

## II.5.1.2 - Geologia e Geomorfologia

### II.5.1.2.1 - Introdução

A Bacia de Pelotas localiza-se no extremo sul da margem continental brasileira, entre as latitudes 28°S, ao norte, e a fronteira com as águas territoriais do Uruguai, ao sul. Seu limite geológico a norte é o Alto de Florianópolis e, ao sul, o Alto de Polônio, situado na plataforma continental uruguaia. A bacia tem direção geral NE-SW e ocupa uma área de 210.000 km<sup>2</sup> entre a costa e a isóbata de 2000m (Silveira e Machado 2004). Segundo Weeks (1952), a Bacia de Pelotas é uma bacia marginal aberta, do tipo costeira estável e cuja espessura ultrapassa 10.000 m. A **Figura II.5.1.2.1-1** mostra a localização geográfica desta bacia.

A estruturação desta bacia sedimentar está intimamente relacionada aos eventos tectônicos gerados durante a ruptura do supercontinente Gondwana no Eocretáceo, no processo de formação do oceano Atlântico Sul.

A Bacia de Pelotas apresenta as mesmas características de formação de outras bacias da margem sudeste-sul brasileira, como a Bacia de Santos e Campos. No entanto, uma particularidade a diferencia das demais bacias costeiras brasileiras a ausência quase completa, da fase evaporítica (Silveira e Machado 2004).

O desenvolvimento da bacia pode ser dividido em três megassequências ou fases principais de evolução tectônica (**Figura II.5.1.2.1-2**).

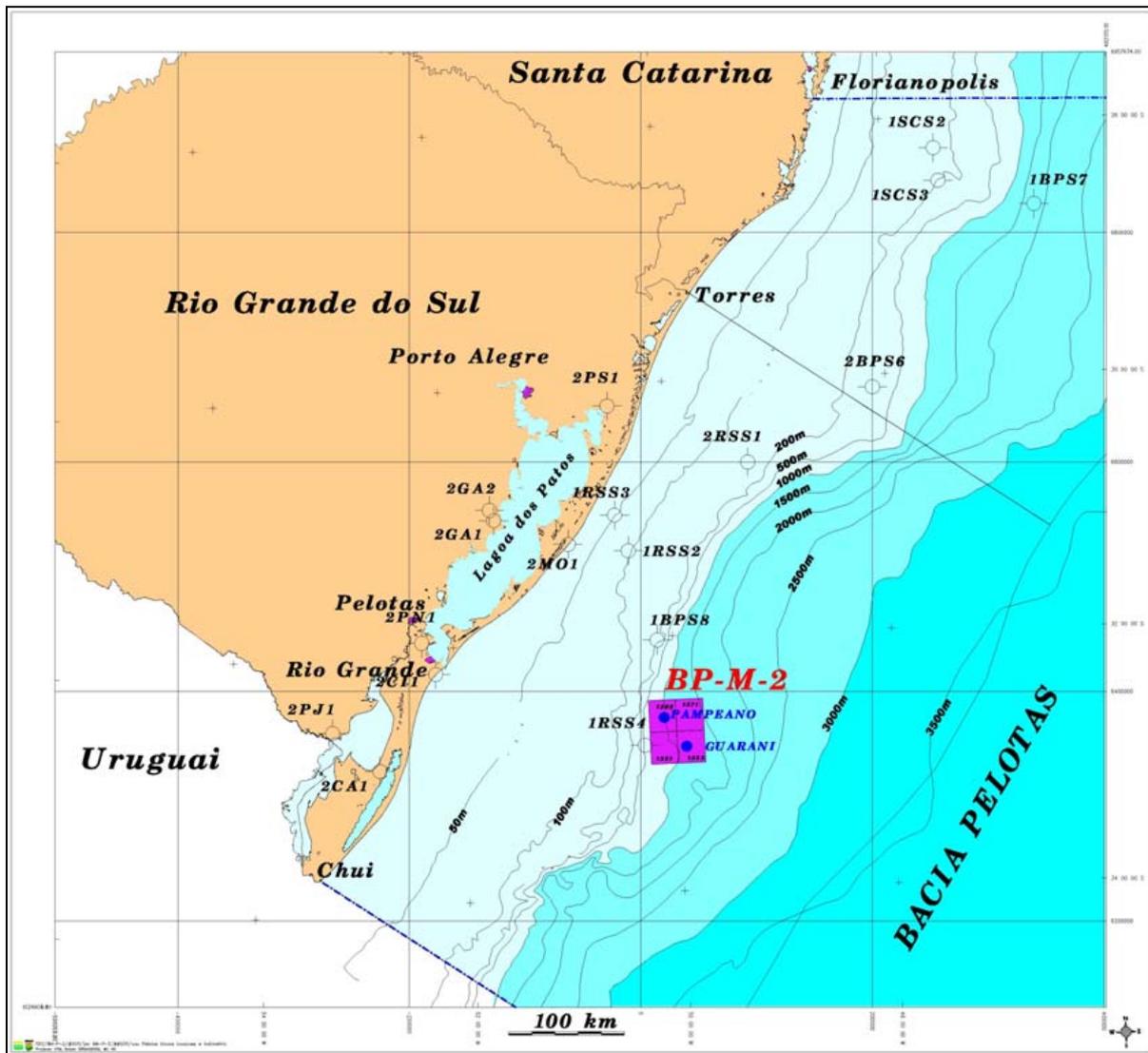
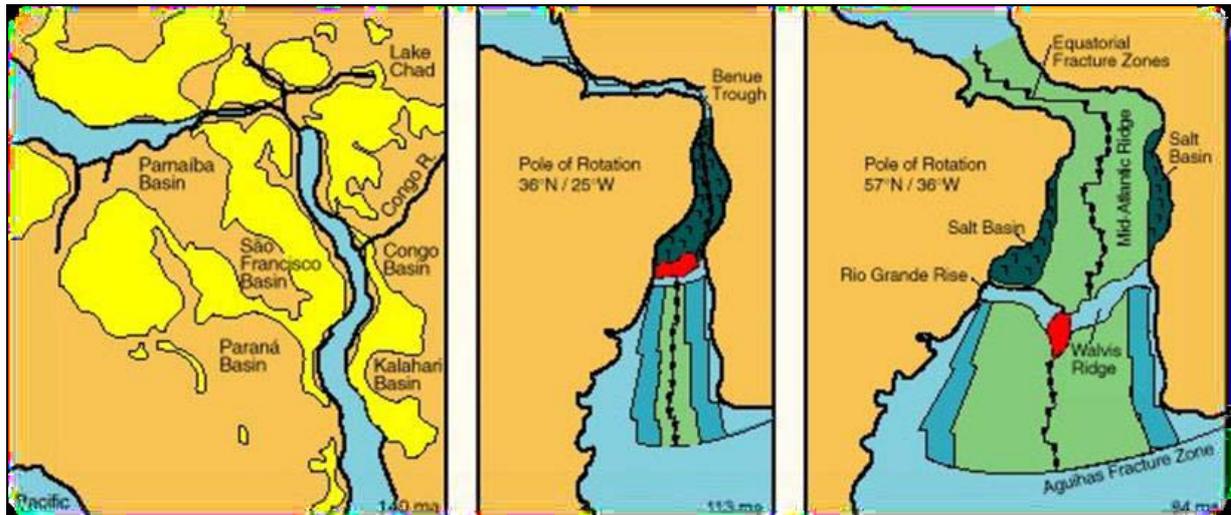


Figura II.5.1.2.1-1 - Mapa de Batimétrico da Bacia de Pelotas, com limites em território brasileiro, poços e a área de concessão BM-P-2.



**Figura II.5.1.2.1-2** - Processo de separação dos continentes que originou as bacias sedimentares marginais brasileiras.

Segundo a CPRM - Serviço Geológico do Brasil (2003) o desenvolvimento da bacia pode ser dividido em três fases. A megassequência pré-rifte corresponde a sedimentos do Paleozóico e Mesozóico da Bacia do Paraná. De acordo com Dias *et al.* (1994a) esses sedimentos são reconhecidos apenas na área do sinclinal de Torres, onde a seção paleozóica da Bacia do Paraná está sobreposta ao pacote cenozóico da Bacia de Pelotas.

A megassequência sinrifte (Neocomiano– Barremiano) foi caracterizada por Dias *et al.* (1994b) como falhamentos antitéticos que definem meio-grábens na plataforma continental, com interpretação de que a magnitude dos falhamentos aumenta para leste. A base dessa sequência assenta-se sobre rochas vulcânicas, representadas pela Formação Imbituba. A megassequência transicional, que nas bacias a norte do lineamento de Florianópolis incluem evaporitos com halita (Formação Ariri), é reconhecida apenas na região da Plataforma de Florianópolis, onde se constatou anidrita. Localmente, abaixo da Formação Ariri, Dias *et al.* (1994a) registraram a ocorrência de traquiandesito cinza esverdeado (Formação Curumim), cuja datação Ar-Ar apresentou idade de 113 Milhões de anos.

### II.5.1.2.2 - Geologia Estrutural

A Bacia de Pelotas tem sua origem semelhante às bacias da margem leste continental brasileira, como Santos e Campos, formadas durante a ruptura do supercontinente Gondwana, que originou o Oceano Atlântico sul. No entanto, algumas particularidades a diferencia das demais bacias costeiras brasileiras: a ausência quase completa da fase evaporítica (Silveira e Machado 2004) e a presença de rochas de magmática nas fases rifte e pós-rifte com seaward dipping reflections (SDRs), na qual pode ser caracterizada como um exemplo de margem vulcânica (Bueno *et al.* 2007).

Distribuída por mais de 900 km sobre a margem continental brasileira, a bacia de Pelotas pode ser subdivida em duas grandes bacias: a sub-bacia Norte, compreendida entre o Alto de Florianópolis e o sul do Terraço do Rio Grande; e a sub-bacia Sul, desse ponto até o Alto de Polônio. A sub-bacia Norte tem como principais feições fisiográficas o Alto de Florianópolis, a Plataforma de Florianópolis, o Sinclinal de Torres e o Terraço de Rio Grande, enquanto que na sub-bacia Sul situam-se o Baixo de Mostardas e o Cone de Rio Grande (**Figura II.5.1.2.2-1**).

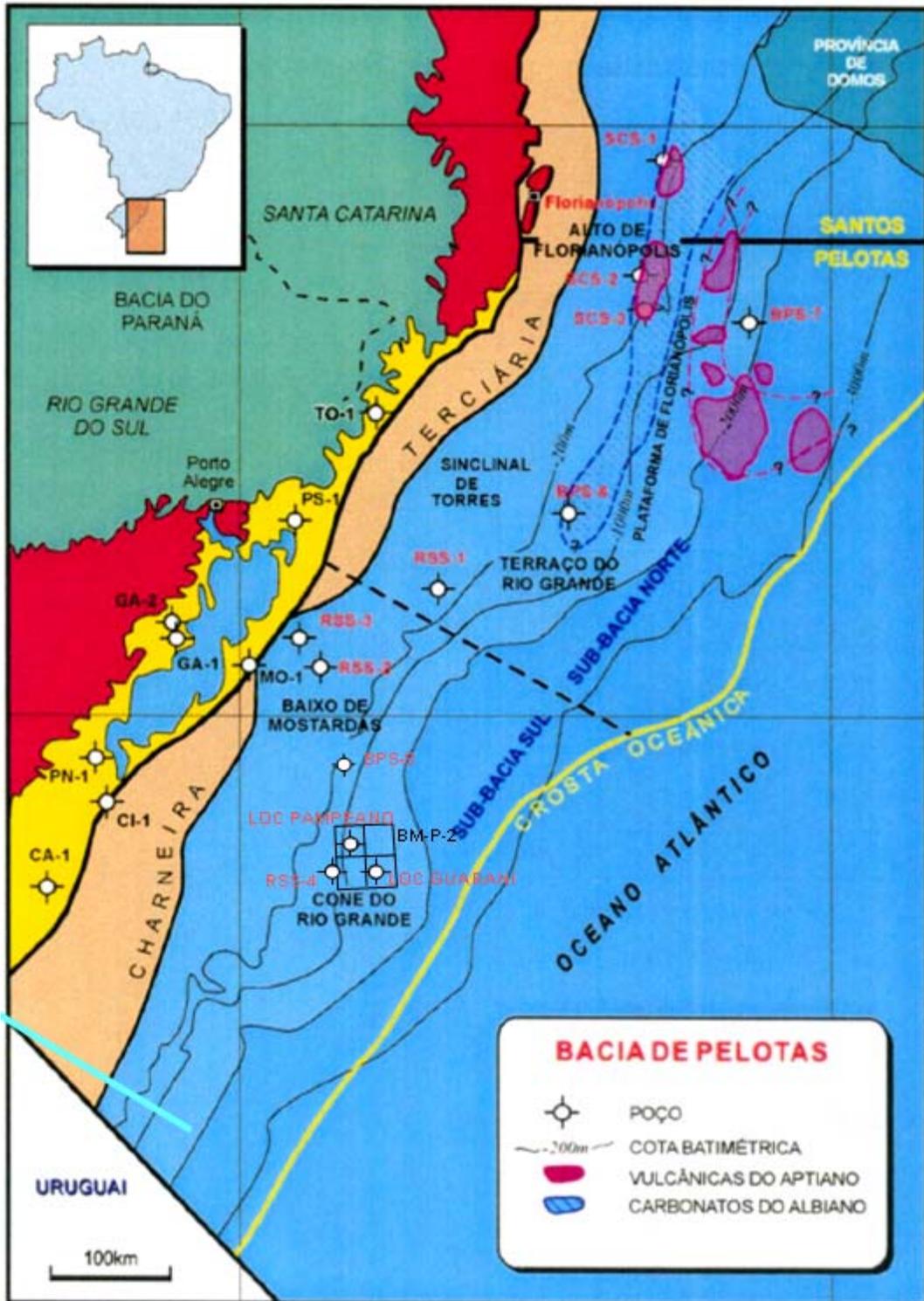
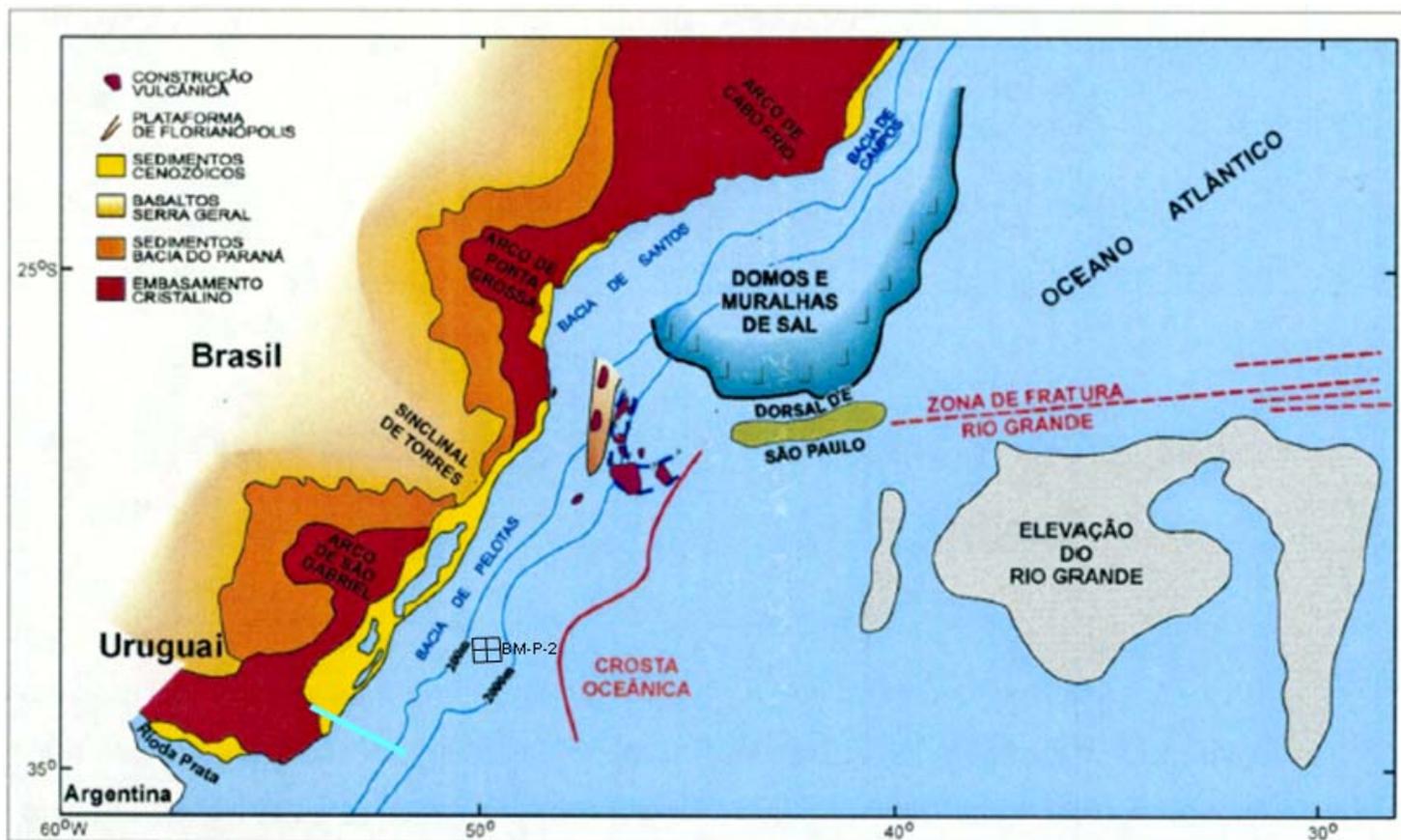


Figura II.5.1.2.2-1 - Mapa com as principais feições estruturais da Bacia de Pelotas (Silveira e Machado 2004).

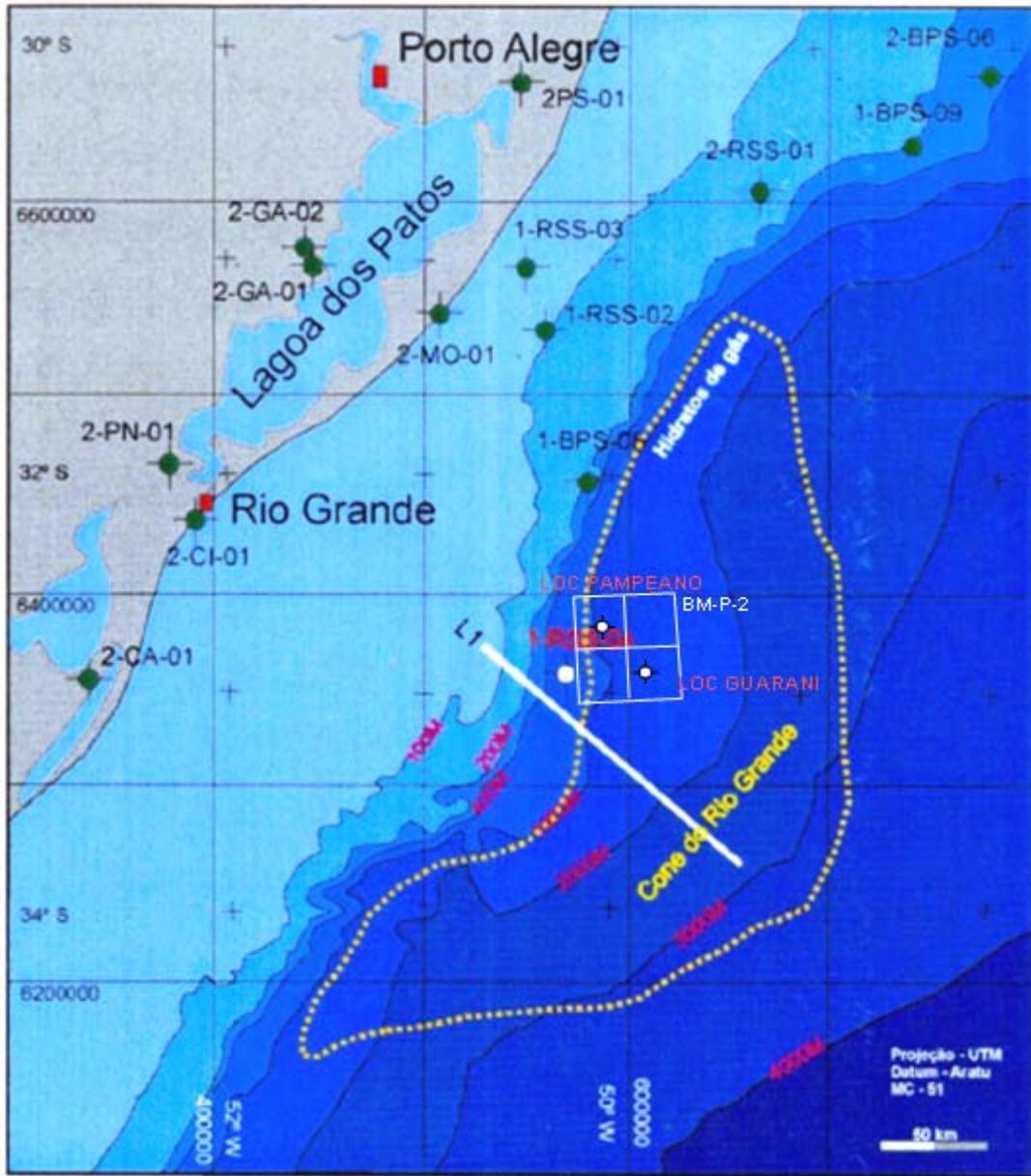
O Alto de Florianópolis foi definido por Ojeda e Silva (1975), como a projeção para leste de um nariz do Embasamento que, embora não se estenda para águas profundas, é considerado o limite geológico entre as bacias de Pelotas e de Santos. A Plataforma de Florianópolis é uma feição estrutural elevada, alongada na direção N-S, situada na porção distal do Alto de Florianópolis, que se comportou como alto estrutural desde a fase final do rifte até o final do Cretáceo. Sua importância está no fato de ser alinhada aproximadamente na mesma linha das construções vulcânicas, mapeadas por sísmica que provavelmente formavam a barreira estrutural que separava o proto-Atlântico Sul, na Bacia de Pelotas, de um mar raso na Bacia de Santos no final do Aptiano (**Figura II.5.1.2.2-2**). Essas construções vulcânicas podem representar, segundo Gamboa e Rabinovitz (1981), o prolongamento Oeste da Dorsal de São Paulo que, por sua vez tem continuidade na Zona de Fratura de Rio Grande, uma grande zona transversal de fraturamento oceânico (Gonçalves *et al.* 1979). O Sinclinal de Torres é uma feição de baixo estrutural, com direção aproximada NW–SE, já existente na Bacia do Paraná desde o Jurássico. Localiza-se na região da cidade de Torres (RS) onde se constata o pacote vulcano-sedimentar da Bacia do Paraná mergulhando por baixo da bacia de Pelotas. O Terraço de Rio Grande foi definido e descrito por Zembruski (1979) como um alto estrutural que se mostrou, através de dados sísmicos e sondagens, uma feição geomorfológica do fundo marinho com mais de 100 km de largura, formada por progradação sedimentar e consequente avanço da quebra da plataforma, desenvolvida a partir do Paleoceno, com clímax no Neo-Oligoceno, indo até o Pleistoceno.



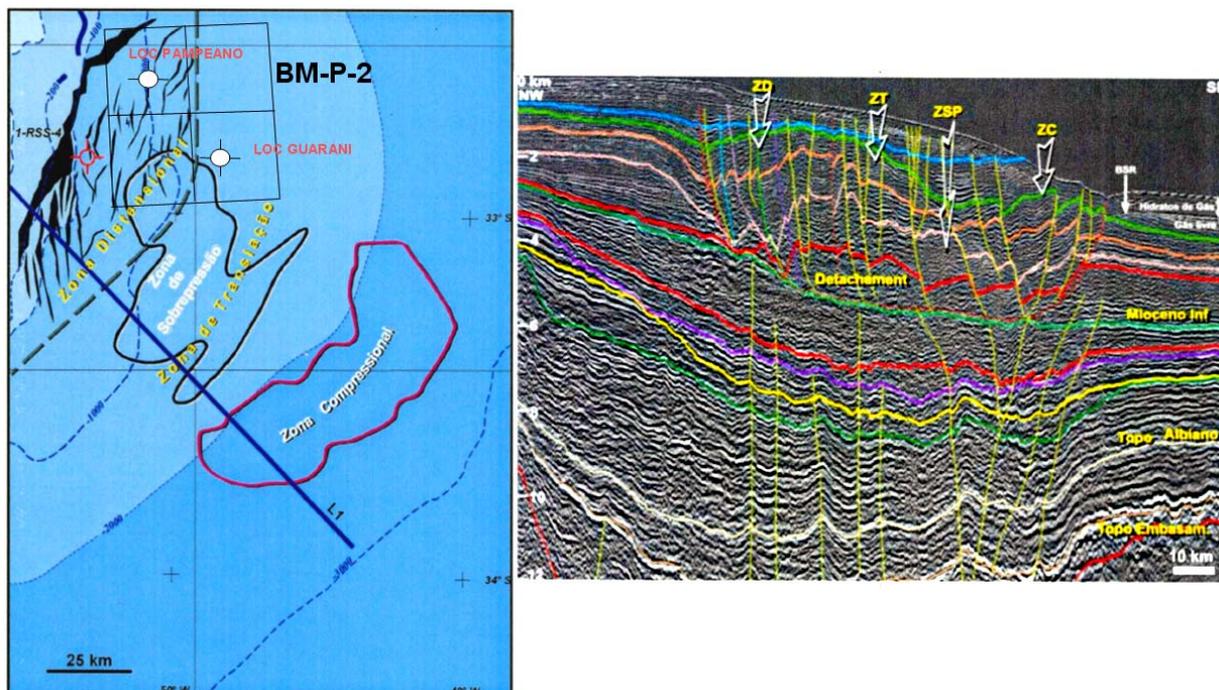
**Figura II.5.1.2.2-2** - Desenho esquemático mostrando a possível barreira formada durante o Aptiano, que isolou a bacia de Pelotas da sua vizinha do norte, a bacia de Santos (Silveira & Machado 2004).

O Baixo de Mostardas é uma depressão estrutural orientada na direção NW – SE, com a conformação de um graben, possivelmente originado por um rifteamento transversal ao rifte principal da bacia. Este baixo estrutural manteve-se ativo até o final do Paleoceno, como foi constatado no poço 2-RSS-1, pela Petrobras, perfurado na plataforma continental do Rio Grande do Sul. Também no litoral gaúcho, entre a Laguna dos Patos e a costa, foi constatada a continuidade desta feição pelo poço 2-MO-1-RS.

O Cone de Rio Grande, situado no extremo sul da bacia de Pelotas, na margem continental do Estado do Rio Grande do Sul, foi inicialmente descrito por Martins *et al.* (1972), como uma feição protuberante do relevo submarino de provável origem deltaica, com uma área aproximada de 40.000 km<sup>2</sup> entre 200 e 2700 m de profundidade. Estudos mais recentes, compilados por Silveira e Machado (2004), descrevem o Cone de Rio Grande como a região de maior atratividade econômica dentro da Bacia de Pelotas em vista da sua espetacular ocorrência de hidratos de gás (**Figura II.5.1.2.2-3**). De acordo com Silveira e Machado 2004, a área do Cone do Rio Grande sempre recebeu uma alta taxa de deposição chegando a empilhar mais de 11 km de sedimentos na seção pós-rift. No entanto, essa taxa ainda foi aumentada a partir do Oligoceno, atingindo a média de 360m/Ma durante o Mioceno (sem considerar a compactação). Estabeleceu-se então um detachment, de natureza adiastrófica, sobre as camadas do Mioceno Inferior, iniciado possivelmente ainda durante o Mesomioceno. Essa falha principal de descolamento (detachment), que tem uma expressão lítrica em planta e se estende por cerca de 100 km na direção NE-SW, e diversas outras falhas secundárias, causaram estruturas complexas na seção do Mioceno Inferior ao Recente. Acima deste detachment estabeleceram-se duplex de deformação (coupled systems) com suas respectivas zonas distensional e compressional. Um duplex é composto por uma Zona Distensiva (ZD), na porção mais proximal, com atitude mais vertical da falha de descolamento, presença de falhas de crescimento e estruturas em rollover, e uma Zona Compressiva (ZC), na porção distal, com falhas reversas, dobramentos e acavalgamentos de camadas. Na porção central do detachment, onde o plano da falha é semi-horizontal, existe uma Zona de Translação (ZT) que "viaja" sem deformação (**Figura II.5.1.2.2-3**).



**Figura II.5.1.2.2-3** - Área de ocorrência dos hidratos de gás no Cone do Rio Grande (Silveira e Machado 2004).



**Figura II.5.1.2.2-4** - Principais zonas estruturais do Cone do Rio Grande e Linha sísmica L1 ilustrando a estruturação e a ocorrência de hidratos de gás (Silveira e Machado 2004).

No **Anexo II.5.1.2.2-1** é apresentado o mapa da geologia estrutural da Bacia de Pelotas.

### II.5.1.2.3 - Estratigrafia

Na bacia de Pelotas, o pacote sedimentar assenta-se sobre o cinturão Dom Feliciano, faixa móvel gerada durante o Ciclo Brasileiro. Constituem-se por rochas metamórficas de baixo grau (filitos, xistos, quartzitos e mármore), granitos, migmatitos cobertos por sequência molássica afetada por vulcanismo (Villwock e Tomazelli 1995).

O pacote sedimentar acumulado na bacia é subdividido em cinco supersequências: Supersequência Paleozóica-Mesozóica, Supersequência Pré-Rifte, Supersequência Rifte, Supersequência Pós-Rifte e Supersequência Drifte, conforme se observa na **Figura II.5.1.2.3-1**. As características dessas unidades são:

### **Supersequência Paleozóica-Mesozóica**

- Sequência Permo-Triássica (P-Tr): é formada pelas Formações Rio Bonito (arenitos, siltitos e folhelhos), Palermo (folhelhos) e Iratí (folhelhos e carbonatos), em sua porção basal, acumuladas em ambiente marinho e transicional, e no topo pelas formações Teresina (folhelhos) e Rio do Rastro (folhelhos), depositadas em ambiente flúvio-lacustre e marés (Milani *et al.* 1994).
- Sequência Juro-Cretácea (J-k10): é representada pela Formação Botucatu (arenitos), que se constituiu num extenso campo de dunas, desenvolvido em ambiente desértico, que cobriu inteiramente a sinéclise do Paraná (Milani *et al.* 1994).

### **Supersequência Pré-Rifte**

- Sequência EoCretácea (J-k20): compreende a Formação Serra Geral que constitui espessos derrames basálticos, formados no estágio pré-ruptura do Gondwana, sendo considerados como os estratos pré-rifte na evolução da Bacia de Pelotas.

### **Supersequência Rifte**

- Sequência EoCretácea (K30-K44): é formada pela Formação Imbituba que compreende depósitos vulcânicos de afinidade básica. As idades geocronológicas (Ar-Ar) obtidas no poço 1-RSS-3 apontaram de  $118 \pm 1,9$  Ma (3550,15m) e  $125,3 \pm 0,7$  Ma (3907,75 m), (Lobo 2007) .

- Sequência EoCretácea (K46): é constituída pela Formação Cassino, composta por conglomerados, diamictitos e siltitos depositados por leques aluviais progradantes da borda flexural, de idade Aptiana. Acredita-se que a formação desenvolva fácies pelíticas lacustres, no sentido leste da bacia preenchendo os grandes meio-grabens antitéticos.

### **Supersequência Pós-Rifte**

- Sequência EoCretácea (K48): é representado pela Formação Curumim, constituída por uma suíte vulcânica (basaltos, andesitos e traquiandesitos), cuja datação via método Ar-Ar efetuada em amostra do poço, 1-SCS-1 resultou na idade de  $113 \pm 0,1$  Ma (Dias *et al.* 1993).

### **Supersequência Drifte**

- Sequência EoCretácea K50-K60: é formada pelos depósitos carbonáticos e siliciclásticas da Formação Portobelo, caracterizando uma plataforma mista. Em direção ao continente, suas camadas de calcarenitos bioclásticos e oolíticos se interdigitam com os arenitos da Formação Tramandaí. Em direção à bacia, gradam para calcilutitos.
- Sequência EoCretácea K70 a NeoCretácea K82-K86: marca o início do ciclo transgressivo, representada por espessa seção de pelitos (margas, siltitos e folhelhos) da Formação Atlântida. Para os arenitos finos intercalados a folhelhos e siltitos da Formação Tramandaí, interpreta-se um ambiente marinho raso, que sofre a transgressão dos pelitos de plataforma externa da Formação Atlântida.
- Sequência NeoCretácea K88 ao EoEoceno E30-E40: nesta sequência observa-se uma alternância de transgressões e regressões de maior ordem, onde passam a ocorrer erosões mais acentuadas intercaladas a eventos transgressivos de ampla distribuição. O ambiente costeiro passa a ser dominado pelos leques de clásticos grossos e finos da Formação Cidreira, que

se estender até o Holoceno. Em direção à bacia, estes depósitos se interdigitam com os folhelhos e siltitos cinza-esverdeados e arenitos turbidíticos da Formação Imbé, depositados ambientes marinhos profundos, com plataforma externa, talude e bacia.

- Sequência MesoEoceno E50 ao EoPaleoceno E80: é representada pelas rochas das Formações Cidreira e Imbé. As transgressões predominam e passa a dominar um ambiente de águas profundas com a presença de depósitos turbidíticos. Reativações de lineamentos a noroeste propiciam a ascensão de intrusões alcalinas (Eoceno Médio), principalmente na porção norte da Bacia de Pelotas.
- Sequência Mioceno N10-20 a Plio-Pleistoceno N50-60: compreende as rochas das formações Cidreira e Imbé, onde os siltitos e arenitos finos da primeira progradam sobre os pelitos da segunda, caracterizando uma cunha sedimentar regressiva no Neógeno, à semelhança do que ocorre com a maioria das bacias da margem leste brasileira.



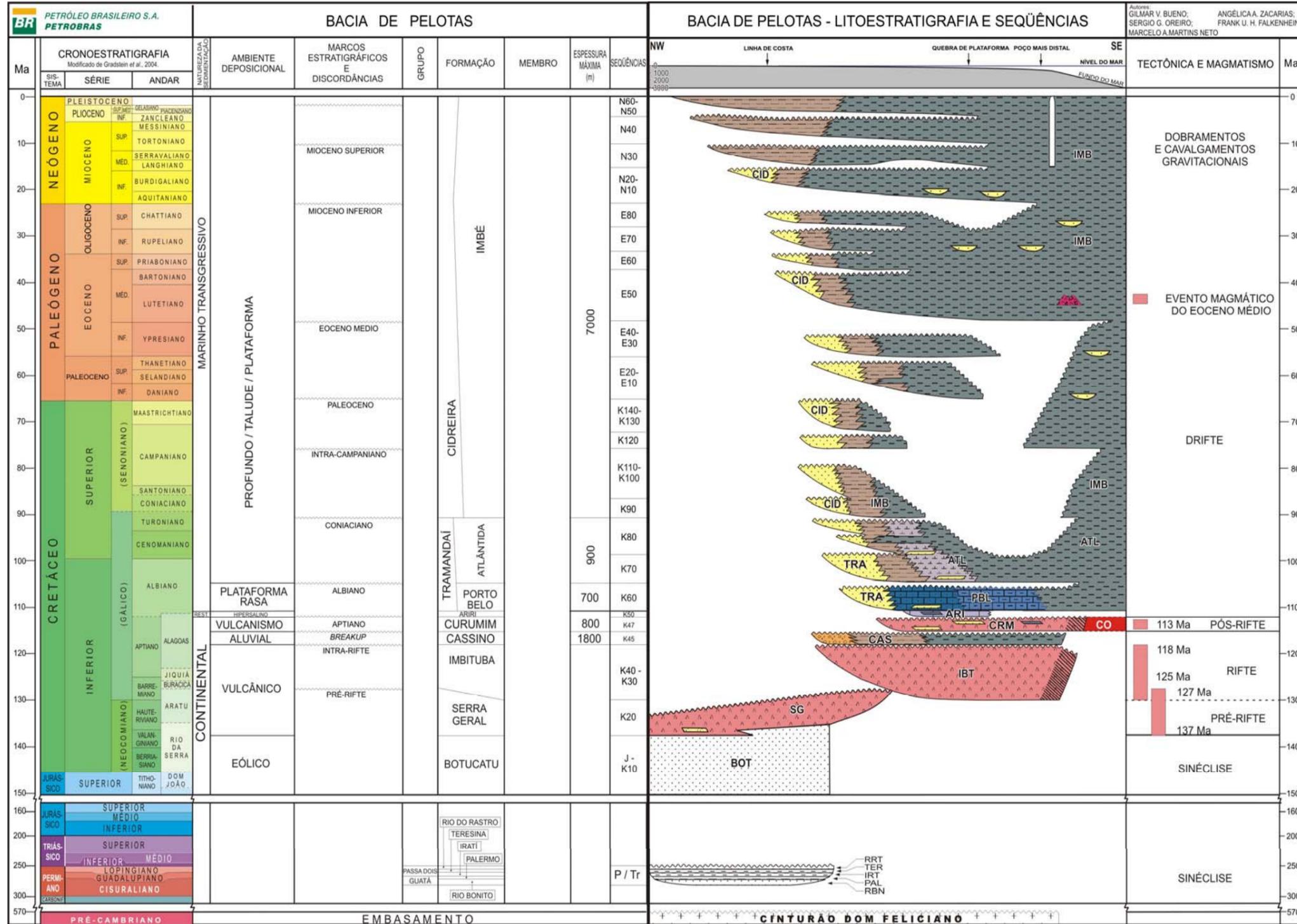
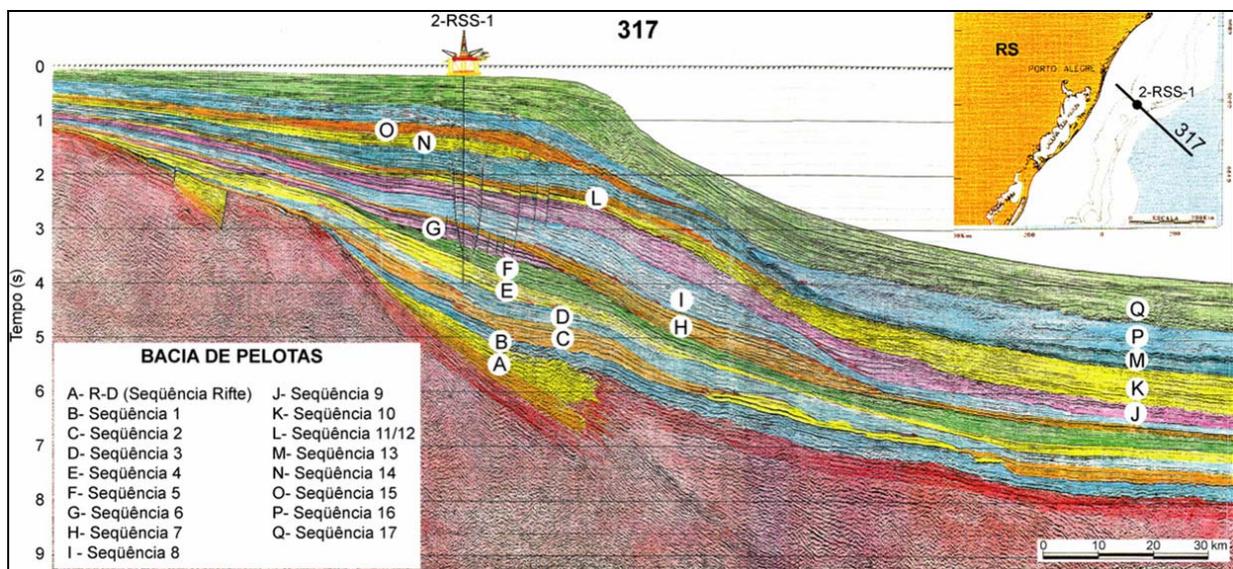


Figura II.5.1.2.3-1 - Carta Estratigráfica da Bacia de Pelotas. (Bueno et al. 2007).



Fontana (1996) definiu, através de seções sísmicas 2D, 18 seqüências deposicionais (A a Q) para a Bacia de Pelotas. Essas seqüências podem ser agrupadas em três grandes unidades (Barboza *et al.*, 2006). A primeira unidade (Seqüência A) representa a Fase Rífte. A segunda unidade representa a Cunha de Margem Passiva da Megasseqüência Transgressiva (Seqüências B a F), desenvolvida entre o Aptiano e o Paleoceno Superior. A terceira unidade é a Cunha de Margem Passiva da Megasseqüência Regressiva (Seqüências G a Q) a qual evoluiu deste o Paleoceno Superior até o Recente (**Figura II.5.1.2.3-2**).



**Figura II.5.1.2.3-2** - Interpretação sísmica na qual se visualizam as seqüências deposicionais definidas para a Bacia de Pelotas. A seqüência A representa a Fase Rífte. As seqüências B a F representam a cunha de margem passiva da megasseqüência transgressiva (Aptiano-Paleoceno superior). As seqüências G a Q mostram o desenvolvimento da cunha de margem passiva da megasseqüência regressiva (Paleoceno superior-Recente). Modificado de Fontana (1996) e Barboza *et al.* (2006).

### II.5.1.2.3.1 - Características Estratigráficas Locais do Bloco BM-P-02

A área de concessão exploratória do BM-P-2 encontra-se no sul da Bacia na região do cone do Rio Grande, onde pretende-se testar o sistema petrolífero, cujos reservatórios podem ser arenitos marinhos de leques de bacia da Formação Imbê (**Figura II.5.1.2.3.1-1**).

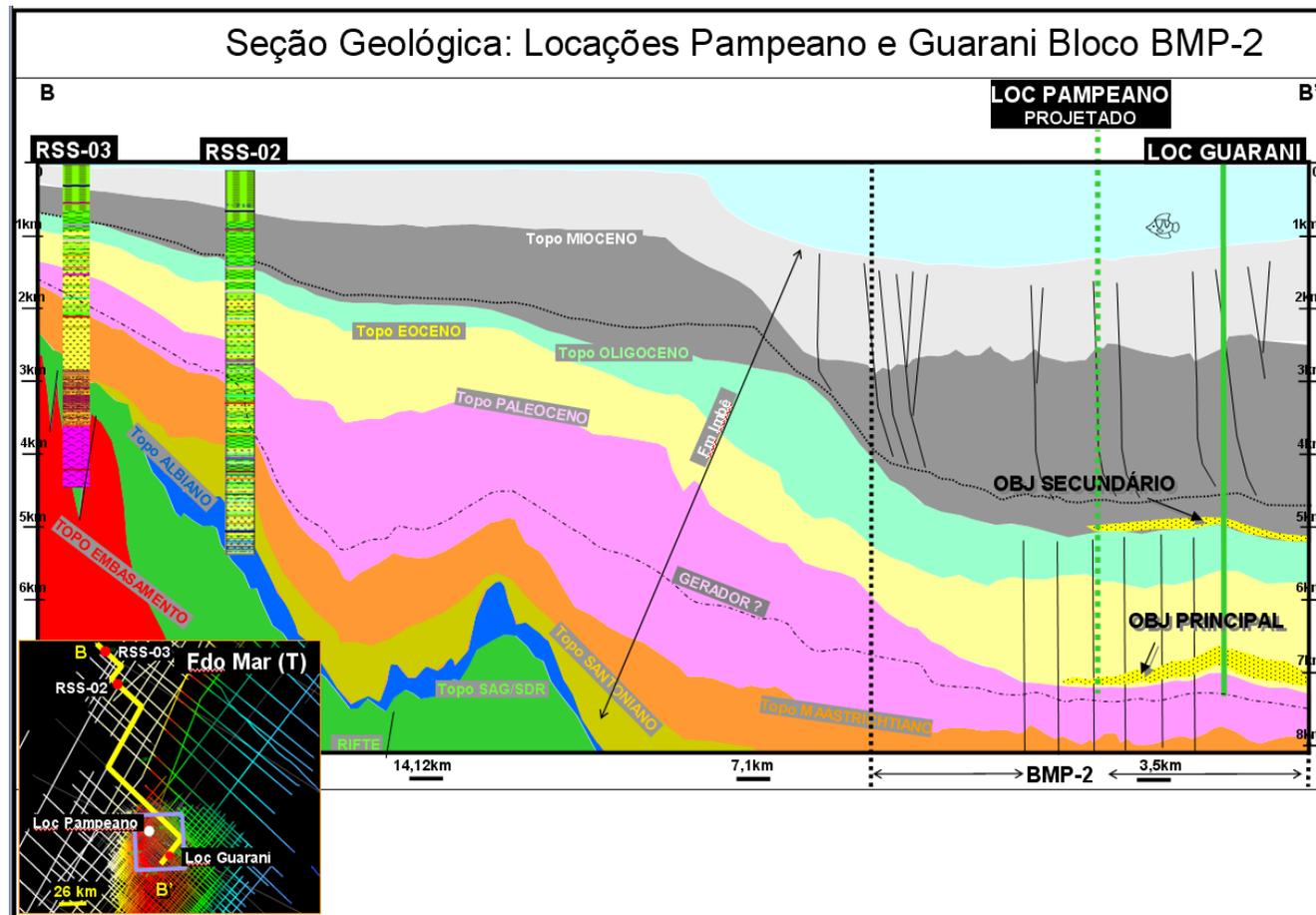
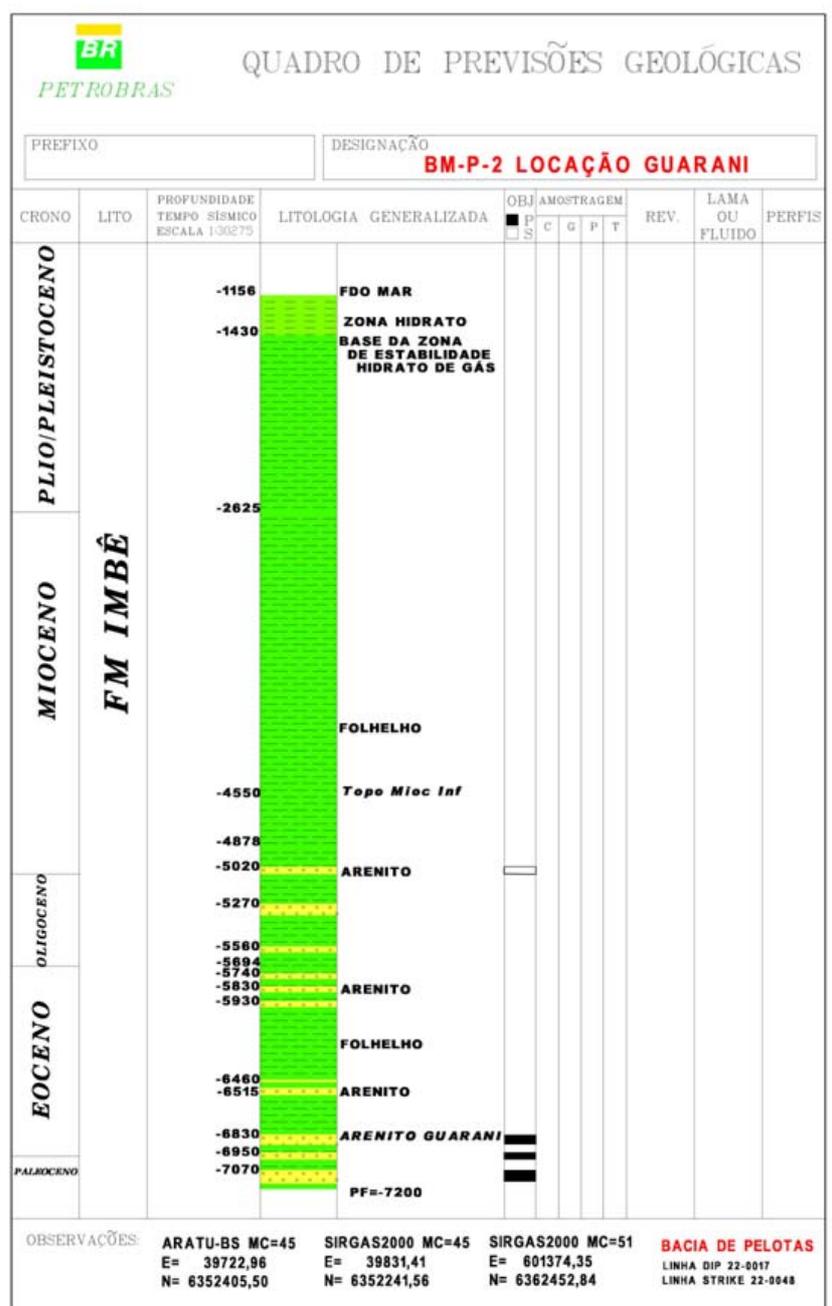


Figura II.5.1.2.3.1-1- Seção Geológica da Bacia de Pelotas relativa aos blocos BM-P-2 com as locações a serem perfurados (PETROBRAS 2011a).

### II.5.1.2.4 - Previsão das Litologias a serem perfuradas

A **Figura II.5.1.2.4-1** e **Figura II.5.1.2.4-2** apresentam as litologias a serem perfuradas em cada poço.



**Figura II.5.1.2.4-1** - Quadro de previsões geológicas da Locação Guarani.

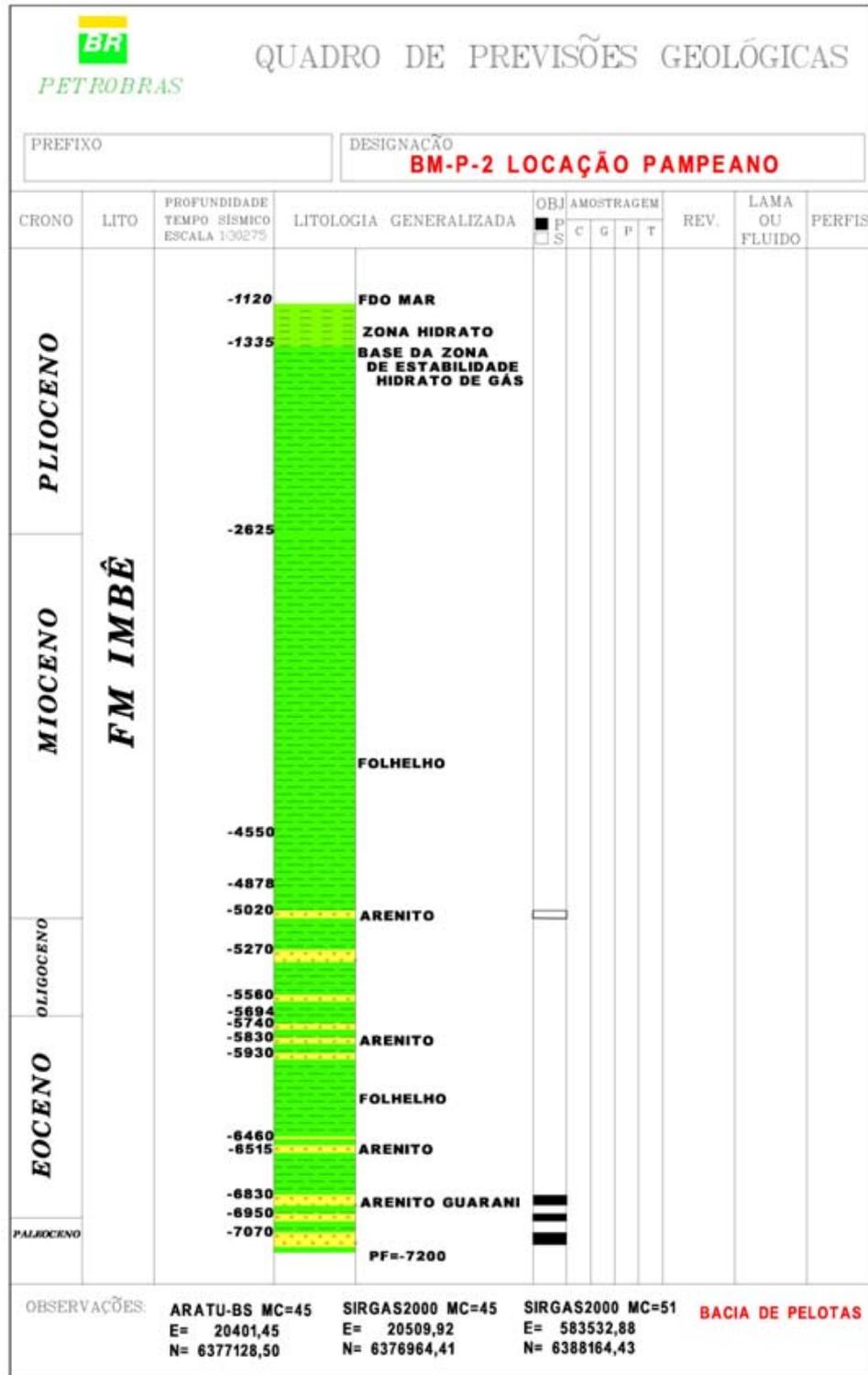


Figura II.5.1.2.4-2 - Quadro de previsões geológicas da Locação Pampeano.

### II.5.1.2.5 - Fisiografia

A plataforma continental da região sul brasileira é bastante extensa comparada a outras regiões do país. Seu relevo é suave, com baixa declividade e, em geral, os contornos batimétricos acompanham a morfologia da costa.

A largura média desta plataforma é de 125 km e sua declividade varia entre valores menores que 1:700 nas regiões mais estreitas até valores maiores que 1:1000 nas regiões mais largas. A partir de Mostardas em direção ao Chuí, a plataforma continental apresenta-se mais ampla e, de acordo com Calliari (1984), é caracterizada por inúmeros vales pertencentes à paleodrenagens fluviais e por inúmeros bancos arenosos.

Alguns níveis marinhos pretéritos foram identificados na plataforma sul- brasileira por Corrêa (1996) através de feições que constituem antigas linhas de praia, que apresentam degraus marinhos com considerável aumento de inclinação. Estes níveis podem ser seguidos desde o Cabo São Tomé, no Rio de Janeiro, até o Chuí.

O talude continental estende-se a profundidades de 2.600 a 3.000 m e possui um gradiente médio de 10 a 40 m/Km. São comuns vales e cânions em toda a extensão do talude. No flanco sul do Cone do Rio Grande, desenvolve-se o mais importante vale do setor, o Vale do Rio Grande, que se estende desde a plataforma externa até o sopé continental. Pela sua extensão, o sopé continental constitui a província de maior expressão na margem continental deste setor.

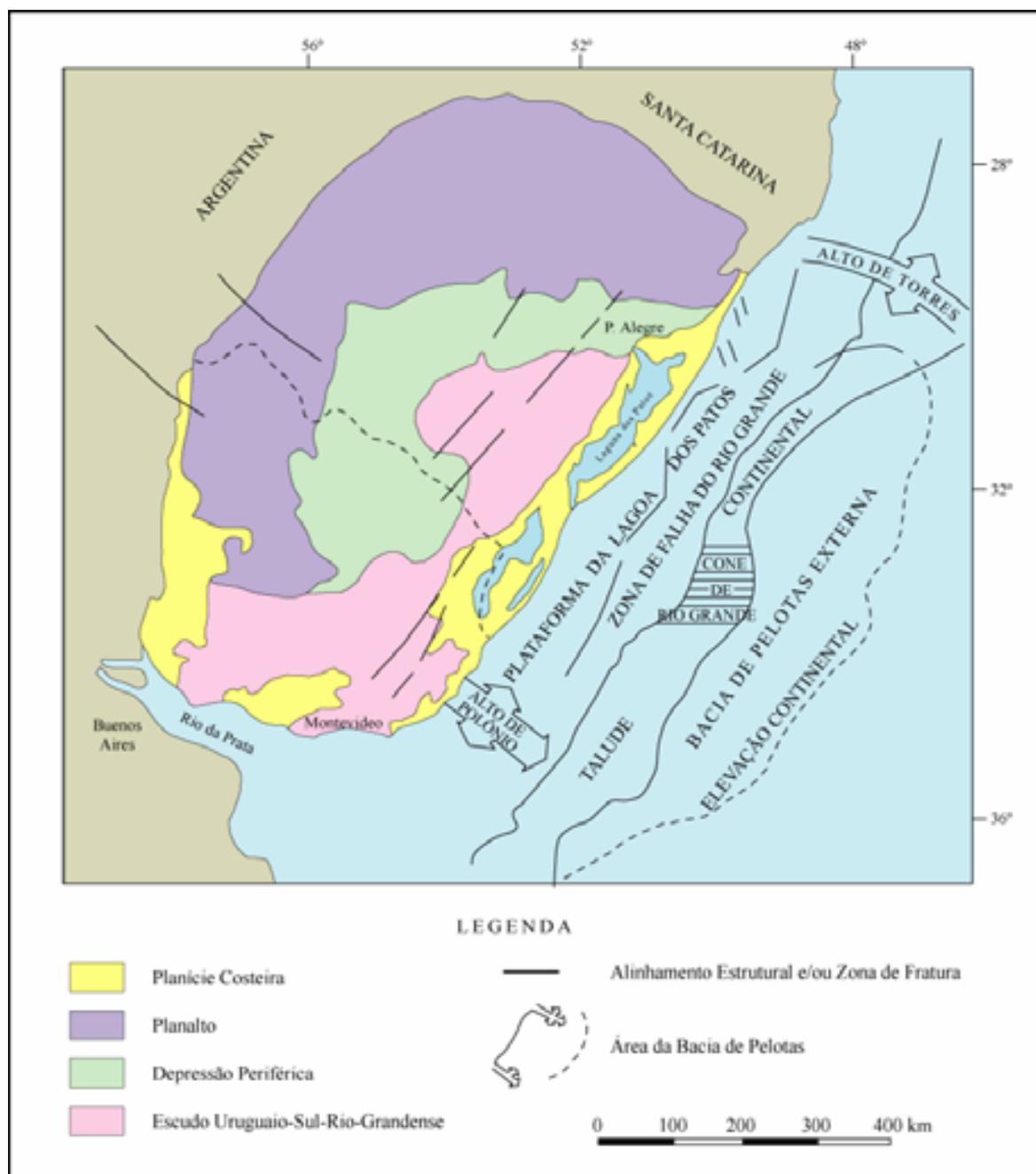
#### O Cone do Rio Grande

Desde sua formação foram acumulados na Bacia de Pelotas mais de 10 Km de espessura de sedimentos. Carvalho e Francisconi (1981) estabeleceram três compartimentos semi-isolados de deposição sedimentar. O depocentro norte, em frente ao Cabo de Santa Marta que apresenta 6 km de sedimentos. O depocentro central na latitude de Porto Alegre, que apresenta-se com pouco mais de 7 km e o terceiro depocentro, maior do que os dois anteriores, com 8 km, ocorrendo na parte Sul da bacia, na latitude da cidade de Rio Grande. Este depocentro é denominado Cone do Rio Grande.

O Cone do Rio Grande é caracterizado como uma espessa cunha de sedimentos (Martins 1984) e destaca-se entre os outros dois pelo seu tamanho e registros de sísmica que comprovam a existência de um recurso energético. Esta feição localiza-se na região sul da Bacia de Pelotas, entre as latitudes 31° a 34°S e as longitudes de 45° a 51°W, abrangendo o talude e a elevação continental (**Figura II.5.1.2.5-1**). Sua formação teve início no Mioceno Superior e continuou até o Pleisto-Holoceno e, segundo Martins (1984), os sedimentos que o compõem são provenientes do Rio da Prata e do estuário da Lagoa dos Patos.

Esta feição destaca-se pelo grande espessamento da sequência sedimentar, associada às altas taxas de sedimentação no Terciário. Segundo Fontana (1989), Fontana e Mussumeci (1994), Sad *et al.* (1997) e Sad *et al.* (1998), o rápido soterramento propiciou a preservação de matéria orgânica e a formação de gás biogênico, registrando-se notável ocorrência de hidratos de gás em profundidades que estão entre 100 e 1.000 m na coluna sedimentar, em batimetrias de 1.000 a 2.500 m.

Na **Figura II.5.1.2.5-1** pode-se visualizar o mapa fisiográfico com as principais feições estruturais definidas para a Bacia de Pelotas.



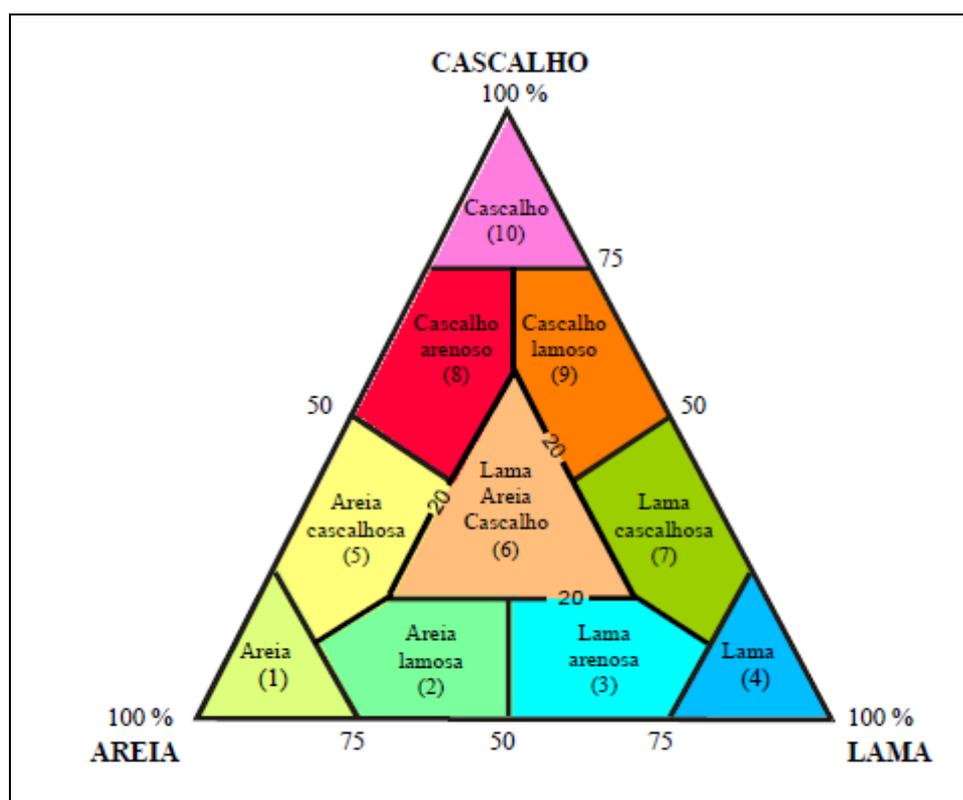
**Figura II.5.1.2.5-1** - Mapa da fisiografia e das principais estruturas observadas na Bacia de Pelotas e área continental adjacente (modificado de Urien e Martins, 1978, apud Dillenburg, 1988 e Barboza, 1999).

O Anexo II.5.1.2.5-1 apresenta o Mapa Fisiográfico da Bacia Regional de Pelotas.

## II.5.1.2.6 - Faciologia

### II.5.1.2.6.1 - Características Regionais

O presente subitem foi elaborado com base nas informações disponibilizadas no Relatório de Dados Geológicos/Lagemar-UFF e FURG - PROGRAMA REVIZEE. A análise elaborada no referido relatório se baseia nos dados obtidos após a análise granulométrica de 2970 amostras superficiais, coletadas ao longo de toda costa sul e sudeste brasileira as quais foram classificadas segundo o diagrama triangular tipo Shepard (**Figura II.5.1.2.6.1-1**) e os resultados utilizados para a confecção dos mapas de distribuição superficial de sedimentos.



Fonte Projeto REVIZEE.

**Figura II.5.1.2.6.1-1** - Diagrama Triangular tipo Shepard, modificado de Shepard (1954)

Segundo o documento supracitado, o diagrama triangular original, criado por Shepard (1954), considera como principais constituintes as granulometrias de silte, argila e areia não incluindo a classe granulométrica “cascalho” em sua classificação. Para atender as características dos sedimentos que recobrem toda a margem continental brasileira, principalmente aqueles depositados na plataforma continental, adaptou-se o diagrama original reformulando o diagrama, considerando como principais constituintes: as lamas (silte + argila), as areias e os cascalhos (**Figura II.5.1.2.6.1-1**). Além de atender a particularidade da margem brasileira, este diagrama é compatível com o utilizado no projeto REMAC, cujos dados também foram avaliados no programa REVIZEE.

Segundo a percentagem relativa de cada um destes 3 principais constituintes, foi possível a individualização de 10 classes sedimentares, a saber:

- Areia
- Areia lamosa
- Lama arenosa
- Lama
- Areia cascalhosa
- Cascalho/areia/lama
- Lama cascalhosa
- Cascalho arenoso
- Cascalho lamoso
- Cascalho

Da mesma forma, um grupo de 1.593 amostras superficiais que possuíam informações quanto ao percentual de  $\text{CaCO}_3$ , foram classificadas segundo Larsounner, dentro de uma das litologias abaixo (**Tabela II.5.1.2.6.1-1**).

**Tabela II.5.1.2.6.1-1 - Composição dos sedimentos segundo Larsonneur, (1977). Principais Divisões % de Carbonato .**

Sedimento Litoclástico	< 30%
Sedimento Litobioclástico	< 50%
Sedimento Biolitoclástico	< 70%
Sedimento Bioclástico	> 70%

Fonte: REVIZEE

Os mapas de “distribuição de sedimentos” revelaram que a plataforma continental brasileira tanto ao sul da cidade do Rio Grande como a norte de Santos apresenta, em toda a sua extensão, uma ampla distribuição de areias com um predomínio de sedimentos de maior granulometria. Bolsões de areia lamosa e de lama arenosa ocorrem na plataforma continental média na porção sul. A extensa faixa de areia que recobre toda a plataforma continental mostra-se pontilhada por províncias isoladas de sedimentos de diversas granulometrias (**Figura II.5.1.2.6.1-2, Figura II.5.1.2.6.1-3 e Figura II.5.1.2.6.1-4**).

As lamas predominam em toda a extensão da plataforma continental interna e média da porção central da área de estudo, da Bacia de Santos até a cidade de Rio Grande. Exceção ocorre na plataforma continental média ao largo da cidade de Paranaguá, onde existe uma ampla faixa de sedimentos de granulometria de areia lamosa e em frente a Lagoa dos Patos onde, também na plataforma continental média, foram depositados superficialmente sedimentos de granulometria de lamas arenosas. Toda a plataforma interna nesta porção norte da área da Bacia de Pelotas é recoberta predominantemente por sedimentos de granulometria de areia.

Pequenas ocorrências de províncias de areia lamosa e areia cascalhosa são observadas isoladamente nesta porção da plataforma continental interna, o mesmo ocorrendo na plataforma média e externa, onde as lamas são predominantes. Estas lamas avançam em direção a plataforma continental interna a norte de Florianópolis e ao sul da cidade de Torres, onde atingem as cotas batimétricas mais rasas (em torno de 50 m de profundidade) (**Figura II.5.1.2.6.1-2**, **Figura II.5.1.2.6.1-3** e **Figura II.5.1.2.6.1-4**).

Embora com um número reduzido de amostras coletadas no talude continental, este apresenta, de um modo geral, um predomínio das lamas com possibilidade de ocorrência de lamas arenosas em regiões próximas a quebra da plataforma, como foi observado na sua porção mais ao norte.

Quanto a composição dos sedimentos, utilizou-se a classificação de Larssonneur (1977) onde os percentuais de carbonatos e granulometria determinam o tipo de sedimento (**Tabela II.5.1.2.6.1-1**). Segundo esta classificação, os sedimentos com percentagem de carbonatos menor que 30%, são classificados como "litoclásticos"; os sedimentos que tenham percentagem de carbonatos maior que 30% e menor que 50%, são classificados como "litobioclásticos"; os sedimentos que tenham percentagem de carbonatos maior que 50% e menor que 70% são classificados como "biolitoclásticos" e os sedimentos que tenham percentagem de carbonatos maior que 70%, são classificados como "bioclásticos".

Os mapas de "Composição dos Sedimentos" foram gerados a partir do conjunto de amostras do PGGM adicionados do conjunto de amostras do Projeto REMAC e do Programa REVIZEE.

A análise destes mapas indica que a plataforma continental ao sul da Ilha de São Sebastião é caracterizada por apresentar sedimentos com percentual de carbonatos inferior a 30% (litoclásticos) passando a sedimentos biolitoclásticos nas partes mais profundas, plataforma continental externa, onde encontram-se depositados

intercalados a sedimentos litobioclásticos e bioclásticos, até as imediações da Lagoa dos Patos (**Figura II.5.1.2.6.1-5**, **Figura II.5.1.2.6.1-6** e **Figura II.5.1.2.6.1-7**).

Ao sul da Lagoa dos Patos, a plataforma continental é caracterizada pelo baixo percentual de  $\text{CaCO}_3$ , sendo recoberta por sedimentos litoclásticos e pontilhada por pequenas províncias com sedimentos com percentual variável de  $\text{CaCO}_3$ .



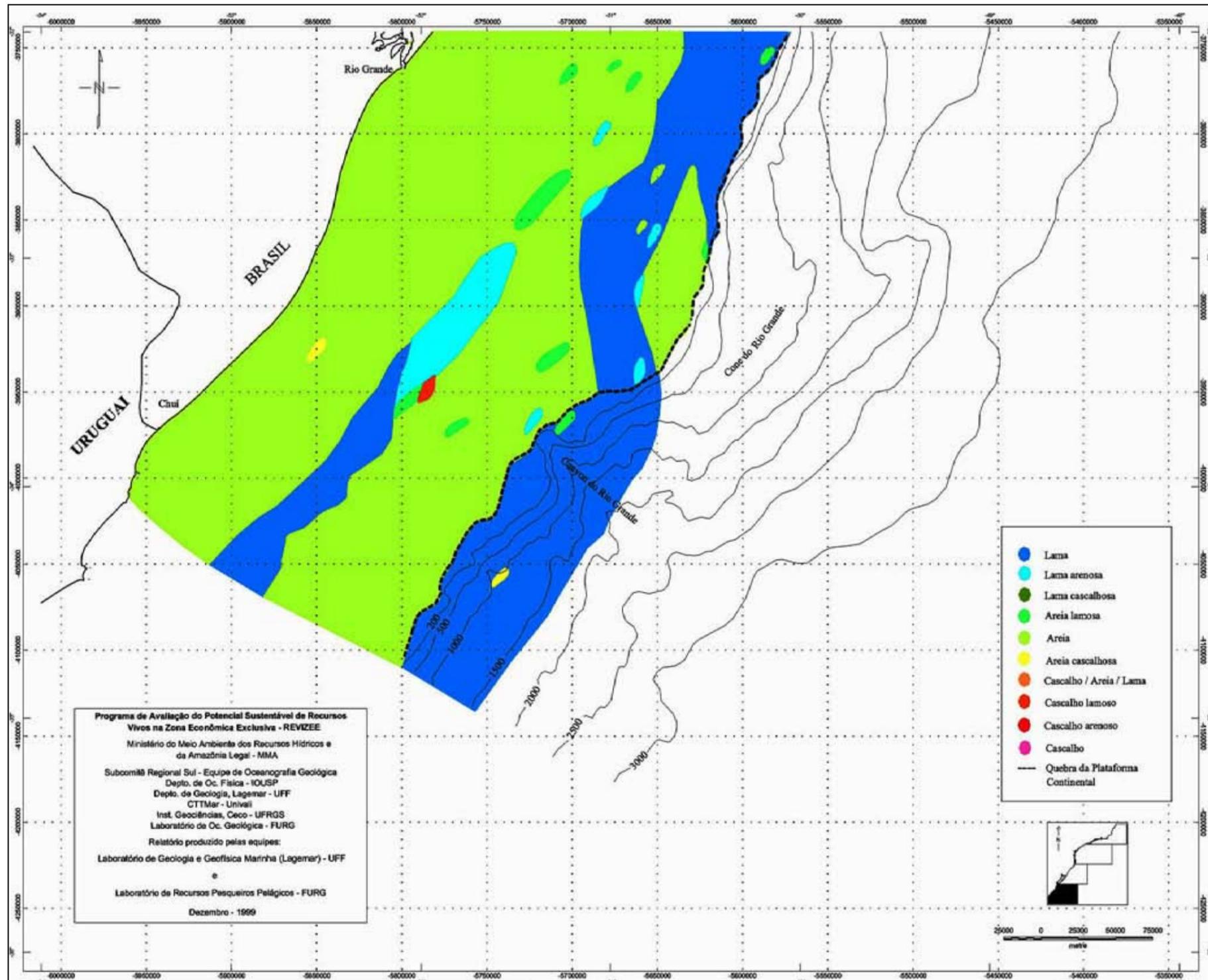
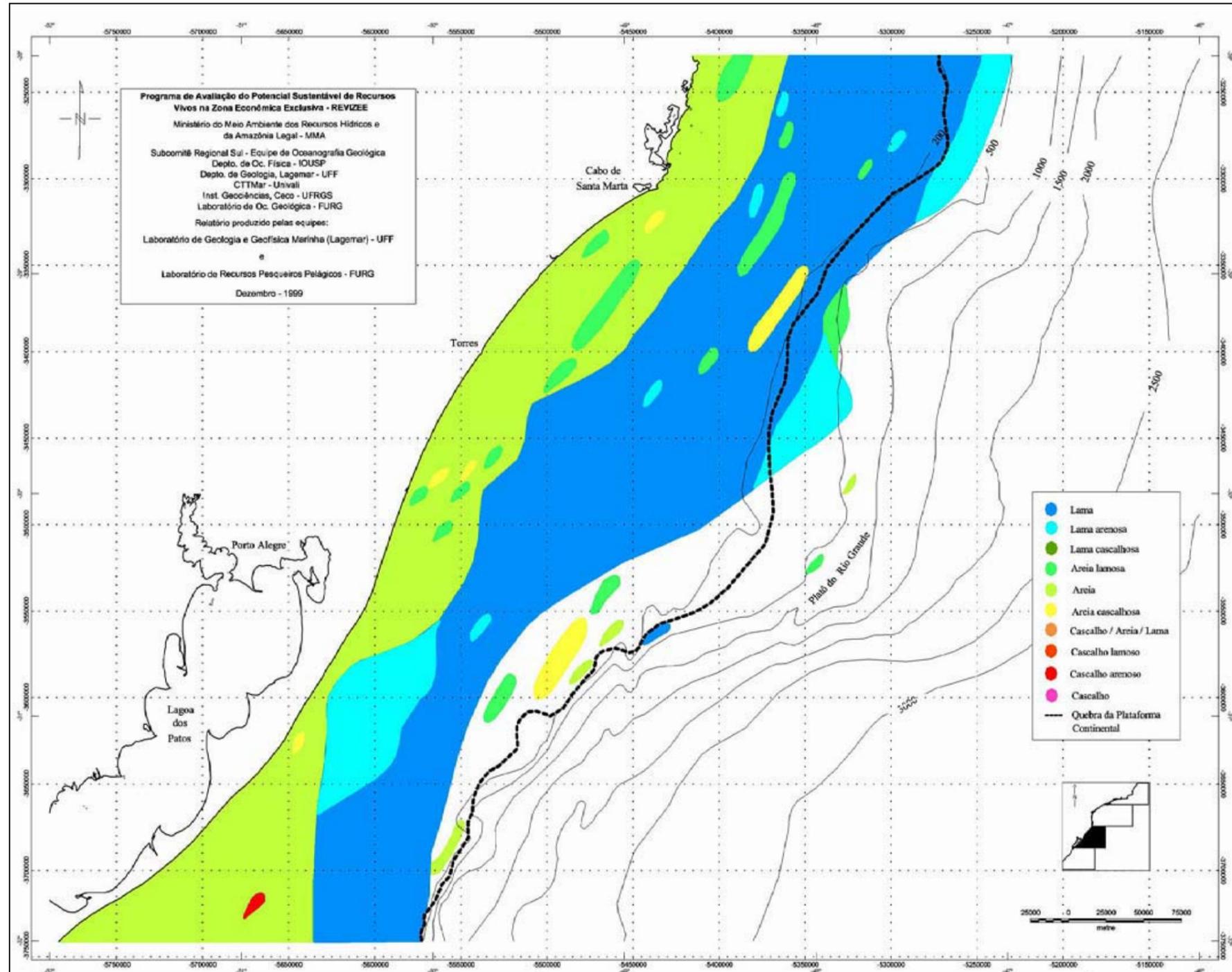


Figura II.5.1.2.6.1-2 - Granulometria da plataforma continental da Bacia de Pelotas (Parte 1)

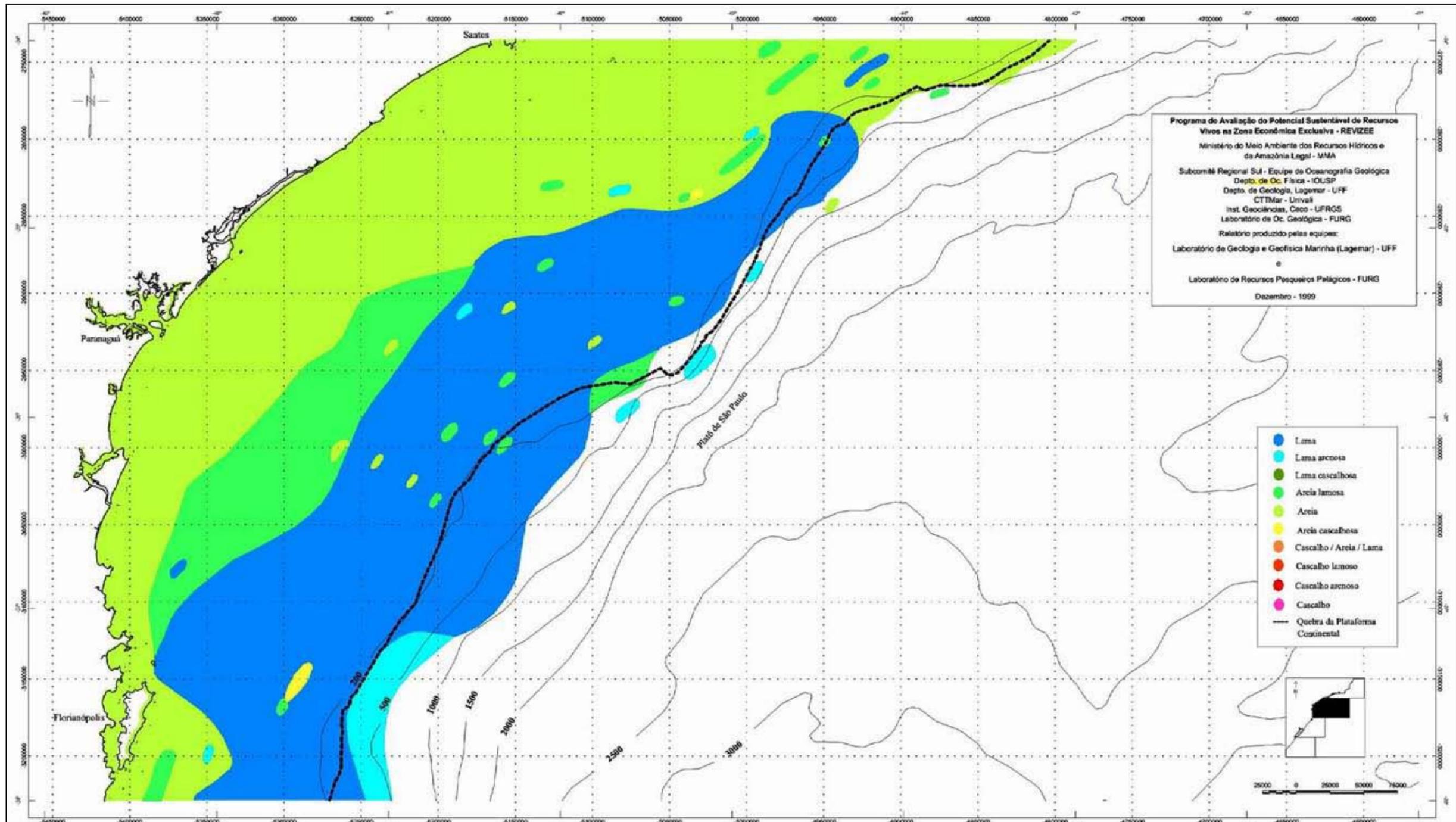




Fonte: REVIZEE, 1999

Figura II.5.1.2.6.1-3 - Granulometria da plataforma continental da Bacia de Pelotas (Parte 2)

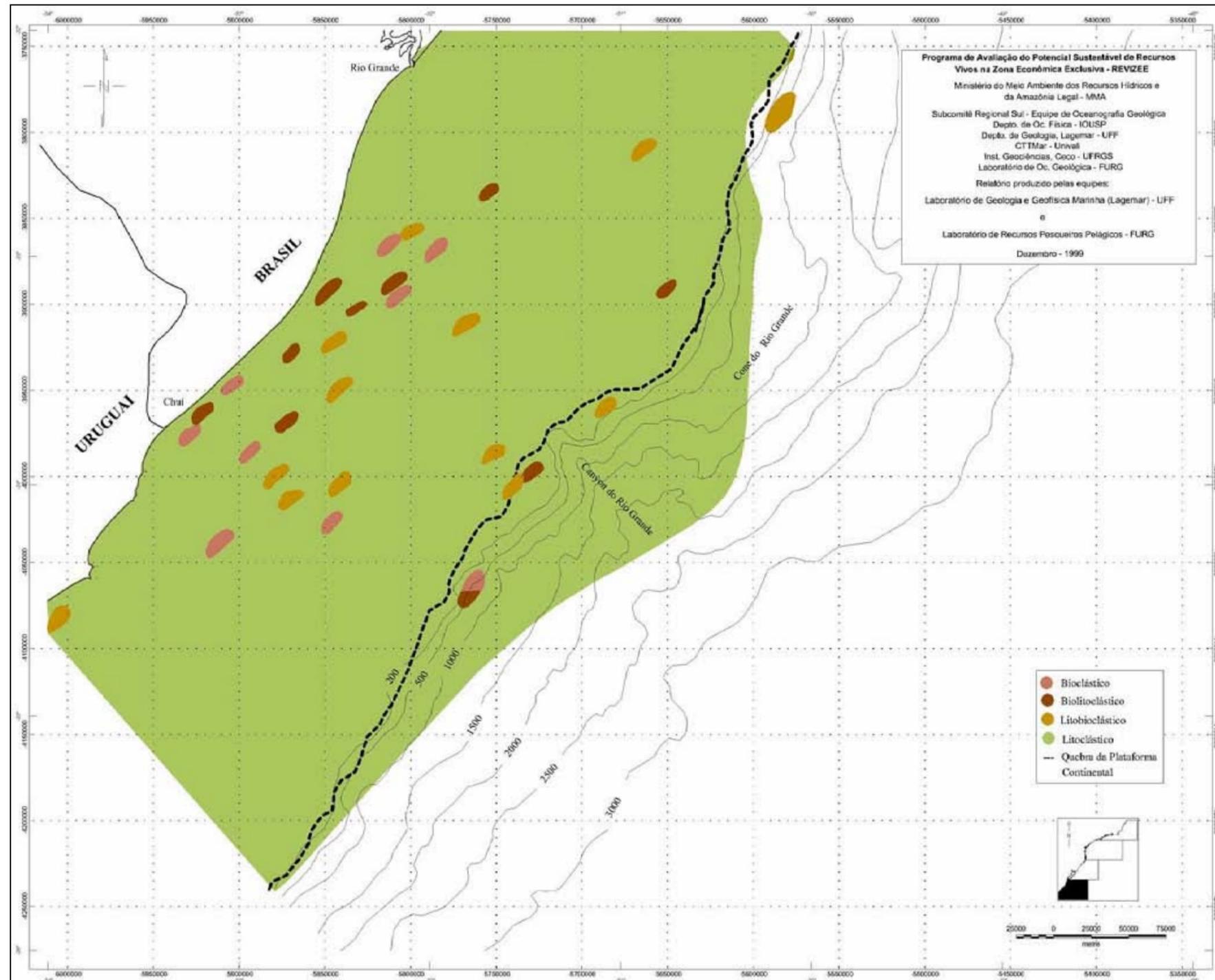




Fonte: REVIZEE, 1999

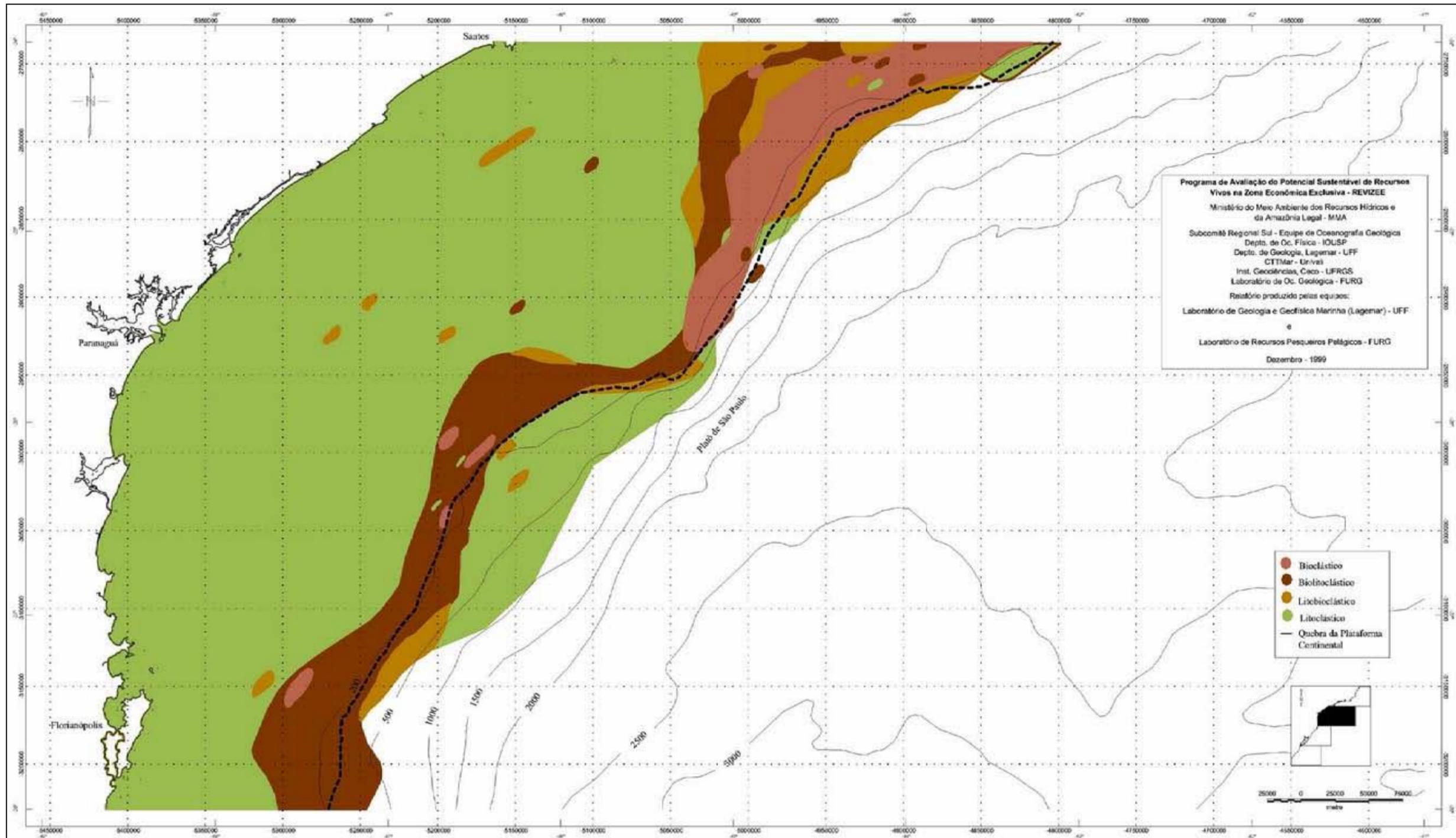
Figura II.5.1.2.6.1-4 - Granulometria da plataforma continental da Bacia de Pelotas (Parte 3)





**Figura II.5.1.2.6.1-5 - Composição dos sedimentos segundo Larssonneur, (1977). (Parte 1)**

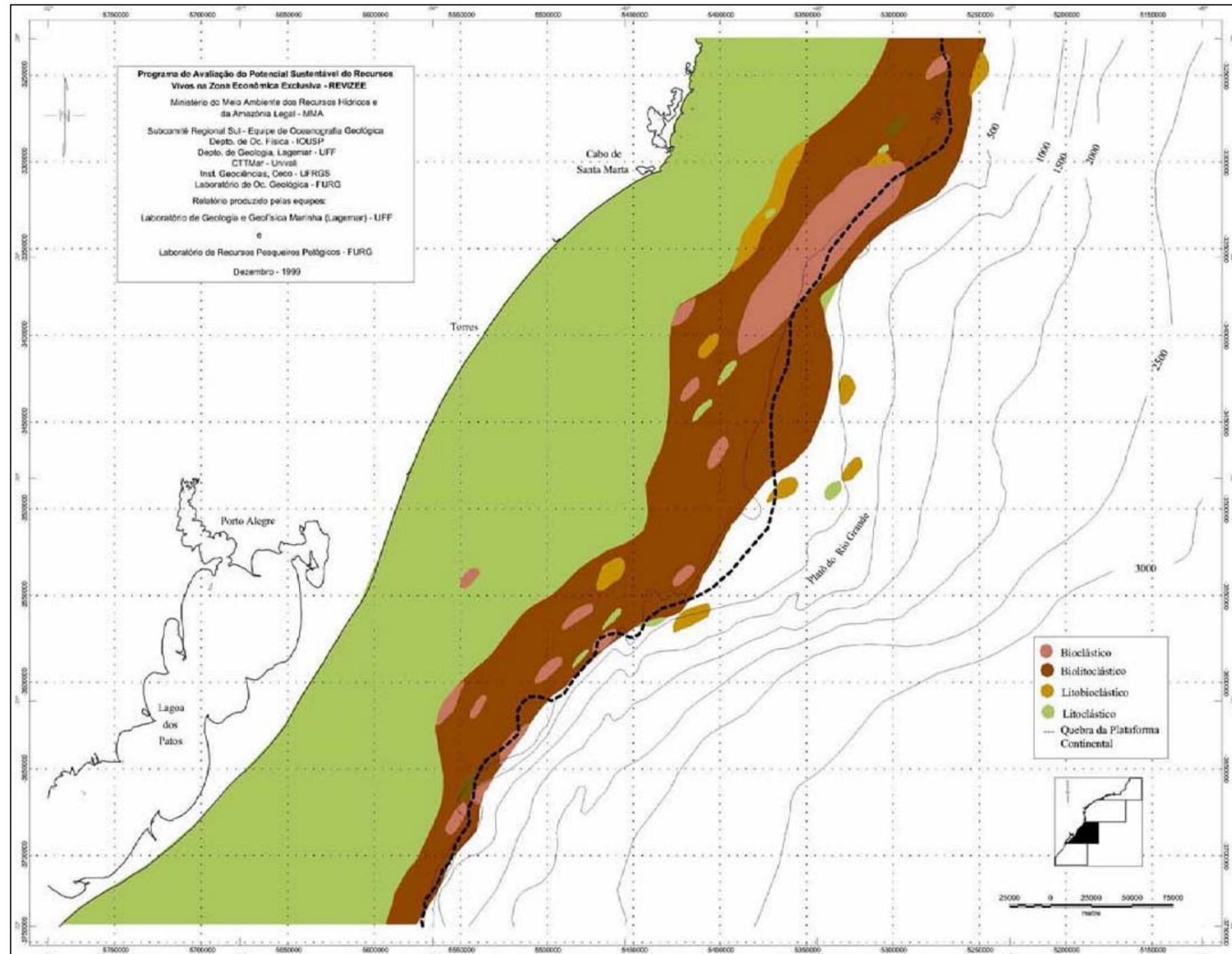




Fonte: REVIZEE, 1999

Figura II.5.1.2.6.1-6 - Composição dos sedimentos segundo Larsonneur, (1977). (Parte 2)





Fonte: REVIZEE, 1999

Figura II.5.1.2.6.1-7 - Composição dos sedimentos segundo Larsonneur, (1977). (Parte 3)



O Anexo II.5.1.2.6.1-1 apresenta o Mapa Faciológico da Bacia de Pelotas.

### II.5.1.2.7 - Caracterização Geotécnica

Na área de concessão do BM-P-2 é possível identificar a presença de dois sistemas de falhas: 1) falhas normais na seção estratigráfica do Pleistoceno ao Mioceno, e outro, 2) falhas verticais que cortam as rochas do Oligoceno até o Cretáceo, conforme a **Figura II.5.1.2.3.1-1** (seção geológica nos blocos BM-P-2 da Bacia de Pelotas). Entretanto, estes dois sistemas falhas não são conectados, e os reservatórios são muito profundos com mais de 5 km de soterramento. Espera-se que toda a seção do Pleistoceno e Mioceno seja composta predominantemente de folhelhos, conforme o último poço 1-RSS-4, perfurado na Bacia de Pelotas, portanto, acredita-se que não haverá reativação de falhamentos e subsidência do leito decorrente a retirada de hidrocarbonetos do reservatório.

Em se tratando das imediações das locações Pampeano e Guarani, os sedimentos envolvidos são de natureza hemipelágica, não havendo qualquer expectativa de acúmulo de sedimentos ou de erosão significativa em escala de tempo compatível com o projeto de perfuração e produção.

Ainda dentro do contexto geotécnico, a perfuração de poços exploratórios por si só não é capaz de gerar nenhum dano ao reservatório, em caso de teste de formação convencionais (que não ultrapassam as 72 horas de realização) os volumes produzidos são extremamente baixos em relação ao volume existente e insuficientes para alterar os estado de pressões do reservatório. Em geral são necessários meses de produção para que seja percebida alguma alteração de pressão de fluidos no reservatório. A diminuição da pressão do reservatório devido a sua exploração, somente em casos excepcionais pode ocasionar uma compactação do reservatório. Esta compactação é função da compressibilidade da formação, parâmetro que só pode ser medida após a retirada de amostras de rocha do reservatório, impossível de ser estimada por qualquer método indireto. Porém sabe-se que em geral quanto mais profundo o reservatório, maior a sua compactação e menor grau de compressibilidade.

Para que a compactação do reservatório pela diminuição da pressão de poros (ou seja, retirada de hidrocarboneto) se reflita em superfície, depende ainda das condições reológicas das formações sobrejacentes. Assim sendo devido a caráter exploratório da atividade, sem a possibilidade de alteração do estado de pressões do reservatório; devido ao alto grau de compactação esperado no reservatório relacionado ao soterramento elevado; devido a seção sobrejacente extremamente argilosa e homogênea e inexistência de estruturas diretamente conectada ao fundo oceânico; a possibilidade de danos ao reservatório que possam originar exsudações é extremamente baixa.

#### II.5.1.2.8 - Análises de Geopressões no Bloco BM-P-2

Para o presente diagnóstico foram utilizados dados gerados pela E&P-EXP/GEO/TGEO (PETROBRAS 2011b). Os principais mecanismos geradores de sobrepressão são ligados a:

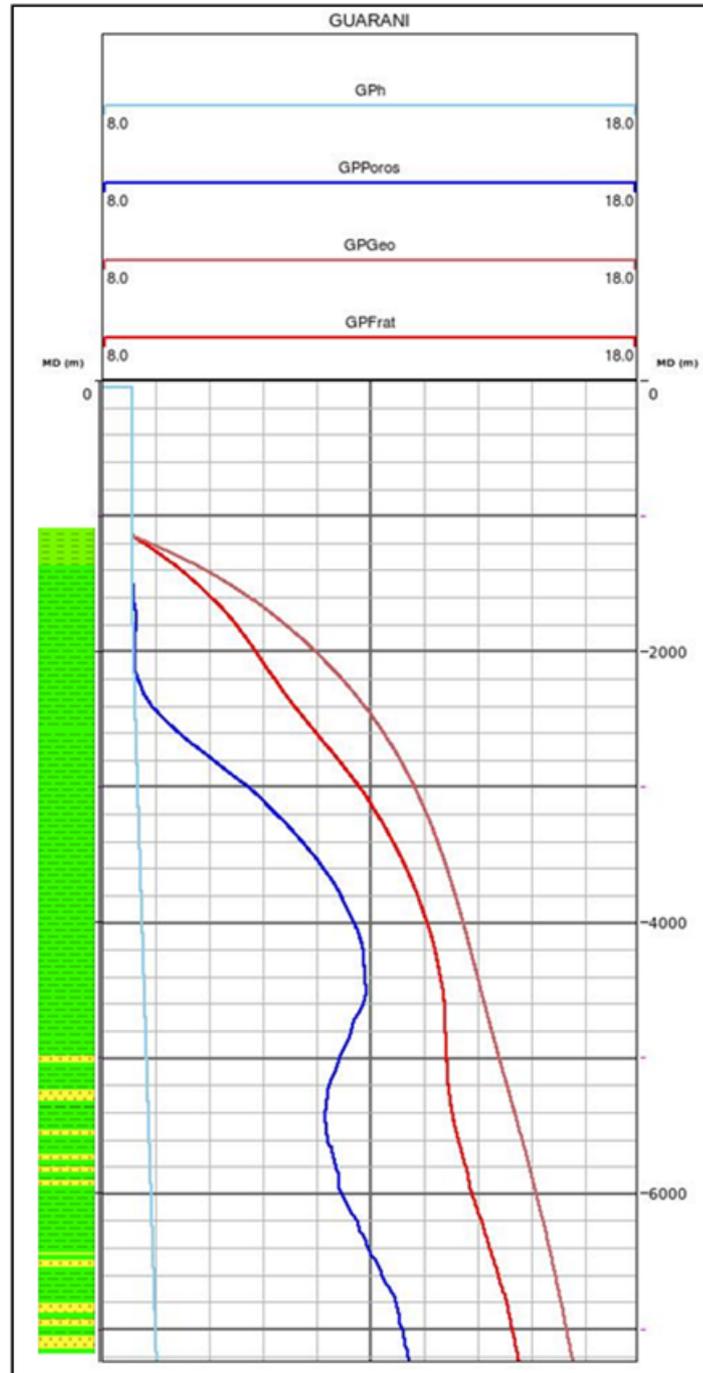
- Tensões (desequilíbrio de compactação e tensão lateral);
- Expansão de fluidos (conversão de querogênio, geração de gás e transformação de argilas).

O modelo 3D das geopressões foi gerado a partir da inversão das velocidades sísmicas do BM-P-2. O RSS-4 foi o único poço perfurado na área. Sua profundidade final foi de 2379m e seu peso de lama foi usado na calibração do modelo.

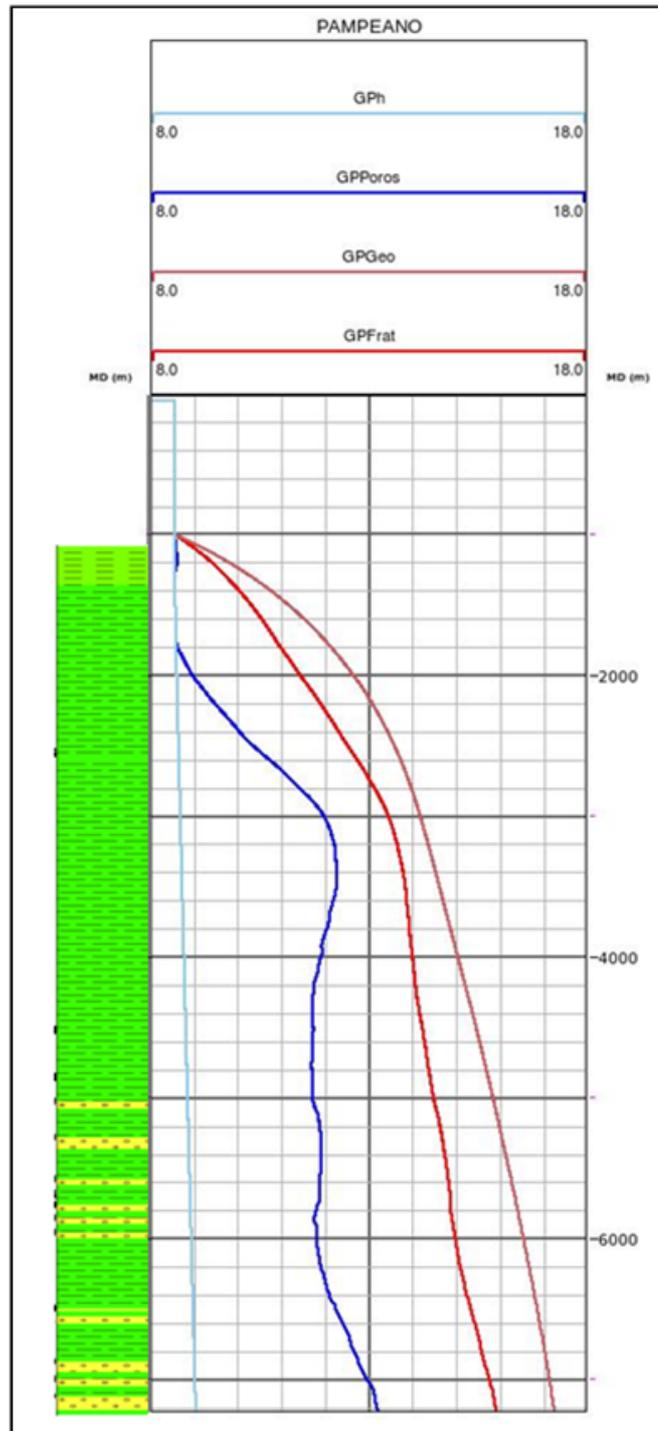
A **Figura II.5.2.1.8-1** apresenta o prognóstico dos gradientes de geopressões da locação Guarani. O modelo indica o início gradativo de uma zona de pressão anormalmente alta a partir de aproximadamente 2400m de profundidade. Prevê um gradiente de pressão de poros de cerca de 13,7 lb/gal no final do poço.

A **Figura II.5.2.1.8-2** apresenta o gráfico de gradientes de geopressões da locação Pampeano. O prognóstico indica o início da zona de pressão anormalmente

alta em torno de 1900m de profundidade. Prevê um gradiente de pressão de poros de cerca de 13.2 lb/gal no final do poço.



**Figura II.5.2.1.8-1 - Gráfico de geopressões para a localização Guarani proposta no Bloco BM-P-2.**



**Figura II.5.2.1.8-2** - Gráfico de geopressões para a  
locação Pampeano proposta no  
Bloco BM-P-2.