

1 OBJETIVOS

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

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

Aliado a esse conjunto de análise, foram utilizados dados geoquímicos (pirólise *Rock-Eval* e COT) compilados da literatura. Eles possibilitaram descrever o comportamento dos parâmetros geoquímicos em função da profundidade e/ou do grau de maturação da matéria orgânica, como colocaram Gonçalves et al. (1997).

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área desta pesquisa situa-se na porção centro-oeste da Bacia do Amazonas. A área foi subdividida em três subáreas (Figura 1) de acordo com a distribuição das linhas sísmicas e poços.

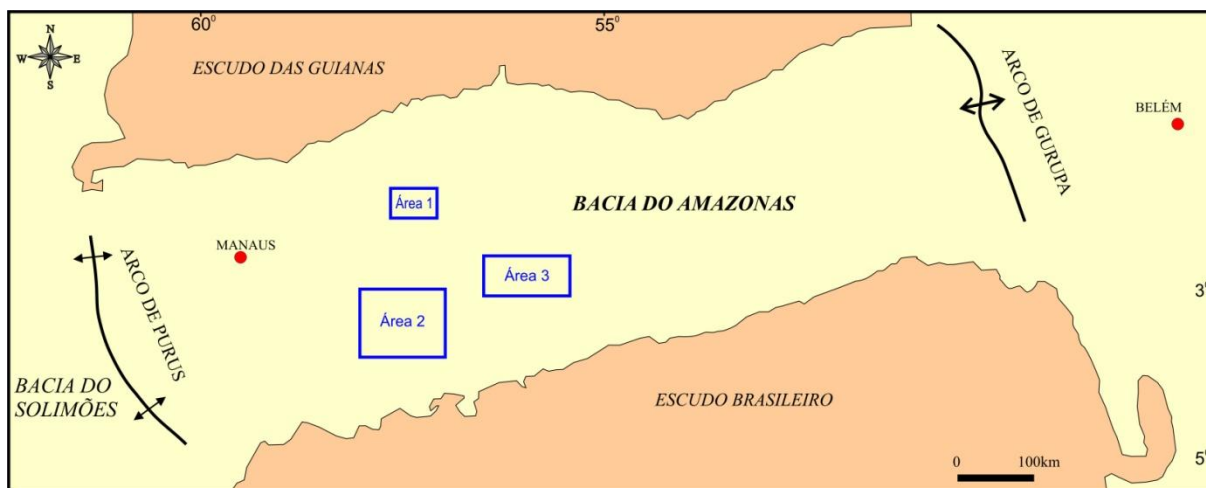
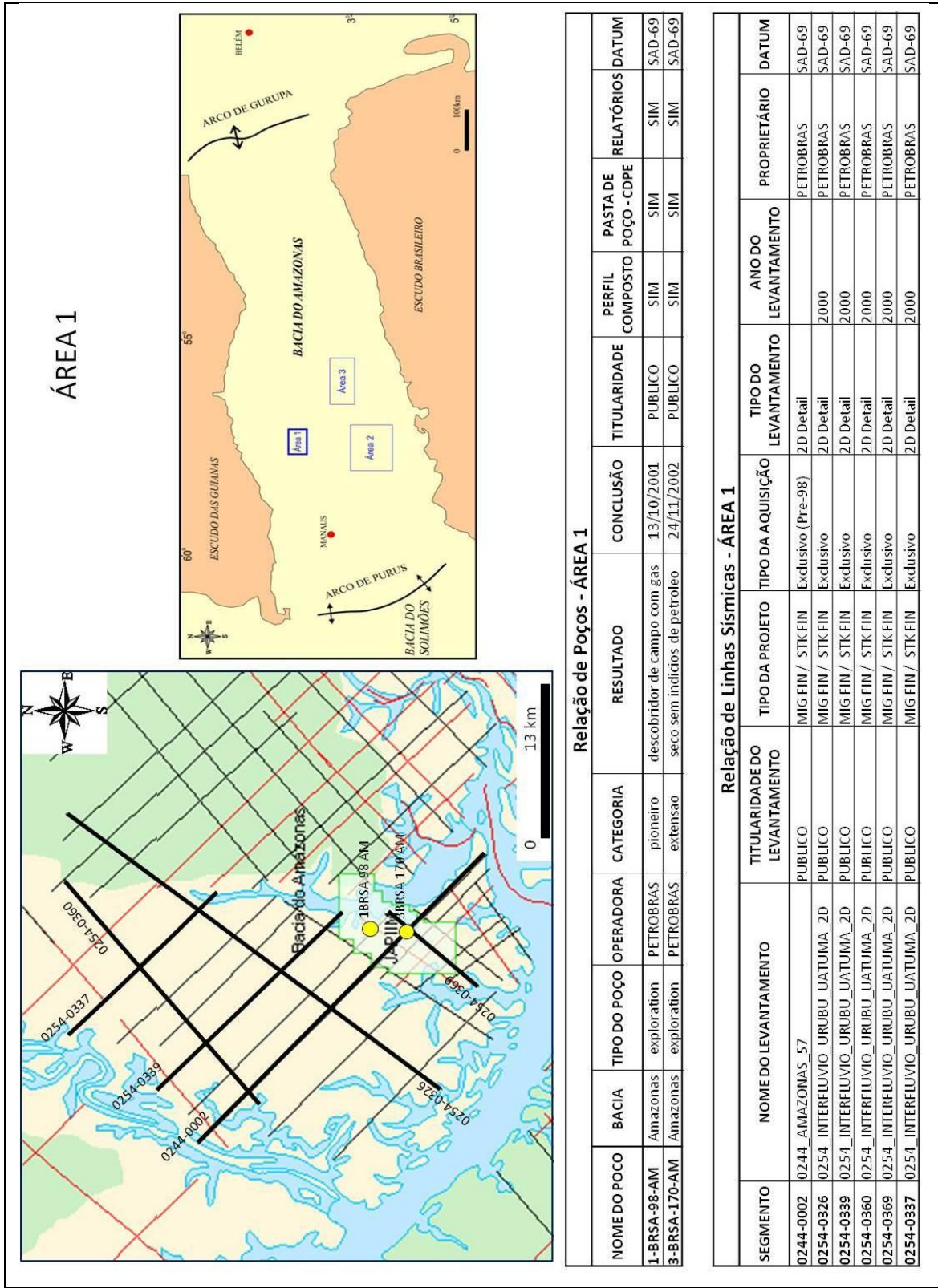


Figura 1 - Mapa de localização das áreas de estudo.

3 BASE DE DADOS

A base de dados deste estudo é composta, principalmente, por dados sísmicos e dados de poços. Esses dados foram solicitados e disponibilizados gratuitamente pela ANP para fins acadêmicos, como cotas de dados técnicos de acordo com os Arts. 1º e 2º da Resolução 23 – 14/07/2009 do DOU. A área 01 foi coberta por seis linhas sísmicas pós-*stack* e dois poços (Figura 2), a área 02 por oito linhas sísmicas pós-*stack* e seis poços (Figura 3) e a área 03 por seis linhas sísmicas pós-*stack* e dois poços (Figura 4).

Também foram utilizados dados bibliográficos e dados geoquímicos compilados a partir de artigos e teses publicados, bem como de projetos em execução na Faculdade de Geologia da UERJ.



Relação de Poços - ÁREA 1

NOME DO POÇO	BACIA	TIPO DO POÇO	OPERADORA	CATEGORIA	RESULTADO	CONCLUSÃO	TITULARIDADE	PERFIL COMPOSTO	PASTA DE POÇO - CDPE	RELATÓRIOS	DATUM
1-BRSA-98-AM	Amazonas	exploration	PETROBRAS	pioneiro	descobridor de campo com gas	13/10/2001	PUBLICO	SIM	SIM	SIM	SAD-69
3-BRSA-170-AM	Amazonas	exploration	PETROBRAS	extensao	seco sem indícios de petroleo	24/11/2002	PUBLICO	SIM	SIM	SIM	SAD-69

Relação de Linhas Sísmicas - ÁREA 1

SEGMENTO	NOME DO LEVANTAMENTO	TITULARIDADE DO LEVANTAMENTO	TIPO DA AQUISIÇÃO	TIPO DO PROJETO	TIPO DA AQUISIÇÃO	TIPO DO LEVANTAMENTO	ANO DO LEVANTAMENTO	PROPRIETÁRIO	DATUM
0244-0002	0244_AMAZONAS_57	PUBLICO	MIG FIN/ STK FIN	Exclusivo (Pre-98)	2D Detail	2000	PETROBRAS	SAD-69	
0254-0326	0254_INTERFLUVIO_URUBU_UATUMA_2D	PUBLICO	MIG FIN/ STK FIN	Exclusivo	2D Detail	2000	PETROBRAS	SAD-69	
0254-0339	0254_INTERFLUVIO_URUBU_UATUMA_2D	PUBLICO	MIG FIN/ STK FIN	Exclusivo	2D Detail	2000	PETROBRAS	SAD-69	
0254-0360	0254_INTERFLUVIO_URUBU_UATUMA_2D	PUBLICO	MIG FIN/ STK FIN	Exclusivo	2D Detail	2000	PETROBRAS	SAD-69	
0254-0369	0254_INTERFLUVIO_URUBU_UATUMA_2D	PUBLICO	MIG FIN/ STK FIN	Exclusivo	2D Detail	2000	PETROBRAS	SAD-69	
0254-0337	0254_INTERFLUVIO_URUBU_UATUMA_2D	PUBLICO	MIG FIN/ STK FIN	Exclusivo	2D Detail	2000	PETROBRAS	SAD-69	

Figura 2: Mapa de localização de linhas sísmicas e poços da Área 1.

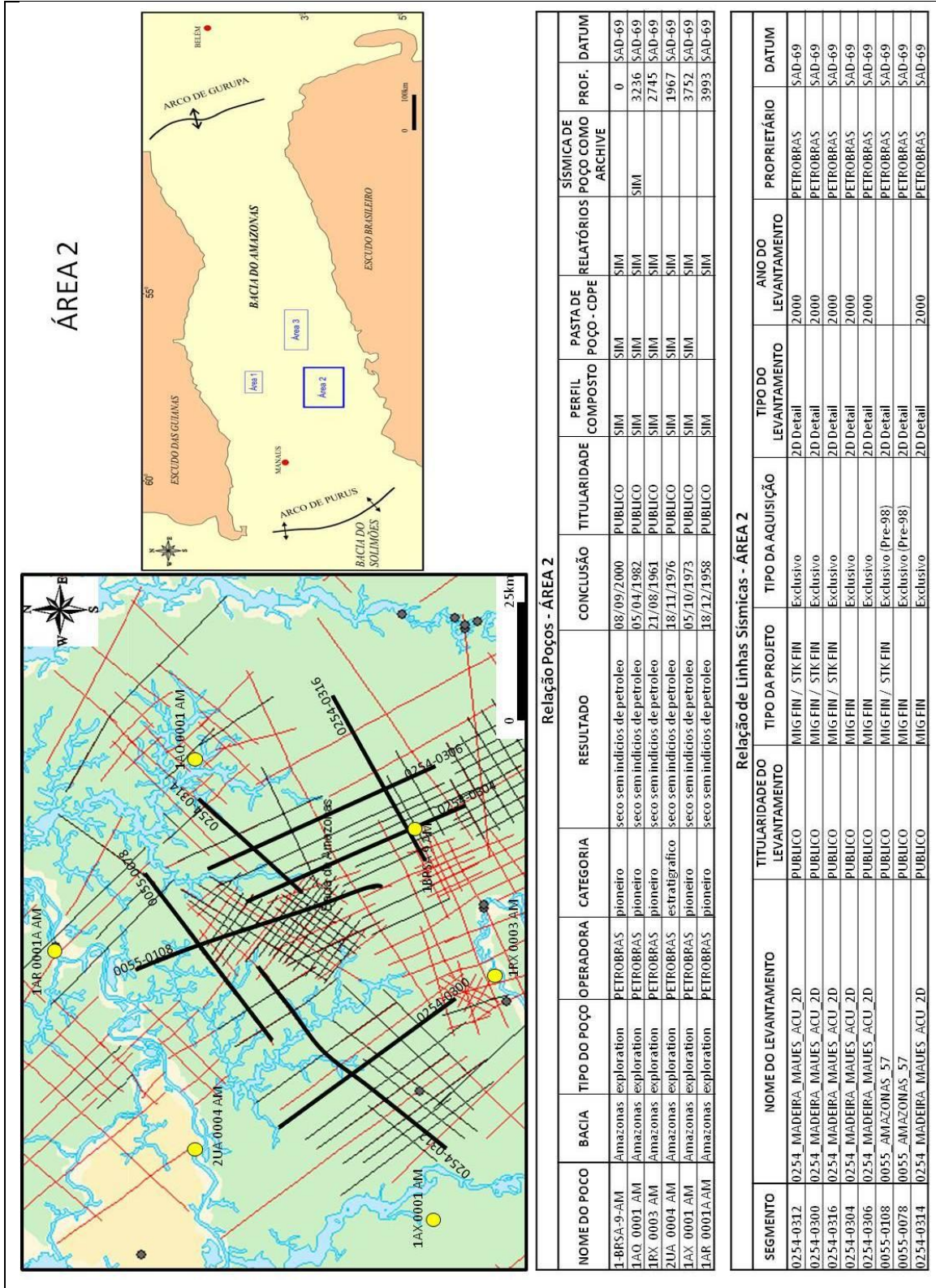


Figura 3: Mapa de localização de linhas sísmicas e poços da Área 2.

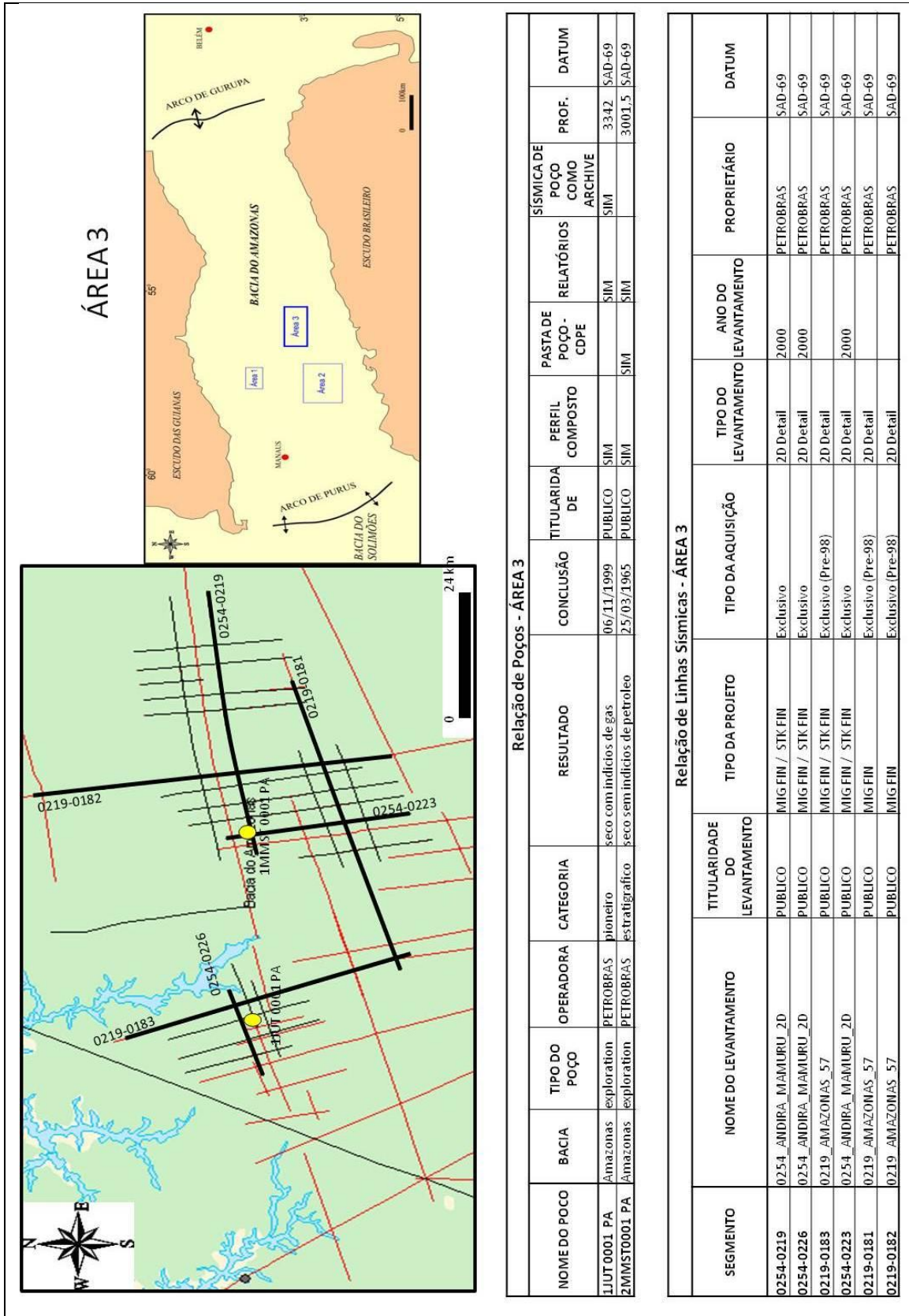


Figura 4: Mapa de localização de linhas sísmicas e poços da Área 3.

Relação de Poços - ÁREA 3

NOME DO POÇO	BACIA	TIPO DO POÇO	OPERADORA	CATEGORIA	RESULTADO	CONCLUSÃO	TITULARIDADE DE	PERFIL COMPOSTO	PASTA DE POÇO - COPE	RELATÓRIOS	SÍSMICA DE POÇO COMO ARCHIVE	PROF.	DATUM
1JUT0001 PA	Amazonas	exploration	PETROBRAS	pioneiro	seco com indícios de gás	06/11/1999	PUBLICO	SIM	SIM	SIM	SIM	3342	SAD-69
2MMST0001 PA	Amazonas	exploration	PETROBRAS	estratigrafico	seco sem indícios de petróleo	25/03/1965	PUBLICO	SIM	SIM	SIM	SIM	3001,5	SAD-69

Relação de Linhas Sísmicas - ÁREA 3

SEGMENTO	NOME DO LEVANTAMENTO	TITULARIDADE DO LEVANTAMENTO	TIPO DA PROJETO	TIPO DA AQUISIÇÃO	TIPO DO LEVANTAMENTO	ANO DO LEVANTAMENTO	PROPRIETÁRIO	DATUM
0254-0219	ANDIRA_MAMURU_2D	PUBLICO	MIG FIN / STK FIN	Exclusivo	2D Detail	2000	PETROBRAS	SAD-69
0254-0226	ANDIRA_MAMURU_2D	PUBLICO	MIG FIN / STK FIN	Exclusivo	2D Detail	2000	PETROBRAS	SAD-69
0219-0183	AMAZONAS_57	PUBLICO	MIG FIN / STK FIN	Exclusivo (Pre-98)	2D Detail	2000	PETROBRAS	SAD-69
0254-0223	ANDIRA_MAMURU_2D	PUBLICO	MIG FIN / STK FIN	Exclusivo	2D Detail	2000	PETROBRAS	SAD-69
0219-0181	AMAZONAS_57	PUBLICO	MIG FIN	Exclusivo (Pre-98)	2D Detail		PETROBRAS	SAD-69
0219-0182	AMAZONAS_57	PUBLICO	MIG FIN	Exclusivo (Pre-98)	2D Detail		PETROBRAS	SAD-69

4 METODOLOGIA

A metodologia deste projeto foi dividida em duas etapas: 1) aquisição de dados; 2) interpretação de dados e análise dos resultados.

4.1 Aquisição de dados

a) Dados Geoquímicos – contemplam os dados obtidos por análises de pirólise *Rock-Eval* e Teor de Carbono Orgânico (COT). Foram obtidos parâmetros como S_2 (potencial de geração), IH (índice de hidrogênio), S_1 (hidrocarbonetos livres) e T_{max} (evolução térmica);

b) Dados Geofísicos – foram solicitadas 20 linhas sísmicas pós-*stack* à ANP, bem como dados publicados em artigos e teses. O intuito foi o de utilizar os dados geofísicos e de distribuição do volume/espessura das soleiras básicas, para simular a resposta dos parâmetros geotérmicos, como a condução térmica, frente à intrusão das soleiras nos sedimentos da Bacia do Amazonas.

c) Dados de Poços – foram solicitados dados de 10 poços à ANP. Os mesmos foram utilizados para dar suporte às interpretações sísmicas.

4.2 Interpretação de dados e análise dos resultados

Esta etapa constituiu-se da integração, interpretação e análise de todos os dados obtidos nas etapas anteriores.

a) Integração e Interpretação de dados – esta etapa baseou-se, principalmente, na interpretação das linhas sísmicas, utilizando-se o *software OpendTect*. A partir do volume de soleiras observado nos horizontes geradores foi possível avaliar as variações do fluxo e do gradiente térmicos na bacia devido ao efeito das intrusões básicas, podendo assim correlacionar com outros parâmetros usualmente utilizados em estudos já publicados na literatura.

b) Análise dos resultados – esta etapa foi empregada para analisar os resultados obtidos nas interpretações realizadas, servindo assim de subsídio para a confecção da dissertação.

5 CONTEXTO REGIONAL GEOLÓGICO

5.1 Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica localizada na porção setentrional do Brasil, com uma área de aproximadamente 500.000 km². Está limitada ao norte pelo Escudo das Guianas e ao sul pelo Escudo Brasileiro, limita-se a oeste com a Bacia do Solimões pelo Arco de Purus, e ao leste com o Arco de Gurupá (Figura 5).

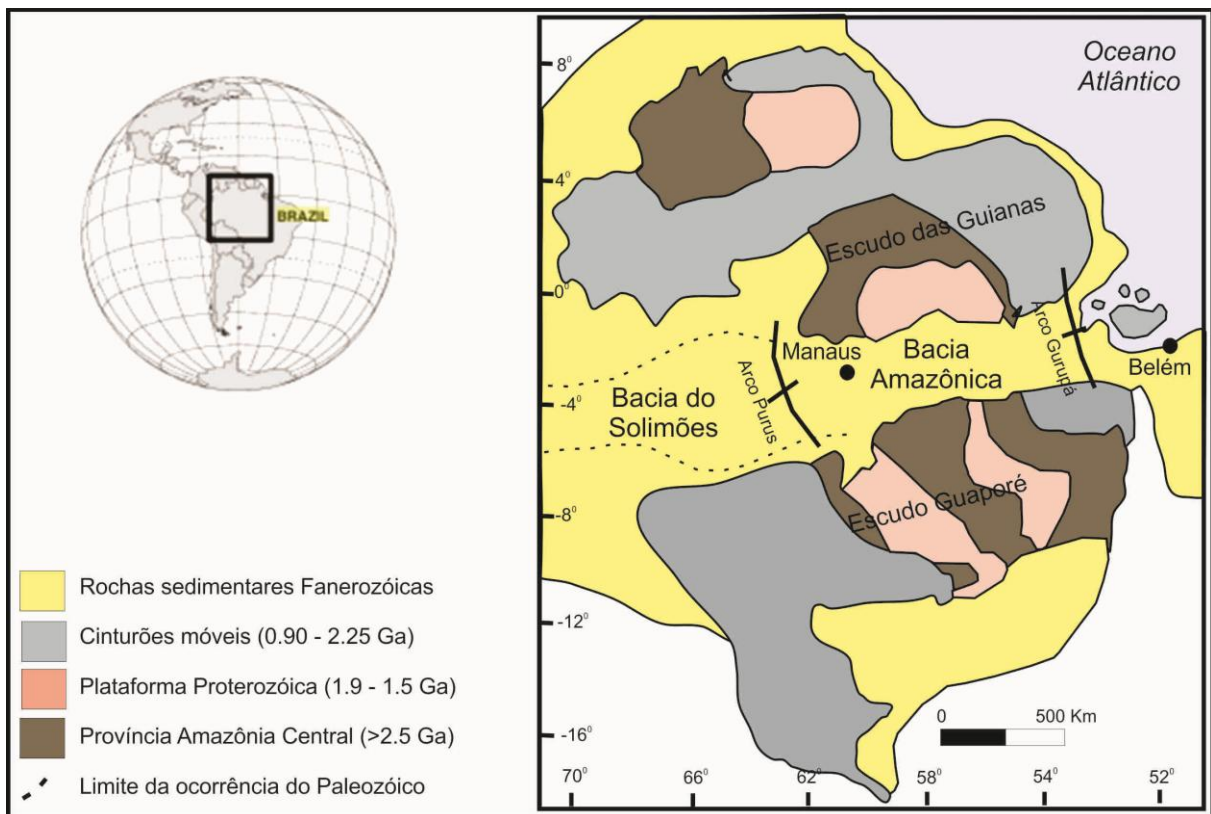


Figura 5 - Mapa de Localização da Bacia do Amazonas
Fonte: modificado de MATOS e BROWN, 1992.

5.1.1 Evolução Tectono-Sedimentar

A Bacia do Amazonas tem sua gênese relacionada (NEVES et al. 1989 apud CUNHA et al., 1994) à dispersão de esforços no fechamento do Ciclo Proterozóico Brasileiro. A Faixa Móvel Araguaia-Tocantins (ALMEIDA, 1967 apud CUNHA et al., 2007) está originalmente associada à Orogenia Brasileira/Pan-Africana, com

esforços compressivos na direção leste-oeste e esforços de alívio na direção norte-sul (Figura 6).

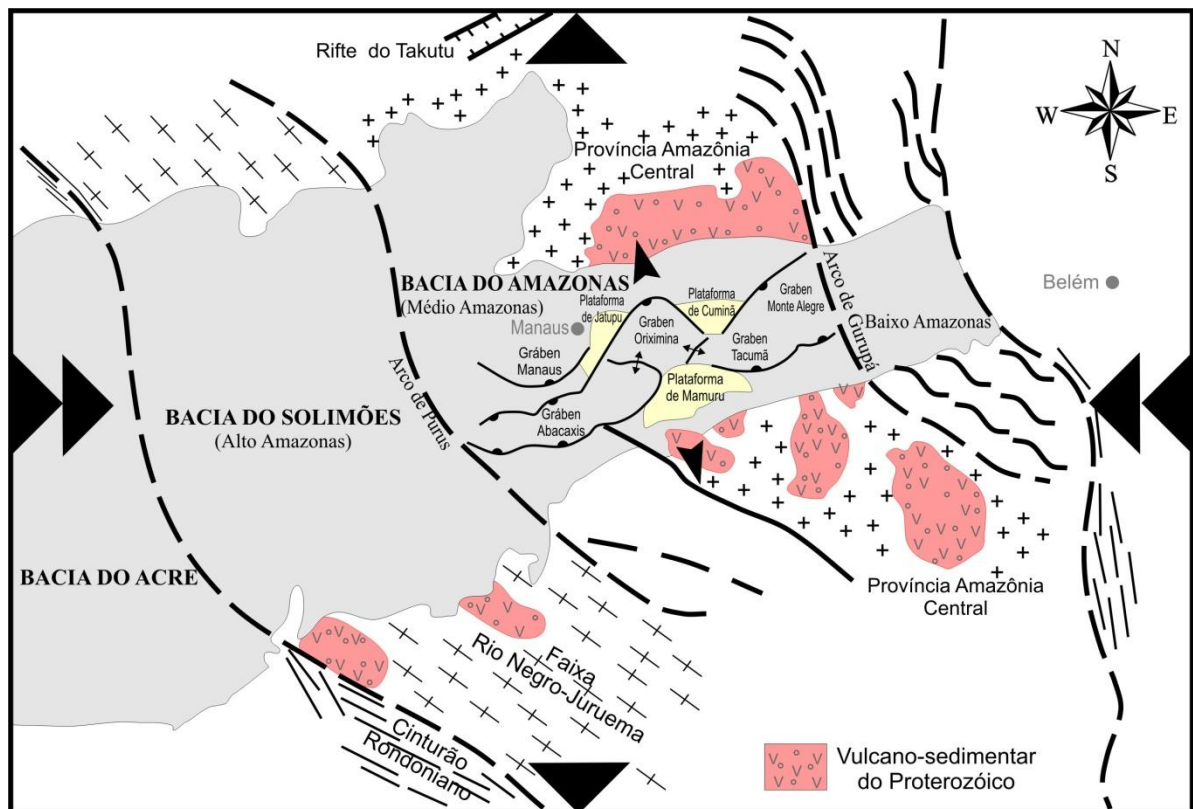


Figura 6 - Esforços extensionais originados de ambientes compressivos na Faixa Araguaia-Tocantins.

Fonte: Modificado de CORDANI et al. 1984.

O rifte precursor da Bacia do Amazonas corresponde a essa zona de alívio, tendo se propagado de leste para oeste devido à reativação de antigas fraturas pré-cambrianas. Segundo Santos et al. (2002), a implantação deste rifte está associada ao movimento de uma pluma mantélica que produziu a província magmática Piranhas no Cambriano Médio (507 Ma). Após o evento distensivo, ocorreu o resfriamento das massas magmáticas, iniciando-se a subsidência térmica regional e o desenvolvimento de uma sinéclise intracontinental.

A existência de uma anomalia gravimétrica positiva, coincidente com o eixo da sinéclise, aponta para a ocorrência de corpos ultrabásicos rasos, que provavelmente controlaram o mecanismo inicial de subsidência da bacia (WANDERLEY FILHO, 1991) (Figura 7).

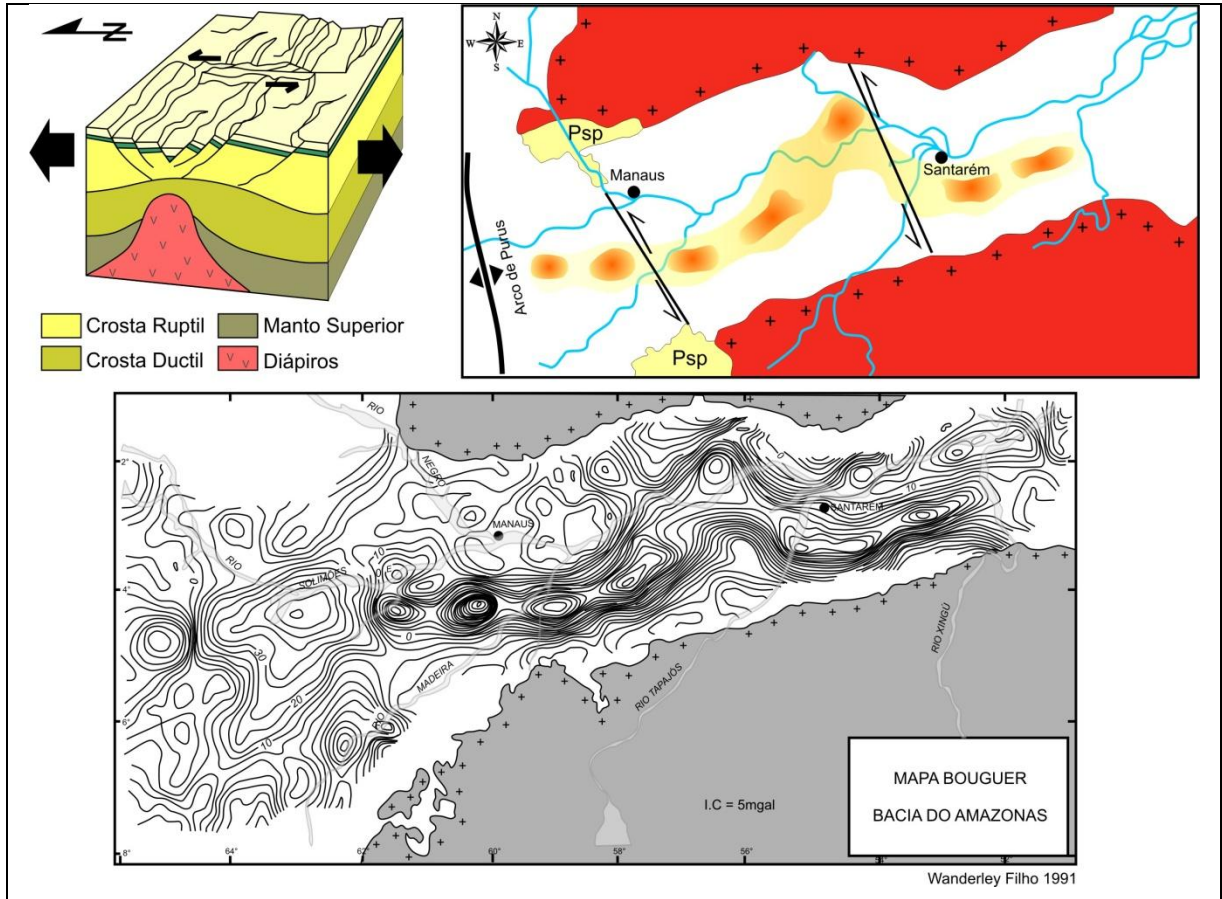


Figura 7 - Anomalias magnéticas ao longo do substrato da Bacia do Amazonas e o modelo de rifteamento.

Fonte: Adaptado de CUNHA, 2000 e WANDERLEY FILHO, 1991.

Episódios anteriores à implantação da sinéclise intracontinental ocorreram nas etapas finais do Ciclo Brasileiro, na qual se acumularam unidades sedimentares sobre a Plataforma Sul-Americana em condições tardi-pós-orogênicas (CUNHA et al. 2007).

Gonzaga et al. (2000), sugeriram quatro eventos distensivos durante a evolução da Bacia do Amazonas, correspondentes a cada uma das quatro unidades principais de seu registro estratigráfico. Cada um desses eventos de rifteamento corresponderia a momentos de elevadas taxas de subsidência, que seriam sucedidos por intervalos de taxas moderadas, quando da atuação da subsidência térmica.

5.1.2 Arcabouço Estratigráfico

De acordo com Cunha et al. (1994), Gonzaga et al. (2000), Milani e Zalán (1999) e Milani e Thomaz Filho (2000) (Figura 8) o arcabouço estratigráfico da Bacia do Amazonas pode ser subdividido em quatro supersequências (transgressivas e regressivas) separadas por discordâncias regionais, sendo três delas Paleozóicas e uma quarta Supersequência do Cretáceo ao Recente, são elas: Ordoviciano Superior – Devoniano Inferior; Devoniano Médio – Carbonífero Inferior; Carbonífero Médio – Permiano; e Cretáceo – Terciário. Ainda segundo os autores, as sequências Paleozóicas foram afetadas pelo Episódio magmático Penatecaua, de idade Eojurássica (200 +- 20Ma).

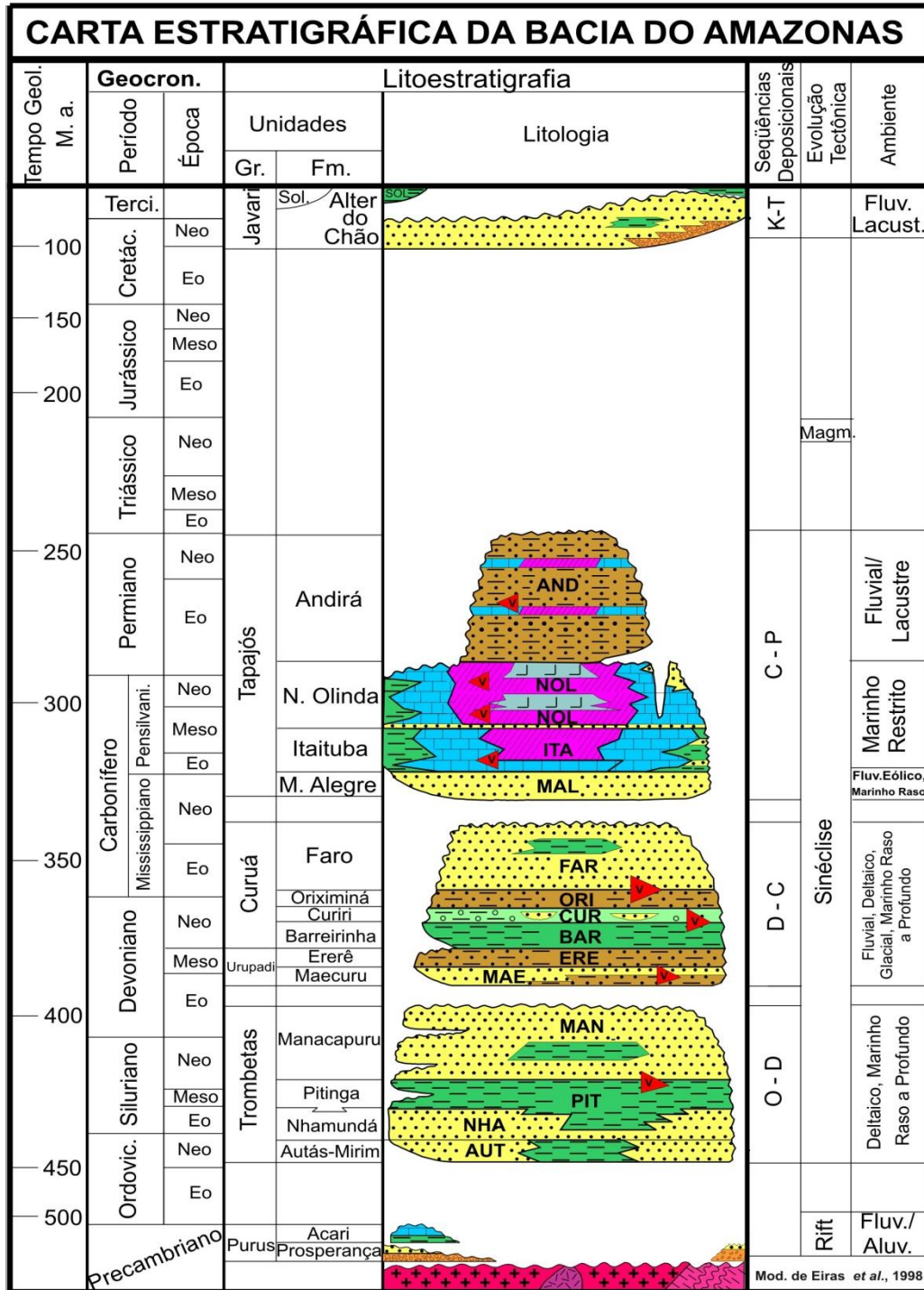


Figura 8: Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas.
 Fonte: Adaptada de EIRAS et al. 1998.

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

mesozóico-cenozóica sedimentar, e uma megasequência paleozóica constituída por rochas sedimentares associadas a um grande volume de intrusões de diques e soleiras de diabásio mesozóicos (Figura 9). Esta megasequência pode ser dividida em quatro sequências de segunda ordem, designadas como Sequência Ordovício-Devoniana, Sequência Devono-Tournaisiana, Sequência Neoviseana e Sequência Pensilvaniano-Permiana.

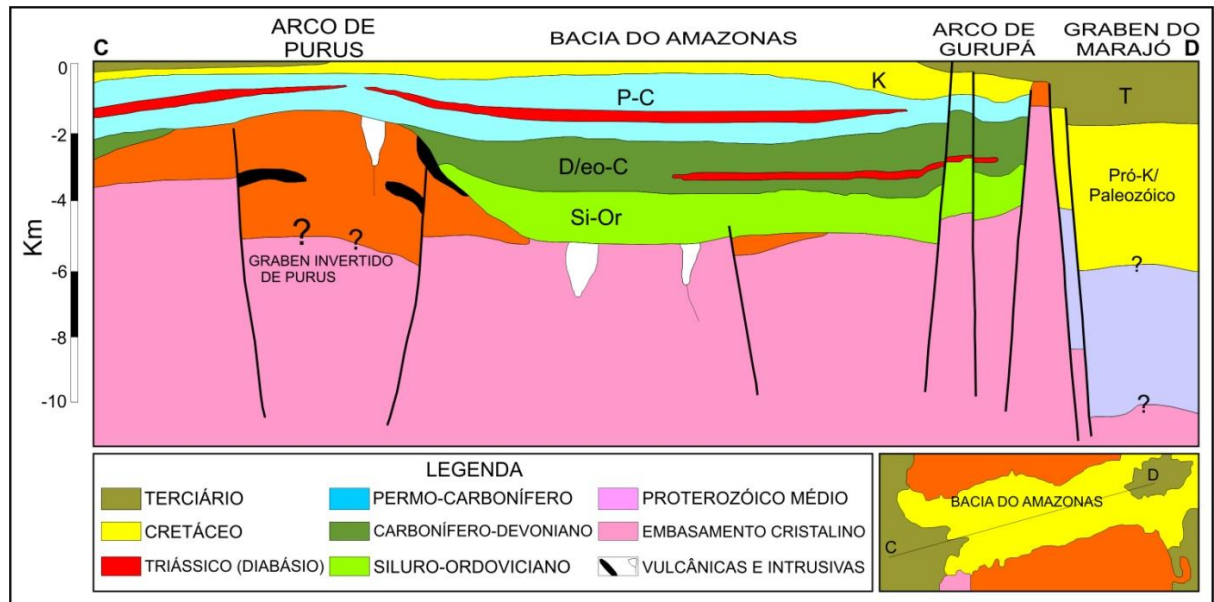


Figura 9: Seção geológica da Bacia do Amazonas.
Fonte: WANDERLEY FILHO et al., 2005/2006.

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

Megasequência Paleozóica

Sequência Ordovício-Devoniana

A Sequência Ordovício-Devoniana representa o estágio inicial de deposição na sinéclise, com um caráter pulsante transgressivo-regressivo, alterando sedimentos glaciais e marinhos com ingressões de leste para oeste, posicionando em *onlap* sobre o Arco de Purus, que impedia a conexão com a Bacia do Solimões. Em direção a leste a sedimentação ultrapassou a região do Arco de Gurupá e se conectou com as bacias do noroeste africano.

As rochas dessa sequência compõem o **Grupo Trombetas** (LUDWIG, 1964 apud CUNHA et al. 2007), representado pelas **Formação Autás Mirim**, composta por arenitos e folhelhos neríticos neo-ordovicianos (Caradoc?-Ashgill); **Formação Nhamundá**, composta por arenitos neríticos e glaciogênicos eossilurianos (Llandovery – Wenlock inferior); **Formação Pitinga**, composta por folhelhos e diamictitos marinhos silurianos (Llandovery médio – Pridoli inferior); **Formação Manacapuru**, constituída por arenitos e pelitos neríticos neossilurianos – eodevonianos (Ludlow superior – Lochkoviano inferior); **Formação Jatapu**, antigo Membro Jatapu da Formação Maecuru (do sobreposto Grupo Urupadi). Essa mudança de categoria hierárquica (de membro para formação) e o deslocamento da mesma para o Grupo Trombetas foi proposta por Cunha et al. (2007).

Sequência Devono-Tournaisiana

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

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

Cunha (2000) considera esse grupo como uma unidade de terceira ordem na concepção da moderna Estratigrafia de Sequências e o subdivide em ciclos menores de até quinta ordem, associados às oscilações climáticas oriundas das variações da órbita terrestre, dentro da banda de frequências de Milankovitch. Esses ciclos

tiveram duração de cerca de cem mil anos (100 ka) cada, relacionados à excentricidade curta da órbita terrestre àquele tempo.

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

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

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

Sequência Neoviseana

Após a deposição da Sequência Devono-Tournaisiana, uma intensa atividade tectônica atuou nas margens da Placa Sul-Americana: a orogenia Acadiana ou Chânica, ocasionando soerguimento e erosão dessa sequência, e originando a discordância que a separa da unidade sobreposta, a Formação Faro, esta formação isoladamente constitui a Sequência Neoviseana.

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

Sequência Pensilvaniano-Permiana

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

A **Formação Monte Alegre** de idade Neobashkiriana (PILAYFORD e DINO, 2000; MELO e LOBOZIAK, 2003), inicia sua deposição com arenitos eólicos e de *wadis*, intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos.

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

A **Formação Nova Olinda** é composta por calcários, anidritas e halitas de inframaré e planícies de sabkha, de idade Moscoviana – Gzheliana, segundo Lemos (1990), ou Moscoviana – Permiana, segundo Playford e Dino (2000). Cunha et al. (2007) propuseram a divisão da Formação Nova Olinda em duas unidades de categoria hierárquica inferior: os membros Fazendinha, basal, e Arari, superior. O **Membro Fazendinha** caracteriza-se por folhelhos, carbonatos, anidritas, halitas e, localmente, sais mais solúveis como silvita. Foram depositados em ambientes marinho raso, de planícies de sabkha e lagos hipersalinos. Possui idade desmoinesiana (Moscoviano), abrangendo as palinozonas *Striatosporites heyleri* e *Raistrickia cephalata*, de Playford e Dino (2000). O **Membro Arari** documenta o início da forte regressão que ocorreu na bacia, comprovado pela ampla diminuição

ou quase ausência de fósseis marinhos, a inexistência de carbonatos marinhos e a associação de folhelhos e siltitos com pacotes de halitas cristaloblásticas. Estas últimas apresentam redes de argilas na sua trama interna, resultantes de retrabalhamento de seções salíferas mais antigas, que foram soerguidas nas bordas da bacia e redepositadas nas áreas mais centrais (SILVA, 1996). Esse soerguimento e o início da continentalização da bacia estão associados à mudança climática e à orogenia Variscana ou Tardi-herciniana.

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

Magmatismo Pós-paleozóicos

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

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

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

Megassequência Mesozóico-Cenozóico

Após a atuação dos esforços compressivos relacionados ao Diastrofismo Juruá, ocorreu um relaxamento tectônico seguido da implantação de novos ciclos deposicionais representados pela outra unidade de primeira ordem da bacia, denominada Megassequência Mesozóico-Cenozóica constituída pelas sequências Cretácea e Terciária (CUNHA et al. 2007).

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

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

5.2 Sistemas Petrolíferos

5.2.1 Sistemas Petrolíferos

Barreirinha-Curiri (!)

O Sistema Petrolífero Barreirinha-Curiri (!) engloba a fonte Devoniano superior, rochas geradoras da Formação Barreirinha e rochas reservatórios da Formação Curiri (Figura 10).

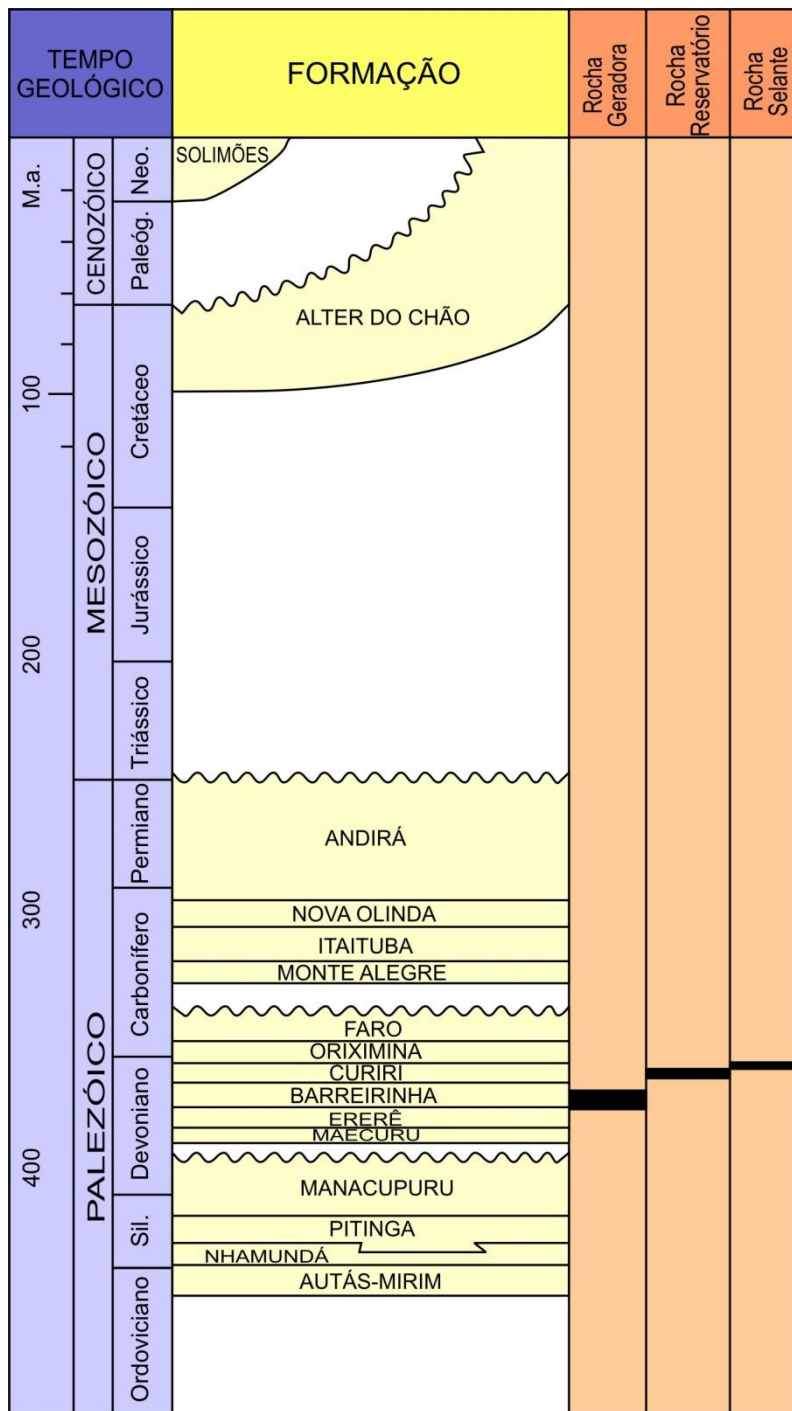


Figura 10: Carta estratigráfica simplificada indicando os sistemas petrolíferos da Bacia do Amazonas. Fonte: Modificada de CUNHA et al. 1994.

Este sistema é responsável pelas acumulações e indícios de hidrocarbonetos e descobertas na Bacia do Amazonas (Figura 11).

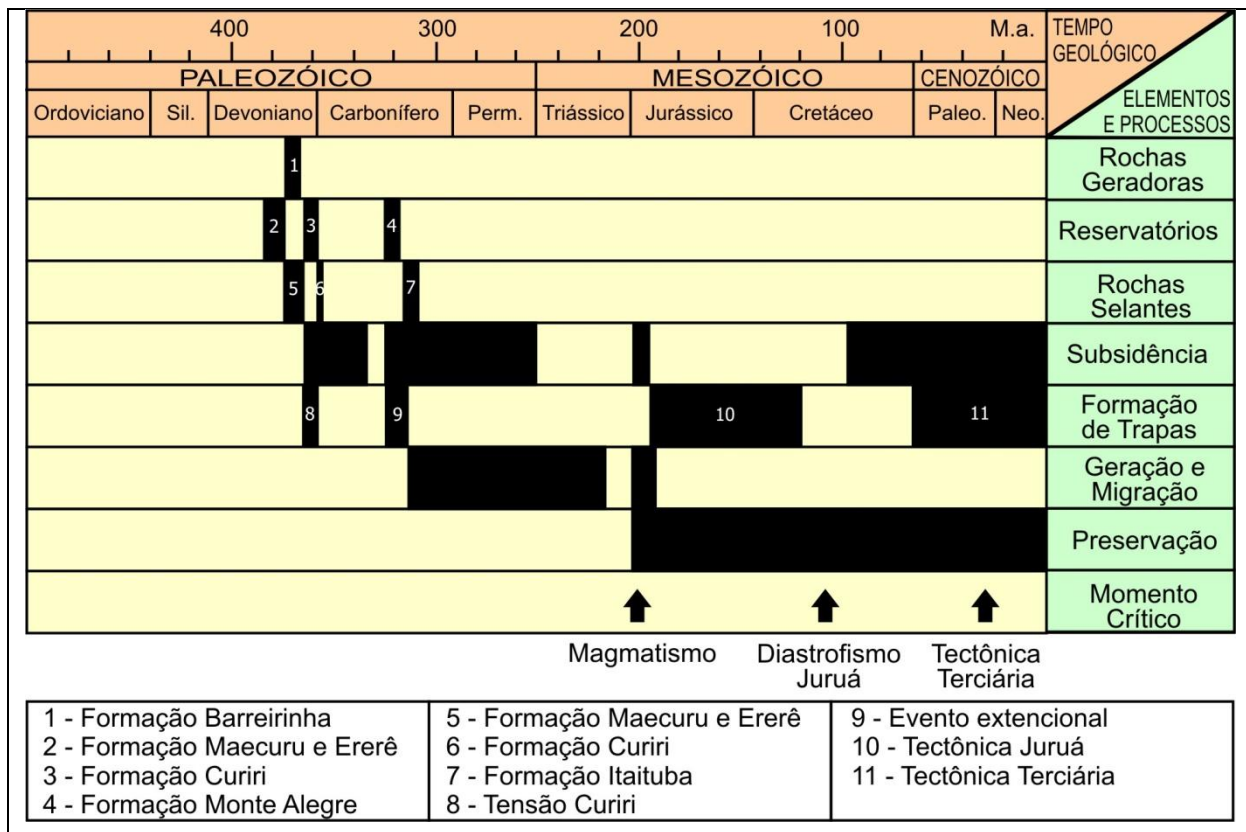


Figura 11: Carta de eventos do Sistema Petrolífero da Bacia do Amazonas.

Fonte: Modificado de GONZAGA et al., 2000.

As principais acumulações de hidrocarbonetos (não comercial) foram encontradas em arenitos da Formação Curiri (Devoniano tardio) e da Formação Monte Alegre (Carbonífero Médio). A maioria das ocorrências de petróleo está localizada na porção ocidental da Bacia do Amazonas. Na porção leste do Amazonas, as ocorrências de gás são causadas devido ao efeito do calor das intrusões de diques de diabásio.

Os folhelhos da Formação Barreirinha do Grupo Curuá foram identificados por Rodrigues (1973), como sendo os principais geradores, admitindo que a fase principal de geração de hidrocarbonetos foi na época de maior soterramento, entre o Permiano Superior e o Triássico. Assim, este autor propôs dois modelos de geração e acumulação dos hidrocarbonetos: o primeiro modelo indicando que a geração teria ocorrido antes da estruturação, ficando os hidrocarbonetos acumulados em trapas estratigráficas dentro da Formação Monte Alegre e, posteriormente, remobilizados com a estruturação, acumulando-se em trapas formadas a partir dessa estruturação;

e um segundo modelo no qual o tempo de geração seria concomitante com a estruturação.

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

5.2.2 Rochas Geradoras

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

Gonzaga et al. (2000) realizaram uma avaliação do potencial gerador de petróleo (S2), baseado em abundantes dados geoquímicos de poços (testemunhos e cortes de afloramento), que incluem um total de 3948 resultados de carbono orgânico total (COT), 1986 análises de pirólise, 180 resultados de isótopos estáveis de carbono, 280 análises de petrografia orgânica, 59 análises cromatográficas de gás (CG) e análises cromatográficas de gás – espectrometria de massa (CG-EM). Os dados de COT indicam que as formações Pitinga, Barreirinha e Curiri são as únicas unidades com potencial gerador significativa (Figura 12).

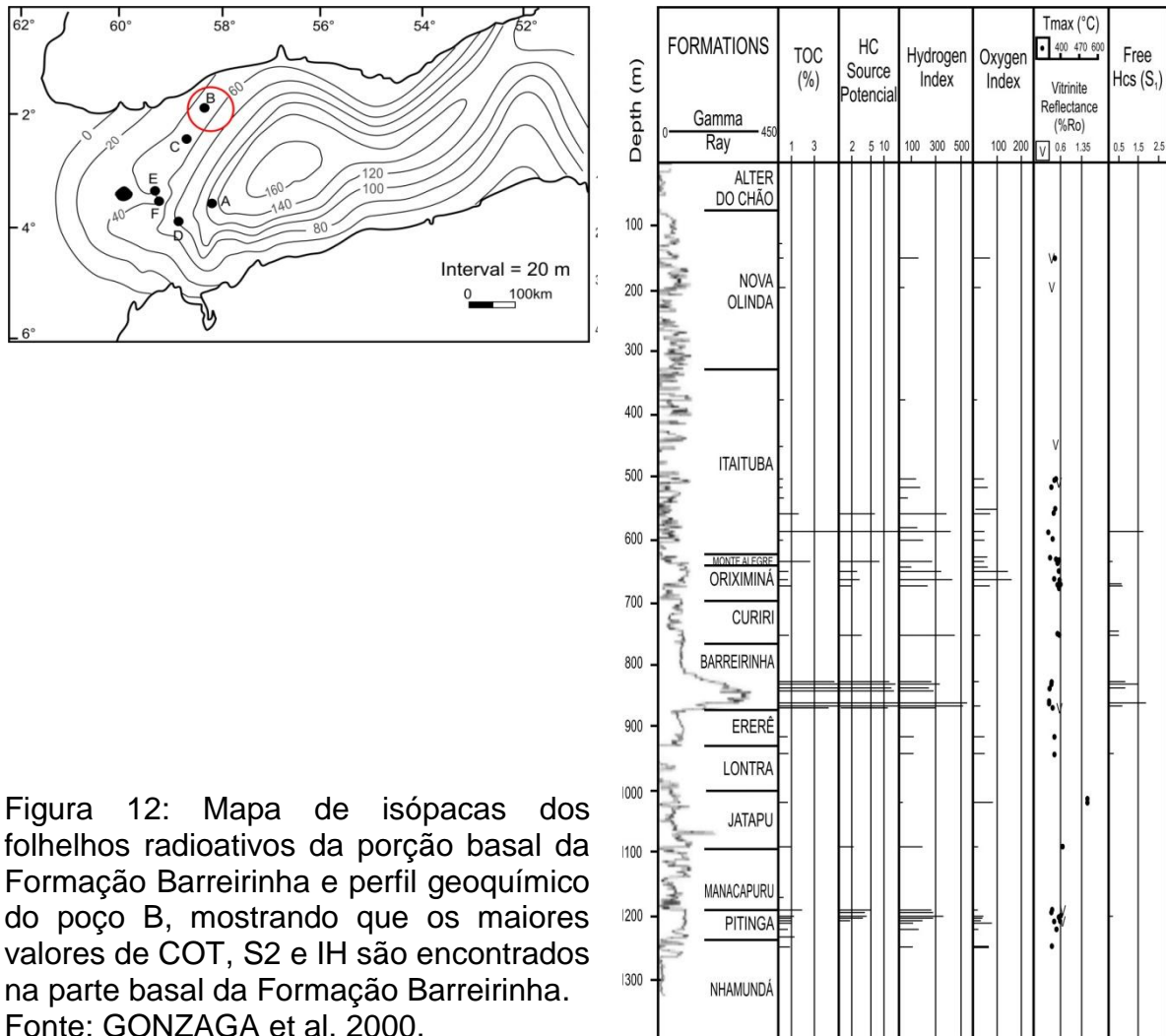


Figura 12: Mapa de isópacas dos folhelhos radioativos da porção basal da Formação Barreirinha e perfil geoquímico do poço B, mostrando que os maiores valores de COT, S₂ e IH são encontrados na parte basal da Formação Barreirinha. Fonte: GONZAGA et al. 2000.

5.2.3 Maturação

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

Ainda segundo autor, ao longo dos flancos norte e sul e na plataforma oeste, onde a Formação Barreirinha está rasa (1500 m de profundidade), a maturação é baixa (< 0,65% Ro). Na calha central, a maturidade da rocha geradora atinge 1% Ro, por volta dos 4000 m de profundidade. Um alto grau de maturação (Ro>1,4%) foi atingido somente por causa do efeito de aquecimento provocado pelos diques e *sills* de diabásio (Figura 13).

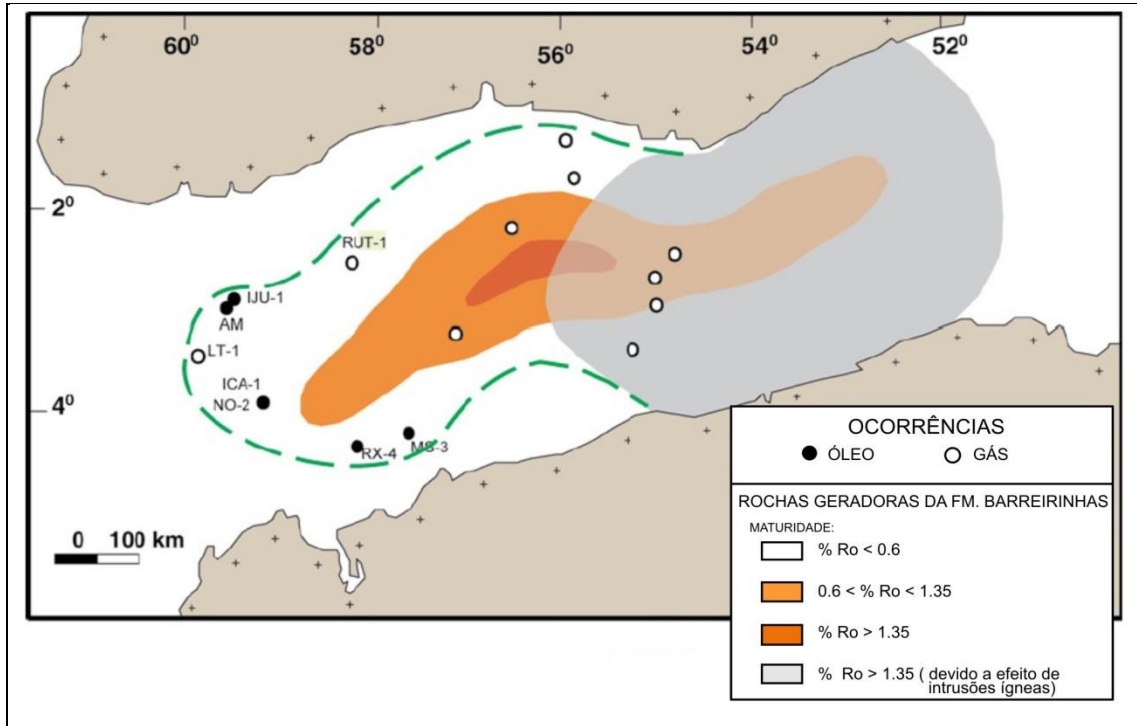


Figura 13: Mapa indicando zonas de maturação da Bacia do Amazonas.
 Fonte: Modificado de GONZAGA et al. 2000.

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

5.2.4 Reservatórios e Selos

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

Dados de poço (perfis elétricos) e análises de laboratório indicam que os arenitos eólico da Formação Monte Alegre possuem características de permeabilidade e porosidade mais favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos. O selo do reservatório Monte Alegre é composto de evaporitos, carbonatos

(principalmente *mudstones*) e folhelhos da Formação Itaituba (sobrejacente à Formação Monte Alegre) (Figura 14).

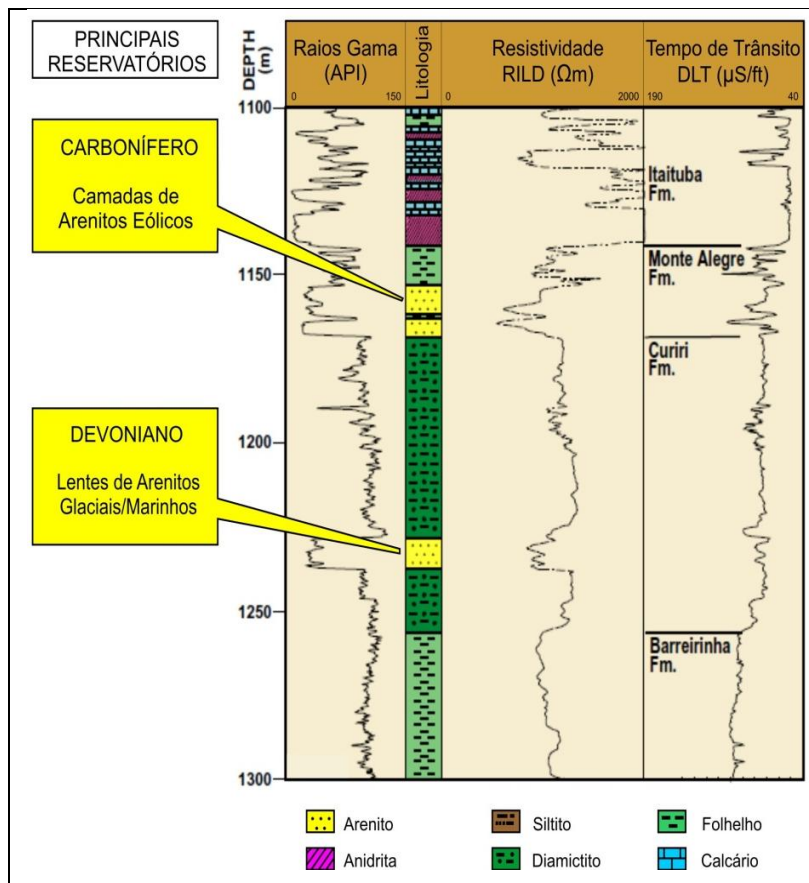


Figura 14: Coluna sedimentar mostrando a composição litológica e perfis de GR, resistividade e sônico de um poço na Bacia do Amazonas.

Fonte: Modificado de GONZAGA et al. 2000.

Segundo Gonzaga et al. (2000), os reservatórios da Formação Curiri foram depositados em ambiente marinho sob condições glaciais, representados por lentes de areia depositadas em vales incisos, como uma resposta à queda relativa do nível do mar. A espessura desse reservatório varia de poucas a dezenas de metros, enquanto que os valores de porosidade variam de 6 a 20% e permeabilidade variam de 1 a 4 mD. O selo desse reservatório é representado por folhelhos e diamictitos. Os reservatórios da Formação Ererê são constituídos por corpos arenitos depositados sobre uma superfície erosiva, durante o evento transgressivo no Fransniano. Esses reservatórios ocorrem por toda a bacia, alcançando até 10 m de espessura com porosidades de 20% e permeabilidades máximas de 10 mD. Os selos desses reservatórios são os folhelhos da base da Formação Barreirinha, relacionados ao pico do evento de máxima transgressão.

5.2.5 Trapas

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

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

5.2.6 Geração e Migração

Estudos de modelagem de geração e migração realizada por Gonzaga et al. (2000) mostram que o querogênio da seção inferior da Formação Barreirinha atinge condições termais apropriadas para iniciar a geração a uma profundidade de 1800 m. Tais condições foram alcançadas entre o Carbonífero (no depocentro da bacia) e o Permiano (nas áreas de plataforma) (Figura 15).

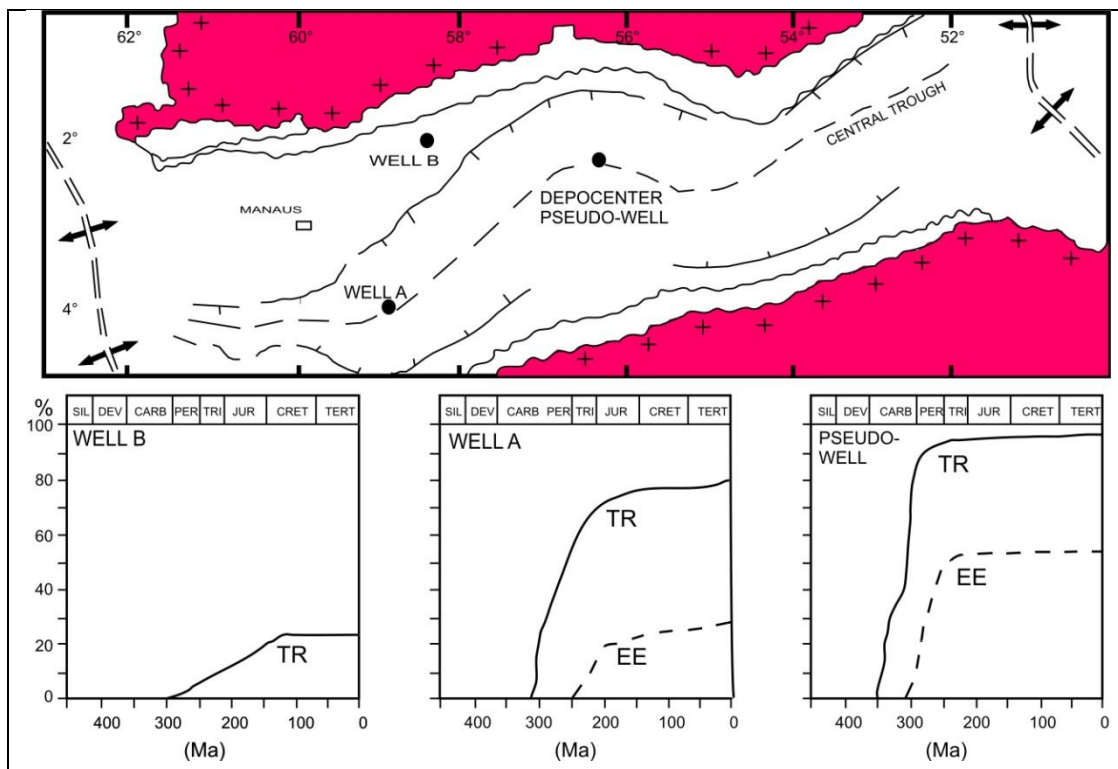


Figura 15: Evolução da razão de transformação (TR) e eficiência de expulsão (EE) em dois poços e um falso poço (baseado em dados de seções sísmicas) na Bacia do Amazonas.

Fonte: GONZAGA et al. 2000.

Segundo Gonzaga et al. (2000), a maior parte da geração de petróleo foi completada no Triássico Inferior. Uma simulação de expulsão e dados de biomarcadores de maturidade indica que a principal fase de expulsão iniciou quando a rocha geradora atingiu uma razão de transformação de 50% e um nível de maturação de 0,80% Ro. Essas condições alcançaram somente na área da calha central. Portanto, a maior parte do petróleo foi expulsa entre o Permiano Inferior e o Triássico Inferior (Figura 16).

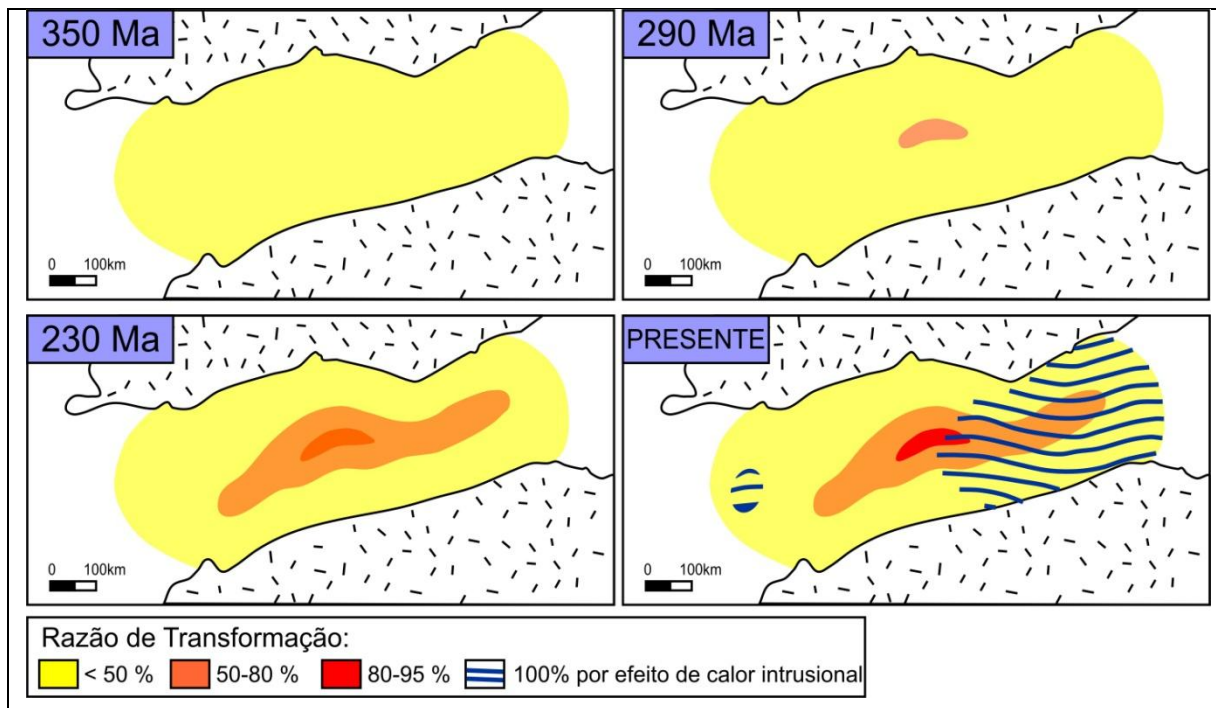


Figura 16: Localização e extensão das cozinhas de óleo na Bacia do Amazonas em quatro diferentes idades.
 Fonte: GONZAGA et al. 2000.

6 MAGMATISMO EM BACIAS SEDIMENTARES

6.1 Intrusão de Soleiras nas Bacias Sedimentares Brasileiras

As soleiras de diabásio podem ocorrer por centenas de quilômetros em uma bacia sedimentar, tendo sua trajetória facilitada devido a falhas ou por materiais físseis, perturbação de variações laterais de fácies e, também, caso a encaixante seja um arenito, elas saltam abruptamente sem um padrão constante (WANDERLEY FILHO et al. 2005).

A ação do calor das intrusões e extrusões magmáticas propicia a maturação da matéria orgânica contida nas rochas geradoras de hidrocarbonetos, pode também originar em eventos favoráveis aos processos de migração e de acumulação de petróleo.

Thomaz-Filho et al. (2000), estudando datações radiométricas Potássio/Argônio de amostras de rochas magmáticas básicas e alcalinas de bacias sedimentares brasileiras, observaram o ápice dos principais eventos magmáticos durante o rifteamento, que causou a separação entre os continentes Sul-Americano e Africano (Figura 17):

- ao redor de 215 Ma (Triássico), representados nas bacias paleozóicas Solimões e Amazonas e Bacia do Parnaíba;
- diques e derrames de composição toleítica ao redor de 180 Ma (Jurássico), representados nas bacias paleozóicas do Solimões e do Amazonas e Bacia do Parnaíba;
- derrames e diques de composição toleítica e intermediária ao redor 130 Ma (Neocomiano), que ocorreram de forma muito intensa na Bacia do Paraná, constituindo os imensos derrames de basalto da Formação Serra Geral, também estão presentes na Bacia do Parnaíba;
- intrusões de composição básica a intermediária com maior incidência entre 90 a 80 Ma (Santoniano/Turoniano).

Thomaz-Filho et al. (2000) associaram à separação definitiva entre os continentes Sul-Americano e Africano, até então ligados apenas na margem leste brasileira, os seguintes eventos;

- entre 60 a 40 Ma (Eoceno), que resultam de magmatismos pontuais ligados à resultantes da ação de “hot spots”, quando o continente Sul-Americano passou a derivar-se para oeste e afastar-se do continente Africano;

- sob a forma de cones vulcânicos de composição intermediária a alcalina de idades inferiores a 50 Ma (Eoceno ao Recente), resultantes do grande magmatismo que ocorreu na margem sudeste brasileira, nas regiões de Cabo Frio (RJ), Bacia de Campos e Arquipélago de Abrolhos (ES);

- magmatismo no Oligoceno (há cerca de 30 Ma), resultante da ação de “hot spots” tem sido contínuo durante a deriva continental e, provavelmente, continua até os dias atuais.

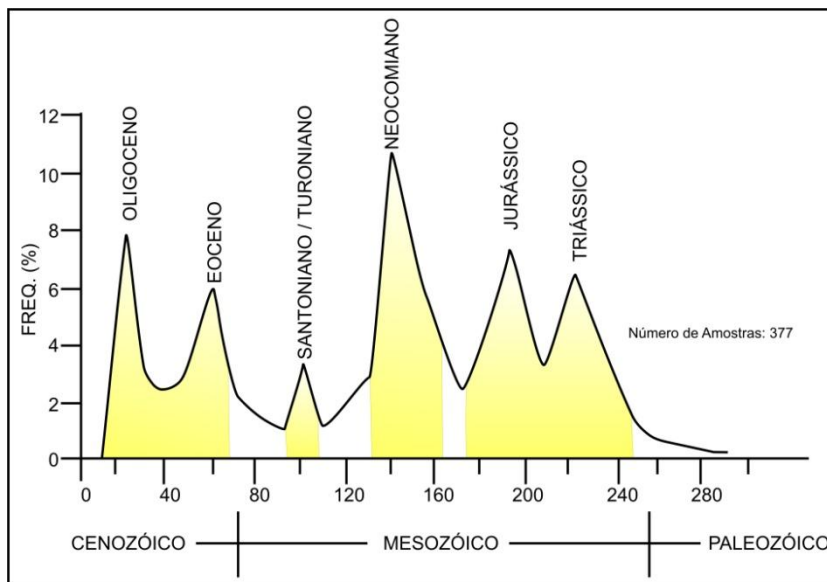


Figura 17: Datações radiométricas K/Ar de rochas magmáticas básicas e alcalinas e suas relações com o tempo geológico. Fonte: Modificado de THOMAZ-FILHO et al. 2000).

6.2 Magmatismo nas Bacias Paleozóicas Brasileiras

O magmatismo básico, que afetou as bacias paleozóicas do Parnaíba, Amazonas e Solimões teve início no Triássico (há cerca de 215 Ma), quando ocorreu o início da quebra continental entre os continentes Sul-Americano e Africano (THOMAZ-FILHO et al. 2000). Esse magmatismo teve caráter intrusivo (diques e soleiras de diabásio) e extrusivo (derrames de basalto) e encontra-se presente no sul da América do Sul, dando início à abertura do Oceano Atlântico Sul, e na Bacia da Foz do Amazonas, dando início à abertura do Oceano Atlântico Norte (THOMAZ-FILHO et al. 2008).

As bacias paleozóicas do Amazonas, Solimões e Parnaíba possuem, aproximadamente, 240.000 km³ de diabásio na forma de soleiras, intrudidas em seus sedimentos. A espessura máxima atravessada por poço na Bacia do Amazonas foi de 915m em um volume de 90.000km³, e na Bacia do Solimões de 1.038m de espessura. Os corpos de diabásio são constituídos essencialmente por plagioclásio, piroxênio, quartzo, biotita e hornblenda e apresentam textura subofítica

dominante, foram reunidas sob a denominação Episódio Penatecaua (ISSLER et al. 1974 apud WANDERLEY FILHO et al. 1991).

Segundo Wanderley Filho et al. (2005), estudos em análises químicas de elementos maiores e elementos-traço, não mostram diferença significativas entre as soleiras para que se possa afirmar que são de fontes diferentes. Essas rochas apresentam texturas semelhantes nas duas bacias, porém o posicionamento dentro das sequências estratigráficas é diferente. Na Bacia do Solimões, as soleiras estão contornando a sequência evaporítica e, na Bacia do Amazonas, estão intrudidas nas sequências clástica e evaporítica.

Todas as soleiras possuem a mesma composição com base nos elementos analisados, entretanto uma única diferença foi observada com relação aos teores de Cr e Ni, na qual nas soleiras mais inferiores das bacias do Solimões e do Amazonas, há um aumento significativo do teor desses elementos com a profundidade, crescendo de 40 ppm no topo para 200 ppm na base. Esse aumento explica a existência do “salto de soleira” que ocorre entre os campos de São Mateus e do Urucu, indicando que a intrusão próxima a uma rocha-reservatório homogênea, esta pode provocar um forte fraturamento, aumentando a permeabilidade da rocha.

Wanderley Filho (1991) verificou através do mapa de isóclinas de diabásio total (Figura 18), que o eixo de maior espessura possui orientação NE-SW, localizado entre as cidades de Parintins e Maués, entre o poço JC-1 e o Arco de Gurupá. Os demais segmentos que compreendem as áreas entre o rio Tapajós e a cidade de Parintins, a cidade de Nova Olinda e a confluência dos rios Purus e Amazonas, tem orientações, aproximadamente E-W. Estes quatro segmentos desenham a estrutura conhecida como “dog leg”.

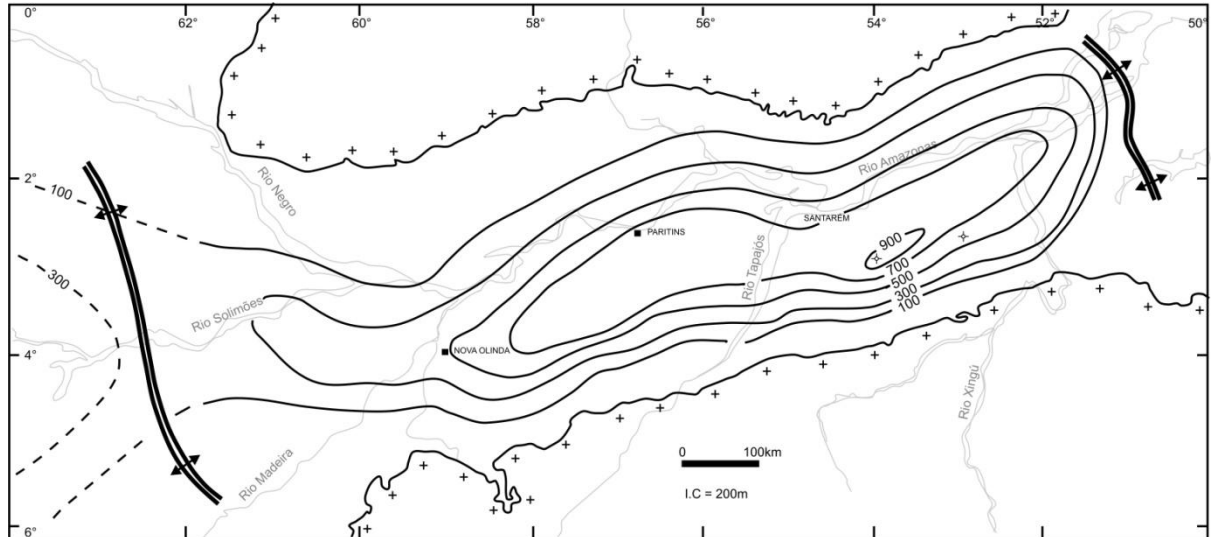


Figura 18: Mapa de Isólitos de Diabásio total.
Fonte: Modificado de WANDERLEY FILHO, 1991.

Dentro da Sequência Permo-Carbonífera, a feição “dog leg” é mais evidente, devido à maior quantidade de diabásio na bacia, com volume de 65% do total e espessura de 756m (Figura 19). Entre os rios Madeira e Canumã, observa-se uma diminuição nos valores das isólitos de diabásio, indicando o controle estrutural na intrusão dos diabásios. Segundo Wanderley Filho (1991), nesta região havia um alto interno na bacia anterior à entrada dos corpos básicos.

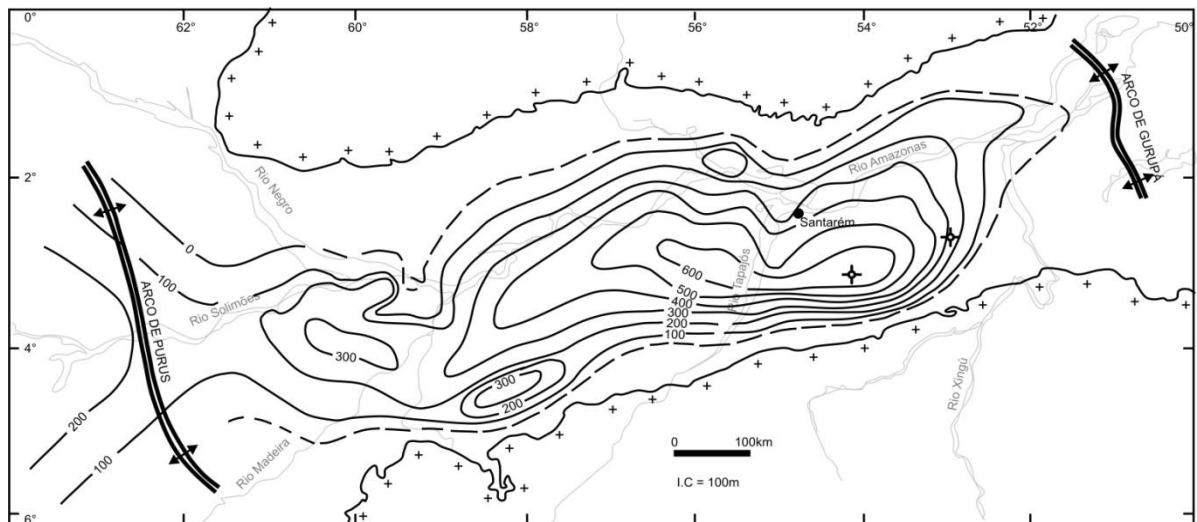


Figura 19: Mapa de Isólitos de Diabásio na Sequência Permo-Carbonífera.
Fonte: Modificado de WANDERLEY FILHO, 1991.

Supõem-se que os diabásios da Bacia do Amazonas devam estar relacionados a um mesmo evento magmático, provocado no Juro-Triássico pelo afinamento da litosfera, antecedendo a abertura do Atlântico Norte e Equatorial. Com o afinamento, ocorre à subida da isoterma e fusão parcial dos materiais mais voláteis

do manto astenosféricos (KEEN, 1987 apud WANDERLEY FILHO, 1991). Wanderley Filho (1991), estudando dois poços na bacia, observou que a distribuição temporal dos diabásios nos sedimentos, não tem uma relação definida em termos de idade *versus* profundidade, pois foram datadas mais de uma soleira e não há uma variação progressiva de idade com a profundidade.

6.3 Mecanismos de Intrusão de Soleiras

As terminações de soleiras e o tipo de rocha que elas intrudem têm uma importância significativa na análise de uma bacia com interesse petrolífero, elas podem até formar uma trapa, dependendo do mergulho regional das camadas (WANDERLEY FILHO et al., 2005).

Segundo Neumann et al. (2003), o controle das intrusões magmáticas e dos complexos intrusivos gera importantes informações sobre os caminhos de migração e o desenvolvimento térmico e estrutural de bacias vulcânicas. Alguns parâmetros foram sugeridos por estes autores, para explicar como as intrusões de soleiras são governadas nas bacias sedimentares: densidade e pressão do magma, espessura de sobrecarga, barreiras de fluidos e produção de vapor (interação com sedimentos úmidos), descontinuidades mecânicas (acamamento), *stress* horizontalmente estratificado, existência de fraturas e falhas e o nível de inversão de densidade entre o magma e a rocha encaixante.

Neumann et al. (2003) relembram que a forma de pires (*saucer-shapes*) das soleiras é a geometria fundamental, observadas em seções sísmicas e afloramentos.

Três dos modelos mais abrangentes de intrusão de soleiras são observados na Figura 20 (a, b e c), o estudo desses modelos é baseado na geometria da intrusão e relação espacial entre soleiras individuais e seus potenciais diques alimentadores.

No modelo de Francis (1982 apud NEUMANN et al., 2003), o autor propôs que a partir da intrusão de diques nas ombreiras de uma bacia regional, o magma inicia seu fluxo gravitacional em direção a um depocentro da bacia quando a sua densidade se iguala a da rocha encaixante, e, para restabelecer um equilíbrio hidrostático, o magma pode voltar a ascender para um outro flanco da bacia (Figura 20a).

O modelo de Chevallier e Woodford (1999 apud NEUMANN et al., 2003) sugere que o magma alimentado por um dique inclinado segue sua ascensão na

estratigrafia horizontal da bacia propagando-se para fora para formar a “soleira externa”, até que o soerguimento resultante dos sedimentos sobrepostos à soleira gera uma fratura na parte central, porém em níveis inferiores da estrutura a “soleira interna” (Figura 20.4b).

Malthe-Sørenssen et al. (2004) adaptaram um modelo bidimensional de heterogeneidade sobre a intrusão da soleira, através de técnicas de modelagem numérica, sugeriram que a forma de pires das soleiras é gerada em bacias com campo isotrópico de esforços. Durante a intrusão da soleira, campos isotrópicos de esforços são gerados nas extremidades da soleira devido ao soerguimento dos estratos subjacentes, os quais levam à formação de segmentos de soleiras transgressivas quando a extensão do segmento horizontal excede 2 a 3 vezes a espessura da sobrecarga. No entanto, este modelo não inclui diques alimentadores, como nos dois modelos anteriores (Figura 20c).

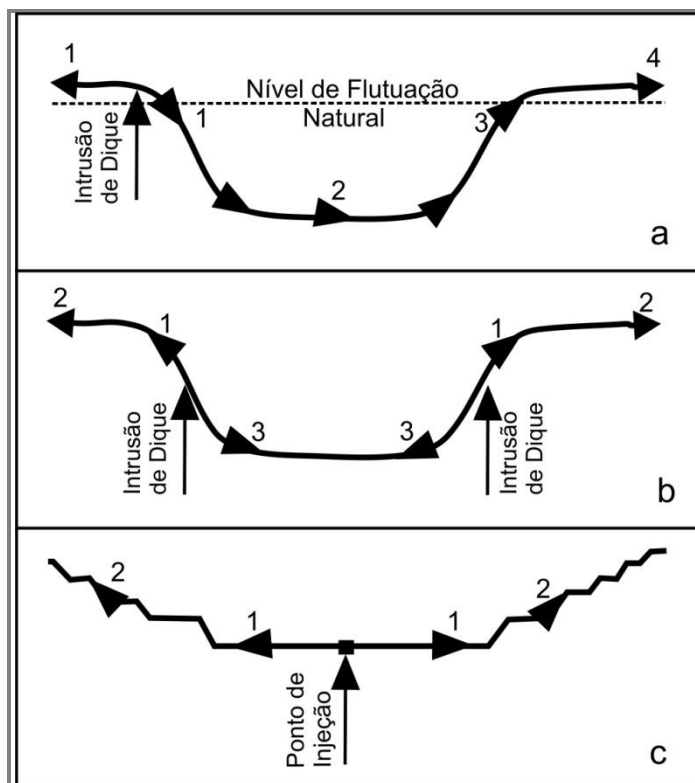


Figura 20: Modelos de intrusões de soleiras:

- a) Modelo de Francis (1982 apud NEUMANN et al., 2003);
- b) Modelo de Chevallier e Woodford (1999 apud NEUMANN et al., 2003);
- c) Modelo de Malthe-Sørenssen et al. (2004). (Modificado de NEUMANN et al., 2003).