

recentes sobre folhelhos fraturados na Bacia do Recôncavo sugerem que o fraturamento está associado à compressão (*transpression*) produzido pelos folhelhos do Membro Gomo, na porção mais distal de blocos deslizados (*hanging blocks*) de falhas lítricas que colidem contra obstáculos. As fraturas influenciam na produção de petróleo para além dos limites que são normalmente colocados. Naar (1982) declara que todos os reservatórios, até prova em contrário, devem ser considerados fraturados. Embora a porosidade gerada por fraturas seja pequena, em reservatórios terrígenos, esta adição é significativa, uma vez que quando conectadas, as fraturas promovem uma significativa melhora da permeabilidade.

## 1 HISTÓRICO DA BACIA DO RECÔNCAVO

Na bacia do Recôncavo foi realizada a primeira descoberta de petróleo no país. Nos últimos 60 anos de exploração, foram produzidos 230 milhões de m<sup>3</sup> de óleo e gás.

A evolução do conhecimento geológico na abordagem das bacias sedimentares brasileiras tem origem na Bacia do Recôncavo. Também, as várias fases de políticas governamentais aplicadas ao processo exploratório podem ser vistas na história exploratória da bacia. A descoberta de petróleo no Recôncavo ocorreu em Lobato pelas mãos do engenheiro agrônomo Manuel Inácio Bastos. Contudo as notícias de exsudação de petróleo na região antecedem a descoberta de Manoel Bastos. Em 1859, um engenheiro inglês, Samuel Allport, relatou a presença de petróleo aflorando nas paredes dos cortes da Estrada de ferro Leste Brasileiro, próximo à estação de Lobato. Outra menção de exsudação foi feita em 1890, na cidade de Itaparica, na ilha de mesmo nome, fato noticiado, na época, pelo Diário de Notícias da Bahia. Apesar desses registros, em 1890 e, novamente, em 1915, o geólogo americano J. C. Branner divulga relatório condenando qualquer potencial petrolífero na Bacia Sedimentar do Recôncavo. Segundo Branner, medições realizadas nas inclinações das camadas de um e outro lado da Bacia de Todos os Santos revelam a figura de uma bacia consideravelmente rasa, com no máximo duzentos metros de sedimentos que, no entender de Branner, se

tratava de um sinclinal onde os sedimentos eram muito delgados. Branner também condenava o Recôncavo ao verificar que as rochas argilosas aflorantes na Bacia de Todos os Santos, embora escuras, não tinham origem marinha, tornando impossível a existência de petróleo na bacia, pois, para a geoquímica da época, era “certo” que o petróleo somente era gerado em sedimentos marinhos. O relatório de Branner foi decisivo para que o governo abandonasse qualquer investimento na Bacia do Recôncavo.

Apesar dos diversos relatórios técnicos contrários a existência de petróleo, a partir da ocorrência de óleo em Lobato, iniciou-se uma fase de intensa atividade na bacia do Recôncavo, conduzidas pelo Conselho Nacional do Petróleo (CNP), cuja fase inicial de estudos evidenciou a presença de seis estruturas, das quais três descobriram petróleo: Candeias, Aratu e Itaparica. Neste período já havia o entendimento de uma bacia intensamente controlada por tectônica. A mais importante delas foi o campo de Candeias, em 1941, a primeira descoberta comercial da bacia e um dos maiores campos do Recôncavo, com reservas em torno de 115 milhões de barris. Estudos geológicos e geofísicos, conduzidos por Pedro de Moura, identificaram Candeias como sendo um anticlinal, associado à falhas reversas e, baseado neste fato, foi dada primeira locação de um poço. Com o passar do tempo, pôde-se concluir que a estrutura mapeada não existia, tratando-se apenas do efeito local de um diápiro de folhelho. O desenvolvimento do campo mostrou que o trapeamento do petróleo em Candeias era puramente estratigráfico.

A primeira grande descoberta de acumulação estrutural aconteceu em 1947, no campo de Dom João. Este campo mostrou-se uma das mais importantes acumulações da Bahia, com 137 milhões de barris de óleo acumulados na Formação Sergi.

Outra descoberta, também estratigráfica, foi a de Pedras. Logo depois, em 1951, era descoberto o maior campo do Recôncavo, o campo de Água Grande. Um campo quase gigante, com uma reserva de 326 milhões de barris de óleo, numa acumulação claramente estrutural.

Com a criação da Petrobrás, em 1953, o geólogo Walter Link, assumiu o posto de chefe da exploração da Petrobrás, ficando responsável pela procura de petróleo na maior área de concessão de uma só companhia em todo

mundo. Quando Link assumiu a exploração o Recôncavo, tratava-se da única província produtora brasileira, tornando-se então objetivo prioritário do trabalho, visando desenvolver as atuais acumulações e obter novas descobertas, aumentando as reservas da bacia.

Nesta época dois métodos de acumulação de petróleo eram conhecidos na bacia, estratigráficos e estruturais. Sem um método eficaz para a pesquisa de acumulações estratigráficas, Link resolveu direcionar seus trabalhos aos altos estruturais, falhados, do embasamento onde tanto a sísmica quanto a gravimetria se mostravam métodos eficientes. A geologia de superfície também era capaz de detectar os altos estruturais, mas nem sempre as estruturas rasas refletiam-se nas partes mais profundas. Link não obteve êxito e em todo o seu período de trabalho à frente da Petrobras, apenas três acumulações, de médio porte, foram descobertas. Destas, somente a de Buracica situava-se no modelo de acumulação preconizado. Ainda em 1958, destaca-se a descoberta do campo de Taquipe.

O geólogo Pedro de Moura foi nomeado o novo chefe de exploração da Petrobrás. Moura já havia sido lembrado, antes, por fazer uma análise crítica do relatório de Link. No Recôncavo, os seus trabalhos de campo haviam dado origem à primeira descoberta comercial da bacia, o campo de Candeias. Como chefe do CNP na bacia, liderou os trabalhos que descobriram os campos de Dom João e Água Grande. Pedro de Moura, agora chefiando a exploração na Bahia, havia descoberto mais óleo do que Link com toda a bagagem científica e renome internacional.

Uma análise dos ciclos de descobertas da bacia do Recôncavo com base na evolução e nos tipos de acumulação descobertos mostra uma fase de descoberta inicial, seguindo-se de uma fase de crescimento, logo por uma fase de decréscimo e, finalmente, o esgotamento. O primeiro destes ciclos nasceu no campo de Candeias e cresceu, principalmente, com as descobertas de Dom João, Água Grande e Buracica, estes em blocos altos falhados do embasamento, com o petróleo armazenado no sistema Sergi. O segundo ciclo aparece com a mudança de objetivo, onde os arenitos mais jovens, da Formação Ilhas, mostram-se produtores. O terceiro ciclo corresponde à exploração na borda nordeste da bacia, antes virgem devido à inexistência de

uma tecnologia sísmica adequada. O advento da sísmica 3D auxiliou os exploracionistas na descoberta de novos campos o que deu origem a um quarto ciclo de descobertas na bacia.

## **2 RESERVATÓRIO DE GÁS NÃO CONVENCIONAL NO MUNDO**

Fora dos Estados Unidos, com algumas exceções, recursos de gás convencionais têm sido largamente negligenciados e pouco estudados. Na maior parte do mundo, a indústria de gás natural está se concentrando na produção de gás a partir de reservatórios convencionais e ainda existe a necessidade de voltar sua atenção para reservatórios de gás não convencional (Tabela 1). Esses reservatórios de gás não convencional representam um recurso global vasto e de longo prazo e que não têm sido avaliados de forma sistemática. Recursos de gás não convencionais, incluindo areias do tipo *tight sand*, metano de carvão, gás de folhelhos, constituem alguns dos maiores componentes do restante de recursos de gás natural nos Estados Unidos. Pesquisa e desenvolvimento sobre os controles geológicos e tecnologias de produção necessária para avaliar e produzir esses recursos de gás não convencionais tem proporcionado muitas novas tecnologias durante as últimas décadas. Estas novas tecnologias permitiram aos operadores nos Estados Unidos o desbloqueio deste enorme e desafiador potencial recurso, aumentando os níveis de produção para cerca de 30% da produção de gás natural nos Estados Unidos.

Tabela 1 – Distribuição de reservatório de gás não convencional em todo o mundo.

Region	Coalbed Methane (Tcf)	Shale Gas (Tcf)	Tight-Sand Gas (Tcf)	Total (Tcf)
North America	3,017	3,842	1,371	8,228
Latin America	39	2,117	1,293	3,448
Western Europe	157	510	353	1,019
Central and Eastern Europe	118	39	78	235
Former Soviet Union	3,957	627	901	5,485
Middle East and North Africa	0	2,548	823	3,370
Sub-Saharan Africa	39	274	784	1,097
Centrally planned Asia and China	1,215	3,528	353	5,094
Pacific (Organization for Economic Cooperation and Development)	470		705	3,487
Other Asia Pacific	0	314	549	862
South Asia	39	0	196	235
World	9,051	16,112	7,406	32,560

Fonte: Holditch (2006).

Em todo o mundo, recursos de gás não convencionais são comuns, incluindo os recursos de gás de folhelhos fraturado (Tabela 2), mas com várias exceções, eles não têm recebido muita atenção dos operadores de gás natural. Isto é devido em parte porque as informações geológicas e de engenharia sobre recursos não convencionais são escassas, e as políticas de gás natural e as condições de mercado foram desfavoráveis para o desenvolvimento em muitos países. Além disso, há uma escassez crônica de especialização em tecnologias específicas necessárias para desenvolver esses recursos com sucesso. Como resultado, apenas limitado desenvolvimento tem ocorrido até agora fora da América do Norte. O interesse é crescente, no entanto, e durante a última década o desenvolvimento de reservatórios de gás não convencional ocorreu no Canadá, Austrália, México, Venezuela, Argentina, Indonésia, China, Rússia, Egito e Arábia Saudita. No Brasil, o investimento em pesquisa para desenvolver tecnologia em reservatórios não convencionais ainda é muito baixo.

Tabela 2 – Estimativa de recursos de gás de folhelho em todo o mundo.

<b>Region</b>	<b>Gas Resource in Fractured Shales (Tcf)</b>
NAM–North America	3,842
LAM–Latin America	2,117
WEU–Western Europe	510
EEU–Eastern Europe	39
FSU–Former Soviet Union	627
MEA–Middle East Asia	2,548
AFR–Africa	274
CPA–Central Pacific	3,528
PAO–Asia and China	2,313
PAS–Other Asia Pacific	314
<b>World</b>	<b>16,112</b>

Fonte: Holditch (2006).

Embora diversos grupos de geocientistas afirmem que existe uma grande reserva de gás convencional ainda não devidamente explorada, as reservas de gás natural em reservatórios não convencionais em áreas terrestres poderia viabilizar economicamente muitos projetos exploratórios e de desenvolvimento, que não competiriam com reservas convencionais em projetos de águas profundas.

### 3 ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1 Geologia estrutural

A Bacia do Recôncavo está localizada no nordeste *onshore* do Brasil e está distribuída por uma área de cerca de 12.000 km<sup>2</sup>, situada na parte sul do rifte abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá (Figura 1), originado durante o evento de abertura do oceano Atlântico desde o final do Jurássico até o início do

Cretáceo (Figura 2). A bacia Rift do Recôncavo, NNE-SSW, é um meio graben assimétrico com a porção mais profunda no Sudeste. A área mais rasa é caracterizada pelo alto de Aporá, que a separa da Bacia de Tucano ao norte e, ao sul é limitado pela Bacia de Camamu (SANTOS e BRAGA, 1990).

O Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá está alojado sobre terrenos pertencentes ao Cráton do São Francisco, à Faixa Sergipana e ao Maciço Pernambuco-Alagoas (Figura 3). Este substrato apresenta grande heterogeneidade de composição e estruturação, refletida pela diversidade de litotipos e estruturas geológicas, mais precisamente ao domínio chamado de Cinturão Paleoproterozóico do Leste da Bahia. Esta subdivisão do cráton corresponde a uma faixa de dobramentos consolidada no Ciclo Orogenético Transamazônico (2.1 - 2.0 Ga).

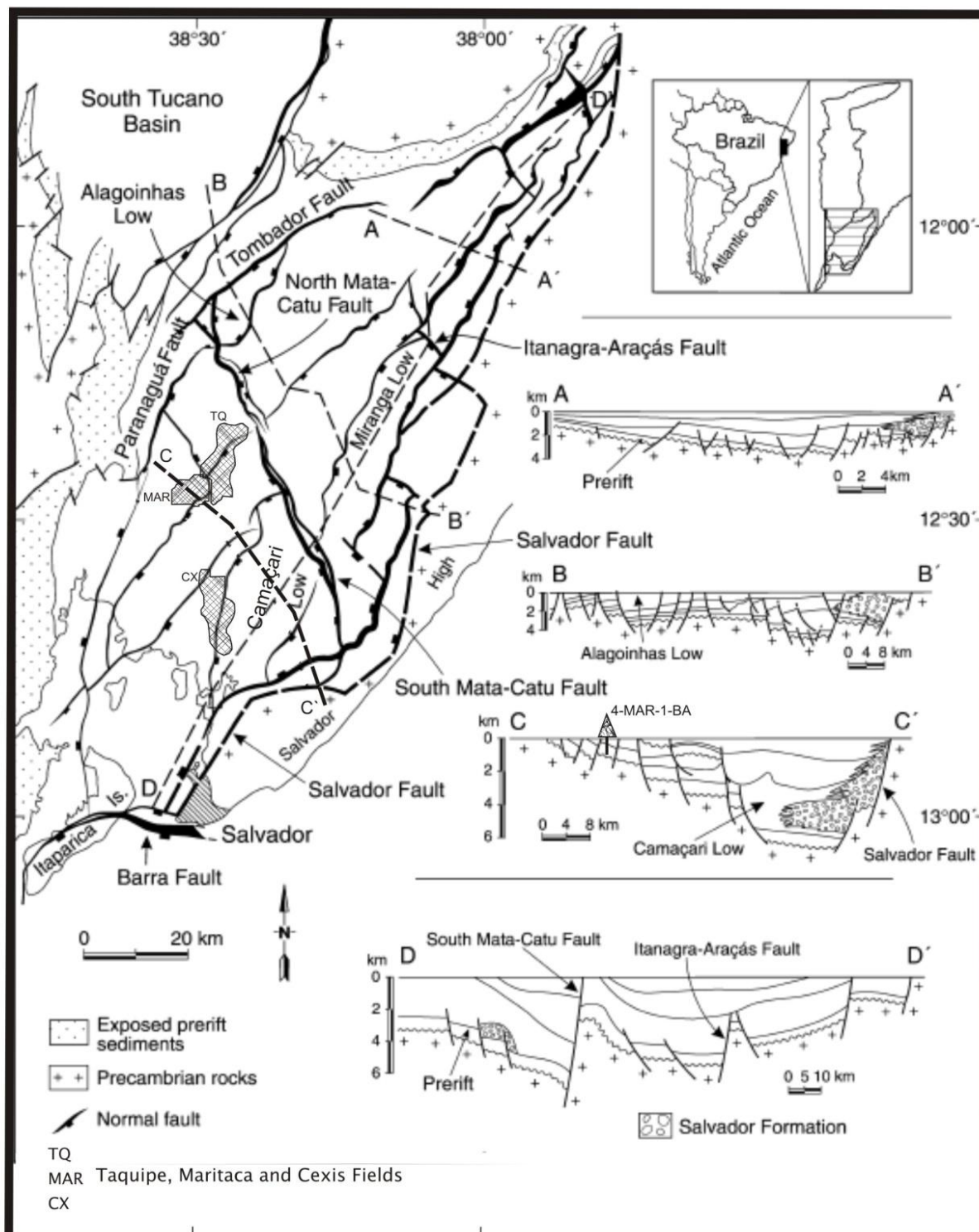


Figura 1 – Arcabouço tectono-estrutural da Bacia do Recôncavo.  
 Fonte: Destro et al. (2003)



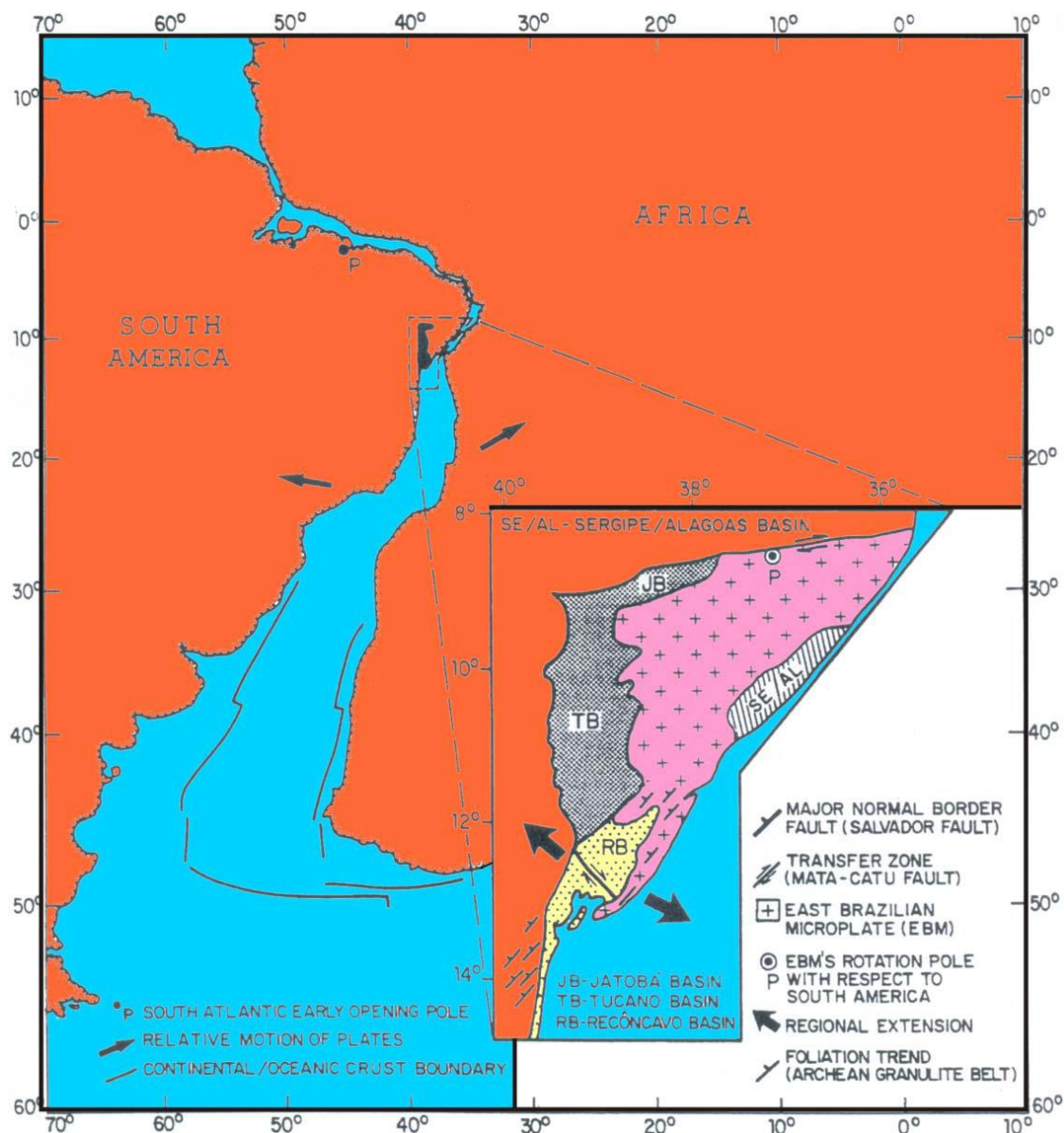


Figura 2 – Reconstituição paleogeográfica do início da abertura do oceano Atlântico (detalhe para o aulacógeno formado pelo rifte RTJ).

Fonte: Figueiredo et al. (1994)

O embasamento da Bacia do Recôncavo, no limite oeste, é formado por gnaisses granulíticos de idade paleoproterozóica. Ainda no setor oeste, um pouco mais para norte, os granulitos são substituídos por terrenos tipo *granite-greenstone belt*. No limite leste e sudeste, incluindo a região do Alto de Aporá, ocorrem gnaisses de composição granulítica e anfibolítica com foliação N30°E e caimento 80-90° NW.

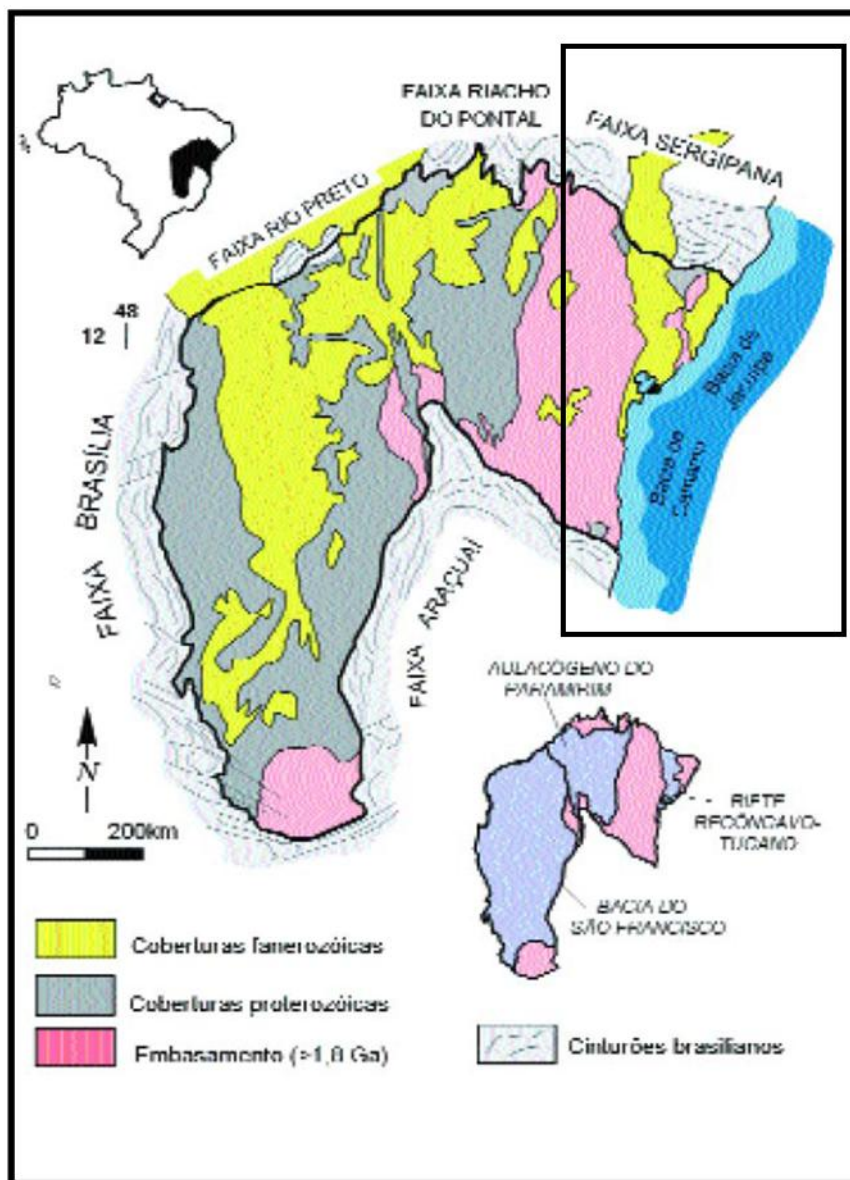


Figura 3 – Mapa geológico simplificado do Cráton de São Francisco. No Retângulo preto, destaque para o Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.

Fonte: Alkimin et al. (1993)

As estruturas principais que caracterizam o embasamento da bacia são representadas por dois sistemas de grandes zonas de cisalhamento, um com orientação N30-40E e outro N30-80W (Figura 4).

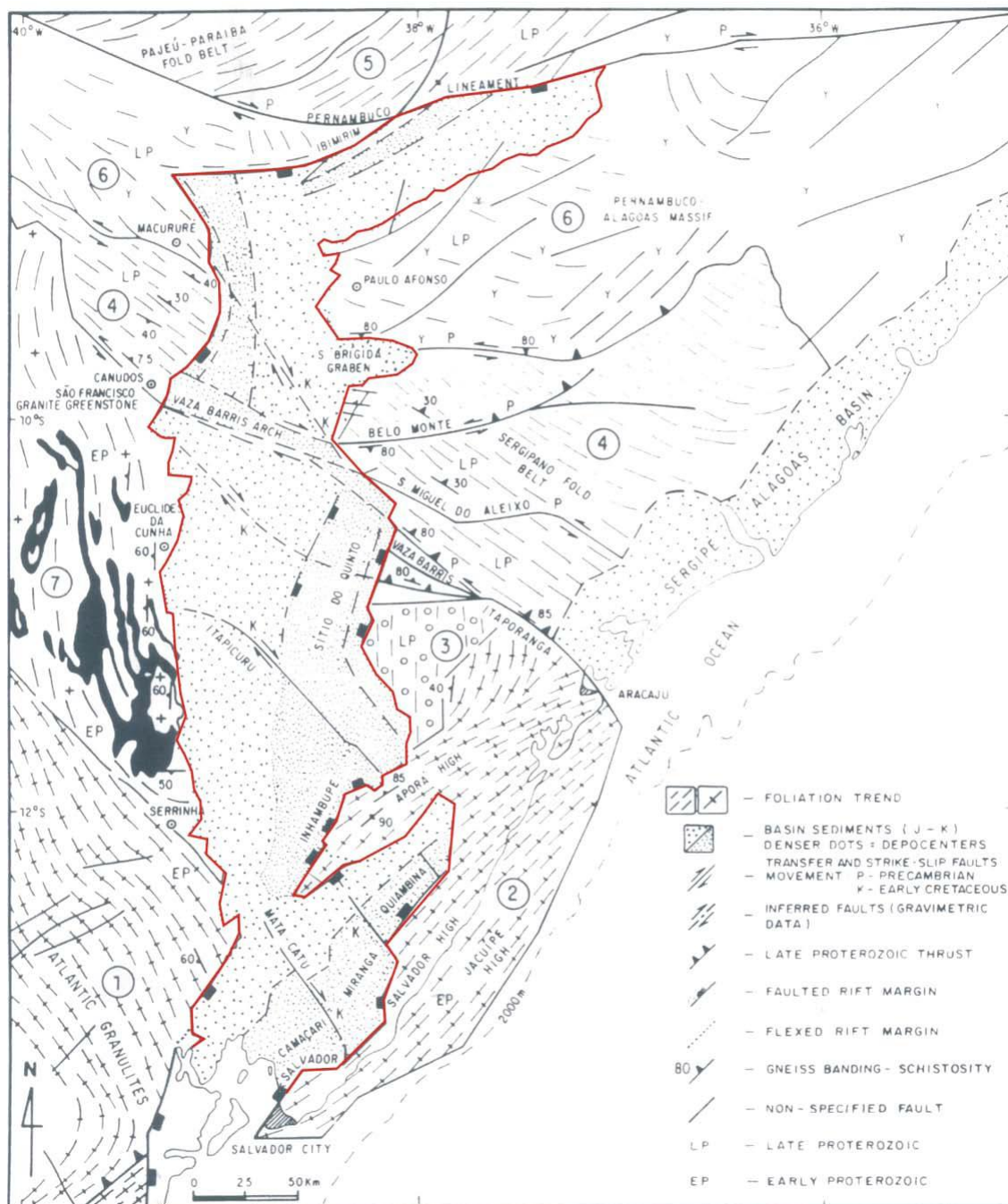


Figura 4 – Mapa estrutural do embasamento de Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá. 1 e 2: granulitos do Proterozóico Inferior; 3: Sedimentos do Proterozóico Superior; 4 e 5: cinturões de dobramentos formados durante o Proterozóico Final; 6: gnaisses e granitos retrabalhados durante o Proterozóico Superior; 7: terrenos do Proterozóico Inferior (granito-greenstone); as áreas em preto correspondem ao Greenstone Belt. Fonte: Milani et al. (1988)

O preenchimento sedimentar atinge uma espessura total de cerca de 7.000 m nos principais depocentros composto de uma sucessão de sedimentos

do pré-rift, syn-rift e pós-rift (CAIXETA et al., 1994). A seqüência pré-rift compreende a Formação Afligidos de idade Permiana, repousando sobre rochas do embasamento, e constituída por dois membros, o Membro Inferior Pedrão, composto por clásticos grosseiros na base e folhelhos, carbonato, halita e anidrita no topo, e o Membro Superior Cazumbá composto por folhelhos e siltitos. Seguem-se depósitos flúvio-lacustres da Formação Aliança e os arenitos flúvio-eólicos da Formação Sergi são agrupados em Grupo Brotas. A porção basal do Grupo Santo Amaro compreende os folhelhos lacustres da Formação Itaparica, e os arenitos flúvio-eólicos da Formação Água Grande.

A sequencia de syn-rift engloba folhelhos lacustres e arenitos das formações Candeias e Maracangalha, arenitos fluvio-deltaicos e folhelhos da Formação Marfim, sedimentos deltaicos da Formação Pojuca, e os depósitos de cânion da Formação Taquipe. Conglomerados sintectonicos da Formação Salvador ocorrem adjacente ao limite leste do sistema de falhas principal. O topo da seqüência é definido por arenitos fluviais da Formação São Sebastião.

A sucessão pós-rift compreende os sedimentos fluviais do final do Aptiano, Formação Marizal, e os depósitos marinhos limitados da Formação Sabiá (Mioceno).

O tectonismo impôs dois principais estilos estruturais para a Bacia do Recôncavo: um diastrofismo relacionado a embasamento, consistindo de blocos de falhas sintéticas e antitéticas e um tectonismo adiastrófico representado principalmente por falhas lítricas, *rollovers* e domos/diápiros de folhelhos. Ambos os estilos tectônicos estão intimamente relacionados com as acumulações de petróleo (Figura 5) e são separados pela discordância do início rifte (ROU), claramente visto em linhas sísmicas. Deslocamentos horizontais e falhas reversas também são relatados na bacia.

As falhas principais normais de direção NNE são cortadas por falhas de transferência NW, como a Falha de Mata-Catu e Itanagra-Araçás. Baseados na interpretação deste padrão estrutural alguns autores, como Figueiredo *et.al.*

(1994), definem três principais compartimentos tectônicos na Bacia do Recôncavo: Nordeste, Central e Sul (Figura 5).

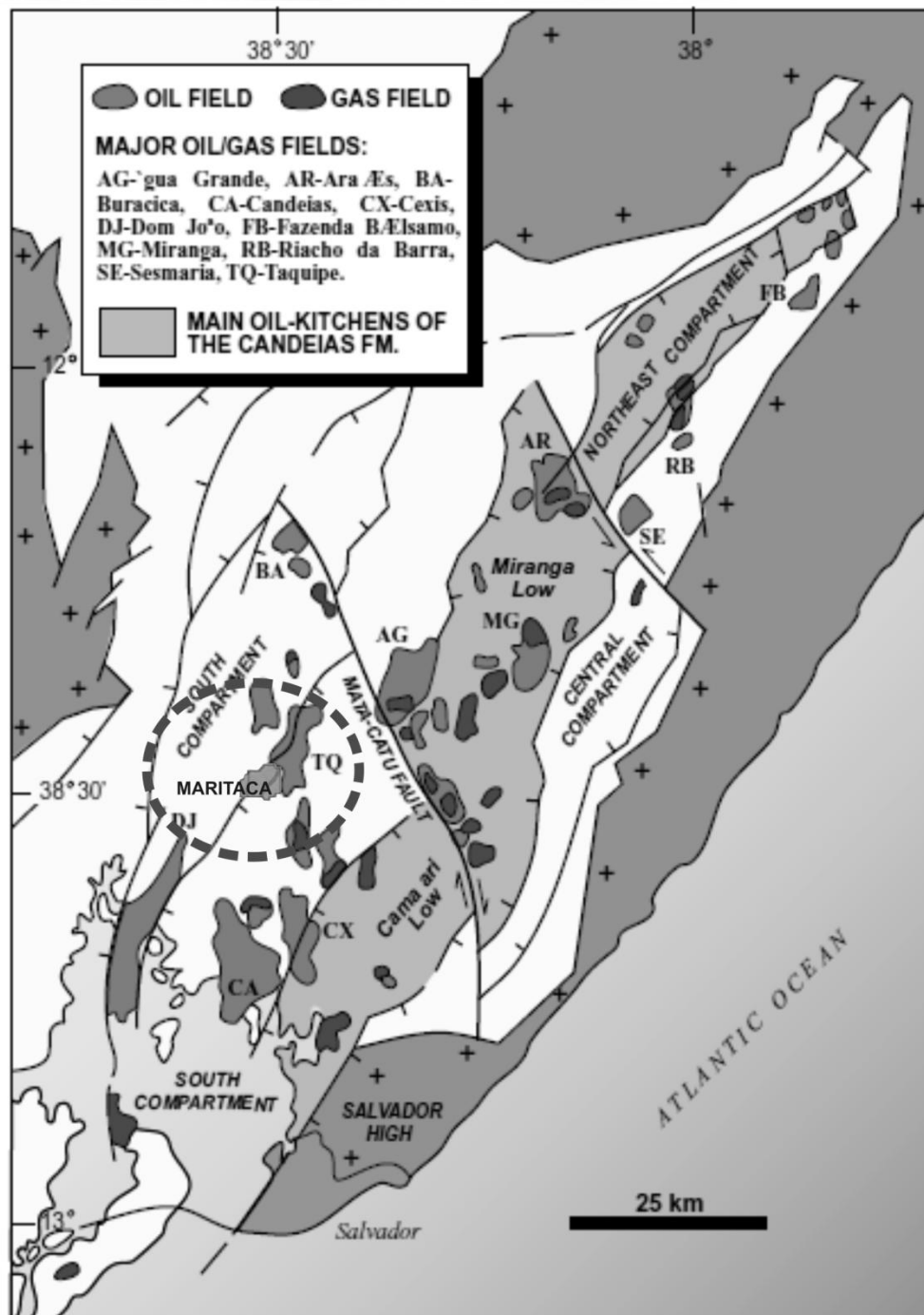


Figura 5 – Maritaca field location and the main hydrocarbon occurrences with the oil kitchens of the Candeias Formation.  
 Fonte: Figueiredo et al., (1994)



As falhas normais, que definem a estruturação principal da bacia e caracterizam seus limites oeste e leste, são utilizadas para dividir a bacia internamente em setor leste e oeste, segundo Milani e Davison (1988) (Figura 6). Segundo Chang et al. (1991), falhas normais se formam em resposta aos processos iniciais de fragmentação continental. No caso da Bacia do Recôncavo, estas estruturas são os registros dos esforços tectônicos distensivos e da subsidência mecânica estabelecidos principalmente durante o Neocomiano (Figura 7). As falhas normais caracterizam a estruturação principal da bacia e permitiram o desenvolvimento de feições geomorfológicas importantes, tais como plataformas, rampas de revezamento, altos e baixos estruturais.

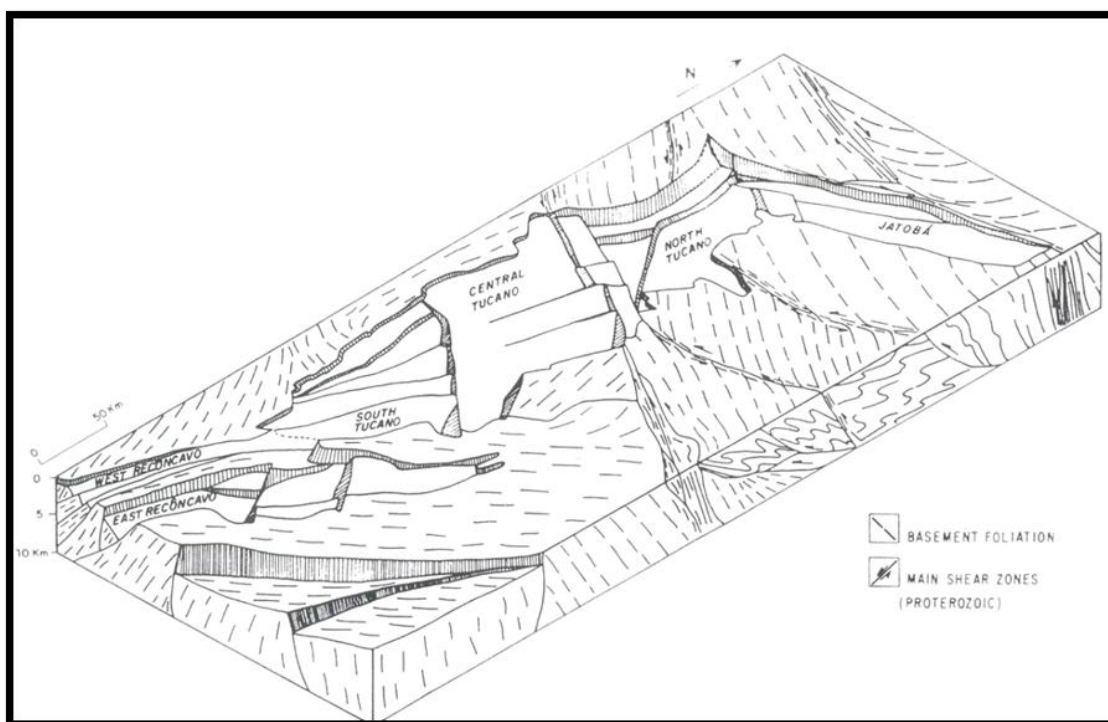


Figura 6 – Bloco diagrama ilustrando a estruturação do Rifte RTJ. Detalhe para a segmentação em Recôncavo Leste. Fonte: Figueiredo et al., (1994)

De maneira geral, o setor oeste do Recôncavo é constituído por falhas normais de orientação preferencial N30°E, mergulho predominante para NW e com planos de falha mergulhando 60°. O setor leste possui suas falhas com

mesma direção, mas algumas delas possuem mergulhos para NW e outras para SE, conforme observado pelas falhas de Mata-Araças e Salvador. Segundo Milani e Davison (1988), a ocorrência de falhas em pares conjugados sintéticos e antitéticos é um dos fatores que levaram à formação dos baixos e altos estruturais com alinhamento aproximadamente NNW. Segundo Figueiredo et al. (1994), as falhas de Mata-Catu e Itanagra- Araças dividem a Bacia do Recôncavo nos setores nordeste, central e sul.

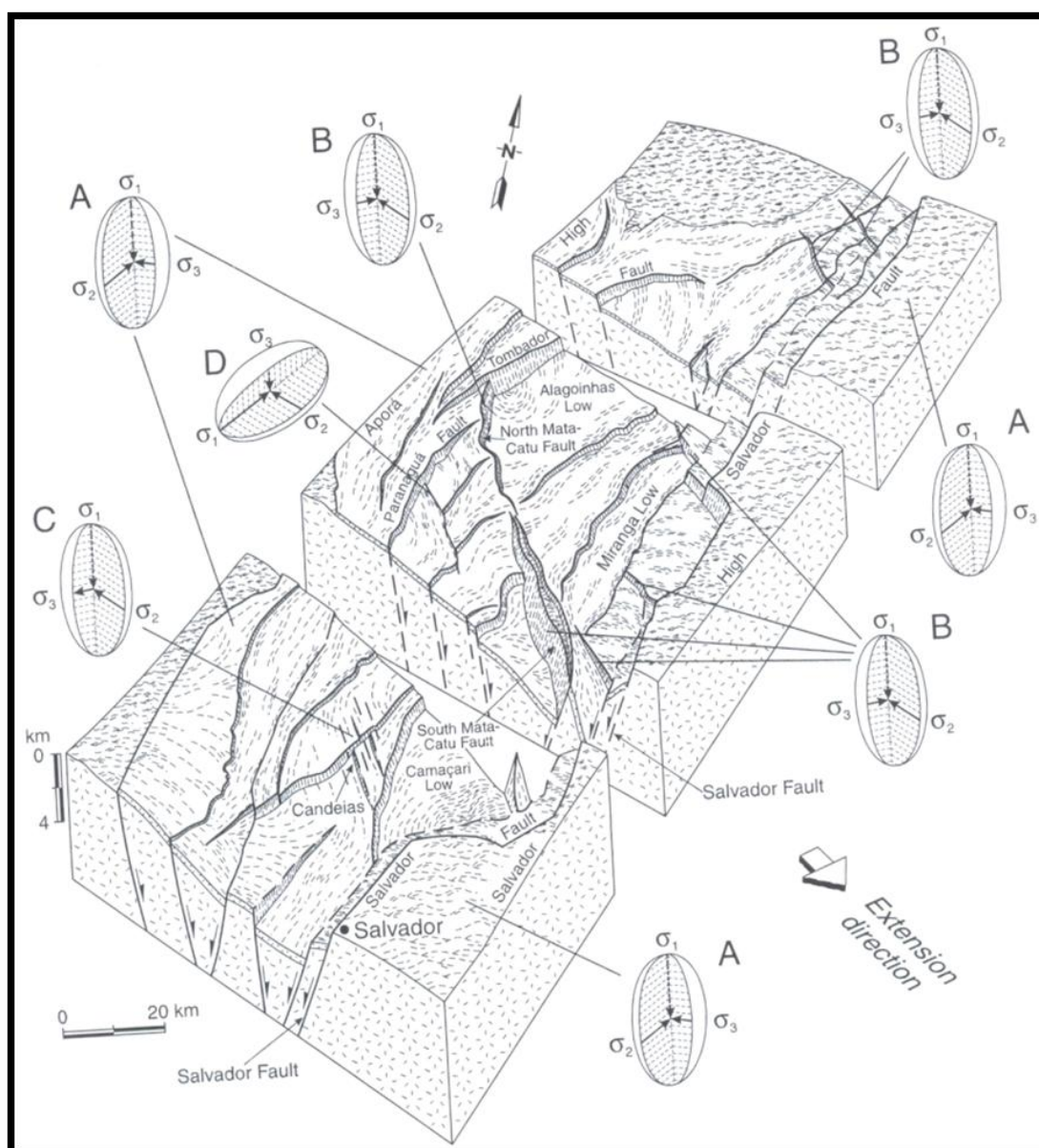


Figura 7 – Bloco diagrama ilustrando a estruturação Bacia do Recôncavo e elipsóides de tensões em diferentes áreas: A: tensão regional; B: campos de tensão ao longo de falhas de alívio; C: campo de tensões na região de Candeias; D: Compressão local referente à falha Cassarongongo.  
Fonte: Destro et al, (2003)

No setor nordeste, a estruturação principal é marcada por falhas normais antitéticas, com mergulho para sudeste e idade do Neocomiano médio ao final. Neste setor da bacia, destaca-se a Plataforma de Patioba, constituída por pequenos grábens, onde ocorrem alguns importantes campos de petróleo como o de Riacho da Barra. Já o baixo estrutural Quiambina é caracterizado por importantes alinhamentos estruturais, resultado do desenvolvimento de falhas com mergulho para oeste e ocorrência de diapirismo de argila, que pode constituir importante *play* exploratório.

O setor central é caracterizado por falhas normais antitéticas e sintéticas, diapirismo de argila e outras feições que evidenciam movimentações não relacionadas a tectonismo. No entanto, as principais feições neste setor correspondem ao Alto de Aporá, formado por pequenos *horsts* e *grábens*, o Baixo Alagoinhas, depocentro local da bacia, a Plataforma Mata-Araçás, importante *play* exploratório, o Baixo de Miranga, marcado por forte diapirismo de argila, além da Plataforma Pedra do Salgado. Neste setor central, a ocorrência das falhas normais e dos diapirismos de argila dão origem a armadilhas (*trap*) que alojam importantes acumulações de hidrocarboneto, tais como as de Água Grande, Boa Esperança e Araçás.

O Recôncavo Sul também é constituído por falhas normais antitéticas e sintéticas e engloba o Alto de Dom João, a Plataforma de São Domingos, o Baixo de Camaçari e o *canyon* de Taquipe. Esta parte da bacia também abriga importantes campos petrolíferos, entre eles Dom João, Taquipe, Candeias e Buracica.

As falhas de alívio, por sua vez, são elementos estruturais que até o trabalho de Destro (1995) eram interpretados como falhas de transferência. Estas falhas truncam algumas das falhas normais e são estruturas empregadas para dividir a bacia em três compartimentos, nordeste, central e sul (FIGUEIREDO et al., 1994), que estão inseridos no setor leste de Milani e Davison (1988). Segundo Chang et al. (1991), a estruturação da bacia está associada à existência das zonas de fraqueza pertencentes ao embasamento. A orientação da foliação metamórfica das rochas do embasamento e as zonas de cisalhamento principais, de direção N30E, seriam os elementos que



controlaram o desenvolvimento das falhas normais da Bacia do Recôncavo. Por outro lado, as zonas de cisalhamento de orientação N30-40W, devem ter atuado como os planos de fraqueza principais para o desenvolvimento das falhas de alívio, incluindo Mata-Catu e Itanagrá-Araças.

Destro (1995) emprega o termo “falha de alívio” (*release faults*) com uma conotação genética: as falhas de alívio são uma resposta geométrica e mecânica às tensões internas sofridas pela capa de uma falha principal ao longo de seu plano, uma vez que o rejeito desta falha não é homogêneo ao longo de todo o seu *strike* (rejeito diferencial).

Por sua natureza, as falhas de alívio desenvolvem-se no bloco abatido, não cortando as falhas principais e ou as superfícies de descolamento associadas, podendo estar somente conectadas a estas (Figura 8). Seu rejeito é geralmente normal em escala sísmica ou em mapas de contorno estrutural. Como a tensão que gera estas falhas não é uniforme ao longo dos planos das falhas principais, o somatório de transporte tectônico nesta direção é igual à zero, ou seja, as falhas de alívio são compatíveis com a direção de deformação regional da área, com extensão máxima perpendicular às falhas principais da fase rifte da bacia (DESTRO et al., 2003).

Em geral, as falhas de alívio são preferencialmente nucleadas próximas a rampas de revezamento, neste caso, um pequeno rejeito direcional pode ser observado. Tais rampas desenvolvem-se nas terminações dos panos de falhas, podendo estar associadas a um controle reológico pré-existente. A disposição angular das falhas de alívio depende da geometria do plano da falha principal. No entanto, Destro (1995) observa que as falhas de alívio desenvolvem-se perpendiculares às linhas de contorno do rejeito.

Na Bacia do Recôncavo a Falha de Mata-Catu caracteriza-se como um exemplo de falha de alívio, segundo Destro et al.(2003). Esta falha, inicialmente descrita como uma falha de transferência por Milani e Davison (1988), está bem retratada em seções sísmicas, poços exploratórios e mapas gravimétricos. Por sua cinemática complexa, diversos autores (ARAGÃO, 1994; DESTRO et al., 2003) decompõem esta falha em falha de Mata-Catu norte e falha de Mata-

Catu sul (Figura 9). A falha de Mata-Catu sul tem maior rejeito em seu encontro com a falha de Salvador, diminuindo gradativamente até se aproximar da falha de Mata-Catu norte. Nesta, o rejeito aumenta em direção a falha de Tombador. A posição do bloco abatido na falha de Mata-Catu passa de SE, em sua porção sul, para NW, em sua porção norte.

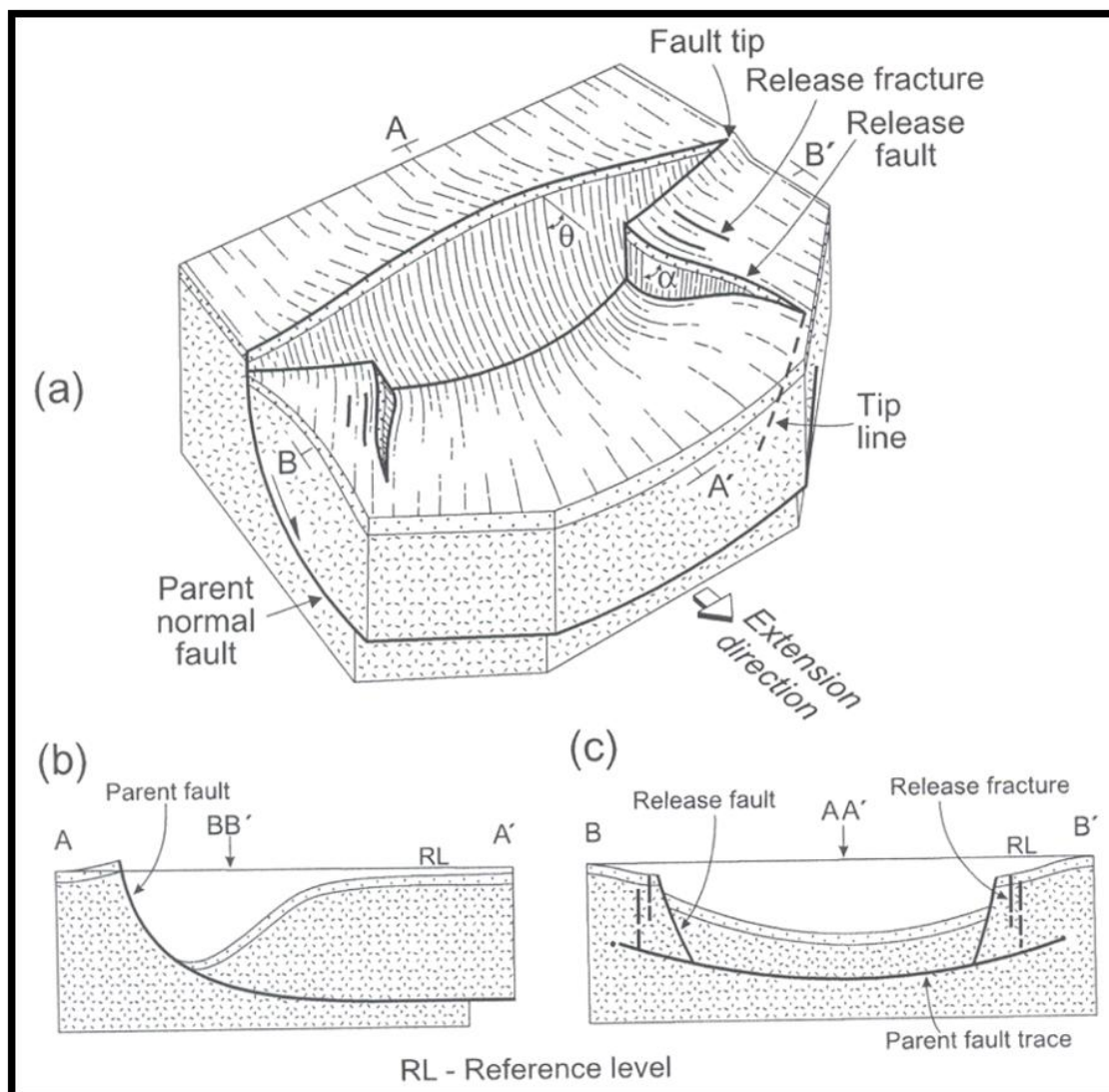
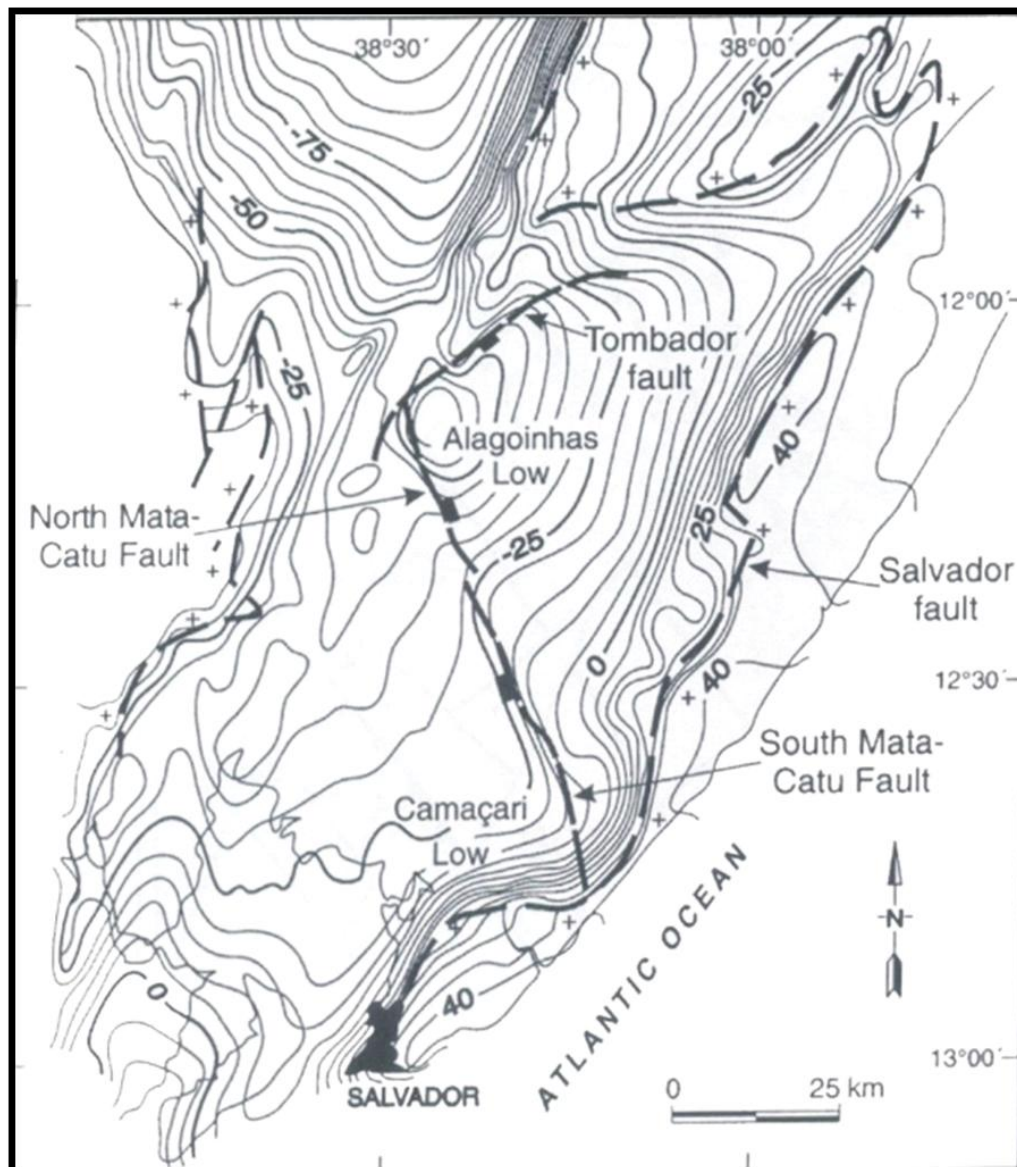


Figura 8 – Bloco diagrama (a) e seções ortogonal (b) e paralela (c) ilustrando a formação de falhas de alívio a partir de uma falha principal.  
Fonte: Destro et al., (2003).

Na bacia do Recôncavo, também são observadas estruturas que podem estar associadas às movimentações pós-deposicionais. Estas estruturas são basicamente diápiros de folhelho e falhas lístricas originadas pelo

deslocamento no topo de camadas argilosas, durante o processo de diapirismo. Esta movimentação, semelhante à observada em sequências salíferas nas bacias da margem leste brasileira, é a resposta de uma camada dúctil à sobrecarga gerada pelo peso das camadas sobrejacentes, associada ao gradativo basculamento da bacia. Esta movimentação não é tão intensa quanto à observada em processos halocinéticos, uma vez que os folhelhos perdem mobilidade ao se desidratarem. No caso desta bacia, os folhelhos que geram esta deformação são os depósitos da Formação Maracangalha, submetidos ao peso imposto pelos sedimentos sobrejacentes de idade Rio da Serra. Esta movimentação deforma toda a seção rifte da bacia (indo desde o andar Rio da Serra até o limite Jequiá-Alagoas (CAIXETA et al. 1994; MILHOMEM, 2006).



Destro et al., (2003)

Figura 9 – Mapa de anomalia gravimétrica ilustrando as falhas de Mata-Catu Norte e Sul.

Fonte: Destro et al., (2003)

Keith et al. (2003) discutem um ponto que é de grande interesse para a exploração e produção de petróleo e gás. Eles assumem que a acumulação de óleo e ouro em bacias sedimentares é o resultado de uma migração a partir de fontes localizadas ("cozinhas", como aplicado ao petróleo e gás). Este conceito já era conhecido da indústria há algum tempo, mas a proposição de uma rede de fraturas ligadas a um sistema global é inteiramente novo. A Figura 10 mostra os traços de possível rede fraturas após uma média de anomalias gravimétricas.

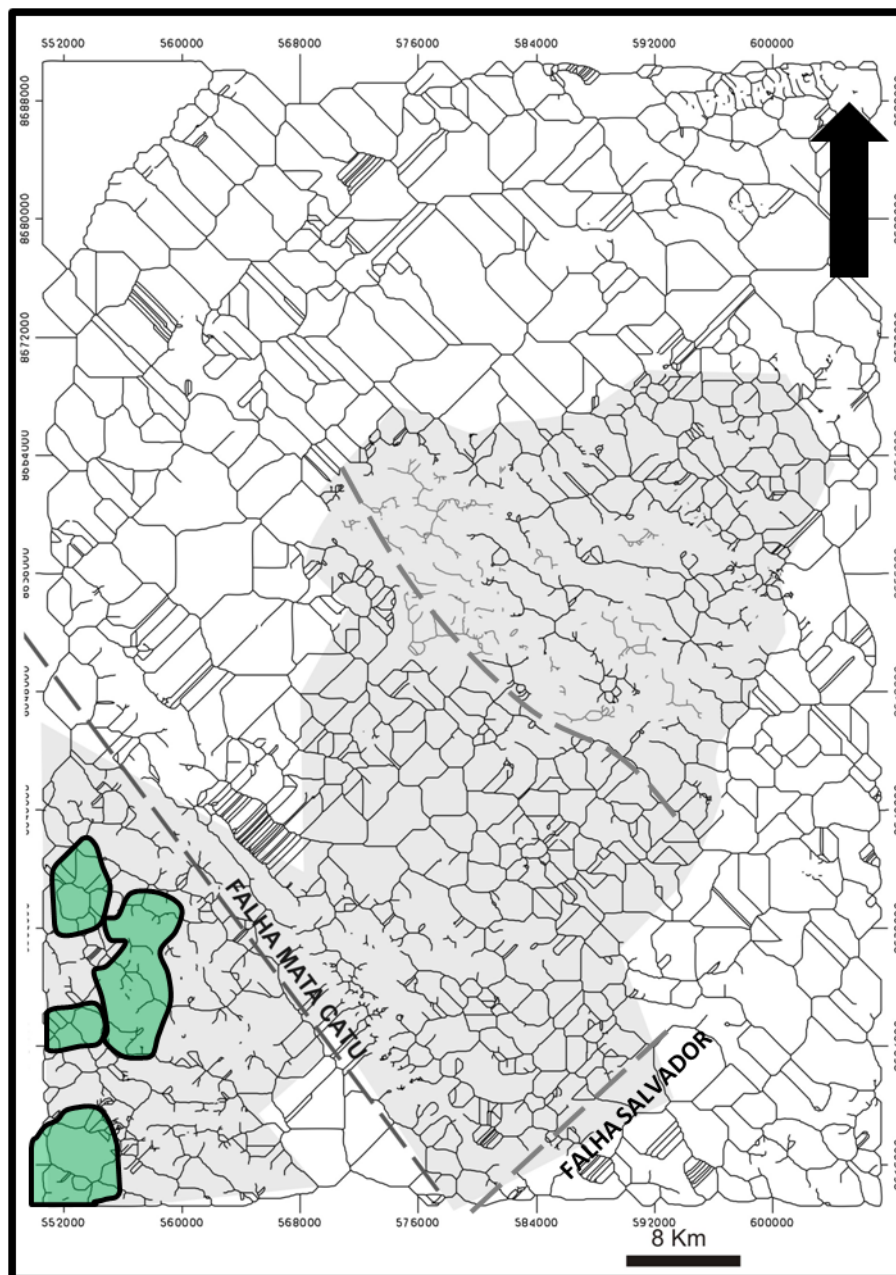


Figura 10 – Possível rede de fraturas como parte do sistema denominado “*world crack system*” baseado em mapa de anomalias gravimétricas, em verde os campos de Cassarongongo, Taquipe, Maritaca e Guanambi (de Norte para Sul).

Na bacia do Recôncavo, fraturas que afetam normalmente o Membro Gomo da Formação Candeias seriam geradas pelo deslizamento de blocos de falhas lítricas. Os blocos remobilizados sofreriam uma compressão em sua porção terminal, que é causada pela colisão a um obstáculo, normalmente alto

estrutural em forma de uma bola, gerado pelo acúmulo de folhelho ou arenito (possivelmente diamictitos maciços ou areia).

Estas fraturas se dispõem em várias ordens de magnitude, mas o mais importante é a falha transcorrente, a partir da qual outras são desenvolvidas. Em termos de ilustração, o sistema de fraturamento pode ser comparado ao sistema circulatório humano. O sangue é bombeado através das artérias (expressivas falhas *strike-slip*) e chega nas células por uma rede de finos vasos capilares. As falhas mais expressivas ocorrem com orientação NW-SE, as falhas transcorrentes.

A Bacia do Recôncavo é um dos primeiros riftes abortados do Cretáceo. Apresenta algumas características geológicas únicas, que não foram ainda relatadas em outras bacias rifte da margem continental. Uma dessas características geológicas é a ocorrência de reservatórios de folhelhos fraturados, diapirismo de folhelho e espessos pacotes de arenito maciço ( fácies "Pitanga"), que parecem ocorrer apenas nesta bacia.

Os folhelhos naturalmente fraturados ocorrem no Membro Gomo da Formação Candeias. Uma pesquisa de informação de poços mostra que pelo menos 14 poços apresentaram folhelhos fraturados com shows de petróleo ou produção de hidrocarbonetos (Tabela 3).

Os campos de Candeias, Cexis e Rio Una mostraram produção comercial destes folhelhos fraturados, embora não se conheça exatamente as dimensões e características dos reservatórios, os volumes produzidos e o status atual. Os folhelhos naturalmente fraturados, com indicações de hidrocarbonetos, ocorrem preferencialmente perto do topo e / ou na base do Membro Gomo em apenas alguns poucos poços.

Também foi observado que há uma discrepância notável entre o Membro Gomo e a Formação Maracangalha, que é traduzida como um truncamento significativo em quase toda a bacia. Esta superfície separa dois tipos de folhelhos: os folhelhos do Membro Gomo que apresentam carbonatos intercalados, principalmente microespatitas, o que indica uma litificação mais

intensa. A Formação Maracangalha geralmente ocorre como incompetentes e muitas vezes diapirizados.

Tabela 3 – Poços da Bacia do Recôncavo onde ocorrem folhelhos fraturados com produção de óleo ou indícios de HC

4-BB-016-BA	7-C-0135-BA	1-CJ-001-BA	4-CX-002-BA	4-CX-003-BA
4-CX-004-BA	4-FOL-01-BA	1-FU-002-BA	1-IPA-1-BA	1-MDB-2-BA
1-MPE-2-BA	3-MP-10-BA	1-RIA-1-BA	1-RU-001-BA	1-SPU-1-BA

## 3.2 Estratigrafia

### 3.2.1 Grupo Brotas

Viana et al. (1971) definiram o Grupo Brotas abrangendo as formações Aliança, Sergi e Afligidos. Caixeta et al. (1994) reformularam este grupo com a exclusão da Formação Afligidos. Este grupo está presente nas bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. A correlação deste grupo se dá com as formações Bananeiras e Serraria (Bacias de Sergipe e Alagoas) e, provavelmente, com o Grupo Mearim (Bacia do Parnaíba).

A Formação Aliança abrange os membros Boipeba e Capianga. O Membro Boipeba consiste de arcóseo fino a médio, vermelho e marrom, com estratificação cruzada, e o Membro Capianga é tipicamente caracterizado por folhelho vermelho-tijolo. Esta formação foi depositada por um sistema flúvio-lacustre em clima árido, datadas por ostracodes não marinhos de idade Dom João. A Formação Aliança está sobreposta em discordância à Formação Afligidos, e sotoposta concordantemente à Formação Sergi (VIANA et al., 1971).

A Formação Sergi é constituída por arenitos finos a conglomeráticos, cinza-esverdeados e vermelhos, com estratificações cruzadas acanaladas, ocorrendo secundariamente intercalações de folhelhos vermelhos e cinzaesverdeados e conglomerados (VIANA et al., 1971). Esta formação foi depositada em um paleoambiente fluvial entrelaçado com retrabalhamento



eólico. Sua idade, presumida neojurássica, é indicada pela presença de ostracodes não marinhos de idade Dom João.

### 3.2.2 Grupo Santo Amaro

O Grupo Santo Amaro, na caracterização de Viana et al. (1971), abrangia as formações Itaparica e Candeias. Caixeta et al. (1994) promoveram os membros Água Grande e Maracangalha à categoria de formação. Com esta mudança das unidades litoestratigráficas, o Grupo Santo Amaro passou a ser constituído pelas formações Itaparica, Água Grande, Candeias e Maracangalha. Este grupo é de idade Berriasiana a Barremiana final, conforme atestam as datações com ostracodes e palinomorfos. Pode-se correlacionar esta unidade com parte da Formação Barra de Itiúba das bacias de Sergipe e Alagoas.

A Formação Itaparica é constituída de folhelhos marrons e cinza-oliva, depositados em um paleoambiente lacustre. Esta formação está sobreposta concordantemente a Formação Sergi, e sotoposta em discordância às rochas da Formação Água Grande (SILVA, 1978 apud CAIXETA et al., 1994). As determinações bioestratigráficas, com base em ostracodes não marinhos, conferem a esta formação uma idade Barremiana final.

A Formação Água Grande é representada por arenitos finos a grossos, de coloração cinza claro a esverdeado, rico em estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte. O paleoambiente deposicional desta formação foi interpretado como sistema fluvial com retrabalhamento eólico (BARROSO E RIVAS, 1984 apud CAIXETA et al., 1994). Os contatos, inferior com a Formação Itaparica, e superior com a Formação Candeias, são discordantes. A ampla distribuição de arenitos com retrabalhamento eólico na porção superior da Formação Água Grande evidencia uma pausa na sedimentação e serve como critério secundário na definição da discordância existente entre esta formação e a Formação Candeias, a ela sobreposta.



A Formação Candeias é caracterizada por uma seção predominantemente argilosa interposta entre os arenitos da Formação Água Grande e os clásticos do Grupo Ilhas (VIANA et al., 1971). Na revisão estratigráfica realizada por Caixeta et al. (1994), a Formação Candeias foi subdividida em dois membros, Tauá e Gomo. O Membro Tauá se caracteriza por folhelhos escuros e físseis, enquanto que o Membro Gomo é formado por folhelhos cinza-esverdeados, laminados, com delgadas camadas de calcário e arenitos finos cinza claros. Estas rochas foram depositadas em um paleoambiente lacustre, com subsidência rápida e forte aporte sedimentar. Sua idade Rio da Serra final é atestada por datações bioestratigráficas com base em ostracodes não marinhos.

A Formação Maracangalha é constituída pelos membros Caruaçu e Pitanga, sendo constituída por folhelhos cinza esverdeados e cinza escuros, com baixa resistividade, se comparado aos folhelhos do Membro Gomo. O Membro Caruaçu é caracterizado por camadas lenticulares de arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas tangenciais, estratificações planoparalelas, laminações por corrente e convolutas. Os arenitos muito finos, lamosos e maciços do Membro Pitanga permanecem conforme definido por Viana et al. (1971), estando relacionados à Formação Maracangalha pela íntima associação com aqueles folhelhos. Alguns arenitos com as mesmas características faciológicas ocorrem dentro de outras unidades litoestratigráficas da Bacia do Recôncavo, com no Membro Gomo. Entretanto, estes casos são raros, e, neste caso pode-se utilizar o termo informal “lentes de Pitanga”. A partir de análises bioestratigráficas com base em ostracodes não-marinhos, deduzem-se as idades Rio da Serra final e Aratu para esta formação, depositada em um paleoambiente lacustre, com ocorrência de alguns turbiditos intercalados.

#### 3.2.2.1 Litoestratigrafia da Formação Candeias

Folhelhos fraturados ocorrem principalmente no Membro Gomo (Berriasiano, estágio Rio da Serra médio, Cretáceo Inferior), uma unidade de folhelho da Formação Candeias (Figura 11). Este membro é caracterizado por um crescimento gradual da resistividade, conhecido como "barriga" do

Candeias, o qual diminui no contato com os Membro Tauá (Rio da Serra inferior). Os reservatórios fraturados da 4ª zona do Candeias coincidem com o topo da "barriga" na base do Membro, um intervalo conhecido como marcador "60". Ambos os intervalos apresentam picos de resistividade, e têm elevados conteúdos de carbono orgânico total (COT).

Estes intervalos de folhelhos fraturados consistem de quatro litofácies: 1) folhelho cinza médio, siltosos, com estratificação original deformada por deslizamento no estado plástico, rico em *slickensides* e microfaturas preenchidas por calcita e barita, 2) folhelhos cinza médio, siltosos, bandados ou apenas laminados, intercalados com folhelhos carbonosos cinza escuro, 3) microespatita dolomítica, marrom, maciça, com centímetros para decímetro de espessura, e 4) arenitos finos a muito finos e siltitos muito cimentados por calcita, com laminações plano-paralela a convolutas, *ripple drift* e acamamento gradacional.

A litofácies (1) é amplamente prevalente (90%). Nos outros poços as descrições dos folhelhos são muito genéricas, mas dominada por folhelhos verde-cinza. Estes folhelhos também apresentam grãos de oólitos espalhados, o que sugere uma fonte de carbonato de outros lugares. O mesmo ocorre nos lagos da margem Oeste Africana. Harris (2000) explica a presença de oólitos isolados como um resultado da incapacidade destes grãos de carbonato litificado em águas rasas, tendo formado avalanches para águas profundas. Os folhelhos deformados da litofácies (1) indicam processos de transporte gravitacional como o fluxo de detritos e queda. Estes processos parecem ser uma constante para o Membro Gomo na bacia. Esta situação merece maior reflexão porque, olistostromos e seus olistolitos, como encontrado no Membro Gomo, por si só já apresentam fraturas, o desaparecimento da camada basal do fluxo, que absorve toda a fricção gerada pelo movimento, e mantém certa consistência de depósito escorregado. Sarzenski e Souza Cruz (1986) mostram, mas não garante que as fraturas seriam mais tardias de idade Buracica Jiquia produzidas por reativação tectônica.

As litologias da 4ª zona mostram uma diagênese intensa, com grande variação no teor de carbonatos, o que ocorre tanto como disseminada, ou

concreções, microespatitas parcial ou totalmente dolomitizadas e fraturas. Também é comum a presença de nódulos na barita e nas fraturas. Em suma, estes folhelhos têm uma intensa litificação muito diferentes das da Formação Maracangalha que os recobre.

A origem de carbonatos concrecionários pode estar ligada a olistolitos da Formação Estancia, que ocorrem na área de Mapele, conhecido como o "Conglomerado de Mapele" (DELLA FAVERA, 1984). O "conglomerado" é um resultado da brechação intensa produzida em um bloco olistostromo, a partir da fronteira oriental, possivelmente pela perda da camada basal lamacenta que absorve o atrito na descida. Esta área não é muito longe do campo de Candeias. Em Mapele, olistolitos de um olistostromo tem uma espessura de cerca de 200m. Espera-se uma diminuição significativa no tamanho dos fragmentos a uma distância maior.

### 3.2.3 Grupo Ilhas

O Grupo Ilhas é caracterizado por uma seção areno-argilosa situada entre os folhelhos da Formação Candeias e os arenitos do Grupo Massacará (VIANA et al., 1971), sendo constituído por dois membros, Marfim e Pojuca. A idade deste grupo vai de Valanginiano a Aptiano, conforme determinações bioestratigráficas com base em ostracodes não-marinhos e palinóforos. Este grupo é correlacionável com parte da Formação Barra de Itiúba, das bacias Sergipe e Alagoas. O paleoambiente deposicional deltáico foi proposto por Caixeta (1994) para este grupo com base nas associações de fácies sedimentares.

A Formação Marfim é caracterizada por arenitos limpos muito finos a médios, bem selecionados, cinza claros, com camadas de folhelhos cinza esverdeados intercalados (VIANA et al., 1971). Caixeta et al. (1994) redefiniram esta formação excluindo as camadas Caruaçu, agora integrante da Formação

Maracangalha. Nesta formação, existem alguns níveis arenosos denominados Membro Catu.

A Formação Pojuca (VIANA et al., 1971) é constituída por intercalações de arenitos cinza, muito finos a médios, folhelhos cinza esverdeados, siltitos cinza claros e calcários castanhos. O Membro Santiago é uma camada de arenito muito fino de distribuição regional, bem balizada por finas camadas calcárias, que compõem um marco de grande distribuição lateral, possibilitando ótimas correlações na porção centro-norte do Recôncavo.

A Formação Taquipe é caracterizada por folhelhos cinzas, com estratificação paralela e lentes de arenitos muito finos e maciços (NETTO et al., 1984 apud CAIXETA et al., 1994). Esta unidade ocupa uma feição erosiva alongada na direção norte-sul, em forma de *canyon* constatada na porção centro-oeste da bacia. Desta forma, a Formação Taquipe sobrepõe-se em discordância erosiva à Formação Pojuca.

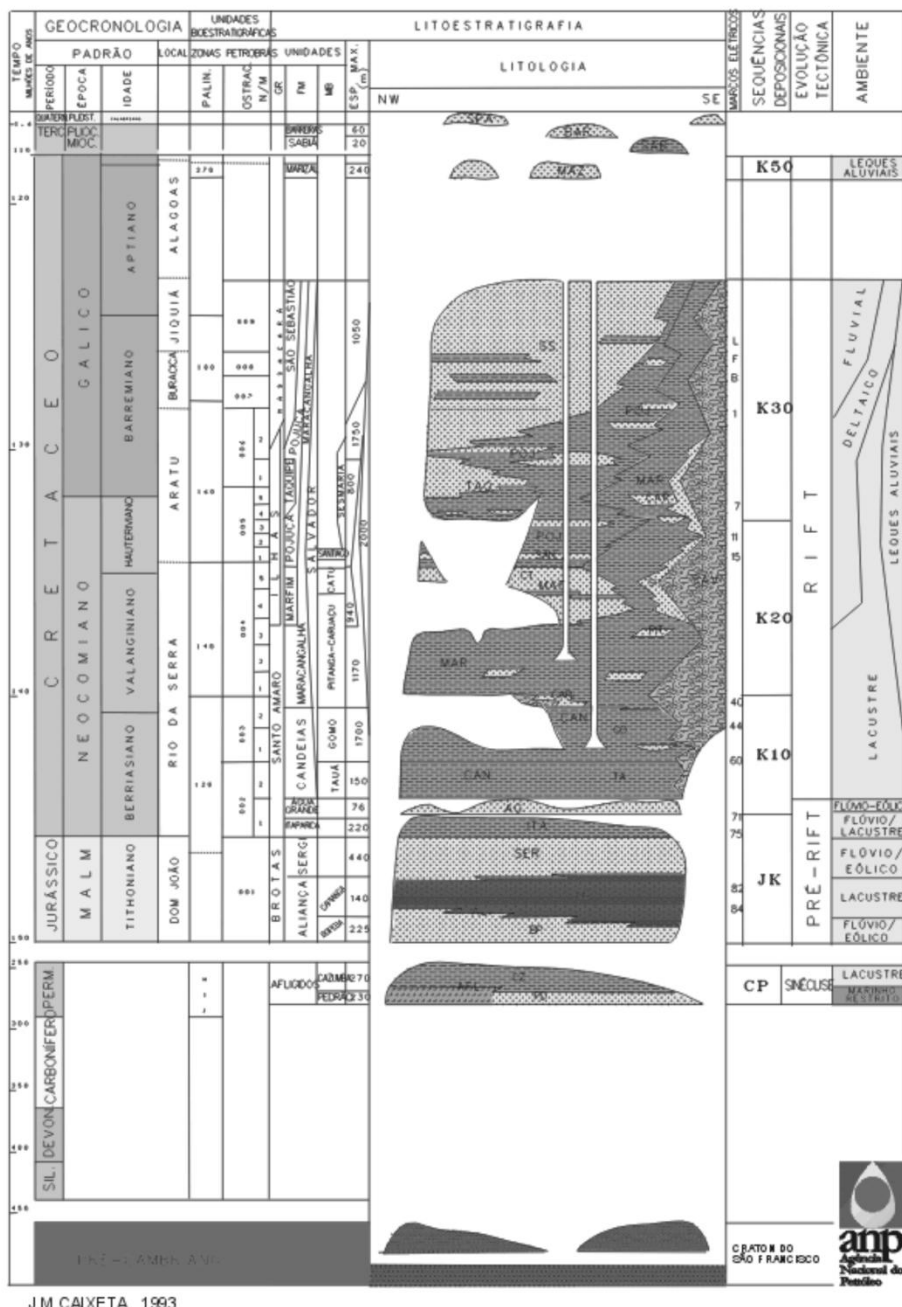
#### 3.2.4 Grupo Massacará

Caixeta et al. (1994) propuseram o termo Massacará para a seção sedimentar anteriormente definida como Formação São Sebastião (Viana et al., 1971), caracterizada por arenito grosso, amarelo-avermelhados, com intercalações de argila síltica, depositada por sistemas fluviais atuantes durante o Berriasiano ao EoAptiano. Os membros Paciência (arenitos finos a grossos e folhelhos pretos), Passagem dos Teixeiras (arenitos finos a médios e folhelhos cinza) e Rio Joanes (arenitos finos e argilitos vermelhos), definido em afloramentos por Viana et al. (1971), são de pouca operacionalidade em subsuperfície. A Formação São Sebastião correlaciona-se com a Formação Penedo das bacias de Sergipe e Alagoas.

A Formação Salvador é caracterizada pelos conglomerados e arenitos da borda leste da bacia. Exclui-se desta unidade os arenitos e folhelhos do Membro Morro do Barro, por não apresentarem relação com os conglomerados

da borda da bacia (BARROSO, 1984 apud CAIXETA et al., 1994). Os conglomerados da Formação Salvador são o resultado de leques aluviais sintectônicos e marcam a atuação das falhas de borda que caracterizam a fase rifte desta bacia, entre o Berriasiano e o Aptiano final. O Membro Sesmarias designa os arenitos que realmente correspondem às fácies distais da Formação Salvador (BARROSO, 1974).

A Formação Poço Verde reúne siltitos, arenitos e folhelhos de idade Aptiana, interestratificados. A Formação Marizal caracteriza-se por arenitos finos a grossos, cinzas a amarelos, com estratificações cruzadas, de idade aptiana final. A Formação Sabiá é composta por folhelhos cinza esverdeados ricos em foraminíferos do Mioceno. A Formação Barreiras congrega areias grossas, com estratificações cruzadas, de idade Pliocênica.



J.M.CAIXETA, 1993

Figura 11 – Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo.  
 Fonte: Caixeta et al., (1983)

### 3.3 Evolução tectono-sedimentar

A Bacia do Recôncavo foi gerada pelo processo de estiramento crustal que deu origem ao continente sul-americano e africano, bem como as demais bacias da margem continental. No final do Eocretáceo (Andar Alagoas), o ramo

oeste do sistema de riftes foi abortado, não permitindo a deposição de sedimentos marinhos dentro de sua calha. Segundo Szatmari et al. (1985), a rotação anti-horária da Microplaca do leste brasileiro seria responsável pela origem deste rifte interior. Na primeira fase denominada, Pré-rifte ou Estágio 1, crosta continental intumescceu-se de maneira desigual ao longo da linha que hoje corresponde ao Oceano Atlântico, desenvolvendo um domo de grande extensão com duas partes proeminentes. Uma ao sul, entre as cidades do Rio de Janeiro e Florianópolis, e outra ao norte, na área atualmente correspondente às costas da Paraíba e de Pernambuco.

Na região intermediária, deprimida e caracterizada por uma lenta e progressiva subsidência, instalou-se uma bacia resultante de um adelgaçamento crustal (bacia tipo *sag*), cuja sedimentação esteve associada a paleoambientes continentais (sistemas flúvio-eólico e lacustre). Na segunda fase, dito Rifte ou Estágio 2, houve a ruptura do continente com a fragmentação do cráton do São Francisco para noroeste, a partir de um ponto tríplice provavelmente localizado na região de Salvador. Nesta fase, a bacia sofreu forte basculamento, desenvolvendo uma fossa tectônica profunda (*graben*), cuja seção transversal ao eixo maior (NE-SW) tem a forma de *graben* assimétrico, basculado para SE. Nesta fossa tectônica, desenvolveu-se um ambiente caracterizado por lagos profundos, sendo essa ruptura interrompida (“abortada”).

O processo de ruptura crustal teve seguimento em uma ramificação mais a leste do conhecido padrão tríplice, hoje acompanhando a costa baiana. Assim, a bacia entrou em uma fase de quiescência tectônica, quando foi então colmatada (fase pós-rifte). Anteriormente à fase pré-rifte, sedimentos permianos (Formação Afligidos), depositados em uma bacia possivelmente tipo *sag* (existem poucos estudos a respeito da mesma), constituem a parte do embasamento da bacia atual. Estão associados a mares epicontinentais restritos (Membro Pedrão) e sistemas lacustres rasos (Membro Cazumba). Depósitos sedimentares correlatos também estão presentes nas bacias do Paraná (Formação Rio do Rasto), do Paranaíba (Formação Pedra de Fogo), de Sergipe-Alagoas (Formação Aracaré) e do Tucano (Formação Santa Brígida).

Na Figura 12 observa-se o início da subsidência na fase Pré-rifte (idade Dom João), instalação dos sistemas fluviais entrelaçados, em clima árido/semi-árido, com retrabalhamento eólico (Membro Boipeba da Formação Aliança). A contínua subsidência permitiu o desenvolvimento de lagos amplos, rasos e oxidantes, que dominaram a região por certo intervalo de tempo (Membro Capianga da Formação Aliança). Devido à retração e colmatação desses lagos, novamente implantaram-se sistemas fluviais entrelaçados, retrabalhados pelo vento, porém ainda associados a lagos efêmeros (Formação Sergi). Tais rochas continentais (Grupo Brotas) são tratadas como *red-beds*, cuja proveniência foi provavelmente do Sul e de Oeste. No final da fase Pré-rifte, desenvolveu-se o primeiro paleoambiente lacustre efetivo na bacia (Formação Itaparica).

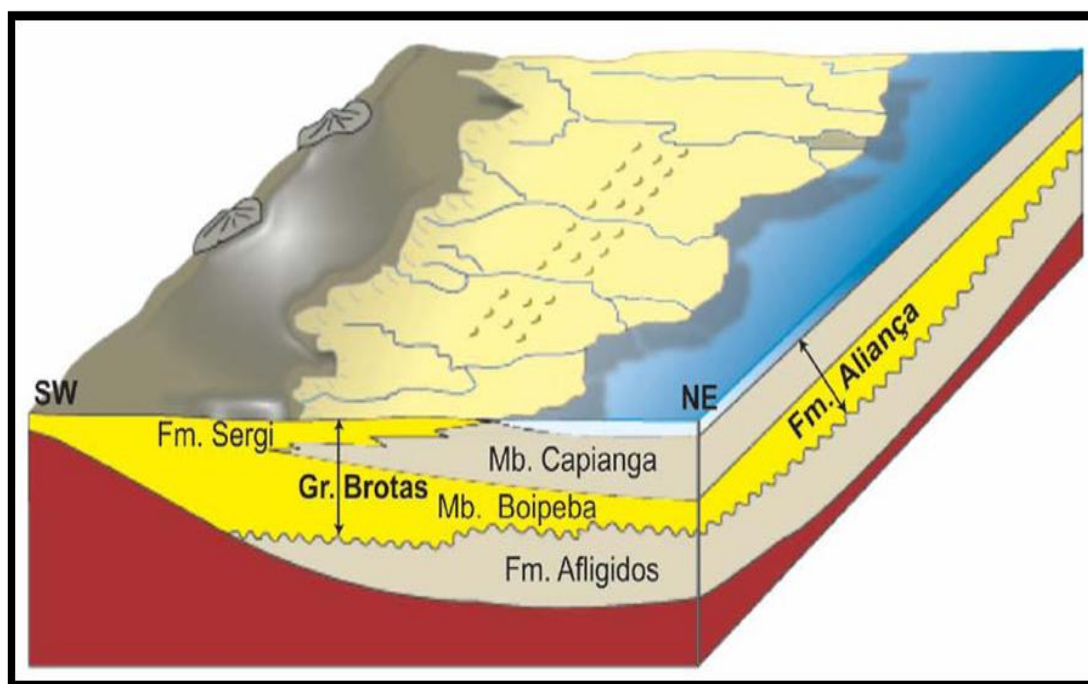


Figura 12 – Paleogeografia da fase pré-rifte da Bacia do Recôncavo.  
Fonte: Medeiros e Ponte, (1981).

Um paleolago também raso, porém menos oxidante, marcou o início da transição para a fase Rifte (Figura 13). Entretanto, teve curta duração, devido a uma nova fase de estabilidade tectônica, quando um extenso sistema flúvio-eólico (Formação Água Grande) sobrepôs-se aquele paleoambiente. Uma mudança importante neste novo sistema foi a respeito da área-fonte, quando



os sedimentos passaram a provir do norte, em vez do sul e oeste. Ainda no início da idade Rio da Serra, uma forte subsidência e uma brusca mudança do clima induziram a reinstalação de paleoambiente lacustre (Formação Candeias); porém, ao contrário do paleolago Itaparica, este era totalmente anóxico (“paleolago Candeias”), criando condições para a deposição de folhelhos cinza escuros (membros Tauá e Gomo). Por persistir durante as idades Rio da Serra, Aratu e Buracica, este paleolago teve grande importância na história da bacia.

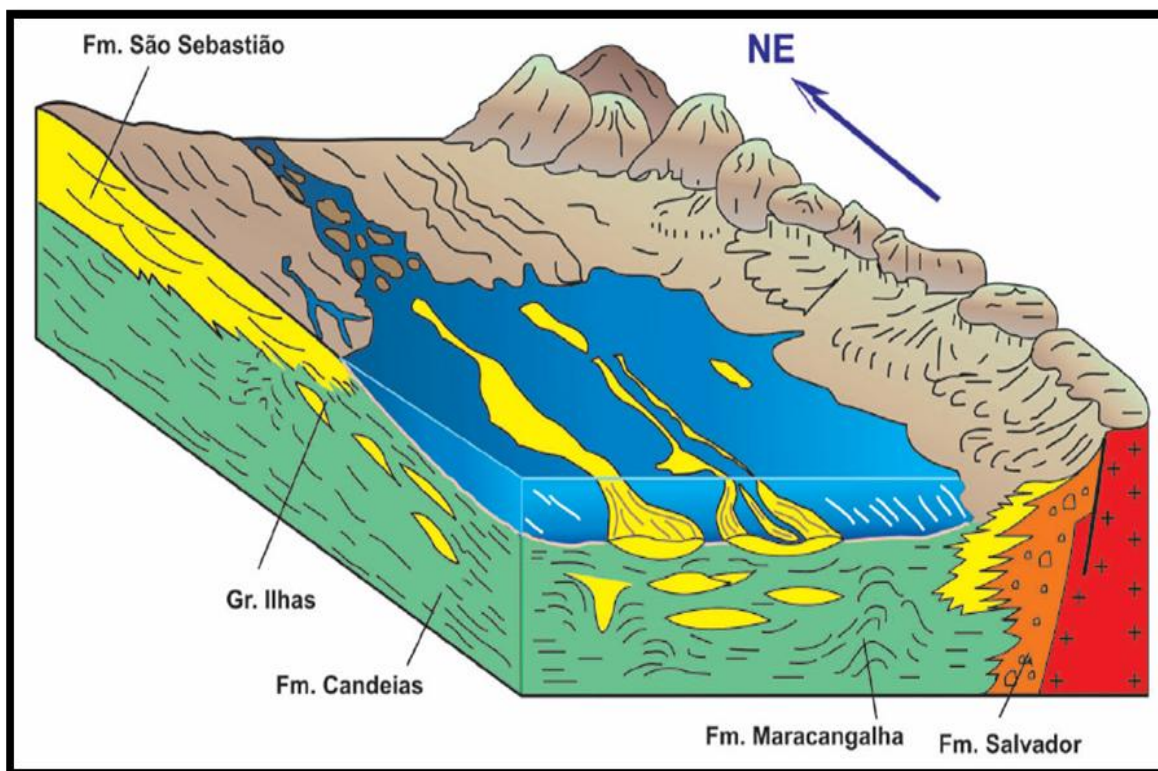


Figura 13 – Paleogeografia da fase Sin-rifte da Bacia do Recôncavo.  
Fonte: Medeiros e Ponte, 1981).

Os depósitos pelíticos do paleolago Candeias marcaram o início da fase Rifte na bacia do Recôncavo, registrando sem aprofundamento mediante a atividade das falhas normais de grande rejeito. Em resposta a essas falhas, uma série de leques deltáicos desenvolveu-se ao longo da borda leste da bacia (Formação Salvador). No período de desenvolvimento do paleolago Candeias, em virtude da instabilidade tectônica, fluxos gravitacionais depositaram

espessos pacotes de arenitos no depocentro da bacia (membros Pitanga e Caruaçu da Formação Maracangalha), alimentados por sistemas deltáicos localizados na borda oeste da bacia (Grupo Ilhas). Durante a idade Aratu, Buracica e Jiquiá, houve diminuição da atividade sísmica na bacia, o que permitiu a progradação de sistemas deltaicos (formações Marfim e Pojuca) a partir do noroeste. O tectonismo desta fase gerou bordas mais distantes dos depocentros, não permitindo que os sedimentos dos deltas os atingissem sob a forma de fluxos gravitacionais.

Na idade Aratu médio, apesar de baixa a atividade tectônica, diversas estruturas antigas foram reativadas, gerando falhas de crescimento e o rebaixamento do compartimento sul da bacia, na região próxima a falha de Paranaguá. Nessa situação, implantou-se o *paleocanyon* de Taquipe (Figura 14), que erodiu parte dos sedimentos dos andares Rio da Serra final e Aratu inicial (Formações Pojuca e Marfim). Posteriormente, esta mesma feição foi preenchida por folhelhos, margas e calcários e arenitos turbidíticos (Formação Taquipe). Ainda durante a fase rifte, espessos pacotes de sedimentos mais grossos depositados ao longo dos depocentros (membros Pitanga e Caruaçu da Formação Maracangalha), principalmente nas sub-bacias Central e Sul, desestabilizaram depósitos lamosos subjacentes dando origem a formação de diápiros de argila (lutocinese). As rochas que migraram nesse fenômeno foram os sedimentos argilosos do andar Rio da Serra (formações Candeias e Maracangalha).

O assoreamento final da bacia, na fase Pós-rifte, estendeu-se do início da idade Buracica até o final da idade Jequiá, com a implantação de sistemas fluviais provenientes de NW (Formação São Sebastião). Contemporaneamente, a reativação tectônica do sistema de falhas perpendiculares N40<sup>0</sup>W gerou a atual configuração das falhas de Mata-Catu e Itanagrá-Araçás, cujos deslocamentos horizontais subdividiram a bacia do Recôncavo nos compartimentos Nordeste, Central e Sul.

Devido ao afastamento das fontes de calor, iniciou-se um período de subsidência térmica que, apesar de menor no continente que nas bacias

marginais, permitiu a acumulação de uma série de sedimentos fluviais (Formação Marizal), que recobrem amplamente o nordeste brasileiro.

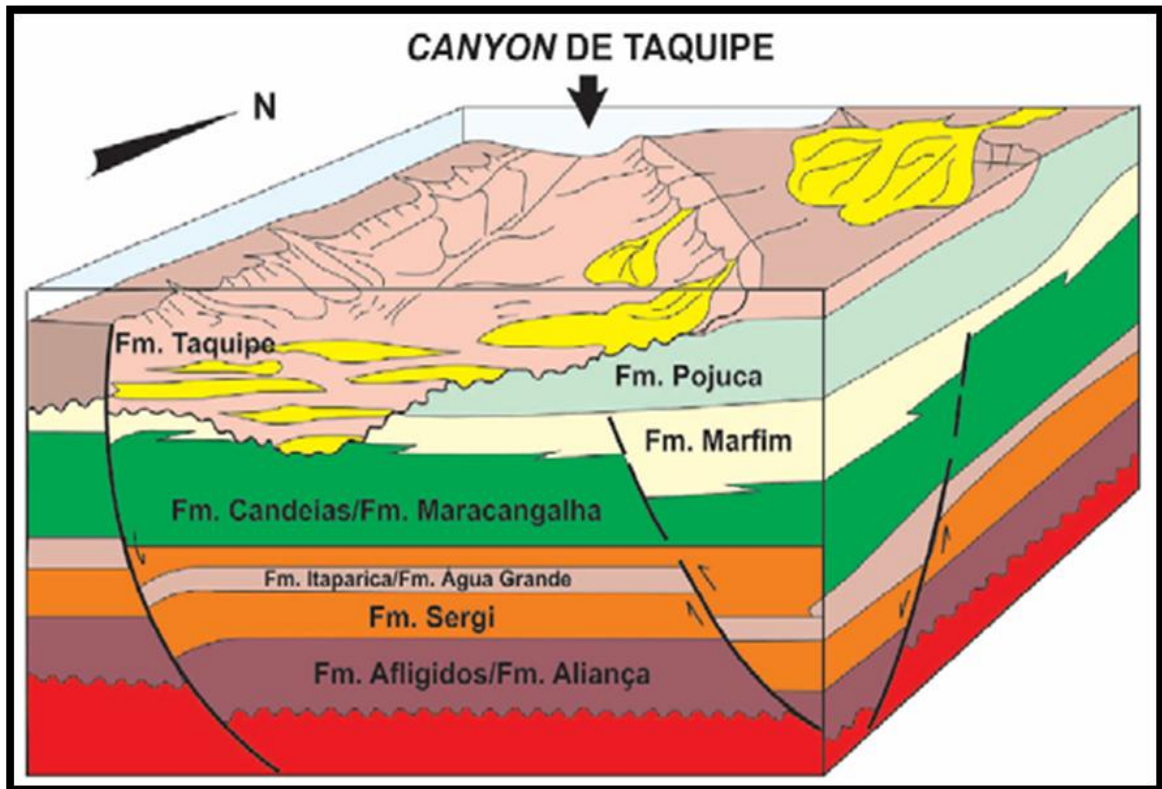


Figura 14 – Paleogeografia durante a deposição da Formação Taquipe.  
Fonte: Figueiredo et al., (1994)

#### 4 CLASSIFICAÇÃO DE FRATURAS DE RESERVATÓRIOS NATURALMENTE FRATURADOS

Nelson (2001) em uma análise geológica de reservatório naturalmente fraturado descreve quatro diferentes tipos de ocorrência de fraturas: fraturas regionais, fraturas tectônicas, fraturas contracionais e fraturas relacionadas à superfície. Segundo este autor a classificação genética de fratura natural é feita com base na origem das suas forças causais e da geometria do sistema de fraturas.