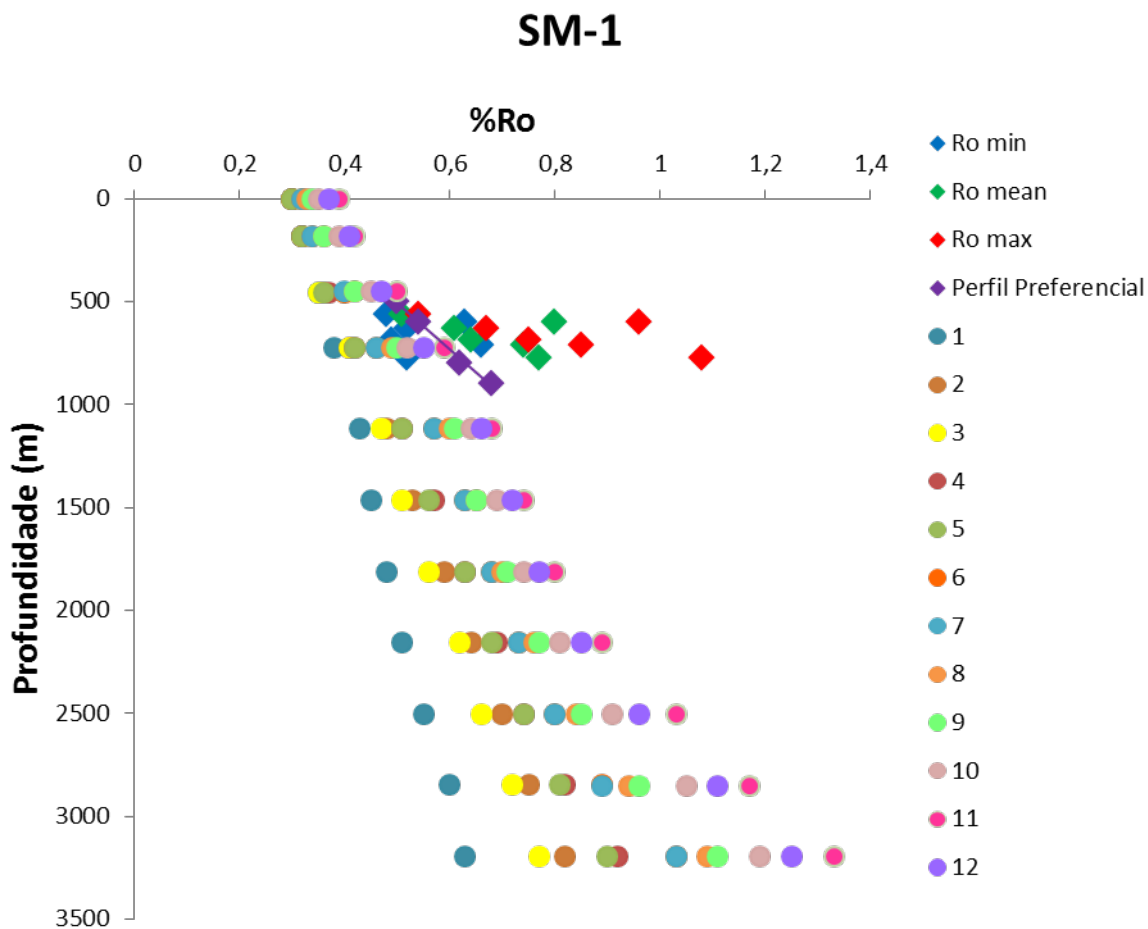


Figura A.38 - Calibração dos modelos de PetroMod do poço SM-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.

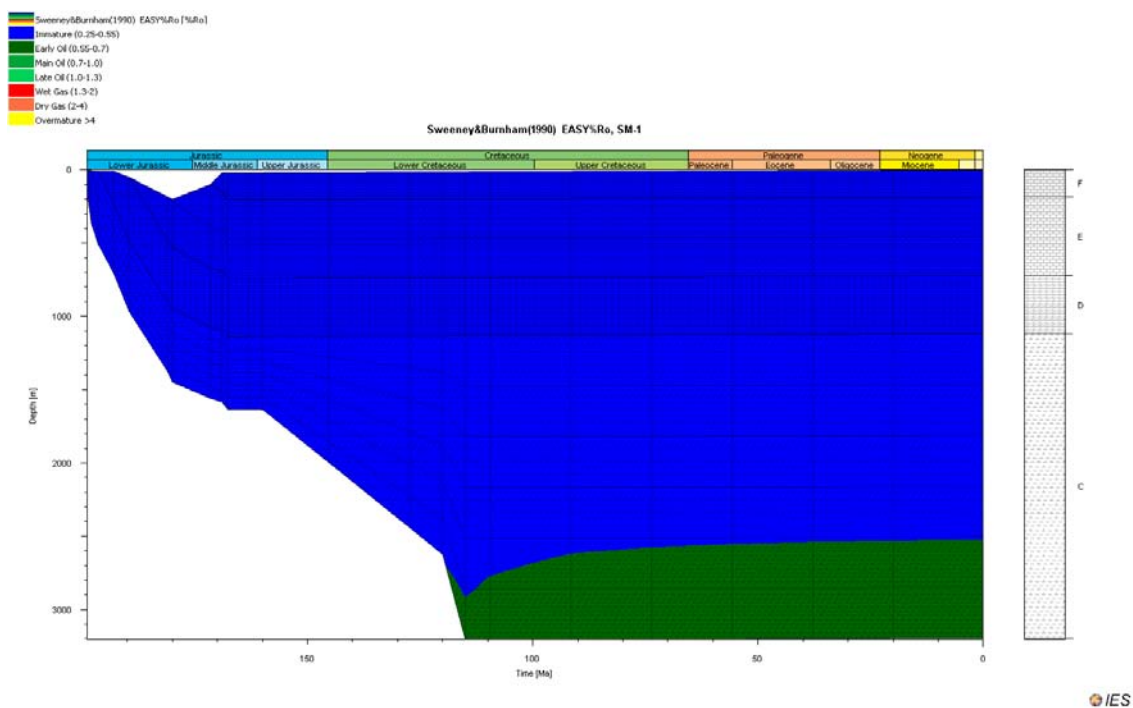


Figura A.39 - História de enterramento do modelo 1 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.25$, $\gamma=2.50$ para o rifte do Triásico Superior. Modelo sem erosão. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

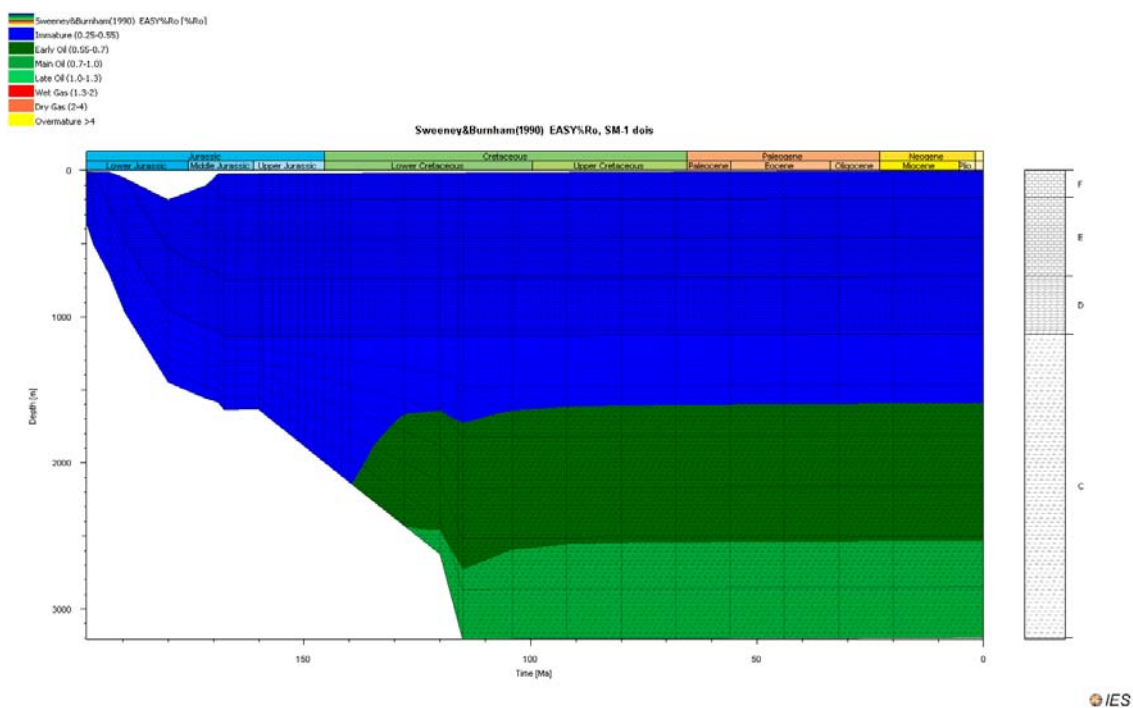


Figura A.40 - História de enterramento do modelo 2 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.25$, $\gamma=2.50$ para o rifte do Jurássico Superior. Modelo sem erosão. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

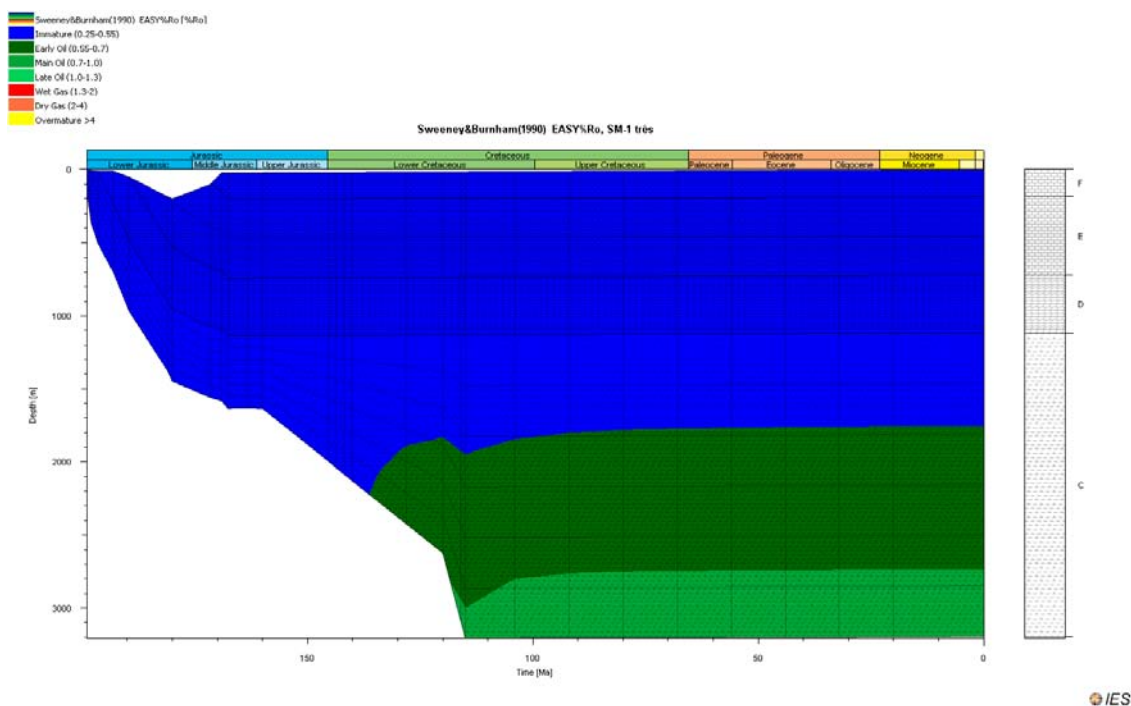


Figura A.41 - História de enterramento do modelo 3 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.12$, $\gamma=2.24$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.12$, $\gamma=2.24$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

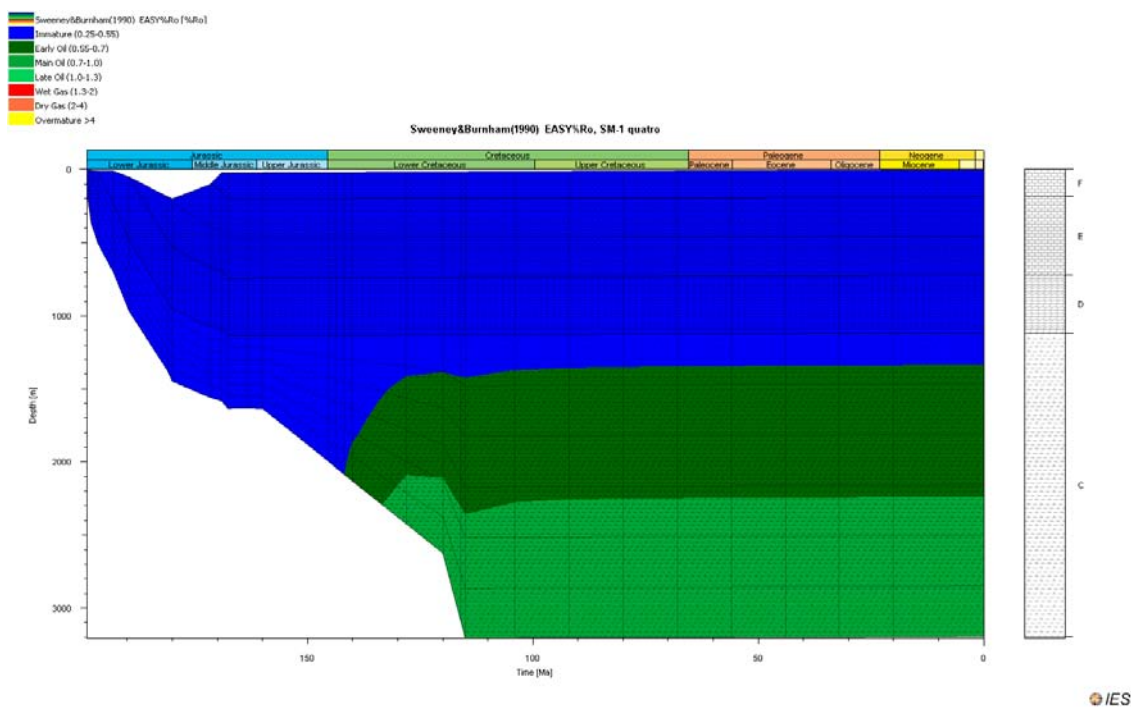


Figura A.42 - História de enterramento do modelo 4 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

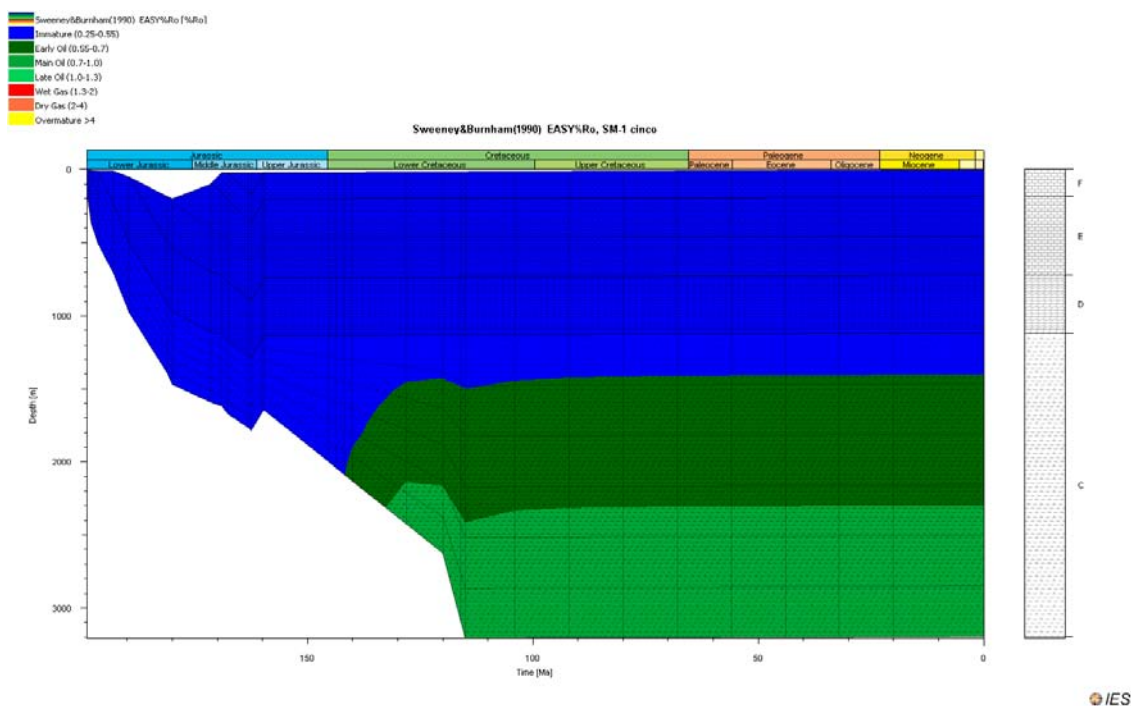


Figura A.43 - História de enterramento do modelo 5 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 150 m no Caloviano. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

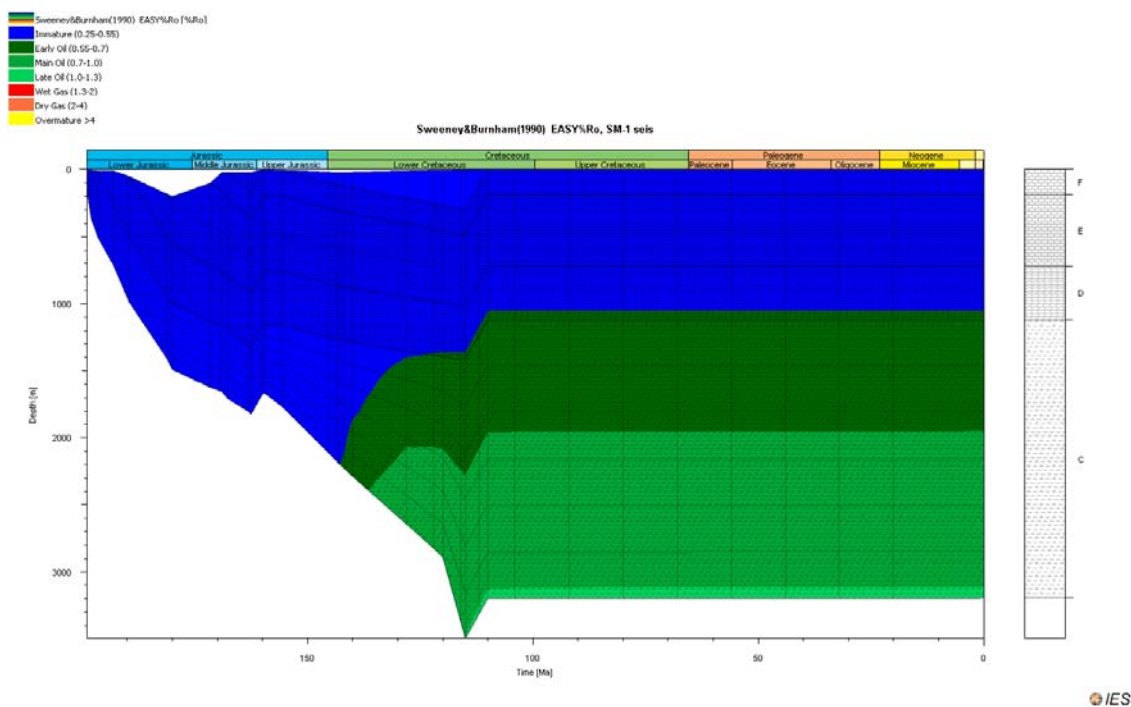


Figura A.44 - História de enterramento do modelo 6 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 150 m no Caloviano e de 300 m no Aptiano. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

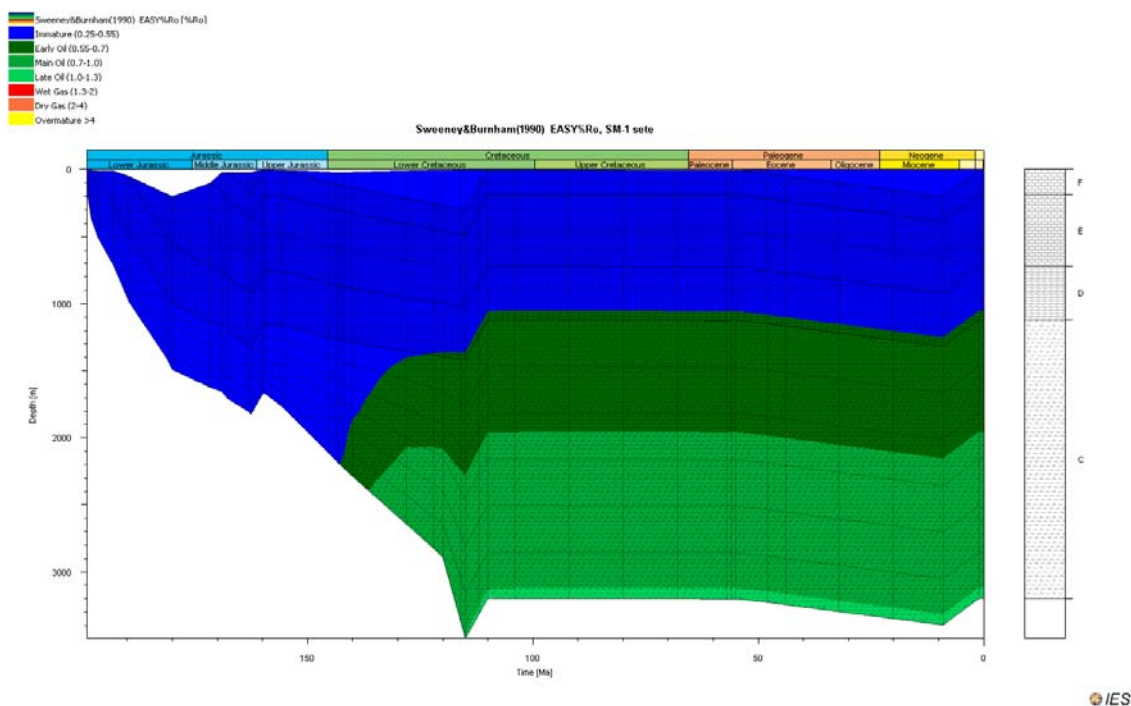


Figura A.45 - História de enterramento do modelo 7 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 150 m no Caloviano, de 300 m no Aptiano e de 200 m no Tortoniano. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

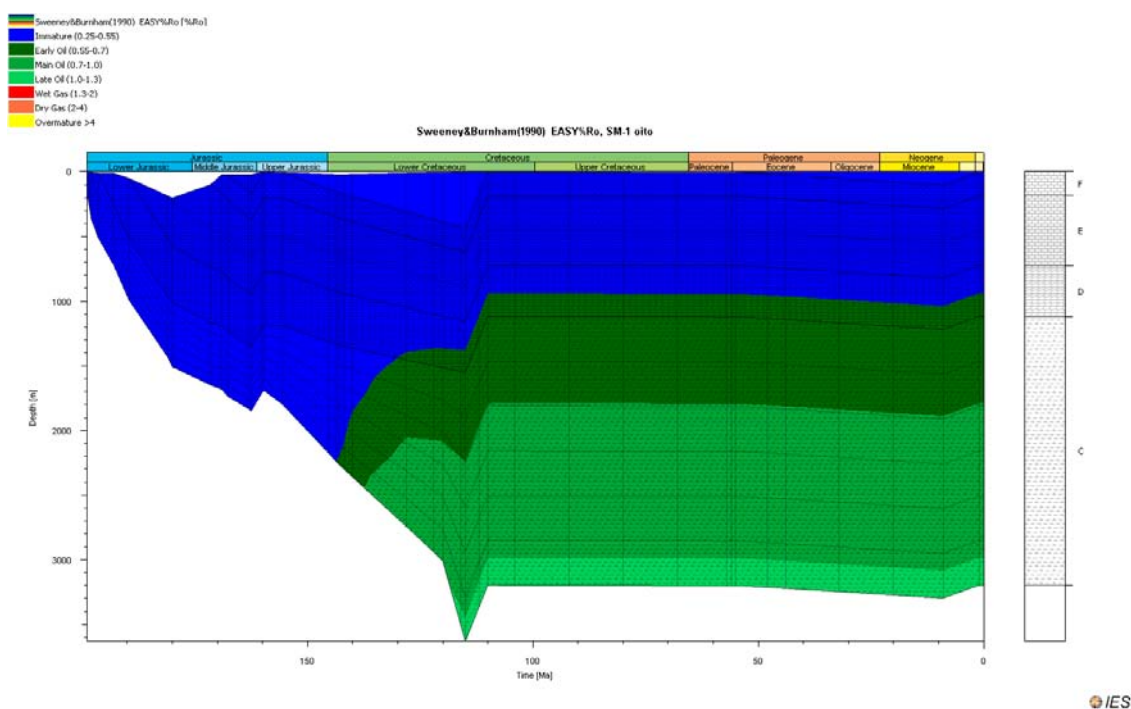


Figura A.46 - História de enterramento do modelo 8 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 150 m no Caloviano, de 435 m no Aptiano e de 100 m no Tortoniano. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

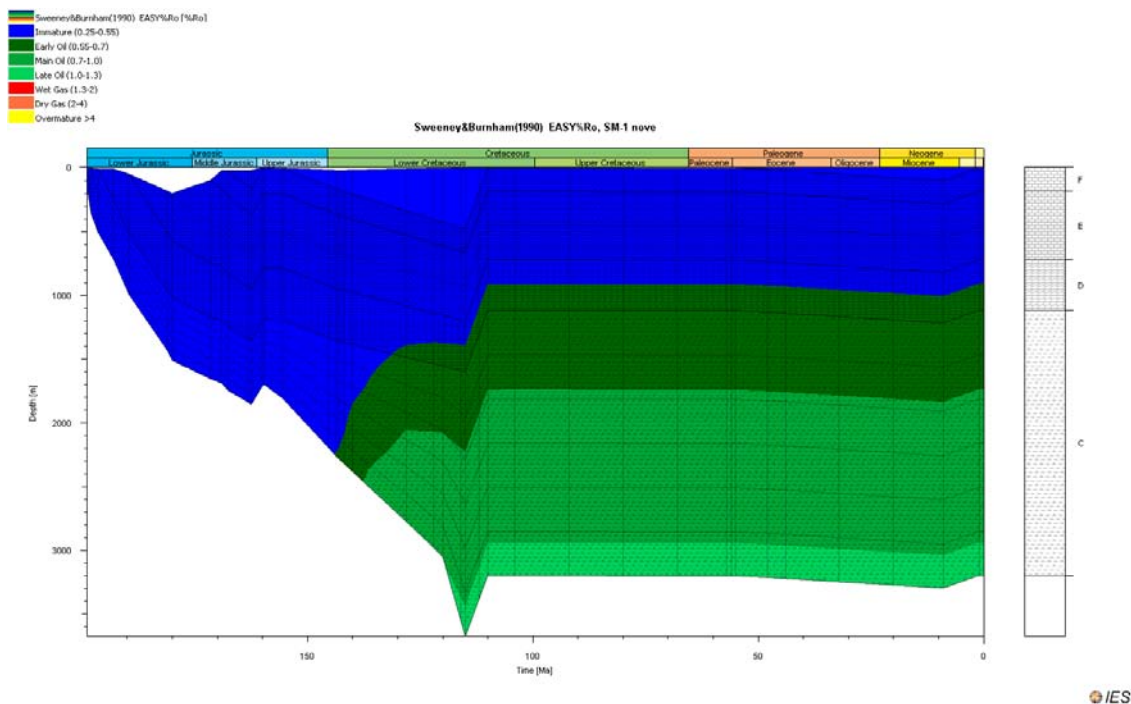


Figura A.47 - História de enterramento do modelo 9 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 150 m no Caloviano, de 480 m no Aptiano e de 100 m no Tortoniano. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

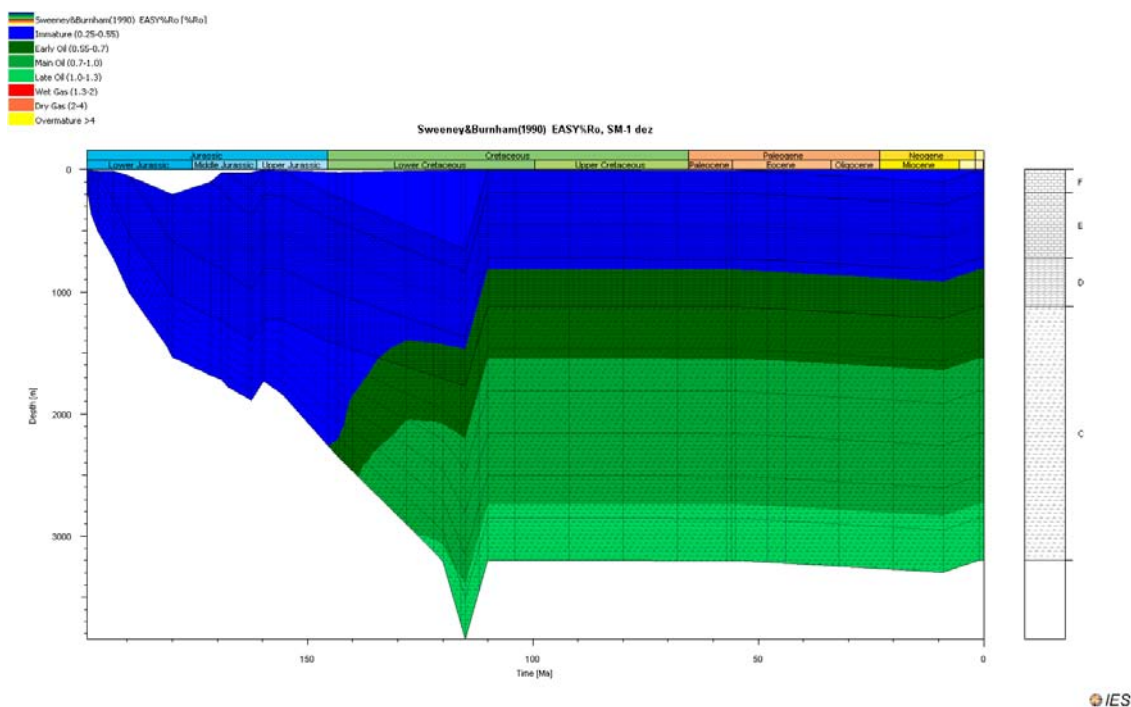


Figura A.48 - História de enterramento do modelo 10 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 150 m no Caloviano, de 650 m no Aptiano e de 100 m no Tortoniano. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

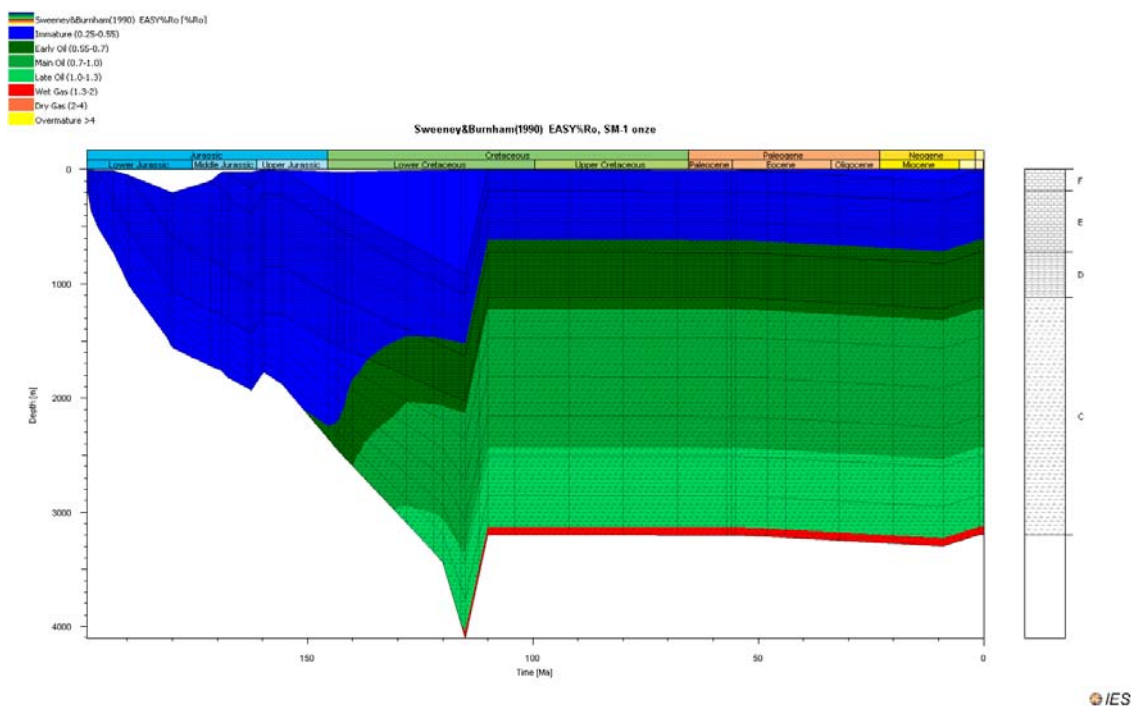


Figura A.49 - História de enterramento do modelo 11 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 150 m no Caloviano, de 910 m no Aptiano e de 100 m no Tortoniano. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

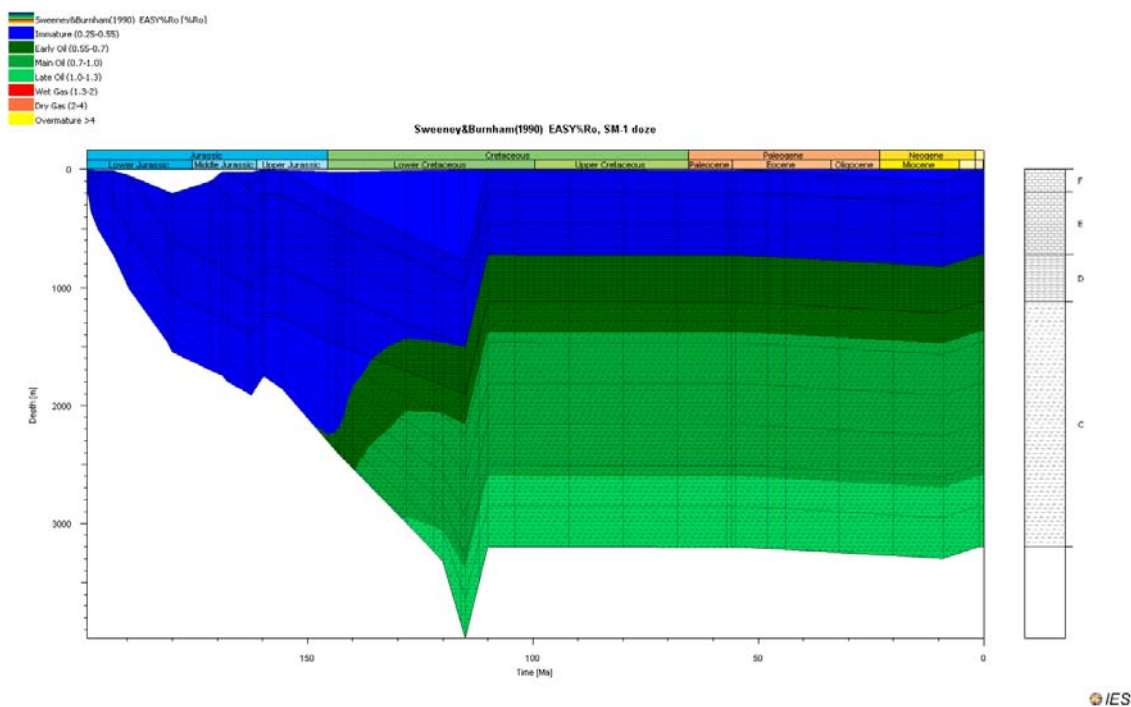


Figura A:50 - História de enterramento do modelo 12 do poço SM-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.12$, $\gamma=3.36$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 150 m no Caloviano, de 780 m no Aptiano e de 100 m no Tortoniano. Movimentação de sal: 500 m aos 160 Ma, 1500 aos 120 Ma e 2080 aos 115 Ma.

A.5 – Poço 17 C-1

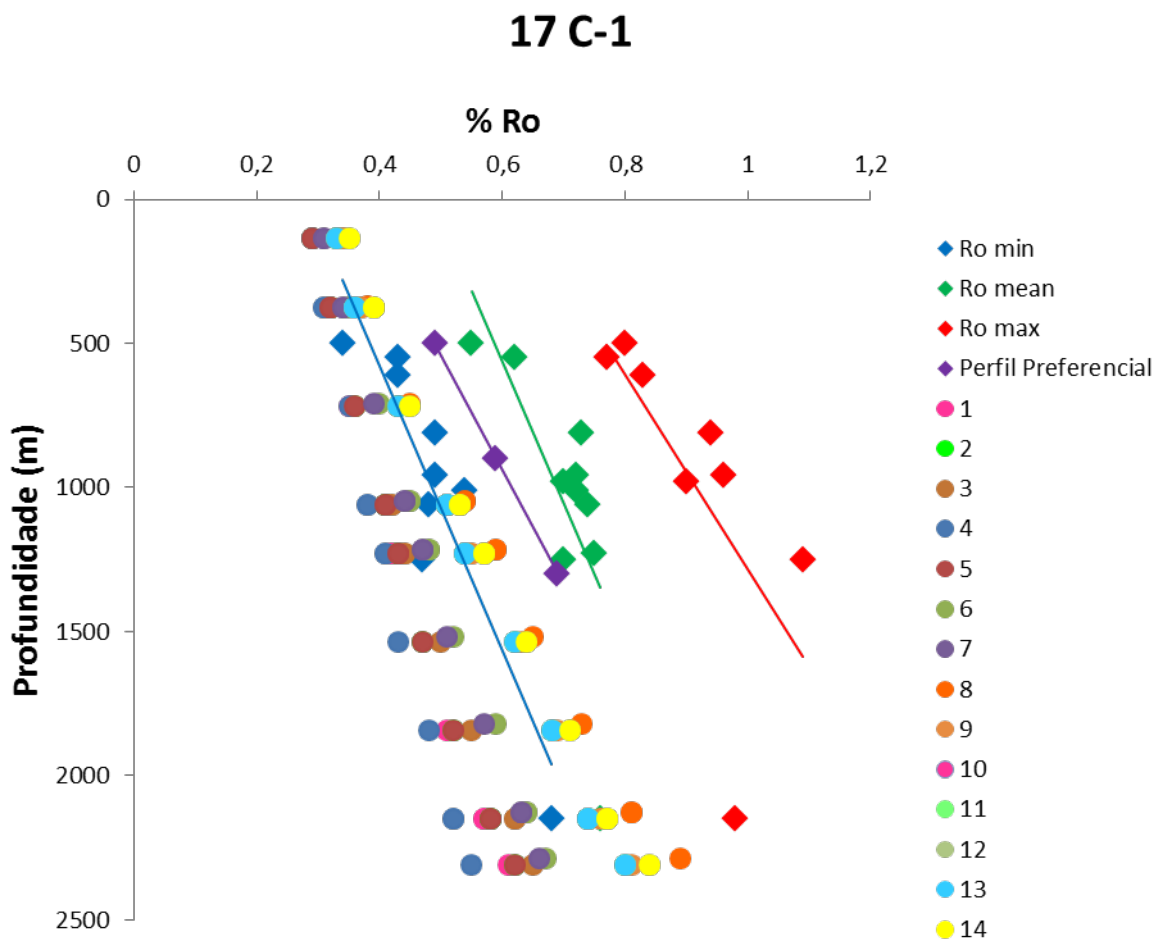


Figura A.51 - Calibração dos modelos de PetroMod do poço 17 C-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.

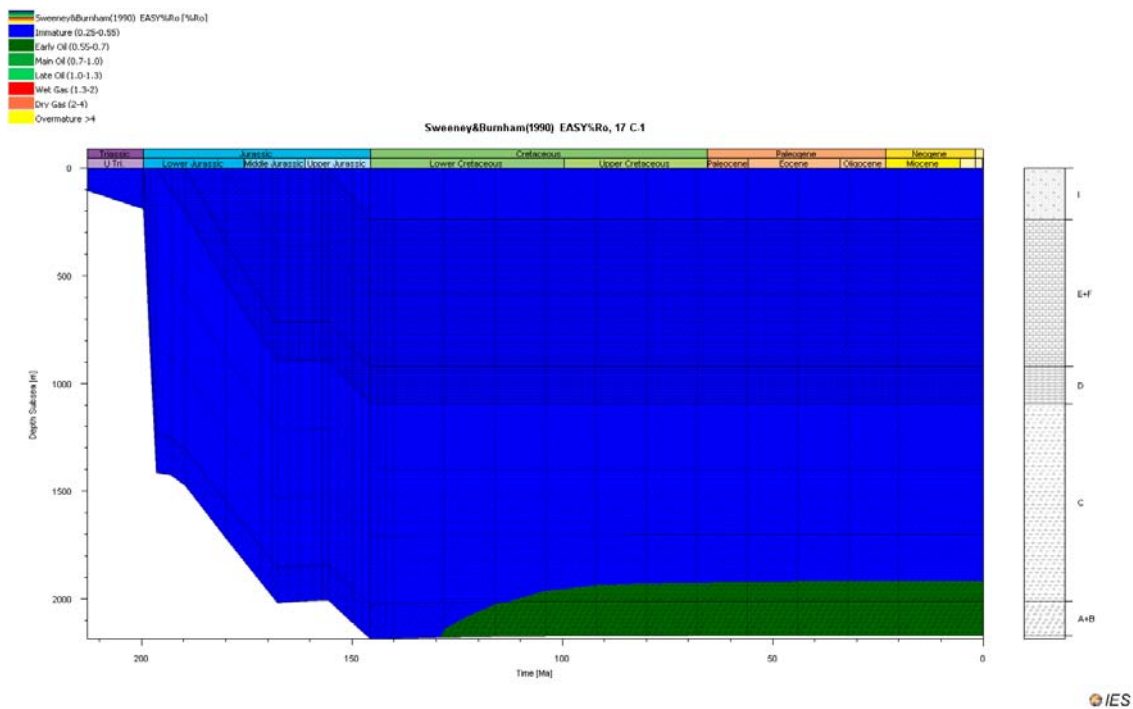


Figura A.52 - História de enterramento do modelo 1 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=2.04$ para o rifte do Jurássico Superior. Modelo sem erosão.

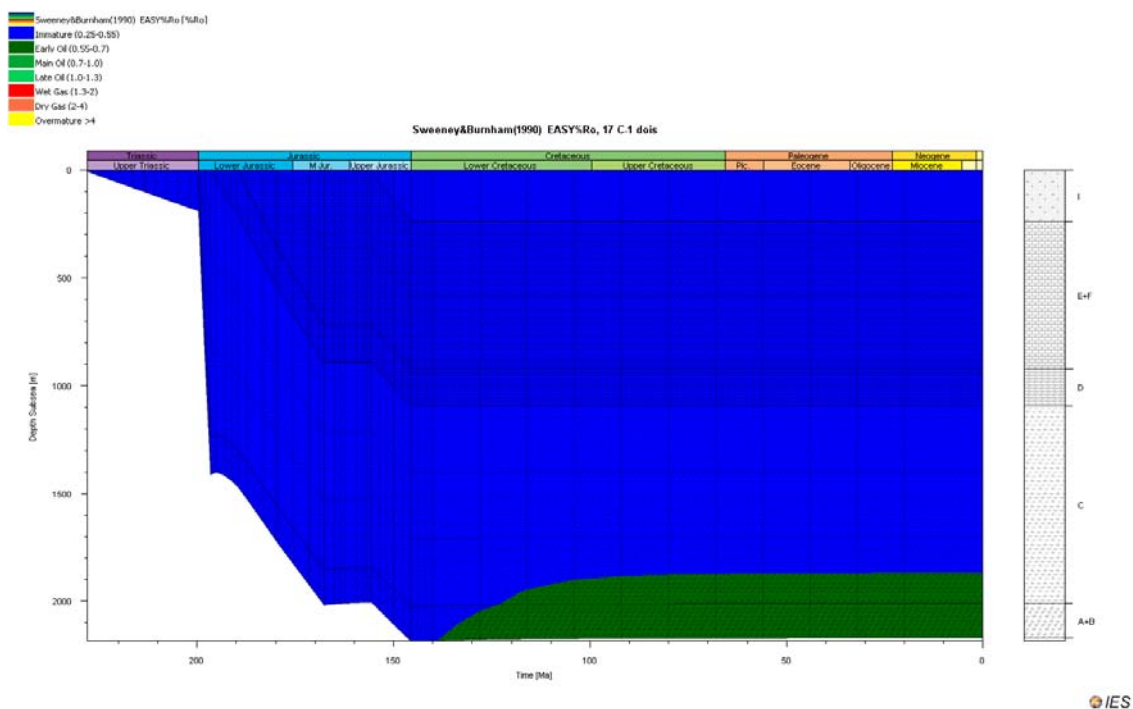


Figura A.53 - História de enterramento do modelo 2 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=2.04$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=2.32$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

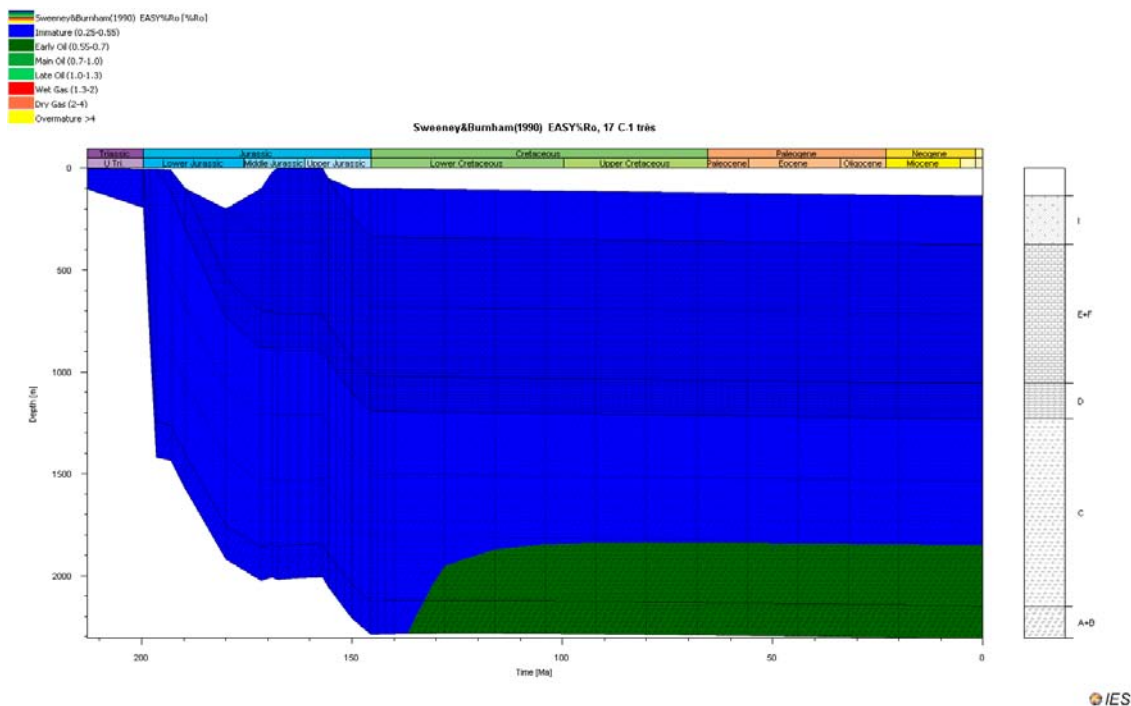


Figura A.54 - História de enterramento do modelo 3 do poço 17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.17$, $\gamma=2.34$ para o rifte do Jurássico Superior. Modelo sem erosão.

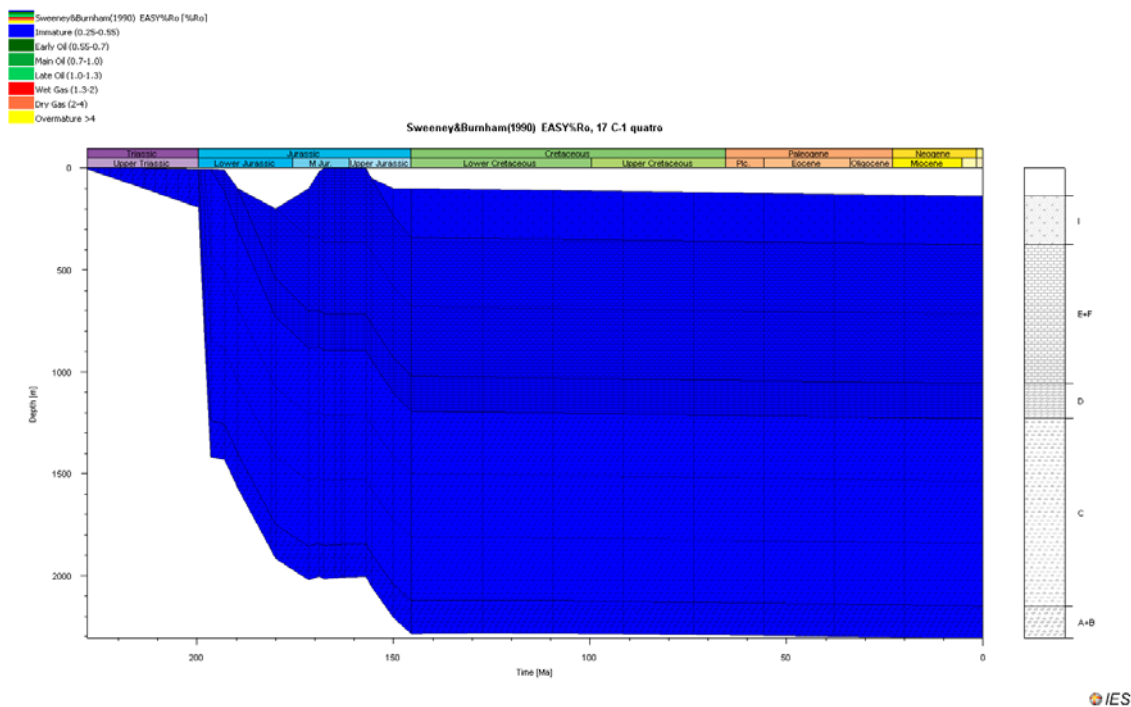


Figura A.55 - História de enterramento do modelo 4 do poço 17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.17$, $\gamma=2.34$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

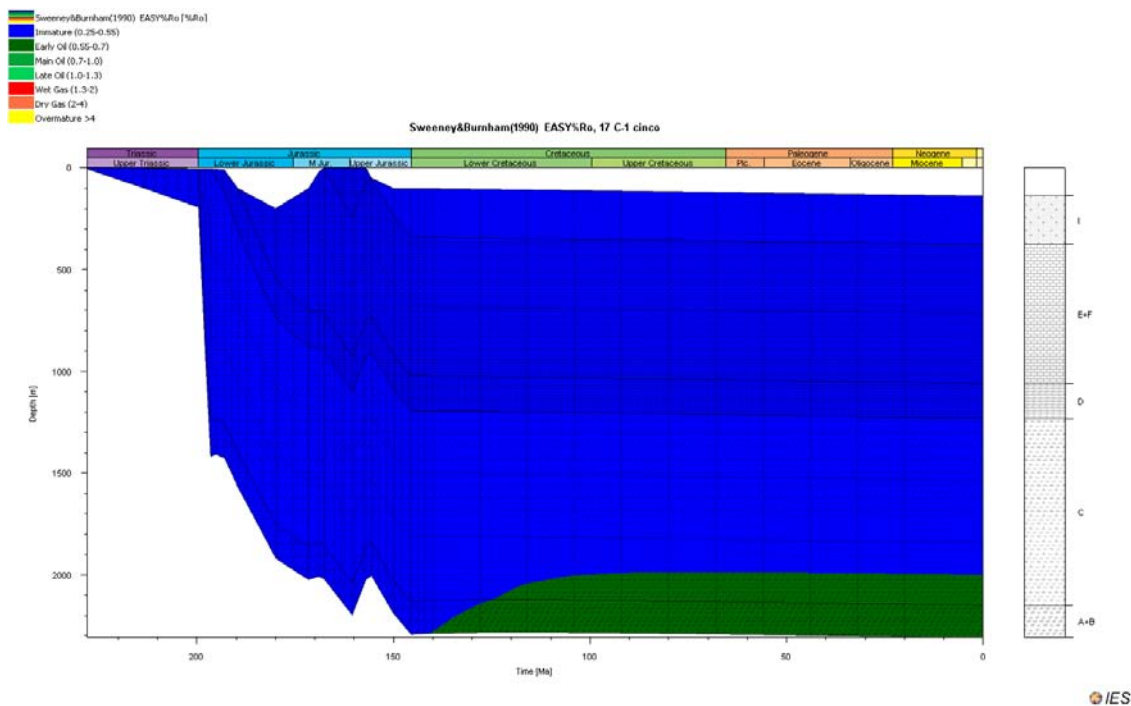


Figura A.56 - História de enterramento do modelo 5 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=2.04$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=2.32$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 243 m no Caloviano.

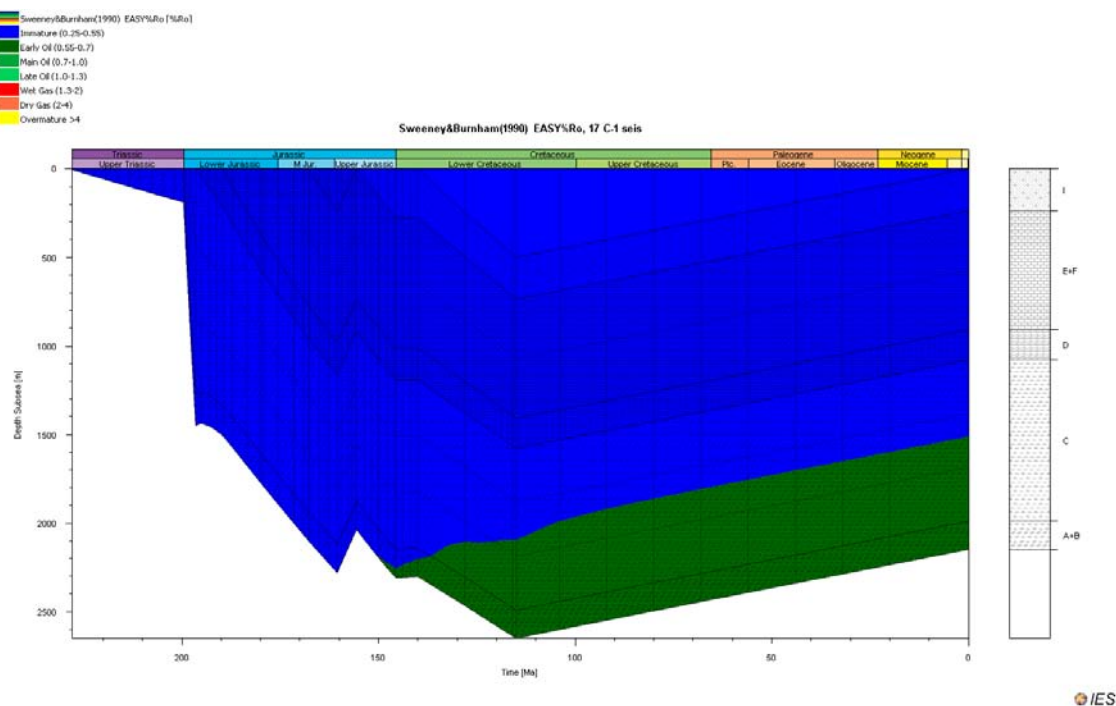


Figura A.57 - História de enterramento do modelo 6 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=2.04$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=2.32$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 243 m no Caloviano e de 550 m no Aptiano.

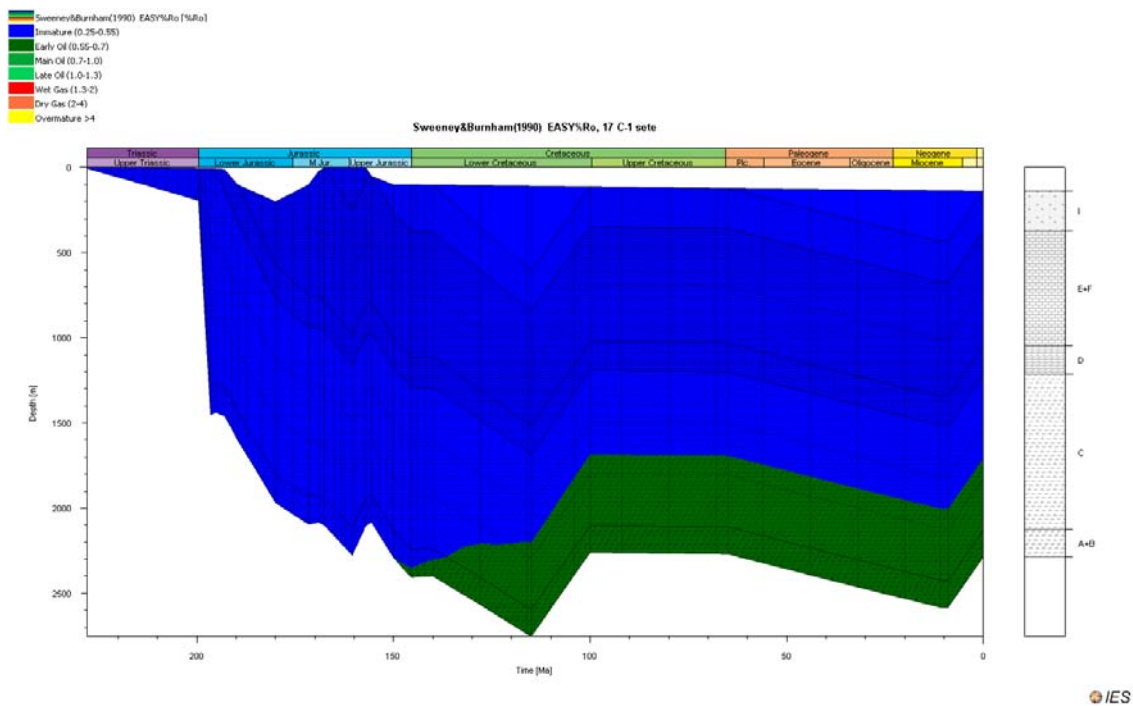


Figura A.58 - História de enterramento do modelo 7 do poço 17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=2.04$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=2.32$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 243 m no Caloviano, de 550 m no Aptiano e de 300 m no Tortoniano.

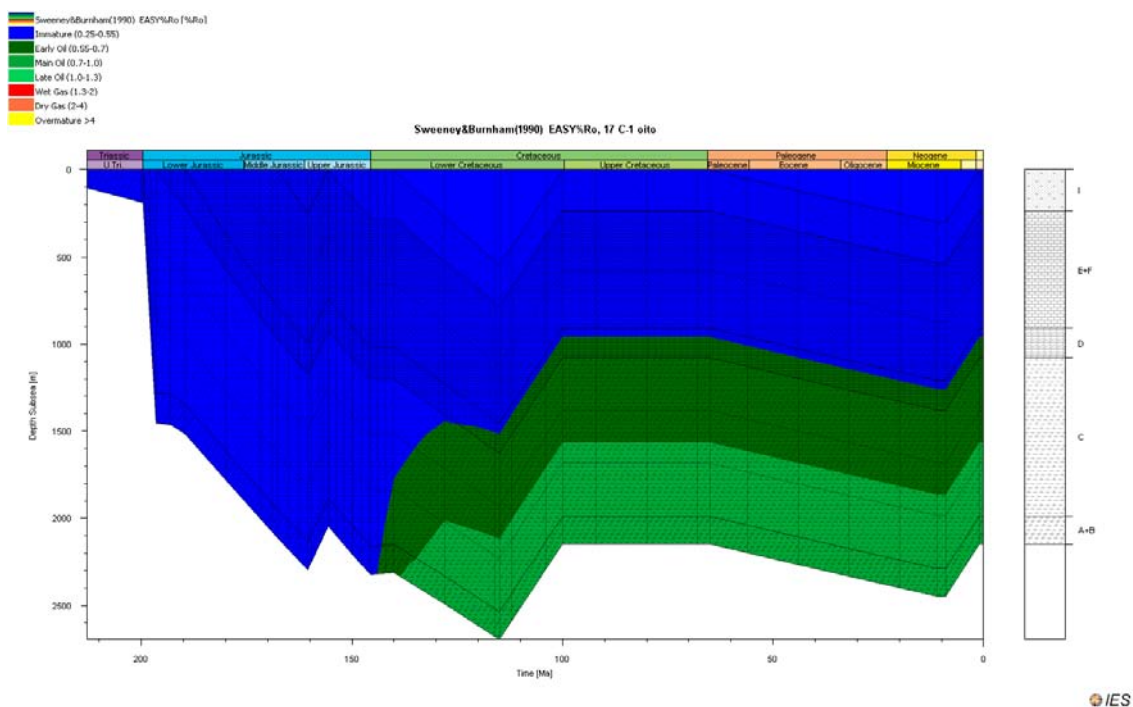


Figura A.59 - História de enterramento do modelo 8 do poço 17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Jurássico Superior. Erosão de 243 m no Caloviano, de 550 m no Aptiano e de 300 m no Tortoniano.

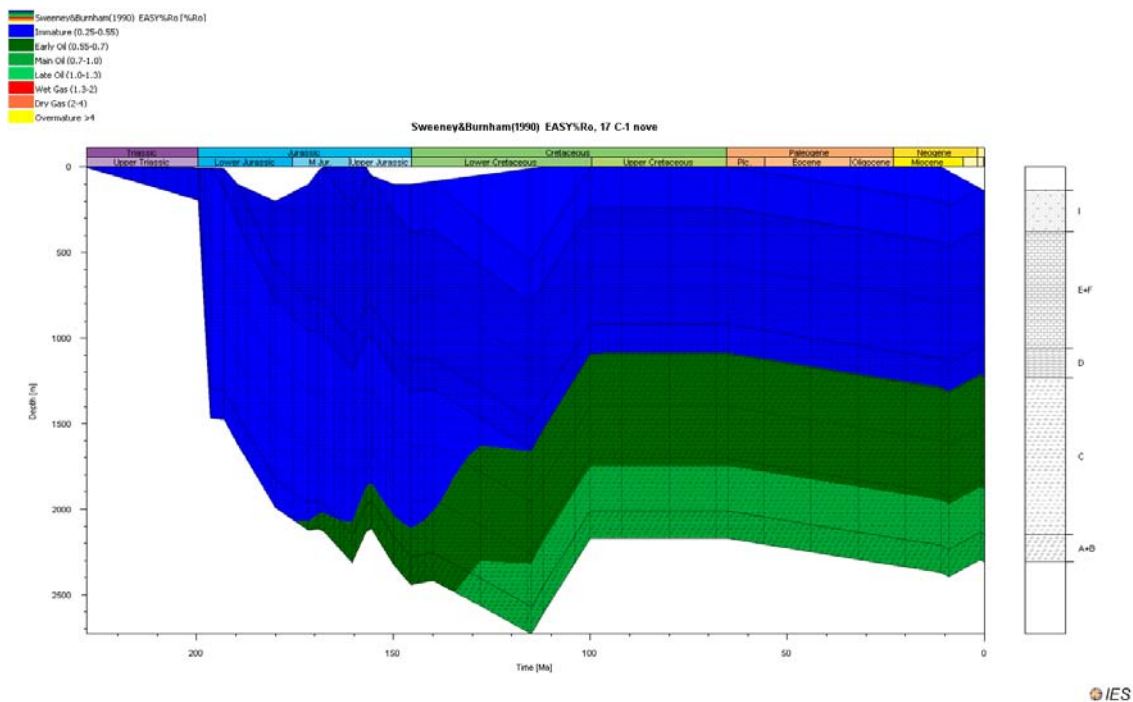


Figura A.60 - História de enterramento do modelo 9 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 243 m no Caloviano, de 550 m no Aptiano e de 200 m no Tortoniano.

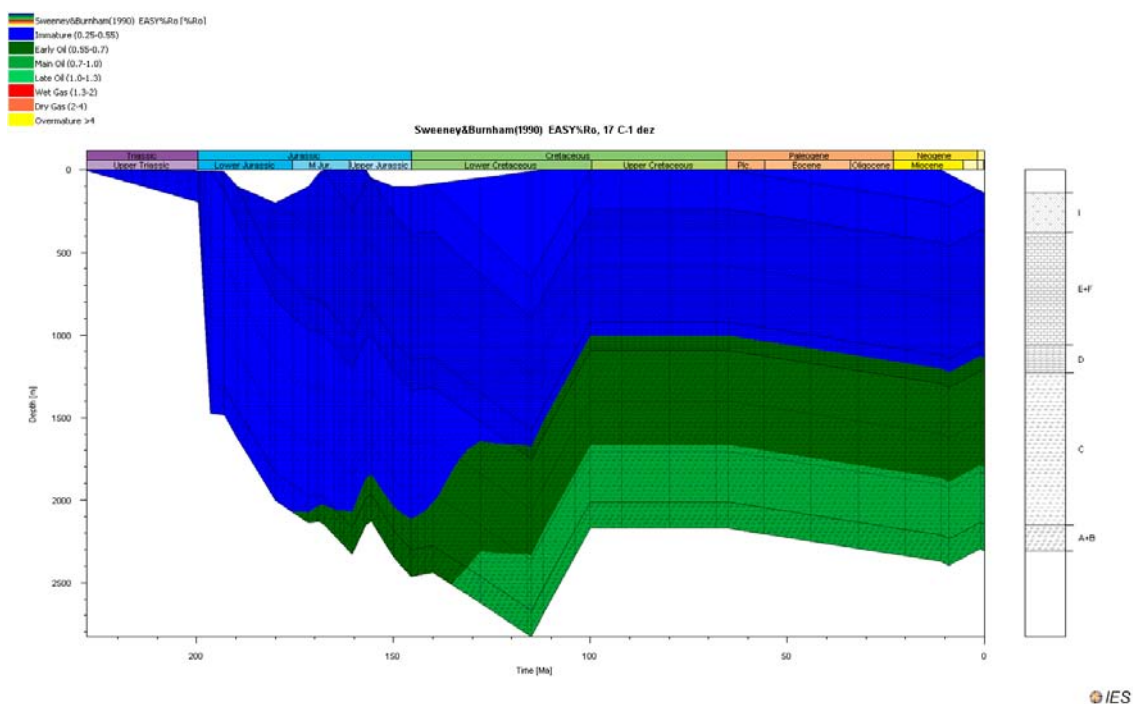


Figura A.61 História de enterramento do modelo 10 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 243 m no Caloviano, de 650 m no Aptiano e de 200 m no Tortoniano.

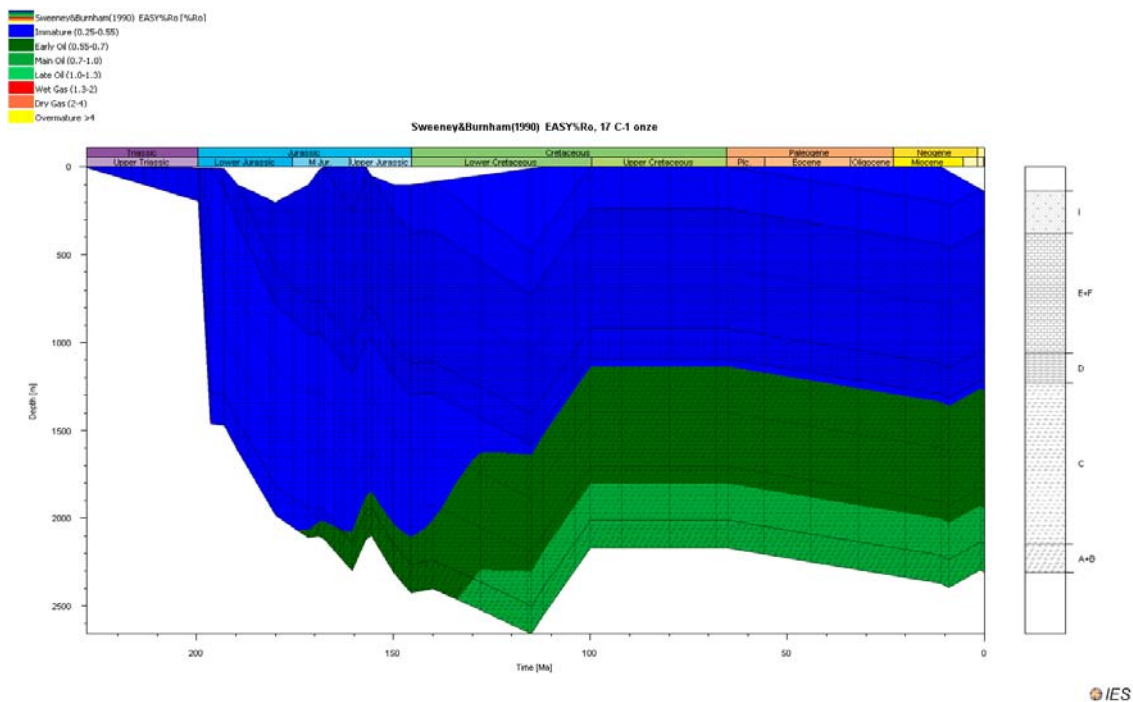


Figura A.62 - História de enterramento do modelo 11 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 243 m no Caloviano, de 480 m no Aptiano e de 200 m no Tortoniano.

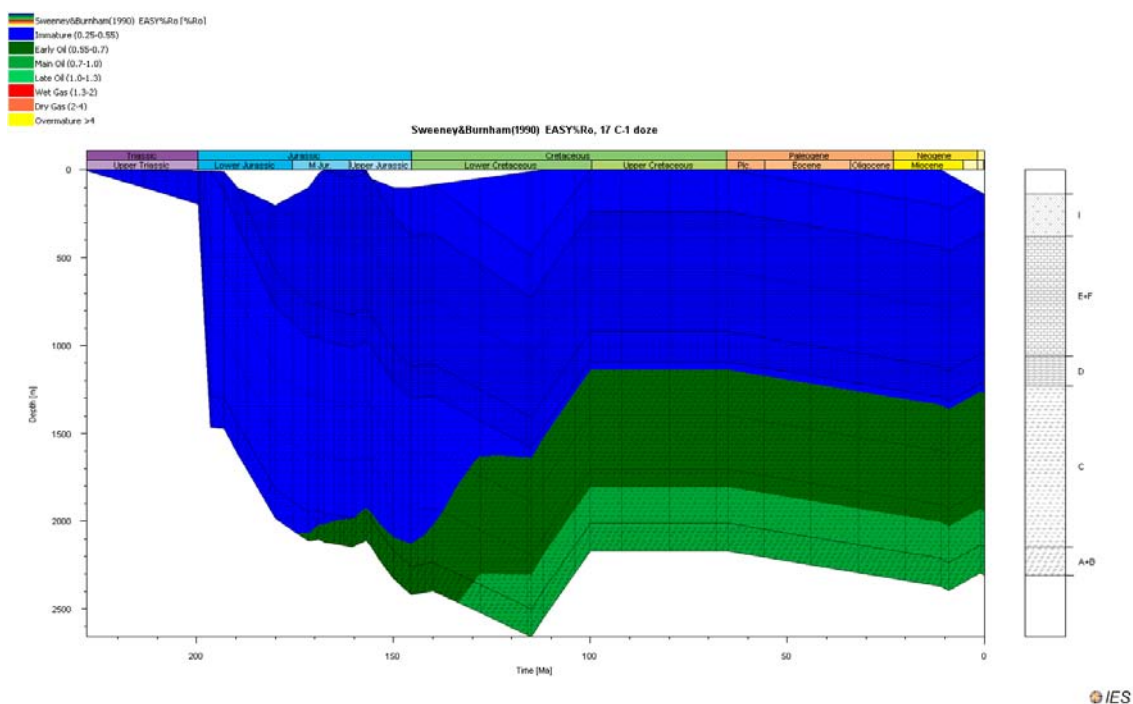


Figura A.63 - História de enterramento do modelo 12 do poço17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 50 m no Caloviano, de 480 m no Aptiano e de 200 m no Tortoniano.

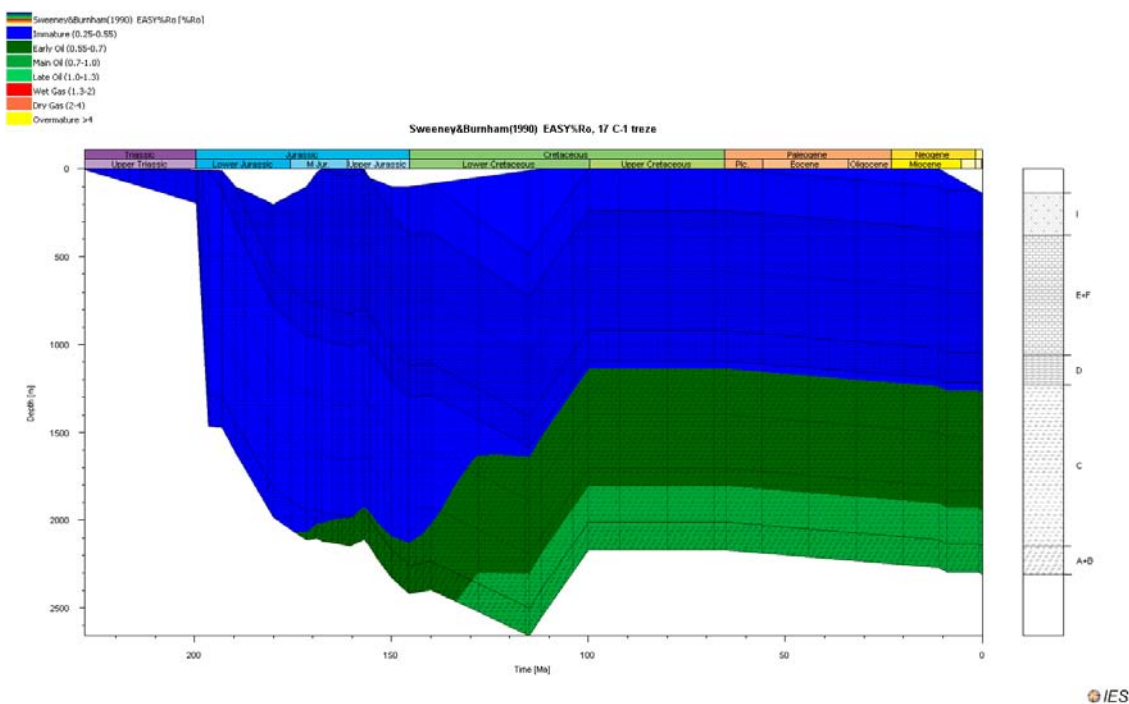


Figura A.64 História de enterramento do modelo 13 do poço 17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 50 m no Caloviano, de 480 m no Aptiano e de 100 m no Tortoniano.

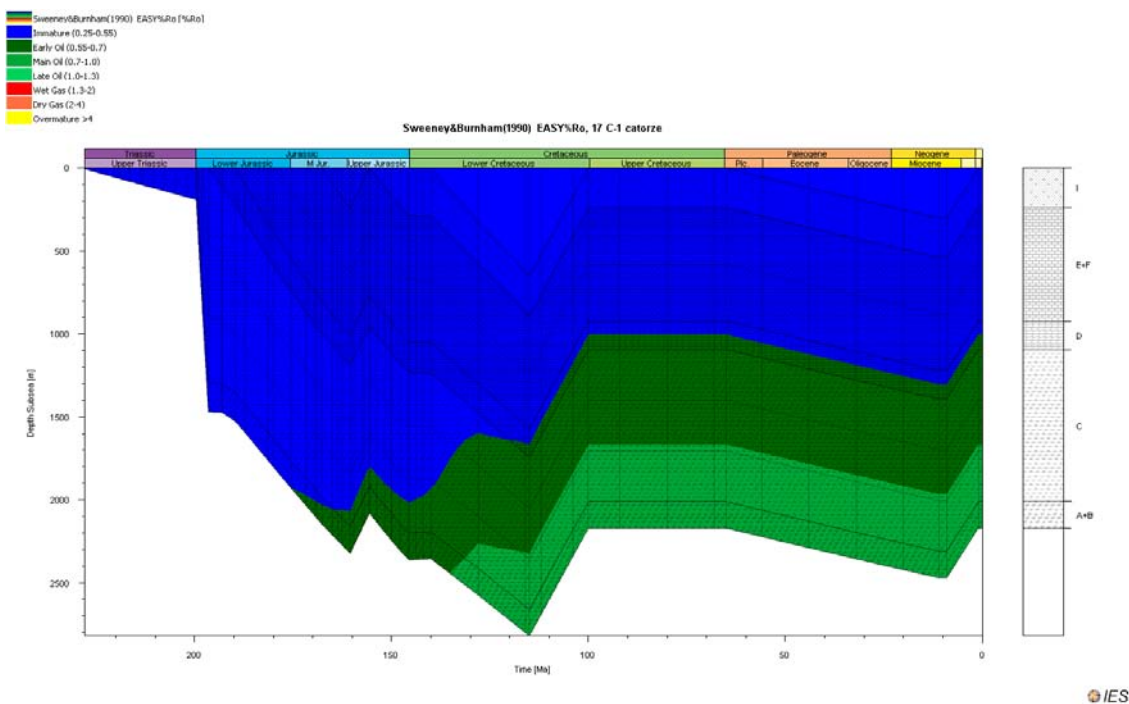


Figura A.65 História de enterramento do modelo 14 do poço 17 C-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.02$, $\gamma=3.06$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.16$, $\gamma=3.48$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 243 m no Caloviano, de 650 m no Aptiano e de 300 m no Tortoniano.

A.6 – Poço Cp-1

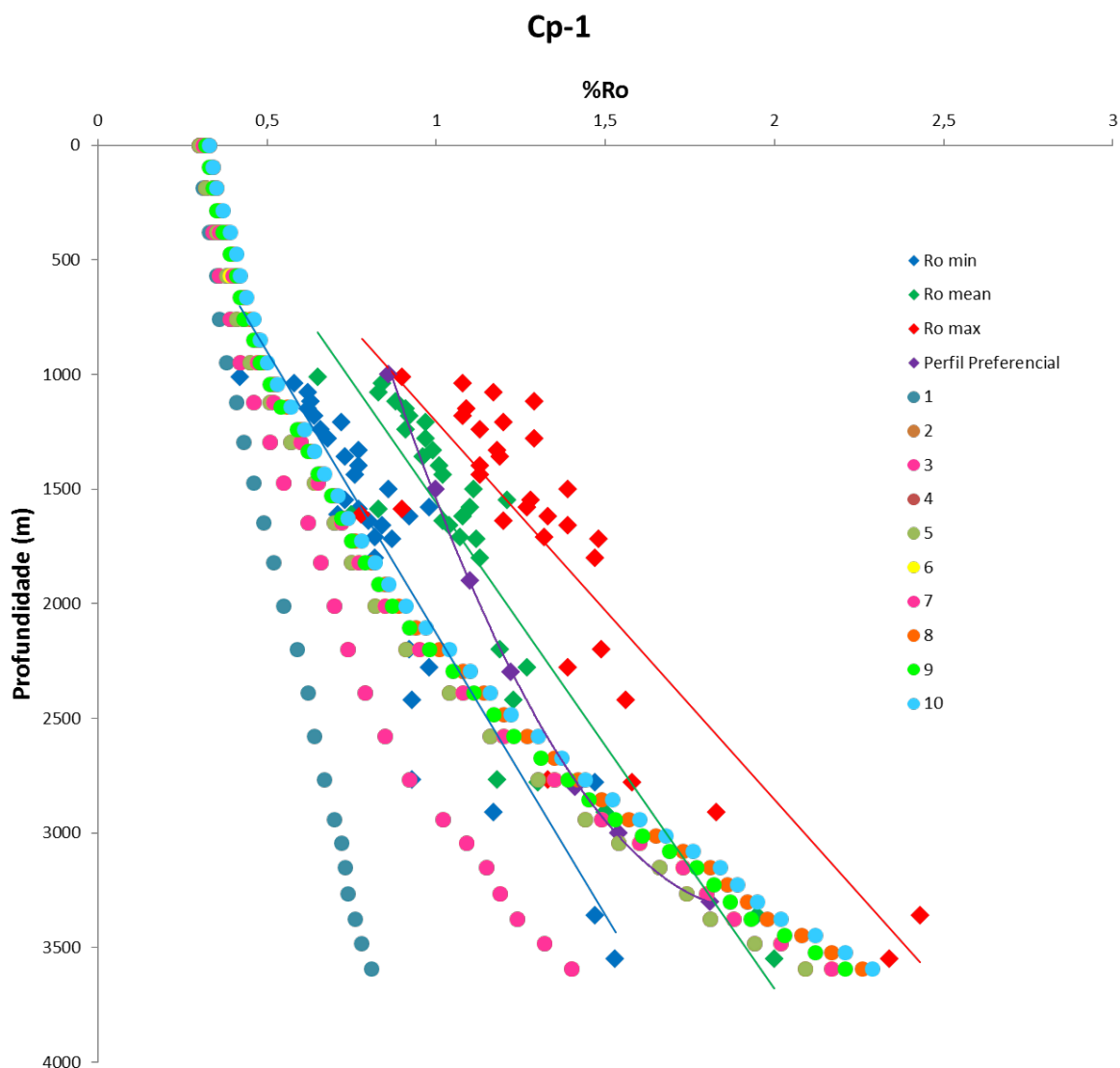


Figura A.66 - Calibração dos modelos de PetroMod do poço Cp-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.

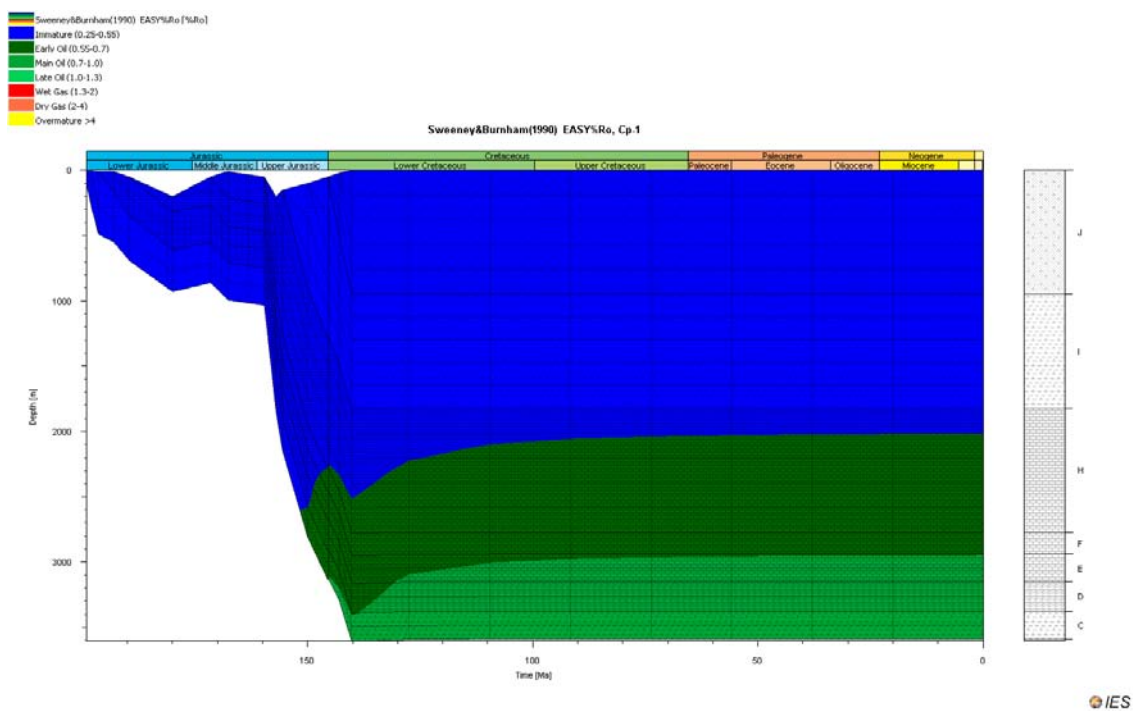


Figura A.67 - História de enterramento do modelo 1 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.10$, $\gamma=2.20$ para o rifte do Triásico Superior. Modelo sem erosão.

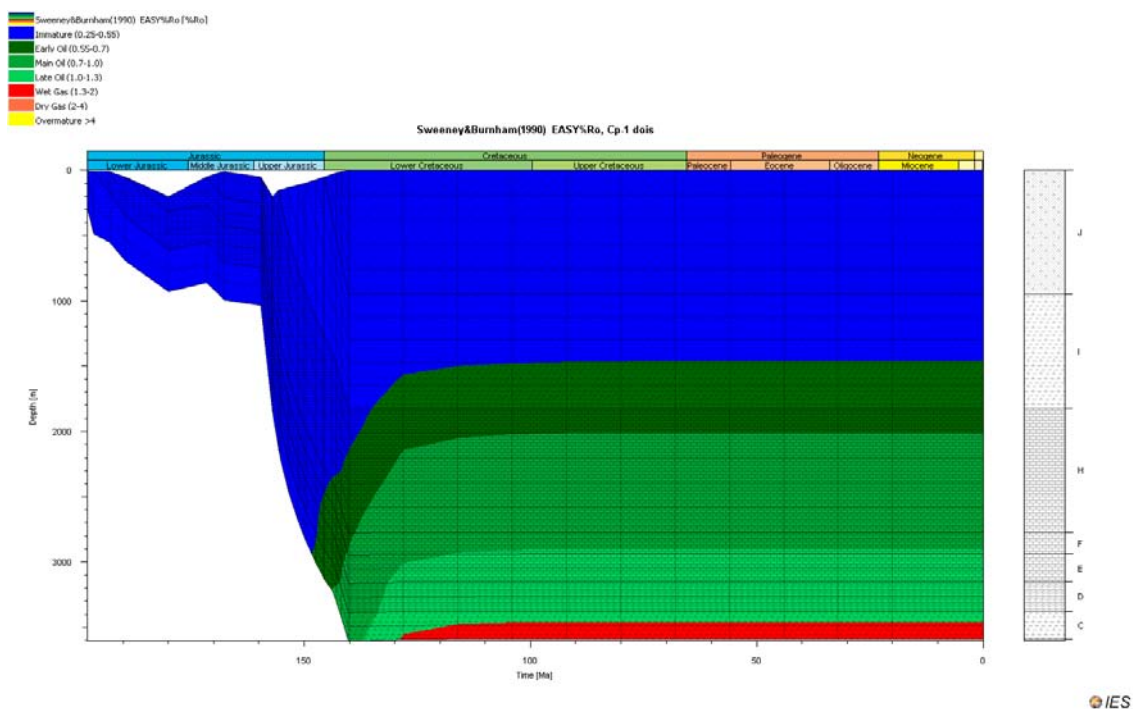


Figura A.68- História de enterramento do modelo 2 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.18$, $\gamma=2.36$ para o rifte do Jurássico Superior. Modelo sem erosão.

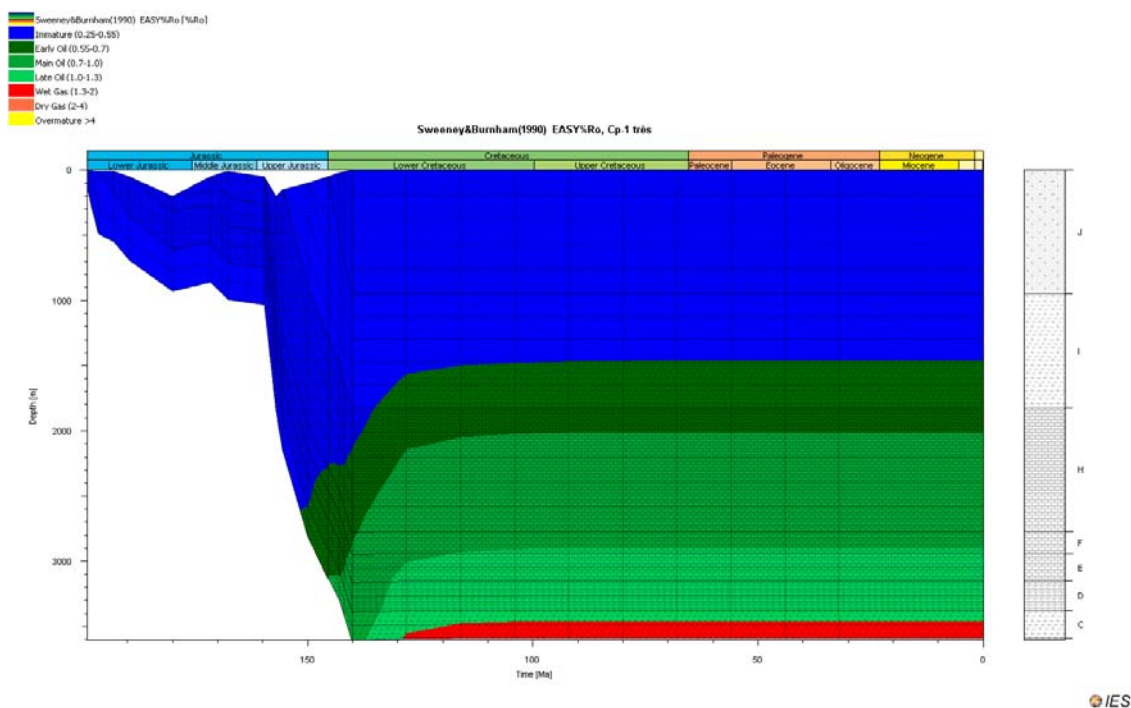


Figura A.69 - História de enterramento do modelo 3 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.18$, $\gamma=2.36$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.10$, $\gamma=2.20$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

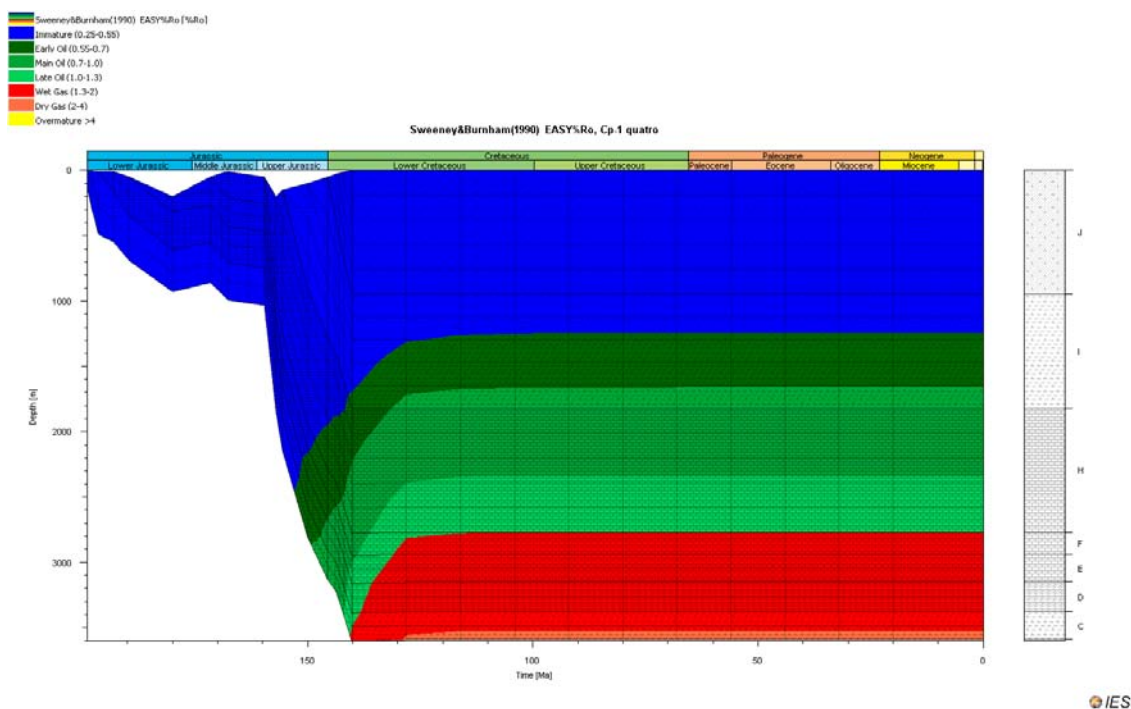


Figura A.70 - História de enterramento do modelo 4 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.18$, $\gamma=3.54$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.10$, $\gamma=3.30$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

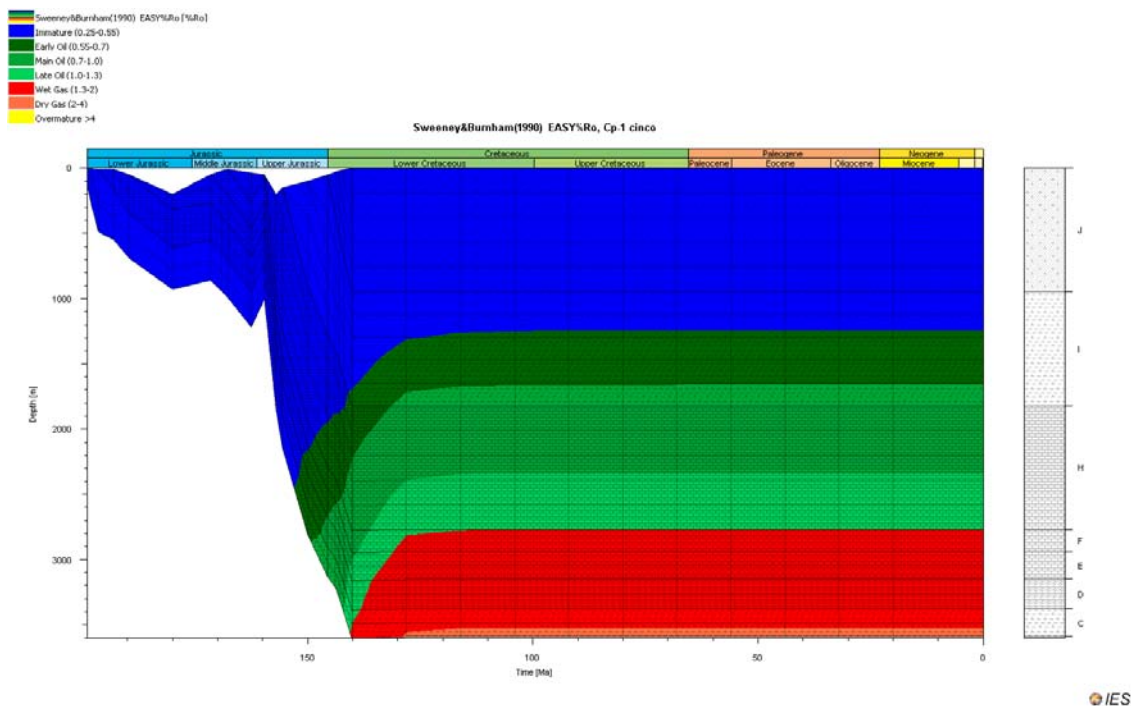


Figura A.71 - História de enterramento do modelo 5 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.18$, $\gamma=3.54$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.10$, $\gamma=3.30$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 228 m no Caloviano.

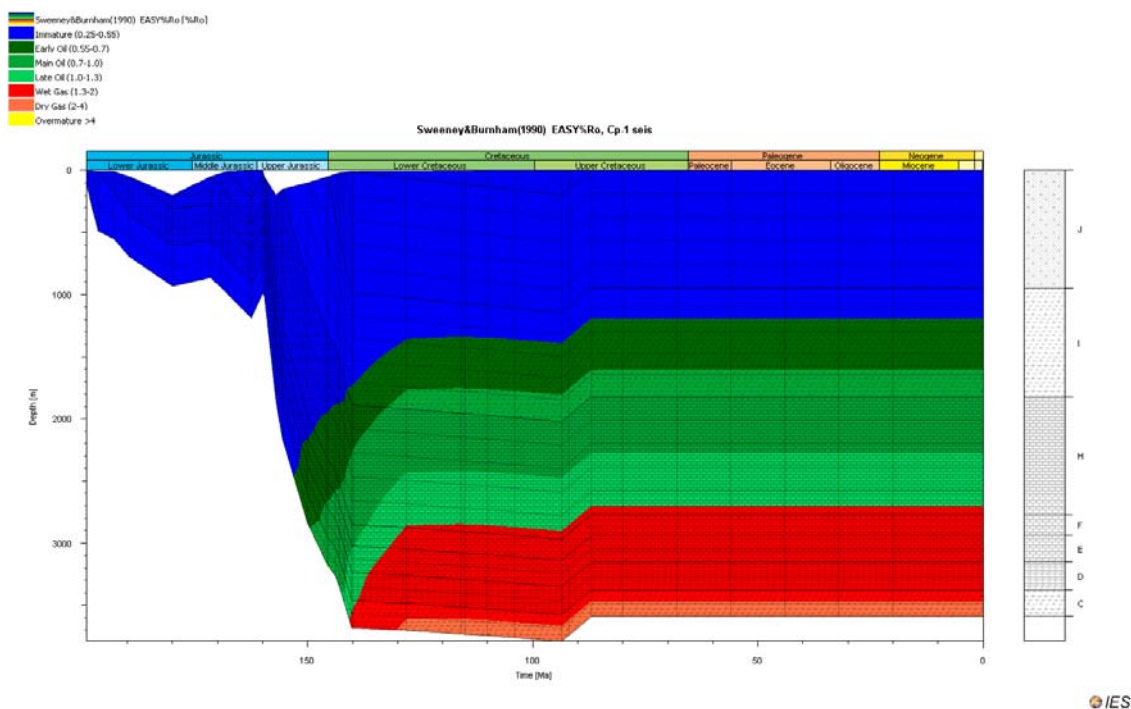


Figura A.72 - História de enterramento do modelo 6 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.18$, $\gamma=3.54$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.10$, $\gamma=3.30$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 228 m no Caloviano e de 200 m no Turoniano.

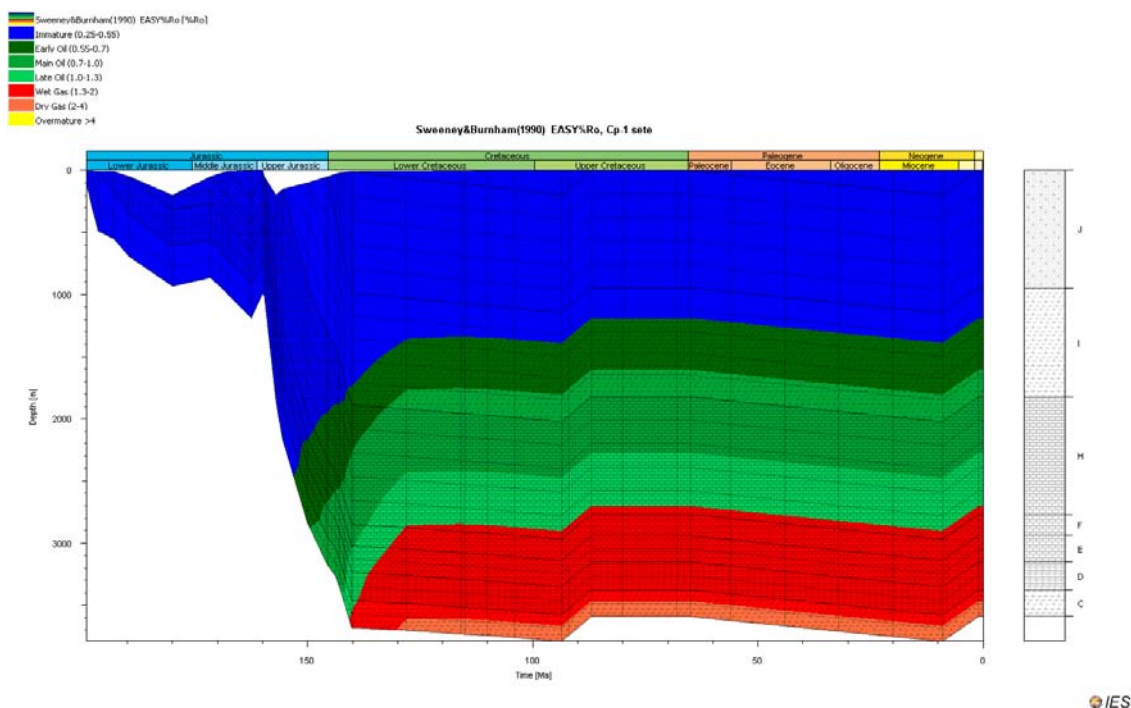


Figura A.73 - História de enterramento do modelo 7 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.18$, $\gamma=3.54$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.10$, $\gamma=3.30$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 228 m no Caloviano, de 200 m no Turoniano e de 200 m no Tortoniano.

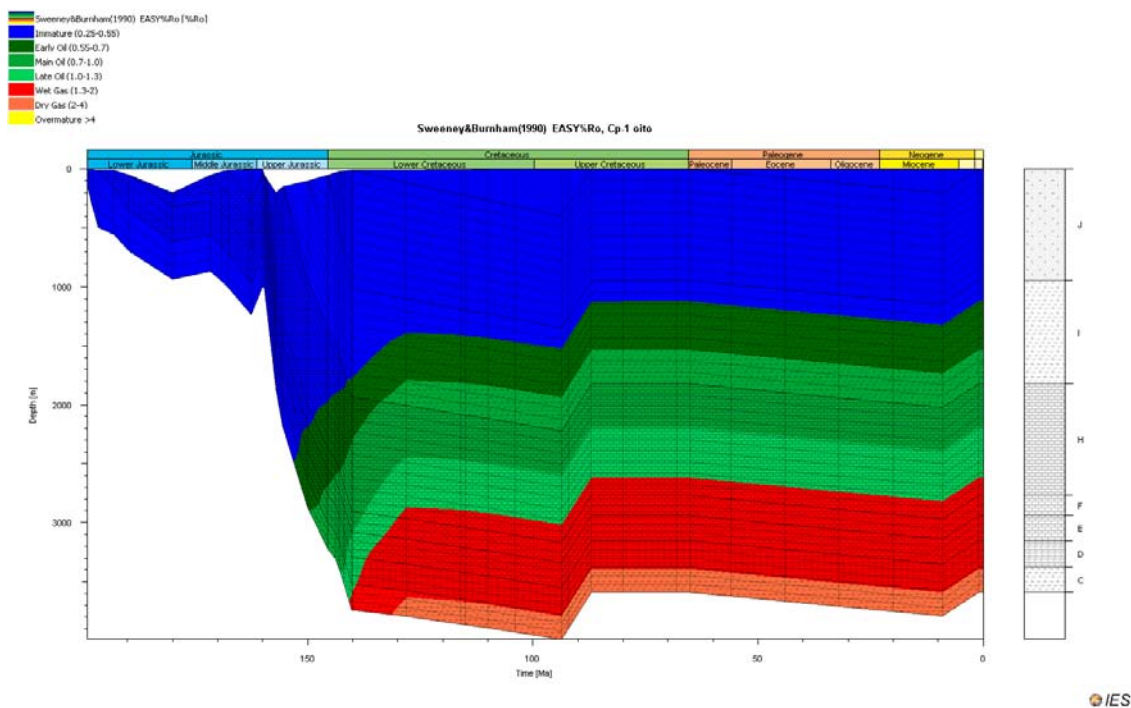


Figura A.74 - História de enterramento do modelo 8 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.18$, $\gamma=3.54$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.10$, $\gamma=3.30$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 276 m no Caloviano, de 400 m no Turoniano e de 200 m no Tortoniano.

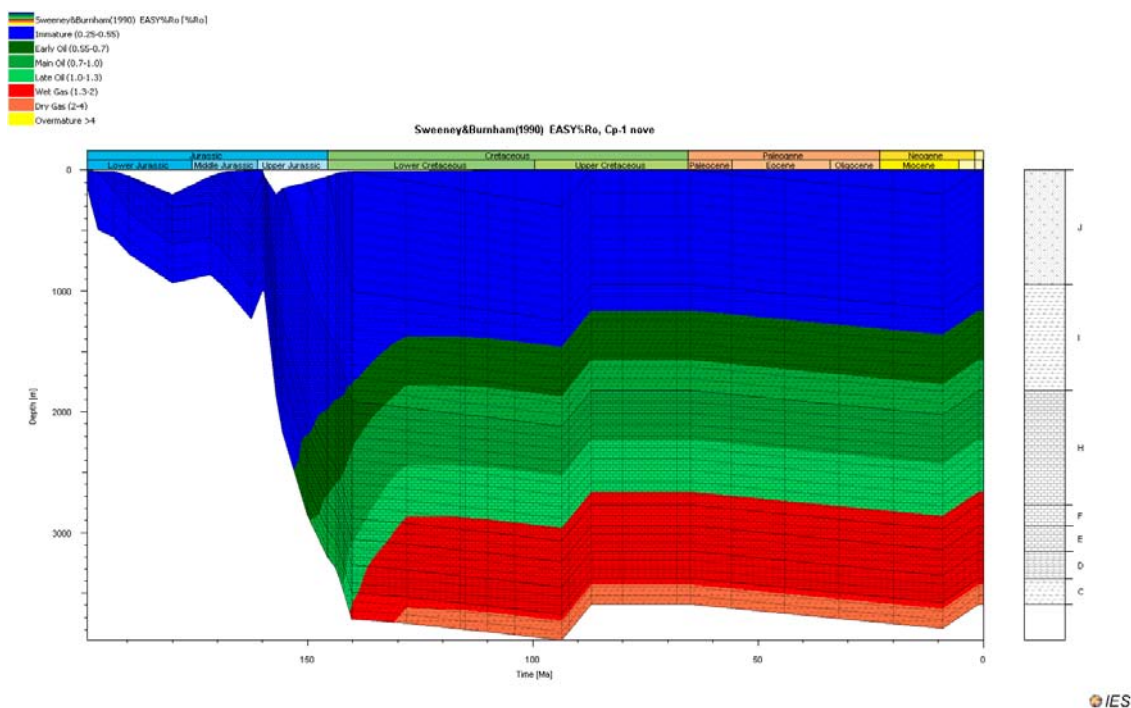


Figura A.75 - História de enterramento do modelo 9 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.18$, $\gamma=3.54$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.10$, $\gamma=3.30$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 276 m no Caloviano, de 300 m no Turoniano e de 200 m no Tortoniano.

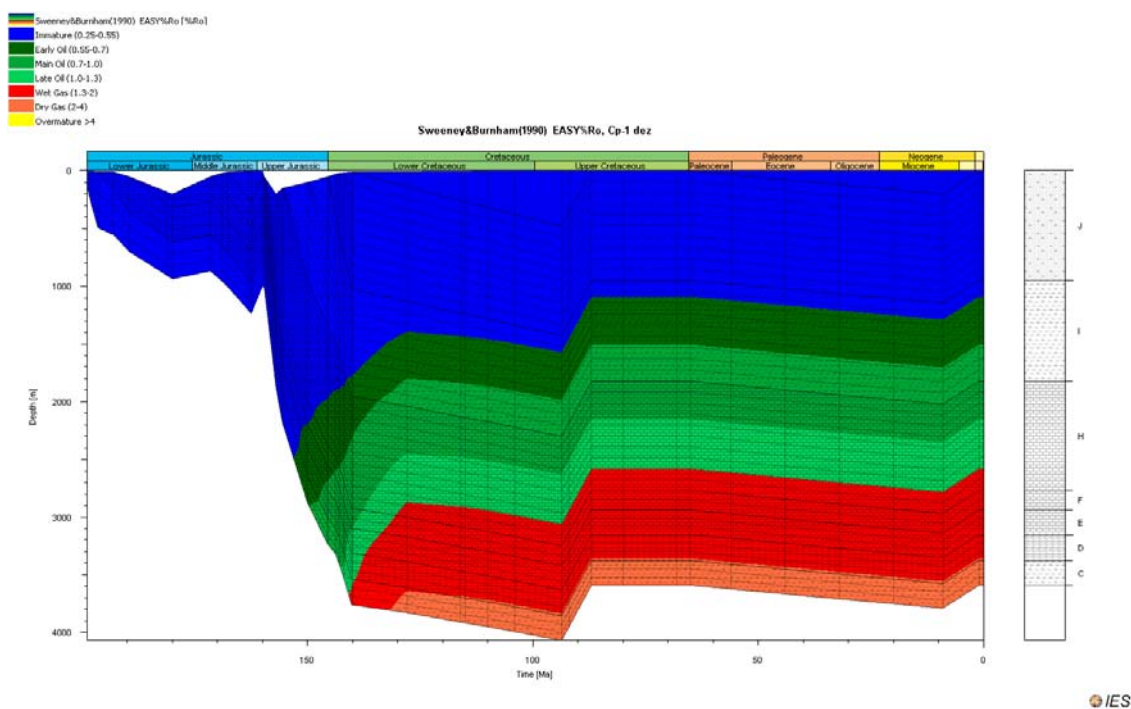


Figura A.76 História de enterramento do modelo 10 do poço Cp-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.18$, $\gamma=3.54$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.10$, $\gamma=3.30$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 276 m no Caloviano, de 480 m no Turoniano e de 200 m no Tortoniano.

A.7 – Poço Fx-1

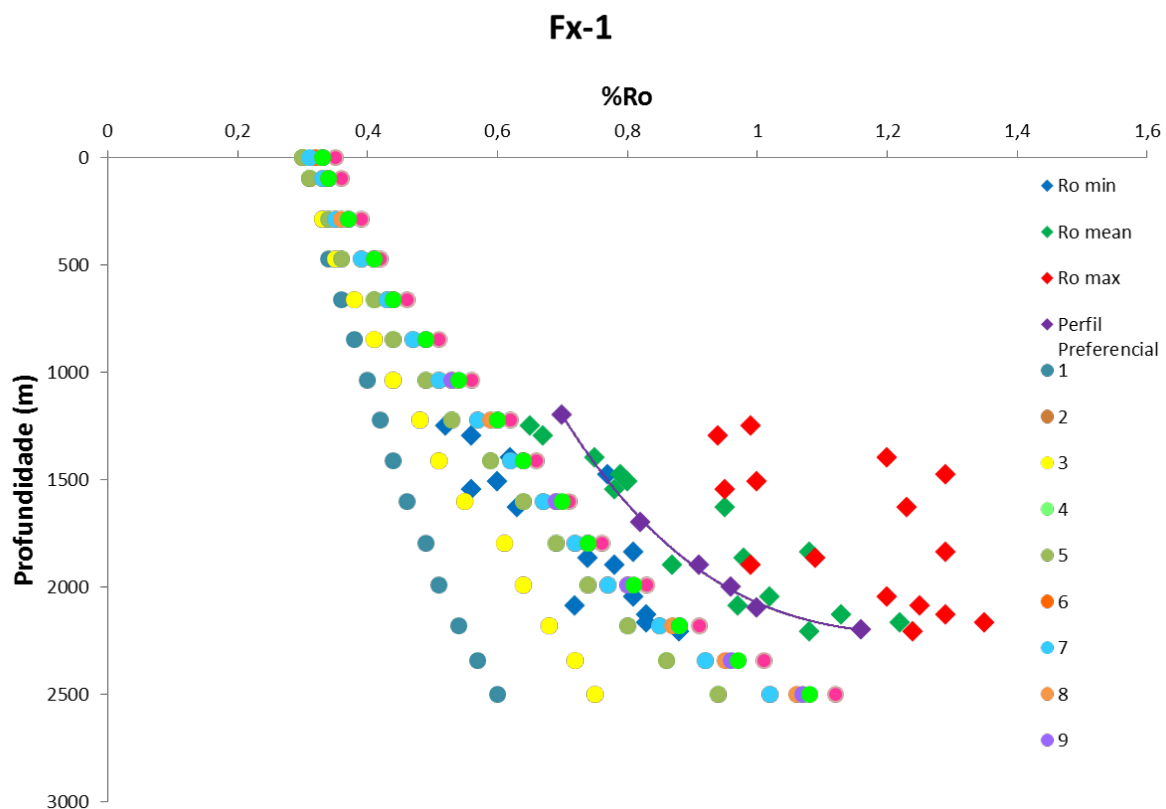


Figura A.77 - Calibração dos modelos de PetroMod do poço Fx-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.

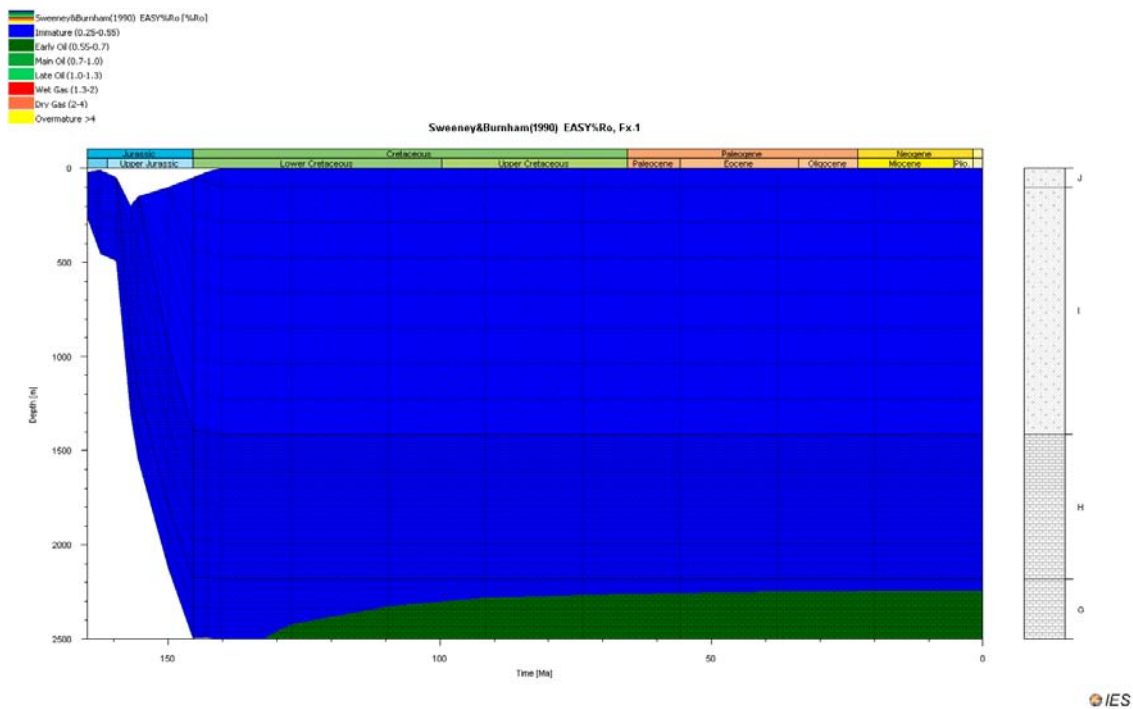


Figura A.78 - História de enterramento do modelo 1 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.06$, $\gamma=2.12$ para o rifte do Triásico Superior. Modelo sem erosão.

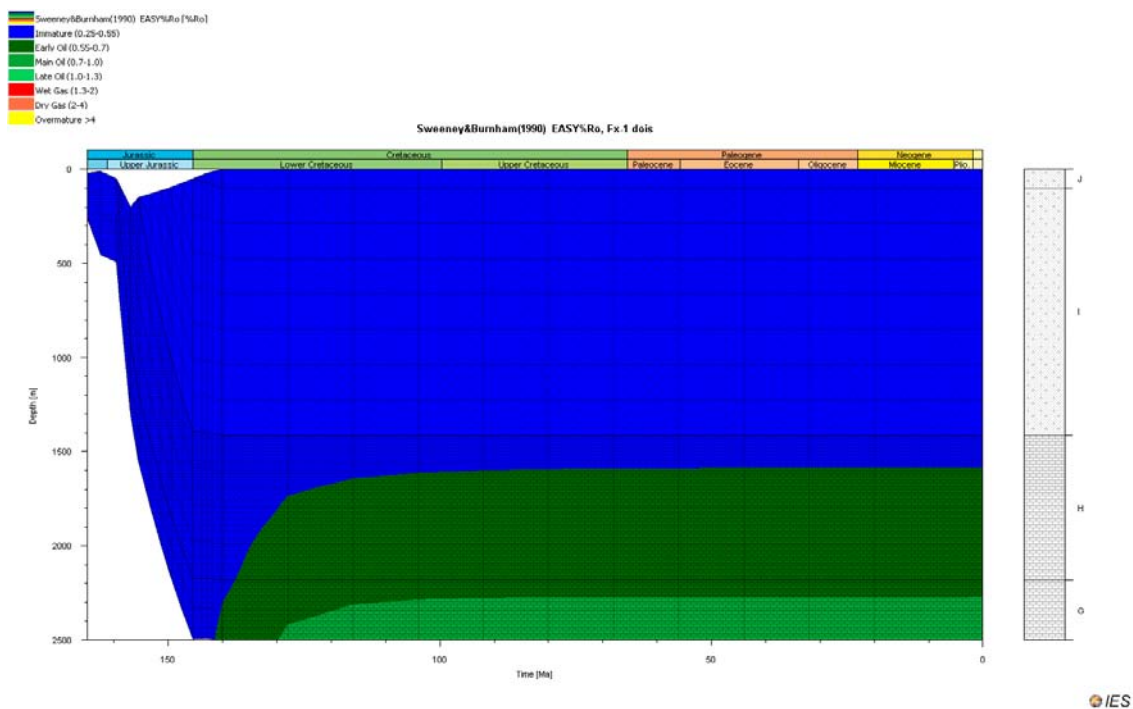


Figura A.79 História de enterramento do modelo 2 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.14$, $\gamma=2.28$ para o rifte do Jurássico Superior. Modelo sem erosão.

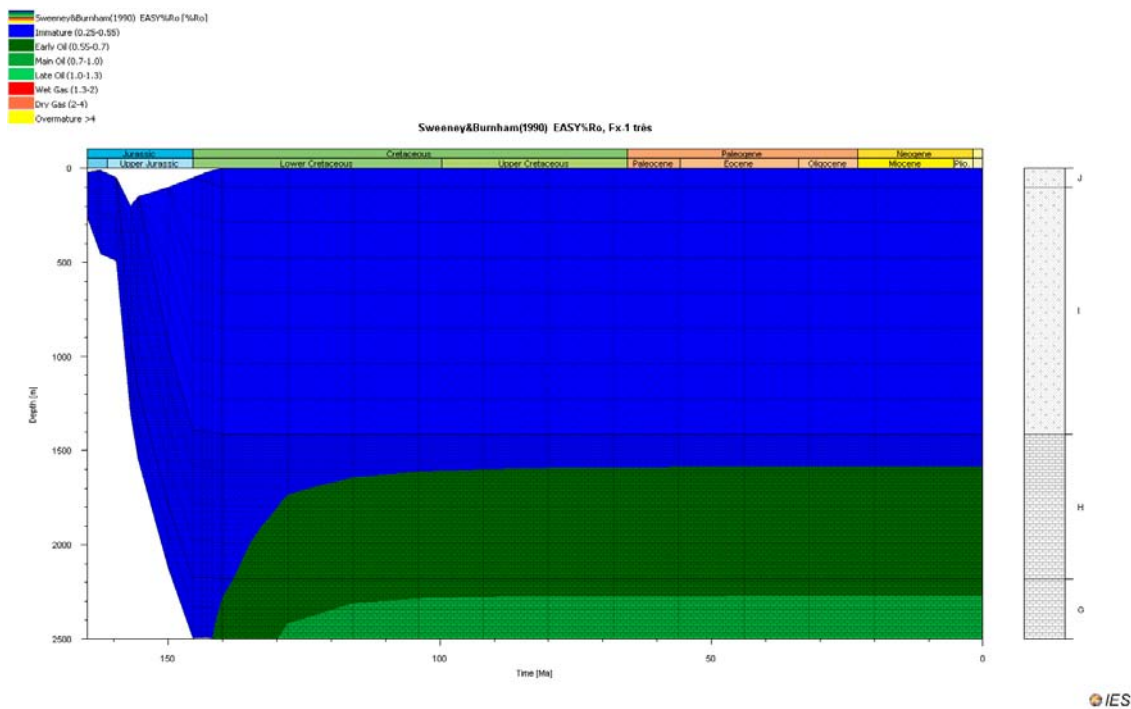


Figura A.80 - História de enterramento do modelo 3 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.14$, $\gamma=2.28$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=2.12$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

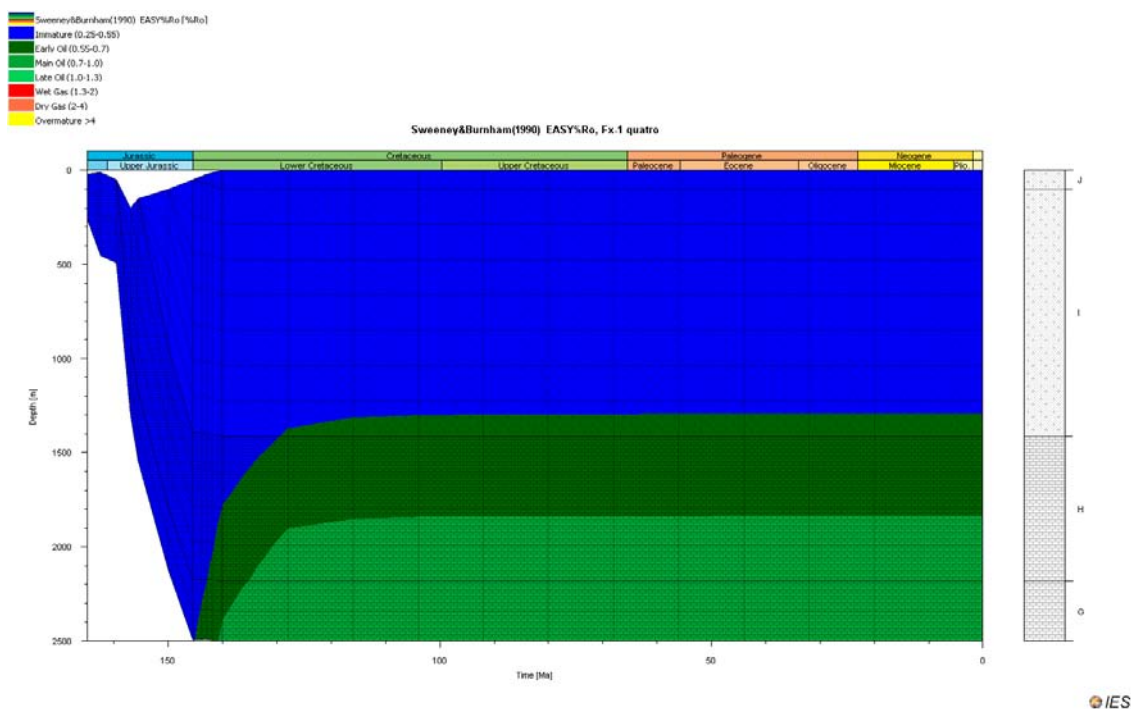


Figura A.81 História de enterramento do modelo 4 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.14$, $\gamma=3.42$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

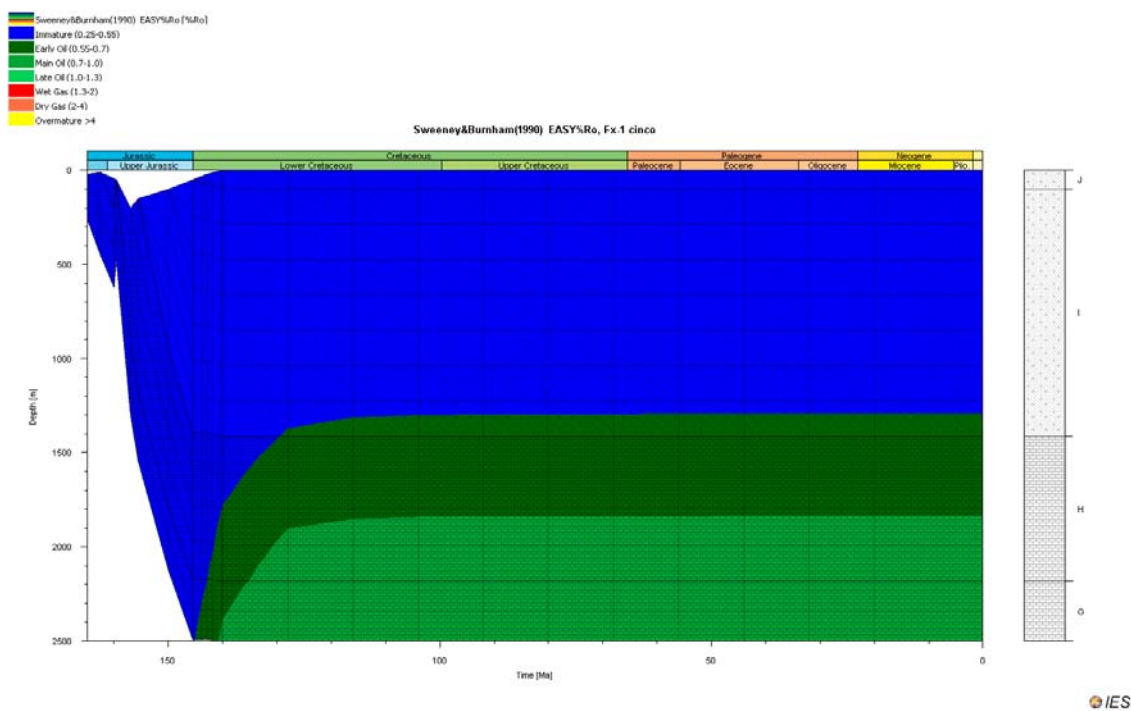


Figura A.82 História de enterramento do modelo 5 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.14$, $\gamma=3.42$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 153 m no Caloviano.

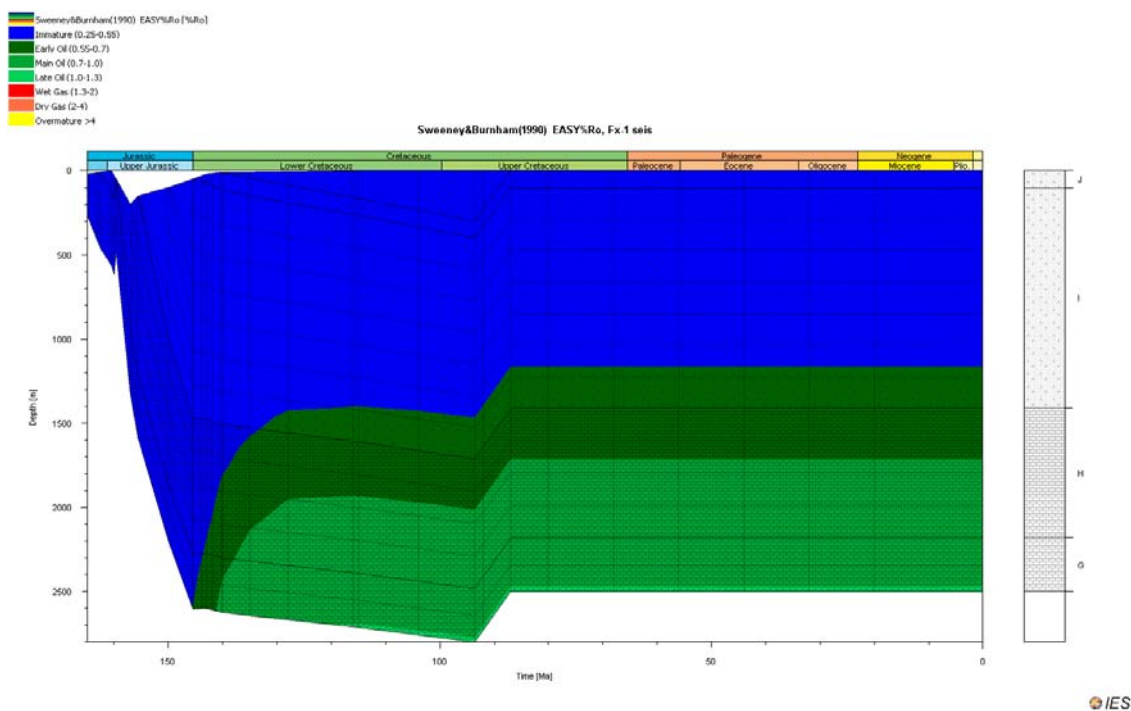


Figura A.83 História de enterramento do modelo 6 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.14$, $\gamma=3.42$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 153 m no Caloviano e 300 m no Turoniano.

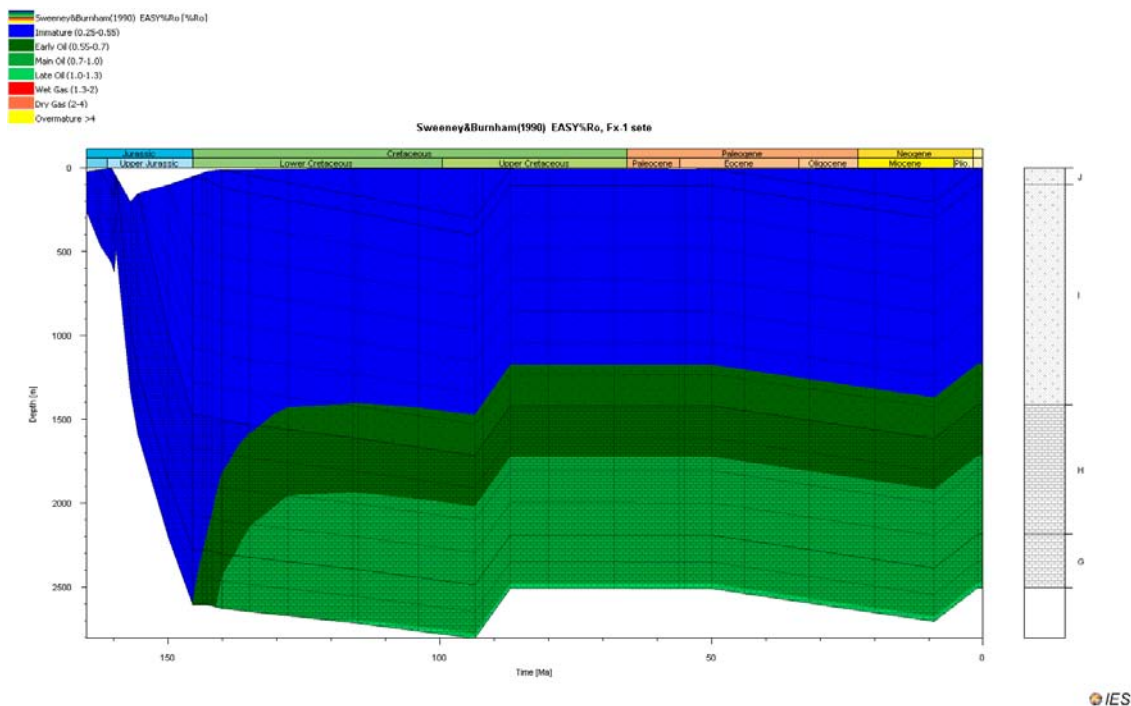


Figura A.84 - História de enterramento do modelo 7 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.14$, $\gamma=3.42$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 153 m no Caloviano, 300 m no Turoniano e de 200 m no Tortoniano.

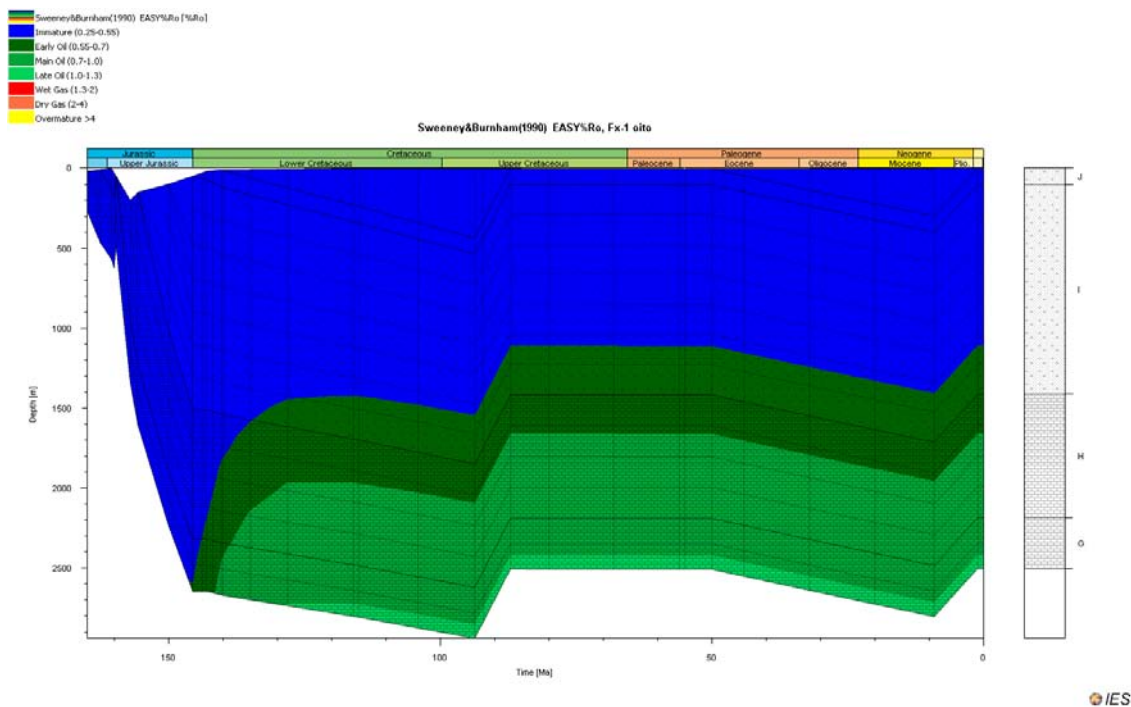


Figura A.85 - História de enterramento do modelo 8 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.14$, $\gamma=3.42$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 153 m no Caloviano, 435 m no Turoniano e de 300 m no Tortoniano.

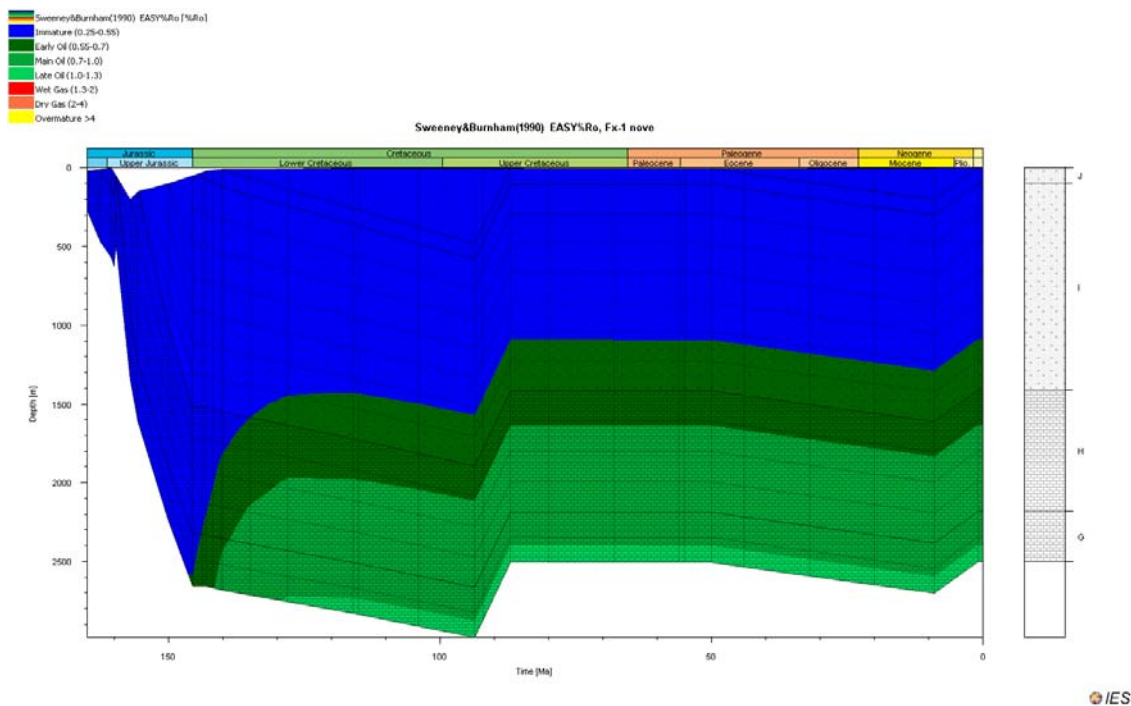


Figura A.86 - História de enterramento do modelo 9 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.14$, $\gamma=3.42$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 153 m no Caloviano, 480 m no Turoniano e de 200 m no Tortoniano.

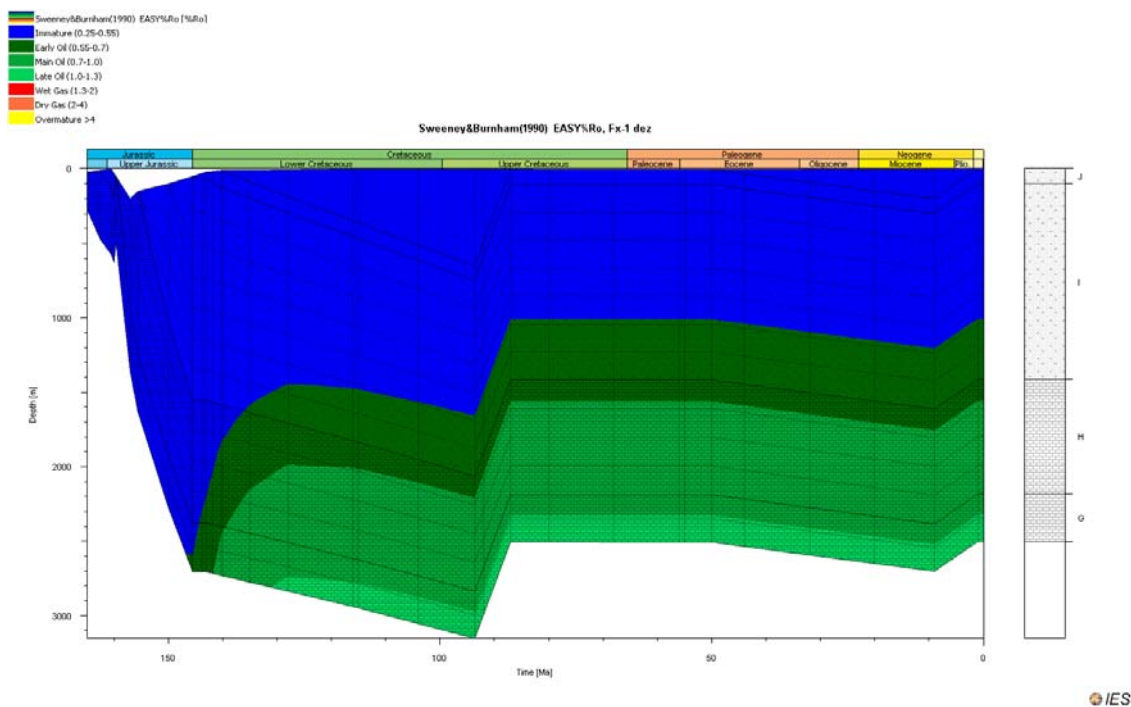


Figura A.87 - História de enterramento do modelo 10 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.14$, $\gamma=3.42$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 153 m no Caloviano, 650 m no Turoniano e de 200 m no Tortoniano.

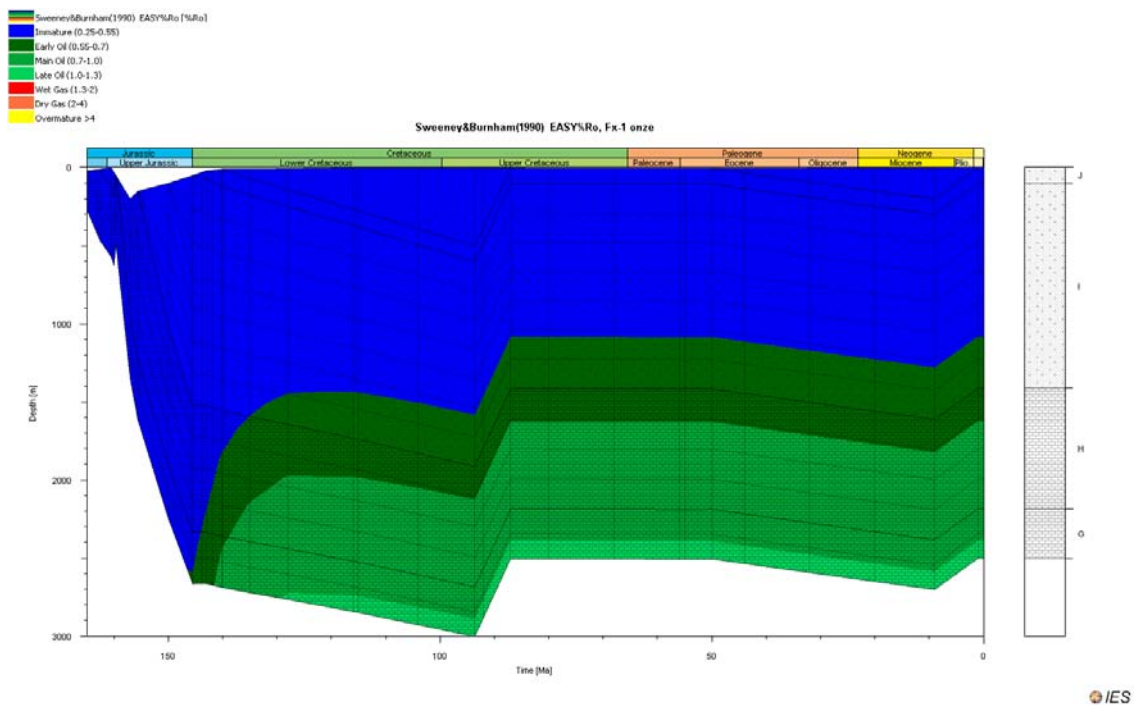


Figura A.88 - História de enterramento do modelo 11 do poço Fx-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.14$, $\gamma=3.42$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 153 m no Caloviano, 500 m no Turoniano e de 200 m no Tortoniano.

A.8 – Poço 20 B-1

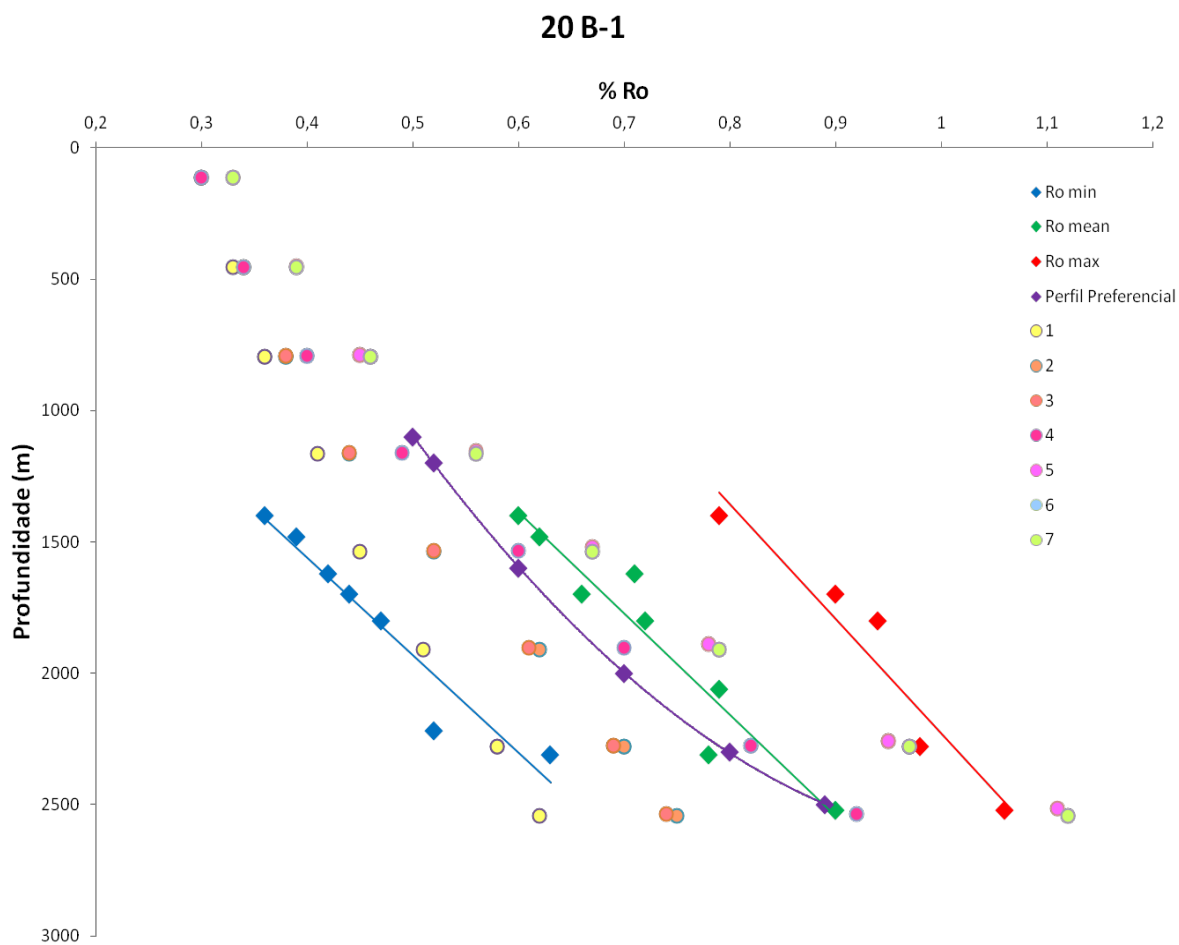


Figura A.89 Calibração dos modelos de PetroMod do poço 20 B-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.

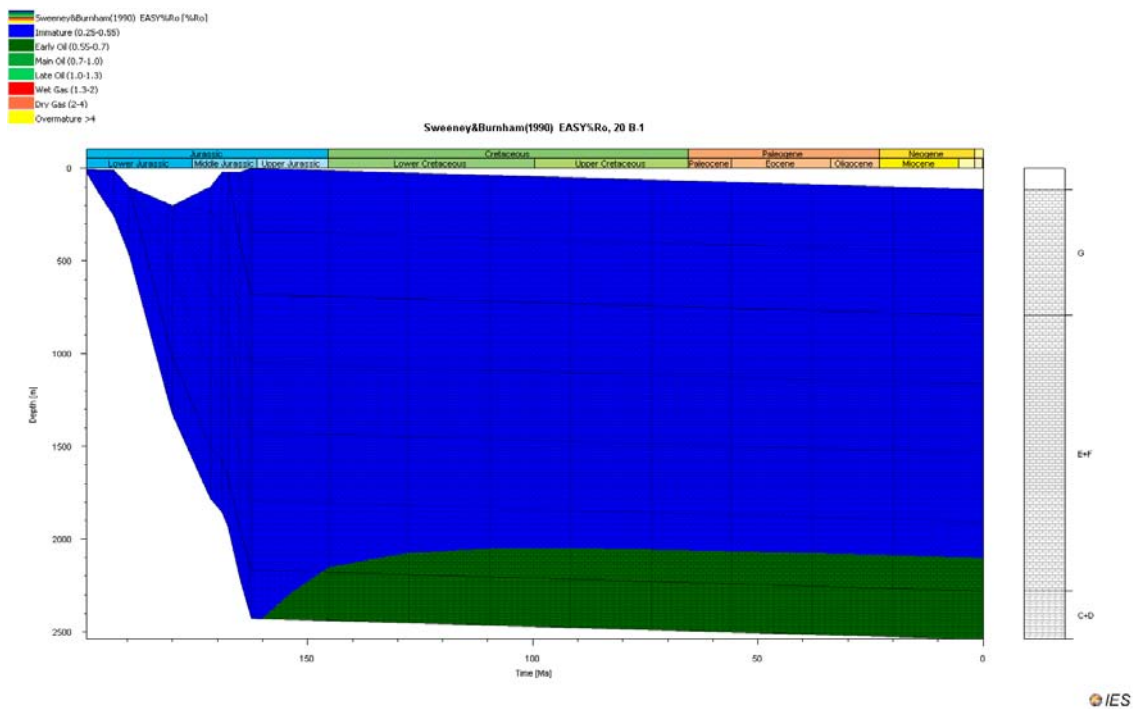


Figura A.90 - História de enterramento do modelo 1 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.19$, $\gamma=2.38$ para o rifte do Triásico Superior. Modelo sem erosão.

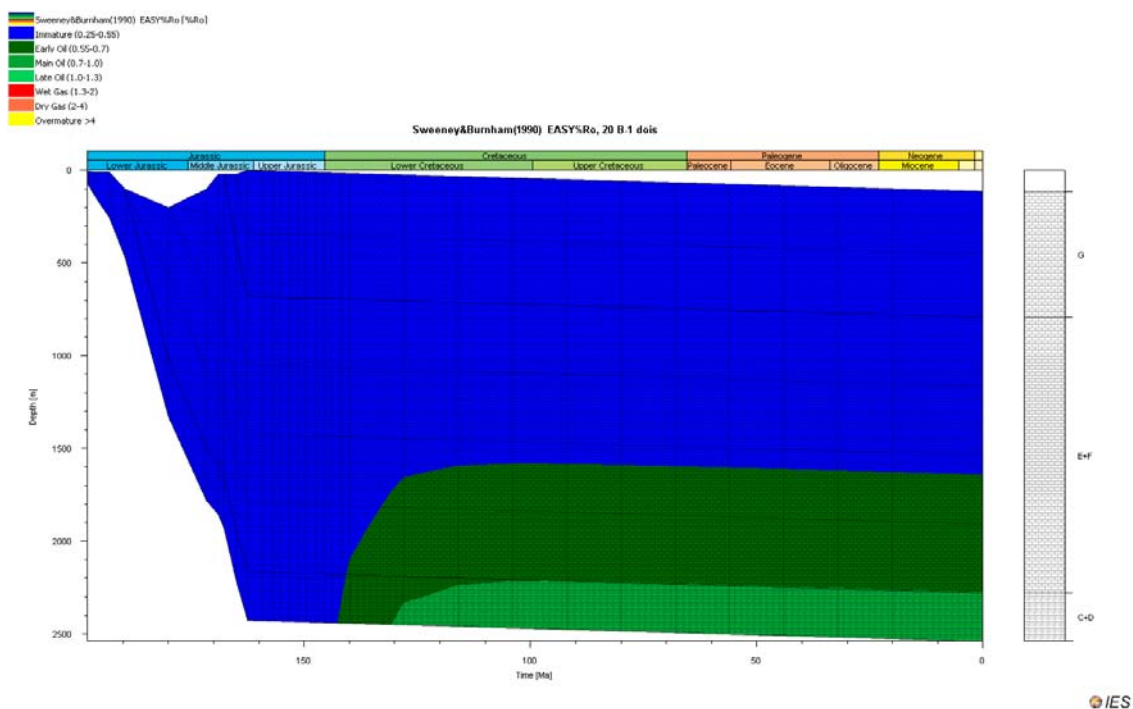


Figura A.91- História de enterramento do modelo 2 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.19$, $\gamma=2.38$ para o rifte do Jurássico Superior. Modelo sem erosão.

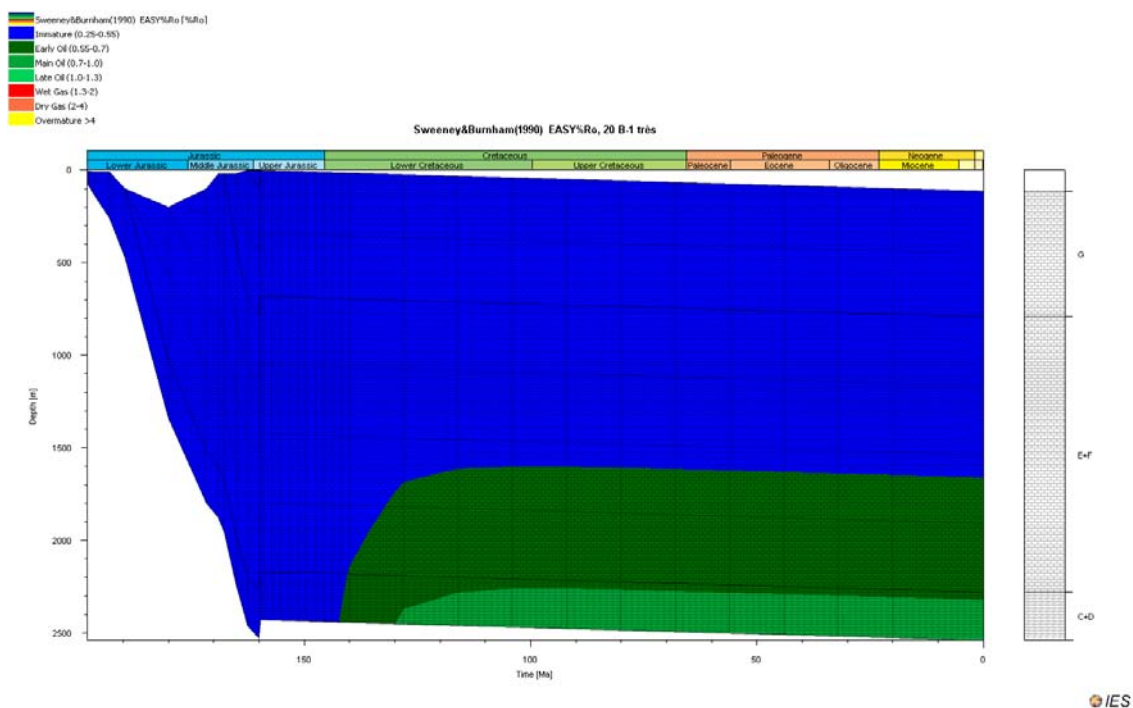


Figura A.92 - História de enterramento do modelo 3 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.19$, $\gamma=2.38$ para o rifte do Jurássico Superior. Erosão de 100 m no Caloviano.

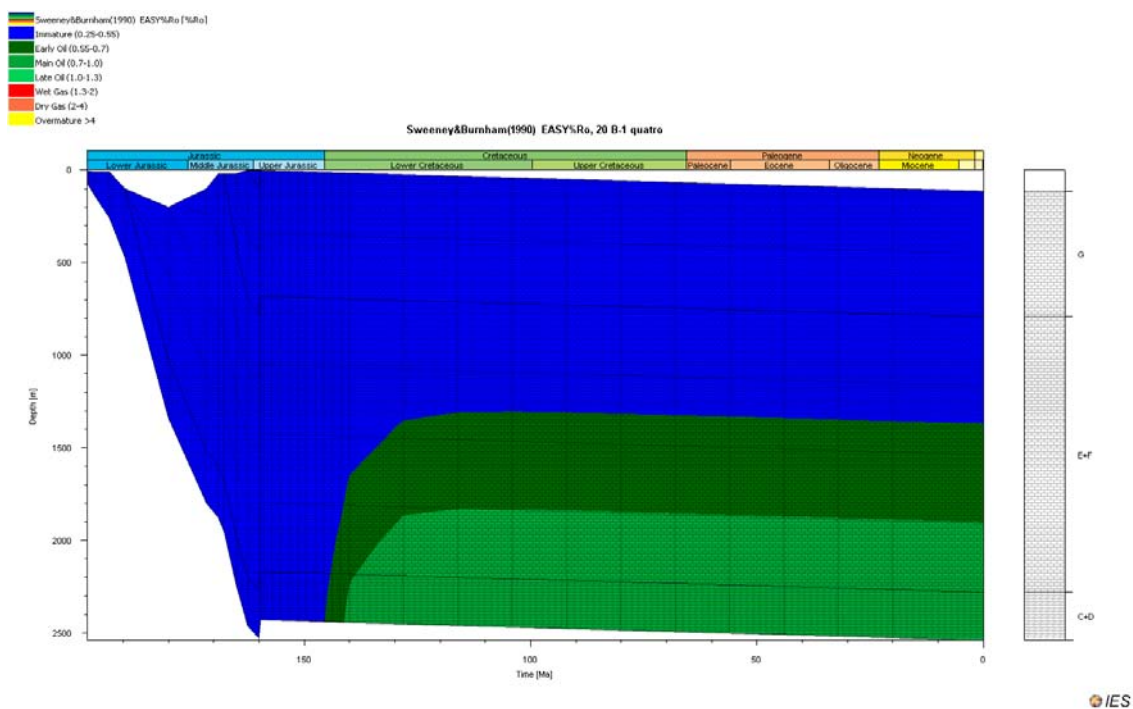


Figura A.93 História de enterramento do modelo 4 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.19$, $\gamma=3.57$ para o rifte do Jurássico Superior. Erosão de 100 m no Caloviano.

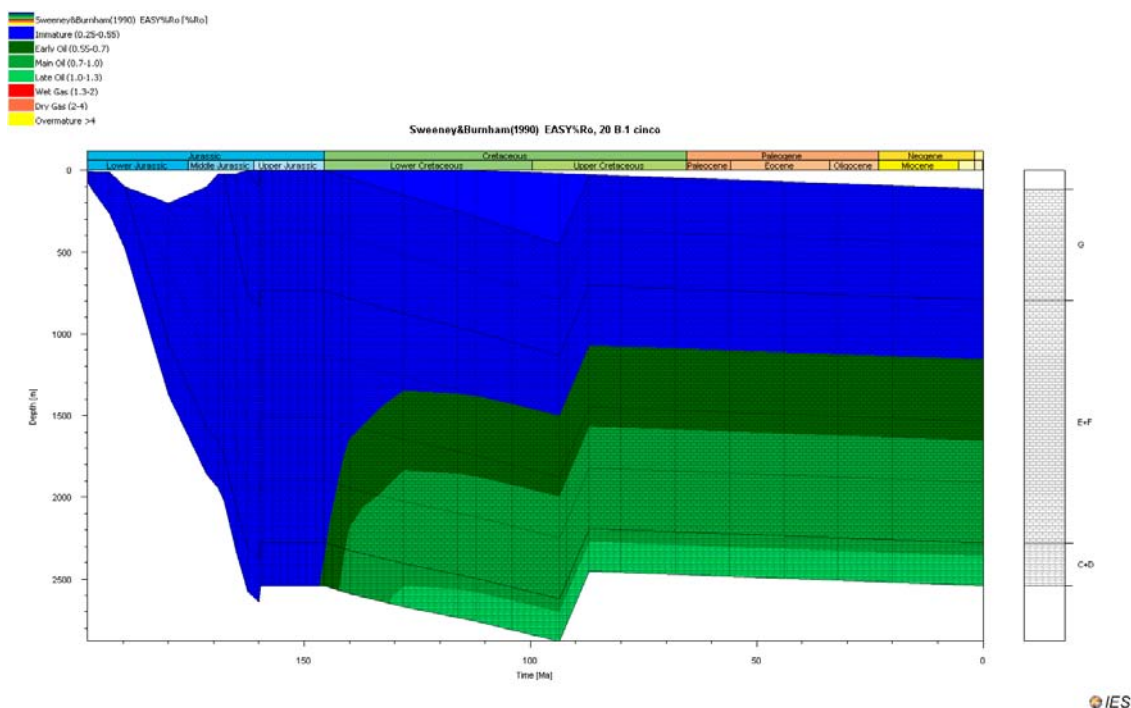


Figura A.94 - História de enterramento do modelo 5 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.19$, $\gamma=3.57$ para o rifte do Jurássico Superior. Erosão de 100 m no Caloviano e de 435 m no Turoniano.

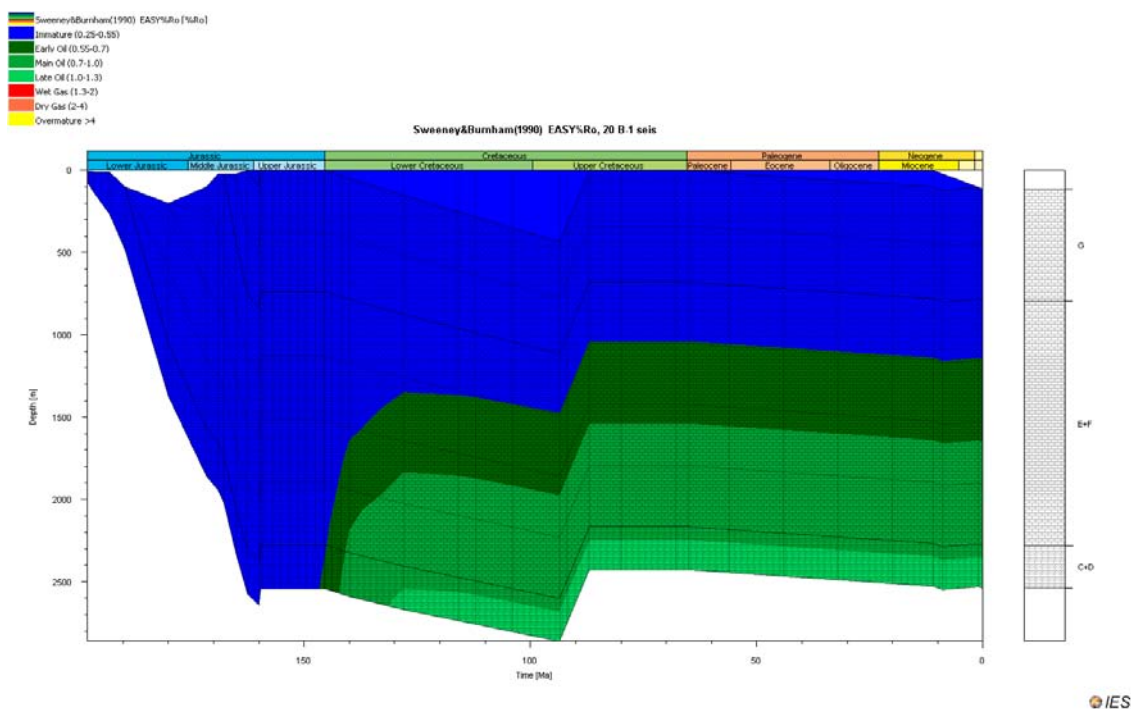


Figura A.95 História de enterramento do modelo 6 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.19$, $\gamma=3.57$ para o rifte do Jurássico Superior. Erosão de 100 m no Caloviano, de 435 m no Turoniano e de 100 m no Tortoniano.

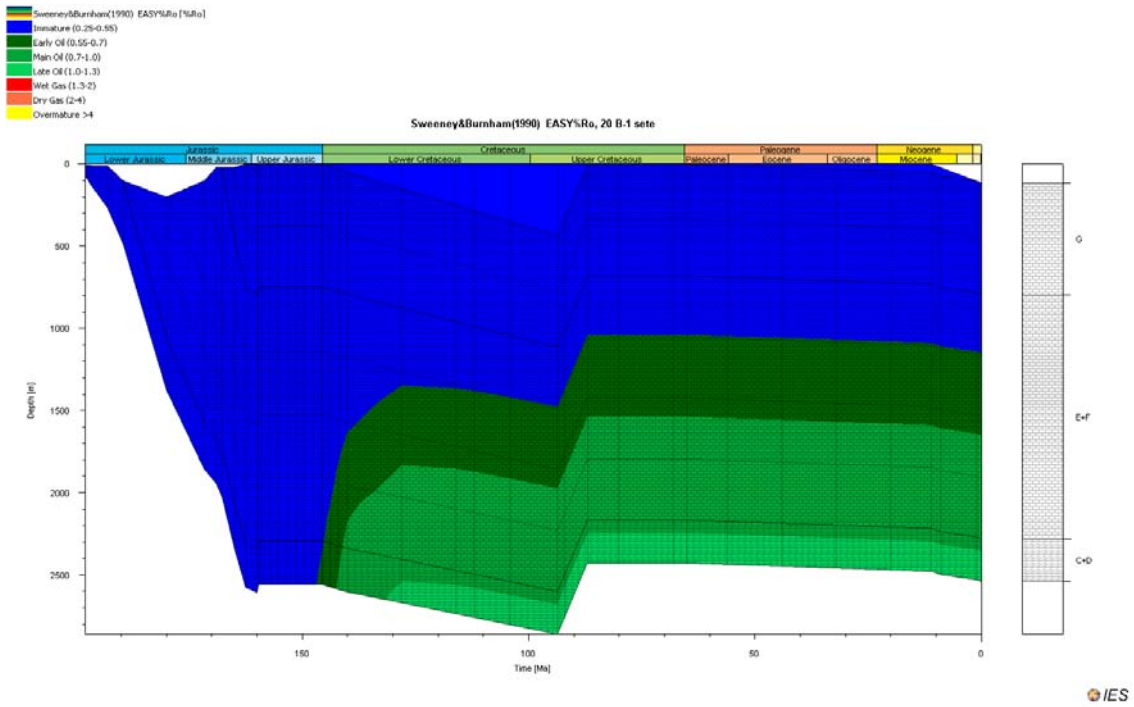


Figura A.96 História de enterramento do modelo 7 do poço 20 B-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.19$, $\gamma=3.57$ para o rifte do Jurássico Superior. Erosão de 50 m no Caloviano, de 435 m no Turoniano e de 50 m no Tortoniano.

A.9 – Poço Sb-1

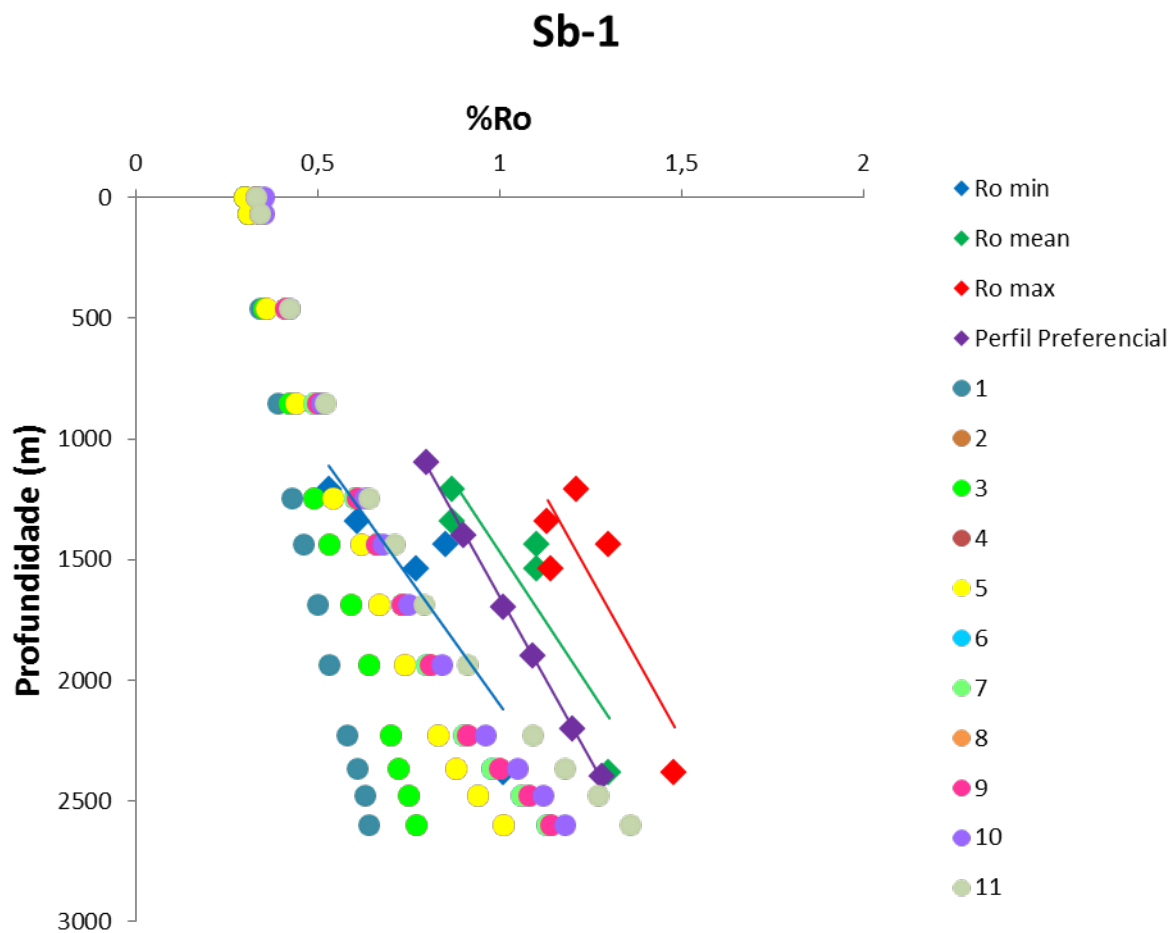


Figura A.97 - Calibração dos modelos de PetroMod do poço Sb-1. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.

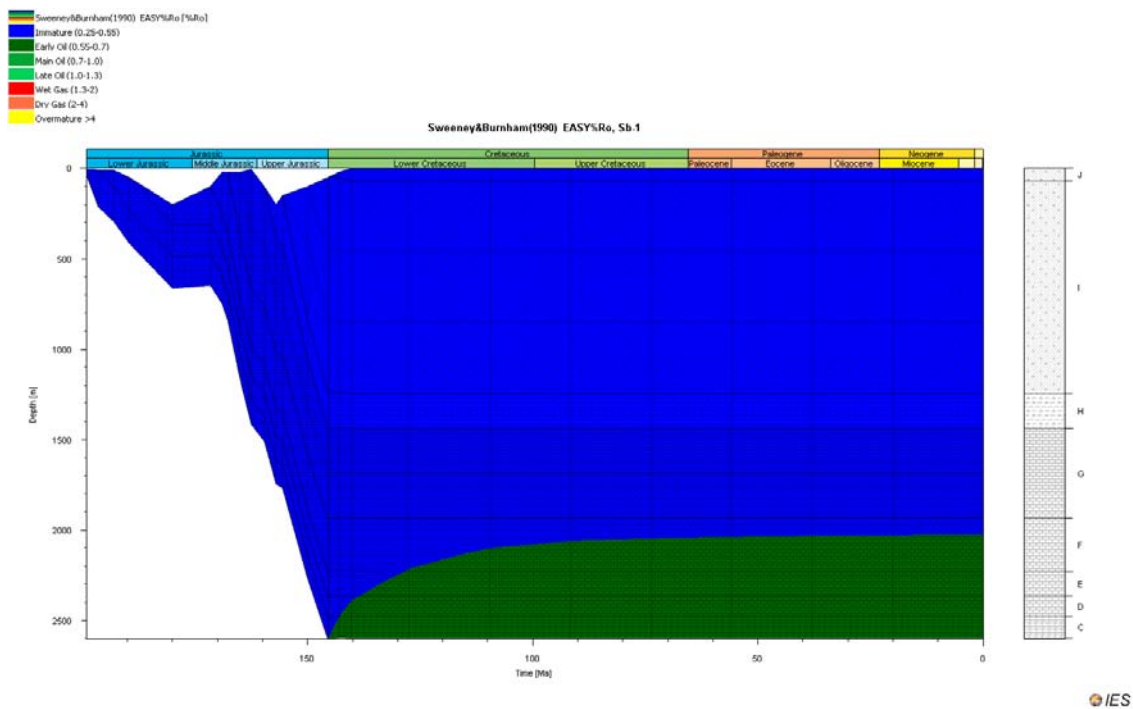


Figura A.98 - História de enterramento do modelo 1 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.13$, $\gamma=2.26$ para o rifte do Triásico Superior. Modelo sem erosão.

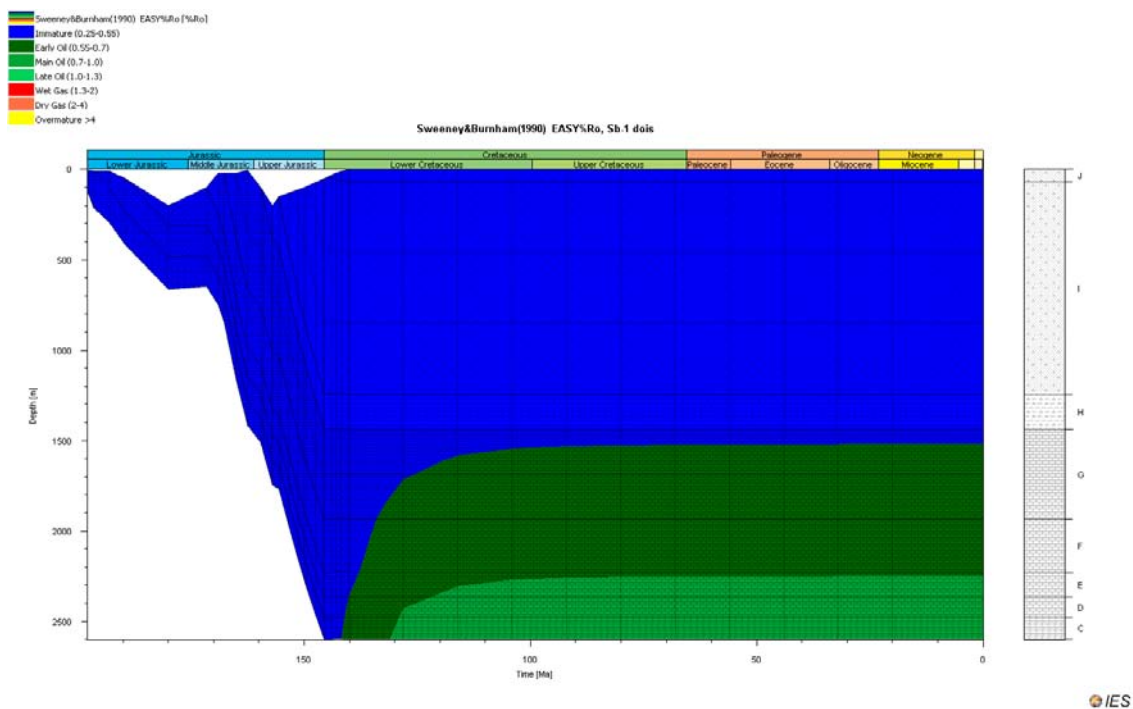


Figura A.99 - História de enterramento do modelo 2 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.07$, $\gamma=2.14$ para o rifte do Jurássico Superior. Modelo sem erosão.

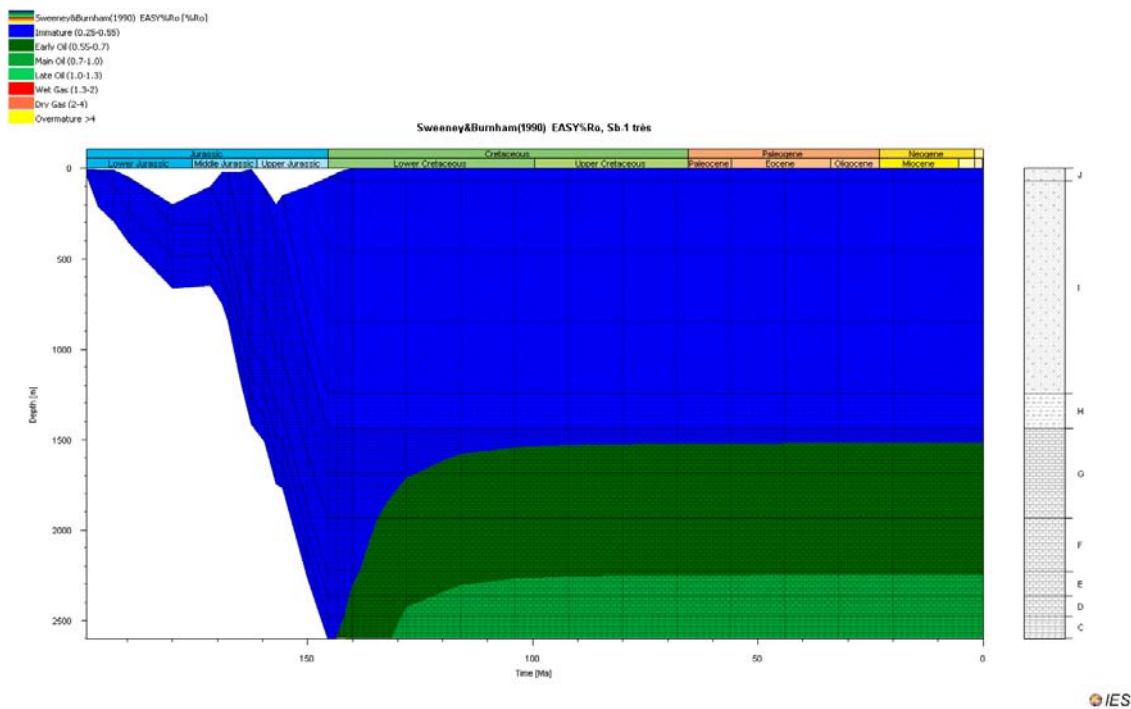


Figura A.100 História de enterramento do modelo 3 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.07$, $\gamma=2.14$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.13$, $\gamma=2.26$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

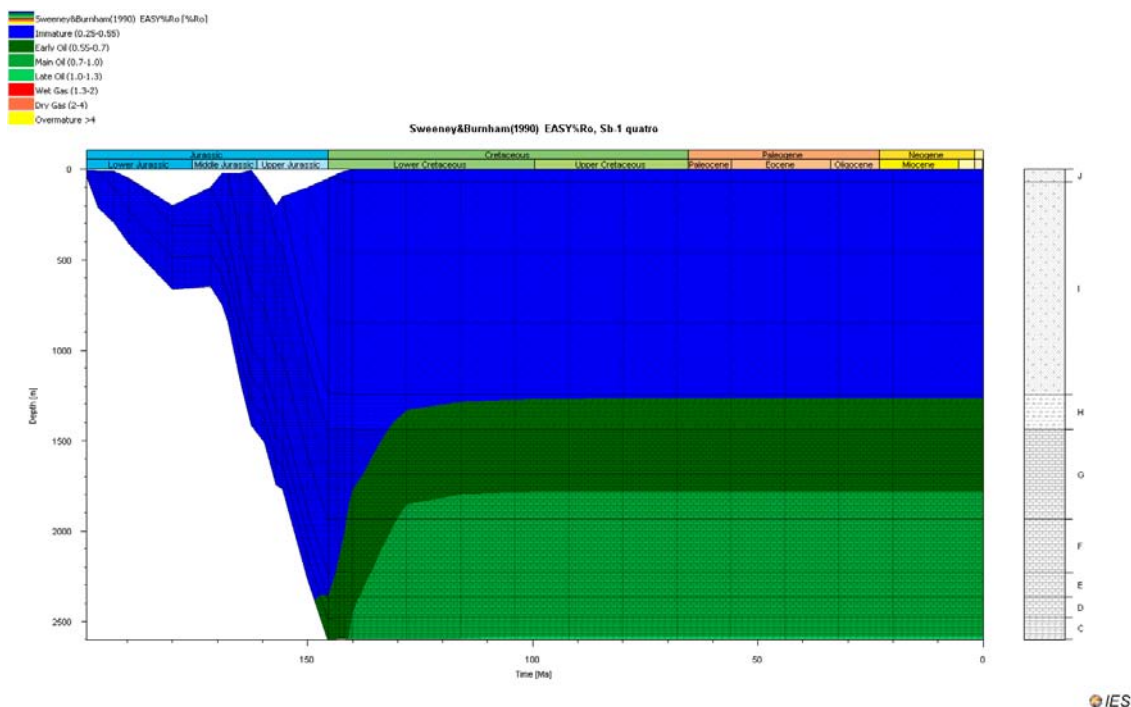


Figura A.101 - História de enterramento do modelo 4 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.07$, $\gamma=3.21$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.13$, $\gamma=3.39$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

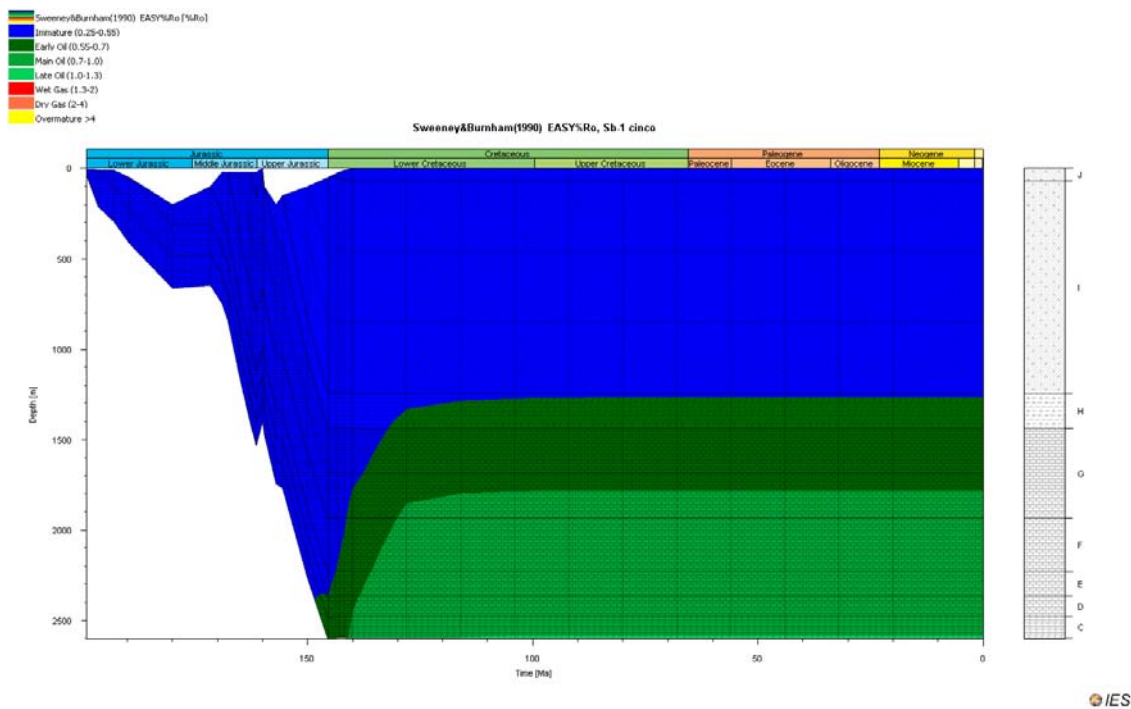


Figura A.102 - História de enterramento do modelo 5 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.07$, $\gamma=3.21$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.13$, $\gamma=3.39$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 140 m no Caloviano.

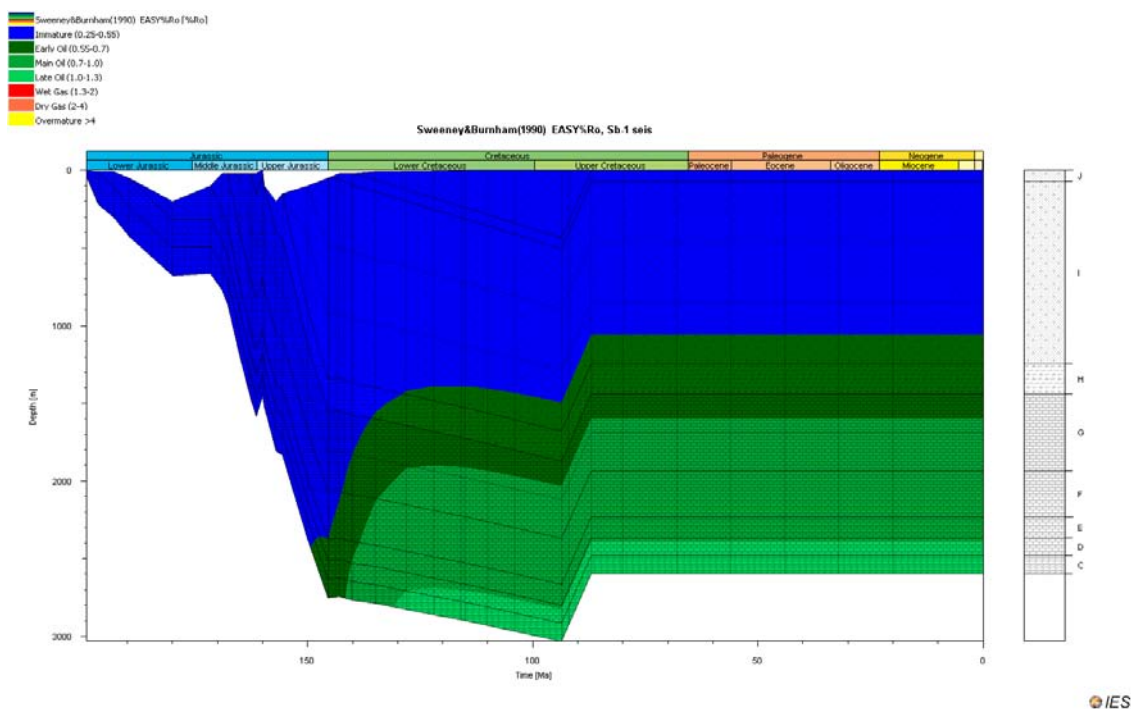


Figura A.103 - História de enterramento do modelo 6 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.07$, $\gamma=3.21$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.13$, $\gamma=3.39$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 140 m no Caloviano e 435 m no Turoniano.

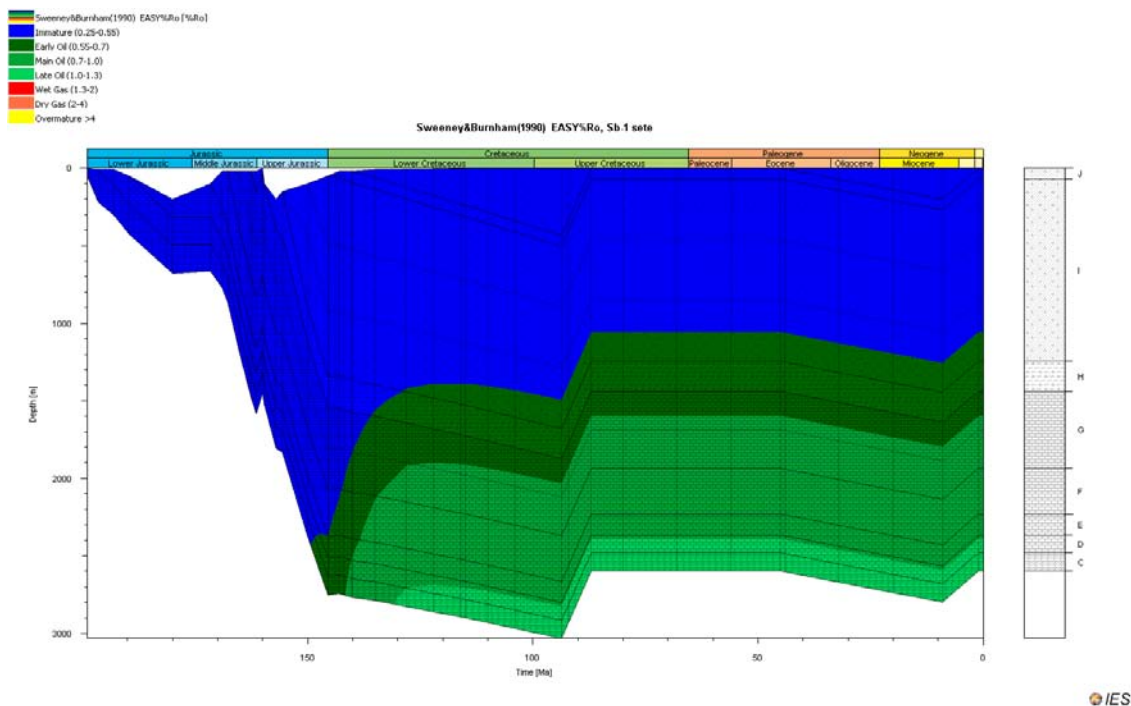


Figura A.104- História de enterramento do modelo 7 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.07$, $\gamma=3.21$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.13$, $\gamma=3.39$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 140 m no Caloviano, 435 m no Turoniano e 200 m no Tortoniano.

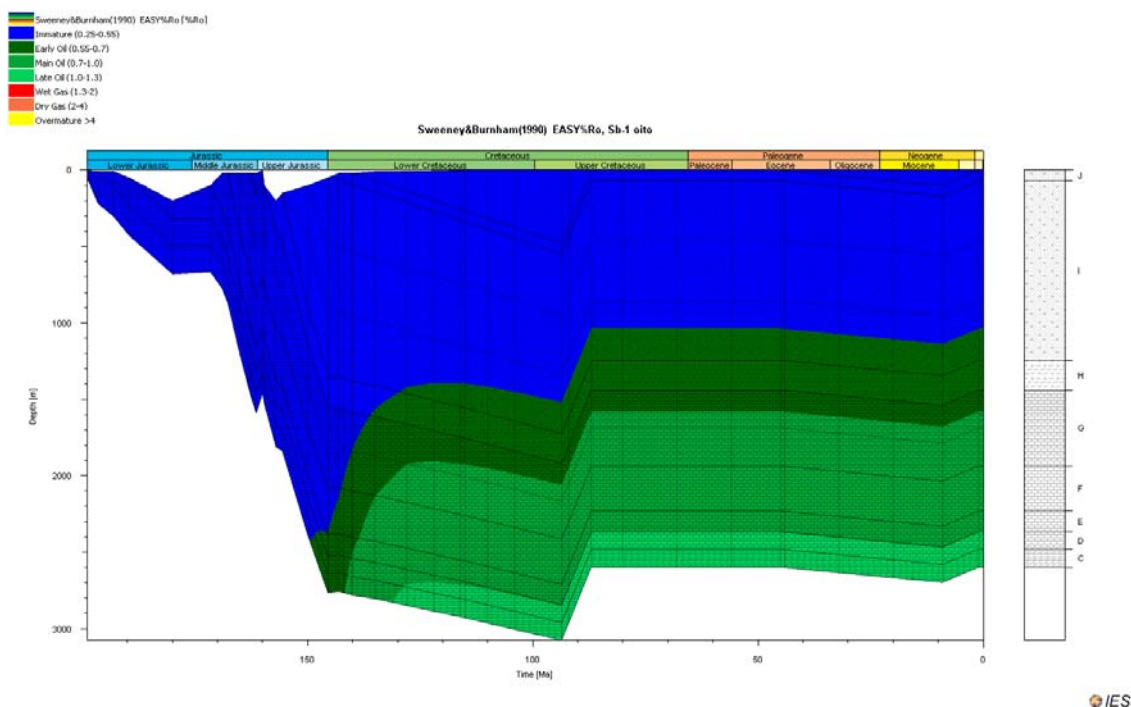


Figura A.105 - História de enterramento do modelo 8 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.07$, $\gamma=3.21$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.13$, $\gamma=3.39$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 140 m no Caloviano, 435 m no Turoniano e 100 m no Tortoniano.

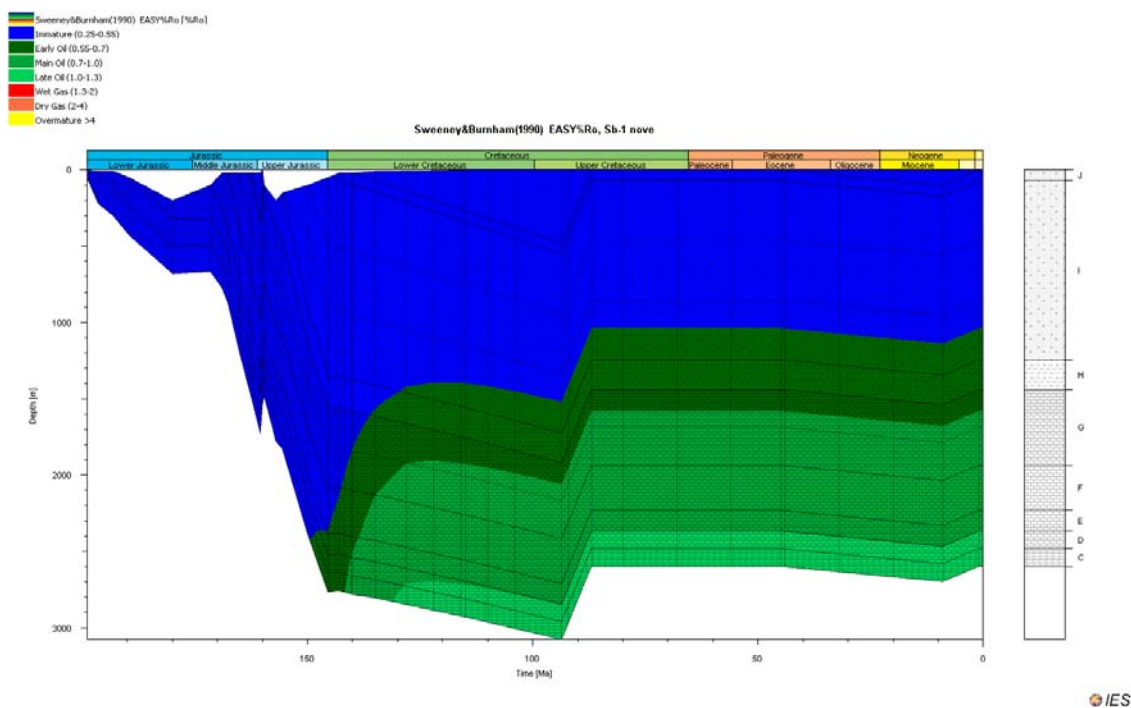


Figura A.106 - História de enterramento do modelo 9 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.07$, $\gamma=3.21$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.13$, $\gamma=3.39$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 320 m no Caloviano, 480 m no Turoniano e 100 m no Tortoniano.

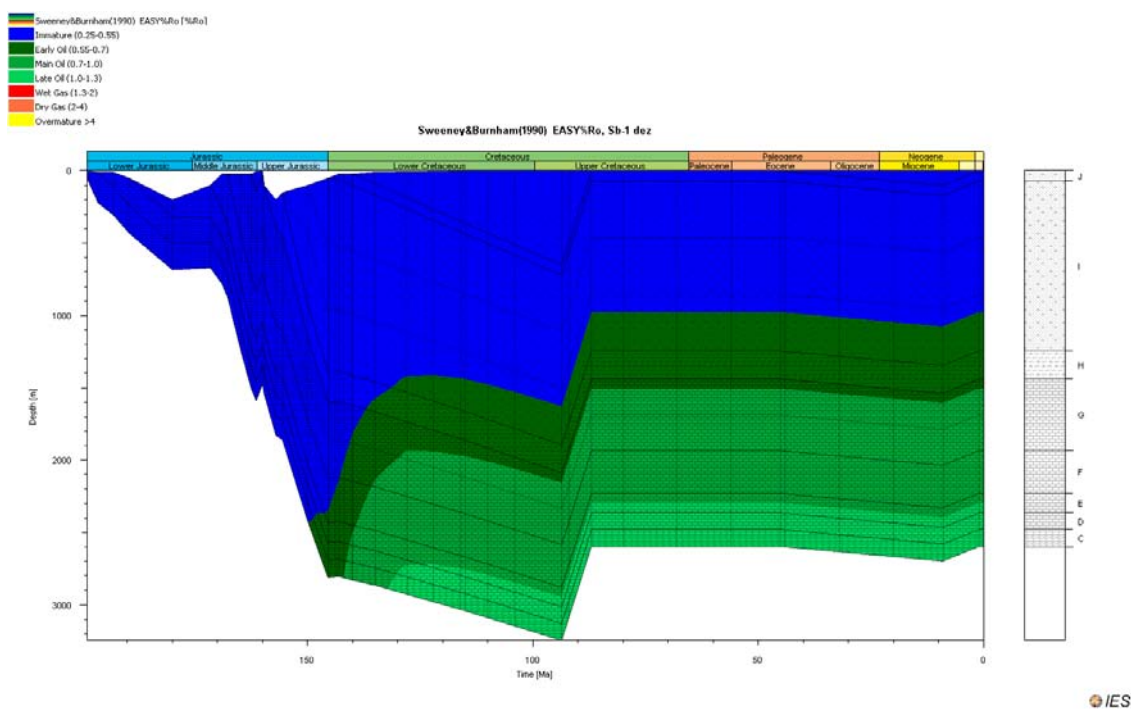


Figura A.107 - História de enterramento do modelo 10 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.07$, $\gamma=3.21$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.13$, $\gamma=3.39$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 140 m no Caloviano, 650 no Turoniano e 100 no Tortoniano.

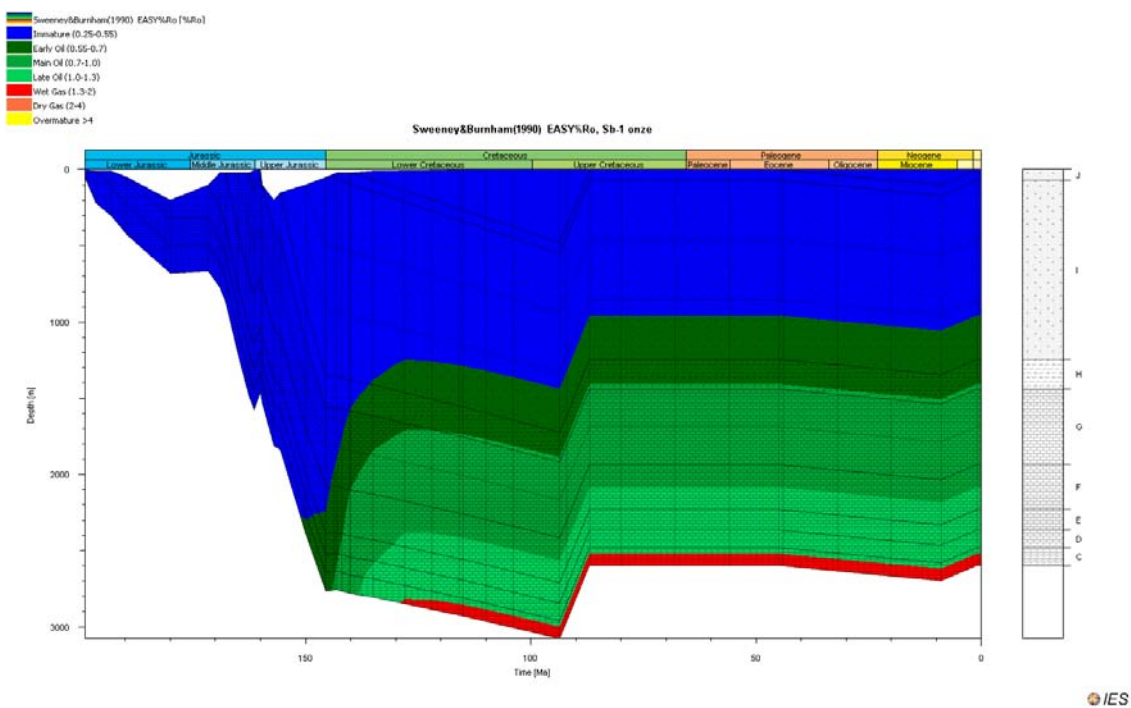


Figura A.108 - História de enterramento do modelo 11 do poço Sb-1 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.07$, $\gamma=4.28$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.13$, $\gamma=4.52$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 140 m no Caloviano, 480 no Turoniano e 100 no Tortoniano.

A.10 – Poço Br-3

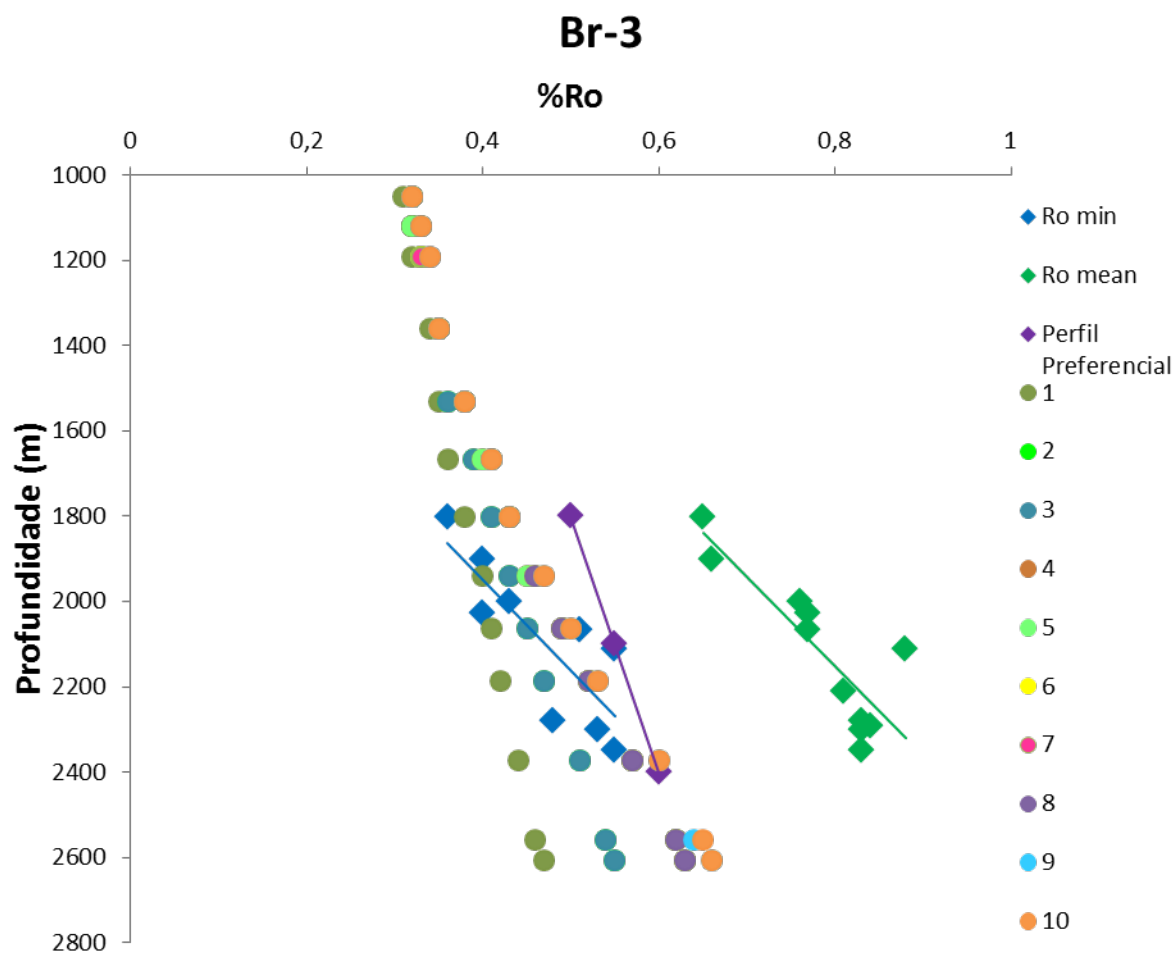


Figura A.109 - Calibração dos modelos de PetroMod do poço Br-3. Os modelos teóricos de reflectância de vitrinite são representados por círculos e valores reais medidos representados por losangos.

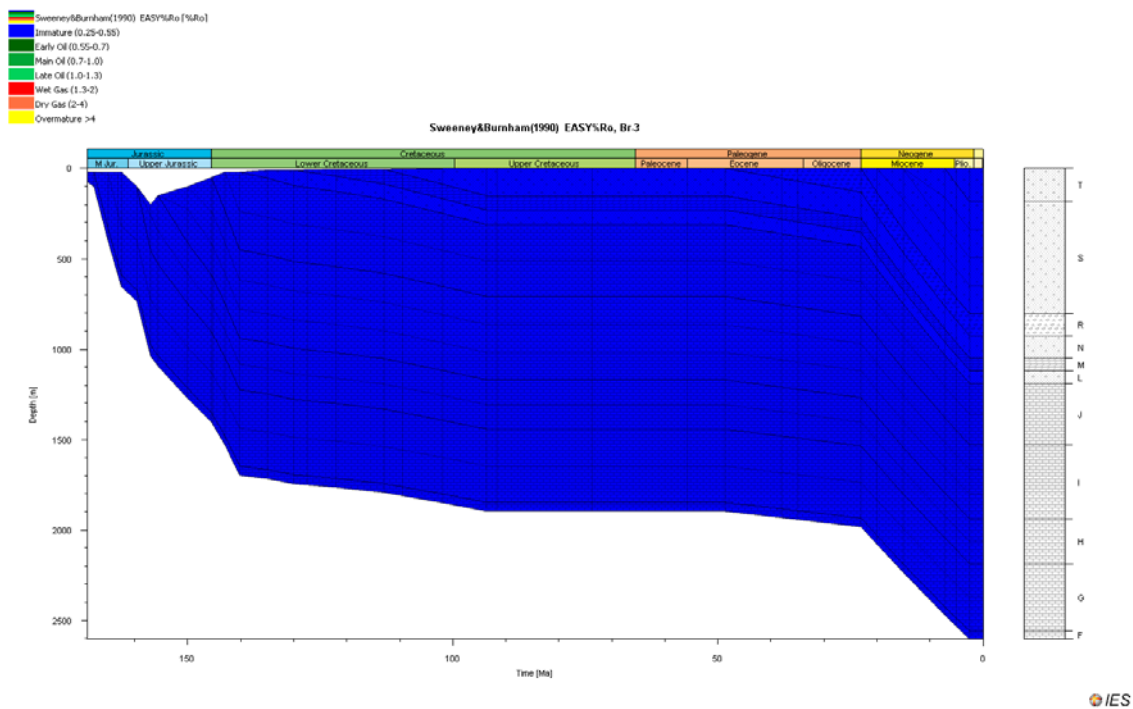


Figura A.110 - História de enterramento do modelo 1 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.06$, $\gamma=2.12$ para o rifte do Triásico Superior. Modelo sem erosão.

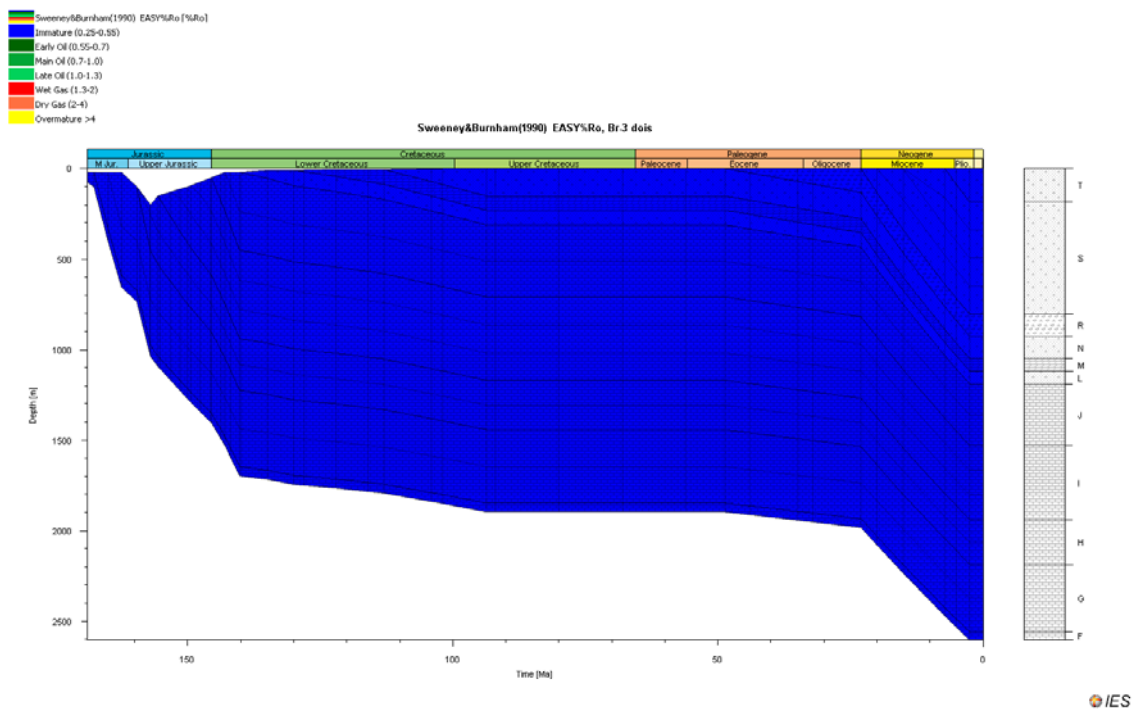


Figura A.111 - História de enterramento do modelo 2 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.09$, $\gamma=2.18$ para o rifte do Jurássico Superior. Modelo sem erosão.

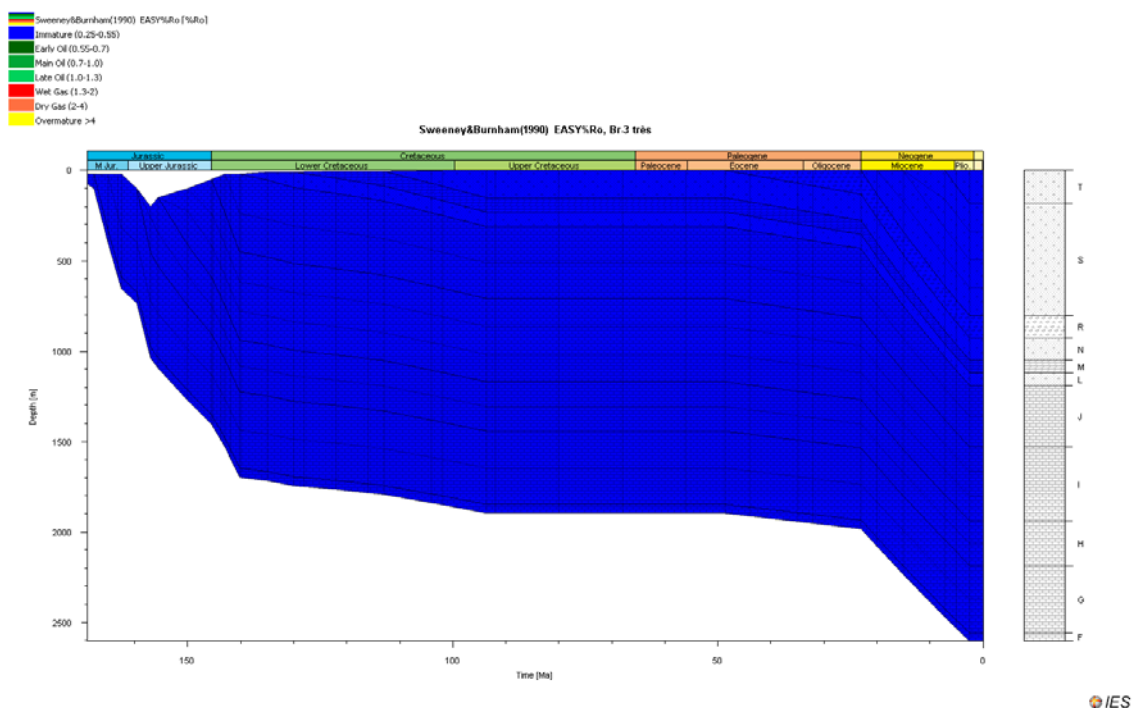


Figura A.112 - História de enterramento do modelo 3 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.09$, $\gamma=2.18$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=2.12$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

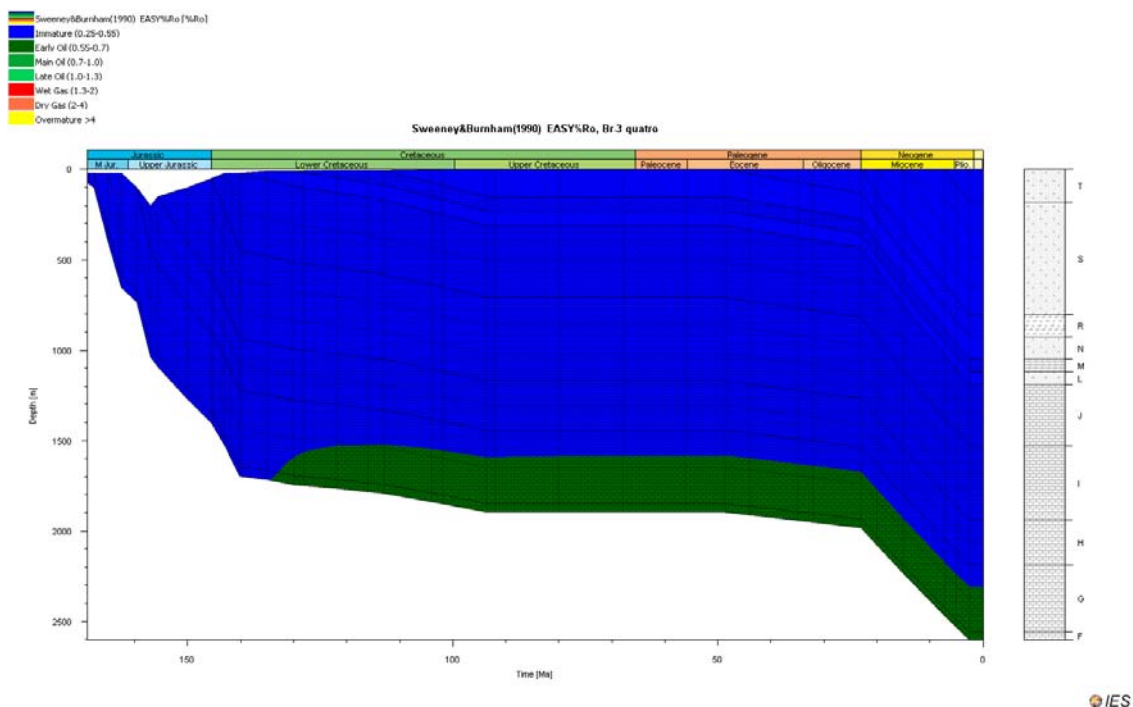


Figura A.113 - História de enterramento do modelo 4 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.09$, $\gamma=3.27$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triássico Superior. Modelo sem erosão.

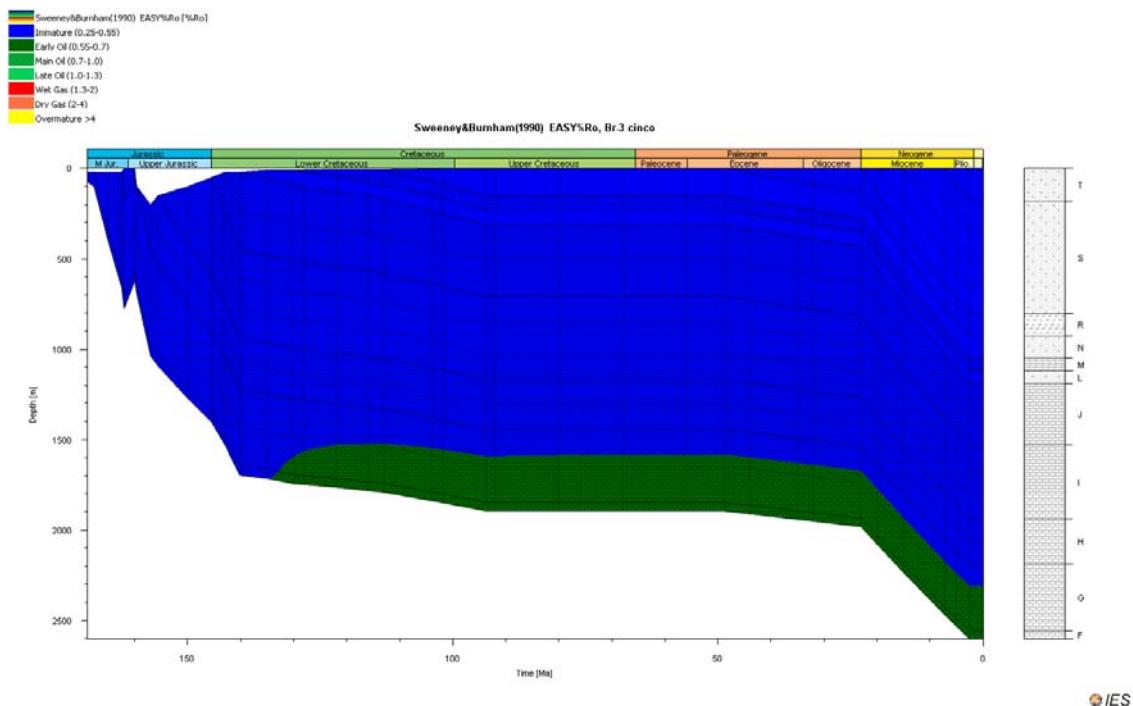


Figura A.114 História de enterramento do modelo 5 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.09$, $\gamma=3.27$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 180 m no Caloviano.

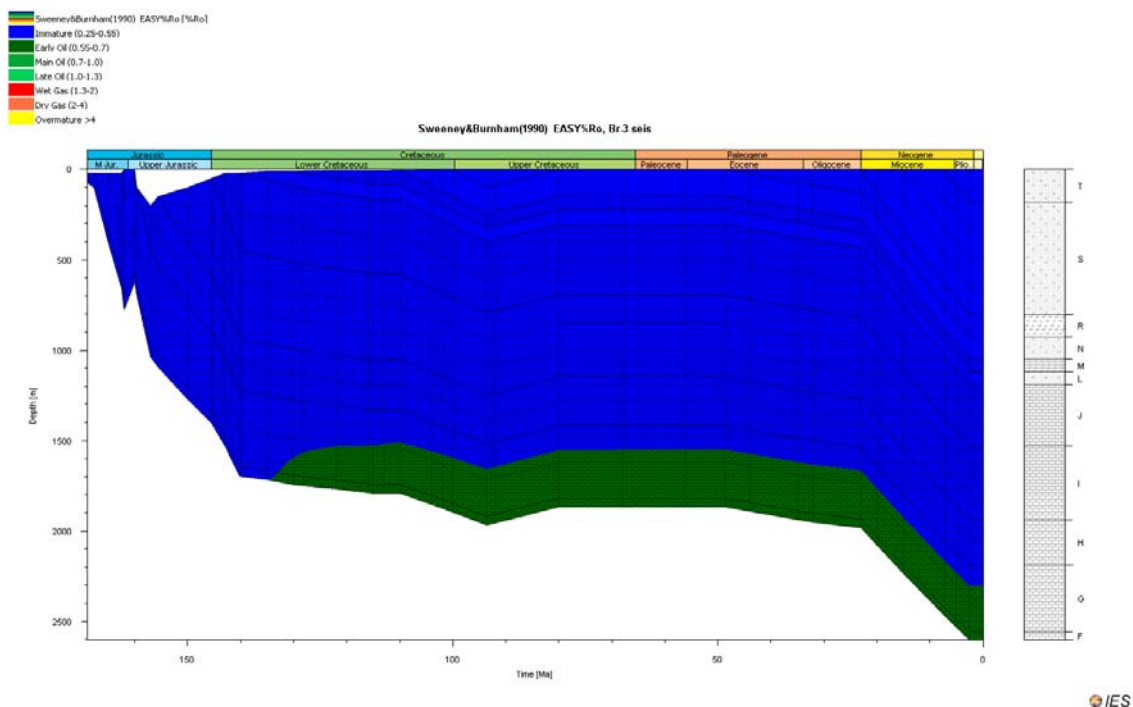


Figura A.115 - História de enterramento do modelo 6 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.09$, $\gamma=3.27$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triássico Superior. Erosão de 180 m no Caloviano, 100 m no Turoniano.

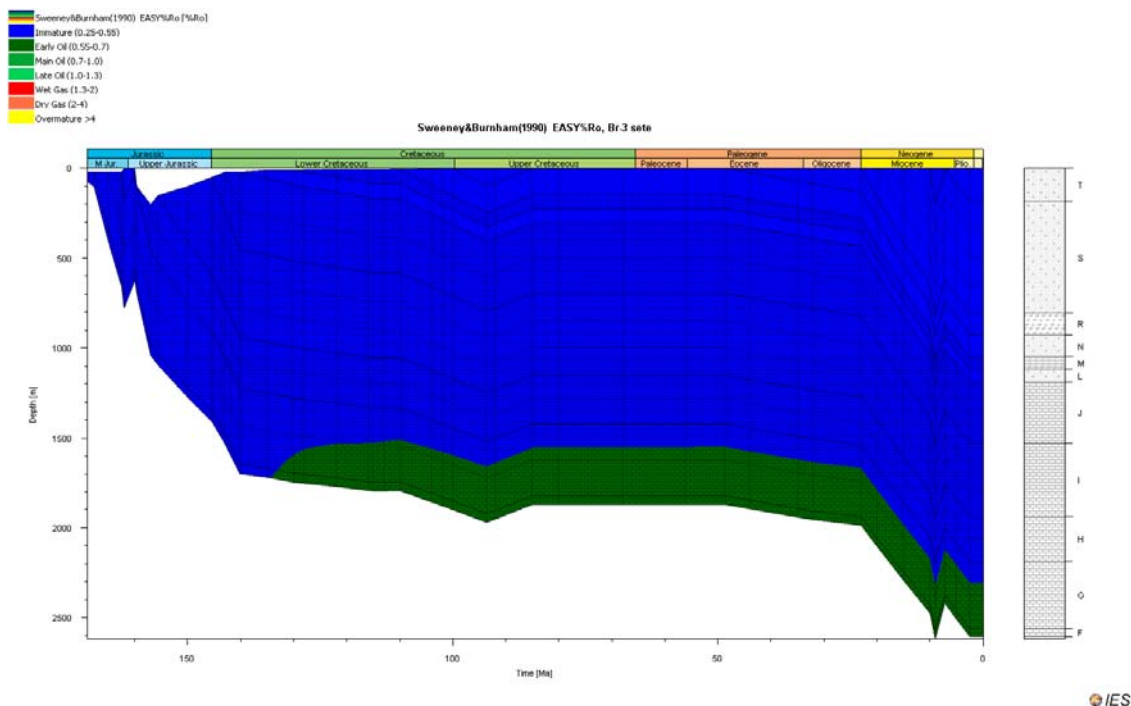


Figura A.116 - História de enterramento do modelo 7 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.09$, $\gamma=3.27$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triásico Superior. Erosão de 180 m no Caloviano e 100 m no Turoniano e 200 m no Tortoniano.

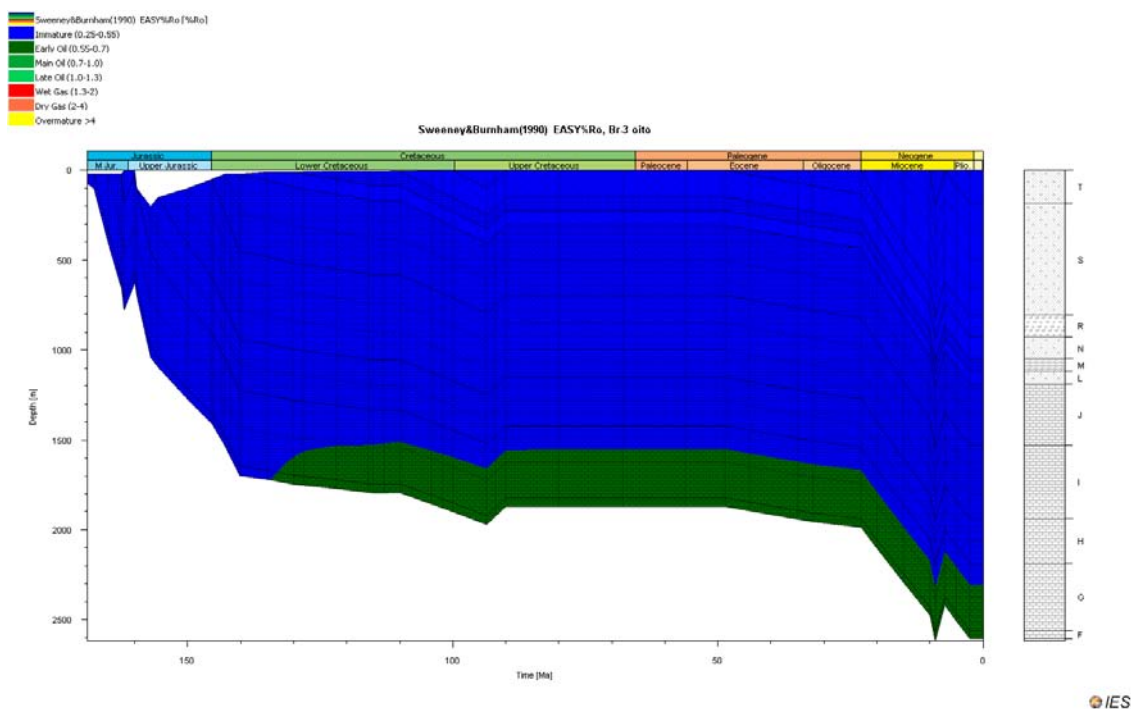


Figura A.117 - História de enterramento do modelo 8 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.09$, $\gamma=3.27$ para o rifte do Jurássico Superior e $\beta=1.06$, $\gamma=3.18$ para o rifte do Triásico Superior. Erosão de 180 m no Caloviano e 200 m no Turoniano e 200 m no Tortoniano.

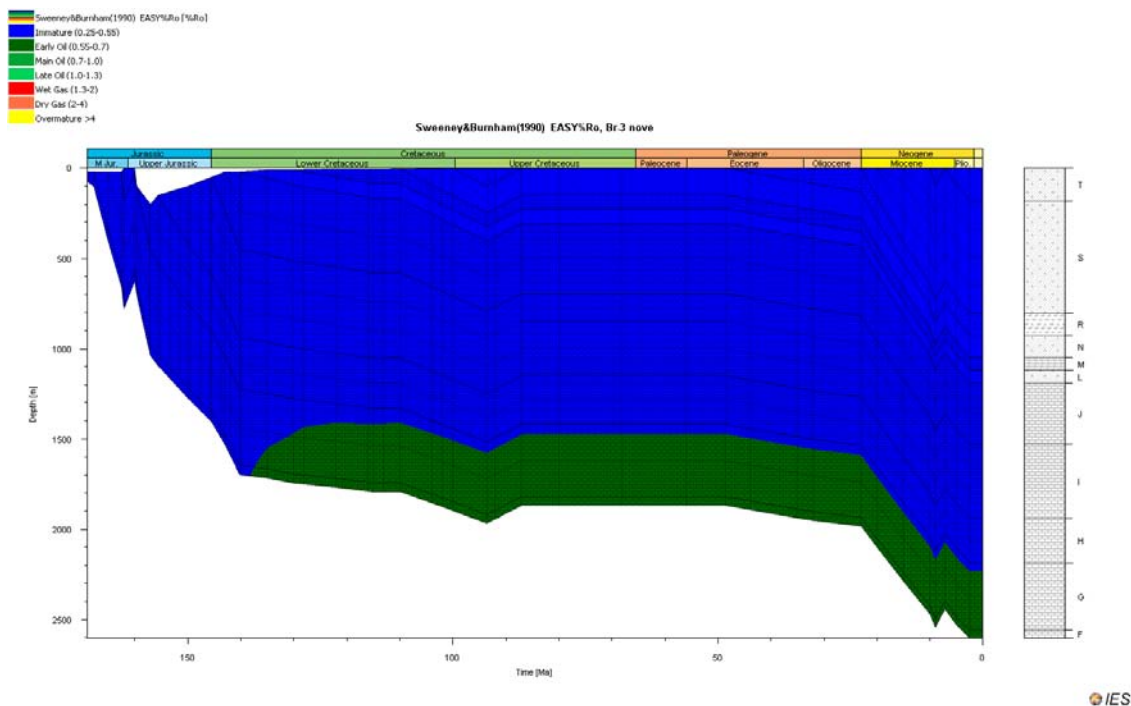


Figura A.118 - História de enterramento do modelo 9 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.19$, $\gamma=3.57$ para o rifte do Jurássico Superior. Erosão de 180 m no Caloviano e 100 m no Turoniano e 100 m no Tortoniano.

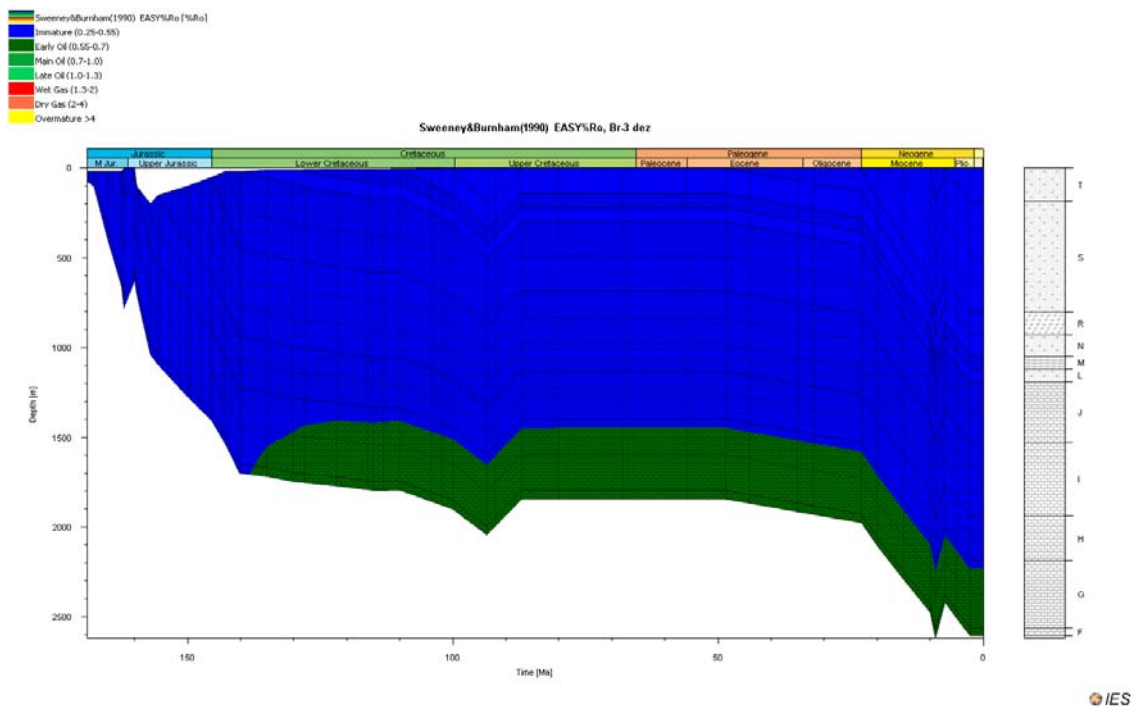


Figura A.119 - História de enterramento do modelo 10 do poço Br-3 com as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Foi considerado $\beta=1.19$, $\gamma=3.57$ para o rifte do Jurássico Superior. Erosão de 180 m no Caloviano e 200 m no Turoniano e 200 m no Tortoniano.