

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

SAULO APARECIDO DA SILVA CORREA

**ASPECTOS DA EVOLUÇÃO TERMOMECÂNICA DA PLATAFORMA DE
FLORIANÓPOLIS E DA BACIA DE PELOTAS**

CAÇAPAVA DO SUL

2016

~~A481e~~

Correa, Saulo Aparecido da Silva

ASPECTOS DA EVOLUÇÃO TERMOMECÂNICA DA PLATAFORMA DE FLORIANÓPOLIS E DA BACIA DE PELOTAS / SAULO APARECIDO DA SILVA CORREA.

63 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) –

Universidade Federal do Pampa, BACHARELADO EM GEOFÍSICA, 2016.

"Orientação: MARCUS VINÍCIUS APARECIDO GOMES DE LIMA".

1. *Backstripping*. 2. Geofísica de Poço. 3. Análise de Bacias. I. Título.

A

SAULO APARECIDO DA SILVA CORREA

**ASPECTOS DA EVOLUÇÃO TERMOMECAÂNICA DA PLATAFORMA DE
FLORIANÓPOLIS E DA BACIA DE PELOTAS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Curso de Geofísica da Universidade Federal
do Pampa, como requisito parcial para
obtenção do Título de Bacharel em Geofísica.

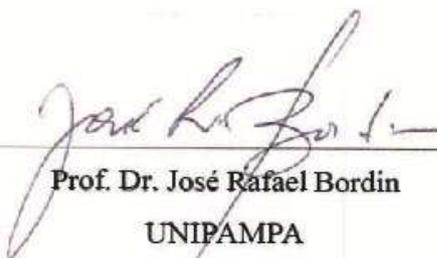
Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 02 de Dezembro de 2016.

Banca examinadora:



Prof. Dr. Felipe Caron

UNIPAMPA



Prof. Dr. José Rafael Bordin

UNIPAMPA



Prof. Dr. Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima

UNIPAMPA

CAÇAPAVA DO SUL

2016

RESUMO

Bacias sedimentares de margem continental passiva são tipicamente caracterizadas por dois estágios de subsidência. No primeiro estágio ocorre, durante a fase rifte, período no qual a subsidência é causada por processos de estiramento crustal (subsidência mecânica). Após esse estágio, a taxa de subsidência diminui substancialmente devido a densificação da crosta em função da gradativa diminuição de temperatura (subsidência termal). A análise da história de subsidência de bacias sedimentares consiste na reconstrução das taxas de variação da acumulação sedimentar e do substrato da bacia em função do tempo, seja de forma puntual (1D), linear (2D), ou em um volume (3D), a partir da obtenção das curvas, perfis e volumes de acumulação dos sedimentos compactados e descompactados. O *backstripping*, alvo do escopo deste trabalho, é uma técnica de análise geofísica que consiste da aplicação de uma condição aproximada ao balanço isostático que permite isolar a componente da carga sedimentar da componente de subsidência total e obter a subsidência causada pela tectônica. Esta última é influenciada por três variáveis dinâmicas, a saber – i- sedimentos depositados ($S^*(t)$), ii- Profundidade da lâmina d'água ($W_d(t)$) e iii- Variação global do nível do mar ($\Delta_{SL}(t)$). Para isto utilizamos um programa baseado em linguagem MatLab, o *BasinVis 1.0*, que permite a análise e visualização da subsidência de uma bacia sedimentar em um fluxo de trabalho cognoscível. A análise de informações de três poços sobre a plataforma de Florianópolis e um quarto na Bacia de Pelotas forneceu a base para a determinação de porosidade, profundidade de embasamento e carga sedimentar, utilizados na modelagem de *backstripping*. Este permitiu o cálculo de subsidência tectônica, estiramento litosférico acompanhando as histórias sedimentar e tectônica de tais áreas. As condições particulares de diastrofismo a que estas regiões estiveram sujeitas desde a instalação do rifte revelaram que existem de fato especificidades interessantes nas curvas de subsidência nestes processos já preconizados noutras ocasiões e que também foram observados no contexto de evolução de outras bacias da margem sudeste brasileira.

Palavras-Chave: *Backstripping*, Geofísica de Poço, Análise de Bacias.

ABSTRACT

Passive continental margin sedimentary basins are typically characterized by two subsidence stages. In the first stage, during the rift phase, a period in which subsidence is caused by crustal stretching processes (mechanical subsidence). After this stage, the subsidence rate decreases substantially due to the densification of the crust due to the gradual decrease in temperature (thermal subsidence). The analysis of the history of subsidence of sedimentary basins consists in reconstructing the rates of variation of the sedimentary accumulation and of the substrate of the basin as a function of time, by punctual form (1D), linear (2D), or in a volume (3D) From the curves, profiles and accumulation volumes of compacted and decompressed sediments.. The backstripping, the objective of this work, is a geophysical analysis technique that consists of the application of an approximate isostatic balance that allows isolates the sedimentary load component from the total subsidence component and obtaining the subsidence caused by tectonics. The latter is influenced by three dynamic variables, namely - i- deposited sediments ($S^*(t)$), ii- Water depth depth ($W_d(t)$) and iii- Global variation of the sea level (Δ_{SL}). For this we use a MatLab language-based program, BasinVis 1.0, which allows the analysis and visualization of the subsidence of a sedimentary basin in a knowable workflow. The analysis of information from three wells on the Florianópolis platform and a fourth in the Pelotas Basin provided the basis for the determination of porosity, depth of basement and sedimentary load, used in the backstripping modeling. This allowed the calculation of tectonic subsidence, lithospheric stretching accompanying the sedimentary and tectonic histories of such areas. The particular conditions of diastrophism to which these regions have been subject since the installation of the rift revealed that there are in fact interesting specificities in the subsidence curves in these processes already recommended in other occasions and that were also observed in the context of evolution of other basins of the Brazilian southeast margin.

Keywords: Backstripping, Borehole Geophysics, Basin Analysis.

Ao Altíssimo, que me condecorou com o sopro de vida, e que me trouxe esclarecimento e luz
para realizar este trabalho;

Aos meus pais Mauricélia e Adilson que me apoiaram até aqui, de todas as formas, e sem os
quais não poderia ter alcançado tal feito;

Ao meu amado irmão Samuel, que muito me ajudou neste trabalho, com a própria elaboração,
palpites, revisões e discussões;

Ao amigo Vinícius Silva pelas mesmas considerações;

Ao amigo Artur Vagner pelos ensinamentos e pela forma diferente com que me fez perceber a
vida;

Aos amigos que aqui eu fiz, e que eu terei prazer de tê-los em minha companhia mesmo
distante. Em especial à minha cunhada Sara e à minha grande amiga Taís Zanato;

Aos professores Marcus Vinícius Lima e Felipe Guadagnin pela paciência e incentivo na
orientação que tornaram possível a conclusão desta monografia;

À sociedade Brasileira de Geofísica pelo financiamento deste trabalho.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da Bacia de Pelotas e suas principais feições geológico-estruturais. (A) mostra a localização da figura (B) no contexto da América do Sul. (B) situa a localização da mesma no contexto da margem continental sul-brasileira.	5
Figura 2 - Batimetria de fundo oceânico e profundidade associada.	15
Figura 3 - Compilação de curvas porosidade-profundidade para folhelhos (A), arenitos (B) e carbonatos (C). Perceba-se que os carbonatos compactam-se mais precocemente do que os arenitos. O coeficiente de compactação para os carbonatos varia de acordo com os tipos de grãos e grau de cimentação.	18
Figura 4 - Curva de decaimento de porosidade como função da profundidade para amostra do arenito Navajo, EUA.....	20
Figura 5 - O balanço isostático é alcançado removendo-se a carga sedimentar sobre-crustal.....	23
Figura 6 - Backstripping 1D multicamadas. (A) representa a coluna observada no tempo de deposição atual, muito compactada. A sequência estratigráfica compreende as unidades 1, 2 e 3 compactadas. No Tempo 1', a unidade 1 é descompactada à sua espessura original e densidade. No Tempo 1 o balanço isostático é alcançado removendo-se a carga sedimentar sobre-crustal. No Tempo 1, a profundidade de embasamento na ausência da unidade 1 é isostaticamente restaurada (<i>backstrip</i>), recuperando a Subsidência Tectônica no passo temporal 1. No Tempo 2' a espessura inicial da unidade 2 é recuperada e a unidade 1 é compactada de acordo com sua nova profundidade. No tempo 2 a unidade 2, inteiramente descompactada e a unidade 1 parcialmente compactada são retroextraídas (<i>backstripped</i>), recuperando a subsidência tectônica no passo temporal 2. Este procedimento é repetido para a camada 3. A curva de subsidência está plotada em (B).	25
Figura 7 - No instante de tempo inicial (t_0) um fragmento de litosfera continental (a) termicamente equilibrada é estendido de β . O efeito de compensação isostática (a/β) causa o soerguimento da astenosfera (A), admitindo que a temperatura do material não mude durante a extensão. O resfriamento produz subsidência conforme a perturbação por temperatura decai. A espessura crustal também é preservada durante a extensão, e sua radioatividade negligenciada. A descontinuidade do gradiente de temperatura entre a litosfera e a astenosfera é um artefato do modelo, sendo facilmente removido considerando as condições de transporte convectivo nesta região. Entretanto, o fluxo de calor e a subsidência são pouco afetados.	26
Figura 8 - Subsidência como função de \sqrt{t} , em Ma. As curvas contínuas são obtidas da equação (11). As curvas pontilhadas são recuperadas a partir do método de mínimos quadrados ajustados.	28
Figura 9 - Menu Principal do programa <i>BasinVis 1.0</i>	29
Figura 10 - Interfaces de configuração. Área de estudo e entrada de unidades estratigráficas.....	30
Figura 11 - Resultado numérico de subsidência para o poço ST-83 (exemplo).	32
Figura 12 - Resultado gráfico 1D para as profundidades de subsidência tectônica e de embasamento em km, a partir do plot de subsidência (<i>Subsidence Plot</i>).....	32
Figura 13 - Resultado gráfico 1D para as taxas de subsidência tectônica e de embasamento em km/Ma, a partir do plot de taxa de subsidência (<i>Rate Subsidence Plot</i>).....	33
Figura 14 – Resultado numérico de subsidência para o poço SC-03 (isento de ação paleobatimétrica).	34
Figura 15 – Resultado numérico de subsidência para o poço SC-02 (isento de ação paleobatimétrica).	34
Figura 16 – Resultado numérico de subsidência para o poço RS-03 (isento de ação paleobatimétrica).	34

Figura 17 – Resultado numérico de subsidência para o poço BP-06 (isento de ação paleobatimétrica).	35
Figura 18 - Curvas de Subsidência para o poço SC-03 com <i>trends</i> delimitados. Melhor ajuste para $\beta=1,35$	36
Figura 19 - Curva de taxa de subsidência para o poço SC-03 com respectivos <i>trends</i> delimitados.	37
Figura 20 - Curva de subsidência para o poço SC-02, com <i>trends</i> delimitados. Melhor ajuste para $\beta=1,57$	38
Figura 21 - Curva de taxa de subsidência para o poço SC-02, com respectivos <i>trends</i> delimitados.	39
Figura 22 - Curvas de subsidência para o poço RS-03, com <i>trends</i> delimitados. Melhor ajuste para $\beta=1,39$	40
Figura 23 - Curvas de taxa de subsidência para o poço RS-03, com respectivos <i>trends</i> delimitados.....	41
Figura 24 - Curvas de subsidência para o poço BP-06, com <i>trends</i> delimitados. Não há bons ajustes para β	42
Figura 25 - Curvas de taxa de subsidência para o poço BP-06 com <i>trends</i> delimitados.	43

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Parâmetros petrofísicos (*in situ*) de interesse para as rochas mais abundantes em bacias sedimentares. ϕ_0 é a porosidade inicial (sob CNTP), c é o coeficiente de compactação e ρ_s é a densidade do sedimento.20

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

$Y(t)$ subsidência tectônica;

S_i subsidência térmica inicial;

σ subsidência térmica total;

$W_d(t)$ paleobatimetria;

$\Delta_{SL}(t)$ variação eustática global;

S espessura de horizonte compactado;

S^* espessura de horizonte descompactado;

ϕ porosidade de rocha;

ϕ_0 porosidade inicial de rocha;

c coeficiente de compactação;

ρ_m densidade média do manto;

ρ_c densidade média crustal;

ρ_s densidade média dos grãos sedimentares;

ρ_w densidade média da água;

t_c espessura crustal inicial (anterior ao estiramento);

τ constante de decaimento térmica temporal;

T_1 temperatura inicial (anterior ao estiramento);

β fator de estiramento crustal;

$e(t)$ elevação astenosférica instantânea;

E_0 aproximação para elevação astenosférica (pós-rifte);

LAS *Log Ascii Standard File* - (*Canadian Well Logging Society*)

SUMÁRIO

SUMÁRIO.....	11
1 Introdução.....	1
2 Objetivos.....	3
2.1 Objetivo Geral	3
2.2 Objetivos Específicos	3
3. Justificativa.....	4
4 Localização e contexto geológico.....	4
4.1 Evolução tectônica e contexto de sedimentação.....	6
4.1.1 Supersequência Paleozóica-Mesozóica (Estágio Pré-Rifte).....	8
4.1.2 Supersequência Pré-Rifte (Estágio Pré-Rifte)	8
4.1.3 Supersequência Rifte (Estágio Rifte)	9
4.1.4 Supersequência Pós-Rifte (Estágio Pós-Rifte)	9
4.1.5 Supersequência Drifte (Estágio Drifte)	10
5 Revisão da Bibliografia Anterior.....	11
5.1 Mecanismos de Formação de Bacias Sedimentares	11
5.2 Análise de Subsidência.....	13
5.3 Arcabouço e Escopo da Análise de Subsidência.....	15
5.4 Subsidência de Margens Passivas.....	21
5.5 Técnica de <i>Backstripping</i> e Subsidência Tectônica	22
5.6 Subsidência Térmica.....	25
6 Materiais e Método.....	28
6.1 Entrada de dados e bibliotecas de Análise.....	29
7 Resultados e Discussões	33
8 Considerações Finais e Conclusões.....	46
9 Referências Bibliográficas.....	48

1 Introdução

A geração de bacias sedimentares requer a ação de processos de subsidência em determinada região por determinado intervalo de tempo (*e.g.* KUSZNIR & ZIEGLER, 1992). Como consequência, há o rebaixamento do substrato (e/ou soerguimento das regiões adjacentes), por vezes podem encontrar-se em regiões inferiores à posição do nível de base estratigráfico, ocasionando deposição sedimentar que porventura podem ser preservadas ou não (CATUNEANU *et alii*, 2009).

Em termos de processos da litosfera, vale destacar os três principais mecanismos de subsidência e soerguimento: o isostático, flexural e dinâmico, que podem ocorrer em proporções distintas de bacias formadas por estiramento crustal, flexura ou ainda dinâmica do manto (ALEN & ALLEN, 2013).

Há ainda o caso em que a subsidência ocorre de forma diferencial numa mesma bacia, afetando a distribuição lateral dos depósitos e consoante variação dos depocentros da bacia, incorrendo em mais de um *locus* deposicional.

As estruturas tectonosedimentares das bacias também controlam a evolução sedimentar, de maneira que possam coexistir vários sítios de deposição, como é o caso das bacias sedimentares da margem continental brasileira (*e.g.* ASMUS & PORTO, 1972; DIAS, 2005, MILANI *et alii* 2007; MOHRIAK, 2012).

Watts & Ryan (1976), Steckler & Watts (1978) e Watts (1981) preconizam constar do interesse da análise histórica de bacias sedimentares algumas etapas sistemáticas, que permitem estimar de forma quantitativa a porosidade inicial das rochas sedimentares, descompactação, taxa de sedimentação, de subsidência, dentre outros parâmetros. Tal conjunto de processos compõem a ferramenta conhecida como *backstripping*, que consiste grosso modo, da aplicação de condições de equilíbrio isostático – *in situ* – à uma dada carga de sedimentos.

Nove grandes bacias sedimentares estão distribuídas ao longo da margem continental leste brasileira. O preenchimento destas bacias consiste de sedimentos provenientes da fase de rifte (lacustrinos e continentais) que se sotopõem a plataformas carbonática marinhas do cretáceo superior/terciário e sedimentos acumulados durante a fase de drifte. Os sedimentos mesozóicos da Bacia de Pelotas sobrepõem-se a rochas cristalinas pré-cambrianas, rochas paleozóicas da Bacia do Paraná e rochas vulcânicas crustais de natureza continental e transicional (ABREU, 1998).

Durante o Eocretáceo, imediatamente depois da separação dos continentes na porção sul, espessas camadas de basalto foram depositadas. Tais rochas formaram uma vasta e espessa cunha de reflexões mergulhantes em direção ao mar (*Seaward Dipping Reflections – SDR*), cuja interpretação está associada à crosta oceânica inicial (ABREU, 1998).

Durante o Albiano ao Turoniano devido à subsidência termal, uma extensa plataforma clástico-carbonática desenvolveu-se em um estágio inicial de rifte. No Cretáceo Superior ao Terciário é caracterizada por sedimentação siliciclástica ao longo da margem sudeste, associada ao afundamento da bacia (FONTANA, 1990).

Há algum grau de dissidência a respeito dos limites estruturais desta bacia, ora o critério é estratigráfico, ora estritamente tectônico. O proposto para este trabalho está adequado de Dias *et alii* (1994), e Bueno *et alii* (2007) quanto à estruturação do arcabouço estratigráfico e das feições geológicas representadas por eventos magmáticos e seqüências deposicionais contidas na bacia. Considerando as peculiaridades geológicas das porções sul e norte da Bacia de Pelotas, é necessário antes, discorrer breve sobre a fundamentação da tectônica de riftes para melhor compreensão de cada um dos estágios de evolução propostos.

As bacias de margem passiva que se originam a partir de ruptura da crosta continental experimentam fases de subsidência, dentro de estágios distintos, a saber: pré-rifte, rifte e pós-rifte, que retratam o grau de atividade e estilo tectônico predominante que acarreta na distinção geométrica das mesmas. Entendam-se como tal, depressões anteriores aos meio-grábens desenvolvidos durante a fase de subsidência mecânica, e aquelas formadas por subsidência termal. Ambas possuem uma geometria conhecida como *sag* (amplas depressões crustais, com pouca espessura de sedimentos) (KINGSTON *et alii* 1983), com ressalva de que as últimas restringirem-se ao interior dos meio-grábens, e as primeiras costumam extrapolar tais limites (Bueno *et alii* 2007).

Estes estágios tectônicos são reconhecidos por discordâncias regionais e padrões variados de deposição, a depender das relações de estratigrafia ao longo do eixo e na lateral de um rifte. As rochas do estágio de rifte são localizadas pelo confinamento entre duas superfícies discordantes de acentuada inclinação. A discordância inicial do rifte, melhor reconhecida nas bordas da bacia, e a da separação continental (FALWEY, 1974) ou discordância do pós rifte para os casos onde a evolução dos riftes cessa antes do início do espalhamento oceânico (BUENO *et alii* 2007).

A acumulação de sedimentos em uma margem atlântica continental constitui uma carga na litosfera, pela ação de peso sobreposto. Estudos sobre a geometria de deformação sugerem que litosfera irá reagir a essa cargas locais por isostasia pontual, ou por carga flexural de uma crosta rígida. A aplicação da técnica de *backstripping* para seções 1D de bacias sedimentares permite reconstruir a curva de subsidência corrigida para o grau de compactação e para quando se retira a influência da carga sedimentar sobreposta, chamada de subsidência tectônica (CHANG *et alii* 1992). O propósito deste trabalho é contribuir com a informação já disponível a partir da análise de subsidência em curvas para um conjunto de poços (LEE *et alii* 2016), que registram a evolução tectono-sedimentar da Bacia de Pelotas a partir de sua fase de rifteamento.

2 Objetivos

2.1 Objetivo Geral

Este trabalho tem por objetivo principal a construção da carta de evolução de subsidência de quatro poços através da proposição de Steckler & Watts (1978). O estudo visa contribuir para a complementação do Estado da Arte sobre os processos tectônicos regionais que conduziram à estruturação do arcabouço tectonoestratigráfico, bem como da evolução dos depocentros, e das taxas de deformação associadas a eventos dinâmicos específicos.

2.2 Objetivos Específicos

Dentre os objetivos específicos deste trabalho destacam-se:

- Análise quantitativa da subsidência tectônica através da ferramenta *backstripping* para os poços em questão contribuindo deste modo com o desenvolvimento da técnica;
- Determinação dos pontos de críticos de mudança dos estágios tectônicos;
- Comparação entre as curvas de subsidência calculadas e as teóricas segundo o modelo de Mckenzie (1978) e estimativa do coeficiente de estiramento β ;
- Análise destas quantidades em termos de suas implicações no cenário de evolução dinâmica da bacia sedimentar.

3. Justificativa

Busca-se conhecer a história de evolução tectônica da Bacia de Pelotas. A técnica de *backstripping* desenvolvida por Watts & Ryan (1976) permite a reconstrução da história de soerguimento e subsidência do embasamento na ausência de carga sedimentar e de lâmina d'água e, por conseguinte, isolar a contribuição das forças tectônicas responsáveis pela formação de uma bacia tipo rifte.

A ferramenta demonstrou-se útil, para vários tipos de bacias sementares, em contextos de evolução tectônicos bastante distintos. Considerando, também o seu grau de limitação, este trabalho busca corroborar com a literatura já existente a respeito da técnica de maneira geral (WATTS & RYAN, 1976; STECKLER & WATTS, 1978; VAN HINTE, 1978) sobre o conhecimento de margens continentais passivas no mundo (XIE & HELLER, 2009), bem como sobre o conhecimento disponível sobre os processos tectônicos implicados na Bacia de Pelotas (FONTANA, 1996).

Aplicamos a análise por *backstripping* (WATTS & RYAN, 1976; STECKLER & WATTS, 1978) em sua forma de representação tradicional de subsidência. Para isto utilizamos um software implementado em linguagem MatLab (LEE *et alii*, 2016) já aplicado a um conjunto de poços de uma bacia intracratônica (Viena, Áustria), utilizado aqui para o estudo de uma bacia de margem passiva. Dispusemos de um total de 10 poços disponíveis, dos quais somente aqueles que tocam o embasamento acústico são levados em conta referida análise.

4 Localização e contexto geológico

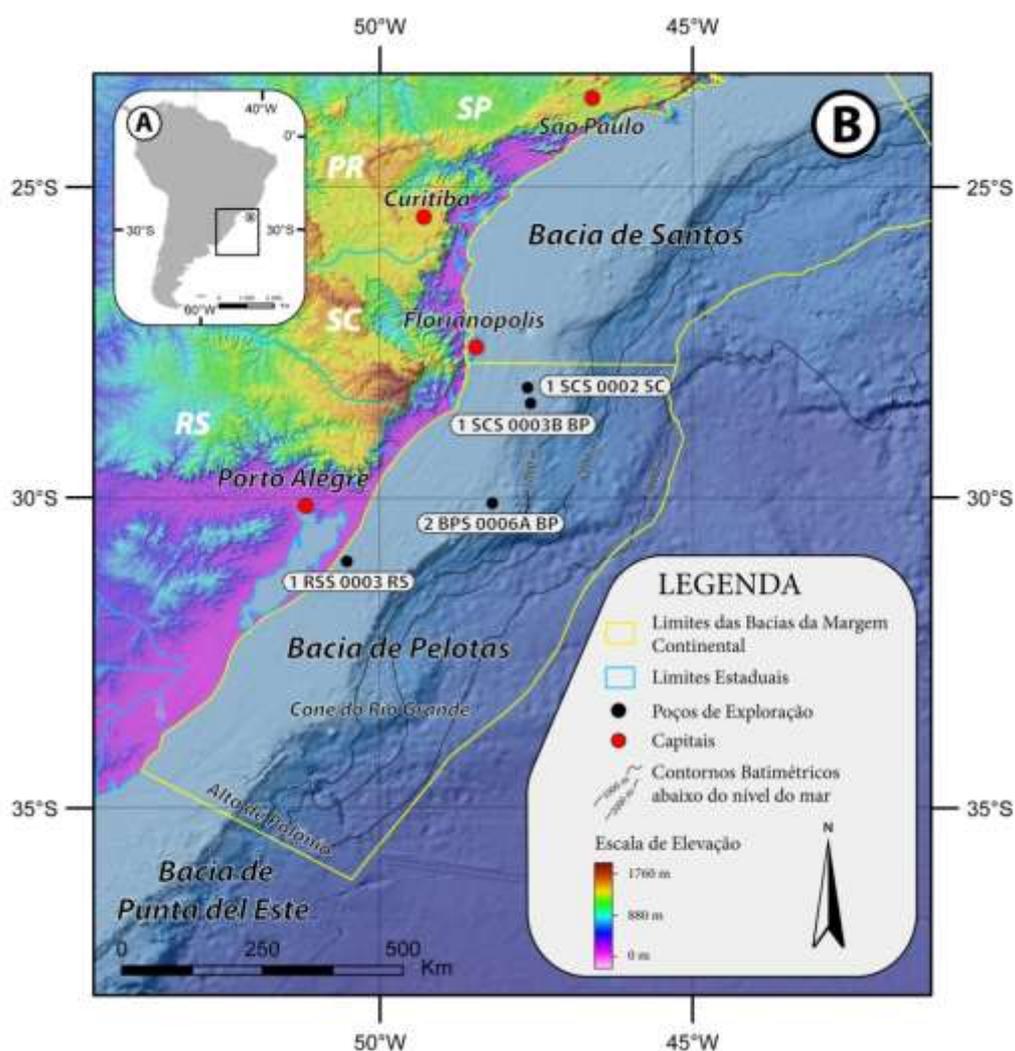
A porção brasileira da Bacia de Pelotas tem uma área de aproximadamente 210.000 km², entre rochas aflorantes na margem continental leste brasileira, onde estão expostos sedimentos depositados desde o Terciário sob influência de oscilações glacio-eustáticas do nível do mar e acentuadas variações de clima, e continua sob uma lâmina d'água de 2000 km, entre os paralelos 28° e 34° de latitude sul, 45° e 54° de longitude oeste, sobreposta às rochas paleozóicas da Bacia do Paraná (Fig. 1).

É limitada a norte pelo Alto de Florianópolis, divisa com a Bacia de Santos continuando no Uruguai a sul, e limitada pelo Alto de Polônio. É subdividida em duas sub-bacias, a porção norte e a porção sul que tem como marco limítrofe a sinclinal de Torres. Estas duas porções experimentaram fases de evolução particulares. Enquanto a

Sub-bacia de Torres sofria ainda o processo de rifteamento, a Sub-bacia de Pelotas já estava sujeita ao processo de subsidência flexural produzida pelo resfriamento e contração da crosta oceânica (MARTINS NETO *et alii*, 2006).

Esta bacia é cronocorrelata às demais bacias da margem, cujas fases de sedimentação vão desde o mesozóico até o cenozóico, e que registram deste modo, os eventos deposicionais controlados pela taxa de subsidência, aporte sedimentar e variação eustática.

Figura 1 - Localização da Bacia de Pelotas e suas principais feições geológico-estruturais. (A) mostra a localização da figura (B) no contexto da América do Sul. (B) situa a localização da mesma no contexto da margem continental sul-brasileira.



Fonte: Dados topográficos e batimétricos provenientes da Carta Batimétrica Geral dos Oceanos (<http://www.gebco.net/>); Dados geográficos provenientes da Carta do Brasil ao Milionésimo (<http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Carta-Geologica-do-Brasil-ao-Milionesimo-298.html>); e localização dos limites das Bacias de Margem Brasileiras, proveniente do banco de dados de Exploração e Produção da Agência Nacional do Petróleo (BDEP-ANP) (<http://www.bdep.gov.br/?lng=br>).

4.1 Evolução tectônica e contexto de sedimentação

A evolução tectônica das bacias da margem leste-sudeste (seguimento divergente) e da margem equatorial (seguimento transformante) é produto da separação do Gondwana e da abertura e desenvolvimento do Atlântico Sul iniciadas no mesozóico. O sistema de riftes associada à separação das placas Africana e Sul-americana inicia-se nas porções extremas norte e sul da América do Sul, onde é particularmente notável a extrusão de magmas basálticos na Bacia do Paraná e na região adjacente da margem continental, entre as bacias de Pelotas e o Espírito Santo (BUENO *et alii*, 2007, *apud* DIAS, 1994).

A fase sin-rifte é caracterizada por pares conjugados de falhas, formando diversos semi-grábens, cuja direção é concordante à linha de costa atual. São preenchidos por depósitos fluvio-deltáicos continentais, ocasionalmente com o desenvolvimento de fácies carbonáticas de ambiente marinho raso. O processo de rifteamento é diácrono, variando entre jurássico e cretáceo inferior (neocomiano), na porção meridional da América do Sul e atinge idades mais recentes na extremidade leste da margem equatorial (Pernambuco-Paraíba e Sergipe-Alagoas) (CHANG *et alii*, 1992).

Após a formação dos riftes, com sedimentos fluviais e lacustres, ocorre a ingressão marinha, que resulta na deposição de uma espessa sequência de depósitos salinos (carbonatos, halita, anidrita, fosfatos). A halocinese é caracterizada por domínios tectônicos variáveis ao longo da margem, com regimes de esforço extensivo na plataforma e compressivos em águas profundas (MARTINS-NETO *et alii*, 2006 *apud* BUENO, 2007).

Os riftes abortados da porção equatorial e também na margem nordeste não possuem grandes espessuras de evaporitos, e são à exceção de Tacutu, caracterizados por ausência de assoalho vulcânico na base do sistema de riftes. No entanto a extensão na direção de águas profundas dos riftes considerados não vulcânicos (*e.g.* Sergipe-Alagoas) é também caracterizada por refletores mergulhantes ao centro de espalhamento (*SDRs - Seaward Dipping Reflectors*), associados à inepção de crosta oceânica primitiva (ABREU, 1998).

Asmus & Porto (1972) propõem que as bacias da margem decorram de uma ampla depressão, dita Depressão Afro-Brasileira, sugeridas por regime de esforço tratativo horizontal e falhamentos incipientes na crosta. De mesmo modo, preconizam que a distância relativa ao arco de espalhamento provocou variações e consequente

gradiente nas taxas subsidência locais, criando arcos divisores de bacias. A Bacia de Pelotas foi definida por Ghignone (1960) como uma ampla bacia preenchida por sedimentos terciários e quaternários com uma superfície emersa ocupada pela Lagoa dos Patos, Mirim, Mangueira, Peixe e outras, na costa Sul-Rio-Grandense. Localmente, a Bacia de Pelotas é definida como uma bacia marginal subsidente preenchida por sequências clásticas continentais e transicionais, e de acordo com Asmus (1983), esta se distingue das demais por registrar apenas o último estágio evolutivo, o oceânico.

O mesmo autor propõe que os registros dos estágios precedentes deveriam ocorrer em locais mais afastados da linha de costa, e supõem-se cobertos por espessos pacotes sedimentares. Fontana (1990 (b), 1996) identificou uma fase pré-rifte e outra pós-rifte. A primeira compõe-se de uma sequência basáltica associada ao início do rifteamento. A segunda corresponde ao soterramento das sequências do rifte sob um prisma sedimentar bastante espesso.

Estratigraficamente, sucede que uma discordância do Albiano-Aptiano encobriu todas as unidades anteriores pelo progressivo *onlap* em direção à linha de charneira. No Aquitaniano-Serravaliano a subsidência passa a ser mais efetiva dada à atuação de flexura, acentuando-se os *onlaps* de costa, notáveis desde o Paleoceno. Um pacote de maior espessura foi depositado no Cone de Rio Grande (FONTANA, 1990 (a)). Tal configuração sugere que o abatimento longitudinal tenha sido raso. Os sistemas de falhas normais e as e as linhas de flexura mostram-se conformes e paralelos à margem continental, formando degraus escalonados.

Asmus & Ponte (1973), estudando as bacias marginais a leste, identificaram quatro estágios tectônicos e seus respectivos ambientes de sedimentação associados: pré-rifte, sin-rifte, proto-oceânico e de margem continental. Há várias interpretações elaboradas, considerando o nível eustático e taxas de subsidência variáveis. Faremos uso da interpretação corrente e que é de consenso, dos mesmos autores. Reconhece-se que desde o final do Jurássico até hoje a margem leste pode ser dividida em seis megasequências deposicionais:

- Megasequência continental pré-rifte;
- Megasequência continental rifte;
- Megasequência transicional evaporítica;
- Megasequência de plataforma carbonática rasa;
- Megasequência marinho-transgressiva e;

- Megassequência marinho-regressiva.

Cada uma destas megasequências pode ser composta por uma ou várias sequências deposicionais de acordo com Mitchum (1977) e Van Wagoner *et alii*. (1988,1990). Bueno *et alii* (2007) propõem que a evolução da Bacia de Pelotas seja composta por cinco supersequências e compreenda quatro estágios evolutivos:

- Supersequência paleozóica-mesozóica (estágio pré-rifte);
- Supersequência pré-rifte-(estágio pré-rifte);
- Supersequência rifte (estágio rifte);
- Supersequência pós-rifte (estágio pós-rifte) e;
- Supersequência drifte (estágio drifte)

4.1.1 Supersequência Paleozóica-Mesozóica (Estágio Pré-Rifte)

De acordo com Milani *et alii*. (1994), *apud* Bueno *et alii* (2007), a supersequência paleozóica-mesozóica compreende as formações desenvolvidas em ambiente marinho (Formação Rio Bonito, Palermo e Irati, pertencentes ao grupo Guatá), as formações desenvolvidas em ambiente fluvio-lacustre e de maré (Formação Teresina e Rio do Rastro, pertencentes ao Grupo Passa Dois) e a Formação Botucatu, extenso campo de dunas que recobre intensamente a sinéclise do Paraná.

4.1.2 Supersequência Pré-Rifte (Estágio Pré-Rifte)

As rochas que representam o estágio Pré-rifte, compõem-se de basaltos da Província magmática do Paraná, tidos como componentes do contexto de evolução da própria. Segundo o mesmo autor, a natureza dos estratos pré-rifte está relacionada ao comportamento de ascensão astenosférica. O espesso volume de rochas vulcânicas precede o rifteamento do Oceano Atlântico, resultado de atuação de plumas mantélicas e fusão do próprio manto por descompressão catalogado pelo *hot spot* Tristão da Cunha (MILANI, 1987).

De acordo com Milani (1994) os Basaltos da Formação Serra Geral, sotoposta à Formação Imbituba (restrita à porção norte da bacia), ocorrem como elementos de

manifestação magmática no estágio de pré-ruptura do Gondwana, reflexo do estágio inicial de rifteamento, considerados na Bacia de Pelotas como estratos de pré-rifte.

4.1.3 Supersequência Rifte (Estágio Rifte)

Segundo Bueno *et alii* (2007), a supersequência rifte preenche uma associação de meio-grábens assimétricos e antitéticos, sendo representada pelos basaltos da Formação Imbituba e pelas fácies siliciclásticas da Formação Cassino.

Segundo Dias *et alii* (1994), as rochas vulcânicas de afinidade básica da Formação Imbituba são considerados síncronos a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, todavia resultados geocronológicos (Ar-Ar) mostraram idades de $118 \pm 1,9$ Ma e $125,3 \pm 0,7$ Ma para o topo e base da seção (Lobo, 2007 *apud* BUENO, 2007), respectivamente, estabelecendo um evento magmático mais jovem que a Formação Serra Geral, cujo período de extrusão ocorreu entre 127 e 138 Ma (STEWART *et alii*, 1996 *apud* BUENO *et alii*, 2007).

A Formação Cassino – de idade Aptiana – consiste de sedimentos clásticos grossos e finos, amostrada inicialmente nas fácies proximais do preenchimento de meio-grábens gerados durante a fase rifte. Estes meio-grábens apresentam-se como cunhas que se espessam em direção a falhas antitéticas, e são preenchidas por conglomerados, diamictitos e siltitos, cujos fragmentos de rocha vulcânica diminuem em direção ao topo acompanhado por aumento de rochas metamórficas, evidenciando uma mudança na área fonte (BUENO *et alii*, 2007).

Segundo Bueno *et alii* (2007), estes depósitos são interpretados como leques aluviais progradantes da borda flexural em direção a depocentros lacustres. Estes depósitos ocorrem em contato discordante na sua porção inferior com os basaltos da Formação Imbituba, e na porção superior, ora com os arenitos da Formação Tramandaí, ora com as rochas vulcânicas da Formação Curumim (BUENO *et alii*, 2007).

4.1.4 Supersequência Pós-Rifte (Estágio Pós-Rifte)

Ocorrendo de forma restrita à porção norte da Bacia de Pelotas, essa supersequência contextualiza-se dentro do estágio de subsidência térmica pós-rifte, sendo representada pela suíte vulcânica (basaltos, andesitos e traquiandesitos) da

Formação Curumim, e cuja datação via método Ar-Ar resultou na idade de $113 \pm 0,1$ Ma (DIAS *et alii*, 1994, *apud* BUENO *et alii*, 2007). Sobreposto em discordância a esta unidade, encontram-se os evaporitos da Formação Ariri e a seção carbonática da Formação Portobelo. Embora a base desta unidade ainda não seja atingida por poços, a análise de seções sísmicas permite interpretar um contato discordante com a unidade do estágio rifte sotoposta, bem como inferir espessuras superiores a 6 km para a seção pós-rifte, que se caracteriza pela geometria tipo *sag* (BUENO, *et alii*, 2007).

Ao longo do contato crosta continental/crosta oceânica na Bacia de Pelotas podem ser vistas nas seções sísmicas cunhas de *SDRs* de diferentes idades. As relações de contato entre elas sugerem que as mais antigas estão na porção sul da bacia, com idade similar à Formação Imbituba, e as mais jovens na porção norte, com idades similares às da Formação Curumim. Deste modo, enquanto a Sub-bacia de Torres (Norte) ainda sofria o processo de rifteamento, a Sub-bacia de Pelotas (Sul) já experimentava o estágio de subsidência flexural produzido pelo arrefecimento e subsidência térmica da crosta oceânica (MARTINS-NETO *et alii*, 2006, *apud* BUENO *et alii*, 2007).

4.1.5 Supersequência Drifte (Estágio Drifte)

Segundo Bueno *et alii* (2007), a supersequência Drifte pode ser dividida em três distintas fases. A fase inicial, representada por depósitos de plataforma rasa no Albiano, é formada pelos depósitos carbonáticos e siliciclásticos da Formação Portobelo, que por sua vez caracteriza uma plataforma mista. Em direção ao continente, seus estratos de calcarenitos bioclásticos e oolíticos interdigitam-se com os arenitos da Formação Tramandaí, gradando para calcilutitos em direção à bacia. Na porção inferior, seu contato se dá, ora em concordância com os delgados depósitos evaporíticos da Formação Ariri (anidrita e carbonatos), ora em discordância com as rochas vulcânicas da Formação Curumim. Na porção superior, o contato é discordante em relação aos pelitos da Formação Atlântida.

Segundo Bueno *et alii* (2007), a fase intermediária, caracterizada por um período transgressivo que se estende do Albiano ao Oligoceno, é bem marcada pela espessa seção de pelitos da Formação Atlântida, recobrendo em discordância os carbonatos da Formação Portobelo. Os folhelhos gradam para margas e siltitos que se interdigitam

com os arenitos da Formação Tramandaí. Interpreta-se um ambiente marinho raso para os arenitos finos intercalados a folhelhos e siltitos da Formação Tramandaí, que sofre transgressão dos pelitos de plataforma externa da Formação Atlântida. Ainda segundo Bueno *et alii* (2007), partir do Coniaciano o ambiente costeiro é dominado pelos leques de clásticos grossos e finos da Formação Cidreira, entendendo-se até o Holoceno. Estes depósitos interdigitam-se com os folhelhos e siltitos cinza-esverdeados da Formação Imbé em direção a parte profunda da bacia. A presença de estratos de arenitos turbidíticos na Formação Imbé confere-lhe uma deposição em ambiente marinho profundo, com plataforma externa, talude e bacia. Sotopostas em discordância às Formações Cidreira e Imbé, estão os depósitos das formações Tramandaí e Atlântida.

Segundo Bueno *et alii* (2007), a fase final, constituída de uma cunha clástica regressiva no Neógeno, é representada pelas rochas das Formações Cidreira e Imbé, onde os siltitos e arenitos da Formação Cidreira progradam sobre os pelitos da Formação Imbé, à semelhança do que ocorre com as demais bacias da margem continental brasileira.

Com o crescente aumento do suprimento sedimentar, origina-se a feição conhecida com o Cone do Rio Grande. O rápido aporte de finos da porção distal do cone acarretou na instabilidade do talude, produzindo fluxos gravitacionais de grandes massas pouco consolidadas em direção à bacia profunda (BUENO *et alii*, 2007).

5 Revisão da Bibliografia Anterior

5.1 Mecanismos de Formação de Bacias Sedimentares

A classificação de bacias sedimentares é dada tomando-se em conta a localização de seu substrato na litosfera, proximidade da bacia em relação à margem de placa e o limite de placa na região vizinha à bacia (divergente, convergente e transcorrente) (DICKINSON, 1974).

Bally (1975) e Bally & Snelson (1980) tomam em conta a posição em relação ao orógeno, incluindo os produtos adjuntos à própria orogenia e atividade magmática associada a regimes de esforço transpressivo. A zona limítrofe é de forma frequente associada à subducção, em se tratando de crosta oceânica (subducção tipo B) ou colisão entre crosta oceânica e crosta continental (subducção tipo A) e também pode ser localizada ao longo de falhas transformantes.

Dickinson (1976) e Ingersoll & Busby (1995) distinguiram vinte e seis tipos de bacias, dividindo-as de forma sistemática de acordo com a localização das mesmas: divergentes, placa-interiores, convergentes, transformantes e híbridas. Ingersoll & Busby (1995) e Ingersoll (2011) definiram ainda, sete mecanismos de subsidência. Tais mecanismos são subagrupados em três principais processos (isostático, flexural e dinâmico) (ALLEN & ALLEN 2013).

Consequências isostáticas incluem mudanças na espessura crustal e litosférica; acarretadas principalmente pelo esfriamento litosférico, seguido de estiramento mecânico, erosão subaérea ou remoção de uma raiz litosférica profunda. O espessamento mecânico crustal e litosférico, como em zonas de convergência continental, geralmente causa soerguimento isostático. (INGERSOLL & BUSBY, 1995).

Sobrecarga e alívio na superfície e em subsuperfície, incluindo os efeitos distantes do campo de tensões; a carga na litosfera pode parecer pequena em escala sob a forma de vulcões ou cadeias de montes submarinos ou cadeias de *seamounts*, e em uma escala maior cinturões de montanhas, causando flexura regional e consequente subsidência (INGERSOLL & BUSBY, 1995). O influxo sedimentar em uma bacia também atua na sobrecarga atuante, amplificando o primeiro mecanismo.

Efeitos dinâmicos do fluxo astenosférico, convecção do manto e de plumas; subsidência ou soerguimento são causados pelos efeitos de flutuação das mudanças de temperatura e transição de fase no manto superior. Desde que tais efeitos seja, transmitidos por fluxo viscoso, mudanças da elevação superficial designam-se por dinâmicas (INGERSOLL & BUSBY, 1995).

De acordo com os próprios, tais mecanismos operam em variados tipos de bacias e em variados graus:

- Adelgaçamento da crosta, que decorre principalmente por regime de esforço trativo horizontal, causando estirando litosférico ou erosão superficial;
- Espessamento crustal, decorrente de resfriamento seguido de estiramento litosférico ou acreção de fase fluida proveniente da astenosfera;
- Carga sedimentar ou vulcânica, em razão de compensação isostática;
- Carga tectônica supracrustal, em razão de compensação isostática;

- Carga tectônica subcrustal (*underplating*), em razão de cargas subcrustais de alta densidade, tais com magmatismo ou obducção de porções do manto;
- Dinâmica mantélica, devido à subducção de placas litosféricas frias;
- Intensificação de densidade da crosta, oriunda de variações nas condições de pressão e temperatura, ou intrusão de fluidos superdensos.

Em uma mesma bacia sedimentar, pode haver a influencia de um processo em relação ao outro, com este ou aquele atuando com maior intensidade, mas de forma concomitante. Um dado mecanismo opera em mais do que em um único tipo de bacia.

Bacias sedimentares que evoluem a partir do estiramento litosférico são do tipo rifte- drifte (ALLEN & ALLEN, 2013). Este mecanismo condiciona processo de subsidência isostática, impelindo ao desenvolvimento de falhas extensionais, que por sua vez condicionarão ao processo de subsidência mecânica. O contínuo processo de extensão possibilita a criação de assoalho oceanico e o desenvolvimento de bacias tipo golfo (WATTS & RYAN, 1976).

Após intenso período de atividade tectônica, passa a atuar durante a fase de deriva quiescência, e o mecanismo predominante é a subsidência térmica donde seguirá a partir daqui para o estagio de oceano maturo. Estas bacias são denominadas bacias de margem continental passiva, ou bacias drifte, a exemplo do que ocorre na margem leste brasileira (ALLEN & ALLEN, 2013).

Ainda sobre os últimos, Allen & Allen (2013), propõem dois principais modelos de evolução de bacias rifte. O rifte ativo está associado à ação de plumas mantélicas que provocam grande intumescimento crustal, enquanto que o rifteamento passivo ocorre por ação de tensão deviatórica horizontal trativa.

5.2 Análise de Subsidência

A análise de subsidência apropria-se da tarefa de representar graficamente o deslocamento vertical de um particular horizonte estratigráfico em uma bacia sedimentar, com respeito a um datum, remontando a partir daí a história de soerguimento ou de subsidência (VAN HINTE, 1978; WATTS & RYAN, 1978). Os dados estratigráficos requeridos para esta análise dinâmica demandam conhecer da espessura atual das unidades estratigráficas, variedade litológica, da paleobatimetria e

das idades dos horizontes (STECKER & WATTS, 1978; ANGEVINE *et alii* 1990; XIE & HELLER, 2009; ALLEN & ALLEN, 2013).

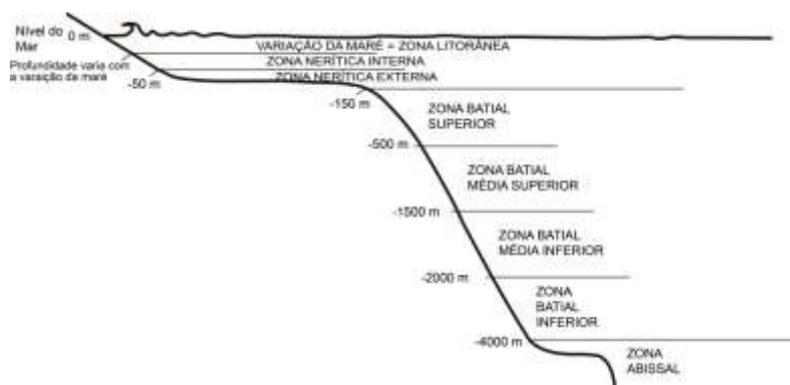
A depender do método aplicado em cada análise, e as escalas de observação, diversos erros são agregados, o que incorre em algum grau de incerteza no trabalho final (ANGEVINE *et alii*, 1990) por se tratar de um método geofísico indireto cujo modelo matemático está certamente suscetível.

As incertezas sobre a escala de tempo devem-se à técnica de datação tomada, por exemplo, datações radiogênicas podem divergir daquelas tomadas em dados biestratigráficos. A depender dos erros implicados, as taxas de subsidência podem variar entre mesmas escalas de tempo (ANGEVINE *et alii*, 1990).

O ajuste para a escala de batimetria pretérita é ainda mais intrincado quando comparado com a escala de tempo. A bioestratigrafia é, neste sentido, um ferramental útil no que tange à correta precisão da lâmina d'água para ambientes de plataforma rasos já que a fauna marinha é um potente delimitador desta biozona. No entanto, tal procedimento só possui boa aplicação para o caso dos ambientes supracitados. Em maiores profundidades, a incerteza é generalizada. Outra forma alternativa para reduzir a imprecisão na paleoelevação, inclui o cálculo de paleotaludes nos sistemas fluviais e estimar a distancia a montante da linha de costa (ANGEVINE *et alii*, 1990).

Pode-se assumir também que a ordem de espessura das sequencias não marinhas para serem preservadas no registro estratigráfico, foram depositadas relativamente próximos ao nível do mar (XIE & HELLER, 2009). Imprecisões implicadas em tal aproximação para correção abaixo do nível do mar são de forma prática, negligenciáveis comparadas à ordem de espessura de determinada unidade estratigráfica estudada (ANGEVINE *et alii*, 1990). Xie & Heller (2009), utilizam critérios adequados de Angevine *et alii* (1990) baseados em evidências fossilíferas e/ou litofácies fósseis, utilizam 50 m abaixo do nível do mar para ambientes não marinhos, 50 m para plataformas interiores, 150 m para plataforma exterior, e 350 m para marinho profundo (Fig. 2).

Figura 2 - Batimetria de fundo oceânico e profundidade associada.



Fonte: Modificado de Angevine *et alii* (1990).

As correções para a compactação de camadas sedimentares são baseadas de forma empírica nas relações de porosidade e profundidade de vários tipos de sedimentos. Como os litotipos variam ao longo de uma bacia sedimentar, eles também variam de forma consoante em quaisquer hierarquias de sedimentação em que se queira resolver analisar. Assim, pode haver heterogeneidades em um mesmo membro, grupo, formação, ou mesma camada, se assim se deseja. Os contrastes surgem na coleta de dados, evidenciados pelos efeitos de sobrecarga nos horizontes, grau de cimentação, saturação de fluido, que alteram de forma tênue os resultados (SCLATER & CHRISTIE, 1980 *apud* ANGEVINE *et alii*, 1990).

Alterações no nível do mar acarretam em erros nos cálculos da história de subsidência, pois esta superfície é o datum para o qual esta variável dinâmica é determinada (ANGEVINE *et alii* 1990). Assim, paleobatimetrias inferidas de forma grosseira, podem implicar em erro crasso.

5.3 Arcabouço e Escopo da Análise de Subsidência

O conceito de Análise de subsidência é bem apresentado por Steckler & Watts (1978), onde se ocupam de três fundamentais procedimentos para a elaboração de curvas de subsidência.

Primeiro deve-se considerar a acumulação sedimentar como função do tempo, utilizando a espessura atual dos horizontes. A segunda medida consiste em corrigir as compactações, admitindo-se que as unidades foram compactadas devido à ação de carga sobreposta, removendo os efeitos de compactação para representar quantitativamente

essa correção. O terceiro passo ocupa-se de representar a curva total de subsidência, que agrega mudanças na paleobatimetria. Sendo realizadas as correções paleobatimétricas, a curva de subsidência assume um comportamento quasi-assimptótico (VAN HINTE, 1989; ANGEVINE *et alii* 1990; XIE & HELLER, 2009).

Como resultado de sua porosidade, os estratos sedimentares são compactados pelas camadas sobrepostas depois de sua deposição. Por consequência, a espessura de cada camada em uma sequencia sedimentar foi maior no tempo de sua deposição do que quando ela é observada em campo (SCLATER & CHRISTIE, 1980 *apud* ANGEVINE *et alii* 1990).

A fim de se examinar a influencia da compactação na espessura e densidade da coluna estratigráfica, a porosidade precisa ser conhecida. A correção do efeito de compactação remove a ação da carga sobreposta sobre as unidades. Para isto, utiliza-se o método de Steckler & Watts (1978).

Este método pressupõe por simplicidade que o volume dos grãos seja invariante para determinada condição de confinamento (assumindo uma condição de diagênese não significativa), e que o volume de poros decresça com a profundidade de soterramento (TIAB & DONALDSON, 2015).

Um entendimento breve entre compactação e a perda de porosidade durante o confinamento é necessário para compreender como a porosidade pode ser estimada em subsuperfície. A porosidade (ϕ) pode ser medida diretamente nos testemunhos de perfuração ou testemunhos laterais, entretanto, estas medidas diretas tendem a ser realizadas em zonas de interesse econômico, tais como em zonas de reservatórios de hidrocarbonetos (TIAB & DONALDSON, 2015).

Os métodos de perfilagem geofísicos mais utilizados para esta tarefa são os métodos de perfilagem sônica (*sonic log*), perfil de densidade (*density log*) e perfil de porosidade neutrônica (*neutron log*) (TIAB & DONALDSON, 2015).

O perfil sônico é um registro do tempo tomado (intervalo de trânsito, Δ_t) para que uma onda compressional de som emitida de uma sonda sônica leva para atravessar 25 cm (1 pé para unidades LAS) da rocha circunvizinha ao furo até um receptor. Este intervalo do tempo de transito é o inverso da velocidade, e esta é função da porosidade e litologia. Quando a última é conhecida por outros métodos de perfilagem, por exemplo, o perfil de aparas de perfuração, Δ_t pode ser conhecido através da equação de tempo médio de Willie (1956) (Eq. 1):

$$\phi_s = \frac{\Delta_t - \Delta_{tma}}{\Delta_t - \Delta_{tf}}, \quad \text{Equação (1)}$$

Onde Δ_{tma} é o tempo de trânsito através da matriz sólida da rocha, Δ_{tf} é o tempo espaço de trânsito através dos fluidos de poros. Para a condição de sedimentos não compactados, tais como areias do Quaternário, esta equação necessita de um fator de correção (TIAB & DONALDSON, 2015).

O perfil de densidade tem como princípio, a emissão de raios gama por uma fonte radioativa na ferramenta de perfilagem, que são espalhados e perdem energia por consequência de colisões elásticas com elétrons por espalhamento Compton na região circundantes ao poço. A quantidade de radiação espalhada que é registrada no receptor, acoplado à ferramenta, depende da densidade de elétrons de determinada formação. Tal densidade eletrônica é virtualmente a mesma densidade volumétrica de formação para alguns minerais, salvaguardando-se os casos de evaporitos e carvões que apresentam comportamentos atípicos (TIAB & DONALDSON, 2015).

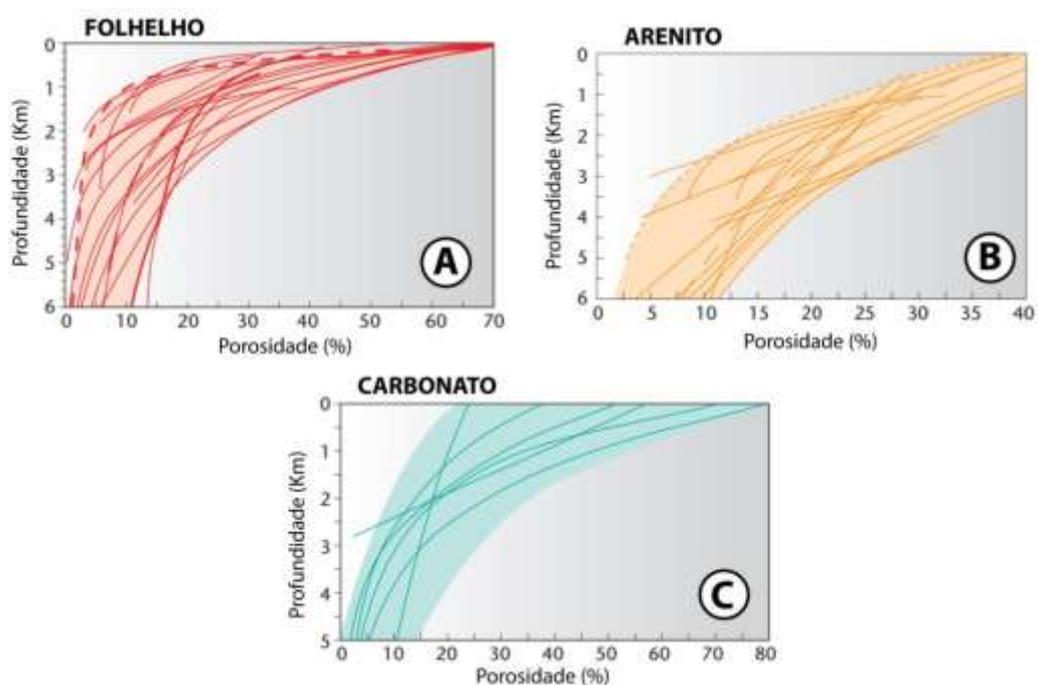
O perfil de nêutrons possui um princípio bastante similar ao último. Uma fonte radioativa (berílio-rádio-226/berílio-plutônio-238) emite nêutrons energéticos (1-20 MeV), que perdem energia conforme migram esfericamente para longe da fonte emissora através das paredes do poço e no interior da própria formação. A perda de energia é função da quantidade de hidrogênio presente nos fluidos de poro, incluindo água confinada em argilas, e também por isso é bastante sensível ao conteúdo das últimas, o que requer correção. Muito embora o óleo tenha um teor de hidrogênio similar ao da água, e possua pequena influência sobre o método, o teor de hidrogênio do gás é consideravelmente menor (HEDBERG, 1936). Deste modo, a resposta de nêutrons é baixa em rochas que tenham conteúdo de gás dentro da profundidade de investigação lateral da ferramenta (30 cm). Esta resposta também pode ser utilizada para a determinação de porosidade. Em zonas de alta porosidade, uma pequena quantidade de nêutrons é recebida de volta ao receptor produto de interação de absorção, e em zonas de baixa porosidade o contrário ocorre (TIAB & DONALDSON, 2015).

O perfil neutrônico mais utilizado é o de nêutrons compensados, onde a sonda é calibrada para realizar a leitura de porosidade real em litologias sãs (*e.g.* calcários e carbonatos quasi-puros), cuja unidade de representação é a porosidade genuína daquela litologia. Este método é utilizado a depender da forma de calibração da ferramenta, segundo a litologia de interesse (TIAB & DONALDSON, 2015).

O método mais comum para estimativa de densidade é o perfil sônico, pois de maneira geral as perfilagens de densidade, e de nêutrons só são realizadas nas zonas de interesse de hidrocarbonetos considerando tempo de execução de perfilagem e custo logístico, porquanto que o sônico pode realizar medições na seção rasa do furo. Assim a litologia pode ser conhecida, uma vez conhecida a porosidade sônica (TIAB & DONALDSON, 2015).

Observações da relação porosidade-profundidade de rochas sedimentares vêm de ensaios de deformação e de medidas das condições físicas de confinamento em subsuperfície. Os mesmos ensaios demonstram que esta relação é muito fortemente influenciada pela composição mineralógica (SCLATER & CHRISTIE, 1980). Por exemplo, arenitos com clastos líticos dúcteis compactam-se mais rapidamente do que a relação linear observada entre o logaritmo da porosidade e o stress efetivo (TIAB & DONALDSON, 2015). Medidas diretas no material de testemunho de sondagem utilizando perfil sônico provêm uma enorme base de dados para a relação de profundidade atual e a porosidade associada (Fig. 3).

Figura 3 - Compilação de curvas porosidade-profundidade para folhelhos (A), arenitos (B) e carbonatos (C). Perceba-se que os carbonatos compactam-se mais precocemente do que os arenitos. O coeficiente de compactação para os carbonatos varia de acordo com os tipos de grãos e grau de cimentação.



Fonte: Modificado de Allen & Allen (2013).

Vários fatores interferem nesta relação: (i) granulometria grossa, argilas compactam-se mais rapidamente do que arenitos; (ii) fácies deposicionais, que controlam tamanho, seleção e conteúdo de argila e por consequência a porosidade inicial; (iii) arcabouço dos grãos, *e.g.*, quartzo-arenitos diferem de arenitos líticos- os últimos contém fragmentos dúcteis; altos gradientes de temperatura afetam a diagênese química, tais como a cimentação do quartzo, crescimento de argilas e dissolução por pressão; e (iv) tempo: a perda de densidade requer períodos de tempo bastante extensos.

A função de decréscimo da porosidade pode ser determinada de forma empírica (BOND *et alii* 1983). Há ainda uma aproximação numérica que modela esta forma funcional com maior margem de precisão, embora não se vá tratar aqui. A relação funcional de porosidade-profundidade mais difundida é aquela que toma a forma de uma exponencial que produz uma porosidade assintótica decrescente com o aumento de profundidade (ATHY, 1930; HEDBERG, 1936) (Eq. 2).

$$\frac{d\phi(z)}{dz} = -cz , \quad \text{Equação (2)}$$

Onde ϕ é a porosidade da rocha, c é o coeficiente de compactação, e z é a profundidade de confinamento. Sclater & Christie (1980), estudaram a variação de porosidade-profundidade, determinando estas quantidades para alguns sedimentos do mar do Norte, na Escandinávia (Tabela 1), e que são os mais comuns aplicados.

Uma vez que é estabelecido o problema de valor inicial, embora não se vá provar¹, a solução de (1) é unívoca, monotônica e estritamente decrescente (Fig. 4). Assim, $\phi(0) = \phi_0$ (porosidade em superfície), a solução de (2) é facilmente encontrada por qualquer método (Eq. 3):

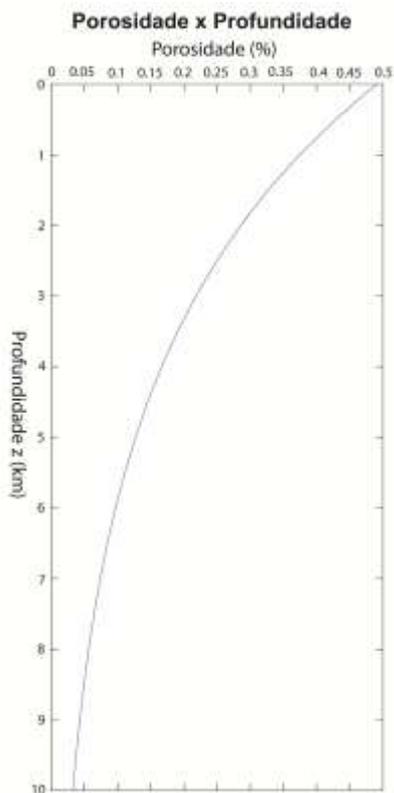
$$\phi(z) = \phi_0 e^{-cz} , \quad \text{Equação (3)}$$

A relação entre a espessura primitiva de determinado horizonte e sua espessura atual é dada por (Eq. 4):

$$S^* = \frac{S(1 - \phi)}{(1 - \phi_0)} , \quad \text{Equação (4)}$$

¹ Pelo Teorema de Existência e Unicidade de edo's de primeira ordem.

Figura 4 - Curva de decaimento de porosidade como função da profundidade para amostra do arenito Navajo, EUA.



Fonte: Cortesia dos laboratórios Core. Tiab & Donaldson (2015).

Aqui, S é a espessura atual da unidade estratigráfica, e S^* é a espessura da mesma descompactada. Lançando-se mão de tais equações, a espessura de determinada unidade pode ser paulatinamente restaurada. Também por simplicidade, presume-se que a espessura das unidades e os valores de porosidade sejam dados pelo cálculo da média para aquele intervalo de deposição (VAN HINTE 1978; ANGEVINE *et alii*, 1990).

Os efeitos de compactação não podem ser negligenciados, assim, constrói-se também uma curva de acumulação sedimentar quando estes efeitos são retirados (STECKLER & WATTS, 1978).

Tabela 1 - Parâmetros petrofísicos (*in situ*) de interesse para as rochas mais abundantes em bacias sedimentares. ϕ_0 é a porosidade inicial (sob CNTP), c é o coeficiente de compactação e ρ_s é a densidade do sedimento.

Litologia	ϕ_0 (%)	c (km^{-1})	ρ_s (kgm^{-3})
Folhelho	0.63	0.51	2720
Arenito	0.49	0.27	2650
Calcário	0.70	0.71	2710
folhelho-arenoso	0.256	0.39	2680

Fonte: Modificado de Sclater & Christie, 1980.

5.4 Subsidiência de Margens Passivas

A subsidiência seguinte às fases de rifteamento continental e a ruptura continental (*break up*) e conduzem a uma subsidiência assimétrica (margens de rupturas conjugadas) e à instalação de margens continentais passivas (STECKLER & WATTS, 1978). Como resultado, a quantidade de subsidiência aumenta ao longo da zona de charneira, decorrente de processo de flexura. Todas as curvas de subsidiência mostram uma fase inicial de rápida subsidiência seguida de uma fase em que as taxas de subsidiência são reduzidas (*e.g.* WATTS & RYAN, 1976; STECKLER & WATTS, 1978), assemelhando-se em forma à curva de profundidade-tempo do embasamento.

Algumas margens costumam demonstrar uma mudança abrupta nas taxas de subsidiência entre as fases de rifteamento e ruptura continental. Esta brusquidez pode refletir uma história de subsidiência pretérita muito restrita nestes casos (MACKENZIE, 1976). A subsidiência inicial dos depósitos são quase frequentemente depósitos de ruditos continentais, que são notoriamente difíceis de datar bioestratigraficamente, considerando o baixo potencial de preservação fóssilífero. No cenário do conhecimento moderno, a subsidiência dos depósitos iniciais são os mais profundos, e talvez menos frequentemente penetrados nas seções (FONTANA, 1996).

A formação de margens passivas e os mecanismos de subsidiência associados foram bastante estudados seguindo os trabalhos pioneiros de Watts & Ryan (1976) e Steckler & Watts (1978). Bacias rifte desenvolvem-se anteriormente à fase de separação continental, seguida de subsidiência da margem, uma vez que a separação está completa. Nem todos os riftes alcançarão o pleno desenvolvimento, e muitos riftes abortados podem ser encontrados. Estudos teóricos e analíticos sugerem que este tipo de subsidiência pode dividir-se em uma fase inicial sin-rifte, que primariamente reflete a resposta isostática à extensão e afinamento crustal, seguida por uma fase pós-rifte

impulsionada pelo re-equilíbrio termal com a litosfera conforme a litosfera esfria e se torna espessa voltando ao equilíbrio (MACKENZIE, 1978).

O estiramento sin-rifte e afinamento por fatores menores que dois, são comuns em bacias rifte e variáveis ao longo das próprias (*e.g.*, Hendrie *et alii*, 1994; Kuszniir *et alii*, 1996a, 1996b). De maneira geral, fatores de estiramento aumentam em direção ao mar, para o ponto de ruptura continental e formação de crosta oceânica. Além disso, a variabilidade local de subsidência pode refletir a estrutura e afinamento locais, bem como efeitos associados (KING & ELLIS, 1990; NADIN & KUSZNIR, 1995).

Vários modelos mecânicos têm sido propostos para explicar os detalhes das curvas de subsidência neste cenário. Tais modelos consideram que a deformação axial é fracionada pela litosfera (*e.g.* cisalhamento puro versus cisalhamento simples e sua dependência de estiramento como função da profundidade), caracterização (*e.g.* margens vulcânicas simétricas versus margens vulcânicas assimétricas) e a taxa de perda de calor durante e após a separação dos continentes (*e.g.* Bott, 1980; Jarvis & McKenzie, 1980), bem como superposição de eventos tectônicos (*e.g.* Dore & Stewart, 2002; Nielsen *et alii*, 2002). Variações em tais fatores podem explicar as diferenças na magnitude de subsidência mostrada nas curvas obtidas por Bond & Kominz (1984) Steckler & Watts (1987) e Mohriak *et alii* (1987).

5.5 Técnica de *Backstripping* e Subsidência Tectônica

A ferramenta de *backstripping* foi elaborada na década de 1970 e é bastante difundida na atualidade (*e.g.* XIE & HELLER, 2009; CONTRERAS *et alii* 2010, LEE *et alii*, 2016). Watts & Ryan (1976) apropriam-se do legado de Sleep (1971), pioneiro neste quesito, para estudar a evolução dinâmica dos pacotes sedimentares que ocorrem na costa leste norte americana, no Golfo de Lion. Posteriormente Steckler & Watts (1978) utilizam do mesmo arcabouço teórico do *backstripping* na margem continental de Nova Iorque, EUA. Os últimos correlacionam dados biostratigráficos de determinado poço, para determinar a influencia da carga sedimentar sobre a subsidência total, de onde se infere a subsidência tectônica.

A técnica de *backstripping* consiste de aplicar a uma dada carga sedimentar uma condição de suficiente equilíbrio isostático, implicando deste modo, a profundidade da bacia quando dita carga de sedimentos é retirada (WATTS & RYAN, 1976; STECKLER & WATTS 1978; WATTS, 1981; ANGEVINE *et alii*, 1990).

A subsidência total, e a taxa de subsidência relativa calculadas considerando a flexura de crosta por ação de sobrecarga também é chamada de Subsidência de Embasamento. A subsidência tectônica é obtida através de variáveis dinâmicas. O propósito é encontrar soluções de equilíbrio isostático entre a coluna listosférica de uma bacia sedimentar e a mesma coluna na qual a carga sedimentar sobreposta é removida e substituída por água (STECKLER & WATTS, 1978).

A equação de *backstripping* proposta por Watts & Ryan (1976), para um modelo de compensação isostática de sobrecarga local (modelo de Airy) é (Eq. 5):

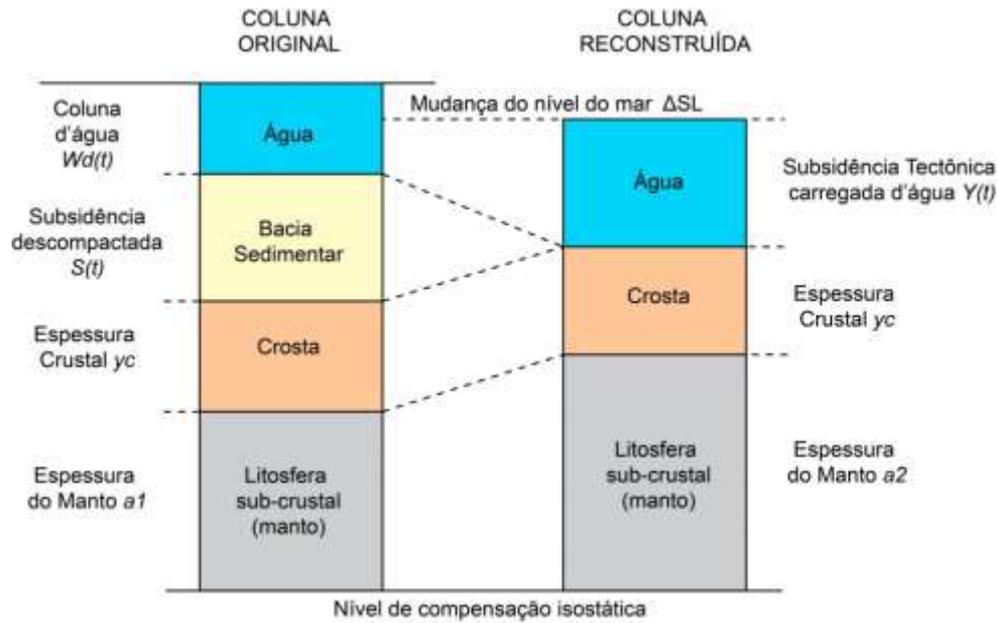
$$Y(t) = W_d(t) + S(t) \left(\frac{\rho_m - \rho_s(t)}{\rho_m - \rho_w} \right), \quad \text{Equação (5)}$$

Onde $Y(t)$ é a profundidade onde o embasamento estaria situado no tempo se não houvesse cobertura sedimentar, $W_d(t)$ é a espessura da lâmina d'água de sedimentação, $S(t)$ é a espessura total de sedimentos e ρ_m , ρ_s , ρ_w são as densidades médias do manto, dos sedimentos e da água, respectivamente.

A equação (5) é derivada pela condição de balanceamento das massas em uma coluna (Fig. 5) através do tempo utilizando o modelo de compensação isostática referido.

Neste modelo, as cargas superficiais assumem-se suportadas pelo empuxo de um meio astenosférico denso. Este modelo é uma reafirmação do Princípio de Arquimedes, que estabelece que um corpo imerso em um fluido sofra empuxo proporcional ao peso do fluido que é deslocado pelo corpo. O modelo de Airy requer então, que a litosfera terrestre rígida “flutue” no manto astenosférico denso.

Figura 5 - O balanço isostático é alcançado removendo-se a carga sedimentar sobre-crustal.



Fonte: modificado de Allen & Allen (2013)

Steckler & Watts (1978) modificaram o método mais tarde para incluir correções para as mudanças eustáticas e expandiram a correção de compactação para utilizar dados locais, mais do que de fontes externas. Assim, a equação de *backstripping* foi expandida para uma forma mais geral (Eq. 6):

$$Y(t) = W_d(t) + S^*(t) \left(\frac{\rho_m - \rho_s(t)}{\rho_m - \rho_w} \right) - \Delta_{SL}(t) \left(\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \right), \quad \text{Equação (6)}$$

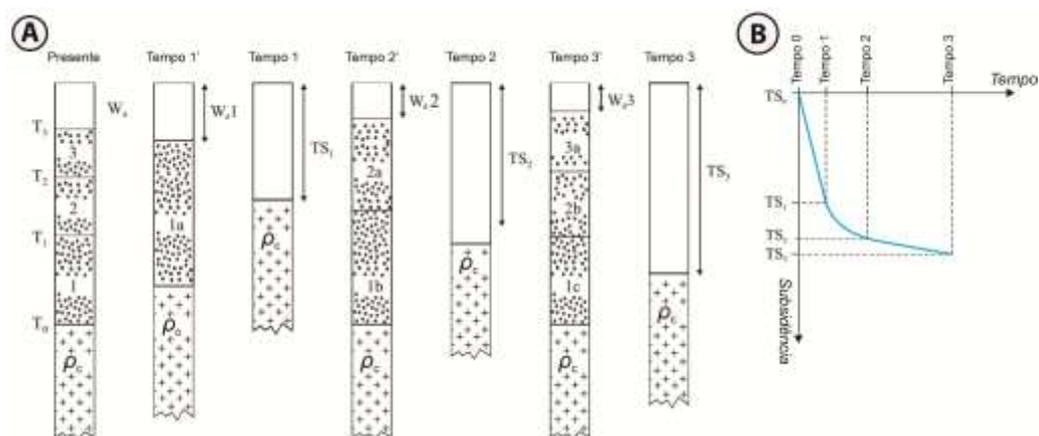
Onde $Y(t)$ é a profundidade do embasamento na ausência de cargas sobre a crosta, $S^*(t)$ é a espessura de sedimentos existente no mesmo tempo de deposição (no estado descompactado) e $W_d(t)$, ρ_m , ρ_s e ρ_w definidos anteriormente. Δ_{SL} é a diferença entre o nível do mar nos dias atuais e o nível no tempo de deposição e foi calculado usando um longo termo de determinação de componente eustática, determinada por Vail *et alii* (1977)

Steckler & Watts (1978) calcularam os efeitos de compactação utilizando uma curva de porosidade *versus* profundidade, independente da litologia. Na equação (6) a densidade média dos sedimentos ρ_{si} , é dada por (Eq. 7):

$$\rho_{si} = \frac{\sum_{i=1}^n [\phi_i \rho_w + (1 - \phi_i) \rho_g] T_i}{S^*(t)}, \quad \text{Equação (7)}$$

Onde T_i é a espessura do intervalo referido, ϕ_i é a porosidade para o intervalo e ρ_g é a densidade do grão. Os mesmos autores utilizam uma densidade para o grão de 2,65 g/cm³, uma média global observada. O procedimento é realizado para cada horizonte em particular, tratando-se de um método iterativo (Fig. 6).

Figura 6 - Backstripping 1D multicamadas. (A) representa a coluna observada no tempo de deposição atual, muito compactada. A sequência estratigráfica compreende as unidades 1, 2 e 3 compactadas. No Tempo 1', a unidade 1 é descompactada à sua espessura original e densidade. No Tempo 1 o balanço isostático é alcançado removendo-se a carga sedimentar sobre-crustal. No Tempo 1, a profundidade de embasamento na ausência da unidade 1 é isostaticamente restaurada (*backstrip*), recuperando a Subsidiência Tectônica no passo temporal 1. No Tempo 2' a espessura inicial da unidade 2 é recuperada e a unidade 1 é compactada de acordo com sua nova profundidade. No tempo 2 a unidade 2, inteiramente descompactada e a unidade 1 parcialmente compactada são retroextraídas (*backstripped*), recuperando a subsidiência tectônica no passo temporal 2. Este procedimento é repetido para a camada 3. A curva de subsidiência está plotada em (B).

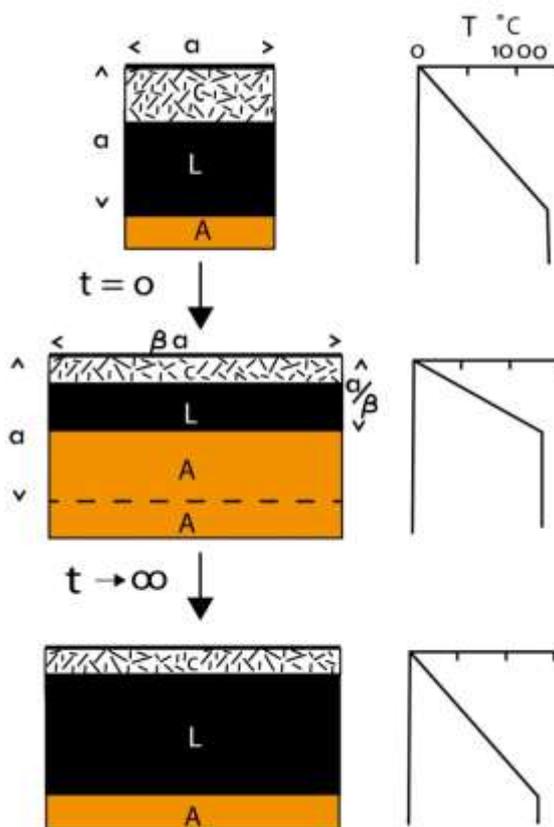


Fonte: Modificado de Bond & Kominz (1984).

5.6 Subsidiência Térmica

Mackenzie (1978) foi pioneiro em propor um modelo tectônico que aproximasse a subsidiência tomando em conta as condições crustais de pressão e temperatura. O estiramento crustal uniforme considera que em um instante inicial t_0 uma unidade comprimento de litosfera é repentinamente estendida para um comprimento β , causando a ascensão da astenosfera (Fig. 7). A perturbação termal resultante decai gradualmente, produzindo subsidiência. A compensação isostática é, entretanto, preservada.

Figura 7 - No instante de tempo inicial (t_0) um fragmento de litosfera continental (a) termicamente equilibrada é estendido de β . O efeito de compensação isostática (a/β) causa o soerguimento da astenosfera (A), admitindo que a temperatura do material não mude durante a extensão. O resfriamento produz subsidência conforme a perturbação por temperatura decai. A espessura crustal também é preservada durante a extensão, e sua radioatividade negligenciada. A descontinuidade do gradiente de temperatura entre a litosfera e a astenosfera é um artefato do modelo, sendo facilmente removido considerando as condições de transporte convectivo nesta região. Entretanto, o fluxo de calor e a subsidência são pouco afetados.



Fonte: Modificado de Mackenzie (1978).

O modelo mais simples despreza a radioatividade das rochas continentais e assume que a temperatura é fixa a uma dada profundidade que corresponde à espessura inicial da litosfera. Modelos mais sofisticados podem ser analisados pelas mesmas técnicas, mais o custo operacional algébrico complica a compreensão física.

Aceita a premissa de que a compensação isostática é preservada, existe deste modo, existe uma subsidência inicial dada por (Eq. 7):

$$S_i = \frac{a \left[(\rho_m - \rho_c) \frac{t_c}{a} \left(1 - \alpha T_1 \frac{t_c}{a} \right) - \frac{\alpha T_1 \rho_m}{2} \right] \left(1 - \frac{1}{\beta} \right)}{\rho_m (1 - \alpha T_1) - \rho_w}, \quad \text{Equação (7)}$$

Onde a é espessura da litosfera, t_c é a espessura inicial da crosta, ρ_m a densidade do manto e ρ_c a densidade da crosta continental ambas a 0°C . ρ_w a densidade da água do mar, α o coeficiente de expansão térmica do manto e da crosta e T_1 a temperatura da astenosfera. A superfície continental pode assumir-se abaixo ou acima do nível do mar.

O sinal de S_i depende da espessura de crosta inicial e independe de β . Para os valores considerados, $t_c \cong 18$ km. A partir daí áreas continentais irão subsidir, mas regiões com afinamento de crosta podem sofrer soerguimento por estiramento, sendo entretanto, não suficiente para emergirem acima do nível do mar (MACKENZIE, 1978).

O estiramento aumenta a fluxo de calor por β em t_0 se este processo ocorre instantaneamente. Depois da extensão o a variação de temperatura é dada por:

$$T = T_1 \quad 0 < \frac{z}{a} < \left(1 - \frac{1}{\beta} \right), \quad (i)$$

$$T = T_1 \beta \left(1 - \frac{z}{a} \right), \quad \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) < \frac{z}{a} < 1, \quad (ii)$$

Onde z é o soerguimento medido da base da litosfera durante a extensão. Para encontramos a subsidência e o fluxo de calor como função do tempo, é necessário que resolvamos a equação de condução do calor para uma variável (Eq. 8):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad \text{Equação (8)}$$

Onde κ é a difusividade térmica, e cujas condições de fronteiras a serem satisfeitas são:

$$\begin{aligned} T &= 0; & z &= a, \\ T &= T_1; & z &= 0, \end{aligned}$$

As condições iniciais (i) e (ii) também devem ser observadas. Para intervalos de tempo superiores a 20 Ma, duração comumente adotada para a fase rifte (Mackenzie, 1978), uma boa aproximação para a elevação astenosférica, é dada por (Eq.9):

$$e(t) \sim E_0 r e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad \text{Equação (9)}$$

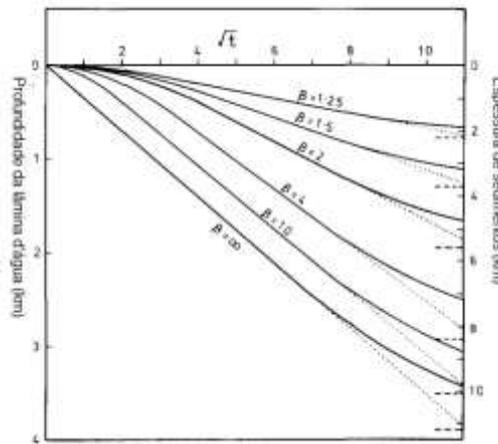
Onde E_0 é a elevação inicial $\sim 3,2$ km (Parsons & Sclater, 1977 *apud* Mackenzie 1977), $r = \left(\frac{\beta}{\pi}\right) \text{sen}\left(\frac{\pi}{\beta}\right)$ e τ é a constante de decaimento térmica em milhões de anos (62,8). Desta forma, a subsidência desde a extensão é calculada por (Eq. 10):

$$S_t = e(0) - e(t), \quad \text{Equação (10)}$$

A subsidência total é mostrada na figura 8 como função de \sqrt{t} (Sclater & Parsons, 1977 *apud* Mackenzie, 1978). A subsidência termal é então calculada pela soma das componentes de subsidência inicial e subsidência instantânea (Eq. 11):

$$\sigma = S_i + S_t, \quad \text{Equação (11)}$$

Figura 8 - Subsidência como função de \sqrt{t} , em Ma. As curvas contínuas são obtidas da equação (11). As curvas pontilhadas são recuperadas a partir do método de mínimos quadrados ajustados.



Fonte: Modificado de Mackenzie (1978).

6 Materiais e Método

Fez-se uso do software *Basin Vis 1.0* (LEE *et alii*, 2016) para realizar o tratamento, processamento e também para produzir os resultados. Como medida cautelar, também fez-se uso de alguns pacotes básicos de gerenciamento de dados (Microsoft Office). A rotina de modelagem e processamento é implementada em MatLab, cujo código fonte é aberto. Consiste basicamente de técnicas numéricas de

interpolação já bastante conhecidas (linear, krigagem e splines) que são capazes de realizar a análise de subsidência em sua forma clássica 1D, utilizando a técnica de *backstripping* e reconstruir as superfícies bem como as condições geológicas de deposição para cada intervalo no âmbito dinâmico (tectônica) e geométrico (estratigrafia), a depender da população de dados e também de sua distribuição.

A base de dados que será utilizada está disponibilizada pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da Agência Nacional do Petróleo (ANP), de acesso público, necessário destacar.

6.1 Entrada de dados e bibliotecas de Análise

O software *BasinVis 1.0* é totalmente implementado em linguagem MatLab 8.4 (versão 2014b) (LEE *et alii*, 2016) e requer as caixas de ferramenta complementares *Symbolic Math* e *Curve Fitting* (pacotes de matemática avançada, estatística e otimização) e pode ser operado nas plataformas de sistema operacional (Windows, distribuições Linux ou Mac OS (10.7.4+ ou superior). Acessa-se a plataforma do programa com o comando *mainwindow*, na janela principal, ou rodando o script no diretório raiz do software (*mainwindow.m*). A figura 9 é a interface inicial de execução do programa.

Figura 9 - Menu Principal do programa *BasinVis 1.0*.



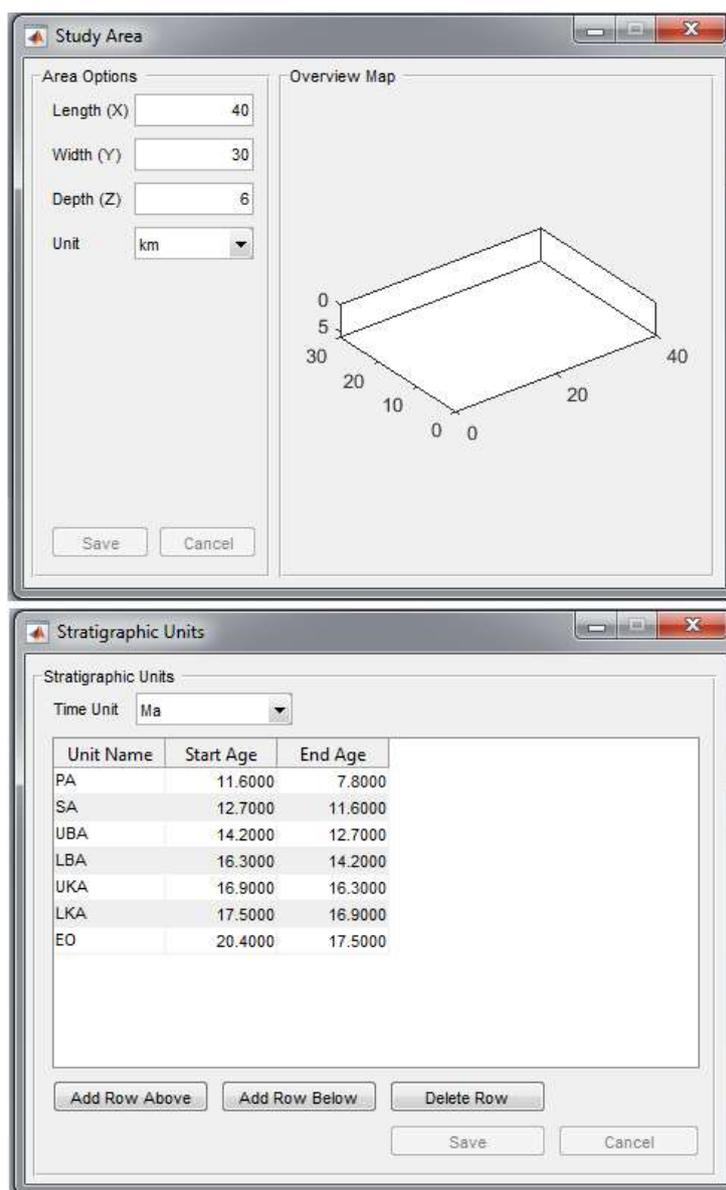
Fonte: O Autor.

Na etapa de configuração de dados inicia-se um novo projeto, definindo-se a extensão da área de estudo, as unidades estratigráficas, e suas idades geológicas respectivas. A área de estudo é a região limítrofe para todos os interpoladores. Uma condição adicional permite ao usuário definir as bordas da bacia, excluindo as regiões externas do processo de interpolação (Fig. 10).

A janela de Entrada de Dados de Poços é usada para inserir informações manualmente ou mesmo carregá-las de uma planilha. Cada perfil é definido com nome, localização no contexto da área de estudo, e uma lista de profundidades de topo para as unidades estratigráficas prévias. (Fig. 10).

A configuração estratigráfica da área de estudo pode ser analisada através de observações de profundidade e espessura de cada horizonte. Dada a pontualidade de medida na espessura considerada, a interpolação produz algum grau de incerteza, em regiões cuja população de dados é esparsa, o que tem que ser levado em conta quando da interpretação.

Figura 10 - Interfaces de configuração. Área de estudo e entrada de unidades estratigráficas.



Fonte: O Autor.

O software propicia uma interface simples para produzir gráficos (2D) e superfícies 3D.

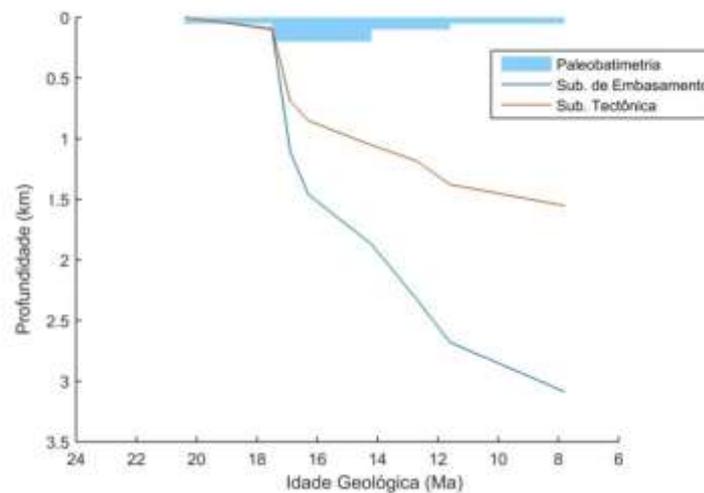
A análise de subsidência permite ao usuário inspecionar os resultados numéricos de subsidência em uma particular localização de poço, sob a forma de tabela (Fig. 11). Além disso, as profundidades de subsidência tectônica e de embasamento (Fig. 12), bem como as taxas de subsidência relacionadas a ambos podem ser exploradas em 2D (Fig. 12). O *BasinVis* tem uma função opcional para aplicar espessuras a horizontes erodidos em conformidade com o modelo deposicional, que são representados por curvas pontilhadas.

Figura 11 - Resultado numérico de subsidência para o poço ST-83 (exemplo).

Subsidence Analysis							
Subsidence Analysis							
ST 83	X: 24,2252 Y: 23,8978						
	7.8 Ma	11.6 Ma	12.7 Ma	14.2 Ma	16.3 Ma	16.9 Ma	17.5 Ma
PA	0.6	0.42402	0.52193	0.46827	0.39107	1.0183	0.089132
SA	0.9	0.92962	0.97192	0.84193	1.372	1.1044	
UBA	1.386	1.361	1.3298	1.7894	1.4583		
LBA	1.803	1.7094	2.245	1.8717			
UKA	2.14	2.6017	2.3247				
LKA	3.011	2.6795					
EO	3.687						
Base Sub	3.0570	2.6795	2.3247	1.8717	1.4583	1.1044	0.0991
Base Sub Rate	0.1072	0.3228	0.3029	0.1969	0.5898	1.6755	0.0342
Tect Sub	1.5530	1.3777	1.1838	1.0539	0.8521	0.6886	0.0917
Tect Sub Rate	0.0461	0.1763	0.0868	0.0961	0.2759	0.9914	0.0316

Fonte: O Autor.

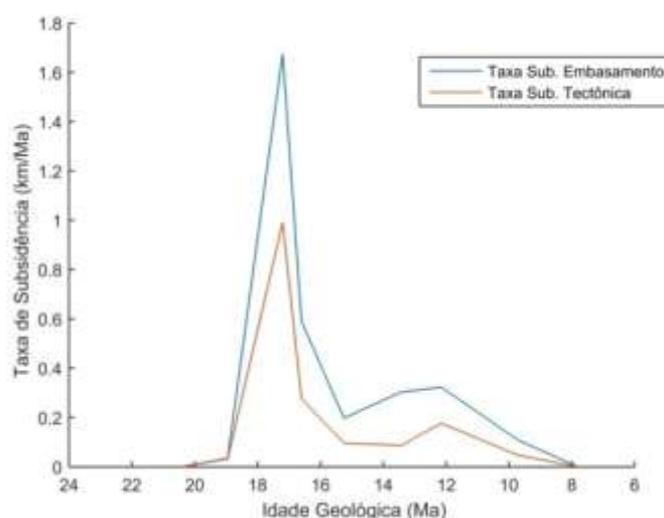
Figura 12 - Resultado gráfico 1D para as profundidades de subsidência tectônica e de embasamento em km, a partir do plot de subsidência (*Subsidence Plot*).



Fonte: O Autor.

A figura 12 exibe o gráfico da subsidência tectônica calculada para a profundidade de embasamento (curva em vermelho), e a subsidência total (ou de embasamento) que é calculada tomando-se em conta a ação da carga sedimentar sobreposta sobre o substrato crustal (curva em azul). A figura 13 exibe as taxas de subsidência relacionadas à cada uma dessas quantidades.

Figura 13 - Resultado gráfico 1D para as taxas de subsidência tectônica e de embasamento em km/Ma, a partir do plot de taxa de subsidência (*Rate Subsidence Plot*).



Fonte: O Autor.

7 Resultados e Discussões

A compilação de resultados é limitada a poços que providenciem dados quantitativos que incluam espessura estratigráfica, idades de deposição, paleobatimetria média, e, onde a configuração tectônica é bem estabelecida. Ainda, uma mesma bacia sedimentar pode estar sujeita a diversas fases de subsidência em função da mudança de configuração tectônica no tempo. Assim, tenta-se isolar tais fases (*trend* de subsidência), ou supersequências durante qual cada estágio de configuração tectônica de interesse ocorre.

Da base de dados solicitados (de um total de 10 poços) somente aqueles que atingiram o embasamento (1SCS 0003 BSC, 1SCS 0002 SC, 1RSS 0003 RS e 2BPS 0006A BP) puderam ser considerados para a realização deste trabalho, condição restritiva do *software* utilizado. Com base no perfil composto dos poços disponibilizados pela ANP, as informações atinentes à técnica de *backstripping* são inseridas ordenadamente. As idades de deposição para os horizontes estratigráficos foram atribuídas de acordo com a carta estratigráfica elaborada por Bueno *et alii* (2007). Em seguida são inseridas as informações a despeito da geologia de subsuperfície delimitando profundidades de topo das formações e por último são inseridos os parâmetros petrofísicos necessários para o cálculo de subsidência. Os critérios utilizados para atribuí-los dependem do tipo de sedimento (ρ_s) do arcabouço de formação da rocha

(porosidade inicial (ϕ_0) e coeficiente de compactação (c)), e foram adequadas de Contreras *et alii* (2010). Para os poços em questão a influência de paleobatimetria não foi considerada ($W_d = 0$) As figuras 14 a 17 exibem os resultados numéricos de subsidência tectônica para os poços com prefixos SC-03, SC-02, RS-03 e 06-BP, utilizando o interpolador de Splines por Placas Finas. Nas figuras 18 a 20 estão representadas as curvas de subsidência tectônica calculada, termal e taxas associadas.

Figura 14 – Resultado numérico de subsidência para o poço SC-03 (isento de ação paleobatimétrica).

Subsidence Analysis								
1SCS 0003B SC								
	0 Ma	91 Ma	102.1 Ma	103.4 Ma	104.2 Ma	105.5 Ma	110.5 Ma	112.5 Ma
IMB	2.4571	0.6553	0.2009	0.28581	0.35882	0.38173	0.053726	0.083
ATL II	3.1076	0.85603	0.46655	0.62451	0.74015	0.4354	0.13673	
TRA II	3.3077	1.1212	0.82516	1.0055	0.79376	0.5184		
ATL I	3.5709	1.4795	1.2059	1.0591	0.87676			
TRA I	3.928	1.8595	1.2595	1.1421				
PTBL	4.3053	1.9129	1.3425					
ARI	4.3584	1.9959						
CRM	4.4414							
Base Sub	4.4414	1.9959	1.3425	1.1421	0.8768	0.5184	0.1367	0.0830
Base Sub Rate	0.0269	0.0589	0.1541	0.3317	0.2757	0.0763	0.0269	0.0277
Tect Sub	2.7695	1.2213	0.8087	0.6966	0.5293	0.3289	0.0602	0.0224
Tect Sub Rate	0.0170	0.0372	0.0862	0.2092	0.1542	0.0537	0.0189	0.0075

Fonte - O Autor.

Figura 15 – Resultado numérico de subsidência para o poço SC-02 (isento de ação paleobatimétrica).

Subsidence Analysis					
1SCS 0002 SC					
	0.5 Ma	91 Ma	105.5 Ma	110.5 Ma	112.5 Ma
IMB	1.1665	2.0095	0.92507	0.17317	0.084
CID	3.173	2.9291	1.0978	0.25717	
ATL	4.0894	3.1007	1.1818		
PTB	4.2605	3.1847			
CRM	4.3445				
Base Sub	4.3445	3.1847	1.1818	0.2572	0.0840
Base Sub Rate	0.0128	0.1381	0.1849	0.1019	0.0280
Tect Sub	2.5850	1.8495	0.7276	0.1446	0.0226
Tect Sub Rate	0.0081	0.0774	0.1166	0.0717	0.0075

Fonte - O Autor.

Figura 16 – Resultado numérico de subsidência para o poço RS-03 (isento de ação paleobatimétrica).

Subsidence Analysis

1RSS 0003 RS

	0 Ma	91 Ma	115.5 Ma	118 Ma
IMB-CID	1.2003	0.80304	1.4232	0.802
ATL-TRA	2.0004	2.2262	2.2252	
CSS	3.4235	3.0282		
IBT	4.2255			
Base Sub	4.2255	3.0282	2.2252	0.8020
Base Sub Rate	0.0132	0.0328	0.5693	0.0891
Tect Sub	2.2829	1.5238	1.0155	0.2162
Tect Sub Rate	0.0083	0.0207	0.3197	0.0240

Subsidence Plot Subsidence Rate Plot Dip-Slip Plot

Fonte - *O Autor*.

Figura 17 – Resultado numérico de subsidência para o poço BP-06 (isento de ação paleobatimétrica).

Subsidence Analysis

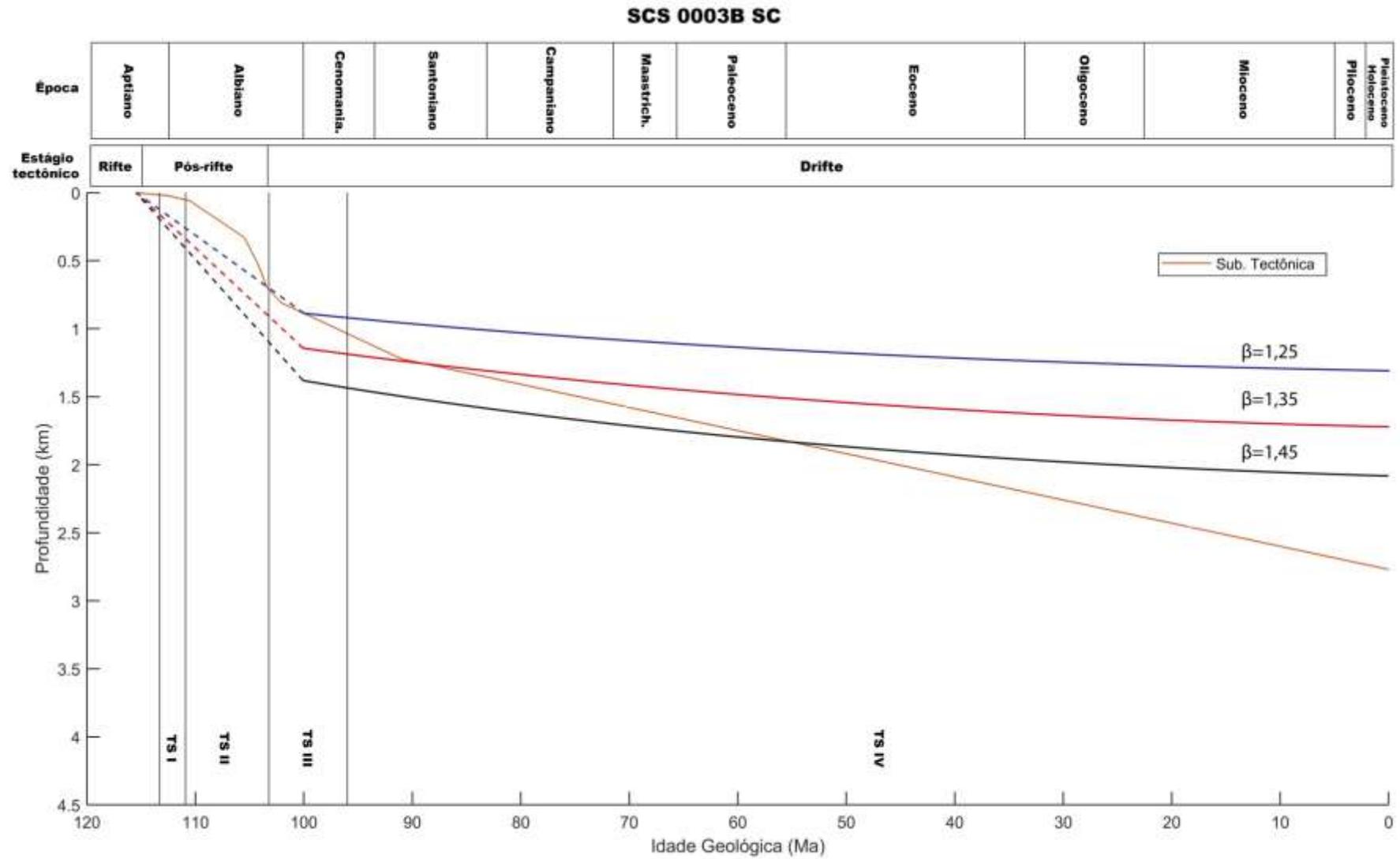
2BPS 0006A BP

	0 Ma	91 Ma	105.5 Ma	118 Ma
IMB	4.013	0.50038	0.51127	0.806
ATL	4.5075	1.0109	1.3173	
PTBL	5.012	1.8169		
IBT	5.818			
Base Sub	5.8180	1.8169	1.3173	0.8060
Base Sub Rate	0.0440	0.0345	0.0409	0.0896
Tect Sub	3.4206	0.8915	0.5769	0.2173
Tect Sub Rate	0.0278	0.0217	0.0288	0.0241

Subsidence Plot Subsidence Rate Plot Dip-Slip Plot

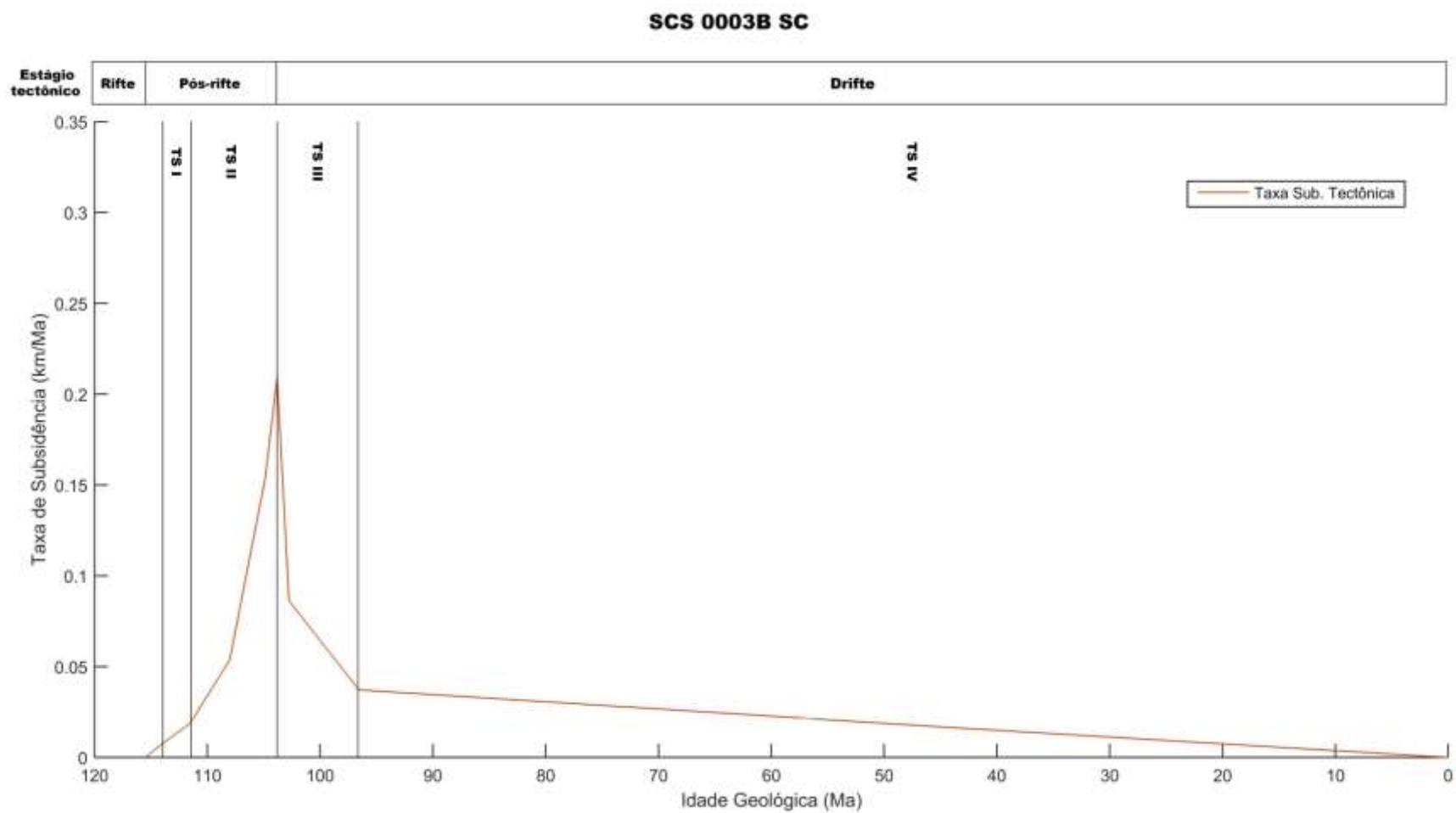
Fonte - *O Autor*.

Figura 18 - Curvas de Subsidência para o poço SC-03 com *trends* delimitados. Melhor ajuste para $\beta=1,35$.



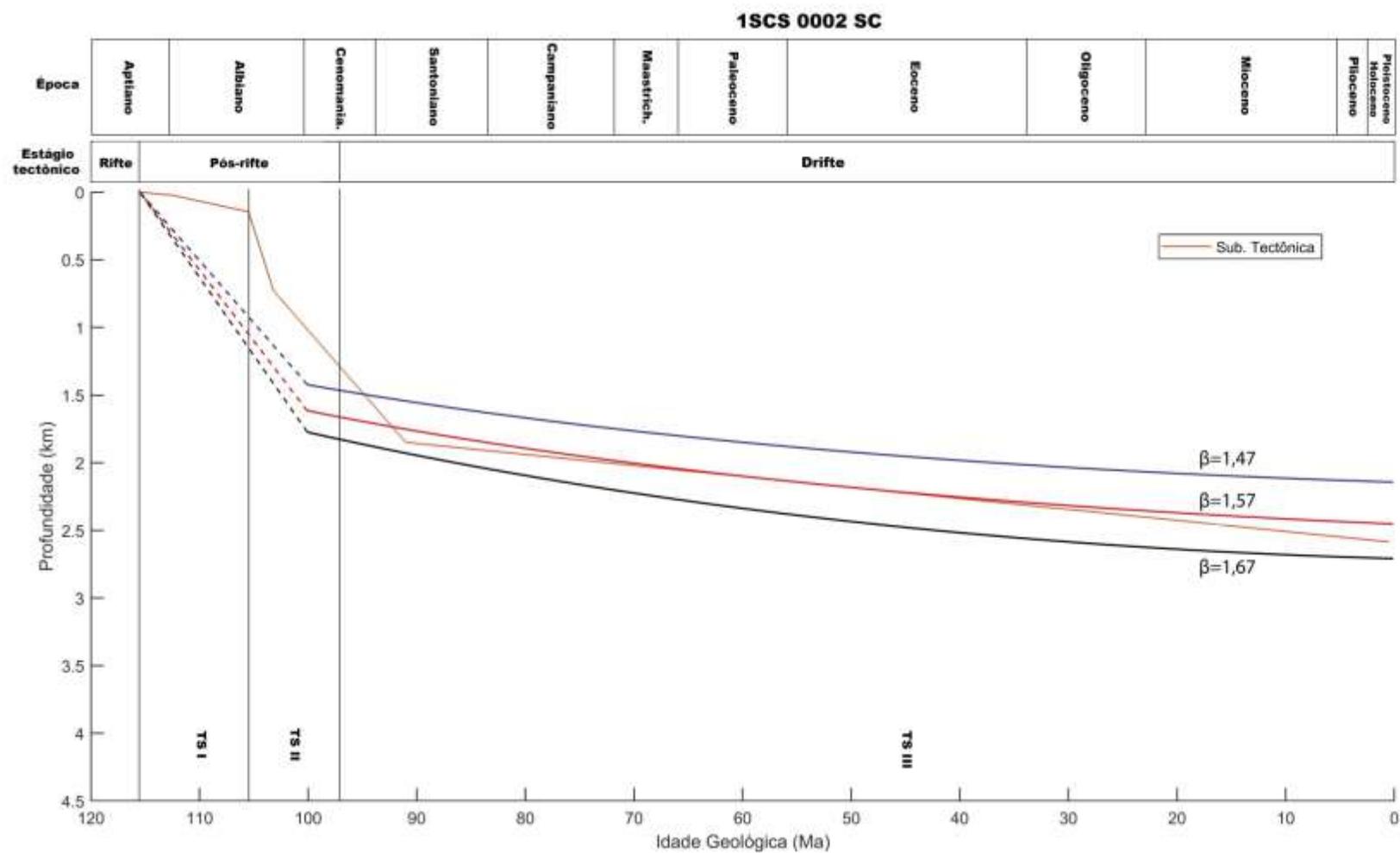
Fonte - O Autor.

Figura 19 - Curva de taxa de subsidência para o poço SC-03 com respectivos *trends* delimitados.

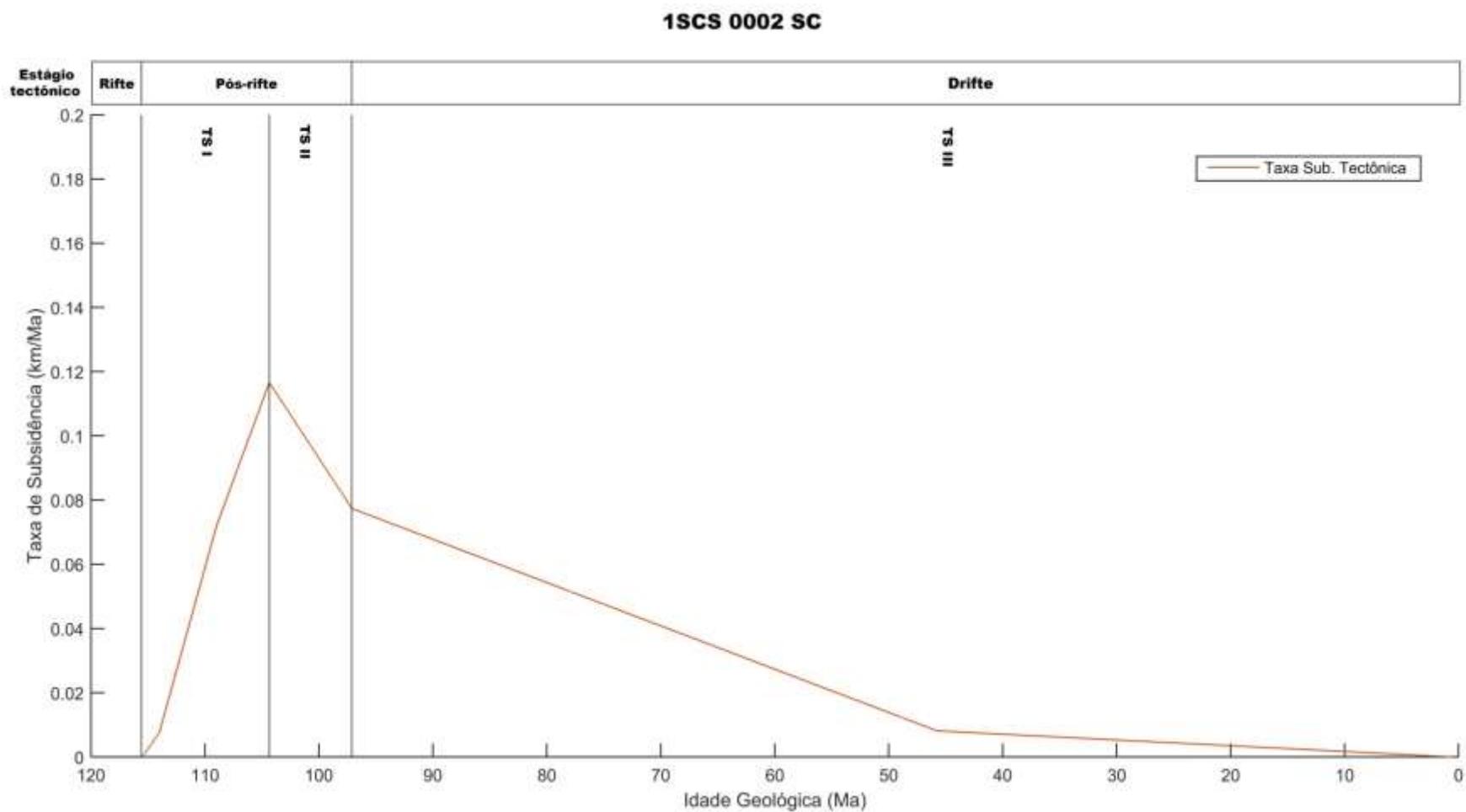


Fonte - O Autor.

Figura 20 - Curva de subsidência para o poço SC-02, com *trends* delimitados. Melhor ajuste para $\beta=1,57$.

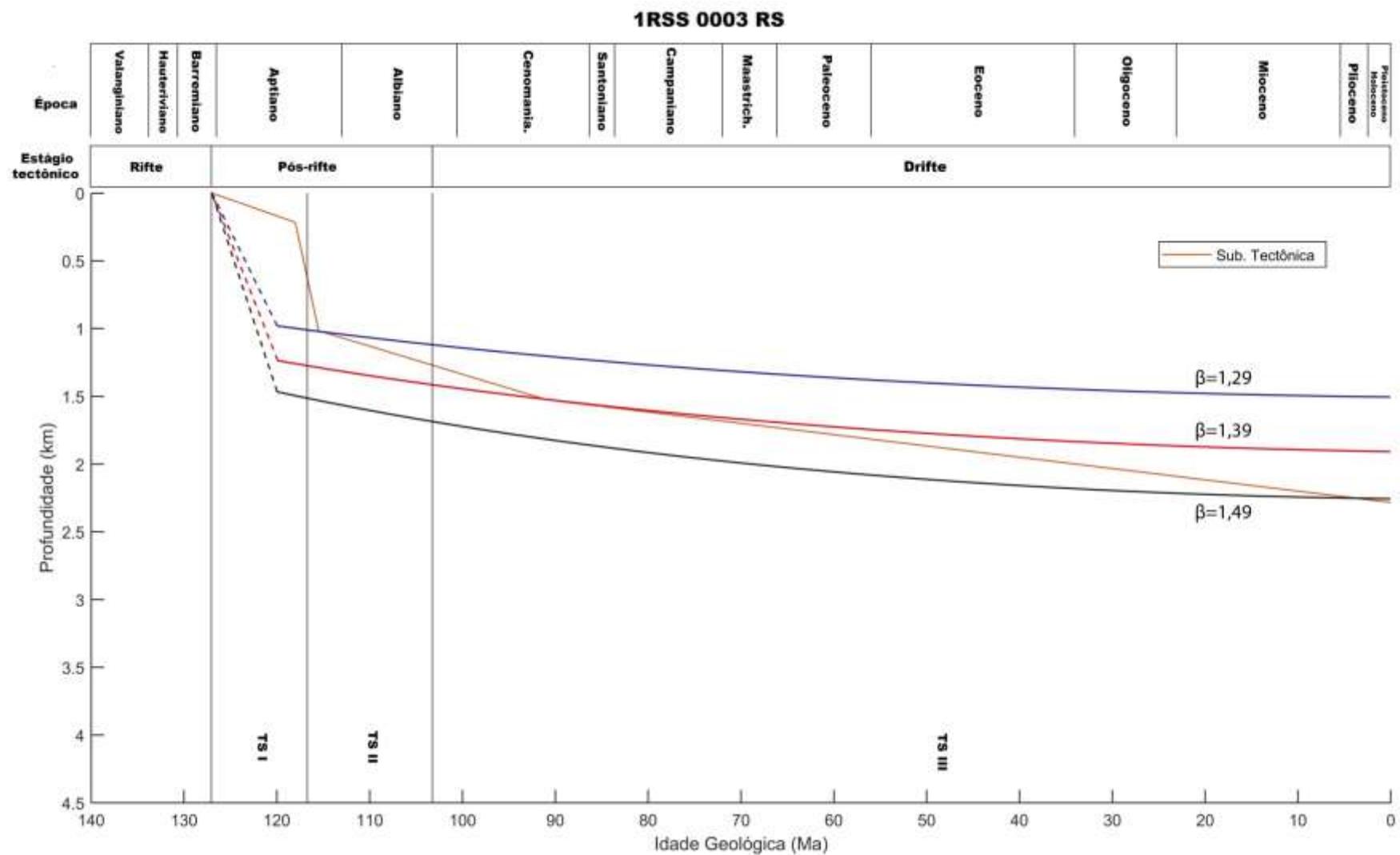


Fonte - O Autor.

Figura 21 - Curva de taxa de subsidência para o poço SC-02, com respectivos *trends* delimitados.

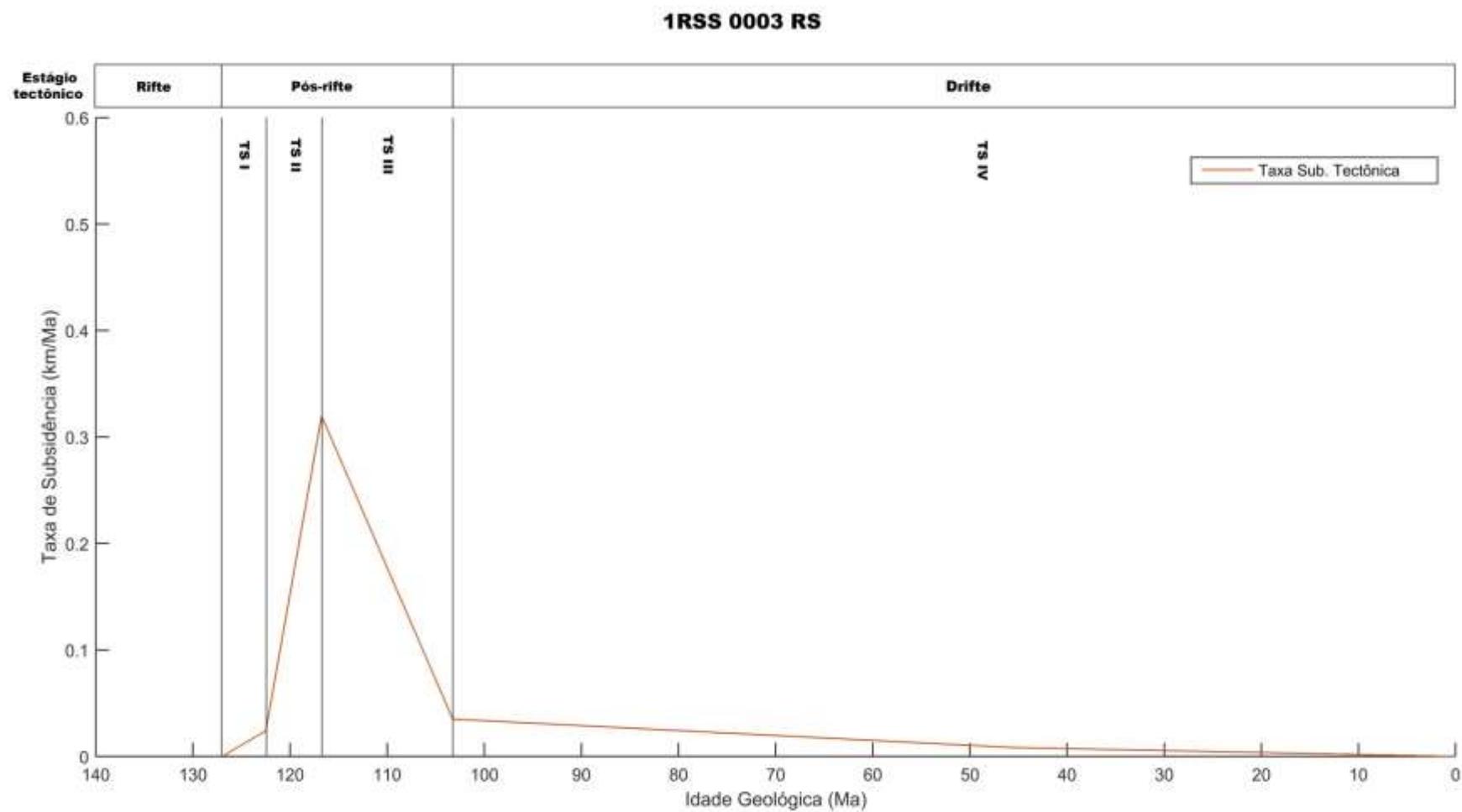
Fonte - O Autor.

Figura 22 - Curvas de subsidência para o poço RS-03, com *trends* delimitados. Melhor ajuste para $\beta=1,39$.



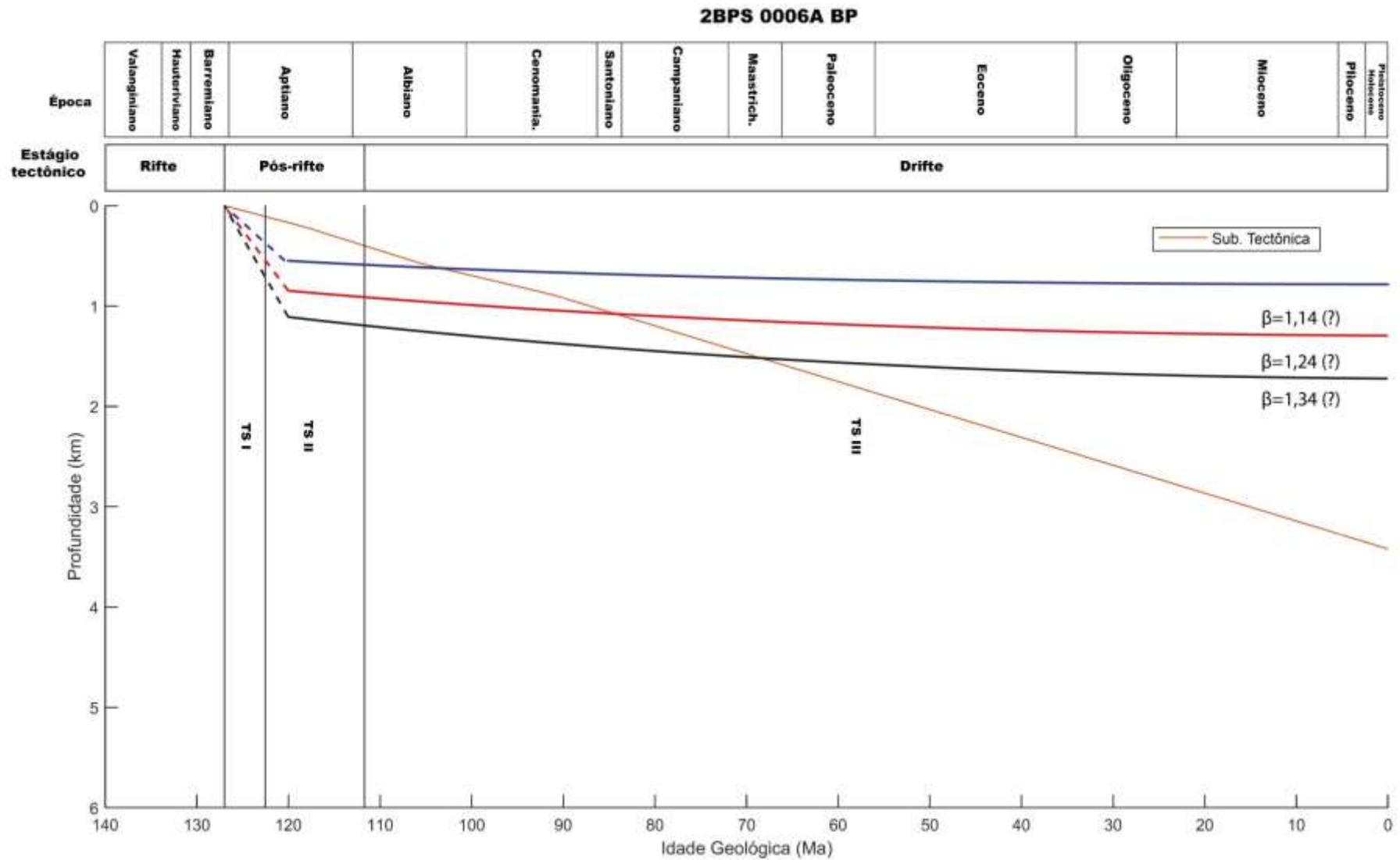
Fonte - O Autor.

Figura 23 - Curvas de taxa de subsidência para o poço RS-03, com respectivos *trends* delimitados.



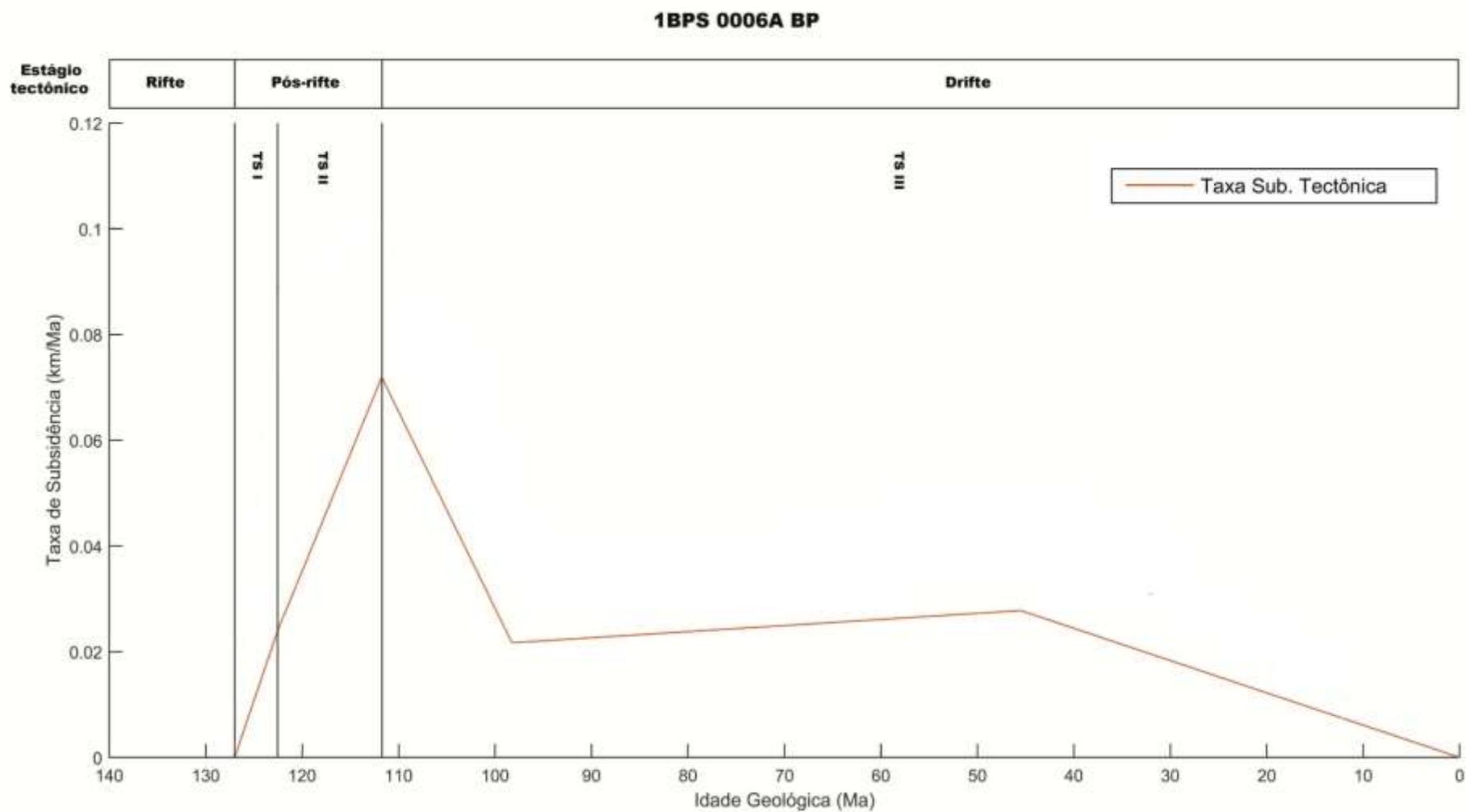
Fonte - *O Autor*.

Figura 24 - Curvas de subsidência para o poço BP-06, com *trends* delimitados. Não há bons ajustes para β .



Z

Fonte - O Autor.

Figura 25 - Curvas de taxa de subsidência para o poço BP-06 com *trends* delimitados.

Fonte - O Autor.

É difícil fazer considerações a respeito da espessura de sedimentos da fase sin-rifte, depositados no estágio de subsidência inicial, visto que dos quatro poços, apenas os poços SC-02 e RS-03 atingiram o embasamento acústico, mas só o último registra os sedimentos típicos desta fase.

O padrão de subsidência I (*TS I*) observado nos quatro poços indica que a bacia de Pelotas esteve sujeita a um regime crescente de subsidência tectônica para este período (Neo-aptiano/Eo-albiano), tendo como componente majoritária a subsidência mecânica, associada à fase reminiscente do estágio rifte. Esta fase é tectonicamente ativa, com falhamentos normais, estiramento e adelgaçamento crustal decorrentes da dinâmica mantélica, intensa atividade vulcânica e alto fluxo térmico (FONTANA, 1987) (Figs. 19, 21, 23, e 25).

O padrão de subsidência II (*TS II*) caracteriza o estágio tectônico inicial de pós-rifte. Neste estágio a taxa de subsidência tem comportamento exponencial e estritamente crescente, variando abruptamente em poucos milhões de anos ($\pm 10\text{Ma}$) (Eo-albiano/Neo-albiano). Após a ruptura da crosta frágil e consequente ascensão para níveis superiores na litosfera, mais quente e menos densa, seguiu-se um processo de restauração do equilíbrio termodinâmico, em que rochas mais velhas passam a arrastar consigo a crosta adelgada que passou a constituir o assoalho da bacia recém formada (FONTANA, 1987). Decorrente do arrefecimento litosférico, a componente maior de subsidência nesta fase é a termal, amplificada pela carga de rochas da suíte vulcânica Curumim e pelos extensos depósitos continentais (delto-fluvio-lacustres) que migram em direção ao mergulho deposicional da bacia (Figs. 19, 21, 23, e 25).

O padrão de subsidência III (*TS III*) mostra o estágio de equilíbrio atingido, evidenciado pela queda paulatina na taxa de subsidência ($\pm 5\text{Ma}$) (Neo-aptiano/Albiano). Toda a sequência rifte/pós-rifte começa a ser soterrada sob um espesso prisma sedimentar. Neste mesmo sítio, uma zona de charneira implanta-se onde ocorre a justaposição de rochas vulcânicas sobre a crosta, muito em função da diferença reológica dos tipos e ação de sobrecarga sobre o embasamento metamórfico (FONTANA, 1987) (Figs. 19, 21, 23, e 25).

O padrão de subsidência IV (*TS IV*) caracteriza o estágio de deriva da margem atlântica. Mais precisamente, a partir do mioceno passa a ser mais atuante na bacia a componente de subsidência flexural, com pouca ação de subsidência térmica. Também é onde ocorre a maior parte da deposição sedimentar, acentuada pelos *onlaps* costeiros, proeminentes desde o paleoceno (FONTANA, 1987) (Figs. 19, 21, 23, e 25).

A subsidência tectônica tem forma quasi-exponencial, e é bastante similar para os poços, cabendo ainda considerar que esta bacia de fato, está sujeita a condições de diatrosfismo variáveis, com domínios tectônicos particulares (Figs. 19, 21, 23, e 25). Martins-Neto *et alii* (2006) preconizaram que a porção sul da sub-bacia de Pelotas estaria já experimentando o estágio de quiescência tectônica, enquanto a sub-bacia norte ainda estaria no estágio de intumescência de pluma mantélica.

Tais condições estão contidas de maneira explícita nas curvas. Os poços SC-03, SC-02 e BP-06 (sub-bacia norte), apresentam uma taxa máxima de subsidência tectônica de 0,22, 0,12 e 0,072 km/Ma (Figs. 19, 21 e 25) respectivamente, enquanto que o poço RS-03 (Fig. 23) (sub-bacia sul) apresenta uma subsidência tectônica quase dez vezes maior (0,31 km/Ma), o que necessariamente mais do que corrobora e comprova a hipótese dos autores supracitados.

Há ainda um gradiente interno de subsidência à própria sub-bacia norte, já verificado em outras bacias de margem atlântica (Watts & Ryan, 1976). Fica bastante claro, que a subsidência possui um máximo quando mais perto da região de quebra de talude-plataforma (SC03-0,22 km/Ma, fig. 19) e um mínimo (SC02-0,12 Km/Ma, fig. 21), mais interno a esta, provocado justamente pela ação de flexura por ação de carga, atuando como receptor de sedimentos desde a fase de extensão. A segunda hipótese no qual nos apoiamos é que tal diferença deva-se em função da posição do poço SC-03 encontrar-se mais afastado do alto estrutural de Florianópolis, causando o soerguimento do embasamento e incorrendo em menor quantidade de subsidência para este, em relação ao poço SC-02.

O bom ajuste verificado para duas das curvas (SC-02 E RS-03) entre o modelo de estiramento uniforme (cisalhamento puro) e a subsidência tectônica, sugere que após o alcance da condição de equilíbrio na crosta, a subsidência térmica passa a atuar de maneira paulatina e praticamente incipiente. Mesmo os valores verificados aqui ($\beta=1,57, 1,39$) inferiores ao usual ($\beta=2$) são capazes de produzir alto fluxo de calor elevando a isoterma de 1300°C para níveis crustais superiores (FONTANA, 1990).

O aspecto destoante nas demais (figs. 19 e 25) são difíceis de serem avaliados. A hipótese mais plausível é que há uma componente de subsidência regional intrínseca provocada por flexura que faz com que a curva calculada se afaste da curva teórica e que deve ser levada em conta para a fase de deriva da margem (KARNER & WATTS, 1982).

8 Considerações Finais e Conclusões

A causa de subsidência de margens tipo Atlântica pode ser considerada parcialmente como consequência de sobrecarga sedimentar e parte devida a forças de outras naturezas (WATTS & RYAN, 1976). Inclusas em tais componentes de força estão a contração térmica crustal, fluxo gravitacional de material crustal e metamorfismo crustal profundo (WATTS & RYAN, 1976). A realização do procedimento de retroextração (*backstripe*) dos sedimentos nestas margens permite avaliar o efeito quantitativo da carga de sedimentos, e isolar desta forma os efeitos restantes de tais forças.

A análise de subsidência 1D publicada por Fontana (1990, b) e Contreras *et alii* (2010) para a Bacia de Pelotas somadas aos resultados deste trabalho, mostraram que a exemplo do que ocorre noutras margens passivas, a curva de subsidência e da taxa desta quantidade são tectonicamente pouco variáveis. Dita pouca variação de subsidência, podem ter relação com a evolução tectônica desta bacia no Meso-Cenozóico notável por quase ausência de tectonismo (Neocretáceo/Eoceno Médio), afora ocorrências pontuais de intrusões/diques alcalinos (ZÁLAN & OLIVEIRA, 2005).

O comportamento atípico da curva de subsidência do poço BP-06 e de sua taxa (figs. 24 e 25) podem ter forte relação com os eventos de alçamento que acometeram a margem sudeste. Evidências diretas são fornecidas por estudos de traço de zircão em apatita que apontam para um importante soerguimento sofrido pelo embasamento entre 85 e 65 Ma (TELLO SAENZ *et alii*, 2004 *apud* ZALÁN & OLIVEIRA, 2005) e para outro com início datado de forma imprecisa após 60 Ma e clímax no Eoceno-Oligoceno (HACKSPACHER *et alii*, 2003 *apud* ZÁLAN & OLIVEIRA, 2005).

Evidências indiretas provêm das bacias adjacentes a este embasamento tectonicamente inquieto. A hipótese mais provável para este soerguimento tenha sido de natureza epirogenética, envolvendo amplas regiões de embasamento e de bacias (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). Intrusões básicas de idades mais recentes que ocorrem ao longo da plataforma de Florianópolis podem ter reauecido a litosfera, causando sua elevação ou simplesmente retardando sua subsidência após adelgaçamento e implantação da fase de restauração de equilíbrio. (FONTANA, 1996).

Comportamento semelhante já foi também observado na Bacia de Campos (SCARTON, 1993) para uma sequência de rochas vulcânicas do eoceno (Formação Cabiúnas).

O descompasso observado nas curvas, como já comentado deve-se muito em razão da interferência de componente flexural da subsidência tectônica. Também pode significar que o modelo de estiramento crustal uniforme está sujeito a limitações das quais: a tectônica local não possui componente unicamente trativa, e deste modo o cisalhamento não é necessariamente puro. Por extensão, o estiramento não é uniforme, e a subsidência inicial até a fase de instalação do rifte não é instantânea.

Mackenzie (1978) preconizou que para valores de tempo t inferiores a τ (50 Ma) a subsidência térmica possui forte dependência em β . Para intervalos de tempo superiores, a atuação de subsidência termal para todos os valores de estiramento é similar (ALLEN & ALLEN, 2013), e quase toda a região entre $z = 0$ e $z = a$ é substituída por astenosfera e o resquício de litosfera tem pouca influência, reduzindo o fluxo de calor (FONTANA, 1987).

Uma maior disponibilidade de dados de poços de exploração possibilitaria uma análise qualitativa de subsidência da Bacia de Pelotas, em termos de isostasia regional (flexural). Talvez no futuro possamos aventar tal possibilidade, com maior quantidade de recursos, já que esta bacia demonstrou-se passível de exploração de hidrocarbonetos e de hidratos de gás (de acordo com a ANP), e, tendo em conta que esta análise é bastante importante para o melhor entendimento tectonoestratigráfico da própria.

9 Referências Bibliográficas

ABREU, V. S. **Geologic Evolution of Conjugate Volcanic Passive Margins: Pelotas Basin (Brazil) and offshore Namibia (Africa); implication for global sea-level changes.** Rice University, Houston, Texas, Tese de Doutorado, 354 p., 1998.

ALLEN, P.A.; ALLEN, J. R. **Basin Analysis – Principles e Applications.** London, 2^a ed.; Blackwell Scientific Publications Ltd, 2013.

ANGEVINE, C.L., HELLER, P.L., PAOLA, C., Quantitative Sedimentary Basin Modeling: Tulsa, Oklahoma, **American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series**, no. 32, 256 p. 1990.

ASMUS, H.E.; PONTE, F.C. The Brazilian Marginal Basins. In: NAIRN, A.E.M.; STEHLI, F.G. (eds.). **The Oceans Basins and Margins. v.1-The South Atlantic**, 87-133. 1973.

_____, H.E. 1983. A Bacia de Pelotas no esquema evolutivo da margem continental brasileira. In: SIMPÓSIO SULBRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1, Porto Alegre, 1983. **Anais...** Porto Alegre: SBG, p. 245-252.

_____, H.E.; PORTO, R. 1972 Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: Congr. Bras. Geol., 26., 1972, Belém. **Anais...** Belém: SBgeo. v. 2, p. 667-690.

ATHY, L.F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. **American Association Petroleum Geologists Bulletin**, 14, 1–24. 1930.

BALLY, A.W. A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences. Proceedings 9th World Petroleum Congress, Tokyo, 33–44, Vol. 2 (Geology), **Applied Science Publishers**, Barking. 1975.

_____, A.W; SNELSON, S. Realms of subsidence. In: Facts and Principles of World Petroleum Occurrence (ed. by MIALL, A.D.), **Canadian Society Petroleum Geologists Memoir**, 6, 9–75, 1980.

BOND, G.C., KOMINZ, M. A., Construction of Tectonic Subsidence Curves For the Early Paleozoic Miogeocline, Southern Canadian Rocky Mountains; Implications For

Subsidence Mechanisms, Age of Breakup, and Crustal Thinning, **Geological Society of America Bulletin**, 95, (2), 155 – 173. 1983.

BOTT, M.H.P. Mechanisms of subsidence at passive continental margins, in BALLY, A.W., BENDER, P.L., MCGETCHIN, T.R., AND WALCOTT, R.I. (eds.), **Dynamics of plate interiors: American Geophysical Union, Geodynamics Series**, v. 1, p. 27–32. 1980.

BUENO, G.V.; ZACHARIAS, A.A.; OREIRO, S.G.; CUPERTINO, J.A.; FALKENHEIN, F.U.H.; NETO, M.A.M. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 15(2): 551-559. 2007.

CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J. P.; BLUM, M. D.; DALRYMPLE, R. W.; ERIKSSON, P. G.; FIELDING, CHRISTOPHER R.; FISHER, W. L.; GALLOWAY, W. E.; GIBLING, M. R.; GILES, K. A.; HOLBROOK, J. M.; JORDAN, R.; KENDALL, C. G. ST.C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O. J.; MIALI, A. D.; NEAL, J. E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H. W.; PRATT, B. R.; SARG, J. F.; SHANLEY, K. W.; STEEL, R. J.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E.; AND WINKER, C. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, 94, 98-100. 2009.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: An Overview. **Elsevier Science Publishers B.V.**, Amsterdam. *Tectonophysics*, 213, 97-138. 1992.

CONTRERAS, J.; ZÜHLKE, R.; BOWMAN, S.; BECHSTÄDT, T. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the Southern Brazilian Margin (Campos, Santos and Pelotas basins). **Elsevier Science Publishers B.V.**, Amsterdam. *Marine Petroleum & Geology*, 27, 1952-1980. 2010.

DIAS, J.L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 13(1): 7-25, 2005.

_____, J.L.; SAD, A.R.E.; FONTANA, R.L.; FEIJÓ, F.J. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 15(2): 235-245, 1994.

DICKINSON, W.R. Plate tectonics and sedimentation. In: Tectonics and Sedimentation. W.R. DICKINSON (ed.). **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists-Special Publication**, 22, 1–27. 1974.

DORE, A.G.; STEWART, I.C. Similarities and differences in the tectonics of two passive margins: The Northeast Atlantic margin and the Australian North West Shelf, in KEEP, M.; MOSS, S.J. (eds.). Sedimentary basins of Western Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia Symposium: Perth, **Petroleum Exploration Society of Australia**, p. 89–117. 2002.

FALWEY, D.A. The development of continental margins in plate tectonic history. **Australian Petroleum Association Journal**, 14(1): 95-106, 1974.

FONTANA, R.L. **Desenvolvimento Termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis**. UFOP. Dissertação de Mestrado em Geologia Estrutural. 1987.

_____, R.L. Desenvolvimento Termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis. In: GABAGLIA, G.P.R. & MILANI, E.J. (eds.). **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Petrobras. p. 377-400. 1990 (b).

_____, R.L. Investigações Geofísicas preliminares sobre o cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas Brasil. **Acta Geológica Leopoldensia**, 13(13): 161-170. 1990 (a).

_____, R.L. **Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis**. UFRGS. Tese de Doutorado em Geociências. 1996.

GHIGNONI, J. I. Reconhecimento Gravimétrico da Bacia de Pelotas. **Boletim Técnico da Petrobras**. Rio de Janeiro: Petrobras, 3(2): 73-79. 1960.

HEDBERG, H.D. Gravitational compaction of clays and shales. **American Journal of Science**, 31, 241–287. 1936.

HENDRIE, D.B.; KUSZNIR, N.J., MORLEY, C.K., and EBINGER, C.J. Cenozoic extension in northern Kenya: A quantitative model of rift basin development in the Turkana region: **Tectonophysics**, v. 236, p. 409–438. 1994.

INGERSOLL, R.V. Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature. In: **Tectonics of Sedimentary Basins**, 2^a ed. C.J. Busby.; A. Azor (eds.), Wiley-Blackwell. 2011.

_____, R.V.; BUSBY, C.J. **Tectonics of sedimentary basins. In: Tectonics of Sedimentary Basins** (eds.) C.J. Busby and R.V. Ingersoll, Blackwell Publishing Ltd., Oxford, 1–52, p. 579, 1995.

JARVIS, G.T.; MCKENZIE, D.P. Sedimentary basin formation with finite extension rates: **Earth and Planetary Science Letters**, v. 48, p. 42–52. 1980.

KARNER, G.D. & WATTS, A.B. On Isostasy at Atlantic-type Continental Margins. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 87, pgs. 2923-2948. 1982.

KING, G.; ELLIS, M. The origin of large local uplift in extensional regions: **Nature**, v. 348, p. 689–693. 1990.

KINGSTON, D. R.; DISHROOM, C. P; WILLIAMS, P. A. Global Basin Classification System. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 67: 2175-2193, 1983.

KUSZNIR, N.J., KOVKHUTO, A.M., STEPHENSON, R.A., 1996a, Syn-rift evolution of the Pripyat Trough: Constraints from structural and stratigraphic modelling: **Tectonophysics**, v. 268, no. 1–4, p. 221–236. 1996 (a).

KUSNIR, N.J.; ZIEGLER P.A.,. The Mechanics of Continental Extension and sedimentary basin formation: a simple pure-shear flexural cantilever model. **Elsevier Science Publishers B.V.**, Amsterdam Tectonophysics, 215, 117-131. 1992

_____, N.J.; STOVBA, S.M.; STEPHENSON, R.A.; POPLAVSKII, K.N. The formation of the northwestern Dniepr-Donets Basin: 2-D forward and reverse syn-rift and post-rift modelling: **Tectonophysics**, v. 268, p. 237–255. 1996 (b).

LEE, E.Y.; NOVOTNY, J.; WAGREICH, M. BasinVis 1.0: a MATLAB-based program for sedimentary basin subsidence analysis and visualization. **Elsevier Science Publishers B.V.**, Amsterdam. Computers & Geosciences, 91: 119-127, 2016.

MARTINS-NETO, M. A.; FALKENHEIN, F. U. H.; CUPERTINO, J. A.; MARQUES, E. J. J.; BUENO, G. V.; PORSCHE, E.; BARBOSA, M. S. C.; GOMES, N. S.; EV, L. F. & LEITE, M. G. P. Breakup propagation in Pelotas Basin, southern Brazil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 43. 2006.

MILANI, E. J. **Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil**. Rio de Janeiro: Petrobras. 61 p. (Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, 18). 1987.

_____, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. **Bacia do Paraná**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p.69-82, jan./mar. 1994.

_____, E.J.; RANGEL, H.D.; BUENO, G.V.; STICA, J.M.; WINTER, W.R.; CAIXETA, J.M.; NETO, O.C.R. Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 15(2): 183-205. 2007.

MCKENZIE, D.P. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 40, p. 25 – 32. 1978.

MITCHUM Jr., R.M. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level Part II: Glossary of Terms used in Seismic Stratigraphy. In: PYTON, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration**. 1977.

MOHRIAK W.U. **Bacias da Margem Continental Divergente**. In: Hasui, Yociteru; Carneiro, Celso Dal Ré; Almeida, Fernando Flavio Marques; Bartorelli, Andrea. (orgs.). *Geologia do Brasil*. 1ed. 2012, 1, 466-480. 2012.

NADIN, P.A.; KUSZNIR, N.J. Palaeocene uplift and Eocene subsidence in the northern North Sea Basin from 2D forward and reverse stratigraphic modelling: **Journal of the Geological Society**, v. 152, p. 833–848. 1995.

SCARTON, J.C., **Análise estratigráfica do Terciário Inferior da Bacia de Campos – Uma visão moderna (com ênfase na região dos campos petrolíferos de Corvina e Malhado)**. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 2 vols. 403 pp. 1993.

SCLATER, J.G.; CHRISTIE, P.A.F. Continental stretching: an explanation of the post Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. **Journal of Geophysical Research**, 85, 3711– 3739. 1980.

SLEEP, N.H. Thermal Effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break-up, **Geophys. J. R. Astr. Soc.**, v. 24, p. 325-350, 1971.

STECKLER, M.S.; WATTS, A.B. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. **Earth and Planetary Science Letters**. 41 (1), 1–13, 1978.

TIAB, D. & DONALDSON, E.C. **Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties**. 4^a ed. Gulf Professional Publishing. 2015.

VAIL, P.R ; H.W.; MITCHUM Jr.; Thompson, S. III. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, pt 4: global cycles of relative changes of sea level. *In* Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. **American Association of Petroleum Geologists, memoir 26**. Pg. 83-97. 1981

VAN HINTE, J.E. Geohistory Analysis: Application of Micropaleontology in Exploration Geology. **American Association of Petroleum Geologists. Methods in Exploration Series**, 7, Tulsa, 55 pp. 1978.

VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM Jr., R.M.; CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well-logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. **American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series** n° 7, 55p. 1990.

_____, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM Jr., R.M.; VAIL, P.R; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. *In*: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (eds.). **Sea-Level Changes: an Integrated Approach**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication n° 42, p. 39-45. 1988.

WATTS, A.B., The U.S. Atlantic Continental Margin: Subsidence History, Crustal Structure and Thermal Evolution. **American Association of Petroleum Geologists Education Course Note Series**, v. 19, p 2-1 para 2-15. 1981

WATTS, A.B.; STECKLER, M.S. Subsidence and Tectonics of Atlantic-type continental margins.. In **Oceanologica Acta**, proceedings 26th international Geological Congress, Geology of **Continental Margins Symposium**. pg. 143-153. Paris. 1981

_____, A.B.; RYAN, W.B.F. Flexure of the lithosphere and continental margin basins. **Elsevier Science Publishers B.V.**, Amsterdam Tectonophysics, 36, p. 25-44, 1976.

WYLLIE, M.R.J.; GREGORY, A.R., GARDNER, L.W. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media: **Geophysics**, 21, 41-70. 1956.

XIE, X.; HELLER, P.L. Plate Tectonics and Basin Subsidence History. **Geological Society of American Bulletin**, 121, 55-64. 2009.

ZALÁN P.V.; OLIVEIRA J.A.B. **Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozoico do Sudeste do Brasil**. Bol. Geoc. Petrobras, 13(2): 290-300, 2005.