



Livia Borges Pessanha

**Análise de subsidência da porção centro-norte da Bacia do Amazonas através da técnica de *backstripping* (1D)**

NITERÓI

MARÇO, 2018



Livia Borges Pessanha

Análise de subsidência da porção centro-norte da Bacia do Amazonas através da técnica de *backstripping* (1D)

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense – UFF.

Orientador: Cleverson Guizan Silva

NITERÓI

MARÇO, 2018

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG

P475a Pessanha, Livia Borges  
Análise de subsidência da porção centro-norte da Bacia do Amazonas através da técnica de backstripping (1D) / Livia Borges Pessanha ; Cleverson Guizan Silva, orientador. Niterói, 2018.  
118 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2018.

1. Análise de subsidência. 2. Perfil sônico. 3. Bacias intracratônicas. 4. Bacia do Amazonas. 5. Produção intelectual. I. Título II. Silva, Cleverson Guizan, orientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.

CDD -

LIVIA BORGES PESSANHA

ANÁLISE DE SUBSIDÊNCIA DA PORÇÃO CENTRO-NORTE DA BACIA DO  
AMAZONAS ATRAVÉS DA TÉCNICA DE *BACKSTRIPPING* (1D)

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, ênfase em Geologia e Geofísica, Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense – UFF.

Aprovado em: \_\_\_/\_\_\_/2018

---

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva (Orientador)

---

Prof. Dr. André Luis Ferrari (Avaliador)

---

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire (Avaliador)

---

Dr. Rodrigo Jorge Perovano da Silva (Avaliador)

NITERÓI

MARÇO, 2018

## Agradecimentos

Agradecimento especial aos meus pais, pelo apoio e conselhos sobre a importância do estudo neste caminho sinuoso da vida.

Agradecimento à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão de bolsa e ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra do Instituto de Geociências pela realização deste Mestrado.

Agradecimentos ao meu orientador, Cleverton Guizan Silva, pela orientação e ensinamentos proporcionados nos últimos meses. Agradeço também ao Rodrigo Canário por ter cedido o seu trabalho e me guiado na fase inicial.

Obrigada aos meus amigos geólogos da UFRJ João Terra, Luiza e Renata, que mesmo dedicados aos seus projetos sempre me apoiaram e estiveram dispostos a compartilhar conhecimentos e questões acadêmicas.

Obrigada a Ezequiel, Vinicius, Yael e Patrícia que de simples colegas de Mestrado, tornaram-se grandes amigos e me proporcionaram momentos de alegria para que esta etapa fosse concluída com mais leveza.

## Epígrafe

“Fais de ta vie un rêve,  
Et d’un rêve une réalité.”

Antoine de Saint-Exupéry

## **Índice**

### **Resumo**

### **Abstract**

### **Lista de Figuras**

### **Lista de Tabelas**

<b>Capítulo I - Introdução</b> -----	14
1.1 Apresentação-----	14
1.2 Objetivo-----	15
<b>Capítulo II - Contexto Geológico</b> -----	<b>16</b>
2.1 Origem das bacias sedimentares-----	16
2.2 Bacias intracratônicas-----	19
2.2.1 Sinéclises brasileiras-----	22
2.3 Geologia do Cráton Amazônico-----	23
2.3.1 Geologia da Bacia do Amazonas-----	25
2.4 Sequências Estratigráficas da Bacia do Amazonas-----	30
2.4.1 Sequência Ordovício-Devoniana -----	30
2.4.2 Sequência Devono-Tournaisiana-----	31
2.4.3 Sequência Neoviseana-----	32
2.4.4 Sequência Pensilvaniano-Permiana-----	33
2.5 Análise de subsidência-----	36
2.5.1 Técnica de backstripping-----	37
2.6 O Perfil Sônico como determinante da porosidade-----	40

<b>Capítulo III - Metodologia</b> -----	<b>43</b>
3.1 Introdução-----	43
3.2 Área de Estudo e Base de Dados-----	43
3.3 Análise de Dados dos Poços-----	45
3.3.1 Análise Litológica-----	45
3.3.1.1 Presença de soleiras-----	48
3.3.1.2 Presença de diamictito-----	48
3.3.1.3 Presença de evaporitos-----	50
3.4 Roteiro para o cálculo do backstripping-----	51
<b>Capítulo IV - Resultados</b> -----	<b>58</b>
<b>Capítulo V – Discussões</b> -----	<b>70</b>
5.1 Curvas de acumulação sedimentar-----	71
5.2 Curvas de subsidência tectônica-----	78
<b>Capítulo VI - Conclusões</b> -----	<b>88</b>
<b>Referências</b> -----	<b>90</b>
<b>Anexos</b> -----	<b>98</b>
1. Códigos do MATLAB@-----	98
1.1 Código A-----	98
1.2 Código B-----	108



## Resumo

A Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica paleozóica com uma área de aproximadamente 4,4 milhões de km<sup>2</sup> compreendida no Cráton Amazônico. As bacias intracratônicas são bacias de grande extensão com formato circular a oval localizadas nas áreas cratônicas relativamente estáveis e espessas distantes dos limites de placas tectônicas. A técnica de *backstripping*, consiste na descompactação sucessiva das unidades estratigráficas até o seu embasamento, através da geração de curvas de subsidência. Para a descompactação foram utilizados dados da estimativa da porosidade variando de acordo com a profundidade, obtidos através de perfis sônicos que constituíram a base de dados para a execução deste trabalho. Os resultados mostram que a Bacia do Amazonas foi marcada por uma relativa estabilidade tectônica durante a deposição da sua megassequência paleozóica, caracterizando uma subsidência constante que proporcionou o seu preenchimento sedimentar. As taxas de sedimentação assim como as de subsidência tectônica, foram maiores no período que vai do Ordoviciano Superior (450 Ma) ao Jurássico Inferior (200 Ma). O período foi composto por episódios de sinéclises interrompidos por orogenias que culminaram em erosão na porção que compreende os poços 2-PEST-0002-AM e 1-PE-0003-AM, além de um intenso magmatismo provocado pela abertura do Oceano Atlântico Central, caracterizado nos poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM. O período referente à 540 Ma estaria relacionado ao início de formação da bacia, visto que o poço 2-PEST-0002-AM foi o único com registro atingindo o embasamento do Cráton Amazônico, mais precisamente na Formação Acari pertencente a Província Ventuari-Tapajós.

Palavras-chave: *backstripping*; análise de subsidência; perfil sônico; bacias intracratônicas; Paleozóico; Bacia do Amazonas.

## **Abstract**

The Amazon basin is known as a paleozoic intracratonic basin with an area of 4.4 million km<sup>2</sup> settled in the Amazon Craton. The intracratonic basins have a wide extension with a circular to oval shape located in relative stable and thick cratonic areas far from the plate tectonic limits. The backstripping technique consists in the successive decompaction of the stratigraphic units until it reaches the basement through the production of subsidence curves. For the decompaction, data of the porosity estimate were used varying according with the depth obtained with sonic logs that formed the basis to execute this work. The results show that the Amazon basin was marked by a relative tectonic stability during the deposition of its paleozoic megasequence, characterizing a constant subsidence that provided its sedimentary filling. The sedimentation and subsidence rate were extensive in the period between the Late Ordovician (450 Ma) and the Early Jurassic (200 Ma). This period was composed by synclises episodes interrupted by orogenies that culminated in erosion in the portion that comprehends the 2-PEST-0002-AM and 1-PE-0003-AM wells, in addition to an intense magmatism caused by the opening of the Central Atlantic Ocean, characterized by 1-RUT-0001-AM and 1-BRSA-0098-AM wells. The period concerned to the Early Cambrian (540 Ma) would be associated to the initiation of the basin formation, due to the fact that the well 2-PEST-0002-AM was the only with records of the Amazonian Craton basement, more precisely in the Acari Formation that belongs to the Ventuari-Tapajós Province.

Key words: backstripping; subsidence analysis; sonic log; intracratonic basins; Paleozoic; Amazon basin.

## Lista de Figuras

### Capítulo II - Contexto Geológico

Figura 2.1 - Classificação de bacias sedimentares de acordo com o fator de estiramento e a taxa de deformação extensional (Allen & Allen 2013).

Figura 2.2 - Modelos de rifteamento ativo e passivo. Rifteamento ativo movido pela força de tração  $\sigma_{xx}$  provocando o afinamento da litosfera e a ascensão de uma pluma mantélica passiva. rifteamento ativo causado pela implantação de uma pluma mantélica na base da litosfera causando domeamento topográfico e extensão gravitacional da litosfera (adaptado de Allen & Allen, 2013).

Figura 2.3 - Curvas de subsidência tectônica de bacias intracratônicas. (Adaptado de Xie & Heller, 2009).

Figura 2.4 - Distribuição das bacias intracratônicas nos continentes ao redor do Oceano Atlântico (Adaptado de Allen & Armitage, 2012).

Figura 2.5 - Bacias intracratônicas paleozóicas brasileiras (Adaptado de Milani, 2004).

Figura 2.6 - Unidades e carta de correlação estratigráfica das sinéclises paleozóicas brasileiras (Adaptado de Milani & Zalán, 1999).

Figura 2.7 - As Províncias Tapajós e Rio Branco, porções do Cráton Amazônico que possuem conexão sob as coberturas fanerozóicas desde a Venezuela até o Paraguai. A linha pretaindica o limite leste do Cráton Amazônico (Hasui, 2012). Em menor escala, a Plataforma Sul-Americana com seu embasamento exposto (escudos, em rosa) e a cobertura de plataforma (em amarelo). O Brasil situa-se nessa plataforma, à exceção de pequena porção do Acre que se insere no domínio subandino (Adaptado de Hasui, 2012).

Figura 2.8 - a) Mapa da porção norte do continente sul-americano e suas bacias sedimentares. A área que compreende a Bacia do Amazonas encontra-se destacada em verde e a linha preta representa o limite do Cráton Amazônico a leste. (Adaptado de Matsuda *et al.* 2010). b) Mapa com destaque maior para a Bacia do Amazonas e seus

limites geológicos: o Escudo das Guianas a norte; o Escudo Brasil Central ao sul; o Arco de Gurupá a leste; o Arco de Purus a oeste. (Silva, 2005).

Figura 2.9 - Mapa com as principais feições estruturais da Bacia do Amazonas, destacando-se as charneiras, o eixo, as falhas com direção NW-SE alongada e os arcos regionais (Matsuda *et al.*, 2010).

Figura 2.10 - Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas (Modificado de Cunha *et al.* 2007).

Figura 2.11 - Localização e extensão da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) em uma reconstrução do Supercontinente Pangea no Jurássico Inferior. A distribuição total da área encontra-se em rosa e os vestígios preservados do CAMP em vermelho (Adaptado de Blackburn *et al.*, 2013).

Figura 2.12 - Representação da técnica de *backstripping* (Adaptado de Cunha, 2008; Steckler & Watts, 1978).

### **Capítulo III - Metodologia**

Figura 3.1 - a) Imagem do Google Earth da América do Sul com destaque para o retângulo amarelo com a área aproximada dos poços; b) Mapa simplificado da Bacia do Amazonas georreferenciado com a localização dos poços.

Figura 3.2 - Representação espacial em escala reduzida com as distâncias aproximadas dos poços nivelados a partir das cotas encontradas nos dados dos poços.

Figura 3.3 - Representação simplificada dos perfis de poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM com seus respectivos perfis sônicos.

Figura 3.4 - Representação simplificada dos perfis de poços 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM com seus respectivos perfis sônicos.

### **Capítulo IV - Resultados**

Figura 4.1 - Curva de *backstripping* para o poço 1-PE-0003-AM.

Figura 4.2 - Curva de *backstripping* para o poço 2-PEST-0002-AM.

Figura 4.3 - Curva de *backstripping* para o poço 1-RUT-0001-AM.

Figura 4.4 - Curva de *backstripping* para o poço 1-BRSA-0098-AM.

Figura 4.5 - Curvas de *backstripping* para todos os poços.

Figura 4.6 - Comparação das curvas de *backstripping* para todos os poços com as obtidas por Canário (2017), figura a com as deste trabalho na figura b.

Figura 4.7 - Mapa simplificado da região norte do Brasil abrangendo as bacias do Amazonas e Solimões com as localizações aproximadas dos poços de Canário (2017) em verde e as deste trabalho em vermelho (Adaptado de ANP 2014).

Figura 4.8 - Comparação das curvas de *backstripping* dos poços 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM com as curvas de *backstripping* da Bacia de Williston. (Adaptado de Xie & Heller, 2009).

Figura 4.9 - Comparação das curvas de *backstripping* dos poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM com as curvas de *backstripping* das bacias de Williston, do Nordeste da Alemanha e do Paraná. (Adaptado de Xie & Heller, 2009).

Figura 4.10 - Comparação das curvas de *backstripping* para todos os poços com as curvas das Bacias de Karoo (Cloetingh et al. 1992), Parnaíba (Watts et al. 2017), Paraná (Zalan et al. 1990; Milani and de Wit 2008) e Congo (Linol 2013).

## **Capítulo V - Discussões**

Figura 5.1 - Curvas de acumulação sedimentar para todos os poços.

Figura 5.2 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência total para o poço 2-PEST-0002-AM.

Figura 5.3 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência total para o poço 1-PE-0003-AM.

Figura 5.4 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência total para o poço 1-RUT-0001-AM.

Figura 5.5 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência total para o poço 1-BRSA-0098-AM.

Figura 5.6 - Curva de subsidência tectônica para todos os poços com a correlação dos eventos tectônicos.

Figura 5.7 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência tectônica para o poço 2-PEST-0002-AM.

Figura 5.8 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência tectônica para o poço 1-PE-0003-AM.

Figura 5.9 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência tectônica para o poço 1-RUT-0001-AM.

Figura 5.10 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência tectônica para o poço 1-BRSA-0098-AM.

### **Lista de Tabelas**

Tabela 1 - Nomes dos poços e suas respectivas localizações em coordenadas UTM.

Tabela 2 - Dados dos perfis corridos para cada poço.

Tabela 3 - Composição litológica das formações presentes nos poços 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM, expressa em porcentagem média.

Tabela 4 - Composição litológica das formações nos poços RUT-0001-AM e BRSA-0098-AM, expressa em porcentagem média.

Tabela 5 - Divisão das unidades consideradas para o cálculo do *backstripping* para cada poço, com as porosidades em % determinadas através Equação de Wyllie a partir de dados dos perfis sísmicos.

Tabela 6 - Velocidades de tempo de trânsito usadas no cálculo da porosidade. (Adaptado de Carmichael, 1982).

Tabela 7 - Taxas de sedimentação para todos os poços.

Tabela 8 - Taxas de subsidência tectônica para todos os poços.

## Capítulo I - Introdução

### 1.1 Apresentação

A Bacia do Amazonas está inserida nos Estados do Amazonas e do Pará, sobre o Cráton Amazônico, em uma região de difícil acesso com muitas reservas indígenas e florestais o que dificulta a sua exploração tanto por questões logísticas quanto legais. Além disso, por ser uma área extensa e remota coberta pela Floresta Amazônica, são poucos os afloramentos encontrados nessa região, o que dificulta o estudo da geologia da bacia por meios diretos, sendo assim necessário recorrer aos métodos geofísicos para um conhecimento mais aprofundado do registro geológico da bacia.

A partir dos estudos preliminares para a atividade exploratória, diversas empresas contribuíram para o conhecimento atual da região do Cráton Amazônico e, por conseguinte, da Bacia do Amazonas, alvo de estudo deste trabalho. Essa bacia despertou um grande interesse por ser uma bacia sedimentar intracratônica, conhecidas por apresentarem pouca espessura e, por isso consideradas bacias rasas. No entanto, a Bacia do Amazonas apresenta um registro sedimentar de até 6000 m de espessura, com a presença de espessas soleiras de diabásio. Essas soleiras despertam um grande interesse para a indústria petrolífera, provendo calor que auxilia no processo de maturação da matéria orgânica, que sob condições ideais irá gerar óleo e gás, já relatado em diversos trabalhos como o de Eiras & Wanderley Filho (2002).

Apesar das grandes pesquisas ocorridas na região, Caputo (1984) ressalta que a deposição de muitas formações na bacia não ocorreu de forma contínua até as suas bordas, de modo que os perfis geofísicos foram essenciais para a elaboração da carta estratigráfica da Bacia do Amazonas, que ainda apresenta lacunas ou hiatos de sedimentação. Essa é a motivação para a realização deste trabalho, fundamentada no fato de que ainda existem lacunas no conhecimento da história de sedimentação da bacia, como ressaltado por Caputo (1984), além disso, não são conhecidos em detalhe os mecanismos que foram responsáveis pela subsidência inicial desta bacia e pela manutenção do espaço de acomodação sedimentar ao longo das centenas de milhões de anos desde sua origem no Paleozóico.

## 1.2 Objetivo

A proposta deste trabalho é fornecer um estudo sobre a história de subsidência da Bacia do Amazonas com base na análise de curvas de compactação a partir da técnica de *backstripping*, de forma que irá contribuir para um melhor entendimento na evolução da sedimentação da bacia.



## Capítulo II - Contexto Geológico

### 2.1 Origem das bacias sedimentares

As bacias sedimentares (Figura 2.1), intracratônicas, bacias de rifte, bacias de margem continental, fossas de proto oceano e margens passivas, são formadas a partir dos processos que envolvem o estiramento litosférico (Dietz 1963; Dewey & Bird 1970; Falvey 1974; Kinsman 1975; Veevers 1981), no qual dois mecanismos podem ser relacionados para explicá-lo.

O primeiro é o estiramento da crosta, que resulta em um sistema de falhas distensivas que controlam os efeitos de subsidência. E o segundo baseia-se no resfriamento seguido de uma extensão dúctil da litosfera ou na dinâmica negativa da topografia sustentada pela descida do fluxo mantélico, resultando em uma subsidência do tipo *sag*, ou seja, com uma taxa relativamente constante de caráter regional (Allen & Allen 2013).

O processo de estiramento da crosta resulta no seu rifteamento que pode ser classificado em dois tipos, o rifteamento ativo e o rifteamento passivo (Sengör & Burke 1978; Turcotte 1983; Morgan & Baker 1983; Keen 1985; Bott 1992) exemplificado na Figura 2.2. No rifteamento ativo a deformação é associada a implantação de uma pluma mantélica na base da litosfera. O calor oriundo da pluma pode causar o afinamento litosférico, e se o fluxo for suficientemente grande, o afinamento relativamente rápido da litosfera provoca o seu soerguimento por isostasia. Assim, o estiramento tensional gerado por esse soerguimento pode provocar o rifteamento.

No rifteamento passivo os estiramentos provocam o rompimento da litosfera permitindo assim a intrusão de rochas mantélicas, que resultam em processos secundários como o soerguimento da crosta em forma de domos e atividades vulcânicas. Para McKenzie (1978) esse seria o modelo mais aceitável para a origem de bacias sedimentares, em que o rifteamento seria a primeira etapa podendo ser seguido de um domeamento, mas não de forma obrigatória. Assim, o rifteamento seria uma resposta passiva ao campo de estiramento regional.

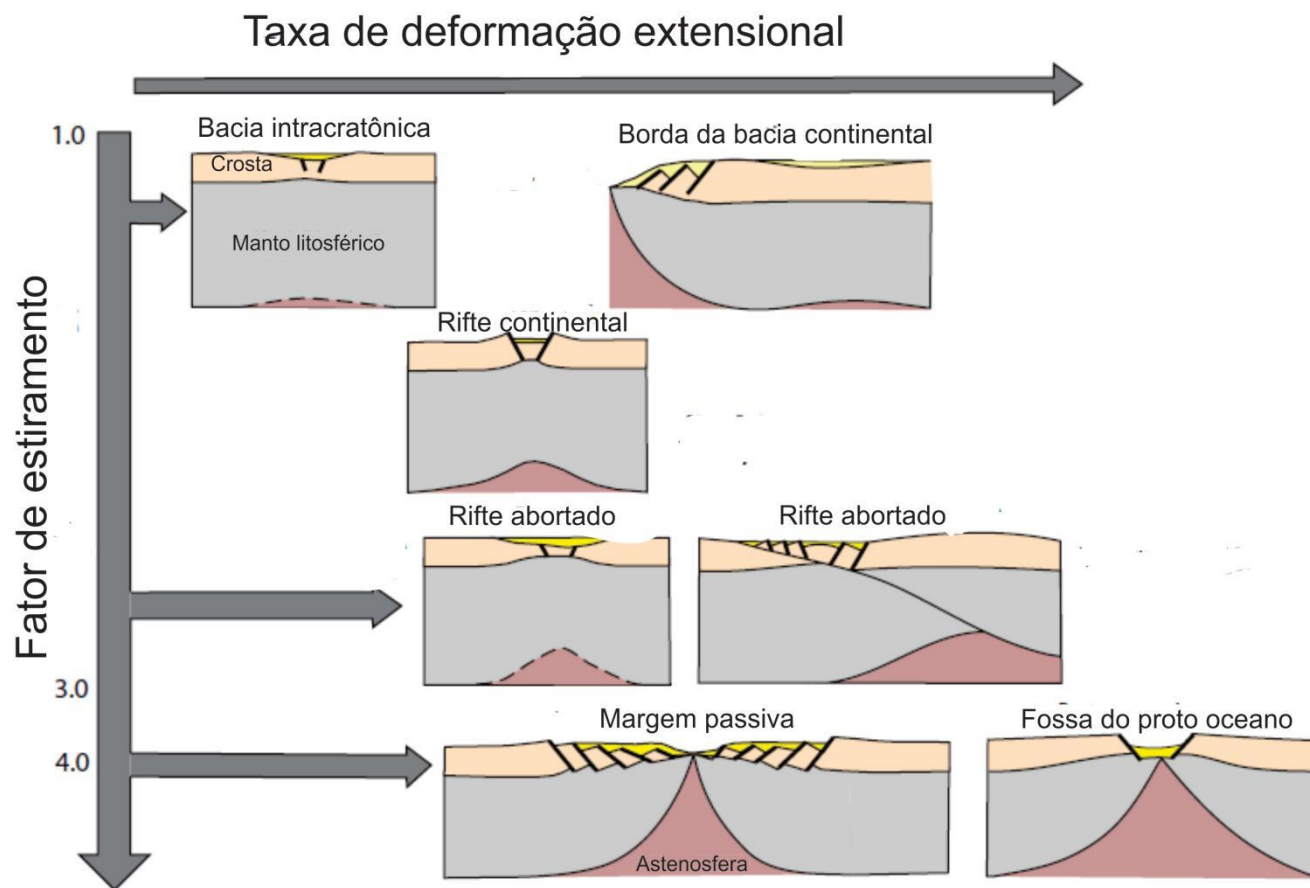


Figura 2.1 - Classificação de bacias sedimentares de acordo com o fator de estiramento e a taxa de deformação extensional (Allen & Allen 2013).

Para Allen & Allen (2013), é difícil determinar se um dado rifte é passivo ou ativo, já que o soerguimento de plumas mantélicas pode ser mínimo e, por isso devem ser considerados apenas como modelos pois casos reais de rifteamento podem exibir aspectos dos dois tipos (Khain, 1992). As bacias intracratônicas, objeto de estudo deste trabalho, apresentam pouca evidência de estiramento crustal, no entanto subsidem por longos períodos de tempo. Essa subsidência pode estar associada ao resfriamento relativo da espessa litosfera continental.

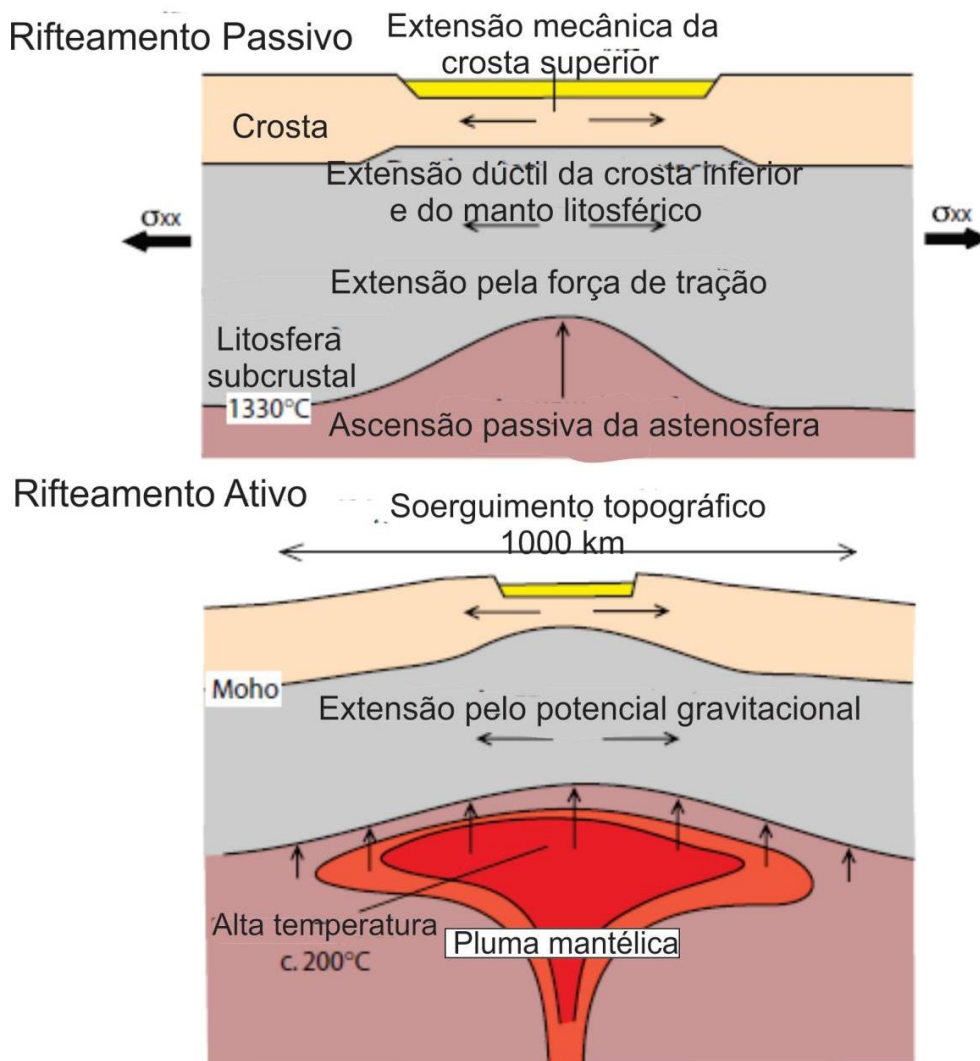


Figura 2.2 - Modelos de rifteamento ativo e passivo. Rifteamento ativo movido pela força de tração  $\sigma_{xx}$  provocando o afinamento da litosfera e a ascensão de uma pluma mantélica passiva. rifteamento ativo causado pela implantação de uma pluma mantélica na base da litosfera causando domeamento topográfico e extensão gravitacional da litosfera (adaptado de Allen & Allen, 2013).

## 2.2 Bacias intracratônicas

As bacias ou sinéclises intracratônicas são bacias de grande extensão com formato circular a oval, localizadas em áreas cratônicas relativamente estáveis e espessas longe dos limites de placas tectônicas (Sloss & Speed 1974; Sloss 1988; Leighton & Kolata 1990). Essas bacias são conhecidas por serem rasas, ou seja, elas apresentam uma alta razão área/espessura, elas se estendem por milhões de quilômetros quadrados, mas seus depocentros apresentam poucos quilômetros de profundidade e as vezes podem estar sobrepostas a antigos riftes (Leighton & Kolata 1990).

As bacias intracratônicas são caracterizadas por uma história de subsidência (Figura 2.3) prolongada, marcada por um estágio inicial de rápida subsidência seguida por um período de diminuição na taxa de subsidência (Nunn & Sleep 1984; Stel *et al.*, 1993; Xie & Heller 2009). A sedimentação nessas bacias costuma ser prolongada, ocorrendo predominantemente em ambiente de plataforma rasa com influências terrestres, culminando em uma estratigrafia típica de camadas sub-horizontais (Sloss & Speed 1974; Quinlan 1987; Sloss 1990; Leighton *et al.*, 1991).

Apesar das bacias intracratônicas apresentarem uma evolução tectono-sedimentar de milhões de anos, é importante ressaltar que o seu preenchimento é comumente composto de numerosas e diferentes megassequências, algumas podem estar associadas a diferentes processos deposicionais controlados por processos deformacionais, como deformação *strike-slip*, flexural e estiramento. Assim, as bacias permanecem como intracratônicas durante toda a sua história, mas sofrem modificações por diversos mecanismos de subsidência e soerguimento.

A origem desse tipo de bacia ainda é bastante discutida mundialmente e alguns autores sugeriram mecanismos para explicar: contração termal seguida de aquecimento (Haxby *et al.*, 1976; Sleep & Sloss, 1980; Kaminski & Jaupart, 2000); extensão localizada relacionada ao efeito de ascensão magmática que pode estar relacionada à atividade de plumas (Klemme, 1980; Keen, 1987; Klein & Hsui, 1987; Ziegler & van Hoorn, 1989; Ziegler, 1990; Neumann *et al.*, 1992; Zhao *et al.*, 1994); mudanças na crosta profunda (De Rito *et al.*, 1983; Fowler & Nesbit, 1985; Helwig,

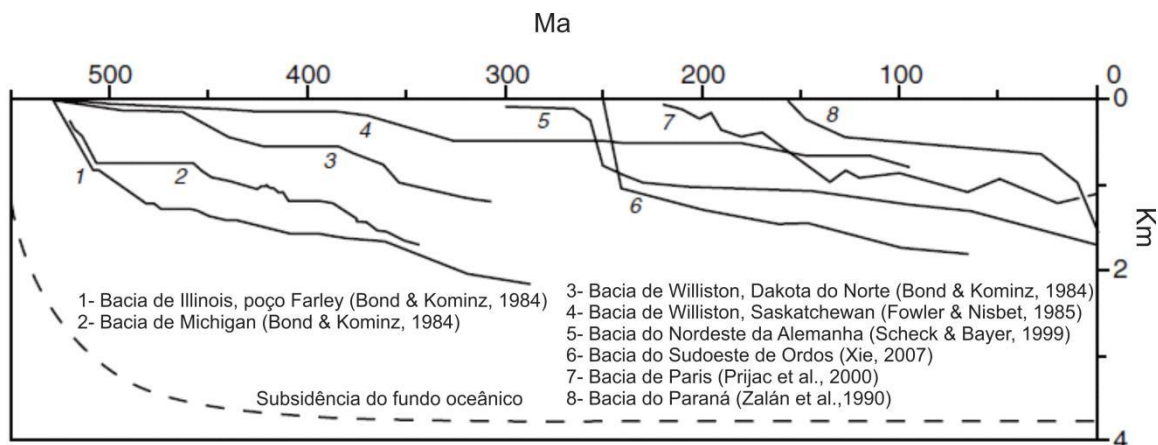


Figura 2.3 - Curvas de subsidência tectônica de bacias intracratônicas. (Adaptado de Xie & Heller, 2009).

1985; Artyushkov & Bear, 1990; Artyushkov, 1992; Artyushkov *et al.*, 2008); reativação de *sags* abaixo do plano de estiramento e carga flexural (Quinlan & Beaumont, 1984; Quinlan, 1987; Beaumont *et al.*, 1987), entre outros.

Uma associação entre o estiramento crustal seguida por uma compensação flexural da contração termal da carga é fundamentada em vários modelos e na classificação de bacias intracratônicas (Sleep & Snell, 1976; Kaminski & Jaupart, 2000; Klemme, 1980; Kingston *et al.*, 1983).

Segundo Allen & Armitage (2012) é impossível entender a gênese de bacias intracratônicas sem levar em consideração a sua prévia história geológica, ou seja, o exato início da sua formação (*timing*). Esses autores também sugerem que as bacias intracratônicas podem ter tido sua formação inicial durante episódios de estiramento de placas com ou sem o envolvimento de plumas mantélicas.

De acordo com Klein and Hsui (1987), o *timing* dessas bacias não é aleatório no tempo geológico, elas estão diretamente associadas aos episódios de ruptura de supercontinentes como Rodínia, Gondwana e Pangea, particularmente entre 550-500 Ma.

As bacias intracratônicas da América do Norte (Figura 2.4) tiveram seu início de formação no Cambriano coincidindo com a ruptura da Placa Norte Americana e a formação de margens passivas na sua borda. Esse início foi idêntico ao de bacias intracratônicas na África, em que muitas estão relacionadas ao rifteamento ou

desenvolvimento de margem passiva, a sua maioria iniciada no período do Jurássico até o Cretáceo. A disseminação do processo de rifteamento está associada às tensões provocadas ao longo das placas tectônicas durante a formação do Oceano Atlântico, outras bacias intracratônicas relacionadas a rifte tiveram origem com a separação de Gondwana e Laurentia no Cambriano (Allen & Armitage, 2012).

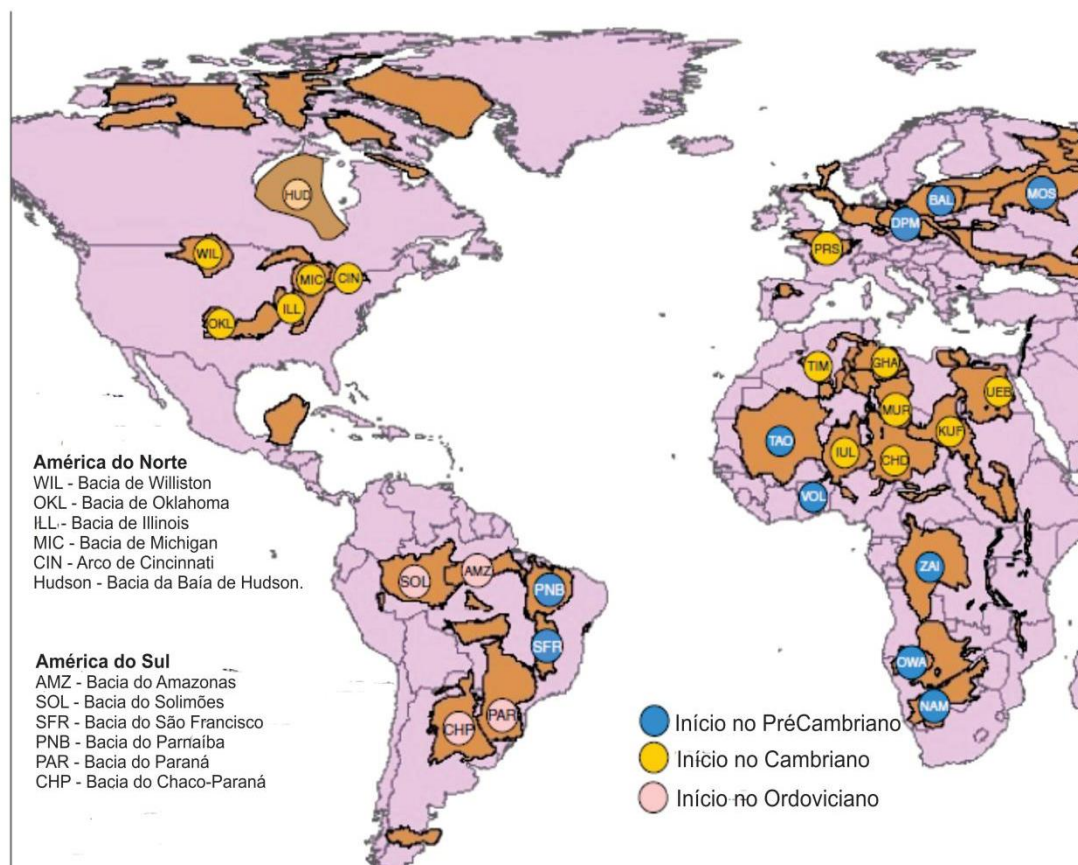


Figura 2.4- Distribuição das bacias intracratônicas nos continentes ao redor do Oceano Atlântico (Adaptado de Allen & Armitage, 2012).

Na América do Sul, diversas bacias (Figura 2.4) podem ser atribuídas ao rifteamento no Jurássico, onde as bacias intracratônicas mais típicas tiveram seu início de formação no PréCambriano ou EoPaleozóico. Entre 500 a 450 Ma, no Ordoviciano, houve a maior concentração de formação de bacias intracratônicas, coincidindo com o desenvolvimento de margens passivas nos limites continentais provocado pela separação da América do Sul do supercontinente Gondwana (Allen & Armitage, 2012).

### 2.2.1 Sinéclises brasileiras

As principais bacias intracratônicas brasileiras são as bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba situadas na região norte do Brasil e a Bacia do Paraná, localizada na região sul do Brasil (Figura 2.5). Todas essas bacias são grandes sinéclises intracratônicas originadas no Paleozóico e apresentam um preenchimento sedimentar bastante similar. As sinéclises foram instaladas sobre riftes proterozóicos, com registros de sedimentação marinha e continental, com evidências de glaciações Neodevonianas na Bacia do Amazonas e, Neodevonianas e Carboníferas na Bacia do Solimões, com grandes depósitos evaporíticos no final do Carbonífero nas bacias do Solimões e Amazonas (Mello *et al.*, 1994).



Figura 2.5 - Bacias intracratônicas paleozóicas brasileiras (Adaptado de Milani, 2004).

As bacias intracratônicas brasileiras também apresentam magmatismos pós paleozóicos resultantes da fragmentação do Supercontinente Gondwana. Mizusaki & Thomaz Filho (2004) definem três fases sucessivas. A primeira foi denominada de Magmatismo Permo-Triássico com uma assinatura básica e registro exclusivo na Região Amazônica. A segunda fase foi denominada de Magmatismo Juro-Cretáceo com uma assinatura básica alcalina de ampla ocorrência no Brasil, com clímax no

Cretáceo inferior durante a fragmentação continental. A terceira e última fase foi denominada de Magmatismo Neo-Cretáceo a Paleógeno/Neógeno, no qual estão inseridas a maioria das manifestações magmáticas alcalinas no Brasil.

Os magmatismos de caráter básico nas bacias paleozóicas brasileiras, apresentam nomes distintos como pode ser observado na Figura 2.6. Para as bacias do Solimões e Amazonas, o evento magmático foi nomeado de Penatecaua compreendido na Província Magmática do Atlântico Central (*CAMP*), que é correlacionável temporalmente com a Formação Mosquito, de idade Jurássica registrada na Bacia do Parnaíba. Os magmatismos eocretáceos nas bacias do Parnaíba e do Paraná estão associados a abertura do Atlântico Sul e foram nomeados de Formação Sardinha e Serra Geral respectivamente.

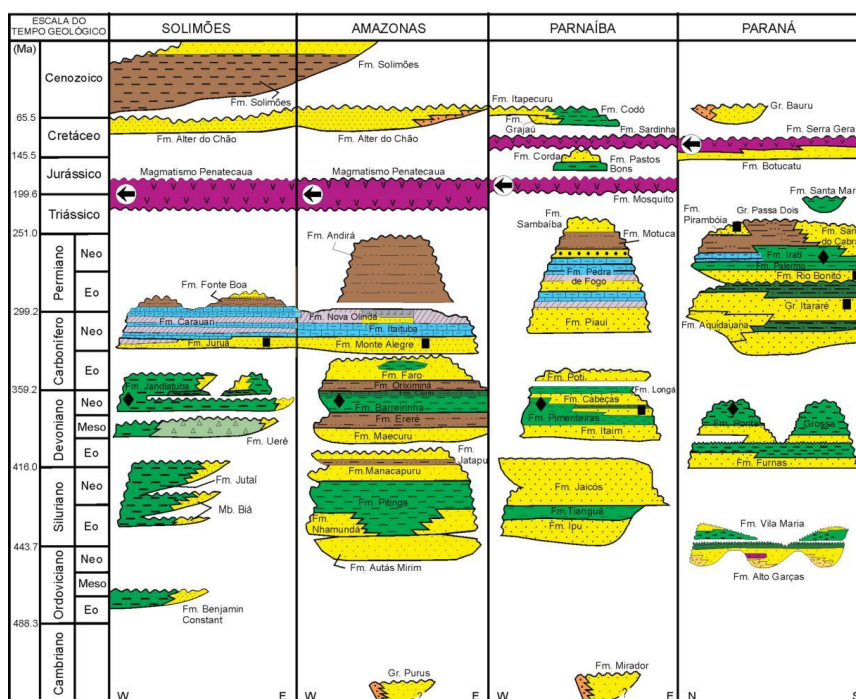


Figura 2.6 - Unidades e carta de correlação estratigráfica das sinéclises paleozóicas brasileiras (Adaptado de Milani & Zalán, 1999).

### 2.3 Geologia do Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (Figura 2.7) abrange uma área com aproximadamente 4,4 milhões de km<sup>2</sup>, pertencente à Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1967). Essa plataforma é constituída por uma crosta continental arqueana retrabalhada durante as



orogenias do Transamazônico e Brasileiro (Almeida *et al.* 2000).

O cráton é uma entidade geotectônica que teve comportamento estável no Neoproterozóico, limitada a leste pelo Sistema Orogênico do Tocantins, a nordeste por pequena porção da Província Margem Continental Equatorial e no restante por cobertura de sedimentos fanerozóicos periandinos. O cráton é composto por rochas com idades arqueanas a neoproterozóicas compreendidas nas províncias Tapajós e Rio Branco, separadas pela Província Amazonas (Hasui, 2012).

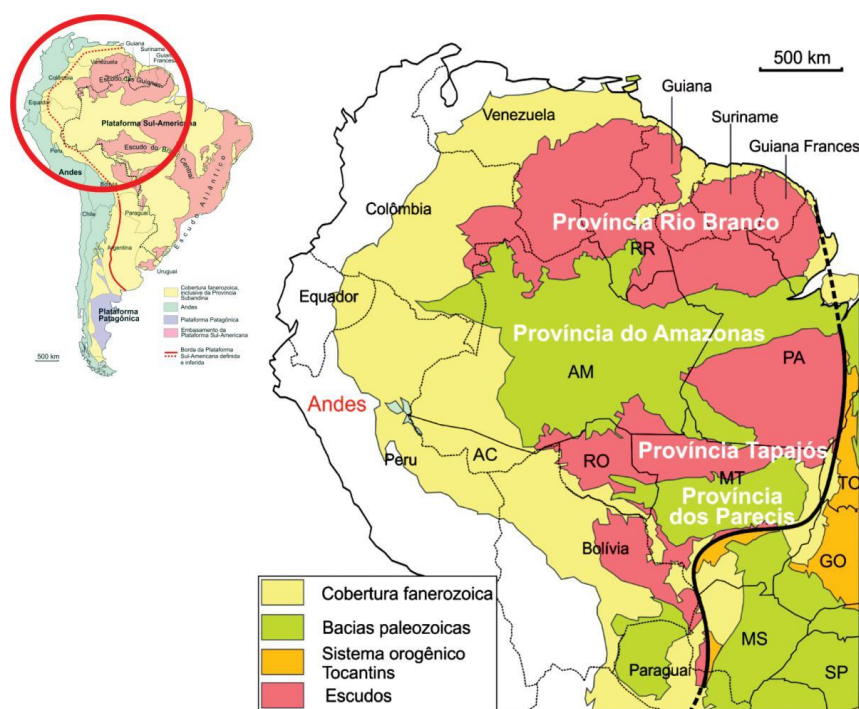


Figura 2.7 - As Províncias Tapajós e Rio Branco, porções do Cráton Amazônico que possuem conexão sob as coberturas fanerozóicas desde a Venezuela até o Paraguai. A linha preta indica o limite leste do Cráton Amazônico (Hasui, 2012). Em menor escala, a Plataforma Sul-Americana com seu embasamento exposto (escudos, em rosa) e a cobertura de plataforma (em amarelo). O Brasil situa-se nessa plataforma, à exceção de pequena porção do Acre que se insere no domínio subandino (Adaptado de Hasui, 2012).

A partir de datações K-Ar e Rb-Sr por Cordani *et al.* (1979), o Cráton Amazônico foi dividido em subprovíncias geocronológicas (Santos *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 1999, 2004):

- ◆ Carajás ou Amazônia-Central (> 2,5 Ga),
- ◆ Transamazonas ou Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,0 Ga),

- ◆ Tapajós-Parima ou Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga),
- ◆ Rio Negro ou Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga),
- ◆ Rondônia-Juruena ou Rondoniana-San Ignacio (1,55-1,3) e,
- ◆ Sunsás (1,2-1,0 Ga).

A Província Tapajós abrange a área do leste do Pará até Rondônia e Mato Grosso do Sul, englobando porções do Amazonas e de Mato Grosso, e tem continuidade para a Bolívia e Paraguai. Ela corresponde à parte ocidental do Escudo do Brasil Central. A Província Rio Branco estende-se do Amapá ao extremo noroeste do Amazonas, incluindo Roraima e parte do Pará, avançando para a Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa, coincidindo com o Escudo das Guianas (Hasui, 2102).

Além da Província Amazonas, aparecem na área do cráton a Província Parecis (que inclui a Bacia do Alto Xingu), e as bacias sedimentares do Bananal, Pantanal Mato-Grossense e Guaporé, bem como coberturas de extensões menores (Hasui, 2012).

### 2.3.1 Geologia da Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas (Figura 2.8 a) compreendida no Cráton Amazônico, abrange parte dos estados do Amazonas e Pará em uma área aproximada de 500.000 km<sup>2</sup>. Anteriormente denominada por Caputo (1984) de Médio e Baixo Amazonas, possui como limites os escudos pré-cambrianos das Guianas a norte, e do Brasil Central a sul, e separa-se a leste da Bacia do Marajó pelo Arco de Gurupá e a oeste da Bacia do Solimões pelo Arco de Purus (Figura 2.8 b).

A Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica ou sinéclise paleozóica assim como as bacias do Solimões, Paraná e Parnaíba, como abordado previamente no item 2.1. A gênese dessas bacias como unidades geotectônicas individualizadas apresenta opiniões diversas, dificultando a proposta de um único modelo (Hasui, 2012).

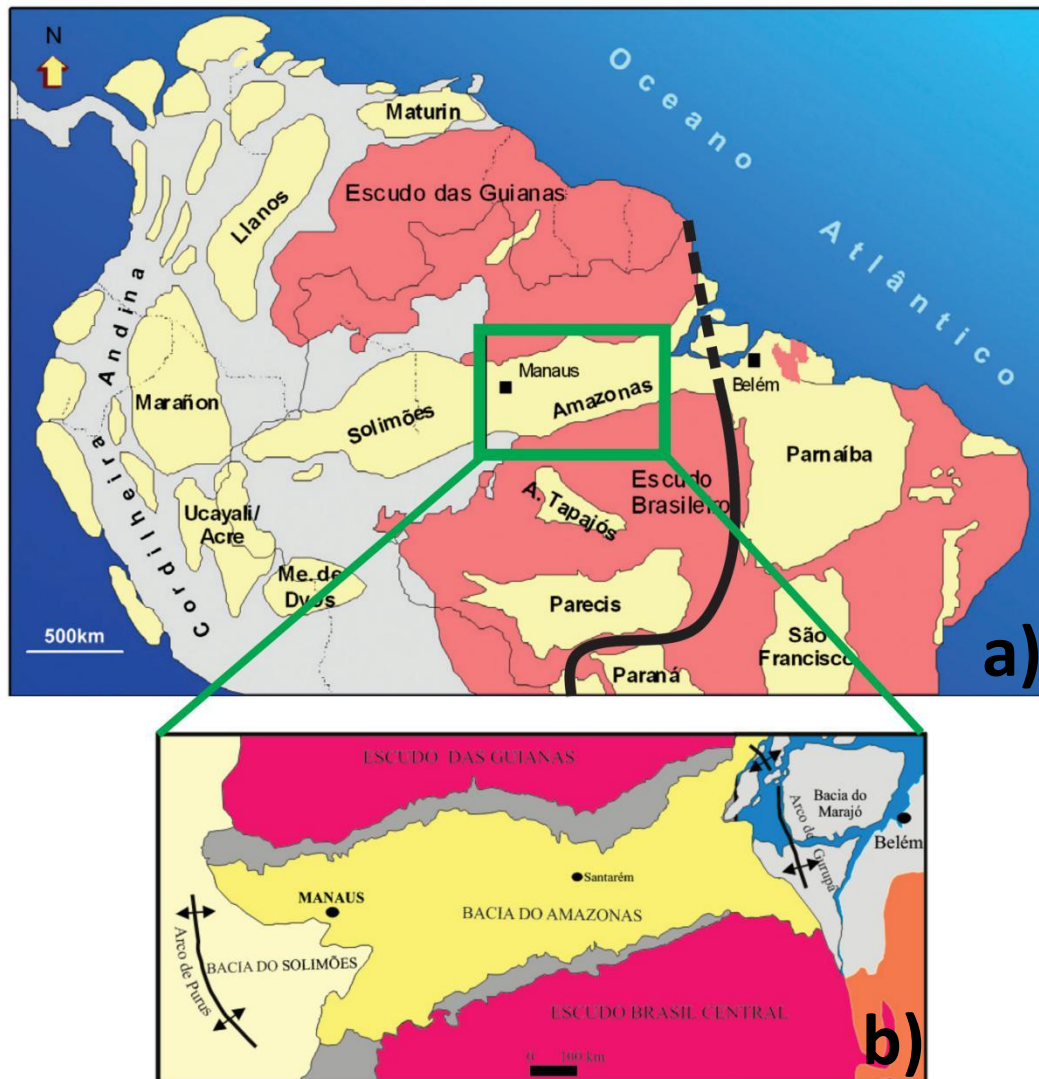


Figura 2.8 - a) Mapa da porção norte do continente sul-americano e suas bacias sedimentares. A área que compreende a Bacia do Amazonas encontra-se destacada em verde e a linha preta representa o limite do Cráton Amazônico a leste. (Adaptado de Matsuda *et al.* 2010). b) Mapa com destaque maior para a Bacia do Amazonas e seus limites geológicos: o Escudo das Guianas a norte; o Escudo Brasil Central ao sul; o Arco de Gurupá a leste; o Arco de Purus a oeste. (Silva, 2005).

Diversos autores têm investigado a gênese da Bacia do Amazonas e uma possível relação seria com a dispersão de esforços no fechamento do Ciclo Brasileiro (Cunha *et al.* 1994). A Faixa Móvel Araguaia-Tocantins (Almeida, 1967) está vinculada à Orogenia Brasileira/Pan-Africana, com esforços compressivos na direção leste-oeste e de alívio na direção norte-sul. Essa zona de alívio, que corresponderia ao rifte precursor da Bacia do Amazonas, pode ter sido iniciada por meio desse mecanismo, propagando-se de leste a oeste devido à reativação de antigas zonas de fraqueza pré-cambrianas (Neves & Rodrigues, 1989). A sinéclise intracratônica seria o último estágio desse evento distensivo, que provocou o resfriamento das massas magmáticas, dando início à subsidência térmica regional.

A sua forma alongada na direção WSW-ENE (Figura 2.9), é preenchida por sedimentos proterozóicos e fanerozóicos, além de rochas intrusivas, que atingem mais de 6.000 m de espessura nas partes mais profundas.

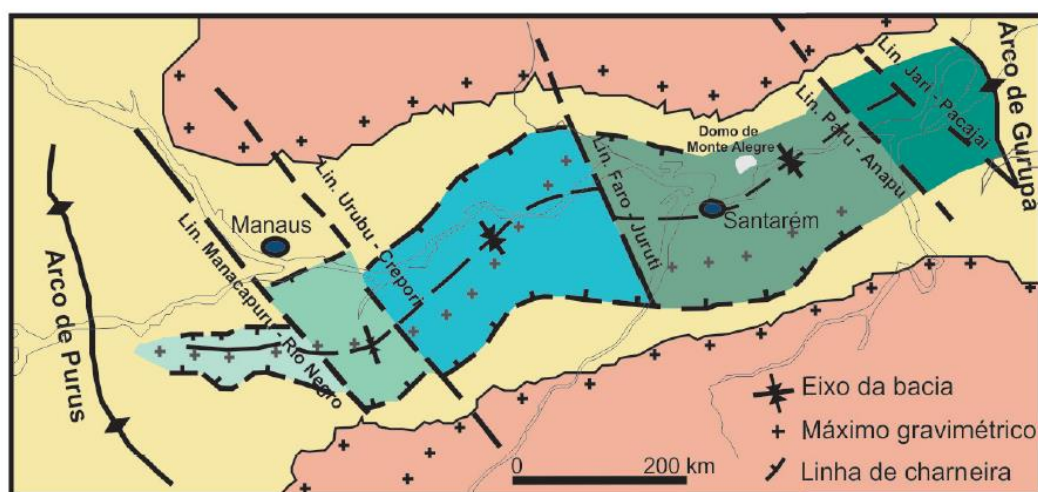


Figura 2.9 - Mapa com as principais feições estruturais da Bacia do Amazonas, destacando-se as charneiras, o eixo, as falhas com direção NW-SE alongada e os arcos regionais (Matsuda *et al.*, 2010).

A sua evolução tectono-sedimentar remonta ao Pré Cambriano com a Província Amazônica Central (Cordani *et al.* 1984) constituindo o seu embasamento essencialmente granítico e faixas móveis constituídas por rochas metamórficas. Tassinari & Macambira (1999) definiram essa província como sendo composta pela crosta continental mais antiga do Cráton Amazônico, não afetada pela Orogenia Transamazônica.

Essas faixas móveis são divididas em faixa móvel ocidental, conhecida também como Faixa Móvel Ventuari-Tapajós (Cordani *et al.* 2000) e a faixa móvel oriental, designada Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas ambas formadas por rochas graníticas e metamórficas (Cunha *et al.* 2007).

O arcabouço estratigráfico da bacia, representado na Figura 2.10, apresenta duas importantes megassequências de primeira ordem, totalizando cerca de 5000 m de preenchimento sedimentar e ígneo. A mais antiga é Paleozóica, constituída por rochas sedimentares associadas a um grande volume de intrusões de diques e soleiras de diabásio mesozóicos atribuídos ao Magmatismo Penatecaua, e a outra é Mesozóica-Cenozóica de origem essencialmente sedimentar (Cunha *et al.* 2007).

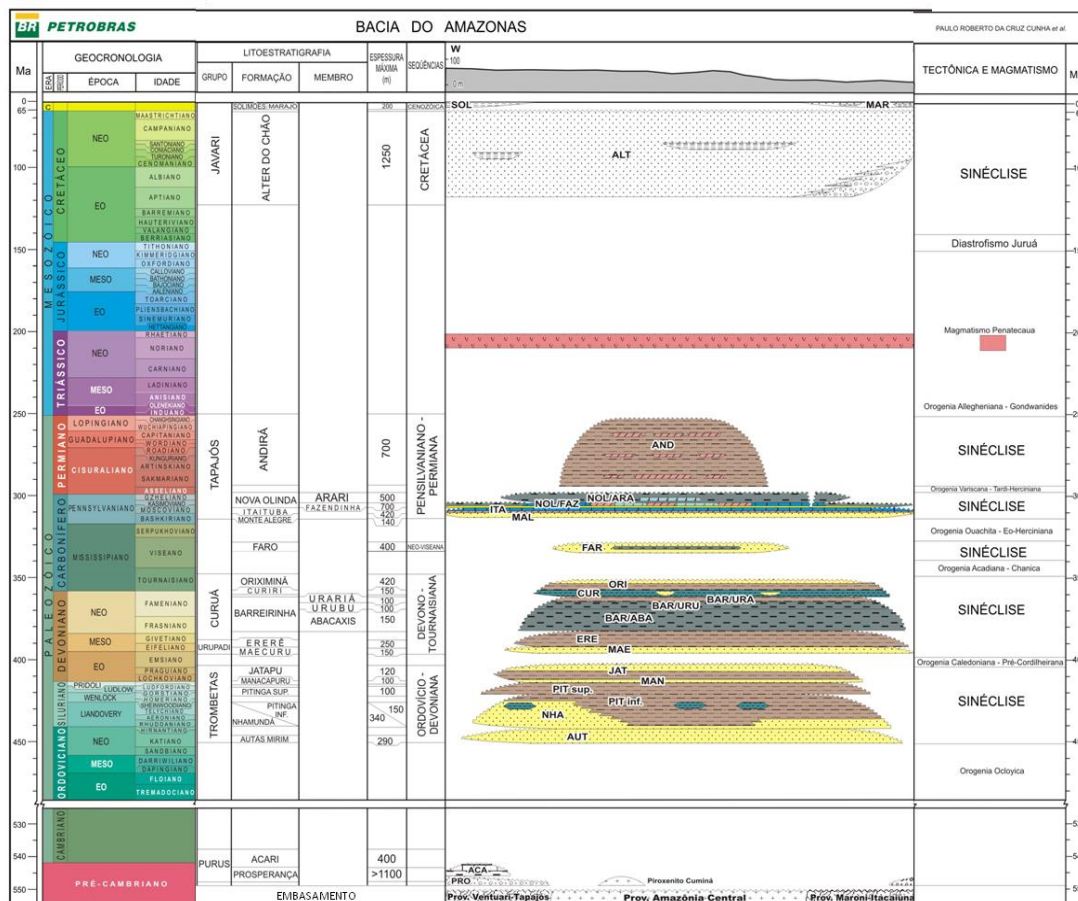


Figura 2.10- Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas (Modificado de Cunha *et al.* 2007).

O magmatismo Penatecaua pertence ao *CAMP*, Figura 2.11, está associado à quebra do supercontinente Pangea e à abertura do Oceano Atlântico Central, e teve

seu pico há 200 Ma (Zalán, 1991). Os basaltos do *CAMP* estão espalhados por uma área aproximada de 2.5 milhões de km<sup>2</sup> nas regiões norte e central do Brasil. As soleiras da Bacia do Amazonas cobrem uma área aproximada de 1 milhão km<sup>2</sup>, com uma espessura média de 500 m e um volume estimado de 400.000 km<sup>3</sup> (Marzoli *et al.* 1999).

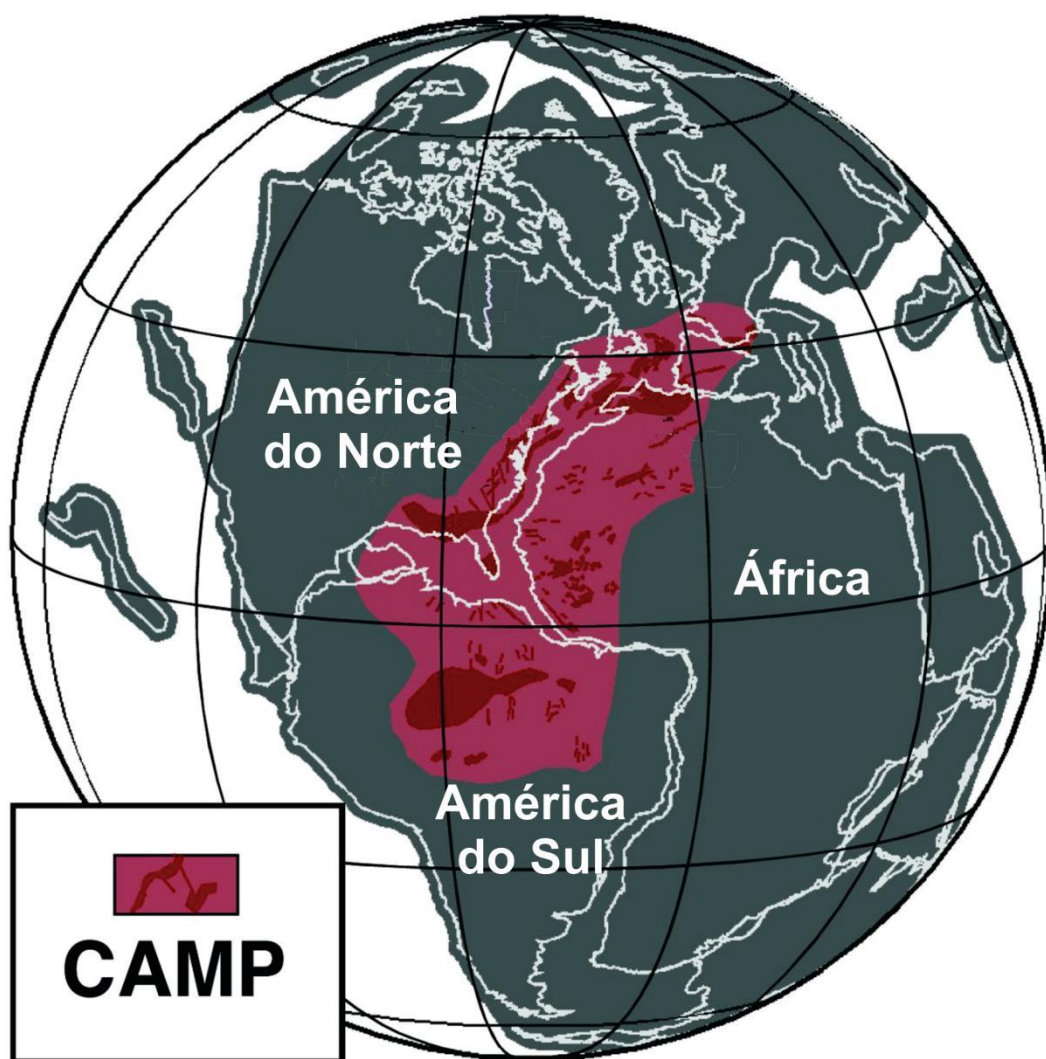


Figura 2.11 – Localização e extensão da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) em uma reconstrução do Supercontinente Pangea no Jurássico Inferior. A distribuição total da área encontra-se em rosa e os vestígios preservados do CAMP em vermelho (Adaptado de Blackburn *et al.*, 2013).

## 2.4 Sequências Estratigráficas da Bacia do Amazonas

As sequências estratigráficas descritas neste item foram baseadas no trabalho de Cunha *et al.*, 2007).

### 2.4.1. Sequência Ordovício-Devoniana

A Sequência Ordovício-Devoniana (450 Ma - 405 Ma) registra o estágio inicial de deposição na sinéclise, com um caráter pulsante transgressivo-regressivo. A sedimentação inicia-se pelo Grupo Trombetas denominado por Ludwig (1964) abrangendo as seguintes formações: Autás Mirim, Nhamundá, Pitinga, Manacapuru e Jatapu. Essa sequência apresenta sedimentos glaciais e marinhos alternados, com ingressões de leste para oeste em *onlap* sobre o Arco de Purus que impedia a conexão da Bacia do Amazonas com a Bacia do Solimões. Enquanto que a leste, a sedimentação ultrapassou a região do atual Arco de Gurupá inexistente nesse período, permitindo a conexão com as bacias do noroeste africano.

A formação mais antiga, Autás Mirim é composta por arenitos e folhelhos neríticos neordovicianos em um ambiente de plataforma rasa. A Formação Nhamundá apresenta uma sedimentação em um ambiente transicional glacial para plataforma distal com arenitos neríticos e glaciogênicos eossilurianos. Já a Formação Pitinga apresenta folhelhos e diamictitos marinhos silurianos passando pelos ambientes glacial, plataforma distal e deltaico respectivamente. A formação Manacapuru representa a transição do ambiente deltaico para plataforma rasa com arenitos e pelitos neríticos neossilurianos a eodevonianos.

A Formação Jatapu é constituída por arenitos e siltitos marinhos parálicos em um ambiente de plataforma rasa, chamada de antigo Membro Jatapu da Formação Maecuru do Grupo Urupadi, sofreu essa mudança após datações palinológicas (Melo & Loboziak, 2003), e a não detecção de uma descontinuidade temporal significativa entre sua base e a Formação Manacapuru.

No entanto, existe um grande hiato temporal/deposicional entre o seu topo e a base da Formação Maecuru pertencente ao Grupo Urupadi, por toda a bacia, resultando em um intervalo deposicional de 7 Ma a 16 Ma conforme a escala geocronométrica admitida para o Devoniano (Gradstein *et al.* 2004; Kauffmann,

2006). Outros hiatos também foram detectados em bacias paleozóicas do Brasil como Parnaíba e Paraná, assim como na Bolívia, que podem estar diretamente associados com a Orogenia Caledoniana ou Pré-Cordilheirana de 400 Ma.

#### 2.4.2 Sequência Devono-Tournaisiana

A Sequência Devono-Tournaisiana (399 Ma - 387 Ma) se estabelece após o hiato relacionado à Orogenia Caledoniana, mencionado na sequência anterior. Nesse momento, ocorre uma nova sedimentação transgressivo-regressiva que deu origem aos Grupos Urupadi e Curuá que compõem a segunda sequência de segunda ordem do Paleozóico na bacia. Caracteriza-se por um ambiente de plataforma rasa com deposição de sedimentos marinhos com incursões glaciais, ainda se estendendo a leste até as bacias africanas e sem conexão a oeste com a bacia do Solimões.

O Grupo Urupadi segundo Caputo (1984), abrange as formações Maecuru e Ererê, a primeira é composta por arenitos e pelitos neríticos a deltaicos eo- a mesodevonianos e a segunda, por siltitos, folhelhos e arenitos neríticos, parálicos mesodevonianos.

O Grupo Curuá encontra-se sobreposto ao anterior e caracteriza-se por uma espessa seção depositada após um pequeno pulso regressivo (Ludwig, 1964). Cunha *et al.* (2007) propõem a exclusão formal da Formação Faro desse grupo, sendo assim constituído apenas pelas formações Barreirinha, Curiri e Oriximiná, na qual a primeira é dividida em três membros: Abacaxis, Urubu e Urariá.

O Membro Abacaxis da formação Barreirinha é composto por folhelhos cinza-escuros a pretos, físseis e carbonosos neodevonianos, representando os principais geradores de hidrocarbonetos da bacia. Esses folhelhos foram depositados sob um regime de sedimentação condensada em um ambiente marinho de plataforma distal e euxínico durante um intervalo de 12 Ma a 18 Ma e correspondem a superfície de inundação máxima (SIM) da Sequência Devono-Tournaisiana.



O Membro Urubu é também composto por folhelhos cinza-escuros depositados em um ambiente marinho de plataforma rasa levemente regressivo ou progradacional. Ele difere-se do membro anterior por ser menos radiotativo segundo dados de perfis.

O terceiro membro, Urariá é caracterizado por folhelhos cinza-escuros a claros com siltitos, caracterizando uma sedimentação marinha com caráter levemente regressivo de idade neofameniana (Melo& Loboziak, 2003).

Uma discordância erosiva de apenas 1 Ma, segundo dados palinológicos, separam o Membro Urariá da Formação Curiri. Essa formação sobrepõe-se discordantemente à Formação Barreirinha por toda a bacia em um ambiente glacial. Ela é composta predominantemente por diamictitos e em menor proporção por folhelhos, siltitos e arenitos de ambientes glacial a periglacial diretamente relacionados ao resfriamento climático vigente na bacia no final do Devoniano.

Finalmente, a Formação Oriximiná composta por arenitos e siltitos subordinados em um ambiente de transição marinho raso para fluvial com idade mesotournaisiana por Melo & Loboziak (2003).

#### 2.4.3 Sequência Neoviseana

A Sequência Neoviseana (333 Ma - 328 Ma) teve início após uma intensa atividade tectônica que atuou nas margens da Placa Sul-Americana conhecida como Orogenia Acadiana ou Chânica, causando soerguimento e erosão da sequência Devono-Tournaisiana que resultou numa discordância que separa as Formações Oriximiná e Faro.

Essa sequência é composta por arenitos e pelitos flúvio-deltaicos e litorâneos com influência de tempestades. O topo é afetado por uma regressão marinha associada à Orogenia EoHerciniana ocasionando um processo erosivo na sequência.

O desmembramento da Formação Faro como unidade autônoma é justificado pela ausência de sedimentos neotournaisianos a eoviseanos na Bacia do Amazonas, caracterizando um hiato de escala regional com duração de aproximadamente 12 Ma a

14 Ma, conforme datações recentes de Melo & Loboziak (2003) calibradas com a escala geocronométrica de Gradstein *et al.* (2004).

#### 2.4.4 Sequência Pensilvaniano-Permiana (315 Ma $\pm$ 250 Ma)

Após o hiato de aproximadamente 14 Ma causado pela Orogenia Eo-Herciniana, um novo ciclo deposicional de natureza transgressivo-regressiva ocorreu durante o Carbonífero Superior. Compreende a quarta seqüência de segunda ordem da coluna sedimentar da bacia e constitui-se pelas seguintes formações: Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá pertencentes ao Grupo Tapajós.

A Formação Monte Alegre é composta por arenitos eólicos e de *wadis* intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos segundo Costa (1984). Ainda no processo transgressivo, depositou-se a Formação Itaituba composta por folhelhos, carbonatos, e anidritas de fácies lagunar e marinho raso/inframaré. Sobrepostos estão calcários, anidritas e halitas de inframaré e planícies de *sabkha* da Formação Nova Olinda.

A Formação Nova Olinda é dividida em duas unidades inferiores, os membros Fazendinha (basal) e Arari (superior). O Membro Fazendinha é caracterizado pela ocorrência de folhelhos, carbonatos, anidritas, halitas e sais mais solúveis como a silvita. Esses sedimentos químico-evaporíticos foram depositados em um ambiente marinho raso de planícies de *sabkha* e lagos hipersalinos.

O Membro Arari marca o início da forte regressão que ocorreu na bacia, comprovada pela ampla diminuição ou quase ausência de fósseis marinhos, a inexistência de carbonatos marinhos e a associação de folhelhos e siltitos com pacotes de halitas cristaloblásticas. Essas halitas apresentam redes de argilas na sua trama interna, resultantes de retrabalhamento de seções salíferas mais antigas, que foram soerguidas nas bordas da bacia e redepositadas nas áreas mais centrais (Silva, 1996). Esse soerguimento e o início da continentalização da bacia estão associados à mudança climática e à Orogenia Variscana ou Tardi-herciniana.

A Formação Andirá foi depositada ainda sobre efeitos da Orogenia Tardiherciniana e caracteriza-se por uma sedimentação predominantemente continental, composta por siltitos e arenitos avermelhados (*red beds*) e raras anidritas, associados a um ambiente fluvial lacustre com uma mudança climática brusca, de frio para quente e árido.

As formações Nova Olinda e Andirá apresentam uma discordância angular entre elas sugerindo um período de erosão ou de não-deposição de aproximadamente 9 Ma (Playford & Dino, 2000).

Após a sedimentação da Formação Andirá ocorreu a Orogenia Allegheniana ou Gondwanides (Zalán, 1991), relacionada à fase final de colisão dos continentes Laurásia e Gondwana afetando a porção setentrional da América do Sul no Permiano Superior ao Triássico Inferior. A essa colisão resultaram fragmentos no Cráton das Guianas, que atingiram transversalmente as bacias amazônicas acarretando em diversos soerguimentos assim como, uma discordância erosiva regional com extensão até a Bacia do Paraná, que pode ter acarretado numa provável erosão de quase 1000 m da Formação Andirá.

As sequências descritas previamente compreendem a Era Paleozóica da bacia do Amazonas, posteriormente a bacia sofreu diversos processos distensivos seguidos de magmatismo básico na forma de diques e soleiras de diabásio com orientação norte-sul. Destacam-se os diques permo-jurássicos aflorantes em Rosarinho e Pantaleão, na porção ocidental da bacia, e os diabásios juro-triássicos Cassiporé, no Amapá, e Penatecaua, na borda norte da bacia (Thomaz Filho *et al.* 1974).

Os diques permo-jurássicos estão associados ao fim dos esforços da Orogenia Gondwanides, enquanto que os magmas básicos juro-triássicos preencheriam as fraturas originadas ou reativadas na ruptura das placas africana e sul-americana, ruptura essa resultando na abertura do Atlântico Norte gerando os riftes do Marajó e Tacutu. Derrames basálticos não-aflorantes encontram-se entre as formações Nova Olinda e Alter do Chão (Santos *et al.* 1978) em forma de soleiras de diabásio. A partir da ruptura, surge nesse período o Arco de Gurupá, caracterizado como o divisor entre a sinéclise paleozóica e o recém-formado *rifte* do Marajó. O magmatismo aqui está relacionado ao Penatecaua de aproximadamente 200 Ma (Zalán, 2004).

O diastrosfismo Juruá presente na bacia engloba as orogêneses Kimmeridgiana tardia e Oregoniana que resultaram em esforços compressivos ENE-WSW e WNW-ESE, a partir da abertura do Atlântico Equatorial, a leste, e a zona de subducção andina cretácea, a oeste da Placa Sul-Americana. O seu efeito na bacia acarretou na reativação de fraturas pré-existentes e deformações compressivas ou cisalhantes (Campose Teixeira, 1988), sendo considerado como a mais expressiva deformação que afetou a Plataforma Sul Americana durante a Reativação Wealdeniana ou Ativação do Cenozóico Médio (Zalán, 2004).

Após o período de esforços compressivos, teve início um relaxamento tectônico com novos ciclos deposicionais na unidade de primeira ordem da bacia denominada de Megassequência Mesozóica-Cenozóica. Nela encontra-se o Grupo Javari (Eiras *et al.* 1994; Cunha *et al.* 1994) representada pelas formações Alter do Chão e Solimões sobrepostas à discordância do topo do Paleozóico, conhecida como discordância pré-cretácea. Essas formações foram depositadas em um sistema fluvial de alta energia que se estende até as bacias subandinas.

A Formação Alter do Chão é composta por arenitos grossos, conglomerados de fácies de planície e leques aluviais, restritos à porção oriental da bacia, em um clima úmido caracterizado pelas bandas de ferro laterítico intercaladas com areia, em uma paleodrenagem com direção leste-oeste que desembocava no Oceano Pacífico. Já a Formação Solimões é caracterizada por pelitos contendo restos vegetais e conchas, depositados por rios meandantes de baixa energia em uma região isolada de lagos de água doce assoreados, durante o período de soerguimento da cadeia Andina no Paleógeno. Após o ápice do soerguimento, durante o Mioceno, a bacia passou a ser alimentada por sedimentos oriundos da cadeia montanhosa e a rede de drenagem passou a desembocar no Oceano Atlântico (Cunha *et al.*, 2007).

No extremo leste da Bacia do Amazonas, ocorrem sedimentos predominantemente arenosos e secundariamente argilosos, do Paleógeno (Paleoceno-Eoceno) com características distintas dos sedimentos terciários essencialmente argilosos da Formação Solimões (Mioceno-Plioceno). Esses sedimentos são relacionados à fase pós rifte da Bacia do Marajó (Galvão, 2004), oriundos de uma intensa deposição de sedimentos arenosos em ambientes flúvio-deltaicos e fluviais com pequenas contribuições marinhas.

## 2.5 Análise de subsidência

A análise de subsidência tem como finalidade produzir a curva de subsidência tectônica e as taxas de acumulação sedimentar ao longo do tempo. As unidades estratigráficas presentes na bacia hoje, apresentam espessura reduzida devido aos efeitos progressivos de compactação ao longo do tempo. Portanto, essa coluna estratigráfica não é um registro direto das taxas de acumulação sedimentar durante a deposição. O soterramento dessas unidades resulta na perda de porosidade das rochas, que pode ser provocada pela compactação mecânica, mudanças físico-químicas como a dissolução por pressão e, pela cimentação (Allen & Allen, 2013).

Para que a descompactação das unidades estratigráficas seja realizada, é necessário determinar a variação da porosidade de acordo com a profundidade. As porosidades podem ser estimadas a partir de perfis geofísicos e para esse trabalho o cálculo da porosidade foi feito a partir do perfil sônico descrito no item 2.6.

O incremento da carga sedimentar em uma bacia provoca uma subsidência adicional do embasamento, que ocorre pela substituição de água por sedimentos. Assim, a subsidência total é composta pela subsidência causada pela tectônica e pela subsidência provocada pela carga sedimentar (Allen & Allen, 2013).

A subsidência depende da resposta isostática da litosfera, assumindo-se que qualquer coluna vertical de sedimentos é compensada localmente, como determina o princípio da isostasia de Airy. Isso implica que a litosfera não suporta o acúmulo sedimentar progressivo resultando então na subsidência. De uma forma alternativa, a litosfera pode sofrer estiramentos e deformações laterais através de uma flexura regional. Assim, a mesma carga sedimentar vai provocar uma menor subsidência pois neste caso a litosfera possui resistência suficiente para causar flexura (Allen & Allen, 2013).

O método que permite a separação dos efeitos da carga sedimentar da subsidência total de uma bacia de modo a obter a contribuição tectônica, é conhecido como *backstripping*, e será abordado no próximo item.

### 2.5.1 Técnica de *backstripping*

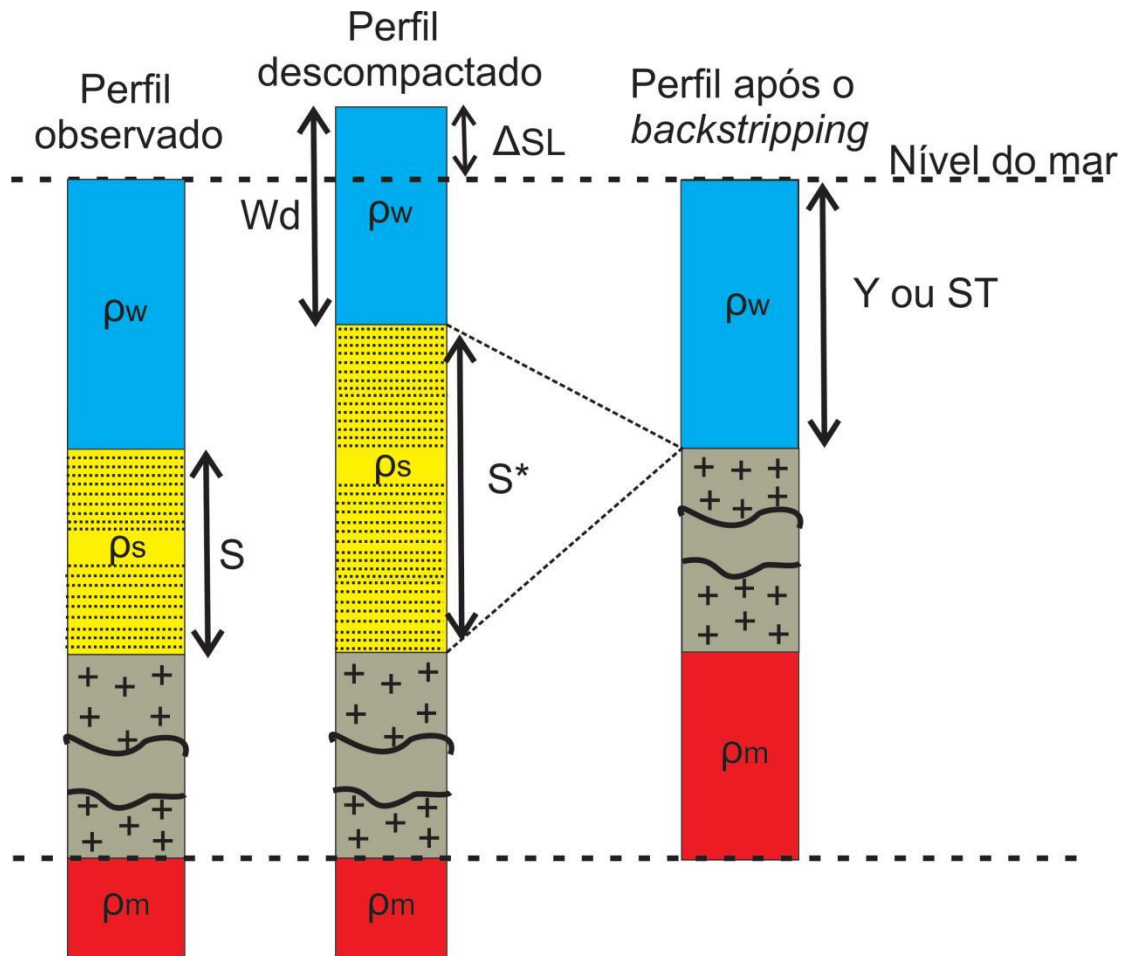
O termo *backstripping* foi desenvolvido em 1976 por Watts & Ryan e incrementado em 1978 por Steckler & Watts. É uma técnica que realiza a sucessiva remoção de camadas sedimentares de modo a estimar quantitativamente a profundidade que o embasamento estaria na ausência de carga sedimentar e água, sendo assim possível, definir a história de subsidência de uma bacia (Figura 2.12).

Essa técnica pode ser realizada em uma, duas ou três dimensões. A unidimensional considera o modelo de isostasia de Airy, já os de duas e três dimensões consideram a isostasia flexural em que a compensação isostática leva em consideração as variações laterais na carga (Fossen, 2012). Neste trabalho foi utilizada a técnica em uma dimensão, o modelo de Airy.

Para o modelo 1D de isostasia de Airy, os sedimentos remanescentes são descompactados e restaurados isostaticamente, assim as mudanças nas cargas de superfície são compensadas localmente por mudanças na espessura da crosta (Watts & Ryan, 1976; Mello, 1989).

O seu uso é menos comum em bacias distensivas com o intuito de determinar a magnitude do estiramento litosférico da taxa de subsidência pós rifte, no entanto alguns autores relatam seu uso em todos os tipos de bacias. De acordo com Einsele (1992), através do *backstripping*, consegue-se obter a subsidência tectônica, o deslocamento vertical do embasamento provocado por esforços litosféricos, como a distensão litosférica e mudanças na espessura e densidade da crosta.

A técnica de *backstripping* é considerada recente, e foi desenvolvida durante um estudo para avaliar quantitativamente a contribuição da carga sedimentar na subsidência das margens do Golfo de Lyon na França e na costa Leste dos EUA. O objetivo desta técnica era de isolar a componente tectônica do embasamento, removendo os efeitos isostáticos causados pela anomalia da carga sedimentar.



embasamento

$\rho_w$  - densidade da água

$\rho_s$  - densidade dos sedimentos

$\rho_m$  - densidade do manto

$\Delta SL$  - variação do nível do mar

$W_d$  - paleobatimetria

$S$  - espessura das camadas observadas

$S^*$  - espessura das camadas descompactadas

$Y$  ou  $ST$  - *backstripping* ou subsidência tectônica

Figura 2.12 - Representação da técnica de *backstripping* (Adaptado de Cunha, 2008; Steckler & Watts, 1978).

Em 1978, Steckler & Watts deram continuidade à técnica na margem continental de Nova Iorque (EUA), com o intuito de entender a gênese da subsidência. Autores como Sclater & Christie (1980), Haddad *et al* (2001), Cunha (2008), Xie & Heller (2009), entre outros fundamentaram seus trabalhos na técnica de *backstripping*.

A técnica baseia-se essencialmente na espessura das camadas sedimentares e nas idades de seus topos, outros parâmetros definidos por Steckler & Watts (1978) como dados de paleobatimetria e variações globais do nível do mar também são relevantes e estão explicitados na equação de *backstripping*.

Equação de *backstripping* segundo Steckler & Watts (1978):

$$Y = S \left[ \frac{(\rho_m - \rho_s)}{(\rho_m - \rho_w)} \right] + Wd - \Delta SL \left[ \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)} \right]$$

Onde:

$Y$  = *backstripping*

$Wd$  = paleobatimetria

$S$  = espessura das camadas na época de deposição

$\rho_m$  = densidade do manto

$\rho_w$  = densidade da água

$\rho_s$  = densidade dos sedimentos

$\Delta SL$  = variação do nível do mar



A paleobatimetria e variações globais do nível do mar, são dados extremamente difíceis de serem adquiridos devido ao seu alto grau de incerteza. Allen & Allen (2005), sugerem a obtenção de dados de paleobatimetria através de estudos de micropaleontologia a partir de poços. Para este trabalho, os dados de paleobatimetria não foram obtidos, pois a Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica que teve pouca influência marinha ao longo do seu registro sedimentar, portanto nem as variações globais do nível do mar foram consideradas para o cálculo. Além disso muitos autores (Allen & Allen, 2005; Xie & Heller, 2009) não os consideram devido a dificuldade de se obter dados micropaleontológicos e de não haver um consenso sobre uma curva eustática global.

A descompactação das seqüências sedimentares considera a perda progressiva de porosidade conforme a profundidade de sedimentação, ou seja, quanto maior a profundidade, maior é a taxa de compactação e menor é a porosidade das rochas. Por isso, faz-se necessário remover as seqüências sedimentares até atingir o embasamento e um parâmetro importante para a técnica de *backstripping*, é a determinação da porosidade atual das rochas, após terem sido compactadas. A determinação da porosidade neste trabalho, baseou-se na Equação de Wyllie a partir das velocidades dos perfis sônicos que será apresentada no próximo item.

Assim, os resultados gerados são as curvas de subsidência tectônica e da taxa de acumulação sedimentar através do tempo, assim como as curvas de *backstripping*, úteis na investigação dos mecanismos formadores de bacias sedimentares (Allen & Allen, 2013).

## 2.6 O Perfil Sônico como determinante da porosidade

O perfil sônico é uma das ferramentas geofísicas mais usadas para estimativa da porosidade em virtude da relação direta entre o tempo de propagação da onda sísmica e a porosidade (Wyllie *et al*, 1956), como pode ser visto a seguir na equação de Wyllie:

$$\frac{1}{v} = \frac{\phi}{v_f} + \frac{1-\phi}{v_m}$$

Onde:

$\phi$  = porosidade da rocha

$v$  = velocidade da formação (s/pé)

$v_f$  = velocidade dos fluidos intersticiais (s/pé)

$v_m$  = velocidade da matriz rochosa (s/pé)

O perfil ou curva é obtido através de uma sondagem contínua que possui como base física a emissão radial de impulsos sísmicos (alta amplitude num curto espaço de tempo) a partir de um transmissor de frequência constante em unidades KHz e então recebidos por dois receptores em locais determinados e fixos.

Esse perfil permite fornecer informações das rochas em subsuperfície através das diferentes velocidades em diferentes tipos de rochas. O perfil corrido para sua análise é, na verdade, o dt ou sônico onde o que é medido é o tempo de trânsito, isto é, o inverso da velocidade. Sua unidade é o microsegundo por pé ( $\mu$ s/ft).

O perfil sônico de acordo com Wyllie (1949) pode ser utilizado como determinante da porosidade intergranular das rochas sedimentares devido à correlação existente entre o tempo de trânsito e a porosidade. Essa correlação determina as velocidades de propagação das ondas acústicas através das formações (Nery, 2013).

Segundo Raymer *et al.*, 1980, a equação de Wyllie pode ser reescrita em função do tempo de trânsito.

$$\phi_{sônico} = \frac{\Delta t_{log} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}$$

Onde:

$\phi_{\text{s\^o n i c o}}$  = porosidade

$\Delta t_{\text{l o g}}$  = tempo de tr\^a n s i t o d o p e r f i l ( $\mu\text{s/p\^e}$ )

$\Delta t_{\text{m a}}$  = tempo de tr\^a n s i t o d a m a t r i z r o c h o s a ( $\mu\text{s/p\^e}$ )

$\Delta t_{\text{f}}$  = tempo de tr\^a n s i t o d o s f l u i d o s i n t e r s t i c i a i s ( $\mu\text{s/p\^e}$ )

Um fator de correção “c” para as porosidades calculadas pelo perfil S\^o n i c o \u00e9 levado em considera\u00e7\~a o para as rochas n\~a o compactadas, tendo em vista que uma maior quantidade de \u00e1gua, em rela\u00e7\~a o \u00e0 matriz, promove uma atenua\u00e7\~a o nas ondas em forma de leve estiramento (*stretch*) das amplitudes e, conseq\u00fcentemente, aumento do tempo medido. Convencionou-se considerar uma camada permoporosa como sendo compactada, quando o tempo m\u00e9dio dos folhelhos sobre e sotopostos estiverem na ordem de  $\Delta t_{\text{sh}} \leq 100 \mu\text{s/p\^e}$  (Nery, 2013).

O fator “c” varia de acordo com diversos fatores, como a \u00e1rea, o ambiente, a forma\u00e7\~a o e pode variar entre 0,8 e 1,2. Tais valores resultam de observa\u00e7\~o es pr\u00e1ticas e experimentais. Ocorrendo folhelhos com valores inferiores a esse limite estabelecido, n\~a o se deve efetuar a corre\u00e7\~a o (Nery, 2013).

Para esse trabalho, a porosidade pela equa\u00e7\~a o de Wyllie foi calculada a partir dos tempos de tr\^a n s i t o obtidos diretamente dos perfis s\^o n i c o s. Essa porosidade obtida foi essencial para o c\u00e1lculo do *backstripping*, no entanto, tamb\u00e9m foi necess\u00e1rio recorrer aos dados da literatura para obter as porosidades iniciais para cada litologia. Essas porosidades s\~a o abordadas no item 3.4.

## Capítulo III - Metodologia

### 3.1 Introdução

Afim de melhor entender a evolução da subsidência na Bacia do Amazonas, essa dissertação baseia-se em uma metodologia que engloba dados extraídos de poços e técnicas recentes de descompactação (*backstripping*), de modo a obter curvas de compactação construídas com o programa MATLAB® que permitiram contar de forma simplificada a história de subsidência da Bacia do Amazonas.

### 3.2 Área de Estudo e Base de Dados

A área do presente estudo, delimitada na Figura 3.1 (a) se concentra entre o município de Manaus e a divisa entre os Estados do Amazonas e do Pará, na porção oeste da Bacia do Amazonas mais próxima ao Arco de Purus.

Para a realização deste trabalho, foram utilizados dados de 4 poços públicos cedidos pelo BDEP (Banco de Dados de Exploração e Produção) da ANP (Agência Nacional do Petróleo). Os prefixos dos poços assim como as suas localizações dadas em coordenadas UTM estão descritos na Tabela 1 e localizados na Figura 3.1 (b).

Poços	Localização (UTM)
1-PE-0003-AM	X: 9665220.8
	Y: 235123.2
2-PEST-0002-AM	X: 9682299.7
	Y: 215076.2
1-RUT-0001-AM	X: 9696930.0
	Y: 368738.5
1-BRSA-0098-AM	X: 9724424.4
	Y: 388598.6

Tabela 1 - Nomes dos poços e suas respectivas localizações em coordenadas UTM.

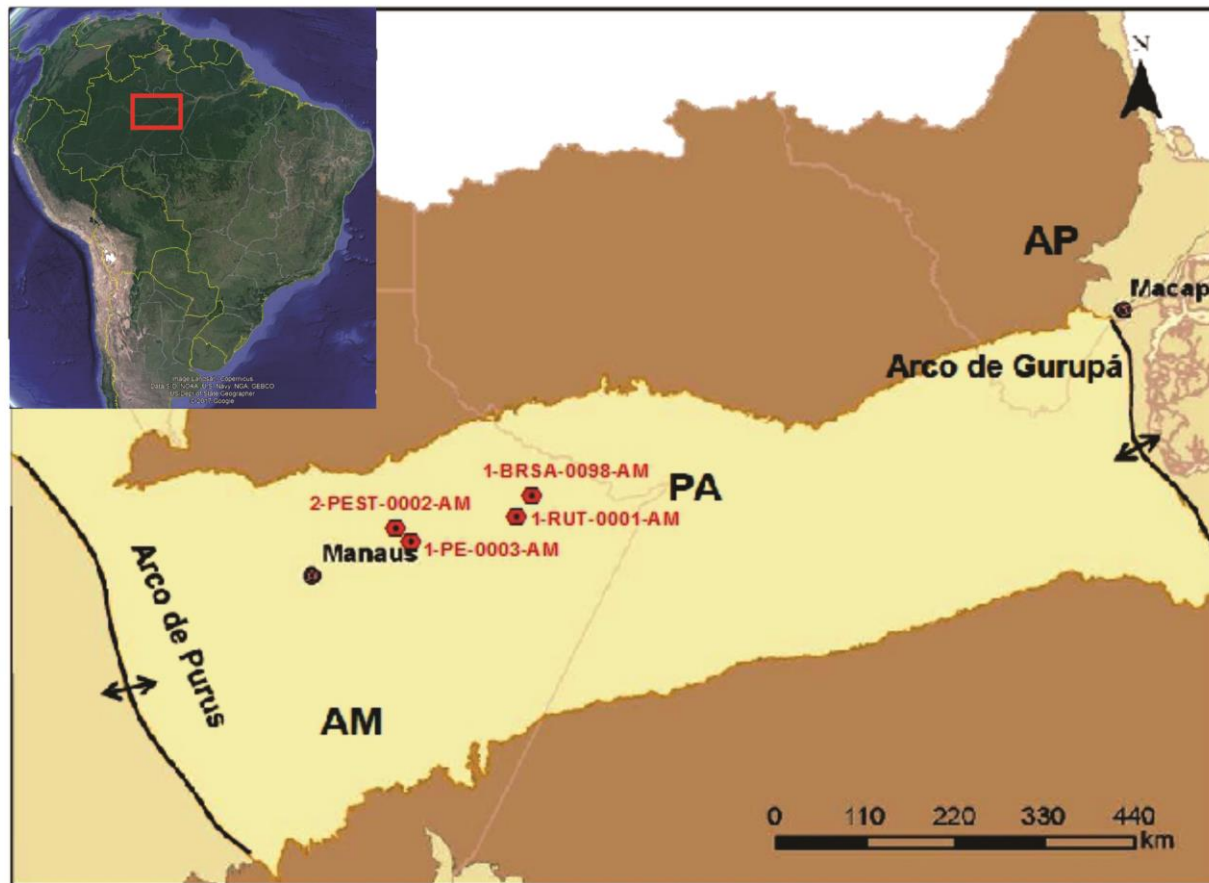


Figura 3.1 - Mapa simplificado da Bacia do Amazonas georreferenciado com a localização dos poços. Em menor escala, imagem do Google Earth da América do Sul com destaque para o retângulo vermelho com a área aproximada dos poços.

### 3.3 Análise de Dados dos Poços

Inicialmente foi realizada uma análise prévia dos conteúdos dos poços, como as litologias presentes, as profundidades máximas e os perfis corridos para cada um deles. Os perfis corridos para cada poço encontram-se na Tabela 2, enquanto que as litologias presentes e suas respectivas formações encontram-se nas Tabelas 3 e 4 e serão exploradas ao longo do item.

PERFIS							
POÇOS	<i>Gamma Ray</i>	SP	Caliper	Resistividade	Sônico	Neutrônico (NPHI)	Densidade
1-PE-0003-AM	✓	✓	✓	✓	✓	x	x
2-PEST-0002-AM	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
1-RUT-0001-AM	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
1-BRSA-0098-AM	✓	✓	x	✓	✓	✓	✓

Tabela 2 - Dados dos perfis corridos para cada poço.

#### 3.3.1 Análise litológica

A equação de Wyllie reescrita para os tempos de trânsito mencionada no item 2.6 apresenta como uma das variáveis o tempo de trânsito da matriz rochosa ( $\Delta t_{ma}$ ). Para obter esse valor foi necessário determinar a litologia predominante em cada formação presente no poço.

Essa análise pode ser feita baseando-se somente em trabalhos já publicados sobre as litologias encontradas no registro geológico da bacia. No entanto, com o intuito de obter um resultado mais acurado e não desprezando os dados dos poços, foi feita uma correlação inicial entre as litologias encontradas na literatura com aquelas presentes nos poços a partir do perfil *Gamma Ray*.

De um modo geral, a correlação não apresentou grandes discrepâncias, muitas das litologias já descritas pela literatura estavam predominando nos poços. Porém, em algumas formações, foi observada a predominância de litologias diferentes da literatura e, por esse motivo, decidiu-se por adotar a litologia predominante nos dados dos poços. As tabelas 3 e 4 apresentam as composições litológicas em percentual de cada poço, na tabela 3, observa-se que a Formação Oriximiná foi erodida na localidade do poço 2-PEST-0002-AM.

<b>1-PE-0003-AM</b>							
<b>Formações</b>	<b>Composição média em %</b>						
	Anidrita	Arenito	Argilito	Carbonato	Diamictito	Folhelho	Siltito
Alter do Chão	0	81,3	18,7	0	0	0	0
Nova Olinda	25,5	11,6	0	27,8	0	28,6	6,5
Itaituba	41,8	0	0	35,8	0	12,7	9,7
Monte Alegre	0	57,7	0	30,8	0	11,5	0
Oriximiná	0	0	0	0	67,4	32,6	0
Curiri	0	14,7	0	0	0	0	0
Barreirinha	0	0	0	0	0	86,6	13,4
Ererê	0	22,2	0	0	0	62,3	15,5
Maecuru	0	48,8	0	0	0	28,6	22,6
Manacapuru	0	42,8	0	0	0	25,9	31,3
Pitinga	0	0	0	0	0	79,7	20,3
<b>2-PEST-0002-AM</b>							
<b>Formações</b>	<b>Composição média em %</b>						
	Anidrita	Arenito	Argilito	Carbonato	Diamictito	Folhelho	Siltito
Alter do Chão	0	89,5	10,5	0	0	0	0
Nova Olinda	19,3	7,1	0	19,3	0	36,8	17,5
Itaituba	40	1,4	0	24,6	0	28,6	4,8
Monte Alegre	0	17,6	0	53	0	29,4	0
Oriximiná	0	0	0	0	0	0	0
Curiri	0	0	0	0	81,5	18,5	0
Barreirinha	0	0	0	0	0	100	0
Ererê	0	17,1	0	0	0	64,5	18,4
Maecuru	0	75,2	0	0	0	24,8	0
Manacapuru	0	11,1	0	0	0	23,8	65,1
Pitinga	0	11,93	0	0	0	82,1	5,97
Nhamundá	0	79,8	0	0	0	14,7	5,5
Autás Mirim	0	69,1	0	0	0	30,9	0

Tabela 3 - Composição litológica das formações presentes nos poços 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM, expressa em porcentagem média.

<b>1-RUT-0001-AM</b>								
<b>Formações</b>	<b>Composição média em %</b>							
	Anidrita	Arenito	Argilito	Carbonato	Diamictito	Halita	Folhelho	Siltito
Alter do Chão	0	78,8	21,2	0	0	0	0	0
Nova Olinda	28,3	4,1	0	16,1	0	21	13,5	17
Itaituba	35,9	11,8	0	25	0	0	24	3,3
Monte Alegre	0	77,3	0	0	0	0	22,7	0
Faro	0	65,5	0	0	0	0	34,5	0
Oriximiná	0	46,6	0	0	31,9	0	21,5	0
Curiri	0	0	0	0	64,7	0	10,5	24,8
Barreirinha	0	0	0	0	0	0	100	0
Ererê	0	15,2	0	0	0	0	84,8	0
Maecuru	0	70,6	0	0	0	0	29,4	0
Manacapuru	0	52,3	0	0	0	0	47,7	0
Pitinga	0	0	0	0	0	0	100	0
<b>1-BRSA-0098-AM</b>								
<b>Formações</b>	<b>Composição média em %</b>							
	Anidrita	Arenito	Argilito	Carbonato	Diamictito	Halita	Folhelho	Siltito
Alter do Chão	0	86,1	13,9	0	0	0	0	0
Nova Olinda	25,8	8,6	0	14,9	0	19,1	21,4	10,2
Itaituba	36,9	2,2	0	65,3	0	0	26,2	0
Monte Alegre	0	56,2	0	0	0	0	43,8	0
Faro	0	80,4	0	0	0	0	19,6	0
Oriximiná	0	29,6	0	0	36,6	0	33,8	0

Tabela 4 - Composição litológica das formações nos poços RUT-0001-AM e BRSA-0098-AM, expressa em porcentagem média.



### 3.3.1.1 Presença de soleiras

Durante a análise litológica, foi constatado que somente os poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM apresentam registro de soleiras de diabásio no perfil composto. O fato dos poços 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM não apresentarem esse registro, se deve ao fato das soleiras serem corpos intrusivos e não contínuos pelo registro geológico.

Sobre a disposição das soleiras, é importante levar em consideração a localização dos poços, por isso a Figura 3.2 apresenta essa correlação espacial. Os perfis presentes na figura são uma representação simplificada dos encontrados nos perfis compostos.

Ao analisar a Figura 3.2, é possível observar que os 4 poços se encontram agrupados em pares com uma distância de aproximadamente 140 km entre esses pares. Os poços 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM estão mais próximos do Arco de Purus enquanto que 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM estão mais afastados. Esse é um fato relevante para a análise posterior da subsidência da bacia, pois essa distância entre eles pode gerar resultados divergentes devido às grandes variações litológicas que uma bacia sedimentar pode apresentar.

### 3.3.1.2 Presença de diamictito

Uma outra observação é a presença de diamictito na Formação Curiri, essa rocha pode ter diversas origens, mas, de acordo com a carta estratigráfica, essa formação foi depositada durante períodos glaciais. A Formação Curiri é um registro da Glaciação Devoniana encontrada em afloramentos na borda sul da bacia por Caputo (1984 e 1985), Caputo & Crowell (1985), Caputo *et al.* (2008) e Matsuda *et al.* (2010) e, descrito em testemunhos de sondagem por Caputo & Vasconcelos (1971), Carozzi *et al.* (1973), e Caputo *et al.* (2008). Nos afloramentos foram encontradas marcas de estrias que são originadas a partir do movimento de geleiras que causam abrasão sobre o substrato rochoso e, seixos facetados, estriados e polidos, resultados de transporte glacial (Caputo, 1984b).

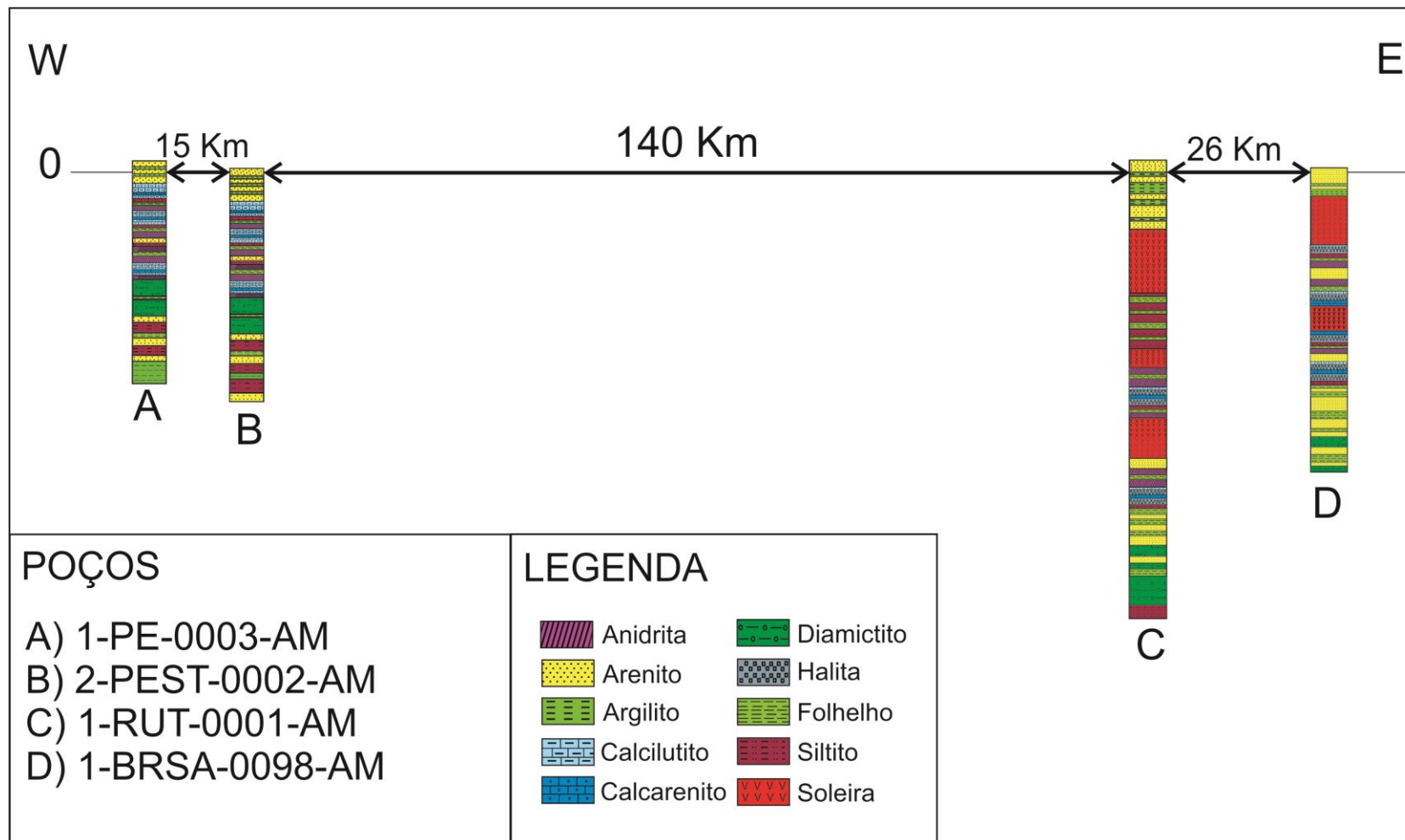


Figura 3.2 - Representação espacial em escala reduzida dos perfis de poços originais com suas distâncias aproximadas e nivelados a partir das cotas encontradas nos dados dos poços.

De acordo com a análise dos poços, também foi encontrado diamictito predominando na Formação Oriximiná, similares composicionalmente aos diamictitos da Formação Curiri. As formações Curiri e Oriximiná apresentam diamictitos distribuídos por toda a extensão da bacia e foram considerados de origem glacial inicialmente por De Moura em 1938. Esses diamictitos teriam sido depositados em paleoambientes continentais e marinhos no final do Devoniano. A bacia do Amazonas e adjacentes tiveram a influência de três glaciações, a primeira Siluriana, a segunda do Devoniano Superior, a que possui mais evidências na bacia, e a terceira no Carbonífero Inferior (Caputo, 1984b).

A partir de dados paleomagnéticos, Smith *et al.* (1981) identificaram que a parte central da América do Sul nos períodos Siluriano e Devoniano se encontrava no pólo sul. Assim, as glaciações na Bacia do Amazonas estariam diretamente relacionadas à movimentação do paleocontinente Gondwana sobre os centros glaciais.

### 3.3.1.3 Presença de evaporitos

As formações Itaituba, Nova Olinda e parte da Andirá constituem a Sequência Evaporítica denominada por Szatmari *et al* (1975) que se depositou num período de calma tectônica entre dois eventos orogênicos mundiais sob condições de clima árido em uma bacia intracontinental “faminta” por sedimentos devido ao isolamento parcial do Oceano Pacífico pelas cadeias hercínianas. Os evaporitos encontram-se intercalados com camadas siliciclásticas do Grupo Tapajós na bacia do Amazonas e também na bacia adjacente, bacia do Solimões com o Grupo Tefé.

Segundo Szatmari *et al* (1975) a Bacia do Amazonas apresenta um padrão de fácies típico de uma bacia evaporítica normal com predominância de carbonatos a oeste, próximo à área de influxo marinho gradando para anidritas e halita nas áreas mais afastadas e restritas.

Na porção leste da bacia, a diluição causada pelas águas continentais controlou a deposição de anidritas e carbonatos intercalados com arenitos dando à bacia uma forma concêntrica, com os carbonatos nas porções mais externas e halita ao centro.

A seqüência evaporítica e as soleiras de diabásio apresentam uma estreita relação, pois as soleiras posicionam-se preferencialmente na seqüência evaporítica junto às camadas de halita e folhelho. Segundo Szatmari *et al* 1975, durante o magmatismo Penatecaua, as halitas foram afetadas por termometamorfismo permitindo que essas espessas camadas atingissem temperaturas equivalentes às das soleiras intrusivas em torno de 800 a 1000°C que é acima do ponto de fusão da halita. Assim, a halita funde-se quando próxima às soleiras apresentando um caráter plástico, inviabilizando a sua contribuição para a descompactação da bacia. Dessa forma tanto os dados das soleiras quanto dos evaporitos não são contabilizados para o cálculo de *backstripping*.

### 3.4 Roteiro para o cálculo do *backstripping*

Desde 1976 quando a técnica de *backstripping* foi criada por Watts & Ryan (1976), diversos trabalhos foram publicados com diferentes formas de efetuar essa técnica. Muitos utilizam como base o MATLAB® com códigos de programação simples para o cálculo, e esse mesmo *software* foi o adotado para esse trabalho.

O código utilizado cedido por Canário (2017) foi escolhido por ter sido elaborado para o cálculo do *backstripping* da Bacia do Solimões, semelhante à Bacia do Amazonas por ambas serem intracratônicas e estarem dispostas lateralmente, separadas pelo Arco de Purus. O código se diferencia de outros já publicados por considerar a presença de evaporitos e soleiras e ao mesmo tempo separá-los do pacote sedimentar presente nos poços, por não serem susceptíveis à descompactação. O código cria uma nova unidade e nela são inseridos os dados referentes aos evaporitos e soleiras, permitindo assim a descompactação das unidades sedimentares. Ao final da descompactação os dados dos evaporitos e soleiras são incorporados no total para a geração das curvas de *backstripping*, subsidência tectônica e subsidência total.

Para os poços 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM foi utilizado o código A (Anexo 1.1) previamente utilizado por Canário (2017) e, para os poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM, foi utilizado o código B (Anexo 1.2) adaptado de Canário (2017), pois estes poços não apresentam intrusões vulcânicas.

O primeiro passo para a realização do cálculo do *backstripping*, foi a análise dos perfis sônicos, pois como descrito no item 2.6, é possível calcular a porosidade através das velocidades nos perfis sônicos. No item 3.3.1 foram apresentadas as composições litológicas em percentual de cada poço de acordo com as formações presentes.

No entanto, não foi possível considerar para o cálculo do *backstripping*, os poços em sua totalidade pois os perfis sônicos não foram corridos por toda a profundidade. A descontinuação de perfis nos poços está diretamente relacionada com o alvo de interesse de cada poço designado pelas empresas que atuaram na exploração, alvo esse que costuma ser a formação que atua como reservatório tanto de óleo quanto de gás.

Portanto, os perfis (Figuras 3.3 e 3.4), já apresentados na Figura 3.2, foram elaborados a partir dos dados de poços de forma que fosse possível amostrar a abrangência dos perfis sônicos para cada poço. Após determinar essa abrangência dos perfis, decidiu-se por agrupar as formações em unidades com base na análise prévia dos dados. Essas unidades foram relacionadas de acordo com os grupos presentes na carta estratigráfica da Bacia do Amazonas modificada de Cunha *et al.* 2007 (Figura 2.10).

Assim, foi construída a Tabela 5 para facilitar a visualização dos dados possíveis para a utilização no trabalho, tabela essa não mais com foco nas formações presentes nos poços e sim nas unidades que serão utilizadas para o cálculo do *backstripping*.

Os grupos presentes na carta são: Grupo Javari, Grupo Tapajós, Formação Faro, Grupo Curuá, Grupo Urupadi e Grupo Trombetas. A Formação Faro é descrita como um membro independente, já tendo pertencido ao Grupo Tapajós, mas de acordo com Cunha *et al.* (2007) considerada como um membro a parte, pertencendo assim à Sequência Neoviseana.

Para este trabalho, a Formação Faro também foi designada como uma unidade distinta, pois encontra-se marcada nos poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM, e foi mencionada em alguns relatórios recentes (ANP, 2008;2013) divulgados pela ANP para leilões de blocos exploratórios.

Após a divisão em unidades, foi necessário reunir os dados de entrada para a execução dos códigos do MATLAB®, como a profundidade, espessura e idade dos topos das unidades sedimentares e, as porosidades iniciais e finais.

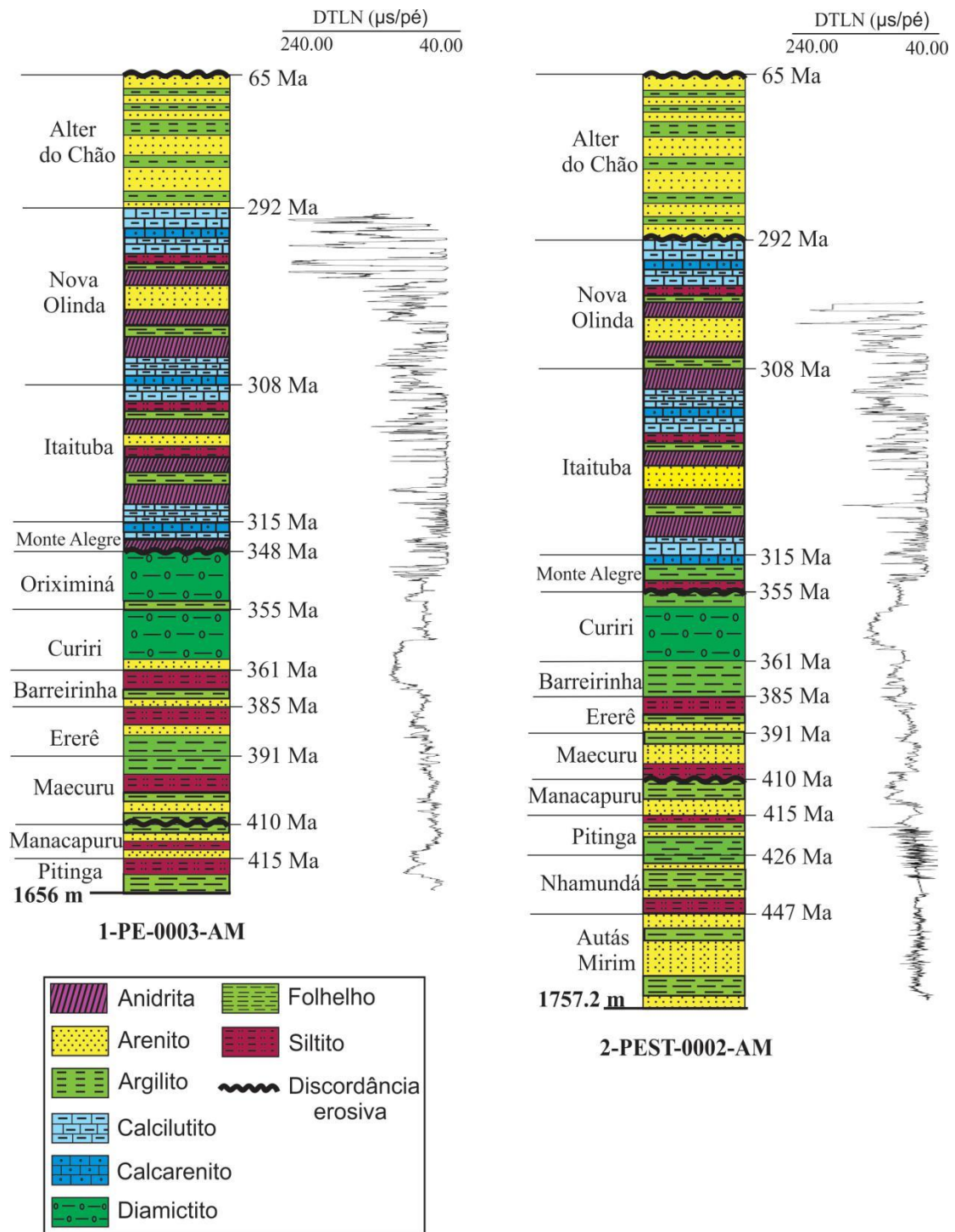


Figura 3.3 - Representação simplificada dos perfis de poços 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM com seus respectivos perfis sônicos.

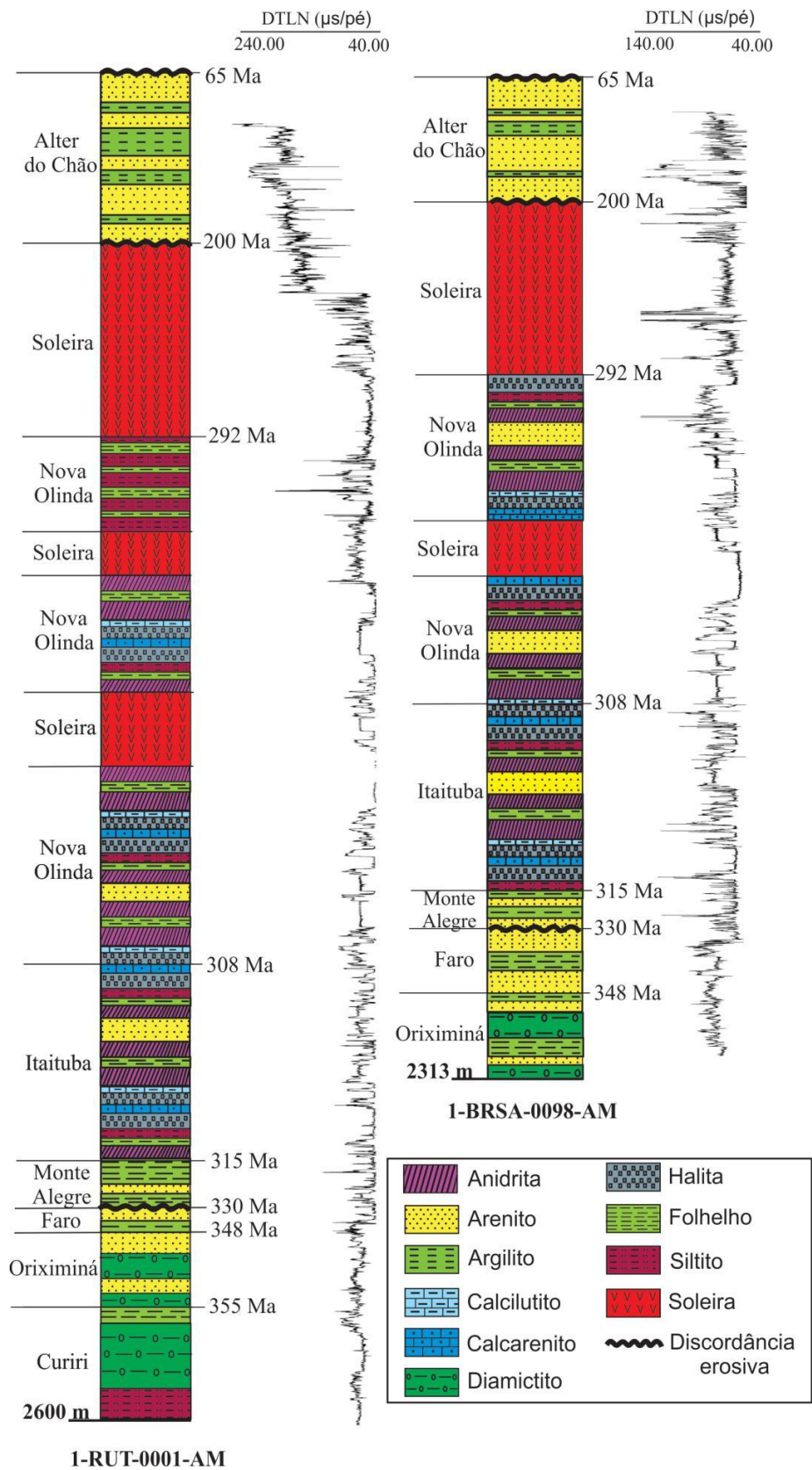


Figura 3.4 - Representação simplificada dos perfis de poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM com seus respectivos perfis sônicos.



POÇOS	UNIDADES	GRUPOS	FORMAÇÕES	POROSIDADE MÉDIA %	ESPESSURA (m)
<b>1-PE-0003-AM</b>	Unidade 1	Tapajós	Nova Olinda + Itaituba + Monte Alegre	19.3	731
	Unidade 2	Curuá	Oriximiná + Curiri + Barreirinha	12.2	218
	Unidade 3	Urupadi	Ererê + Maecuru	1.55	223
	Unidade 4	Trombetas	Manacapuru + Pitinga	0.94	146
<b>2-PEST-0002-AM</b>	Unidade 1	Tapajós	Nova Olinda + Itaituba + Monte Alegre	29.5	660
	Unidade 2	Curuá	Curiri + Barreirinha	21.3	151
	Unidade 3	Urupadi	Ererê + Maecuru	2.99	197
	Unidade 4	Trombetas	Manacapuru + Pitinga + Nhamundá + Autás Mirim	1.02	535
<b>1-RUT-0001-AM</b>	Unidade 1	Javari	Alter do Chão	25.5	368
	Unidade 2	Tapajós	(Soleira + Nova Olinda + Soleira + Nova Olinda + Soleira + Nova Olinda) + Itaituba + Monte Alegre	20.08	1842
	Unidade 3	Faro		18.7	55
	Unidade 4	Curuá	Oriximiná + Curiri	9.02	365
<b>1-BRSA-0098-AM</b>	Unidade 1	Javari	Alter do Chão	14.2	309
	Unidade 2	Tapajós	(Soleira + Nova Olinda + Soleira + Nova Olinda) + Itaituba + Monte Alegre	11.1	1736
	Unidade 3	Faro		1.25	51
	Unidade 4	Curuá	Oriximiná	5.19	213

Tabela 5 - Divisão das unidades consideradas para o cálculo do *backstripping* para cada poço, com as porosidades em % determinadas através Equação de Wyllie a partir de dados dos perfis sônicos.

Primeiramente, as profundidades dos topos das unidades assim como as suas espessuras, foram obtidas através da leitura direta nos poços. Os valores de espessura desprezam soleiras e evaporitos por não serem susceptíveis à descompactação como mencionado previamente. A porosidade inicial foi baseada na literatura de acordo com as porosidades propostas por Sclater & Christie (1980), enquanto que a porosidade final foi calculada a partir das velocidades dos perfis sônicos pela Equação de Wyllie em função do tempo de trânsito (item 2.6). Finalmente, as idades dos topos das unidades foram retiradas da carta estratigráfica da bacia modificada de Cunha *et al.* 2007 (Figura 2.10).

O código precisa inicialmente ser alimentado com dados tanto da literatura descritos na Tabela 6, como os obtidos para cada poço. A partir de todo esse conjunto de informações foi possível determinar as curvas de *backstripping*, subsidência total e subsidência tectônica pontual.

<b>Fluidos</b>	<b>Velocidades do tempo de trânsito <math>\Delta t_f</math> (<math>\mu\text{sec}/\text{ft}</math>)</b>
Água com 20 % NaCl	189
Água com 15 % NaCl	200
Água com 15 % NaCl	208
Água (pura)	218
Óleo	238
Metano	626
Ar	910
<b>Litologia (matriz)</b>	<b>Velocidades do tempo de trânsito <math>\Delta t_{ma}</math> (<math>\mu\text{sec}/\text{ft}</math>)</b>
Arenito inconsolidado	58.8
Arenito semi consolidado	55.6
Arenito consolidado	52.6
Calcário	47.6
Dolomito	43.5
Folhelho	167 até 62.5
Sal (halita)	67
Sal (anidrita)	54

Tabela 6 - Velocidades de tempo de trânsito usadas no cálculo da porosidade. (Adaptado de Carmichael, 1982).

## Capítulo IV - Resultados

Neste capítulo serão apresentadas as curvas de *backstripping* obtidas através da técnica de *backstripping*. Os resultados gerados consistem em gráficos com três curvas obtidas com a técnica, a curva de *backstripping*, a curva de subsidência total e a curva de subsidência tectônica. Neste capítulo os resultados serão analisados, inicialmente para cada poço e depois com a junção de todos em uma única curva, assim como algumas comparações com outras bacias intracratônicas. A interpretação conjunta dos resultados será abordada no próximo capítulo.

A subsidência inicial bem retilínea observada para o poço 2-PEST-0002-AM (Figura 4.1), inicia-se no Cambriano até o Ordoviciano Superior (540 Ma - 450 Ma). Essa fase retilínea é representada pelo embasamento da bacia, a partir desse ponto a subsidência torna-se progressivamente menor. Nas curvas desses dois poços, nota-se também uma mudança abrupta no comportamento da curva de subsidência tectônica marcada por um soerguimento. A curva obtida para o poço 1-PE-0003-AM, observada na figura 4.2, apresenta uma subsidência total constante, com um momento mais abrupto entre o Devoniano Médio e Superior (398 - 382 Ma). Essa mudança de comportamento teria uma possível origem tectônica.

As curvas referentes aos poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM, apresentaram diversos pontos de mudança de comportamento como podem ser observados nas figuras 4.3 e 4.4, respectivamente. Inicialmente as curvas apresentam um degrau em que ocorre a mudança de uma subsidência lenta para uma mais abrupta no Mississipiano (332 Ma) persistindo até o Pennsylvaniano (315 Ma). A partir desse ponto ocorre um novo momento com uma subsidência mais rápida até o Cretáceo Inferior (121 Ma), porém de menor magnitude que a do Mississipiano. A mesma mudança de comportamento observada nas curvas de subsidência tectônica dos poços anteriores marcada por um soerguimento, também foi observada para estes poços.

Para uma melhor compreensão dos resultados, uma representação das curvas de *backstripping* para todos os poços é apresentada na figura 4.5. A partir dessa figura notam-se dois padrões diferentes de curvas, um para o poço 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM e outro para os poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM. Esses

padrões diferenciados devem-se ao fato de como observado na figura 3.2, os pares de poços apresentarem uma considerável distância entre eles.

Como este trabalho foi idealizado a partir do código do MATLAB® cedido por Canário (2017), a figura 4.6 foi confeccionada de tal forma que possibilitasse uma comparação entre as curvas de *backstripping* obtidas nos dois trabalhos. As curvas obtidas por Canário (2017) para a Bacia do Solimões (Figura 4.6 a) apresentaram poucas semelhanças com as da Bacia do Amazonas (Figura 4.6 b), com destaque para os pontos de inflexão semelhantes para alguns poços no Jurássico (200 Ma), referentes às soleiras do Magmatismo Penatecaua.

Muitos trabalhos de análise de *backstripping* vêm sendo realizados também internacionalmente, de modo que os poços da Bacia do Amazonas pudessem ser comparáveis a poços de bacias intracratônicas mundialmente conhecidas, as figuras 4.7 e 4.8 foram adaptadas de um trabalho de Xie & Heller (2009). Os poços 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM (Figura 4.7) apresentaram padrões similares aos da Bacia de Williston na América do Norte, com um padrão inicial retilíneo seguindo para uma subsidência suave. Enquanto que os poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM (Figura 4.8) apresentaram semelhanças com as bacias de Williston na América do Norte, a do Nordeste da Alemanha e a Bacia do Paraná. Inicialmente, todas as curvas da Bacia do Amazonas assemelham-se com as bacias de Williston e Alemanha devido à uma subsidência inicial retilínea dando sequência a uma curva mais acentuada similar neste momento à Bacia do Paraná, finalizando com uma subsidência lenta e gradual.

Concluindo as análises, foi realizada uma comparação das curvas de *backstripping* deste trabalho com curvas de duas bacias intracratônicas da África, Congo e Karoo e as outras duas bacias intracratônicas paleozóicas do Brasil, Parnaíba e Paraná, representada na figura 4.9. As curvas apresentaram bastante similaridade entre si com uma subsidência inicial mais abrupta e várias quebras de constância.

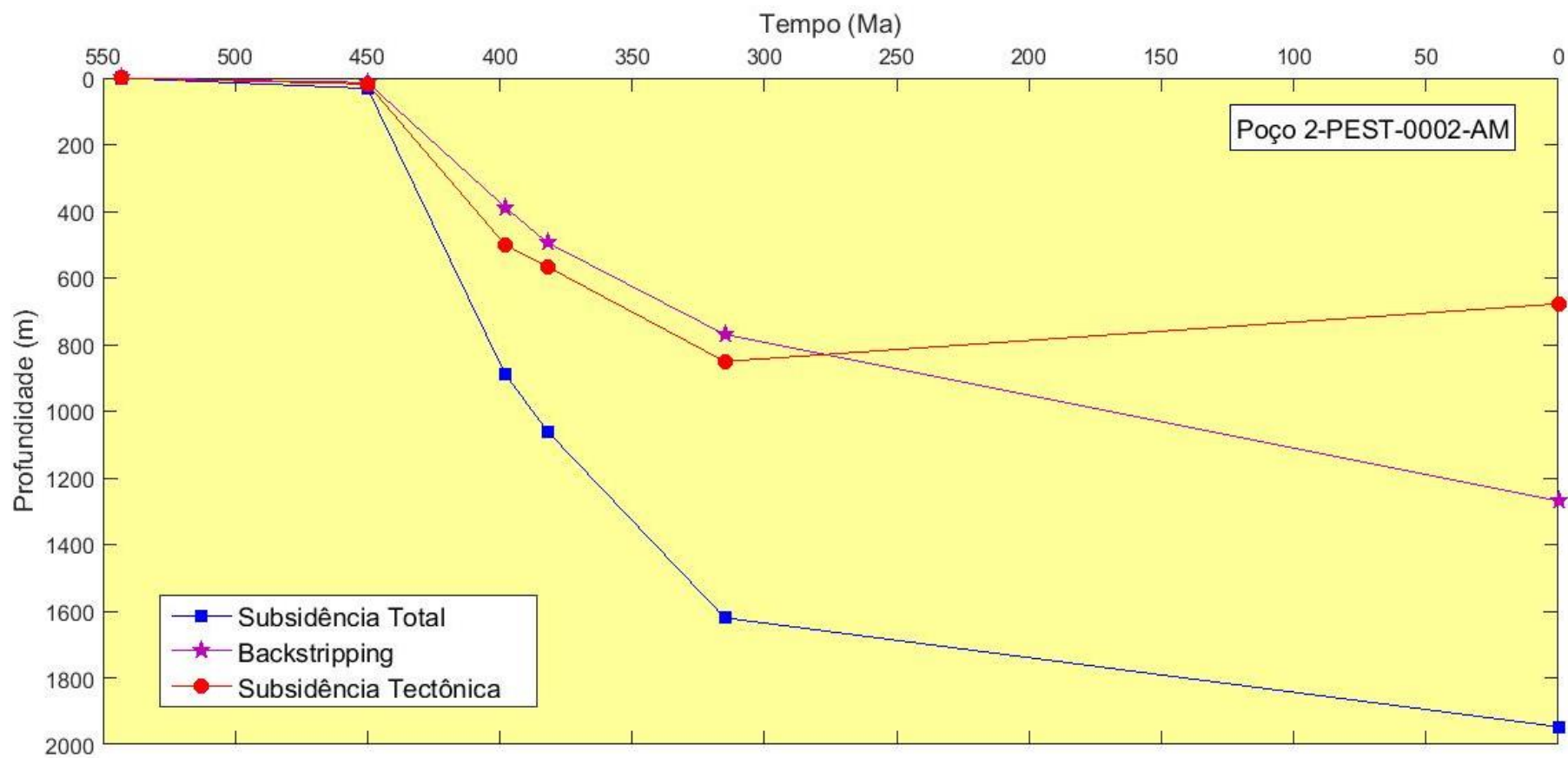


Figura 4.1 - Curva de *backstripping* para o poço 2-PEST-0002-AM.

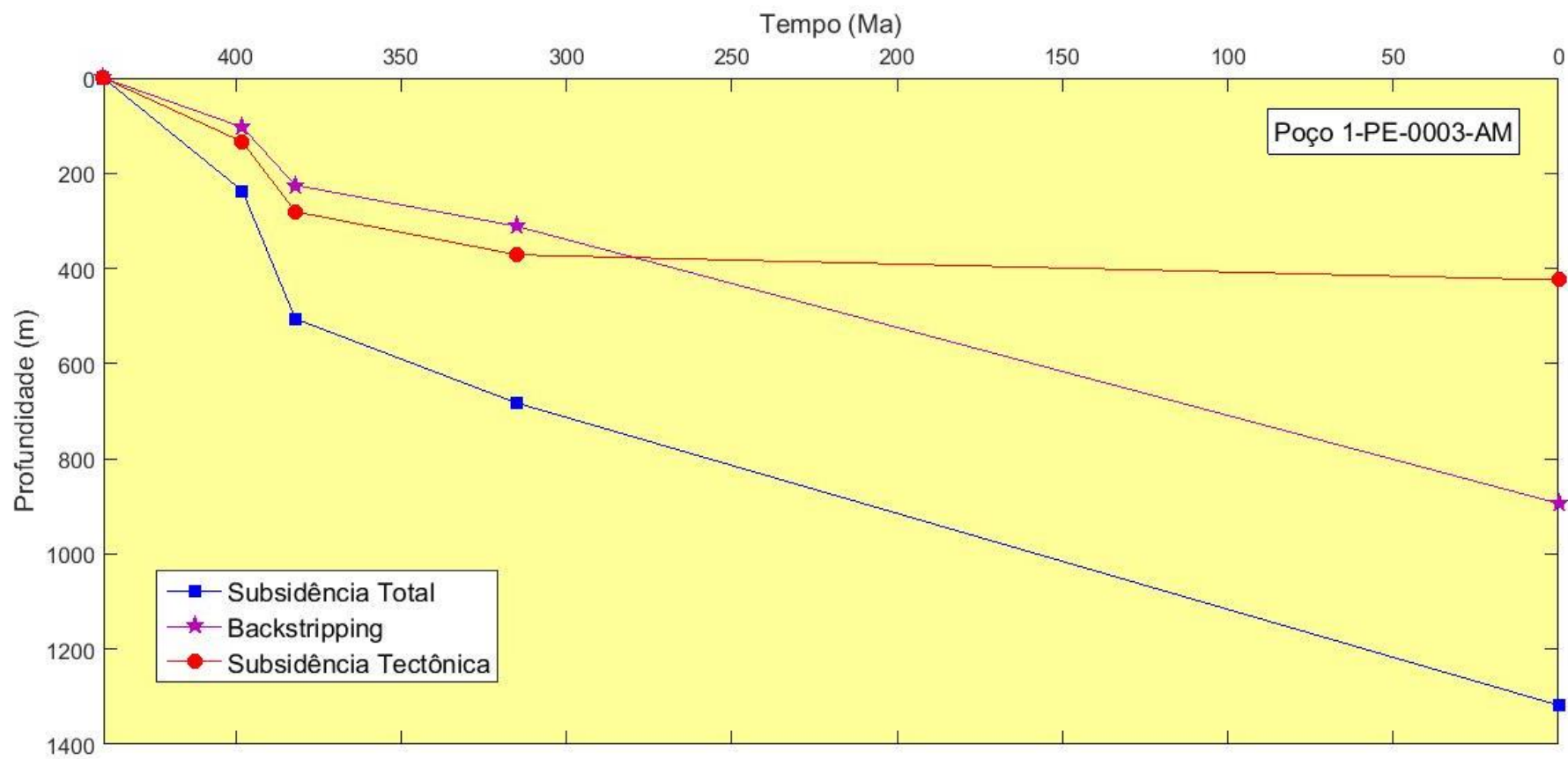


Figura 4.2 - Curva de *backstripping* para o poço 1-PE-0003-AM.

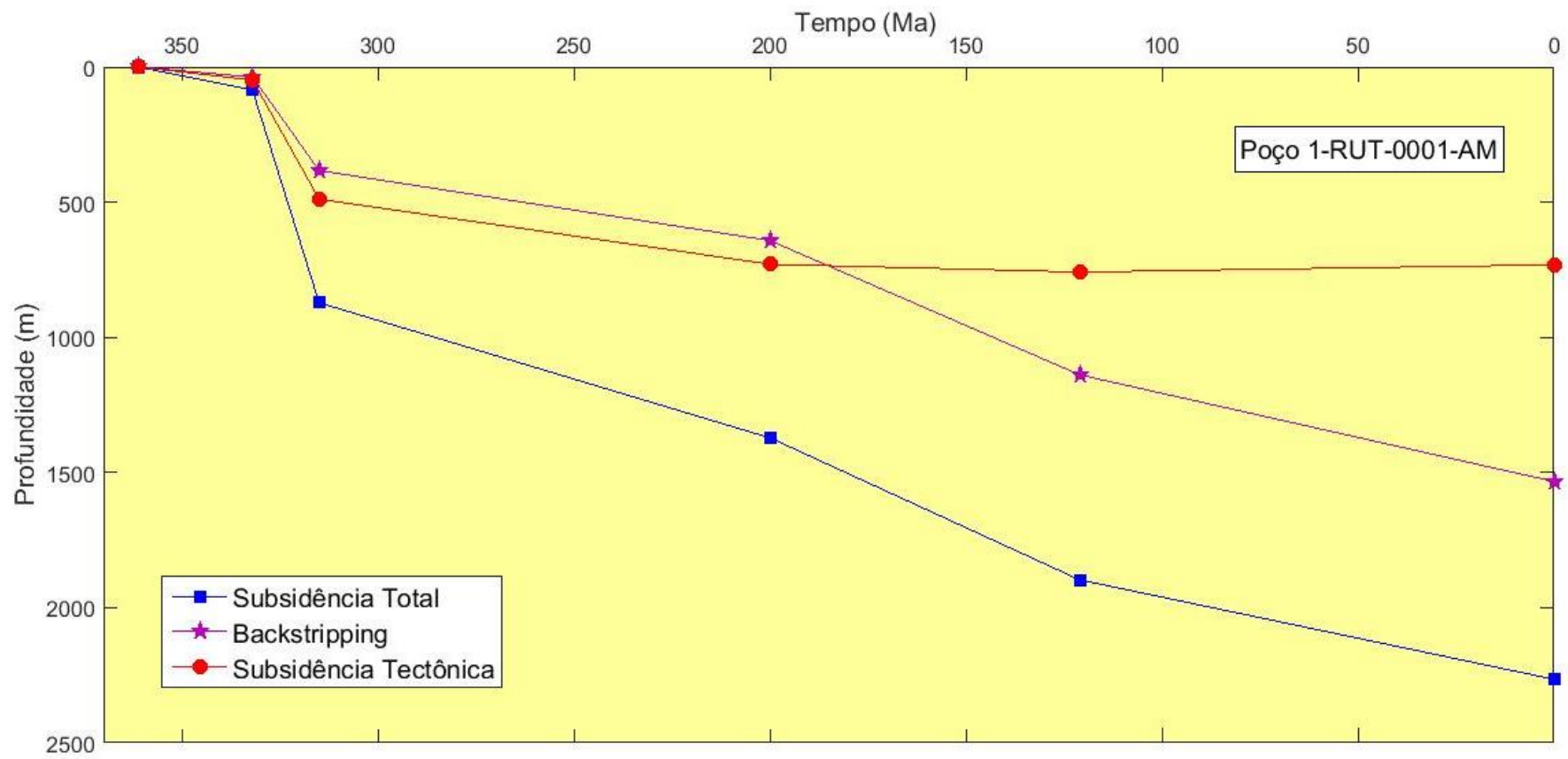


Figura 4.3 - Curva de *backstripping* para o poço 1-RUT-0001-AM.

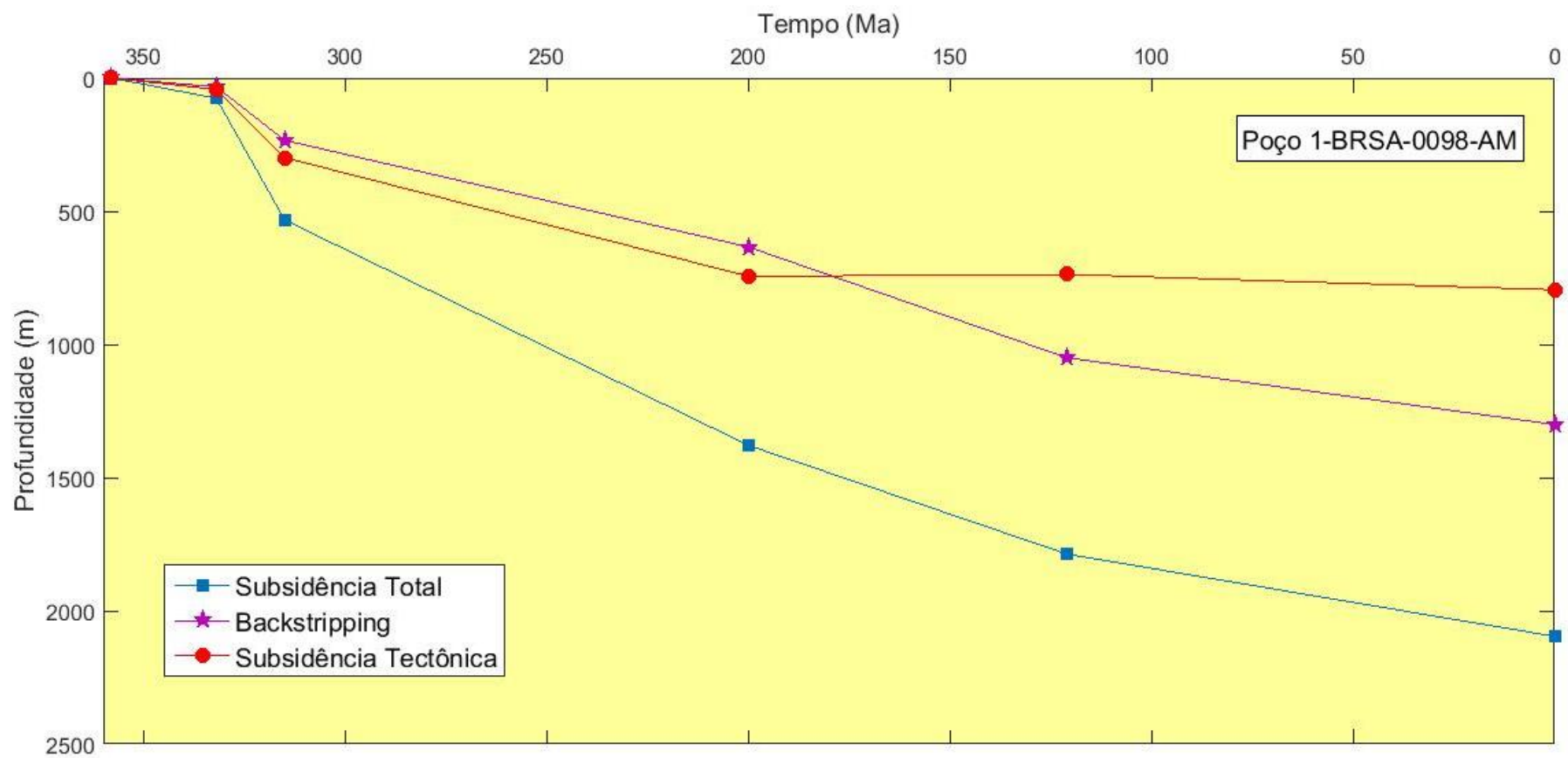


Figura 4.4 - Curva de *backstripping* para o poço 1-BRSA-0098-AM.



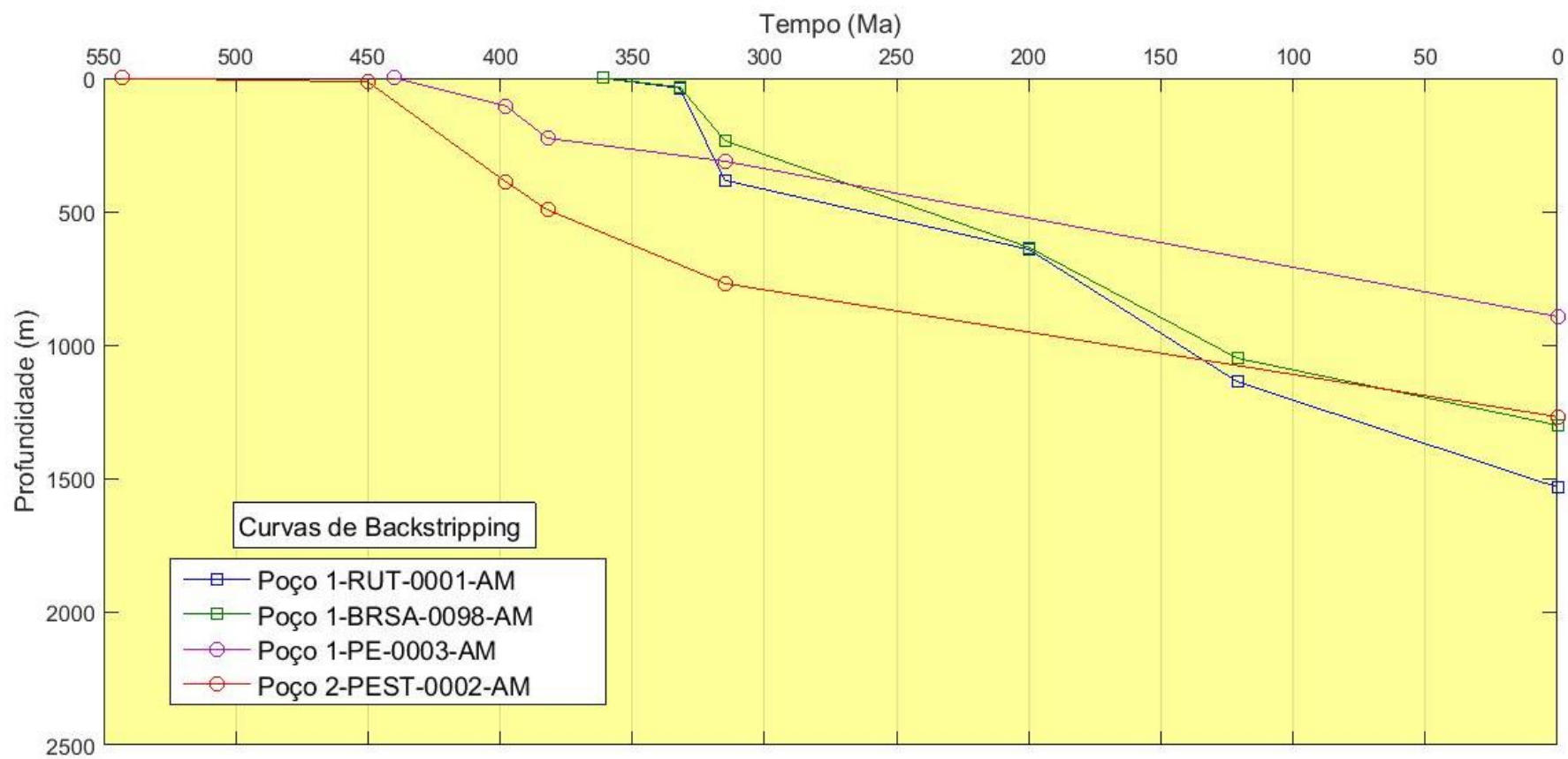


Figura 4.5 - Curvas de *backstripping* para todos os poços.

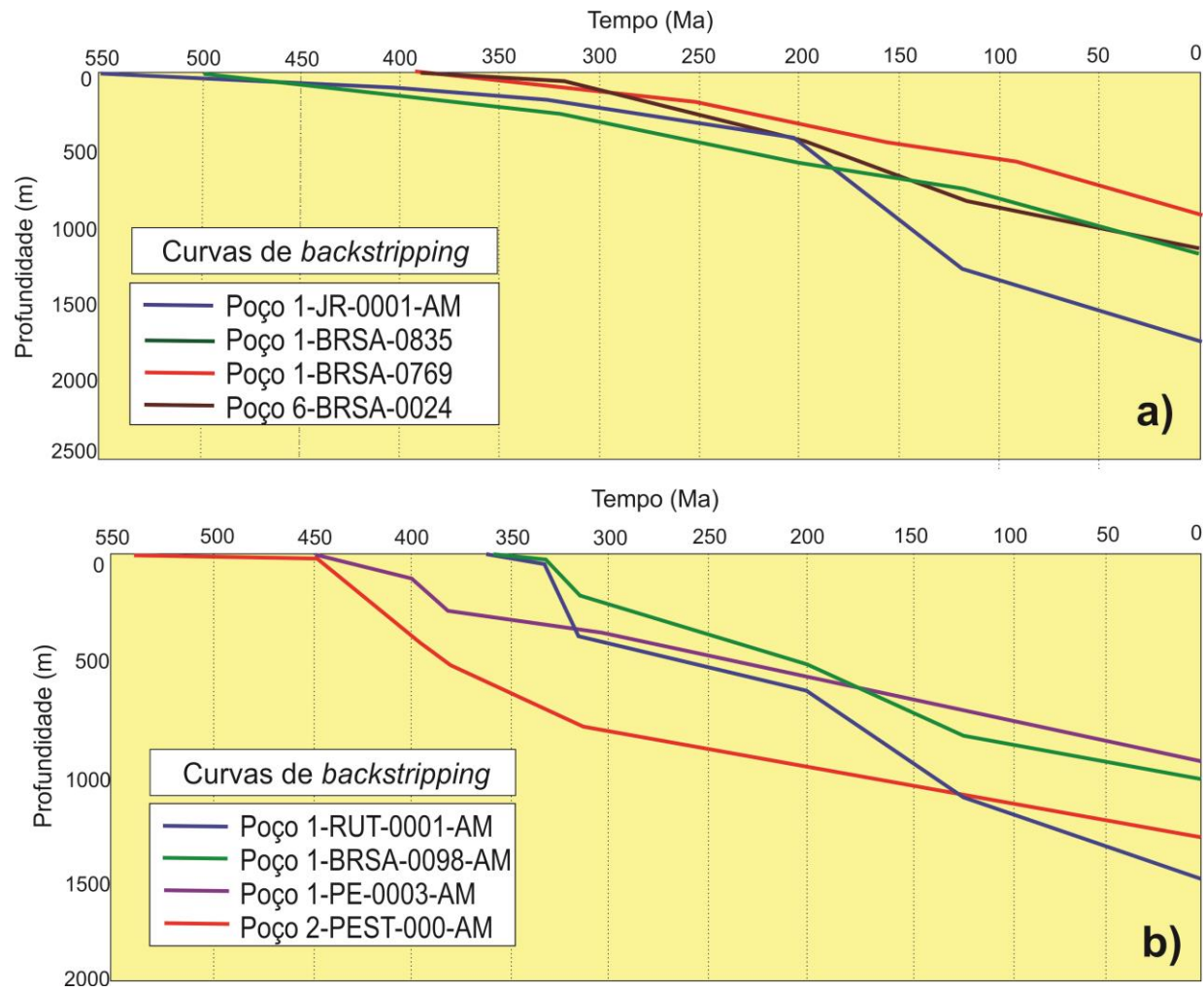


Figura 4.6 - Comparação das curvas de *backstripping* para todos os poços com as obtidas por Canário (2017), figura a com as deste trabalho na figura b.

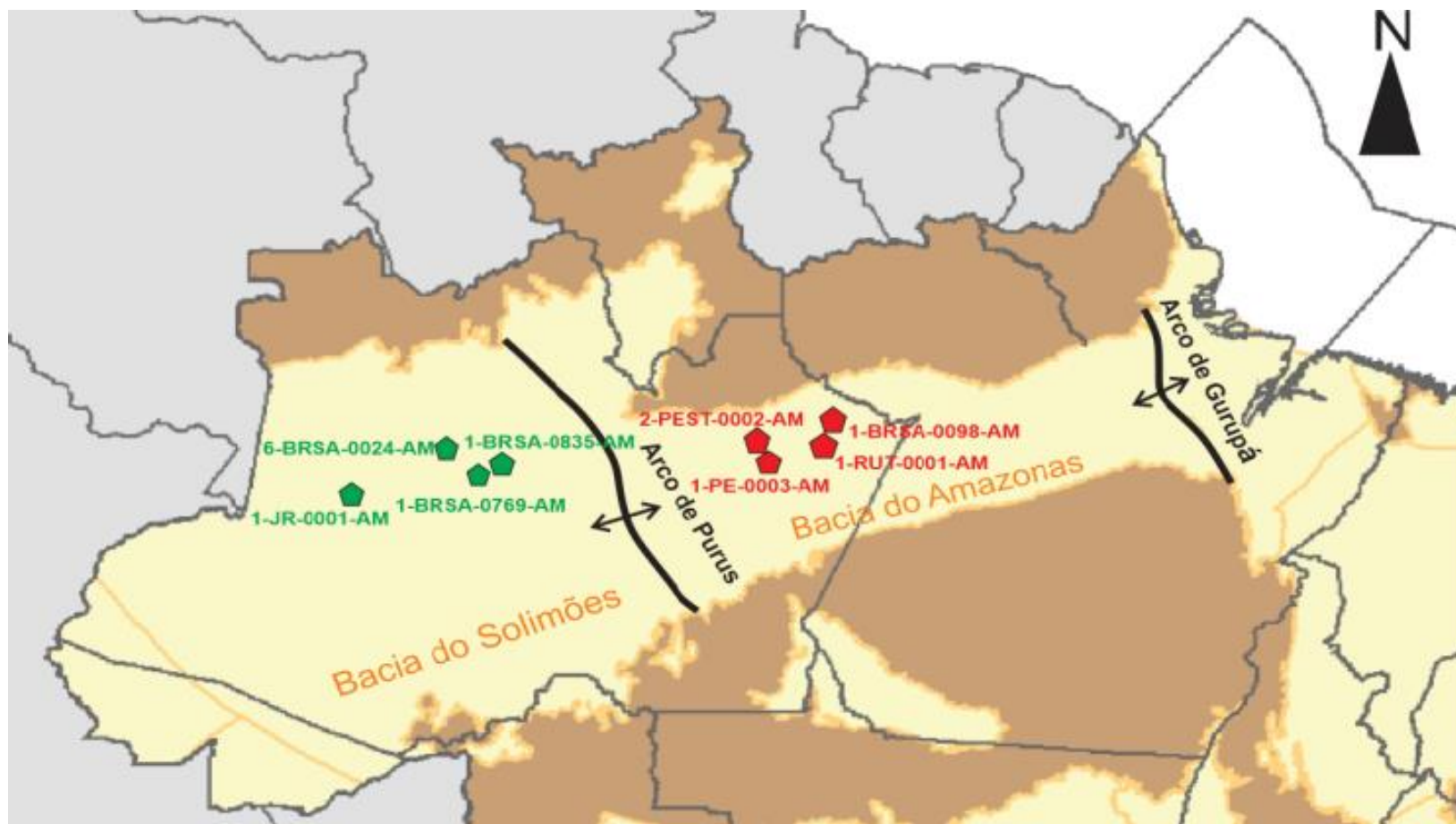


Figura 4.7 - Mapa simplificado da região norte do Brasil abrangendo as bacias do Amazonas e Solimões com as localizações aproximadas dos poços de Canário (2017) em verde e as deste trabalho em vermelho (Adaptado ANP 2014).

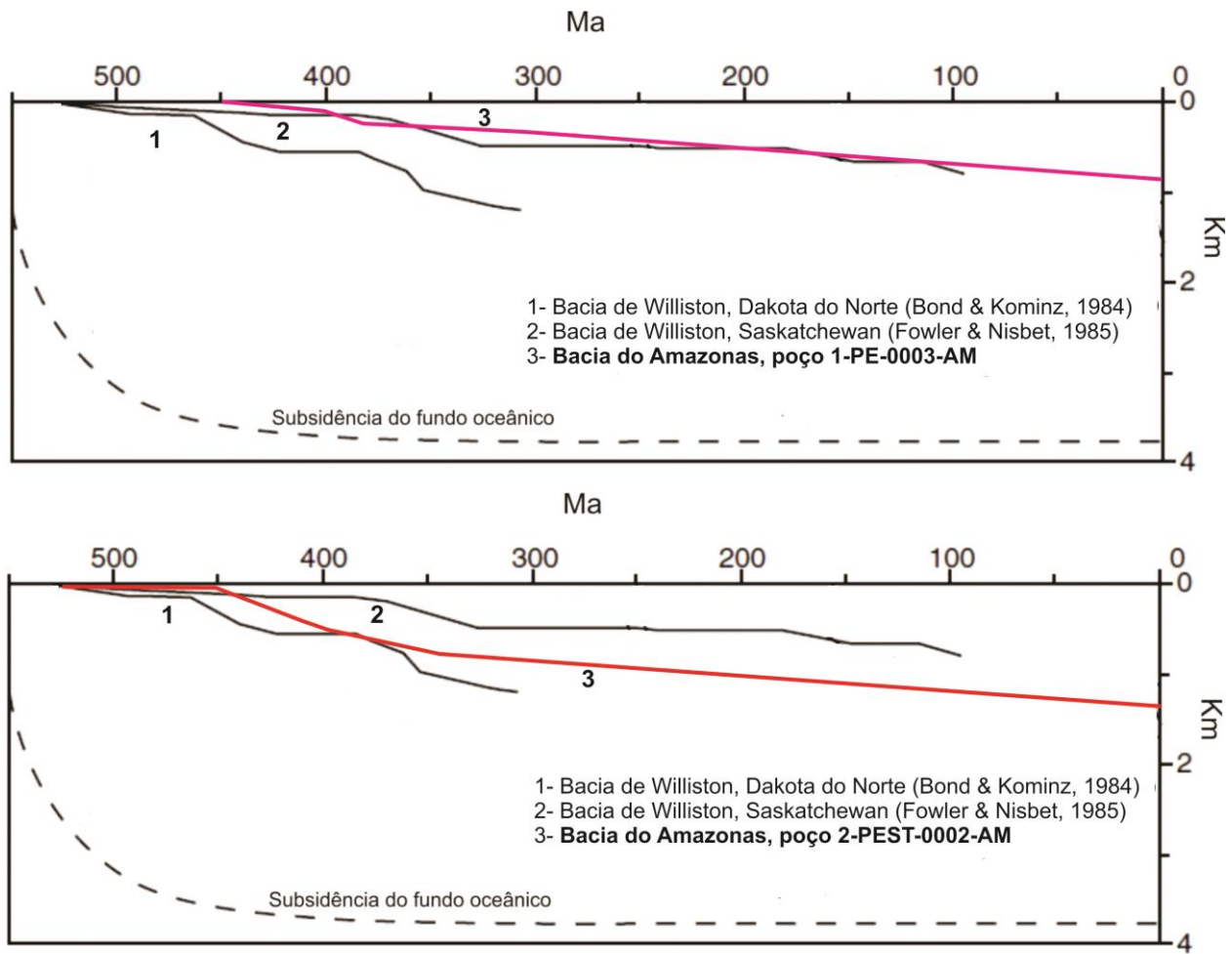


Figura 4.8 - Comparação das curvas de *backstripping* dos poços 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM com as curvas de backstripping da Bacia de Williston. (Adaptado de Xie & Heller, 2009).

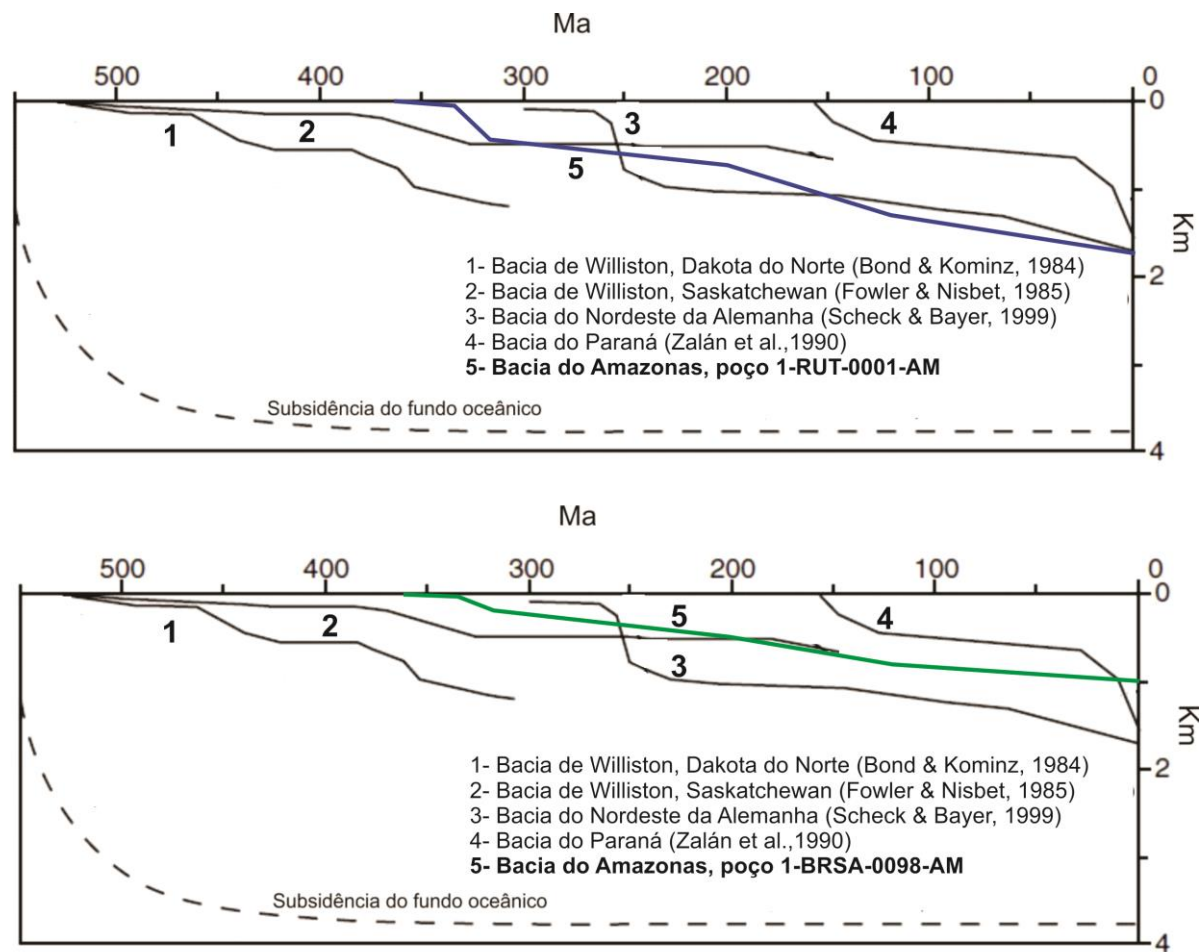


Figura 4.9 - Comparação das curvas de *backstripping* dos poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM com as curvas de *backstripping* das bacias de Williston, do Nordeste da Alemanha e do Paraná. (Adaptado de Xie & Heller, 2009).

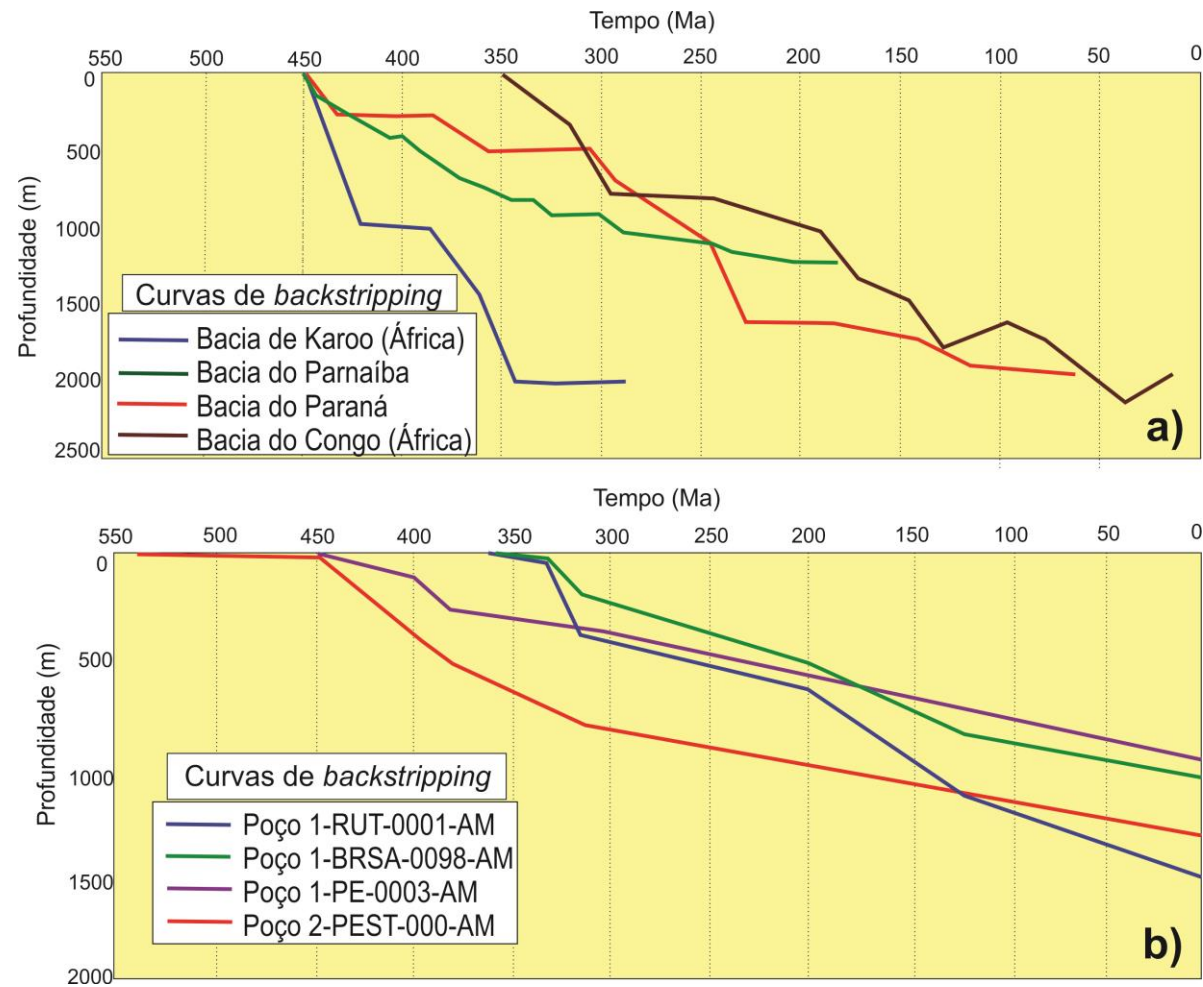


Figura 4.10 - Comparação das curvas de *backstripping* para todos os poços com as curvas das Bacias de Karoo (Cloetingh et al. 1992), Parnaíba (Watts et al. 2017), Paraná (Zalan et al. 1990; Milani and de Wit 2008) e Congo (Linol 2013).

## Capítulo V - Discussões

Neste capítulo serão interpretados os resultados referentes as curvas de acumulação sedimentar e subsidência tectônica, que são relevantes para compreender de forma simplificada a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Amazonas.

### 5.1 Curvas de acumulação sedimentar e taxa de sedimentação

As curvas relacionadas à acumulação sedimentar (Figura 5.1) apresentaram semelhanças entre os pares de poços devido as suas localizações e por isso, os resultados serão divididos de acordo com esses pares: 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM; 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM. De modo a melhor compreender a história de sedimentação da bacia, foram calculadas as taxas de sedimentação para cada poço encontradas na tabela 7. Essa taxa foi calculada a partir de uma simples razão matemática entre a espessura das camadas e o tempo para a deposição, os resultados foram obtidos em cm/ka.

O poço 2-PEST-0002-AM apresenta uma única fase de maior aporte sedimentar, com uma subsidência abrupta no período que vai do Ordoviciano Superior até o Devoniano Superior (450 - 382 Ma), tornando-se mais suave até o Pensylvanniano. A partir desse ponto a curva apresenta uma subsidência constante. As taxas de sedimentação referentes aos grupos foram bastante variáveis: Formação Acari - 0.02 cm/ka; Grupo Trombetas - 1.02 cm/ka; Grupo Urupadi - 1.23 cm/ka; Grupo Curuá - 0.22 cm/ka; Grupo Tapajós - 2.03 cm/ka. Desses resultados pode-se inferir que os grupos Urupadi e Tapajós apresentam uma maior taxa de sedimentação. A Figura 5.2 exemplifica através de um ponto de inflexão na curva da 1ª derivada, associada a rápida subsidência ocorrida entre o Ordoviciano Superior e Devoniano Superior.

O poço 1-PE-0003-AM apresentou uma curva com três fases de aporte sedimentar bem marcadas, a primeira com a deposição do Grupo Trombetas no período que vai do Siluriano até o Devoniano Inferior (440 - 400 Ma) com uma taxa de sedimentação de 0.42 cm/ka, a segunda referente ao Grupo Urupadi no Devoniano Médio (398 Ma) de caráter abrupto e taxa de sedimentação igual a 1.39 cm/ka e a terceira do Devoniano Superior até o Pensylvanniano no Carbonífero (382 - 290 Ma) com a deposição dos grupos Curuá e Tapajós, apresentando taxas de sedimentação de

Poços	Unidades	Taxa de sedimentação (cm/ka)
<b>2-PEST-0002-AM</b>	Formação Acari	0.02
	Grupo Trombetas	1.02
	Grupo Urupadi	1.23
	Grupo Curuá	0.22
	Grupo Tapajós	2.03
<b>1-PE-0003-AM</b>	Grupo Trombetas	0.42
	Grupo Urupadi	1.39
	Grupo Curuá	0.32
	Grupo Tapajós	2.17
<b>1-RUT-0001-AM</b>	Grupo Curuá	0.19
	Formação Faro	3.11
	Grupo Tapajós	0.19
	Grupo Javari	0.30
<b>1-BRSA-0098-AM</b>	Grupo Curuá	0.19
	Formação Faro	2.12
	Grupo Tapajós	0.33
	Grupo Javari	0.26

Tabela 7 - Taxas de sedimentação para todos os poços.

0.32 cm/ka e 2.17 cm/ka respectivamente. A partir do Pennsylvaniano, o poço apresenta uma subsidência lenta e constante caracterizada pela sua taxa de sedimentação de 0.21 cm/ka. A figura 5.3 mostra a curva da 1ª derivada com relação à subsidência total, na qual o poço apresenta um ponto de inflexão acentuado no Devoniano Médio (382 Ma).

As curvas para os poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM também apresentam semelhanças, com uma maior carga sedimentar no período que vai do Mississipiano no Carbonífero até o final do Triássico (332 – 200 Ma), bem exemplificado com um ponto de inflexão em seus respectivos gráficos (Figuras 5.4 e 5.5) da 1ª derivada com relação à subsidência total.



Em relação às taxas de sedimentação dos poços 1-BRSA-0098-AM e 1-RUT-0001-AM elas apresentaram algumas semelhanças entre si. A taxa de sedimentação para o Grupo Curuá foi a mesma para os dois poços, em torno de 0.19 cm/ka, para a Formação Faro apresentou uma grande diferença, mas com altos valores, 2.12 cm/ka para o poço 1-BRSA-0098-AM e 3.11 cm/ka para 1-RUT-0001-AM. O Grupo Tapajós apresentou uma taxa de 0.33 cm/ka para o primeiro e 0.19 cm/ka para o segundo. Finalmente, o Grupo Javari também não apresentou muita variação de taxa de sedimentação, com valores de 0.26 cm/ka e 0.30 cm/ka, respectivamente. A partir desses valores pode-se dizer que a bacia teve início com uma sedimentação lenta evoluindo para um período com uma maior taxa caracterizando uma maior subsidência, terminando de uma forma mais lenta e constante.

As duas curvas apresentam um ponto de inflexão coincidente no Jurássico (200 Ma) seguido por um período de baixa ou nenhuma subsidência de forma constante até o Neógeno, caracterizando uma diminuição da taxa de aporte sedimentar ou erosão provocada pelo magmatismo a partir do Cretáceo Inferior.

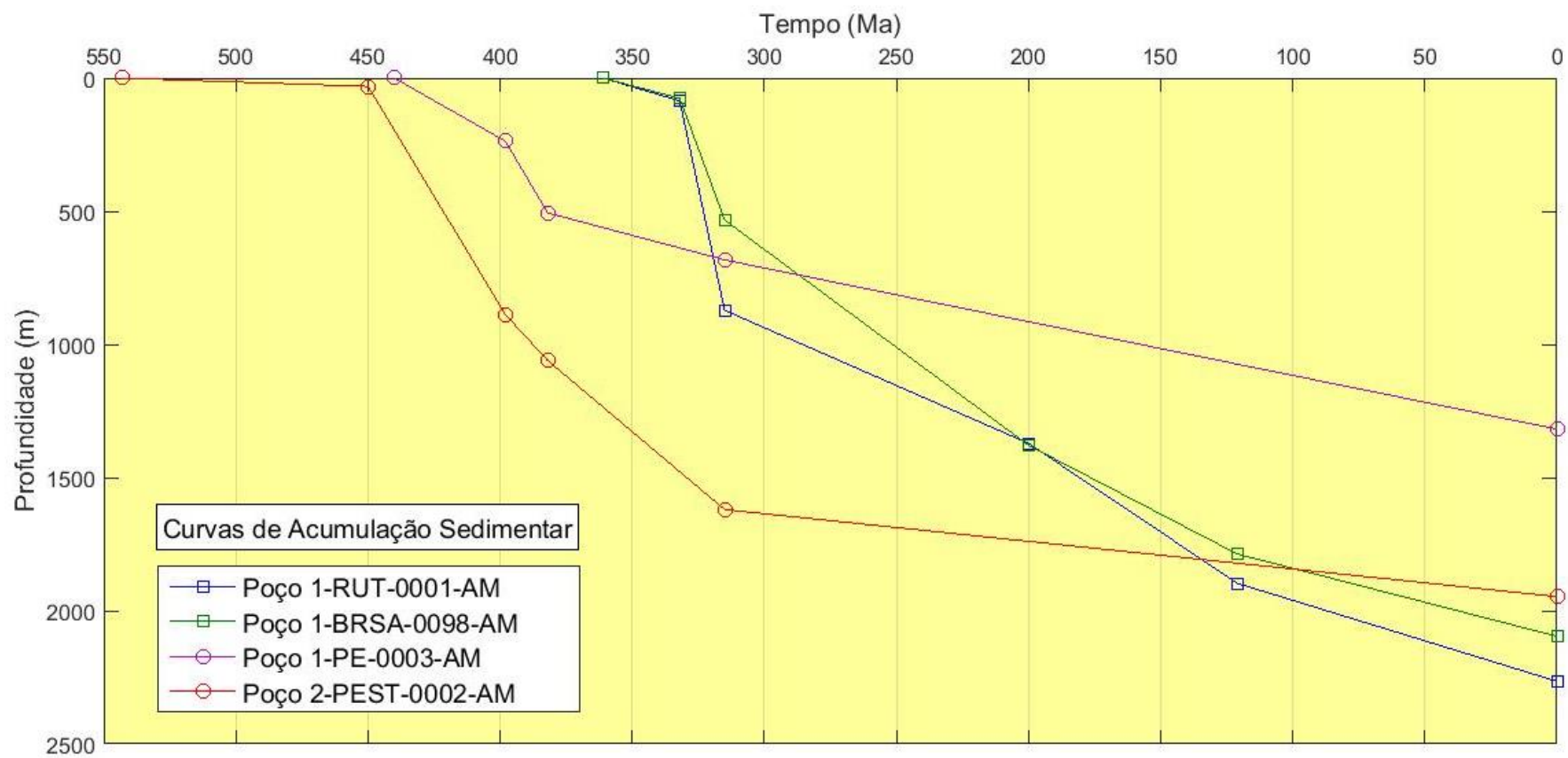


Figura 5.1 - Curvas de acumulação sedimentar para todos os poços.

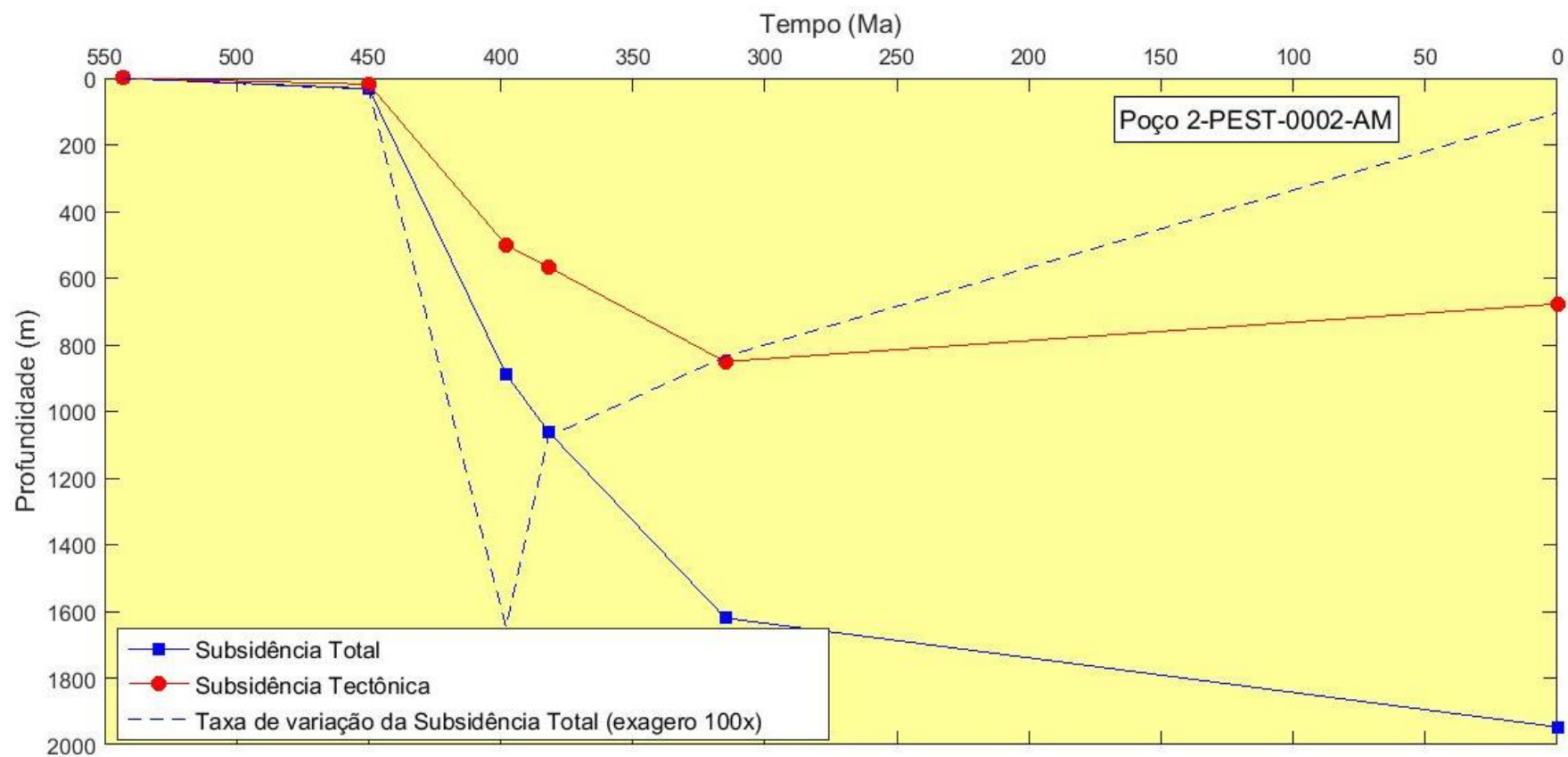


Figura 5.2 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência total para o poço 2-PEST-0002-AM.

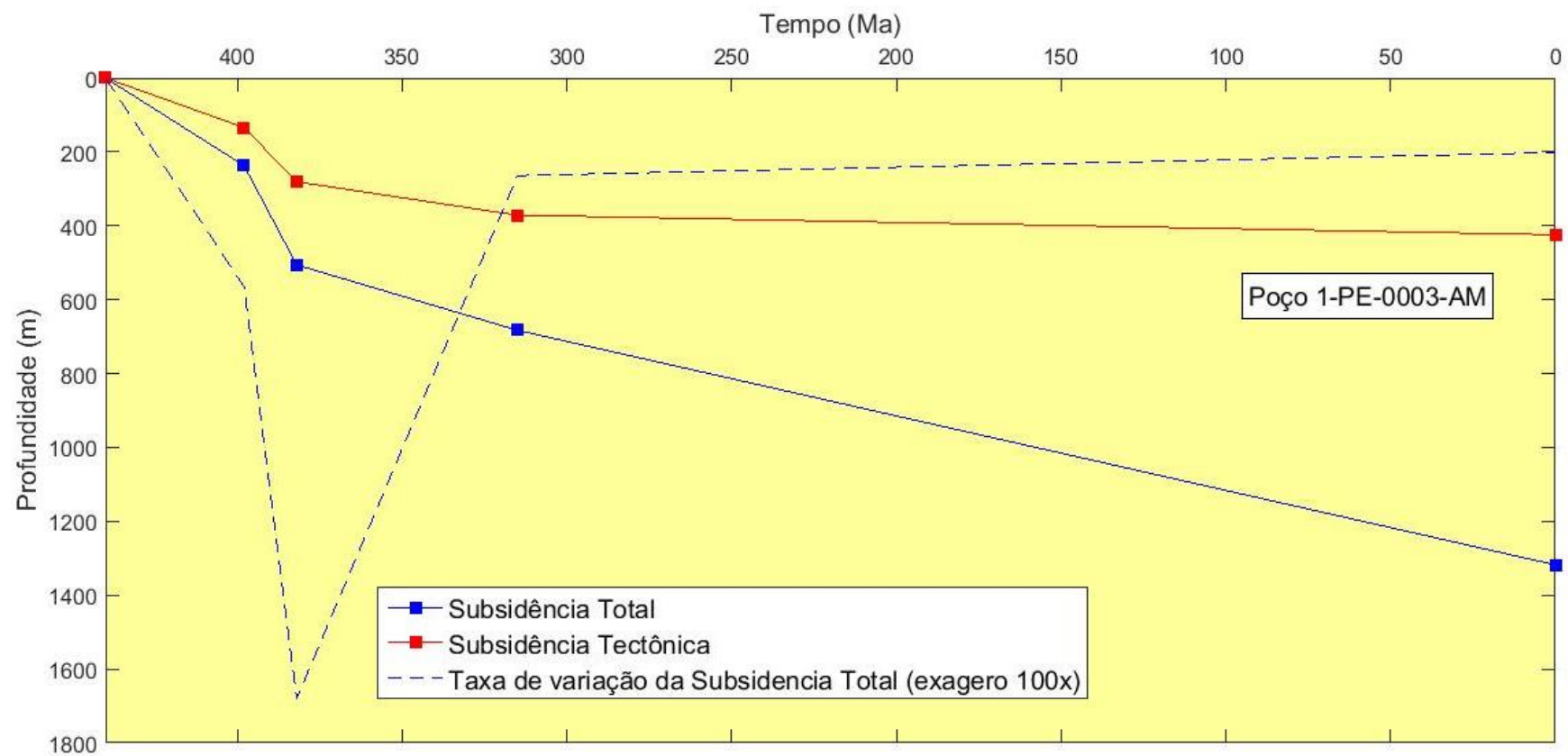


Figura 5.3 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência total para o poço 1-PE-0003-AM.

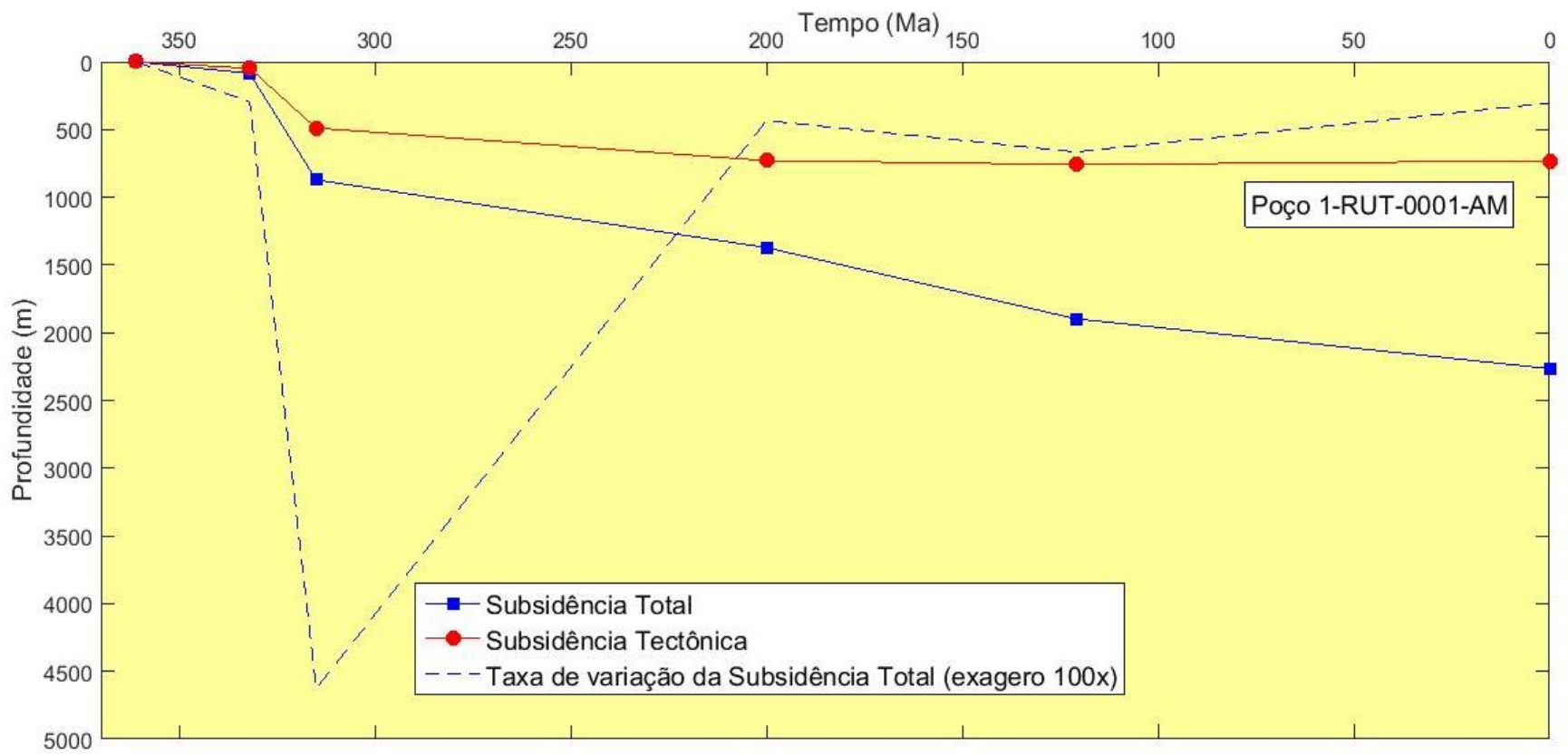


Figura 5.4 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência total para o poço 1-RUT-0001-AM.

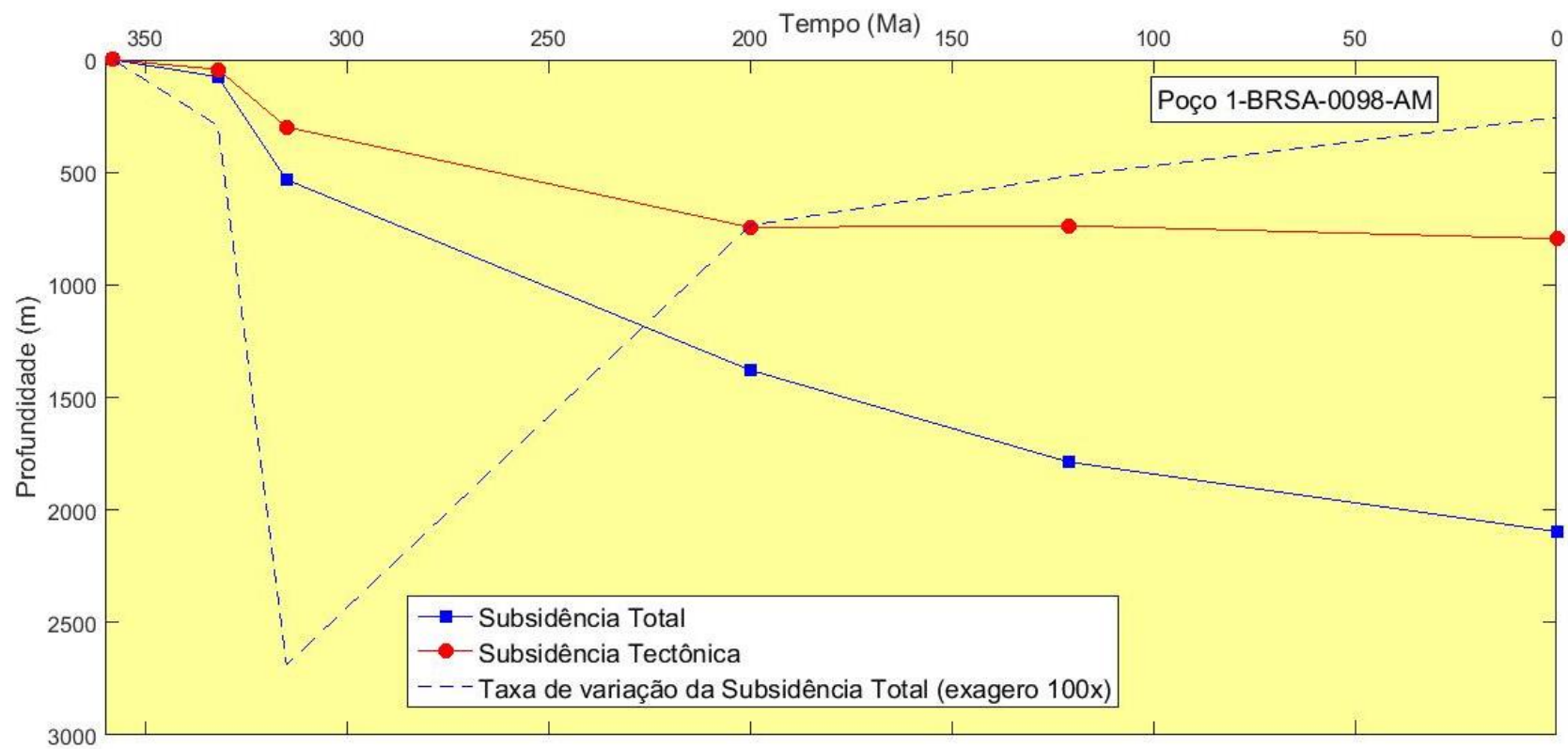


Figura 5.5 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência total para o poço 1-BRSA-0098-AM.

## 5.2 Curvas de subsidência tectônica

Para um melhor entendimento sobre a evolução da bacia, as curvas foram analisadas de acordo com os pares de poços, estimando as suas taxas de subsidência tectônica (Tabela 8), assim como foi confeccionado um gráfico (Figura 5.6) que engloba as curvas de subsidência tectônica de todos os poços, e a ele foram acrescentados os eventos tectônicos ocorridos na bacia para uma melhor correlação com as curvas de subsidência.

Os primeiros pares analisados foram as curvas dos poços 2-PEST-0002-AM e 1-PE-0003-AM (figuras 5.7 e 5.8), o primeiro inclui o registro litológico mais antigo da bacia por ter sido o único poço a atingir o embasamento marcado pelo topo da Formação Acari no Cambriano (540 Ma). Portanto, a sua curva estaria diretamente relacionada aos primeiros estágios de subsidência com uma taxa de 0.17 m/Ma e início da sinéclise que posteriormente culminariam com a formação da bacia.

Ao analisar a curva do poço 2-PEST-0002-AM assim como as taxas de subsidência tectônica, nota-se a presença de três fases mais marcadas de subsidência, compreendidas no período que se inicia no Devoniano Inferior e termina no Pennsylvaniano no Carbonífero (450 - 315 Ma). Essa fase está associada à deposição de três grupos; Trombetas, Urupadi e Curuá, também presentes no poço 1-PE-0003-AM. A deposição do Grupo Trombetas na curva do poço 2-PEST-0002-AM é marcada pela maior taxa de subsidência para este poço, com valor de 8.78 m/Ma, dando sequência à uma diminuição da taxa de subsidência relacionada à deposição do Grupo Urupadi com valor de 5.07 m/Ma, entre o início do Devoniano Inferior e final do Devoniano Médio (395 - 382 Ma). A este período podemos associar aos efeitos da Orogenia Caledoniana - Pré-Cordilheirana (Cunha *et al.*, 2007) que por resultar em processos intempéricos e erosivos em suas adjacências, pode ser corroborado à lacuna presente na carta estratigráfica da bacia (Figura 2.10), indicando assim um período de erosão ou não deposição. Essa redução de subsidência também foi observada no poço 1-PE-0003-AM com a diminuição da taxa de subsidência do Grupo Trombetas de 6.33 m/Ma para 2.57 m/Ma no Grupo Urupadi, nesse poço ocorre uma curta subsidência, porém de forma abrupta mais abrupta. Paralelamente à orogenia inicia-se a deposição do Grupo Urupadi.

Poços	Unidades	Taxa de subsidência tectônica (m/Ma)
<b>2-PEST-0002-AM</b>	Formação Acari	0.17
	Grupo Trombetas	8.78
	Grupo Urupadi	5.07
	Grupo Curuá	4.23
	Grupo Tapajós	- 0.54
<b>1-PE-0003-AM</b>	Grupo Trombetas	6.33
	Grupo Urupadi	2.57
	Grupo Curuá	2.39
	Grupo Tapajós	0.18
<b>1-RUT-0001-AM</b>	Grupo Curuá	0.94
	Formação Faro	27.5
	Grupo Tapajós	2.09
	Soleiras	0.37
	Grupo Javari	- 0.22
<b>1-BRSA-0098-AM</b>	Grupo Curuá	0.82
	Formação Faro	16.0
	Grupo Tapajós	3.87
	Soleiras	0.08
	Grupo Javari	0.47

Tabela 8 - Taxas de subsidência tectônica para todos os poços.



Após a orogenia, inicia-se um novo período de sinéclise marcado pela deposição do grupo Curuá, que apresenta uma maior taxa de subsidência no poço 2-PEST-0002-AM de 4.23 m/Ma, e no poço 1-PE-0003-AM a taxa é de 2.39 m/Ma. Analisando os dados dos poços nota-se a ausência da Formação Oriximiná (Grupo Curuá) no registro do poço 2-PEST-0002-AM, estando ela presente nos outros três poços. A partir dessa observação pode-se inferir que a formação foi erodida nessa localidade da bacia e por ser a formação de topo do Grupo Curuá, essa erosão pode ter sido provocada pela Orogenia Acadiana-Chanica (Cunha *et al.*, 2007).

Ao término da orogenia ocorre um novo período de sinéclise associado à deposição da Formação Faro presente somente nos poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM (figuras 5.9 e 5.10) marcada por altas taxas de subsidência tectônica: 27.5 m/Ma e 16 m/Ma, respectivamente. Nos outros dois poços o local dessa formação é marcado por uma discordância erosiva possivelmente atribuída aos pulsos iniciais da Orogenia Ouachila - Eo-Herciniana.

Os grupos Trombetas e Curuá, e a Formação Faro apresentam registros sedimentares de períodos glaciais (Cunha *et al.*, 2007; Caputo, 2014) que podem ter contribuído na subsidência total da bacia através do peso das geleiras.

A deposição do Grupo Tapajós, presente em todos os poços, ocorre a partir de 292 Ma após um hiato causado pela Orogenia Ouachila - Eo-Herciniana (Cunha *et al.*, 2007). A vasta presença de evaporitos neste grupo especificamente na Formação Nova Olinda, caracteriza períodos de extrema aridez na bacia (Szatmari *et al.*, 1975), provavelmente provocados pelo fim da conexão marinha a leste devido à aglutinação de grandes massas continentais com a formação de Pangea (Caputo, 2014). O final da deposição desse grupo foi marcado pela Formação Andirá que não está representada nos perfis de poços, provavelmente erodida durante a Orogenia Allegheniana - Gondwanides que representa a fase final de colisão dos continentes Gondwana e Laurásia.

Neste momento, as curvas referentes aos poços 2-PEST-0002-AM e 1-PE-0003-AM apresentam uma diferença entre elas a partir do Pennsylvaniano (315 Ma), na primeira ocorre um soerguimento corroborado pela taxa de subsidência tectônica negativa de -0.54 m/Ma, enquanto que na segunda, a curva apresenta um padrão

retilíneo com uma taxa de subsidência tectônica de 0.18 m/Ma. Essa fase pode ser caracterizada como o início da colmatação nessa área da bacia, ou seja, já não há mais espaço para a acomodação de novos sedimentos como nos estágios iniciais. Esses estágios são marcados por intensa sedimentação e subsidência pois a calha encontrase vazia e a bacia está “faminta”.

A partir da Orogenia Allegheniana - Gondwanides, a Bacia do Amazonas apresenta um grande hiato deposicional interrompido por dois eventos tectono-magmáticos, o Diastrofismo Gurupá e o Magmatismo Penatecaua (Cunha *et al.*, 2007; Caputo, 2014), este representado por um ponto de inflexão no Jurássico (200 Ma), nas curvas dos poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM. O Diastrofismo Gurupá segundo Caputo (2014), foi o evento tectônico mais expressivo da bacia, pois o surgimento do Arco de Gurupá, resultado do rifteamento do Marajó, interrompeu a comunicação da Bacia do Amazonas com a Bacia do Parnaíba e as bacias do noroeste da África, assim como soergueu o registro sedimentar da bacia por mais de 5000 m de altura, provocando a erosão do pacote de sedimentos paleozóicos na região do arco. Esse tectonismo estava associado ao Magmatismo Penatecaua que teve início do Final do Triássico e início do Jurássico, e resultou na Abertura do Oceano Atlântico Central e Norte, que culminou na intrusão de magma em formas de diques e soleiras de diabásio no registro geológico da bacia. As soleiras encontram-se registradas nos perfis desses poços (Figura 3.4), onde nota-se uma maior espessura de soleiras no poço 1-RUT-0001-AM com uma maior taxa de subsidência tectônica de 0.37 m/Ma quando comparada a do poço 1-BRSA-0098-AM com 0.08 m/Ma.

A intrusão de soleiras soergueu o pacote sedimentar da bacia por cerca de 1000 m que é equivalente à espessura total das soleiras provocando erosão e peneplanização em toda a sua extensão Caputo (2014). Durante esse período de erosão ocorreu o Megacisalramento do Solimões denominado por Caputo (1985 ab; 1991), ou Diastrofismo Juruá por Campos e Teixeira (1988), que foi o evento mais expressivo na Bacia do Solimões, porém com vestígios na parte ocidental da Bacia do Amazonas (Costa, 2002). Nas curvas dos poços o intervalo que vai do Triássico Inferior ao Cretáceo Inferior (250 - 140 Ma) é caracterizado pela ausência de sedimentação provocada por esses eventos tectônicos.

O último momento de sinéclise caracterizado na bacia ocorreu pela deposição do Grupo Javari no Cretáceo mais precisamente no período do Aptiano até o Maastrichiano (121 - 65 Ma) com a Formação Alter do Chão, contínua até o Terciário, representada nos poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM com taxas de subsidência tectônica de - 0.22 m/Ma e 0.47 m/Ma, respectivamente. O valor negativo de subsidência no poço 1-RUT-0001-AM caracterizado por um soerguimento na curva poderia estar relacionado aos pulsos iniciais do Diastrofismo Xingu.

Apesar de Cunha *et al.* (2007) associar os períodos de discordância na sedimentação da bacia aos pulsos orogênicos, Caputo (2014) prefere uma associação aos movimentos de transgressão e regressão marinha, visto que um processo de subsidência tem uma duração de dezenas de milhões de anos, enquanto que o a variação do nível do mar ocorre em curtos intervalos de tempo geológico, deixando ou invadindo grandes tratos de terra. Para ele, somente as deformações estruturais evidenciadas fisicamente no registro da bacia devem ser atribuídas a orogênias.

A proximidade dos poços com o Arco de Purus e conseqüentemente à Bacia do Solimões permitiu uma nova comparação com os de Canário (2017). Este autor caracterizou uma subsidência lenta para a Bacia do Solimões com maior sedimentação no período que vai do Cambriano ao Permiano, similar à maior fase de sedimentação da Bacia do Amazonas. Uma observação feita por ele, é a presença de um ponto de inflexão nas curvas dos poços em 200 Ma, relacionado ao Magmatismo Penatecaua precedido pelo Diastrofismo Juruá. Ambos os eventos tectônicos se encontram presentes na Bacia do Amazonas, contudo esse expressivo ponto de inflexão observado pelo autor, não obteve valores de mesma magnitude no presente trabalho. Uma explicação seria a diferença de espessuras das soleiras, visto que as da bacia do Solimões apresentam espessuras maiores.

A partir das curvas de subsidência presentes nas figuras 4.6 e 4.9 pode-se inferir que todas essas bacias intracratônicas podem ter suas origens e evolução interligadas, visto que as bacias intracratônicas brasileiras e africanas pertenciam ao mesmo supercontinente Gondwana antes da sua ruptura e posterior abertura do Oceano Atlântico.

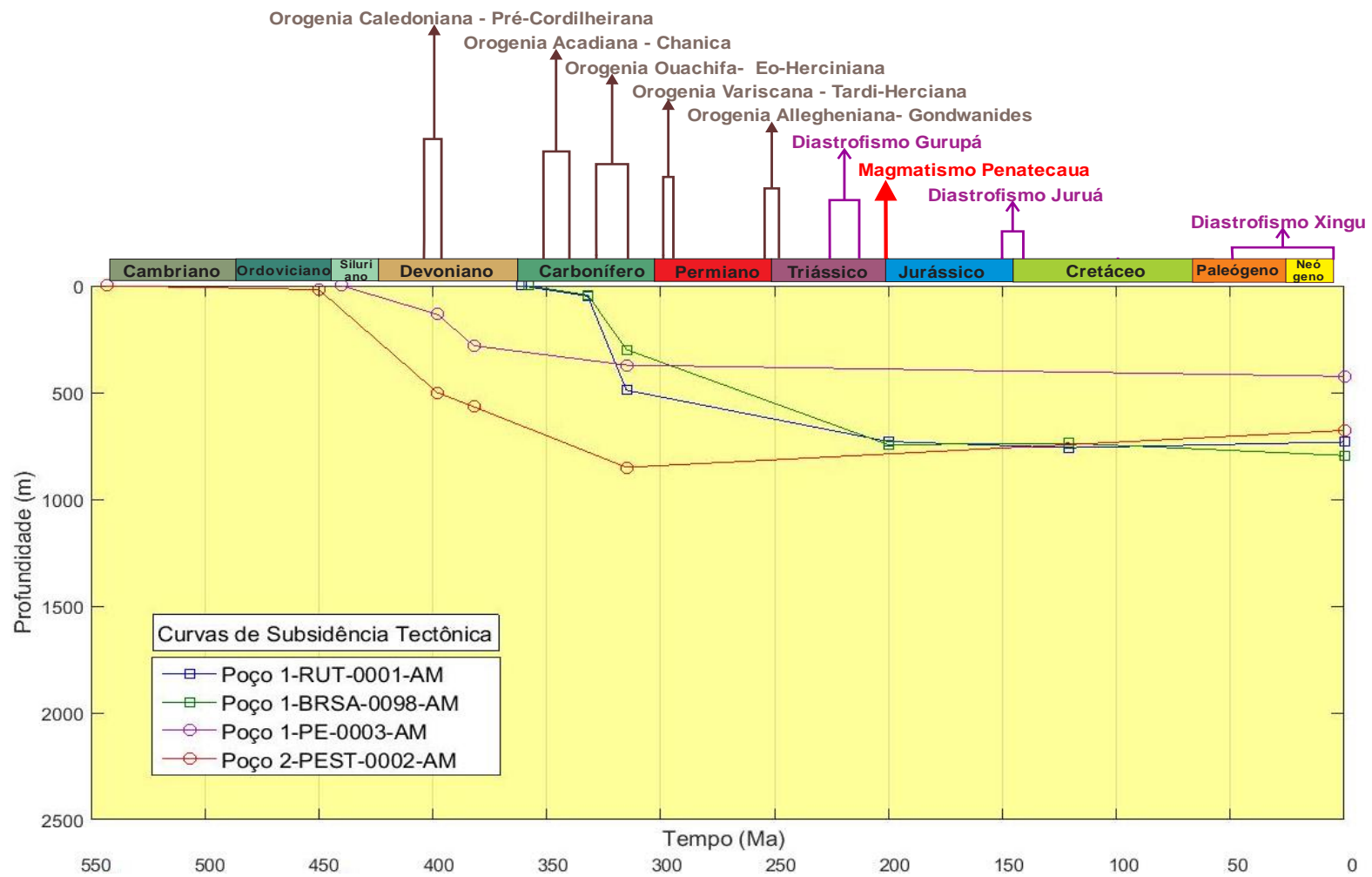


Figura 5.6 - Curva de subsidência tectônica para todos os poços com a correlação dos eventos tectônicos.

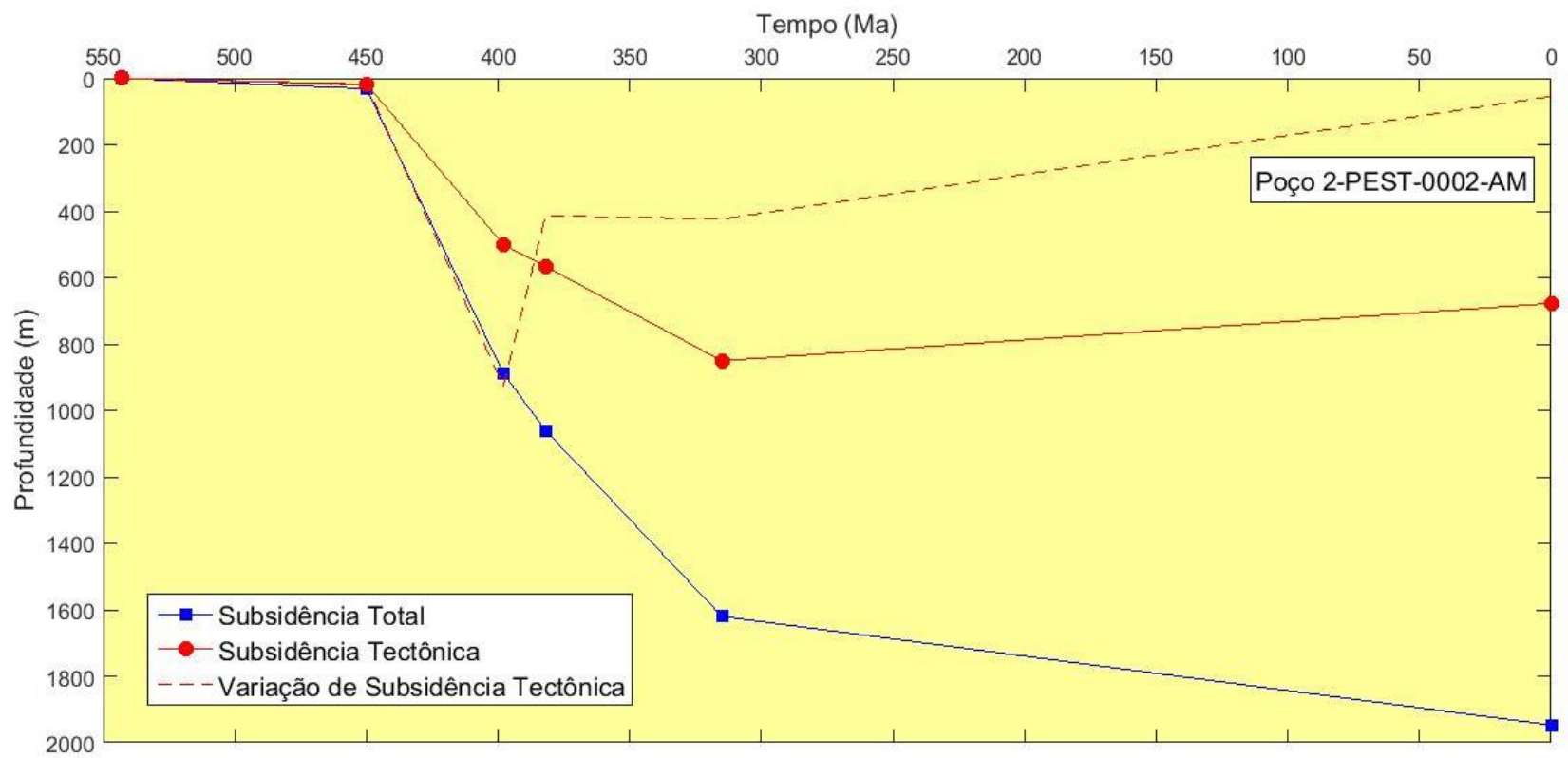


Figura 5.7 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência tectônica para o poço 2-PEST-0002-AM.

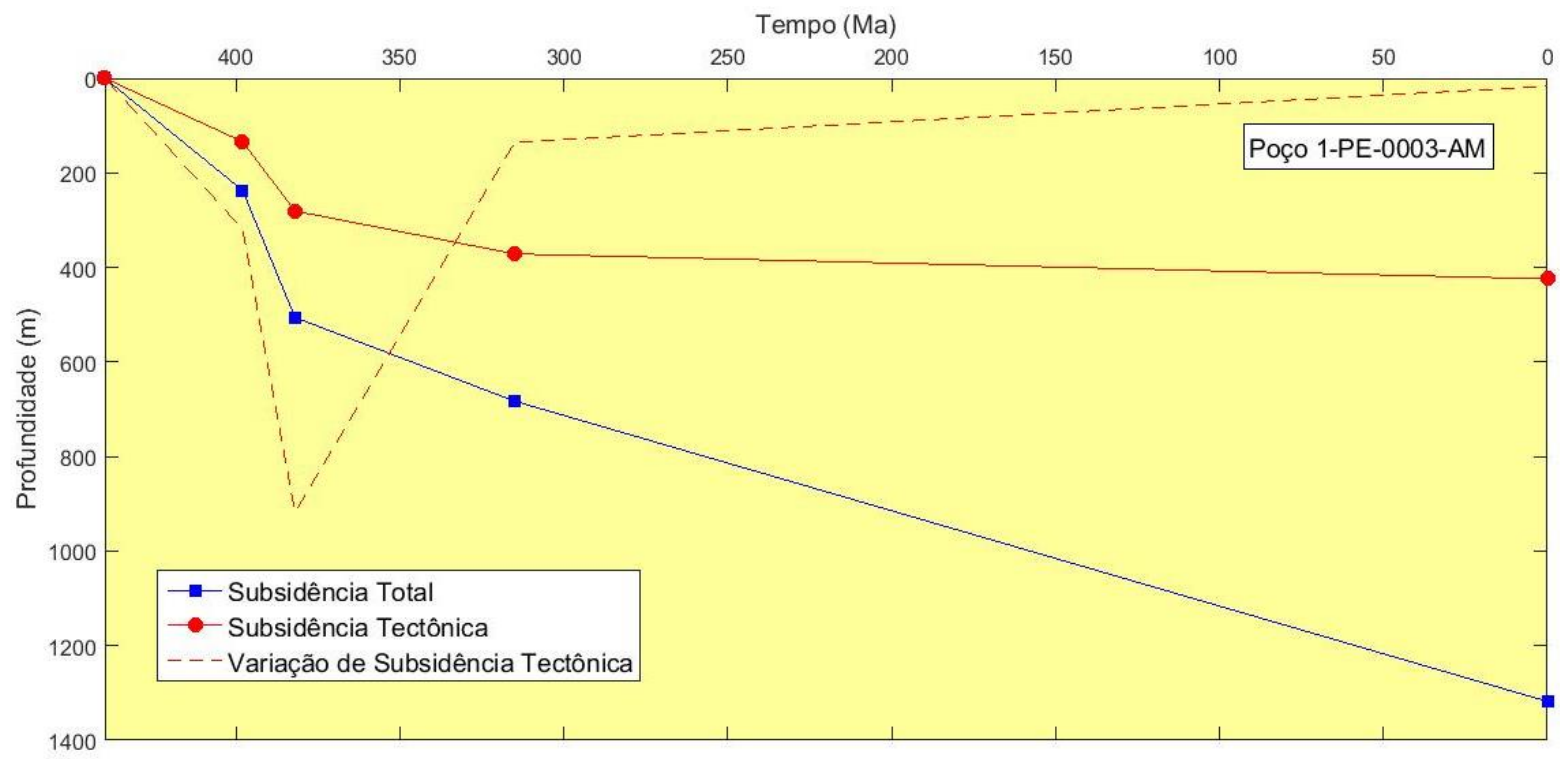


Figura 5.8 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência tectônica para o poço 1-PE-0003-AM.

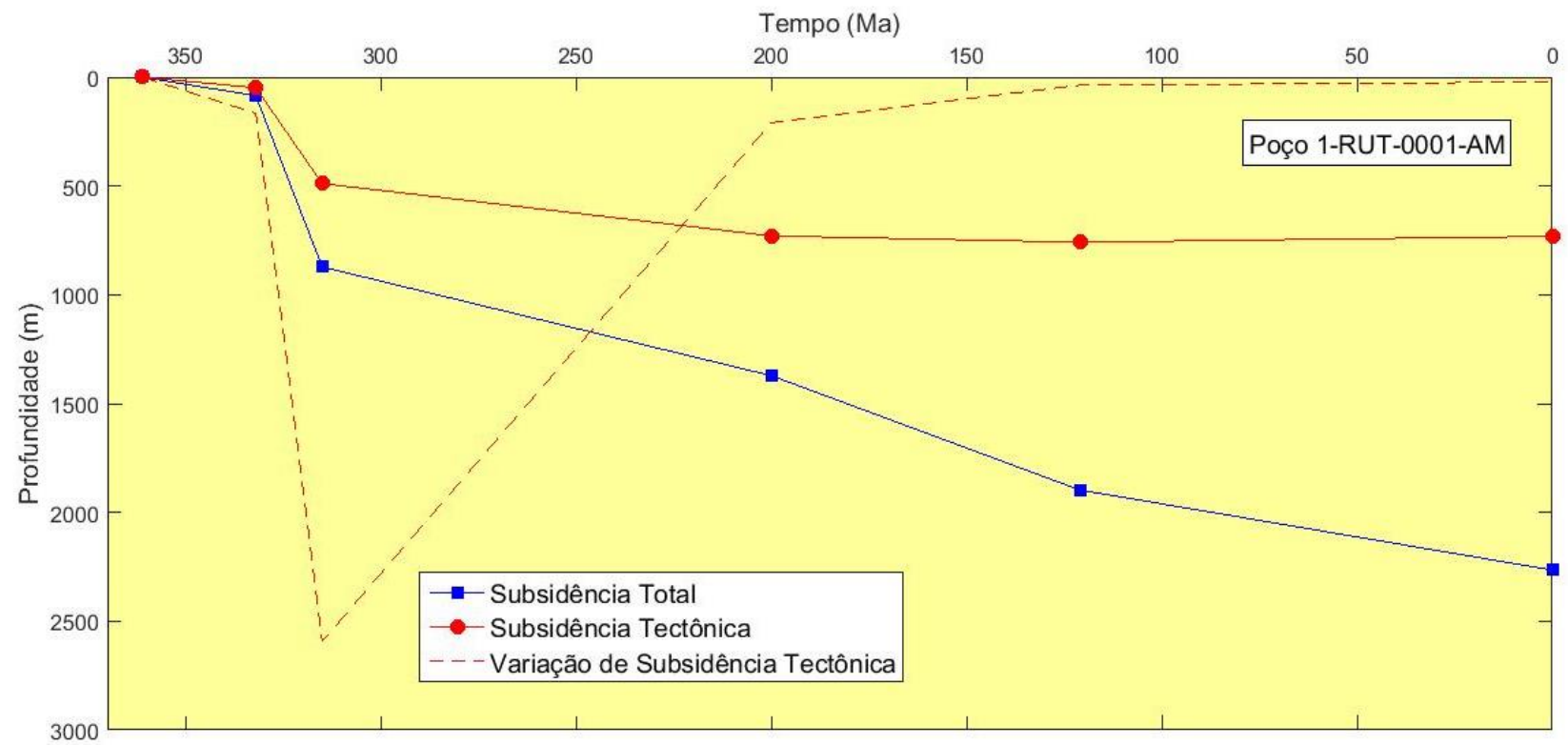


Figura 5.9 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência tectônica para o poço 1-RUT-0001-AM.

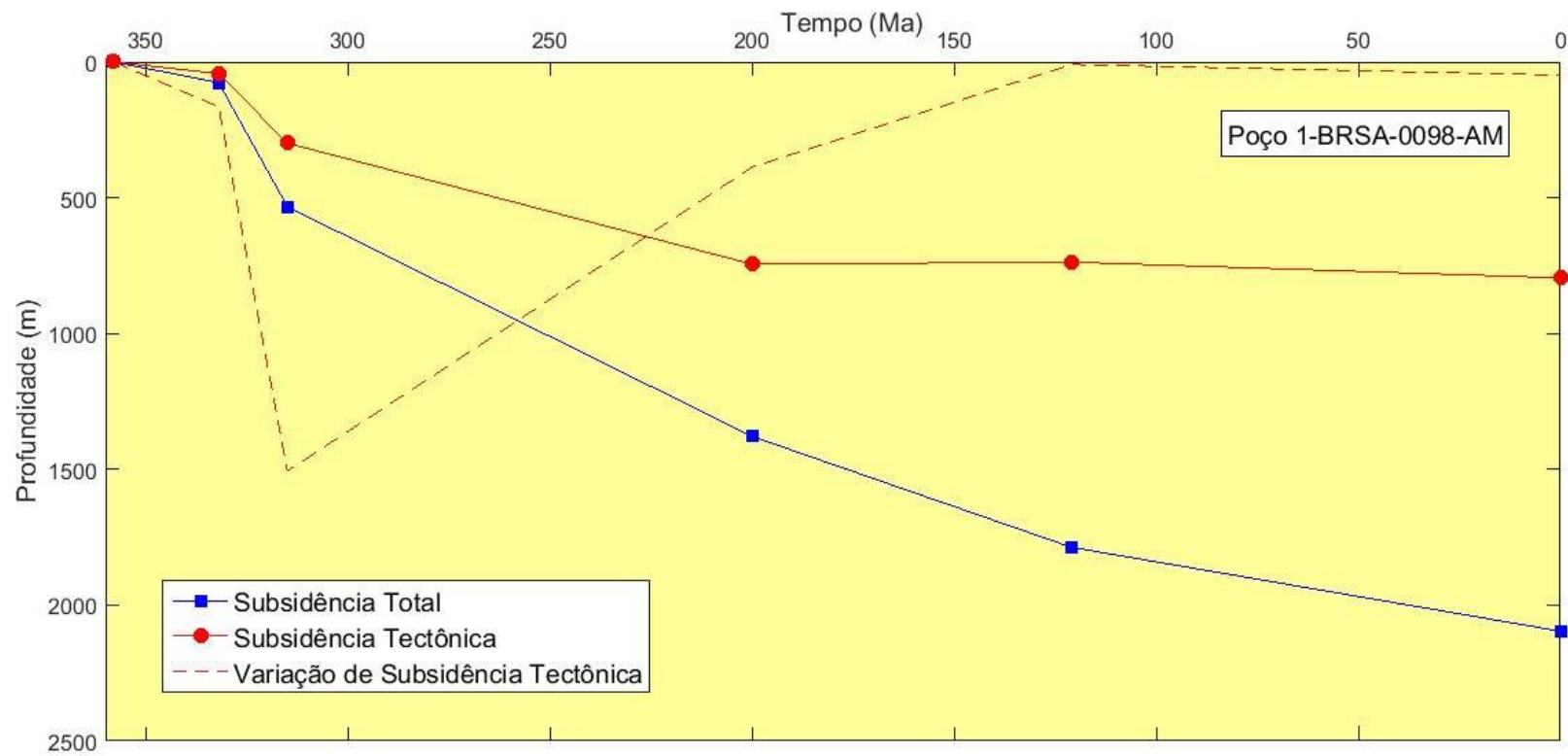


Figura 5.10 - Curva da 1ª derivada da variação de subsidência tectônica para o poço 1-BRSA-0098-AM.



## Capítulo VI - Conclusões

Os resultados como já esperado, apresentaram grandes semelhanças entre os pares de poços, devido a distância espacial entre eles, abordada anteriormente. Um outro fator que os diferenciam é o registro do Magmatismo Penatecaua em forma de soleiras de diabásio somente nos poços 1-RUT-0001-AM e 1-BRSA-0098-AM, caracterizado nas curvas de subsidência por um sutil ponto de inflexão no Jurássico (200 Ma) seguido por um período de relativa estabilidade.

Todos os poços apresentaram uma maior taxa de sedimentação no período que vai do Ordoviciano Superior (450 Ma) ao Jurássico Inferior (200 Ma), período esse composto por episódios de sinéclises e orogenias, no qual os episódios de sinéclises estariam associados as grandes sedimentações e, as orogenias à ausência de registro sedimentar ou erosão dos depósitos pré-existentes. Essa grande acumulação sedimentar inicial da bacia contribuiu para o aumento da subsidência total devido ao peso da carga sedimentar.

É possível associar o período de 540 Ma, com base na interpretação das curvas de subsidência, ao início de formação da bacia, já que o poço 2-PEST-0002-AM foi o único com registro atingindo o embasamento do Cráton Amazônico, mais precisamente na Formação Acari pertencente a Província Ventuari-Tapajós.

A partir das discussões é possível inferir que a Bacia do Amazonas foi marcada por uma relativa estabilidade tectônica durante a deposição da sua megassequência paleozóica, caracterizando uma subsidência constante que proporcionou o seu preenchimento sedimentar. As fases de sinéclise foram interrompidas por orogenias pontuais provocando a erosão de camadas sedimentares. A tectônica da bacia foi violentamente afetada a partir da abertura do Oceano Atlântico Central e Norte provocada pela separação dos continentes Gondwana e Laurásia. Assim, um intenso magmatismo afetou o registro sedimentar da bacia com intrusões de diques de soleiras e hiatos deposicionais.

Com base nos dados de poço pode-se inferir que a porção mais a oeste da bacia, exemplificada nos poços 2-PEST-0002-AM e 1-PE-0003-AM, foi a área mais afetada por processos erosivos oriundos de diversos eventos tectônicos que a afetaram.

Sobre a história de subsidência da Bacia do Amazonas como um todo, é difícil obter explicações concretas somente a partir das curvas obtidas neste trabalho, visto que só foram utilizados dados de quatro poços e, por não ser possível realizar uma correlação completa dos seus registros sedimentares devido a distância entre eles numa bacia de grande magnitude.

Para trabalhos futuros é necessário obter mais dados de poços por toda a extensão da Bacia do Amazonas de modo a obter-se novas curvas de subsidência que permitirão assim um conhecimento mais completo da sua história de sedimentação e possivelmente a sua gênese.

## Referências

- Allen, P.A.; & Allen, J.R., 2005. **Basin Analysis: Principles and Applications**. Blackwell Publishing, 2nd edition., 549 p.
- Allen, P. A., & Allen, J. R., 2013. **Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment**. John Wiley & Sons.
- Allen, P. A., & Armitage, J. J., 2012. **Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, First Edition**. Edited by Cathy Busby and Antonio Azor. Blackwell Publishing Ltd. Published 2012 by Blackwell Publishing Ltd.
- Almeida, Fernando Flávio Marques, 1967. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. DNPM.
- Almeida, Fernando Flávio Marques; De Brito Neves, Benjamim Bley; Carneiro, Celso Dal Re. 2000. **The origin and evolution of the South American Platform**. Earth-Science Reviews, v. 50, n. 1, p. 77-111.
- Artyushkov, E.V., 1992. **Role of crustal stretching on subsidence of the continental crust**. Tectonophysics, 215, 187–207.
- Artyushkov, E.V., & Bear, M.A., 1990. **Formation of hydrocarbon basins: subsidence without stretching in West Siberia**, in Pinet, B., and Bois, C., eds., **The potential for deep seismic profiling for hydrocarbon exploration**. Paris, Technip, 45–61.
- Artyushkov, E.V., Tesakov, Y.I., and Chekhovich, P.A., 2008. **Ordovician sea-level change and rapid change in crustal subsidence rates in Eastern Siberia and Baltoscandia**. Russian Geology and Geophysics, 49, 633–647.
- Beaumont, C., Quinlan, G.M., and Hamilton, J., 1987. **The Alleghenian orogeny and its relationship to evolution of the Eastern Interior, North America**, in Beaumont, C., and Tankard, A.J., eds., **Sedimentary basins and basin-forming mechanisms**. Memoir, 12. Canadian Society Petroleum Geologists, 425–445.
- Blackburn *et al.*, 2013. **Zircon U-Pb Geochronology Links the End-Triassic Extinction with the Central Atlantic Magmatic Province**. Science 340, 941.
- Bott, M.H.P., 1992. **Modelling the loading stresses associated with active continental rift systems**. Tectonophysics, 215, 99–115.
- Campos, J. N. P.; Teixeira, L. B., 1988. **Estilos tectônicos da Bacia do Amazonas**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., 1988, Belém, Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 5, p. 2161-2172.
- Canário, R. S., 2017. **Estudo da Bacia do Solimões através de Métodos Potenciais e *backstripping* (1D)**. Rio de Janeiro: Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. 144 p. Dissertação de Mestrado.

Caputo, M. V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D. N. N., 1972. **Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26., 1972, Belém. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 3, p. 35-46.

Caputo, M. V., 1984, **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**, University of California, Santa Bárbara, USA – Tese de doutorado, 586p. apud Bizzi *et al.* (2003).

Caputo M. V. *et al.*, 1984b. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil.**

Caputo M. V., 2014. **Bacia do Amazonas. Estratigrafia, Tectônica e Magmatismo.**

Caputo, M. V.; Crowell, John C., 1985. **Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era.** Geological Society of America Bulletin, v. 96, n. 8, p. 1020-1036, 1985.

Caputo, M.V. *et al.*, 2008. **Late Devonian and early Carboniferous glacial records of South America.** Geological Society of America Special Papers, v. 441, p. 161-173.

Carmichael, Robert S., 1982. **CRC handbook of physical properties of Rocks.** CRC Press. Inc.

Carozzi, A.V., Pamplona, H.R.P., Castro, J.C. & Contreiras, C.J.A., 1973. **Ambientes deposicionais e evolução tecto-sedimentar da seção clástica paleozóica da Bacia do Médio Amazonas.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27o, Aracaju. Anais. Soc. Bras. de Geol., São Paulo, 3: 279-314.

Cloetingh S., Lankreijer A., de Wit M.J., Martinez I. 1992. **Subsidence history analysis and forward modelling of the Cape and Karoo Supergroups.** In: de Wit MJ, Ransome I (eds) Inversion tectonics of the Cape Fold Belt Karoo and Cretaceous basins of southern Africa. Rotterdam, A.A. Balkema, pp 239–248

Cordani, U. G. *et al.* 1979. **Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos.** In: Congresso Geológico Chileno. p. 137-148.

Cordani, U. G.; Neves, B. B. B.; Fuck, R. A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A.; Cunha, F. M. B., 1984. **Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. 70 p., il., (Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de petróleo, n. 15).

Cordani, U. G.; Sato, K.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; Basei, M. A. S. Crustal evolution of the South American Plataform. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Ed.), 2000. **Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro:** [s.n.]: p. 19-40. International Geological Congress, 31., 2000, Rio de Janeiro.

Costa, M. G. F., 1984. **Fácies deposicionais e ambientes de sedimentação da Formação Monte Alegre (neocarbonífero) na área de Autás Mirim e adjacências, Bacia do Médio Amazonas.** 1984. 90p., il. Tese (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

Cunha, P. R., Gonzaga, F. G., Coutinho, L. F. C., Feijó, F. J., 1994, **Bacia do Amazonas,** Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8, n. 1, pp. 47-55.

Cunha, P.R.C., Melo, J.H.G., Silva, O.B. 2007. **Bacia do Amazonas**. Boletim de Geociências da Petrobras, 15(2):227-251.

Cunha, T. 2008. **Gravity anomalies, Flexure and the thermo-mechanical evolution of the West Iberia Margin and its conjugate of Newfoundland**. Tese de Doutorado (n. publ.), Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Wolfson Universidade de Oxford, Inglaterra, 406 pp.

De Moura, P., 1938. **Geologia do Baixo Amazonas**. Serviço Geológico e Mineralógico, Boletim no 91, Rio de Janeiro, Brasil, 94 pp.

De Rito, R.F., Cozzarelli, F.A., and Hodges, D.S., 1983. **Mechanisms of subsidence in ancient cratonic riftbasins**. Tectonophysics, 94, 141–168.

Dewey, J.F. and Bird, J.M., 1970. **Mountain belts and the new global tectonics**. Journal of Geophysical Research, 75, 2625–2647.

Dietz, R.S., 1963. **Collapsing continental rises, an actualistic concept of geosynclines and mountain building**. Journal of Geology, 71, 314–333.

Einsele, Gerhard., 1992. **Sedimentary basins: evolution, facies, and sedimentary budget**. Springer-Verlag.

Eiras, J. F. *et al.* 1994. **Bacia do solimões**. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 8, n. 1, p. 17-45.

Eiras, J. F., & Wanderley Filho, J. R. (2002). **Ocorrências de petróleo relacionadas a rochas magmáticas fanerozóicas**. Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 2, 54.

Falvey, D.A., 1974. **The development of continental margins in plate tectonic theory**. Australian Petroleum Production and Exploration Association Journal, 14, 95–106.

Fossen, H., 2012. **Fratura e deformação rúptil**. Geologia Estrutural. Andrade FRD (Tradutor). Oficina de Textos, São Paulo, 165-202.

Fowler, C.M.R., and Nesbit, E.G., 1985. **The subsidence of the Williston Basin**. Canadian Journal of Earth Sciences, 22, 408–415.

Kaminski, E., & Jaupart, C., 2000. **Lithosphere structure beneath the Phanerozoic intracratonic basins of North America**.

Kauffman, B., 2006. **Calibrating the Devonian time scale: a synthesis of U–Pb ID–TIMS ages and conodont stratigraphy**. Earth-Science Reviews, Amsterdam, v.76, n. 1-2, p. 175-190.

Keen, C.E., 1985. **The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving forces**. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 80, 95–120.

Keen, C.E., 1987. **Some important consequences of lithospheric extension**, in Coward, M.P., Dewey, J.F., and Hancock, P.L., eds., Continental extensional tectonics. Special Publication, 28. Geological Society London, 67–73.

- Kinsman, D.J.J., 1975. **Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins**. In: Petroleum and Global Tectonics (ed. by A.G. Fischer and S. Judson), Princeton University Press, 83–126.
- Kingston, D.R., Dishroon, C.P., and Williams, P.A., 1983. **Global basin classification system**. Bulletin American Association Petroleum Geologists, 67, 2175–2193.
- Klein, G. De V., and Hsui, A.T., 1987. **Origins of intracratonic basins**. Geology, 17, 1094–1098.
- Klemme, H.D., 1980. **Petroleum basins: classifications and characteristics**. Journal Petroleum Geology, 27, 30–66.
- Galvão, M. V. G., 2004. **Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Marajó**. Aracajú: Fundação Paleontológica Phoenix. (Série Bacias Sedimentares, ano 6, n. 67).
- Gradstein, F.; Ogg, J.; Smith, A., 2004. **A geologic timescale**. Cambridge: University Cambridge. 589 p.
- Haddad, D.; Watts, A. B.; Lindsay, John. 2001. **Evolution of the intracratonic Officer Basin, central Australia: implications from subsidence analysis and gravity modelling**. Basin Research, v. 13, n. 2, p. 217-238, 2001.
- Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., de Almeida, F. F. M., & Bartorelli, A. (Eds.), 2012. **Geologia do Brasil** (p. 900). Beca.
- Haxby, W.F. Turcotte, D.L. and Bird, J.M., 1976. **Thermal and mechanical evolution of the Michigan Basin**. Tectonophysics, 36, 57–75.
- Helwig, J.A. (1985) **Origin and classification of sedimentary basins**. Proceedings of the 7th Offshore Technology Conference, 1, 21–32.
- Leighton, M. W.; Kolata, D. R. 1990. **Selected Interior Cratonic Basins and Their Place in the Scheme of Global Tectonics: A Synthesis: Chapter 35: Part III. Synthesis and Analysis of Interior Cratonic Basins: Synthesis**.
- Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F., and Eidel, J.J., 1991. **Cratonic Basins**. Memoir, 51. American Association Petroleum Geologists, 819 pp.
- Linol B. 2013. **Sedimentology and sequence stratigraphy of the Congo and Kalahari Basins of south-central Africa and their evolution during the formation and break-up of West Gondwana**. PhD thesis, Nelson Mandela Metropolitan University, 375 p.
- Ludwig, G., 1964. **Nova divisão estratigráfica e correlação faciológica por meio de pequenas estruturas internas dos sedimentos silurianos e devonianos na Bacia do Médio Amazonas**. Petróleo Brasileiro S.A. Centro de Aperfeiçoamento e Pesquisas de Petróleo, Rio de Janeiro. Ciência, Técnica e Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, Publicação no 1, 72 pp.

- Marzoli A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni G., De Min, A., 1999. **Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic magmatic province.** *Science* 284, 616–618.
- Matsuda, N. S., Winter, W.R., WanderleyFilho, J.R., Cacela A.S.M. , 2010. **O Paleozóico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós – Estado do Pará.** *Boletim Geociências da Petrobrás*, v.18, No 1, p.123-152.
- Mckenzie, D.P., 1978.**Some remarks on the development of sedimentary basins.** *Earth and Planetary Science Letters*,40, 25–32.
- Melo, José Henrique G.; Loboziak, Stanislas., 2003. **Devonian–Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil.** *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 124, n. 3, p. 131-202.
- Mello, M. R., Mohriak, W.U, Koutsoukos E. A.M., Bacoccoli G., 1994. **Selected petroleum systems in Brazil.** In: Magoon, L. B. & Dow, W.G. (eds.). *The petroleum system from source to trap*, AAPG, Memoir 60: 499-512.
- Mello, U.T., 1989. **Controles tectônicos na estratigrafia da Bacia Potiguar: uma integração de modelos geodinâmicos.** *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro. 3 (4) 347-364.
- Milani E. J., de Wit M. J. 2008.**Correlations between the classic Parana´ and Cape Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited.** In: Pankurst RJ, Trouw RAJ, Brito Neves BB, de Wit MJ (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society of London, Special Publications, 294, pp 319–342.
- Milani, E. J. 2004. **Comentários sobre a origem e evolução da Bacia do Paraná.** In: Mantensso-Net. V. Bartorelli A., Carneiro, C. D.R., Neves, B.B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: a evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, 265-279.
- Milani, E. J., & Zalan, P. V. (1999). **An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America.** *Episodes*, 22, 199-205.
- Mizusaki, A. M. P., & Thomaz Filho, A., 2004. **O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Becca, 281-29
- Morgan, P. & Baker, B.H., 1983.**Introduction: processes of continental rifting.** *Tectonophysics*, 94, 1–10.
- Neves, C. A. O., & Rodrigues, R.,1989.**Integração geológica e exploratória da bacia do Amazonas: PETROBRAS/DENOC.**
- Neumann, E.R., Olsen, K.H., Balbridge, W.S., and Sundvoll, B., 1992.**The Oslo Rift: a review, in Geodynamics of rifting, vol. 1, Case history studies of rifts: Europe and Asia** (Ed. By Ziegler, P.A.), *Tectonophysics*,208, 1–18.
- Nery, G.G., 2013. **Perfilagem de Poços.** Rio de Janeiro: SBGF, 222p.

Nunn, J.A., and Sleep, N.H., 1984. **Thermal contraction and flexure of intracratonic basins: A three dimensional study of the Michigan Basin.** Geophysical Journal Royal Astronomical Society, 79, 587–635.

Playford, Geoffrey; Dino, Rodolfo., 2000. **Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas, Brazil: Part Two.** Palaeontographica Abteilung B, p. 87-145.

Quinlan, G.M., 1987. **Models of subsidence mechanisms in intracratonic basins and their applicability to northamerican examples, in sedimentary basins and basin-forming mechanisms** (Ed. By Beaumont, C., and Tankard, A.J.) 12, 463–481, Memoir Canadian Society Petroleum Geologists.

Quinlan, G.M., and Beaumont, C., 1984. **Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the paleozoic stratigraphy of the eastern interior of North America.** Canadian Journal of Earth Sciences, 21, 973–996.

Raymer, L. L. *et al.* 1980. **An improved sonic transit time-to-porosity transform.** In: SPWLA 21st annual logging symposium. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts.

Santos, J.O.S., 1978. **Magmatismo Básico-Alcalino no Proterozóico Superior da Plataforma Amazônica.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 3:1309-1322

Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; Mcnaughton, N.J.; Fletcher, I.R. **A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Base on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology.** Gondwana Research, v. 3, n.4, p. 453-488, 2000.

Slater, J.G.; Christie, P.A.F. 1980. **Continental Stretching: An Explanation Of The Post-Mid-Cretaceous Subsidence Of The Central North Sea Basin:** Journal of Geophysical Research, v. 85, no. 80, p. 3711–3739.

Sengör & Burke 1978; Sengör, A.M.C., Burke, K. and Dewey, J.F., 1978. **Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the Upper Rhine Graben as an example.** American Journal of Science, 278, 24–40.

Silva, O. B. 1996. **Ciclicidade sedimentar no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas e o controle dos ciclos de sedimentação na distribuição estratigráfica dos conodontes, fusulinídeos e palinófitos.** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. 331 p. Tese (Doutorado).

Silva, C. L., 2005. **Análise da tectônica cenozóica na região de Manaus e adjacências.** Rio Claro, 282p. Tese de Doutorado em Geologia Regional) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas.

Sleep, N.H., & Sloss, L.L., 1980. **The Michigan Basin, in dynamics of plate interiors** (Eds. By Bally, A.W., Bender, P.L., McGetchin, T.R., and Walcott, R.I.), American Geophysical Union/Geological Society of America Geodynamics Series, 1, 93–97.

Sleep, N.H., & Snell, N.S., 1976. **Thermal contraction and flexure of mid-continent and Atlantic marginal basins.** Geophysical Journal Royal Astronomical Society, 45, 125–154.



- Sloss, L.L., 1988. **Introduction, in sedimentary cover:North American craton** (Ed. By Sloss, L.L.), Geological Society of America, the Geology of North America, D-2, 1-3.
- Sloss, L.L., 1990. **Epilog, in interior cratonic basins** (Eds. By Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D., and Eidel, J.J.), 799-805, American Association Petroleum Geologists Memoir 51.
- Sloss, L.L., and Speed, R.C., 1974. **Relationship of cratonic and continental margin tectonic episodes, in tectonics and sedimentation** (Ed. By W.R. Dickinson), 38-55, Special Publication Society Economic Paleontologists and Mineralogists 22.
- Smith, A.G., Hurley, A.M. e Briden, J.C., 1981. **Phanerozoic paleocontinental worlds maps**. Cambridge University Press, 102 pp.
- Steckler, M.S.; Watts, A.B. 1978. **Subsidence of the Atlantic-Type continental margin off New York**: Earth and Planetary Science Letters, v. 41, p. 1-13.
- Stel, H., Cloetingh, S., Heeremans, M., and Van Der Beek, P., 1993. **Anorogenic granites, magmatic underplating and the origin of intracratonic basins in a non-extensional setting**. Tectonophysics 226, 285-299.
- Szatmari, P.; Carvalho, R. S.; Simões, I. A. 1975. **Evaporitos da Bacia do Amazonas**. Petrobrás, 128p. Relatório Interno.
- Tassinari, Colombo CG, and Moacir JB Macambira, 1999. **Geochronological provinces of the Amazonian Craton**. Episodes-Newsletter of the International Union of Geological Sciences 22.3: 174-182.
- Tassinari, Colombo Celso Gaeta; Macambira, M. J. B, 2004. **A evolução tectônica do Cráton Amazônico. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, v. 28, p. 471-485.
- Thomaz Filho, A.; Cordani, U. G.; Oberdan, M. 1974. **Idades K-Ar de rochas basálticas da bacia Amazônica e sua significação tectônica regional**. Cong. Bras. Geol, v. 28, p. 273-278.
- Turcotte 1983; Turcotte, D.L., 1983. **Driving mechanisms of mountain building**. In: Mountain Building Processes (ed. by K.J. Hsu), Academic Press, Orlando, Florida, 141-146.
- Veevers, J.J. ,1981. **Morphotectonics of rifted continental margins in embryo (East Africa), youth (Africa-Arabia) and maturity (Australia)**. Journal of Geology, 89, 57-82.
- Zalán, Pedro Victor *et al.* 1991. **Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin**. In: International Gondwana Symposium, p. 83-117.
- Zalán, P. V. 2004. **Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras**. In: **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca. p. 595-612.
- Zalan P.V., Wolff S., de J. Conceicao J.C., Marques A., Astolfi MAM, Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A. 1990. **Bacia do Parana**. In: De Raja Gabaglia GP, Milani EJ (eds) **Origem e Evolucao de Bacias**

Ziegler, P.A., 1990. **Geological Atlas of Western and Central Europe**. Shell International Petroleum Company/Geological Society of London, 2nd Edition, 239 pp.

Ziegler, P.A., and Van Hoorn, B., 1989. **Evolution of the North Sea Rift System**. *Memoir American Association Petroleum Geologists*, 46, 471–500.

Zhao, J.-X., Mcculloch, M.T., and Korsch, R.J., 1994. **Characterization of a lume-related 800ma magmatic event and its implications for basin formation in Central-Southern Australia**. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 349–367.

Xie, X.; Heller, P. L. 2009. **Plate tectonics and basin subsidence history**. *Geological Society of America Bulletin*, 121(1-2), 55-64.

Watts A. B., Tozer B. M., Daly C., 2017. **Crustal structure, gravity anomalies and subsidence history of the Parnaíba cratonic basin, Northeast Brazil**. *American Geophysical Union*.

Watts, A. B.; Ryan, W. B. F. 1976. **Flexure of the lithosphere and continental margin basins**. *Tectonophysics*, v. 36, n. 1-3, p. 25-44.

Wyllie, M. R. J. *et al.* 1949. **A quantitative analysis of the electrochemical component of the SP curve**. *Journal of Petroleum Technology*, v. 1, n. 01, p. 17-26.

Wyllie, Malcolm Robert Jesse; Gregory, Alvin Ray; Gardner, Louis Wright, 1956. **Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media**. *Geophysics*, v. 21, n. 1, p. 41-70.

ANP. **Décima Rodada de Licitações. Bacia do Amazonas, 2008**. Disponível em: <[http://www.brasil-rounds.gov.br/arquivos/seminarios/STA\\_3\\_Bacia\\_do\\_Amazonas\\_portugues.pdf](http://www.brasil-rounds.gov.br/arquivos/seminarios/STA_3_Bacia_do_Amazonas_portugues.pdf)>. Acessado em 13.junho.2017.

ANP. **Bacia do Amazonas. Sumário Geológico e Setores em Oferta, 2013**. Disponível em: <[http://www.brasil-rounds.gov.br/arquivos/areas\\_oferecidas\\_r13/Sumarios\\_Geologicos/Sumario\\_Geologico\\_Bacia\\_Amazonas\\_R13.pdf](http://www.brasil-rounds.gov.br/arquivos/areas_oferecidas_r13/Sumarios_Geologicos/Sumario_Geologico_Bacia_Amazonas_R13.pdf)> Acessado em: 10.julho.2017

## Anexos

### 1. Códigos do MATLAB®

#### 1.1 Código A

Código usado para os poços 1-PE-0003-AM e 2-PEST-0002-AM

```
% POÇO 1-PE-0003-AM

clear all

clc

% 1a Parte -----
-----
-----

% Tabela de Porosidade Iniciais para litologias segundo Bond et al., 1983:

% Arenitos = 0.4

% Calcarenitos = 0.5

% Folhelho = 0.5

% Setando os parâmetros iniciais pro backstripping:

[datafile] = uigetfile('* .txt','Aponte o arquivo de .txt com os dados')

dados=load(datafile);

% Definindo as grandezas constantes como densidades, etc.

prompt = {'Densidade da água em kg/m3','Densidade do Manto (superior) em kg/m3',
'Densidade Média do Grão em kg/m3', 'Profundidade Máxima em metros','Espessura
Total dos Evaporitos em metros'};

def = {'1030','3300', '2650', '2000','232'};

title = 'Setagem de Parâmetros';
```

```

lineNo = 1;

answer=inputdlg(prompt,title,lineNo,def);

dens_w = str2double(answer{1}); % Densidade da água em kg/m³

dens_m = str2double(answer{2}); % Densidade do Manto em kg/m³

dens_s = str2double(answer{3}); % Densidade dos Sedimentos em kg/m³

pf = str2double(answer{4}); % Profundidade em km

% dens_sol = str2double(answer{5}); % Densidade da soleira de diabásio em kg/m³

% espess_sol = str2double(answer{6}); % Espessura da soleira de diabásio em metros

evapor = str2double(answer{5}); % Espessura dos Evaporitos

prof = [0:pf]; % Cria um vetor de profundidade de 0 a 'n' variando em 1km

k = 3*10^(-4); % Coeficiente Litológico

% Cálculo de Modelagem das Porosidades

%phi0 = input('Digite a porosidade inicial em decimal: '); % Porosidade Inicial

%k = 0.36; % Coeficiente Litológico

% porosidade = phi0*exp(-k*prof(:)); % Gera uma porosidade a partir da porosidade
inicial através de um modelo exponencial. OBS:.. Tem a mesma dimensão da
profundidade ( 1 valor / km).

% 2a Parte -----
-----

% Cálculos do backstripping - Unidade 4 (A mais antiga)

poros_inic4 = dados(4,5);

espess_unid4 = dados(4,3);

poros_fin4 = dados(4,4);

```

```

cam_descompact4 = espess_unid4*(1-poros_fin4)/(1-poros_inic4); % Descompactação

dados(1,7)= cam_descompact4;

dens_media_sedim4 = dens_w*poros_inic4 + dens_s*(1-poros_inic4); % Densidade
média dos Sedimentos

tempo_results (1,1) = dens_media_sedim4; % Vetor 2x1 que guarda: Densidade média
dos Sedimentos e resultado do backstripping anterior

tempo_results(1,2)=cam_descompact4

backstrip4 = cam_descompact4*(dens_m - dens_media_sedim4)/(dens_m - dens_w); %
Equacao backstripping: Vetor coluna com 7 linhas

tempo_results(1,3) = backstrip4;

% 3a Parte -----
-----

% Cálculos do backstripping - Unidade 3

dados(1,8) = espess_unid4;

poros_inic3 = dados(3,5);

espess_unid3 = dados(3,3);

poros_fin3 = dados(3,4);

cam_descompact3 = espess_unid3*(1-poros_fin3)/(1-poros_inic3); % Descompactação

dados(2,8)= cam_descompact3;

prof_metde_da_unid4 = cam_descompact3 + (espess_unid4)/2 ;

dens_media_sedim3 = dens_w*poros_inic3 + dens_s*(1-poros_inic3); % Densidade
média dos Sedimentos

massa_3 = dens_media_sedim3*cam_descompact3;

phi_4 = poros_inic4*exp(-k*prof_metde_da_unid4);

```

```

dens_media_sedim4 = dens_w*phi_4 + dens_s*(1-phi_4); % Densidade média dos
Sedimentos

massa_4 = dens_media_sedim4*espess_unid4;

dens_med_col_4_3 = (massa_4 + massa_3)/(sum(dados(:,8)));

tempo_results(2,1) = dens_med_col_4_3;

tempo_results(2,2) = sum(dados(:,8)); % Acumulação sedimentar

backstrip_4_3 = (sum(dados(:,8)))*(dens_m - dens_med_col_4_3)/(dens_m - dens_w);
% Equacao backstripping: Vetor coluna com 7 linhas

tempo_results(2,3) = backstrip_4_3;

% 4a Parte -----
-----

% Cálculos do backstripping - Unidade 2

dados(1,9)=espess_unid4; % Aloca a espessura unidade 4 na coluna 9 dos dados

dados(2,9) = espess_unid3; % Aloca a espessura unidade 4 na coluna 9 dos dados

poros_inic2 = dados(2,5); % Porosidade inicial Unid 3

espess_unid2 = dados(2,3); % Pega a espessura da unidade 3 no vetor "dados(3,3)" e
aloca na posição (3,1)

poros_fin2 = dados(2,4); % Porosidade final Unid 3

cam_descompact2 = espess_unid2*(1-poros_fin2)/(1-poros_inic2); % Faz a
Descompactação da Unid 3

% cam_descompact3 = cam_descompact3 + evapor; % Soma parte de rocha sedimentar
descompactada da Unid 3 aos evaporitos

dados(3,9) = cam_descompact2; % Alocando o valor da camada com e sem evaporitos

```

```

dens_media_sedim2 = dens_w*poros_inic2 + dens_s*(1 - poros_inic2); % Calcula a
densidade média dos sedimentos para a camada descompactada

massa_2 = dens_media_sedim2*cam_descompact2; % Massa da unidade 3

prof_metde_unid4 = cam_descompact2 + espess_unid3 + (espess_unid4)/2; %
Calculando a nova profundidade para a metade da Unidade 4

poros_inic4 = dados(4,5)*exp(-k*prof_metde_unid4); % Recalcula/atualiza a
porosidade referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim4 = dens_w*poros_inic4 + dens_s*(1 - poros_inic4); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

massa_4 = dens_media_sedim4*espess_unid4;

prof_metde_unid3 = cam_descompact2 + (espess_unid3)/2; % Calculando a nova
profundidade para a metade da Unidade 4

poros_inic3 = dados(3,5)*exp(-k*prof_metde_unid3); % Recalcula/atualiza a
porosidade referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim3 = dens_w*poros_inic3 + dens_s*(1 - poros_inic3); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

massa_3 = dens_media_sedim3*espess_unid3;

dens_med_col_4_3_2 = (massa_4 + massa_3 + massa_2)/(sum(dados(:,9))); %
Calculando a densidade média da coluna

tempo_results(3,1)= dens_med_col_4_3_2; %

tempo_results(3,2) = sum(dados(:,9));

tempo_results(3,3) = (sum(dados(:,9)))*(dens_m - (dens_med_col_4_3_2))/(dens_m -
dens_w); %

backstrip_4_3_2 = tempo_results(3,3); %

% 5a Parte -----
-----

% Unidade 1 (A mais recente)

```

```

espess_unid1 = dados(1,3);

dados(1,10) = espess_unid4; % Aloca a espessura unidade 4 na coluna 9 dos dados

dados(2,10) = espess_unid3; %

dados(3,10) = espess_unid2; %

% dados(4,11)= espess_sol;

dados(4,10)= espess_unid1 + evapor;

poros_inic_4_3_2_1 = [dados(1,4) ; dados(2:4,4)]; % Porosidade Inicial de cada uma
das unidades

espess_unid_4_3_2_1 = dados(:,10); % Espessuras das unidades 1, 2 e 3 alocadas na 3a
linha do tempo4

dens_med_da_col_4_3_2_1 = dens_w * poros_inic_4_3_2_1 + dens_s*(1 -
poros_inic_4_3_2_1);

% dens_med_da_col_4_3_2_1(5,1) = dens_sol;

massa_4_3_2_1 = sum(dens_med_da_col_4_3_2_1.*espess_unid_4_3_2_1);

prof_metde_unid4 = ((espess_unid1 + evapor) + espess_unid2 + espess_unid3 +
(espess_unid4)/2); % Calculando a nova profundidade para a metade da Unidade 4

poros_inic4 = dados(4,5)*exp(-k*prof_metde_unid4); % Recalcula/atualiza a
porosidade referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim4 = dens_w*poros_inic4 + dens_s*(1 - poros_inic4); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

massa_4 = dens_media_sedim4*espess_unid4;

prof_metde_unid3 = ((espess_unid1 + evapor) + espess_unid2 + (espess_unid3)/2); %
Calculando a nova profundidade para a metade da Unidade 4

poros_inic3 = dados(3,5)*exp(-k*prof_metde_unid3); % Recalcula/atualiza a
porosidade referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim3 = dens_w*poros_inic3 + dens_s*(1 - poros_inic3); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

```



```

massa_3 = dens_media_sedim3*espess_unid3;

prof_metde_unid2 = ((espess_unid1 + evapor) + (espess_unid2)/2); % Calculando a
nova profundidade para a metade da Unidade 4

poros_inic2 = dados(2,5)*exp(-k*prof_metde_unid2); % Recalcula/atualiza a
porosidade referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim2 = dens_w*poros_inic2 + dens_s*(1 - poros_inic2); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

massa_2 = dens_media_sedim2*espess_unid2;

dens_med_da_col_4_3_2_1 = (massa_4_3_2_1)/sum(espess_unid_4_3_2_1);

tempo_results(4,1)= dens_med_da_col_4_3_2_1;

tempo_results(4,2) = sum(dados(:,10));

backstrip_4_3_2_1 = sum(espess_unid_4_3_2_1)*(dens_m -
dens_med_da_col_4_3_2_1)/(dens_m - dens_w);

tempo_results(4,3) = backstrip_4_3_2_1;

% 6a Parte -----
-----

% Plotando o Resultado

tempo = [dados(4,6) dados(3,6) dados(2,6) dados(1,6) 0];

sed_acc_1_PE_AM = [0 sum(dados(:,7)) sum(dados(:,8)) sum(dados(:,9))
sum(dados(:,10))]; % Camadas descompactadas

subsid_1_PE_AM = [0 tempo_results(:,3)']; % Resultados do backstripping

subsid_tec_1_PE_AM = sed_acc_1_PE_AM - subsid_1_PE_AM;

% ----- FIGURA 1 -----

```

```
plot(tempo, sed_acc_1_PE_AM, '-s', tempo, subsid_tec_1_PE_AM, '-s', tempo,
subsid_1_PE_AM, '-o') % Plota o gráfico da curva de acúmulo de sedimentos (sed_acc)
e de subsidência (subsid) contra o tempo.
```

```
xlim([0 410])
```

```
set(gca,'Ydir','reverse')
```

```
set(gca,'Xdir','reverse')
```

```
set(gca, 'XAxisLocation', 'top')
```

```
xlabel('Tempo (Ma)')
```

```
ylabel('Profundidade (m)')
```

```
legend('Subsidencia Total','backstripping','Subsidência Tectônica')
```

```
gtext('Poço 1PE-0003-AM')
```

```
% ----- FIGURA 2 -----
```

```
n = length(subsid_1_PE_AM);
```

```
for i = 0:n-1
```

```
    kk(1,i+1) = subsid_1_PE_AM(1,i+2)- subsid_1_PE_AM(1,i+1)
```

```
    kkk(1,i+1) = tempo(1,i+2)-tempo(1,i+1)
```

```
    if i == n-2
```

```
        break
```

```
    end
```

```
end
```

```
deriv_1_subtect = kk./kkk;
```

```
deriv_1_subtect = [0 deriv_1_subtect];
```

```
deriv_1_subtect = abs(deriv_1_subtect)*(100);
```

```
figure
```

```
plot(tempo, sed_acc_1_PE_AM, '-s', tempo, subsid_1_PE_AM, '-s', tempo,  
deriv_1_subtect, '--') % Plota o gráfico da curva de acúmulo de sedimentos (sed_acc) e  
de subsidência (subsid) contra o tempo.
```

```
xlim([0 410])
```

```
set(gca,'Ydir','reverse')
```

```
set(gca,'Xdir','reverse')
```

```
set(gca, 'XAxisLocation', 'top')
```

```
xlabel('Tempo (Ma)')
```

```
ylabel('Profundidade (m)')
```

```
legend('Subsidencia Total','Subsidência Tectônica','Variação de Subsidência Tectônica')
```

```
gtext('Poço 1PE-0003-AM')
```

```
% ----- FIGURA 3 -----
```

```
n = length(sed_acc_1_PE_AM);
```

```
for i = 0:n-1
```

```
    kk(1,i+1) = sed_acc_1_PE_AM(1,i+2)-sed_acc_1_PE_AM(1,i+1)
```

```
    kkk(1,i+1) = tempo(1,i+2)-tempo(1,i+1)
```

```
    if i == n-2
```

```
        break
```

```
    end
```

```
end
```

```
deriv_1 = kk./kkk;
```

```
deriv_1 = [0 deriv_1];
```

```
deriv_1 = abs(deriv_1)*(100);
```

```
figure
```

```
plot(tempo, sed_acc_1_PE_AM, '-s', tempo, subsid_1_PE_AM, '-s', tempo, deriv_1, '--')% a o gráfico da curva de acúmulo de sedimentos (sed_acc) e de subsidência (subsid) contra o tempo.
```

```
xlim([0 410])
```

```
set(gca, 'Ydir', 'reverse')
```

```
set(gca, 'Xdir', 'reverse')
```

```
set(gca, 'XAxisLocation', 'top')
```

```
xlabel('Tempo (Ma)')
```

```
ylabel('Profundidade (m)')
```

```
legend('Subsidencia Total', 'Subsidência Tectônica', 'Taxa de variação da Subsidencia Total (exagero 100x)')
```

```
gtext('Poço 1PE-0003-AM')
```

```
clc
```

```
% ----- FIM -----%
```

## 1.2 Código B

Código usado para os poços 1-BRSA-0098-AM e 1-RUT-0001-AM

```
% POÇO 1-BRSA-0098-AM
```

```
clear all
```

```
clc
```

```
% 1a Parte -----  
-----
```

```
% Setando os parâmetros iniciais pro backstripping:
```

```
[datafile] = uigetfile('*.*txt','Aponte o arquivo de .txt com os dados')
```

```
dados=load(datafile);
```

```
%dados = ...
```

```
% [1 2 3 4 5; % Unidades Sedimentares (coluna 1)
```

```
% 0 751 2712 2900 3064; % Profundidades do topo das Unidades (coluna 2)
```

```
% 751 9999 86 188 164; % Espessuras (coluna 3) OBS:.. AQUI SÓ ENTRAM AS  
UNIDADES PASSIVEIS DE DESCOMPACTACAO, OU SEJA, SEM AS SOLEIRAS  
E OS EVAPORITOS
```

```
% 0.4495 9999 0.0792 0.0668 0.0710; % Porosidade Atual(coluna 4) com até 4  
decimais
```

```
% 0.4 9999 0.4 0.4 0.4; % Porosidade Inicial(coluna 5) com até 4 decimais
```

```
% 118 200 321 396 540]; % Idades (Ma) (coluna 6)
```

```
dados = dados';
```

```
% Definindo as grandezas constantes como densidades, etc.
```

```
prompt = {'Densidade da água em kg/m3','Densidade do Manto (superior) em kg/m3',  
'Densidade Média do Grão em kg/m3', 'Profundidade Máxima em metros','Densidade do
```

```

diabásio em kg/m3','Espessura Total das soleiras em metros','Espessura Total dos
Evaporitos em metros');

def = {'1030','3300', '2650', '2500','2750','528','460'};

title = 'Setagem de Parâmetros';

lineNo = 1;

answer=inputdlg(prompt,title,lineNo,def);

dens_w = str2double(answer{1}); % Densidade da água em kg/m3

dens_m = str2double(answer{2}); % Densidade do Manto em kg/m3

dens_s = str2double(answer{3}); % Densidade dos Sedimentos em kg/m3

pf = str2double(answer{4}); % Profundidade em km

dens_sol = str2double(answer{5}); % Densidade da soleira de diabásio em kg/m3

espess_sol = str2double(answer{6}); % Espessura da soleira de diabásio em metros

evapor = str2double(answer{7}); % Espessura dos Evaporitos

prof = [0:pf]; % Cria um vetor de profundidade de 0 a 'n' variando em 1km

k = 3*10(-4); % Coeficiente Litológico

% Cálculo de Modelagem das Porosidades

%phi0 = input('Digite a porosidade inicial em decimal: '); % Porosidade Inicial

%k = 0.36; % Coeficiente Litológico

% porosidade = phi0*exp(-k*prof(:)); % Gera uma porosidade a partir da porosidade
inicial através de um modelo exponencial. OBS:.. Tem a mesma dimensão da
profundidade ( 1 valor / km).

% 2a Parte -----
-----% Cálculos do backstripping - Unidade 5 (A mais antiga)

poros_inic5 = dados(5,5);

```

```

espess_unid5 = dados(5,3);

poros_fin5 = dados(5,4);

cam_descompact5 = espess_unid5*(1-poros_fin5)/(1-poros_inic5); % Descompactação

dados(1,7)= cam_descompact5;

dens_media_sedim5 = dens_w*poros_inic5 + dens_s*(1-poros_inic5); % Densidade
média dos Sedimentos

tempo_results = dens_media_sedim5; % Vetor 2x1 que guarda: Densidade média dos
Sedimentos e resultado do backstripping anterior

tempo_results(1,2)=cam_descompact5

backstrip5 = cam_descompact5*(dens_m - dens_media_sedim5)/(dens_m - dens_w); %
Equacao backstripping: Vetor coluna com 7 linhas

tempo_results(1,3) = backstrip5;

% 3a Parte -----
-----

% Cálculos do backstripping - Unidade 4

dados(1,8) = espess_unid5;

poros_inic4 = dados(4,5);

espess_unid4 = dados(4,3);

poros_fin4 = dados(4,4);

cam_descompact4 = espess_unid4*(1-poros_fin4)/(1-poros_inic4); % Descompactação

dados(2,8)= cam_descompact4;

prof_metde_da_unid5 = cam_descompact4 + (espess_unid5)/2 ;

```

```
dens_media_sedim4 = dens_w*poros_inic4 + dens_s*(1-poros_inic4); % Densidade
média dos Sedimentos
```

```
massa_4 = dens_media_sedim4*cam_descompact4;
```

```
phi_5 = poros_inic5*exp(-k*prof_metde_da_unid5);
```

```
dens_media_sedim5 = dens_w*phi_5 + dens_s*(1-phi_5); % Densidade média dos
Sedimentos
```

```
massa_5 = dens_media_sedim5*espess_unid5;
```

```
dens_med_col_5_4 = (massa_5 + massa_4)/(sum(dados(:,8)));
```

```
tempo_results(2,1) = dens_med_col_5_4;
```

```
tempo_results(2,2) = sum(dados(:,8)); % Acumulação sedimentar
```

```
backstrip_5_4 = (sum(dados(:,8)))*(dens_m - dens_med_col_5_4)/(dens_m - dens_w);
% Equacao backstripping: Vetor coluna com 7 linhas
```

```
tempo_results(2,3) = backstrip_5_4;
```

```
% 4a Parte -----
-----
```

```
% Cálculos do backstripping - Unidade 3
```

```
dados(1,9)=espess_unid5; % Aloca a espessura unidade 4 na coluna 9 dos dados
```

```
dados(2,9) = espess_unid4; % Aloca a espessura unidade 4 na coluna 9 dos dados
```

```
poros_inic3 = dados(3,5); % Porosidade inicial Unid 3
```

```
espess_unid3 = dados(3,3); % Pega a espessura da unidade 3 no vetor "dados(3,3)" e
aloca na posição (3,1)
```

```
poros_fin3 = dados(3,4); % Porosidade final Unid 3
```



```

cam_descompact3 = espess_unid3*(1-poros_fin3)/(1-poros_inic3); % Faz a
Descompactação da Unid 3

cam_descompact3 = cam_descompact3 + evapor; % Soma parte de rocha sedimentar
descompactada da Unid 3 aos evaporitos

dados(3,9) = cam_descompact3; % Alocando o valor da camada com e sem evaporitos

dens_media_sedim3 = dens_w*poros_inic3 + dens_s*(1 - poros_inic3); % Calcula a
densidade média dos sedimentos para a camada descompactada

massa_3 = dens_media_sedim3*cam_descompact3; % Massa da unidade 3

prof_metde_unid5 = cam_descompact3 + espess_unid4 + (espess_unid5)/2; %
Calculando a nova profundidade para a metade da Unidade 4

poros_inic5 = dados(5,5)*exp(-k*prof_metde_unid5); % Recalcula/atualiza a
porosidade referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim5 = dens_w*poros_inic5 + dens_s*(1 - poros_inic5); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

massa_5 = dens_media_sedim5*espess_unid5;

prof_metde_unid4 = cam_descompact3 + (espess_unid4)/2; % Calculando a nova
profundidade para a metade da Unidade 4

poros_inic4 = dados(4,5)*exp(-k*prof_metde_unid4); % Recalcula/atualiza a
porosidade referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim4 = dens_w*poros_inic4 + dens_s*(1 - poros_inic4); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

massa_4 = dens_media_sedim4*espess_unid4;

dens_med_col_5_4_3 = (massa_5 + massa_4 + massa_3)/(sum(dados(:,9))); %
Calculando a densidade média da coluna

tempo_results(3,1)= dens_med_col_5_4_3; %

tempo_results(3,2) = sum(dados(:,9));

tempo_results(3,3) = (sum(dados(:,9)))*(dens_m - (dens_med_col_5_4_3))/(dens_m -
dens_w); %

```

```

backstrip_5_4_3 = tempo_results(3,3); %

% 5a Parte -----
-----

% AQUI CALCULA-SE A SOLEIRA NO backstripping

dados(1,10) = espess_unid5; % Aloca a espessura unidade 4 na coluna 9 dos dados

dados(2,10) = espess_unid4; %

dados(3,10) = espess_unid3 + evapor; %

dados(4,10) = espess_sol; % Aloca a espessura da soleira na matriz dados % OBS.:
PARA A SOLEIRA NÃO SE FAZ DESCOMPACTAÇÃO

dados(2,3) = espess_sol;

prof_metde_unid5 = (espess_sol + (espess_unid3 + evapor) + espess_unid4) +
(espess_unid5)/2; % Calculando a nova profundidade para a metade da Unidade 4

poros_inic5 = dados(5,5)*exp(-k*prof_metde_unid5); % Recalcula/atualiza a
porosidade referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim5 = dens_w*poros_inic5 + dens_s*(1 - poros_inic5); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

massa_5 = dens_media_sedim5*espess_unid5;

prof_metde_unid4 = (espess_sol + (espess_unid3 + evapor) + (espess_unid4)/2); %
Calculando a nova profundidade para a metade da Unidade 4

poros_inic4 = dados(4,5)*exp(-k*prof_metde_unid4); % Recalcula/atualiza a
porosidade referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim4 = dens_w*poros_inic4 + dens_s*(1 - poros_inic4); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

massa_4 = dens_media_sedim4*espess_unid4;

prof_metde_unid3 = (espess_sol + (espess_unid3 + evapor)/2); % Calculando a nova
profundidade para a metade da Unidade 4

```

```

poros_inic3 = dados(3,5)*exp(-k*prof_metde_unid3); % Recalcula/atualiza a
porosidade referente a nova profundidade da unidade 4

dens_media_sedim3 = dens_w*poros_inic3 + dens_s*(1 - poros_inic3); % Recalcula a
densidade da Unidade 4 pra nova porosidade

massa_3 = dens_media_sedim3*(espess_unid3 + evapor);

massa_sol = dens_sol*espess_sol; % Calculo da Massa da soleira

dens_med_da_col_5_4_3_sol = (massa_5 + massa_4 + massa_3 +
massa_sol)/(sum(dados(:,10))); % Calculando a densidade média para toda a coluna

tempo_results(4,1) = dens_med_da_col_5_4_3_sol;

tempo_results(4,2) = sum(dados(:,10));

backstrip_5_4_3_sol = (sum(dados(:,10)))*(dens_m -
dens_med_da_col_5_4_3_sol)/(dens_m - dens_w); %

tempo_results(4,3)=backstrip_5_4_3_sol;

% 6a Parte -----
-----

% Unidade 1 (A mais recente)

espess_unid1 = dados(1,3);

dados(1,11) = espess_unid5; % Aloca a espessura unidade 4 na coluna 9 dos dados

dados(2,11) = espess_unid4; %

dados(3,11) = espess_unid3 + evapor; %

dados(4,11)= espess_sol;

dados(5,11)= espess_unid1;

poros_inic_5_4_3_1 = [dados(1,4) ; dados(3:5,4)]; % Porosidade Inicial de cada uma
das unidades

espess_unid_5_4_3_1 = dados(:,11); % Espessuras das unidades 1, 2 e 3 alocadas na 3a
linha do tempo4

```

```

dens_med_da_col_5_4_3_sol_1 = dens_w * poros_inic_5_4_3_1 + dens_s*(1 -
poros_inic_5_4_3_1);

dens_med_da_col_5_4_3_sol_1(5,1) = dens_sol;

massa_5_4_3_sol_1 = sum(dens_med_da_col_5_4_3_sol_1.*espess_unid_5_4_3_1);

dens_med_da_col_5_4_3_sol_1 = (massa_5_4_3_sol_1)/sum(espess_unid_5_4_3_1);

tempo_results(5,1)= dens_med_da_col_5_4_3_sol_1;

tempo_results(5,2) = sum(dados(:,11));

backstrip_5_4_3_sol_1 = sum(espess_unid_5_4_3_1)*(dens_m -
dens_med_da_col_5_4_3_sol_1)/(dens_m - dens_w);

tempo_results(5,3) = backstrip_5_4_3_sol_1;

% 7a Parte -----
-----

% Plotando o Resultado

tempo = [dados(5,6) dados(4,6) dados(3,6) dados(2,6) dados(1,6) 0];

sed_acc_1_BRSA_AM = [0 sum(dados(:,7)) sum(dados(:,8)) sum(dados(:,9))
sum(dados(:,10)) sum(dados(:,11))]; % Camadas descompactadas

subsid_1_BRSA_AM = [0 tempo_results(:,3)']; % Resultados do backstripping

subsid_tec_1_BRSA_AM = sed_acc_1_BRSA_AM - subsid_1_BRSA_AM;

% ----- FIGURA 1 -----

plot(tempo, sed_acc_1_BRSA_AM, '-s', tempo, subsid_tec_1_BRSA_AM, '-s', tempo,
subsid_1_BRSA_AM, '-o') % Plota o gráfico da curva de acúmulo de sedimentos
(sed_acc) e de subsidência (subsid) contra o tempo.

xlim([0 350])

set(gca,'Ydir','reverse')

set(gca,'Xdir','reverse')

set(gca, 'XAxisLocation', 'top')

```

```

xlabel('Tempo (Ma)')

ylabel('Profundidade (m)')

legend('Subsidencia Total','backstripping','Subsidência Tectônica')

gtext('Poço 1BRSA-0098-AM')

% ----- FIGURA 2 -----

n = length(subsid_1_BRSA_AM);

for i = 0:n-1

    kk(1,i+1) = subsid_1_BRSA_AM(1,i+2)- subsid_1_BRSA_AM(1,i+1)

    kkk(1,i+1) = tempo(1,i+2)-tempo(1,i+1)

if i == n-2

    break

end

end

deriv_1_subtect = kk./kkk;

deriv_1_subtect = [0 deriv_1_subtect];

deriv_1_subtect = abs(deriv_1_subtect)*(100);

figure

plot(tempo, sed_acc_1_BRSA_AM, '-s', tempo, subsid_1_BRSA_AM, '-s', tempo,
deriv_1_subtect, '--') % Plota o gráfico da curva de acúmulo de sedimentos (sed_acc) e
de subsidência (subsid) contra o tempo.

xlim([0 350])

set(gca,'Ydir','reverse')

set(gca,'Xdir','reverse')

set(gca, 'XAxisLocation', 'top')

xlabel('Tempo (Ma)')

```

```

ylabel('Profundidade (m)')

legend('Subsidência Total','Subsidência Tectônica','Variação de Subsidência Tectônica')

gtext('Poço 1BRSA-0098-AM')

% ----- FIGURA 3 -----

n = length(sed_acc_1_BRSA_AM);

for i = 0:n-1

    kk(1,i+1) = sed_acc_1_BRSA_AM(1,i+2)-sed_acc_1_BRSA_AM(1,i+1)

    kkk(1,i+1) = tempo(1,i+2)-tempo(1,i+1)

if i == n-2

    break

end

end

deriv_1 = kk./kkk;

deriv_1 = [0 deriv_1];

deriv_1 = abs(deriv_1)*(100);

figure

plot(tempo, sed_acc_1_BRSA_AM, '-s',tempo, subsid_1_BRSA_AM, '-s' , tempo
,deriv_1, '--')% a o gráfico da curva de acúmulo de sedimentos (sed_acc) e de
subsidência (subsid) contra o tempo.

xlim([0 350])

set(gca,'Ydir','reverse')

set(gca,'Xdir','reverse')

set(gca, 'XAxisLocation', 'top')

xlabel('Tempo (Ma)')

ylabel('Profundidade (m)')

```

legend('Subsidência Total', 'Subsidência Tectônica', 'Taxa de variação da Subsidência Total (exagero 100x)')

gtext('Poço 1BRSA-0098-AM')

clc

% ----- FIM ----- %