

# **QUINTA RODADA DE LICITAÇÕES SOB O REGIME DE PARTILHA DA PRODUÇÃO**

## **Sumário Geológico e Áreas em Oferta**

Superintendência de Definição de Blocos - SDB

Superintendência de Desenvolvimento e Produção - SDP

Junho 2018

## SUMÁRIO

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>3</b>
<b>2.</b>	<b>BACIAS SEDIMENTARES.....</b>	<b>3</b>
<b>2.1</b>	<b>BACIA DE SANTOS.....</b>	<b>3</b>
2.1.1	Evolução Tectonoestratigráfica da Bacia de Santos .....	4
2.1.2	Arcabouço Regional da Bacia de Santos .....	8
<b>2.2</b>	<b>BACIA DE CAMPOS .....</b>	<b>10</b>
2.2.1	Evolução Tectonoestratigráfica da Bacia de Campos .....	11
<b>3.</b>	<b>BLOCOS EM OFERTA.....</b>	<b>16</b>
<b>3.1</b>	<b>SATURNO .....</b>	<b>17</b>
<b>3.2</b>	<b>TITÃ .....</b>	<b>18</b>
<b>3.3</b>	<b>PAU-BRASIL.....</b>	<b>19</b>
<b>3.4</b>	<b>SUDOESTE DE TARTARUGA VERDE.....</b>	<b>20</b>
<b>4.</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>23</b>

## **1. INTRODUÇÃO**

O Conselho Nacional de Política Energética (CNPE), por meio da resolução nº 004/2018, autorizou a ANP a detalhar os estudos dos prospectos Saturno, Titã e Pau-Brasil, na Bacia de Santos, e dos prospecto Sudoeste de Tartaruga Verde, situado na Bacia de Campos. Apesar de parte das estruturas de Saturno e Titã estarem situadas fora do polígono do pré-sal, essa resolução do CNPE também definiu a área contígua ao polígono, ocupada por esses prospectos, como estratégica, sendo objeto da Quinta Rodada de Licitações sob o regime de Partilha da Produção.

Além disso, a Resolução CNPE nº 004/2018, publicada no Diário Oficial da União no dia 11 de maio de 2018, define os parâmetros técnicos e econômicos das áreas e autoriza a realização do Certame.

Destarte, o presente documento tem por objetivo apresentar as principais características geológicas das áreas em oferta.

## **2. BACIAS SEDIMENTARES**

### **2.1 BACIA DE SANTOS**

A Bacia de Santos está localizada na plataforma continental brasileira. Estende-se desde o litoral sul do Estado do Rio de Janeiro até o norte do Estado de Santa Catarina, perfazendo área de aproximadamente 300.000 km<sup>2</sup> até a cota batimétrica de 3.000 m (Figura 1). Limita-se a norte com a Bacia de Campos, pelo Alto de Cabo Frio e, a sul, com a Bacia de Pelotas, pelo Alto de Florianópolis. É uma bacia de margem divergente, formada pela abertura do Atlântico Sul, que se iniciou no Cretáceo Inferior.

Atualmente, a Bacia de Santos é a maior produtora de petróleo do Brasil, onde estão localizados diversos campos petrolíferos em produção, incluindo Lula, o maior campo de petróleo do país, além de grandes reservas a serem exploradas e desenvolvidas, especialmente na seção pré-sal.

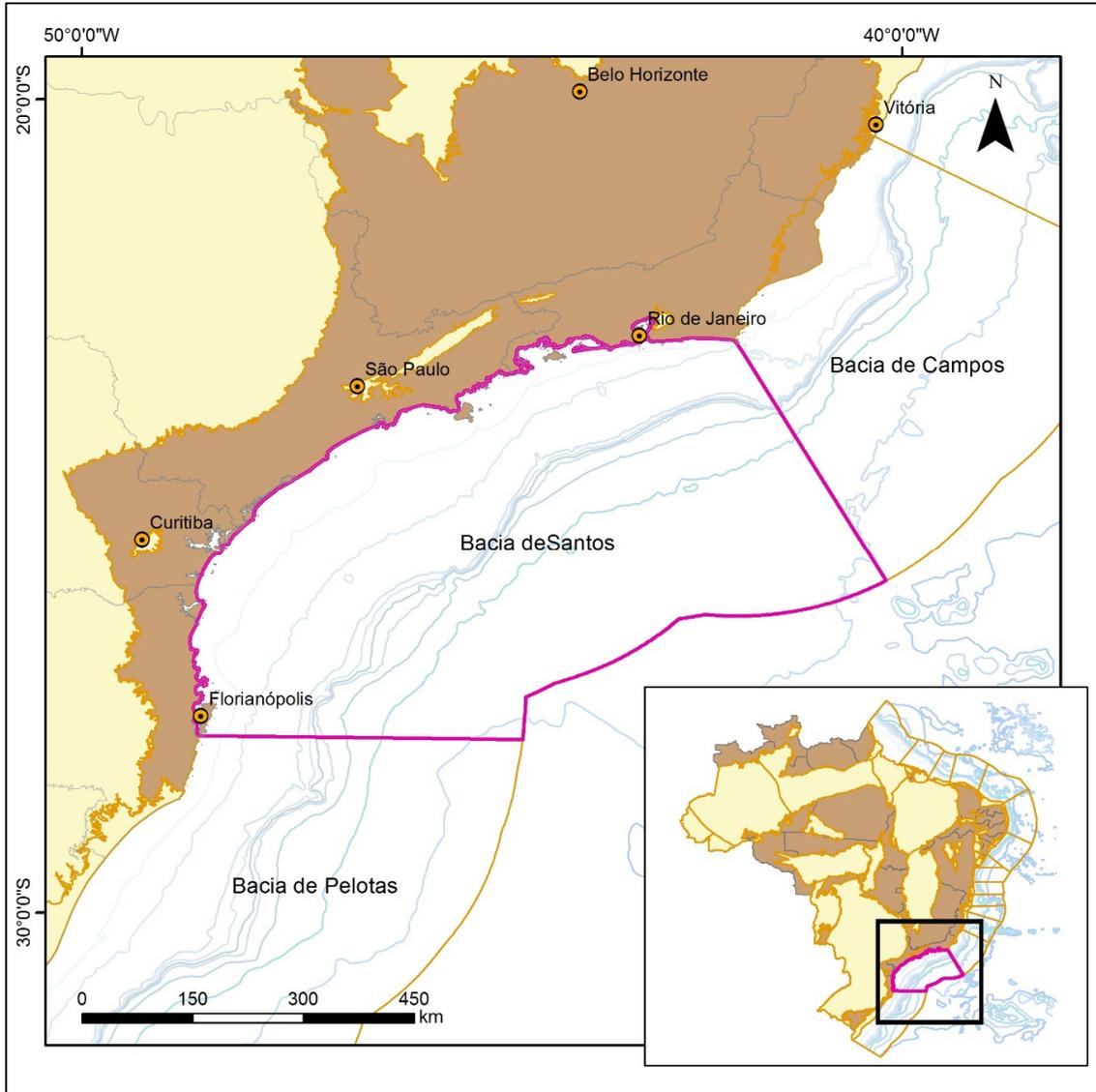


Figura 1 – Mapa de localização da Bacía de Santos.

### 2.1.1 Evolução Tectonoestratigráfica da Bacía de Santos

A Bacía de Santos representa uma das maiores depressões da margem continental brasileira, com espessura sedimentar superior a 10.000 metros. A evolução tectonoestratigráfica é característica de margem passiva, diagnosticada pelos registros geológicos dos processos de estiramento crustal, rompimento da crosta continental, implantação da crosta oceânica e subsidência termal (Demercian, 1996 *apud* Caldas, 2007).

O arcabouço estratigráfico aqui empregado é aquele proposto por Moreira *et al.* (2007) (Figura 2). Esses autores atualizam o arcabouço cronolitoestratigráfico da Bacia de Santos com ênfase na individualização de sequências deposicionais.

Os autores dividem o registro sedimentar da bacia em três supersequências: rifte, pós-rifte e drifte, separadas por discordâncias erosivas e intrinsecamente relacionadas às principais fases tectônicas. As supersequências são subdivididas em sequências deposicionais.

Segundo Moreira *et al.* (2007) a supersequência mais antiga corresponde à fase rifte e engloba as formações Camboriú, Piçarras e Itapema. A Formação Camboriú, de idade Hauteriviana, é constituída por derrames basálticos. Sobreposta a esta unidade foi depositada a Formação Piçarras, do Barremiano, representada por conglomerados e arenitos polimíticos de leques aluviais, e arenitos, silitos e folhelhos de composição talco-estevensítica depositados em ambiente lacustre. Sobreposta a esta unidade ocorre a Formação Itapema, depositada do Neobarremiano ao Eoaptiano, representada por fácies mais argilosa, com potencial gerador, estas encontradas nas partes mais profundas e distais, como acontece em outras bacias da margem leste brasileira. Na porção mais proximal ocorrem arenitos e conglomerados de leques aluviais.

A fase rifte é recoberta pelos sedimentos da fase pós-rifte (também denominada como fase *sag*), depositada em ambiente transicional, entre continental lacustre e marinho raso, caracterizada pela deposição de carbonatos, margas, folhelhos e evaporitos. O registro sedimentar desta fase é representado pelas formações Barra Velha e Ariri. A Formação Barra Velha engloba carbonatos na porção proximal (calcários microbiais, estromatólitos e lamitos), e na porção distal folhelhos. Esta unidade estratigráfica data do Eoaptiano ao Neoaptiano. A Formação Barra Velha é sobreposta pelos evaporitos da Formação Ariri do Neoaptiano, composta por halita, anidrita e eventualmente sais mais solúveis, como taquidrita, carnalita e silvinita.

Os evaporitos da Formação Ariri (Aptiano) acumulam mais de 2.000 m de

espessura, depositados em um curto período de tempo (Chang *et al.* 1990).

A fase drifte está associada à subsidência térmica da bacia e ao tectonismo adiastrófico. É constituída por sedimentos marinhos depositados do Albiano ao Recente correspondentes aos grupos Camburi, Frade e Itamambuca, intensamente deformados pela tectônica do sal subjacente.

Segundo Garcia *et al.* (2012) o Grupo Camburi (Albo-Cenomaniano) representa o início da transgressão marinha na Bacia de Santos. A deposição no Albiano é caracterizada por sedimentos siliciclásticos e carbonatos de águas rasas na plataforma continental e por margas e folhelhos na região distal mais profunda. O Cenomaniano registra siliciclásticos deltaicos e aluviais em leques proximais, passando a folhelhos e margas de plataforma nas regiões distais, com turbiditos arenosos nos baixos tectonicamente controlados.

Para Moreira *et al.* (2007) essa fase transgressiva, representada pelo Grupo Camburi, culmina com a deposição dos folhelhos anóxicos da transgressão Turoniana.

Litoestratigraficamente, o Grupo Camburi é composto pelas as formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém.

O Grupo Frade inclui os sedimentos depositados do Turoniano até o limite Cretáceo/Paleógeno. Esta unidade representa uma fase de regressão marinha. Engloba as formações Santos, Juréia, Itajaí-Açu e o Membro Ilhabela definidos por Pereira e Feijó, 1994.

O Grupo Itamambuca compreende os sedimentos depositados após o limite Cretáceo/Paleógeno até os dias atuais, incluindo os leques aluviais e os pelitos e arenitos batiais (Moreira *et al.*, 2007).



### 2.1.2 Arcabouço Regional da Bacia de Santos

O processo de ruptura que levou à abertura do Oceano Atlântico imprimiu as principais feições estruturais da Bacia de Santos (Garcia *et al.*, 2012; Garcia, 2012) (Figura 3).

O rifteamento ocorreu até o Eocretáceo, com manifestações magmáticas. A compartimentação sedimentar, provavelmente controlada por zonas de cisalhamento mais frágeis tangidas pelo afinamento crustal, aproveita estruturas preexistentes. A seção rifte é predominantemente controlada por falhas normais SW-NE (Garcia *et al.*, 2012).

O alinhamento do Alto de Florianópolis e da Dorsal de São Paulo proporcionou as condições de desenvolvimento da vasta bacia evaporítica do Atlântico Sul. Estas estruturas barraram a circulação do oceano Atlântico já coexistente mais ao Sul, na Bacia de Pelotas (Demercian, 1996 *apud* Garcia *et al.*, 2012).

A tectônica de sal começa ainda no Aptiano superior devido às irregularidades do relevo de base preexistente, às variações na espessura do sal e ao soterramento diferencial (Demercian *op cit*, Garcia 1999 *apud* Garcia *et al.*, 2012).

A sedimentação marinha progradou sobre o sal desenvolvendo batimetrias relativamente rasas na Bacia de Santos. A configuração radialmente convergente da sedimentação controlou a tectônica do sal a partir da linha de Charneira de Santos, promovendo um aumento da compressão em direção ao centro da convergência no platô de São Paulo (Cobbold e Szatmari, 1991 *apud* Garcia *et al.*, 2012).

A falha de Cabo Frio marca a transição entre distensão e compressão halotectônicas (Guerra, 2008 *apud* Garcia *et al.*, 2012). A progradação proximal promove falhas de crescimento predominantemente antitéticas, enquanto as minibacias clássicas distais se estabelecem sob compressão (Mohriak e Szatmari, 2001 *apud* Garcia *et al.*, 2012). As minibacias evoluem por fluxos sedimentares mais intensos que ultrapassam o talude e, somente com a relativa desaceleração da tectônica de sal ao final do Neocretáceo, estas minibacias evoluem mais significativamente.

Entre as principais feições do arcabouço regional da Bacia de Santos destacam-se a Charneira de Santos e o Platô de São Paulo.

A Charneira de Santos constitui o limite oeste da sedimentação cretácea na bacia e seu traçado acompanha a configuração da linha de costa.

O Platô de São Paulo constitui uma feição fisiográfica de porte regional e ocorre na parte distal da bacia, facilitando a exploração da seção pré-sal em águas profundas e ultraprofundas, já que, nas demais bacias da margem leste do Brasil em lâminas d'água acima de 2.000 m esta seção pode ocorrer em profundidades superiores a 7.000 metros.

O Platô de São Paulo constitui uma proeminente feição morfológica positiva do Atlântico Sul, onde a crosta continental sofreu forte estiramento.

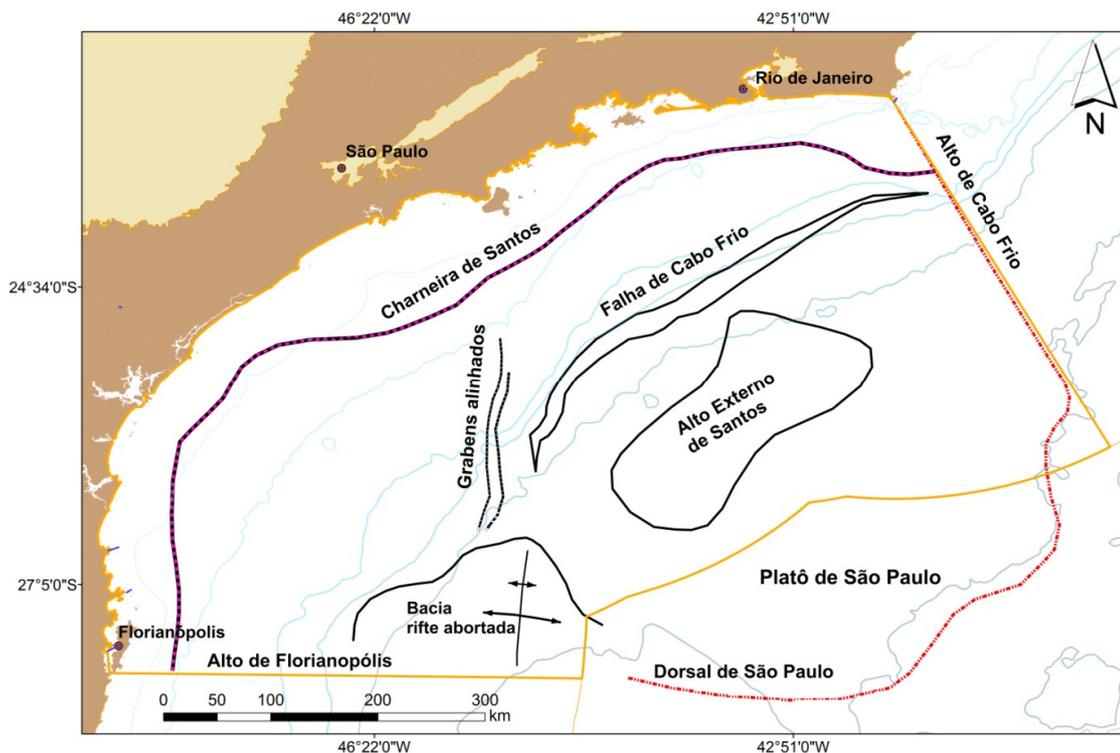


Figura 3 – Mapa de localização da Bacia de Santos com os principais elementos do seu arcabouço regional (Garcia *et al.*, 2012).

## 2.2 BACIA DE CAMPOS

A Bacia de Campos está localizada na região sudeste, ocupando o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo (Figura 4), estendendo-se por área de aproximadamente 100.000 km<sup>2</sup>. Os limites da bacia dão-se ao Norte com a Bacia do Espírito Santo, pelo Alto de Vitória e ao Sul, com a Bacia de Santos pelo Alto de Cabo Frio.

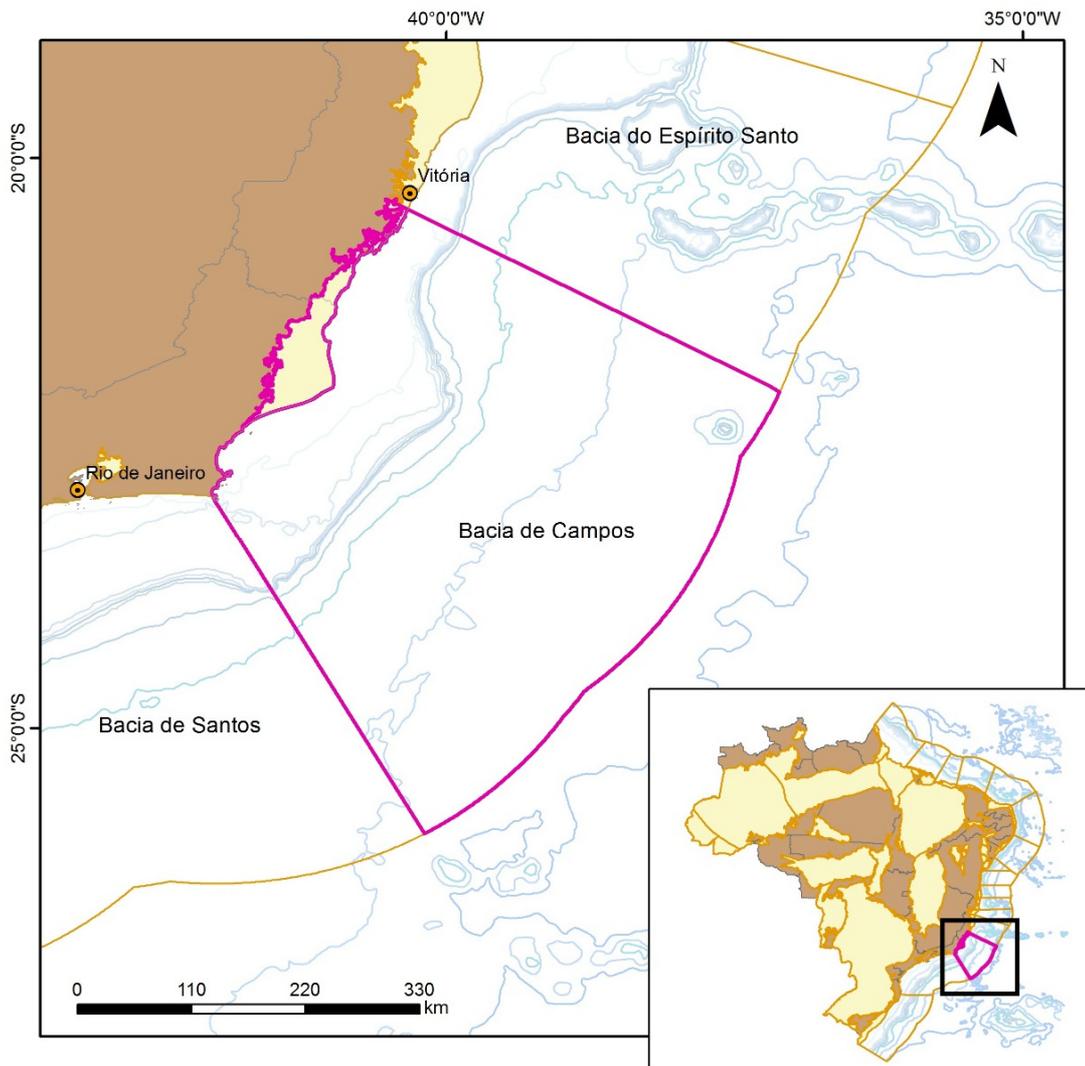


Figura 4 – Mapa de localização da Bacia de Campos.

### 2.2.1 Evolução Tectonoestratigráfica da Bacia de Campos

A Bacia de Campos é uma bacia de margem passiva e sua gênese está relacionada ao rifteamento do paleocontinente Gondwana e subsequente abertura do Oceano Atlântico.

Existem diversas interpretações propostas para a abertura do Atlântico Sul, a mais aceita é de que houve um misto entre estiramento litosférico e afinamento da crosta (McKenzie, 1978) e posteriormente uma anomalia termal (Royden e Keen, 1980) com subsidência associada. A atividade térmica no *hotspot* de Tristão da Cunha e Santa Helena levou à formação de uma taxa mais larga de afinamento crustal. Em função desta anomalia térmica, o afinamento crustal foi acompanhado de soerguimento, com atuação do fenômeno de *underplating*, o que provavelmente condicionou a deposição da seção pré-rifte durante os andares Dom João e início do Rio da Serra, do Jurássico e Neocomiano, nas bordas dessa zona soerguida, nas bacias do Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas.

O afinamento da crosta levou à ruptura do rifte em zonas de fraqueza e gerou a deposição da seção rifte em zona regionalmente soerguida (semelhante aos lagos do rifte africano atual) com contribuição expressiva de rochas vulcânicas no fundo da bacia. Estas vulcânicas, datadas pelo método K-Ar, sugerem idades entre 130 e 120 Ma (Fodor *et al.*, 1984), semelhantes àsquelas encontradas na Província Magmática Paraná-Etendeka. Posteriormente, ocorreu uma fase de subsidência termal associada ao resfriamento da anomalia térmica da astenosfera.

Segundo Chang *et al.* (1992) a estratigrafia das bacias da margem Leste pode ser dividida em cinco Megassequências: Continental, Transicional Evaporítica, Plataforma Carbonática Rasa, Marinha Transgressiva e Marinha Regressiva.

A Megassequência Continental foi subdividida por Chang *et al.*, 1992 em razão das associações de fácies e estilos estruturais da base para o topo em Sin-Rifte I, Sin-Rifte II e Sin-Rifte III.

A Sequência Sin-Rifte I consiste em depósitos fluviais, leques aluviais e arenitos eólicos do Neo-Jurássico. Estes sedimentos não estão preservados (ou não foram encontradas) na bacia de Campos, com remanescentes, nas bacias da margem

leste, apenas nas bacias de Camamu-Almada, Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas.

A Sequência Sin-Rifte II foi depositada no intervalo entre os andares locais Rio da Serra e Jiquiá e pode ser subdividida em dois intervalos principais.

O primeiro intervalo da Sequência Sin-Rifte II, depositado durante os andares locais Rio da Serra e Aratu, corresponde a uma distensão crustal acelerada que gerou uma série de meio-grábens onde o vulcanismo foi bastante intenso (Formação Cabiúnas) associado a depósitos lacustres.

O segundo intervalo da Sequência Sin-Rifte II, depositado durante os andares locais Buracica e Jiquiá, corresponde a sedimentação predominantemente flúvio-deltaica, lacustre e de leques aluviais. Ocorrem nesta sequência pacotes argilosos, depositados em ambiente lacustre de águas doces, conhecidos informalmente como folhelhos Buracica (Winter *et al.*, 2007), arenitos, conglomerados sintectônicos e carbonatos compostos por conchas de pelecípodes (coquinas) em altos estruturais (Alto de Badejo, por exemplo). Ocorrem argilominerais de talco-estevensita precipitados em lagos vulcânicos alcalinos segundo Dias (2005). Essa megassequência é representada pelas Formações Cabiúnas (vulcânicas), Atafona (siltitos e arenitos com talco-estevensita), Coqueiros (coquinas e folhelhos) e Itabapoana (conglomerados) do Grupo Lagoa Feia.

A Megassequência Transicional Evaporítica é composta exclusivamente por sedimentos depositados durante o andar local Alagoas (Aptiano), é separada da Megassequência Continental por discordância chamada pré-Aptiano Superior (Dias, 2005). Durante o Eoalagoas, a sedimentação foi predominantemente continental (sistemas de leques aluviais, lacustre e fluvial) com indicações de incursões marinhas em outras bacias, como folhelhos contendo dinoflagelados na bacia de Sergipe-Alagoas (Dias, 2005). Os depósitos equivalentes ao andar Neo alagoas são interpretados como provenientes de ambiente transicional, entre depósitos de mar epicontinental restrito e depósitos continentais. Aventa-se a ocorrência de extensas regiões rasas e um litoral recortado, onde as águas se tornaram hipersalinas e propícias para o desenvolvimento de construções microbiais. A sedimentação nesse

período foi de leques aluviais e carbonática principalmente. O início da deposição evaporítica ocorreu no final do andar Alagoas e, segundo Dias (2005), ocorreu em um ambiente marinho raso, corroborado pelos elevados teores de bromo nas halitas e pelos valores isotópicos de estrôncio nas anidritas compatíveis com as águas marinhas do Aptiano. Tal ambiente marinho restrito era limitado a sul por uma cadeia vulcânica de direção E-W conhecida como Dorsal de São Paulo que segundo Kumar e Gambôa (1979) controlava a pouca circulação de água marinha dentro das bacias da margem leste. A circulação restrita de água, associada ao clima quente e árido do Aptiano, criou as condições ideais para o aumento da concentração de salmoura até o nível de precipitação dos minerais evaporíticos. Ainda segundo Dias (2005), a Megassequência Transicional Evaporítica foi depositada em um período de tectônica estável podendo ser chamada de fase *sag*. Litoestratigraficamente, a citada Megassequência é representada pelas Formações Itabapoana (conglomerados), Macabú (estromatólitos e laminitos microbiais), Gargaú (margas e calcilutitos) e Retiro (anidrita, halita, carnalita e silvinita), do Grupo Lagoa Feia.

A Megassequência Plataforma Carbonática Rasa foi depositada durante o Albiano, a fase *sag* já havia terminado e começava a sedimentação marinha franca, caracterizada por uma plataforma carbonática comum a todas as bacias da margem leste. Essa plataforma alterna sucessões de tratos de mar alto com deposição de carbonatos de alta energia (*packstones/grainstones*) e tratos de sistema transgressivo com deposição de carbonatos de mais baixa energia (*wackestones/mudstones*). O modelo desenvolvido para essa sequência por Spadini *et al.*, 1988 é uma rampa carbonática típica, deformada por halocinese que controlou a distribuição de fácies dos carbonatos de água rasa e, especialmente, os bancos de oólitos e oncolitos. Essa megassequência é representada principalmente pela Formação Quissamã, do Grupo Macaé.

A Megassequência Marinha Transgressiva foi depositada após o Albiano, em contexto de progressivo afundamento da bacia, devido à subida global do nível do mar, acompanhado da transgressão marinha, resultando no afogamento da plataforma carbonática (Chang *et al.*, 1990) e na consequente deposição de sedimentos de baixa energia como folhelhos, margas e calcilutitos. Depósitos

arenosos turbidíticos estão presentes em toda essa sequência, sendo dois modelos identificados: canalizado, preferencialmente em mini bacias formadas pela halocinese, e em lençol. Essa Megassequência é representada principalmente pelas Formações Outeiro (calcilutitos e folhelhos), Imbetiba (calcilutitos) e Namorado (arenito), do Grupo Macaé, pelo Membro Tamoios da Formação Ubatuba (folhelhos) e pela Formação Carapebus (arenitos).

A Megassequência Marinha Regressiva é composta pela predominância de sucessivas sequências flúvio-deltaicas, com ocorrência de leques deltaicos, plataformas siliciclásticas e turbiditos em águas mais profundas. Essa Megassequência é representada pelas formações Ubatuba (folhelhos), Carapebus (arenitos) e Emborê (carbonatos).

A nomenclatura litoestratigráfica utilizada neste trabalho foi a proposta por Winter *et al.* (2007) (Figura 5).



### 3. BLOCOS EM OFERTA

A Quinta Rodada de Partilha da Produção inclui três blocos na Bacia de Santos, denominados Saturno, Titã e Pau-Brasil e um bloco na Bacia de Campos, denominado Sudoeste de Tartaruga Verde (Figura 6).

Os blocos em apreço, excetuando-se Sudoeste de Tartaruga Verde, que possui maior potencial na seção pós-sal, contemplam estruturas com fechamento quaquaversal bem definido e com grande potencial para acumulações de hidrocarbonetos nos reservatórios carbonáticos do *play* pré-sal.

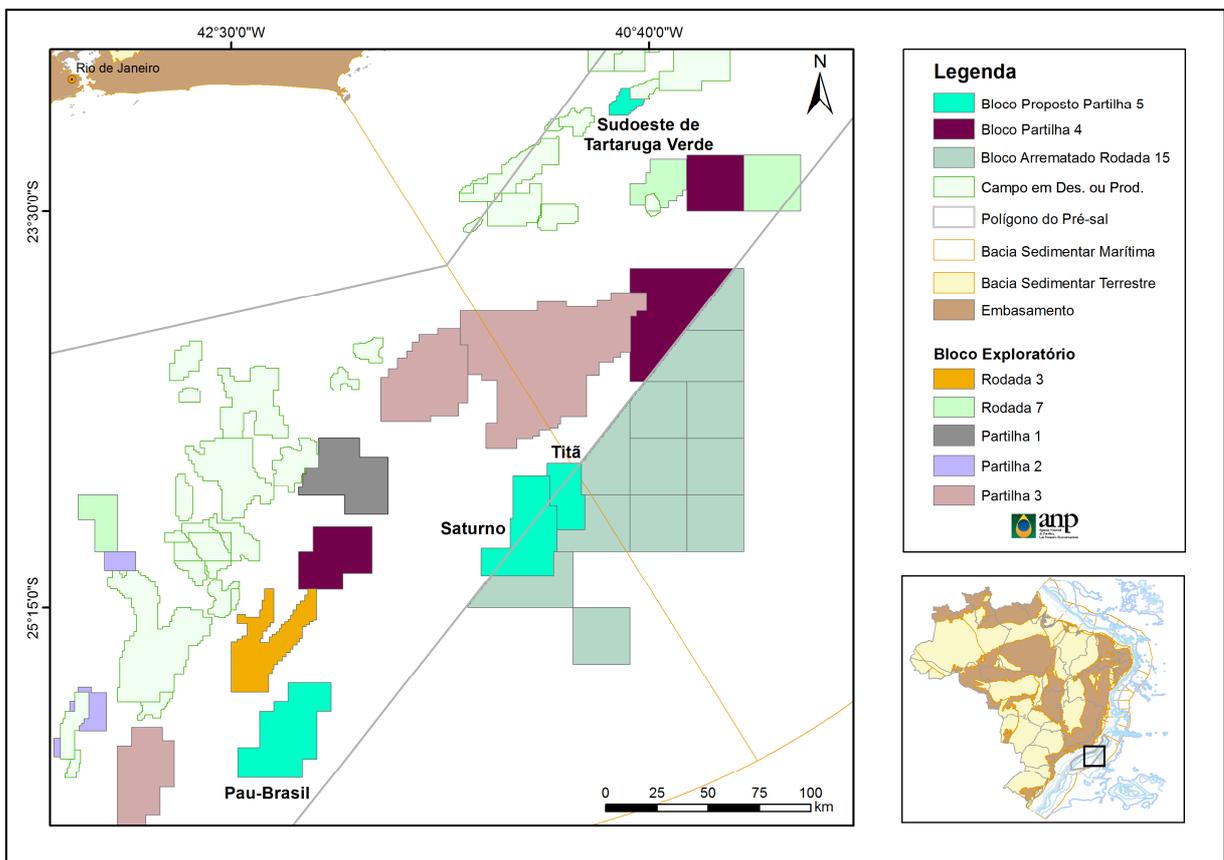


Figura 6 – Blocos Pau-Brasil, Saturno, Titã e Sudoeste de Tartaruga Verde em oferta na Quinta Rodada do Pré-Sal.

### 3.1 SATURNO

O bloco Saturno está localizado à sudeste do bloco Libra e contíguo a blocos arrematados na 15ª Rodada de Licitações (Figura 7).

Nesse bloco foram identificadas duas estruturas, denominadas Saturno e Dione, as quais são caracterizadas por proeminentes altos do embasamento, com forte acrive. Exibem fechamento bem definido nas quatro direções.

Os dados sísmicos disponíveis indicam a ocorrência das principais seqüências que compõem o *play* Pré-sal e as estruturas exibem anomalia de amplitude e sismofácies indicativas de rochas reservatório. A estrutura Dione exibe ainda um *flat spot* muito bem marcado, que caracteriza um contato entre fluidos.

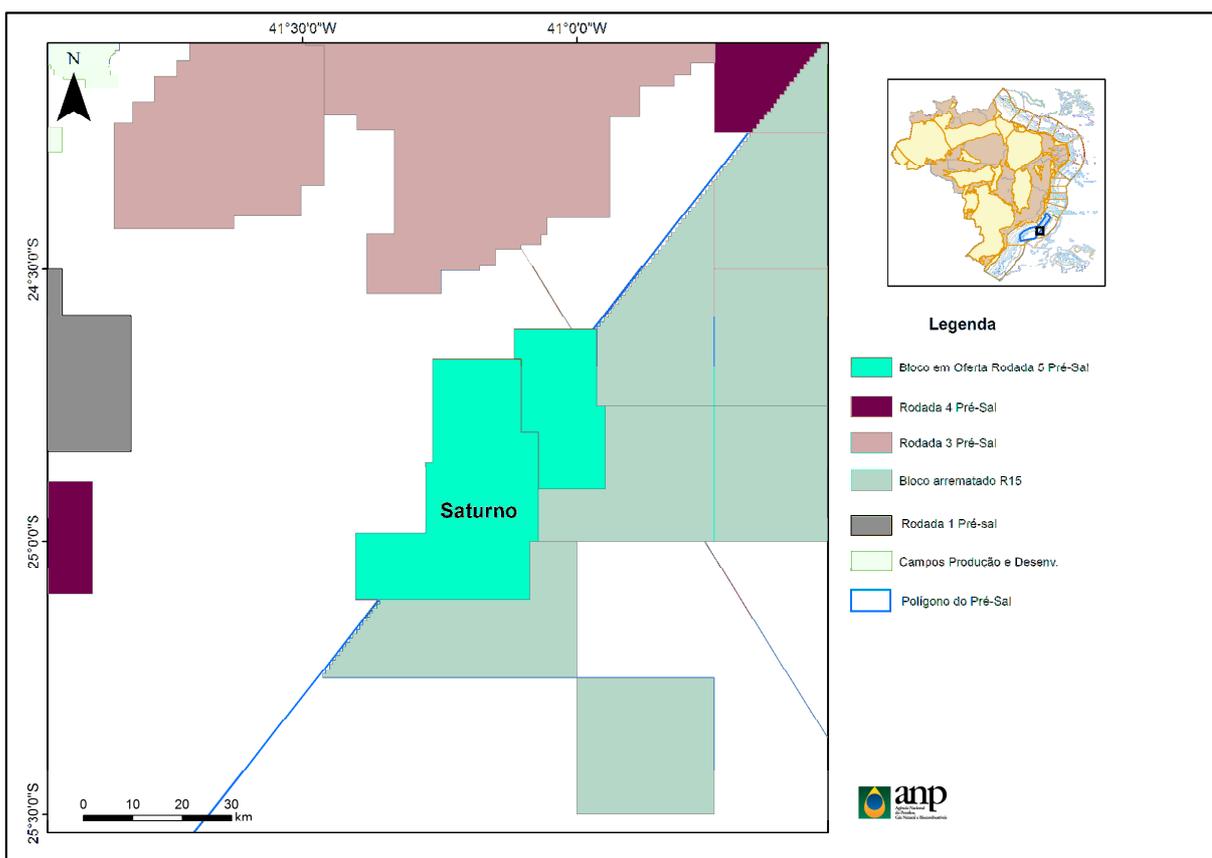
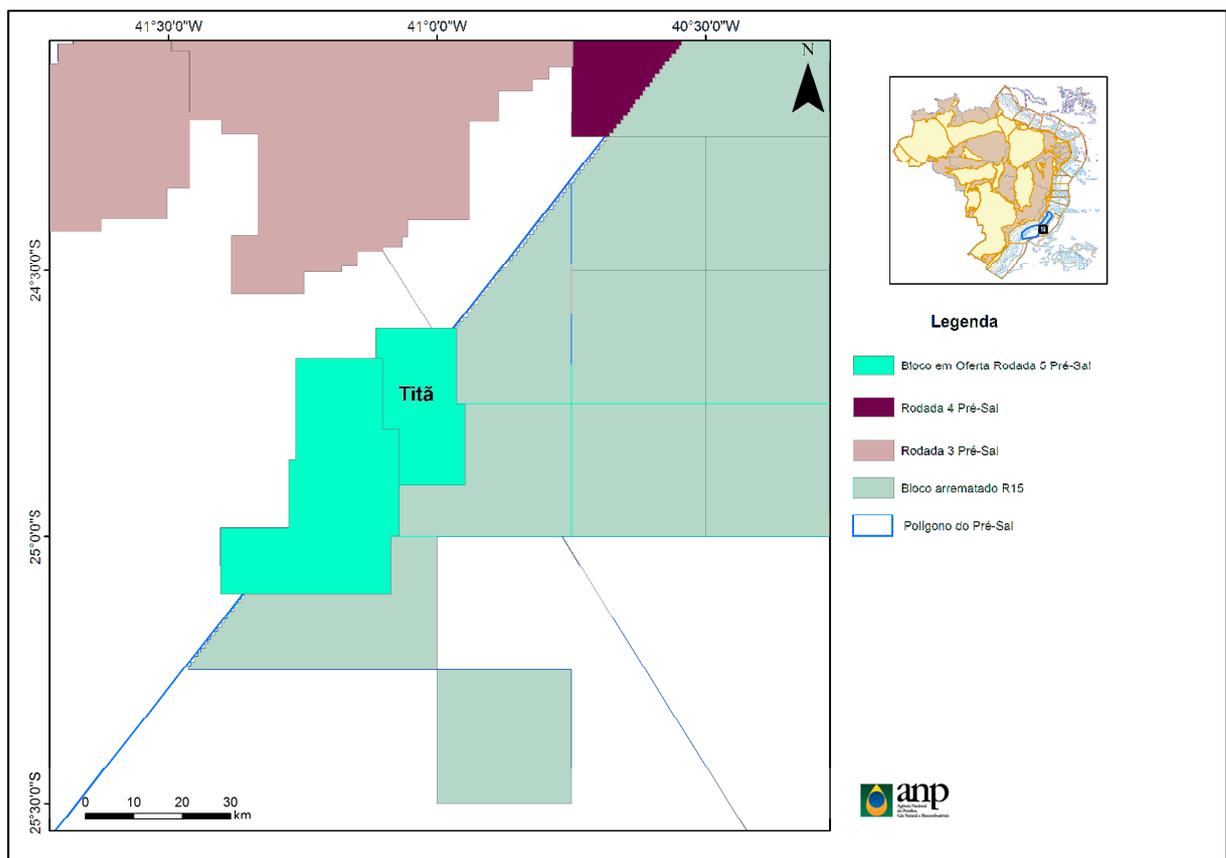


Figura 7 – Mapa de localização do bloco Saturno na Bacia de Santos.

### 3.2 TITÃ

O bloco Titã localiza-se imediatamente a leste do bloco Saturno, no limite entre a Bacia de Santos e de Campos, e contíguo a blocos exploratórios arrematados na 15ª Rodada de Licitações (Figura 8).

Neste bloco foi identificada uma estrutura caracterizada por um alto do embasamento e com fechamento bem definido nas quatro direções. Os dados sísmicos disponíveis indicam a ocorrência das principais sequências que compõem o *play* Pré-sal e as estruturas exibem anomalia de amplitude e sismofácies indicativas de rochas reservatório.



### 3.3 PAU-BRASIL

O bloco Pau-Brasil se localiza a sudeste do campo de Lula, a sul do prospecto Júpiter e a leste do bloco Peroba (Figura 9).

Neste bloco foi identificada uma estrutura caracterizada por um proeminente alto estrutural do embasamento com fechamento bem definido nas quatro direções.

A avaliação dos dados sísmicos disponíveis indica a ocorrência de rochas reservatório, com sismofácies semelhantes àquelas das prolíficas estruturas do Pré-sal (Lula, Sapinhoá, Libra, Búzios, etc.)

Assim, espera-se que o prospecto seja formado por reservatórios carbonáticos do Aptiano, depositados em ambiente lacustre alcalino e com textura bastante característica, tradicionalmente interpretada como de origem microbiana, selados por camadas de sal.

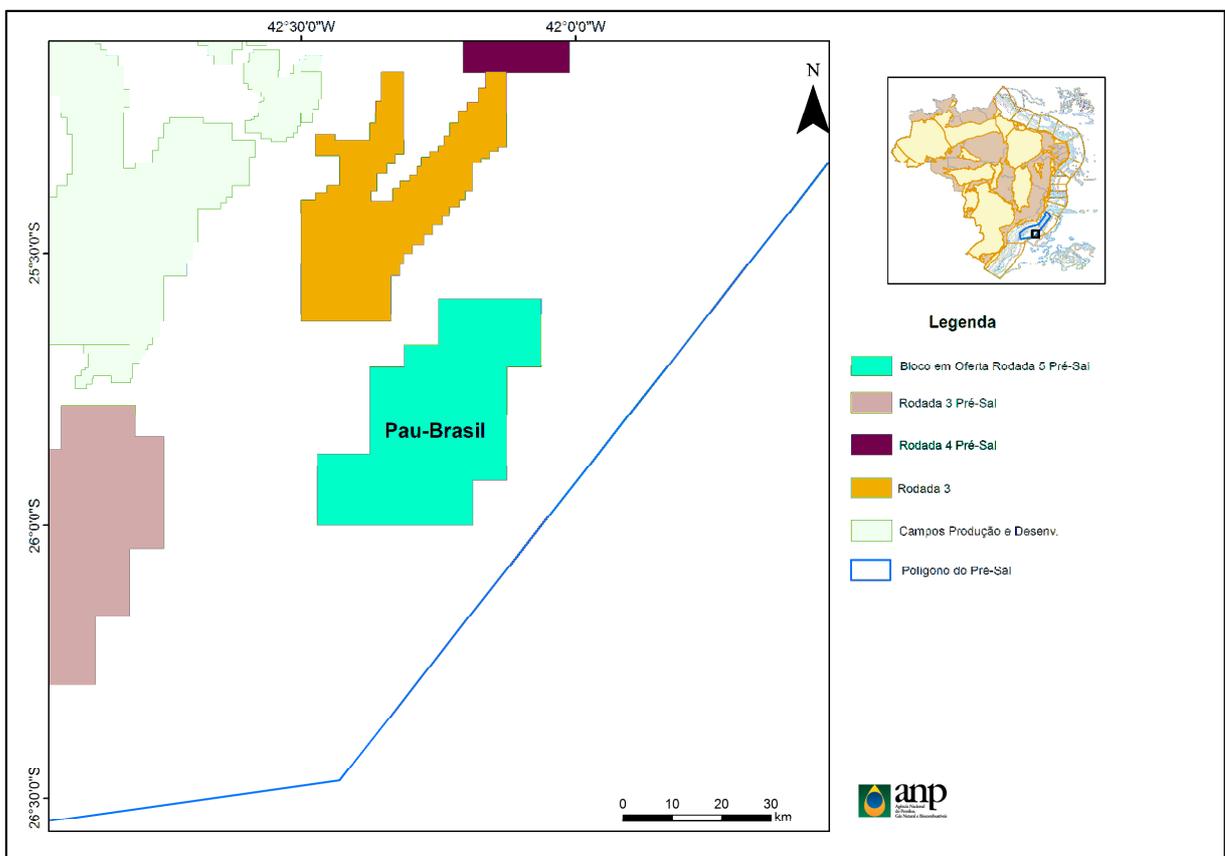


Figura 9 – Mapa de localização do bloco Pau-Brasil na Bacia de Santos.

### 3.4 SUDOESTE DE TARTARUGA VERDE

O Bloco Sudoeste de Tartaruga Verde, em oferta na 5ª Rodada de Licitações sob o regime de Partilha da Produção, está localizado na Bacia de Campos, entre as cotas batimétricas de 400 e 1.200 m, a aproximadamente 125 km do município de Macaé/RJ (Figura 10). Esse bloco exploratório compreende parte da acumulação de Tartaruga Mestiça, pertencente ao campo de Tartaruga Verde, operado pela Petrobras com 100% de participação. Além disso, também foram identificados outros quatro prospectos nesse bloco.

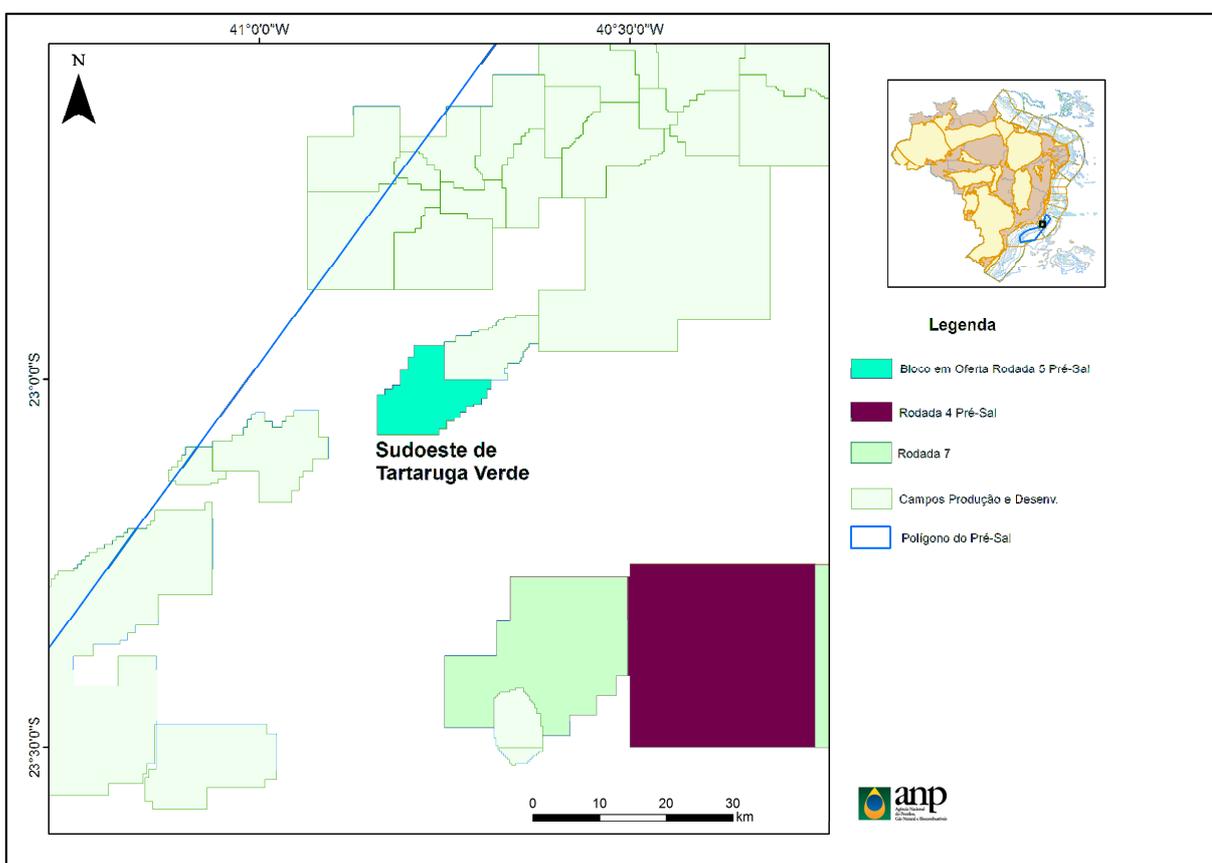


Figura 10 – Mapa de localização do bloco Sudoeste de Tartaruga Verde na Bacia de Campos.

As duas estruturas do campo de Tartaruga Verde são originárias do bloco C-M-401, Concessão BM-C-36, adquirido na 7ª Rodada de Licitações da ANP, realizada em 2005. O campo foi descoberto pelo poço 1-BRSA-713-RJS, que perfurou a jazida

de Tartaruga Verde. A descoberta da acumulação de Tartaruga Mestiça ocorreu em 2010 com a perfuração do poço 3-BRSA-823-RJS. O poço 9-TVD-1D-RJS, perfurado em 2015, confirmou que parte da jazida de Tartaruga Mestiça se estende para área não contratada.

Apesar de localizados dentro dos limites do polígono do pré-sal, os prospectos identificados e ambas as acumulações do campo de Tartaruga Verde estão contidos no *play* das rochas carbonáticas da Formação Quissamã, de idade Albiana, no pós-sal da Bacia de Campos. O fluido esperado para esses prospectos é óleo, como ocorre nas jazidas do campo de Tartaruga Verde e demais poços portadores de hidrocarbonetos próximos.

A estrutura esperada para os prospectos identificados também é a mesma da acumulação de Tartaruga Mestiça. Trata-se de estruturas quaquaversais do tipo casco de tartaruga, controladas por tectônica salífera. A deposição dos carbonatos que compõem essas estruturas se dá mediante a ciclos de raseamento ascendente, com fácies reservatório compostas por calcarenitos oncolíticos/oolíticos e dolomitos. Ritmitos constituídos por intercalação de calcilutitos, folhelhos e margas da Formação Quissamã; e calcilutitos e margas da Formação Outeiro compõem o selo da estrutura.

Com profundidades variando entre -2980 a -3100 m e espessura total podendo alcançar 300 m, a acumulação de Tartaruga Mestiça produz óleo com densidade de 27<sup>o</sup> API e viscosidade de 2,02 cP nas condições de reservatório. No total, até o momento, foram perfurados 8 poços nessa jazida, dentre esses foi perfurado e testado o poço 9-TVD-1D-RJS dentro da área unitizável.

A Figura 11 apresenta o histórico de produção dessa jazida até dezembro de 2017. O primeiro período observado corresponde à produção do poço 3-BRSA-823-RJS, enquanto o segundo, do poço 9-BRSA-1099-RJS. É importante ressaltar que a produção ilustrada na figura é oriunda de Testes de Longa Duração, ou seja as vazões foram limitadas durante o período. Os dados mais recentes de produção indicam uma Razão Gás-Óleo média de 65 m<sup>3</sup> std/m<sup>3</sup> std.

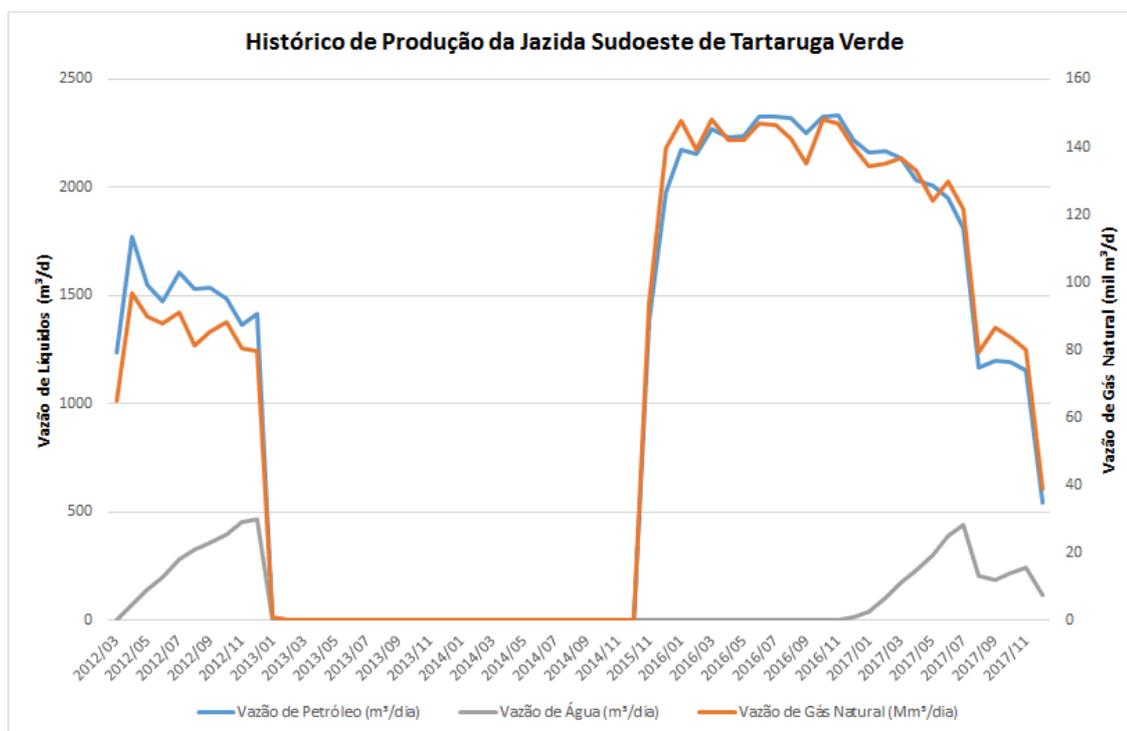


Figura 11 – Histórico de produção da Jazida a Sudoeste do Campo de Tartaruga Verde.

Com a constatação da extrapolação da jazida de Tartaruga Mestiça para área não contratada, foi celebrado Acordo de Individualização da Produção (AIP). O AIP foi aprovado por meio da Resolução de Diretoria nº 1088 de 2015, sendo que os efeitos desse Acordo passaram a vigorar a partir de 20/09/2017 - 180 dias após a publicação da Resolução CNPE nº 12/ 2016, que ocorreu no dia 24 de março de 2017 e estabeleceu a política de comercialização do petróleo e do gás natural da União.

Segundo o AIP, as proporções do Volume de Óleo Equivalente (VOE) contidos na jazida compartilhada são de 69,350% para a área sob concessão e 30,650% para a área não contratada.

Recentemente, com base no reestudo dos dados disponíveis para a área, a Petrobras, parte do AIP, sinalizou a possibilidade de revisão dos valores do VOE para a jazida compartilhada e consequente necessidade de redeterminação do AIP entre Petrobras e PPSA.

#### 4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CALDAS, M. F. Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da Bacia de Santos, Brasil. Rio de Janeiro, 2007. 111 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: RAJA GABAGLIA, G. P e MILANI, E. J. Origem e evolução das bacias sedimentares brasileiras. Petrobras, 1990, p. 269-289.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an Overview. *Tectonophysics*, 213 (1-2): 97-138.

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

FODOR, R. V.; MCKEE, E. H.; ASMUS, H. E. 1984. K–Ar Ages and the Opening of the South Atlantic Ocean: Basaltic Rock from the Brazilian Margin. *Marine Geology*, 54: M1–M8.

GARCIA, S. F. M. Restauração estrutural da halotectônica na porção central da Bacia de Santos e implicações para os sistemas petrolíferos. Ouro Preto, 2012. 207 f. Tese (Doutorado em Ciências Naturais, Área de Concentração: Geologia Estrutural) – Universidade Federal de Ouro Preto.

GARCIA, S. F. M.; DANDERFER FILHO, A.; LAMOTTE, D. F.; RUDKIEWICZ, J. L. Análise de volumes de sal em restauração estrutural: um exemplo na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 42, n.2, p. 433-450, 2012.

KUMAR, N., GAMBÔA, L. A. P. 1979. Evolution of the São Paulo Plateau (Southeastern Brazilian Margin) and Implications for the Early History of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, Colorado, 90: 281-293. part.1.

MCKENZIE, R. P. 1978. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. Earth and Planetary Science Letters, 40: 25-32.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 219-234, 1994.

ROYDEN, L., KEEN, C. E. 1980. Rifting Processes and Thermal Evolution of the Continental Margin of Eastern Canada Determined from Subsidence Curves. Earth & Planetary Science Letters, 51: 343-361.

SPADINI, A. R.; ESTEVES, F. R.; DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R. L. M.; RODRIGUES, R. The Macaé Formation, Campos Basin, Brazil: Its Evolution in the Context of the Initial Historical of South Atlantic. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.18, n.3, p. 261-272, 1988.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p.511-529, 2007.