

BR 9121385  
NIS-BR--2654

**CONGRESSO BRASILEIRO  
DE GEOLOGIA**

**36**  
NATAL / RN

28 de outubro a 1 de novembro 90  
CENTRO DE CONVENÇÕES

**ANAIS**

**VOLUME 6**



REALIZAÇÃO:  
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA  
NÚCLEO NORDESTE

## **ABSTRACT**

### **MAGMATISM AND CENOZOIC TECTONISM IN THE CABO FRIO REGION, RIO DE JANEIRO**

The western portion of the Campos Basin is limited by a large line that bounds the deposition of pre-Aptian sediments in the offshore region. The Cabo Frio arch corresponds to a platform with smaller relative subsidence, where Tertiary sediments are deposited directly on shallow basement rocks. A conspicuous asymmetric graben occurs in the offshore region between Búzios and Macaé. This graben measures 20 by 40 km, with the longer axis trending NE. The central part of this graben is located eastwards of Barra de São João, where the water depth ranges from 20 to 50 m, and its southern border is controlled by an antithetic normal fault that offsets the basement by at least 500 m. The sedimentary fill probably consists of Tertiary rocks, and the layers show a substantial tilting that decreases towards the top, suggesting diastrophic tectonic activity during the Tertiary. Towards the continental slope of the Cabo Frio region, tectonic activity is also observed in the post-Aptian sequence, particularly in the region between the Santos and Campos basins, where a very large graben trends parallel to the pre-Aptian limit of the basin, and is controlled by faults that affect Upper Miocene rocks. Eastwards of this region, an array of antithetic faults trends in a NE direction. These faults, apparently detaching on the Aptian salt, show unique geometric patterns. The rupturing of Pangea in the Lower Cretaceous is marked by widespread outpouring of mafic magmas in Campos and Santos basins. Radiometric age determinations for this volcanism show a mean of about 130 M.a. After the rift phase, another volcanic episode is observed in the Cabo Frio region, with K-Ar radiometric dating of about 50 M.a. Volcanic mounds are observed within the Eocene sedimentary sequence. An Eocene volcanic episode is characterized by the presence of volcanoclastic rocks, including autoclastic, hydroclastic, epylastic and pyroclastic sediments. This tectonic episode is also identified within other stratigraphic intervals in the sedimentary column.

## **INTRODUÇÃO**

A prolífica Bacia de Campos constitui-se na bacia sedimentar mais conhecida na região sudeste brasileira, com cerca de 500 poços exploratórios perfurados até o ano de 1989. Até a batimetria de 3400 m, a bacia compreende uma área de 100.000 km<sup>2</sup>, e há algumas porções muito pouco exploradas, em particular, a região ao sul do campo de Pampo, conhecida como Plataforma de Cabo Frio, que abrange uma área de mais de 20.000 km<sup>2</sup> até uma batimetria de 3400 m, e na qual tem-se apenas cerca de 10 poços, que correspondem a 2% do total de poços exploratórios dentro de uma área correspondente a 20% da área da Bacia de Campos. A porção norte da Bacia de Santos, também com uma baixa densidade de poços exploratórios, apresenta seu arcabouço estrutural ainda pouco conhecido. A região de Cabo Frio caracteriza-se por vários eventos geológicos que a distinguem das bacias limitrofes de Campos e Santos, tanto no estilo tectono-estrutural como no padrão sedimentar e estratigráfico.

Os trabalhos de interpretação geológica desenvolvidos pela Petrobrás concentram-se na porção mais profunda da área, que é limitada a oeste por uma falha ou linha de charneira. Este limite, sub-paralelo à linha de costa, separa a zona de ocorrência de sedimentos da fase rift (Neocomiano) e parte da fase "drift" (Cretáceo), da zona de ocorrência de sedimentos terciários sobre embasamento raso. Nesta área de embasamento raso, todavia, ocorre um expressivo graben assimétrico, provavelmente de idade terciária, com depocentro à latitude da cidade de Barra de São João. Admite-se que a espessura sedimentar máxima atinja valores entre 700 e 1000 m. As características geológicas e geofísicas desta bacia a inserem mais no contexto de formação das bacias sedimentares cenozóicas do sudeste brasileiro (Taubaté, Resende, São Paulo, etc.) do que no contexto de ruptura do Neocomiano, que resultou na separação entre Brasil e África. Além das evidências de movimentação crustal, também caracteriza-se na região da plataforma submarina de Cabo Frio um magmatismo de idade cenozóica, sugerindo a ocorrência de substancial tectonismo diastrófico no sudeste brasileiro.

## **EVOLUÇÃO TECTÔNICA REGIONAL DO SUDESTE BRASILEIRO**

As principais unidades litológicas aflorantes no Estado do Rio de Janeiro compreendem gnaisse, granitos e migmatitos deformados por esforços atuantes na orogénese do Ciclo Brasileiro (900 - 500 Ma). Além das litologias metamórficas, também ocorrem vários corpos ígneos intrusivos, notadamente as rochas graníticas associadas à orogenia brasileira, e os corpos alcalinos de idade cretácea e terciária. Rochas sedimentares são observadas em várias bacias ao longo da zona de transcorrência de São Paulo - Rio de Janeiro (Masui et al. 1975), que corresponde a um feixe de falhas transcorrentes formadas no ciclo Brasileiro (Brenner et al. 1980). Observa-se também que à latitude de Macaé, junto ao alinhamento de alcalinas, ocorre uma mudança no regime de esforços da orogenia brasileira, em função do aparecimento de falhamentos de empurrão associados ao sistema compressional, que se desenvolve pouco a leste do alinhamento do Rio Paraíba, e adentra o Estado do Espírito Santo.

O magmatismo cenozóico no estado do Rio de Janeiro é expresso por um grande número de afloramentos de rochas ígneas alcalinas, que estendem-se desde Itatiaia até Búzios. Na parte sul da bacia de Campos são também identificados vários edifícios vulcânicos, cuja geometria é definida com auxílio de métodos sísmicos. Vários poços exploratórios também constataram rochas vulcânicas intrusivas e extrusivas dentro da seção pós-rift, notadamente no intervalo Cretáceo Superior - Eoceno (Mohriak et al. 1989). Em direção à água profunda, pode-se interpretar sísmicamente a ocorrência de grandes massas magmáticas inseridas na seção sedimentar.

A linha de costa ao longo dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro apresenta tendência geral NE, paralela às direções estruturais pré-cambrianas, com a notável exceção do trecho entre a Baía de Ilha Grande (Angra dos Reis) e Cabo Frio, onde ocorre uma inflexão para uma direção aproximada leste-oeste. Ao norte ocorre um alinhamento de intrusivas alcalinas que há longo tempo tem chamado a atenção dos pesquisadores para um possível modelo tipo "hot-spot" para essas ocorrências (ex., Herz 1977; Sedowski & Dias Neto 1981). Este modelo, entretanto, prevê a ocorrência de idades cada vez mais antigas para os corpos a oeste da linha de costa, o que não é corroborado pelas datações disponíveis, que embora concentrem-se no intervalo 80 - 90 Ma., apresentam uma dispersão muito grande. Outrossim, observa-se que as datações dos corpos mais próximos da Bacia de Campos (Morro de São João e Arraial do Cabo) apresentam idades de 58 e 52 Ma respectivamente (Amaral 1967, Cordani 1970).

Na parte sul da Bacia de Campos, as direções estruturais, que regionalmente apresentam uma tendência nordeste-sudoeste, inflexionam para uma direção leste-oeste na região da plataforma de Cabo Frio. Destaca-se, além da inflexão do limite pré-Aptiano da bacia, a ocorrência de um sistema de grabens na seção pós-rift, que apresenta uma direção geral leste-oeste, estendendo-se na porção norte da bacia de Santos e adentrando a Bacia de Campos ao sul de Cabo Frio. Os epicentros de sismos recentes na plataforma continental também alinham-se sub-paralelamente à inflexão leste-oeste da linha de charneira pré-aptiana (Figura 1).

A atividade sísmica recente no sudeste é, para os padrões brasileiros, relativamente intensa, atingindo em alguns pontos uma magnitude de 5,0 na escala Gutenberg - Richter (Assumpção et al. 1980). A Figura 1 mostra que no continente os epicentros estão espalhados amplamente nos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, mas, na região da plataforma continental, observa-se uma tendência a um alinhamento leste-oeste dos epicentros de sismos recentes, incluindo-se nesta linha de tendência de maior propensão à atividade sísmica, o recente sismo de dezembro de 1988, cujo epicentro localizou-se na cidade de Monsuaba, próximo a Angra dos Reis (Mohriak & Szatmari 1989, comunicação verbal).

Entretanto, ainda não é de consenso da comunidade geológica a ocorrência dessa direção leste-oeste tanto para as intrusivas alcalinas, que também ocorrem em outras localidades da região sudeste fora do alinhamento acima referido (Almeida 1983), como para os sismos recentes, que apresentam erros de localização que podem atingir cerca de 50 km, e também ocorrem fora do alinhamento Angra dos Reis - Cabo Frio (Veloso 1989, comunicação verbal).

Trabalhos de integração geológica entre as bacias de Campos e Santos são conclusivos no sentido de apontar a deflexão leste - oeste da linha de charneira que limita a deposição de sedimentos pré-aptianos (Szatmari et al. 1983, Macedo 1987). A linha de charneira corresponde a um incremento acentuado no mergulho do embasamento em direção ao mar, e localmente, está associada a um falhamento bastante expressivo, com rejeitos, ao nível do embasamento, da ordem de centenas de metros. Mapeamentos sísmicos da linha de charneira nas bacias de Santos e Campos indicam um razoável paralelismo à linha de costa, com tendência geral NE no Estado de São Paulo e norte do Rio de Janeiro. A direção leste-oeste da linha de charneira pré-Aptiana, entre Ilha Grande e Cabo Frio, foi interpretada por Bacoccoli & Aranha (1984) como resultante de uma linha de fraqueza antiga, que, conjugada com a direção NE dos grandes falhamentos transcorrentes da orogênese brasileira, condicionou a formação dos depocentros originais das bacias de Santos e Campos, interpretadas como rombo-grabens estirados simultaneamente em função da composição dos esforços de ruptura do Gondwana. A propagação norte-sul do rift da Bacia de Santos seria interrompida na região próxima ao limite entre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro, e transferida mais ao norte, na Bacia de Campos.

## **As bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro.**

O sistema de bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro está implantado na região da Província Mantiqueira, entre São Paulo e Rio de Janeiro.

A Bacia de Taubaté, com dimensão de 170 km no eixo maior, e 20 km de largura, pode ser subdividida em blocos separados por altos estruturais do embasamento (Hasui & Ponçano 1978). Kiang et al. (1980) sugerem a compartimentalização da bacia através de falhas de transferência de direção Norte-Sul, secundárias dentro de um modelo geral de arqueamento da crosta como condicionante para a formação da bacia, segundo o mecanismo proposto por Almeida (1967). Almeida (1978) também sugere que a crosta continental, mais elevada na região da Serra do Mar e Mantiqueira, poderia deslizar, por processos gravitacionais, para as regiões de embasamento profundo da bacia de Santos, dando origem às bacias tafrogênicas. Trabalhos mais recentes

abordam dois mecanismos geodinâmicos a partir da análise dos padrões de falhamento ( Melo et al. 1985): o modelo de cisalhamento puro admite estiramento maior segundo o eixo NW, e o modelo de cisalhamento simples admite um binário horizontal leste-oeste passando por Resende.

Um levantamento por sísmica de reflexão, efetuado recentemente pela Petrobrás na Bacia de Taubaté, indica uma espessura substancialmente maior que as estimadas para as bacias de São Paulo (300 m), Resende (200 m), e Volta Redonda (100 m). Os dados sísmicos, ainda em fase de interpretação, sugerem que a Bacia de Taubaté pode alcançar cerca de 700 m de espessura. Fósseis de mamíferos da Formação Tremembé apresentaram idade Oligocênica (Couto & Mezzalana 1971), enquanto estudos palinológicos de um nível mais profundo da mesma unidade indicaram idade Eoceno Superior/ Oligoceno (Ferreira & Santos 1982). Datações radiométricas (K-Ar) efetuadas em derrames de lavas ankaramíticas intercaladas nos sedimentos da Formação Resende, na Bacia de Volta Redonda, acusaram idade de 43 Ma, correspondente ao Eoceno Superior ( Riccomini et al. 1983, Melo et al. 1985).

## GEOLOGIA REGIONAL DA PLATAFORMA DE CABO FRIO.

Os dados gravimétricos compilados por Castro et al. (1979), são indicativos de um afinamento crustal expressivo no depocentro da Bacia de Campos (Mohriak et al. 1987). O levantamento do manto, constituído de material mais denso, compensa a baixa densidade dos sedimentos, resultando em anomalias gravimétricas positivas junto a depocentros regionais. A Figura 2 mostra que ao sul de Badoejo, os dados gravimétricos são bastante esparsos, mas pode-se constatar a anomalia positiva coincidente com a área de embasamento raso (Alto de Cabo Frio). Observa-se também uma anomalia gravimétrica entre Cabo Frio e Macaé, com tendência geral NE, e com um núcleo central de direção aproximada leste - oeste. Ao norte dessa anomalia, ocorrem fortes alinhamentos de direção NNE, que infletem para leste-oeste entre a Lagoa Feia e o Cabo de São Tomé, e voltam a seguir a tendência NNE ao norte do Cabo de São Tomé. Esses alinhamentos gravimétricos ao norte de Macaé correspondem a falhamentos observados sísmicamente e conhecidos como falhamentos de São Tomé (Bacoccoli & Dauzacker 1968, Silva 1970, Szatmari et al. 1983; Ojeda 1983, Mohriak 1984). São interpretados como de idade terciária por apresentarem grandes rejeitos em refletores mais jovens que o Cretáceo na plataforma continental, mas também não se descarta a possibilidade de terem atuado também no Cretáceo. Os blocos são limitados por falhas predominantemente sintéticas que condicionam patamares escalonados de dimensões relativamente reduzidas (em média, cerca de 2 a 4 km), e aparentemente, com pouca rotação interna nos sedimentos.

A anomalia negativa entre Cabo Frio e Macaé pode ser explicada pelo preenchimento de um graben com sedimentos de baixa densidade, sem haver levantamento de manto para compensação isostática. Esse mecanismo difere bastante do Baixo de São Tomé, onde ocorre expressivo levantamento de manto. O preenchimento sedimentar, nas regiões onde há afinamento litosférico, está associado com duas fases tectônicas bem definidas: a fase inicial, associada a falhamentos extensionais durante o estiramento litosférico no Neocomiano, e a fase final, onde a subsidência se dá pelo reequilíbrio térmico da litosfera, estendendo-se no tempo desde o final do Neocomiano até o Quaternário (Mohriak et al. 1987).

Na região correspondendo ao baixo gravimétrico, observa-se um notável graben assimétrico entre Búzios e Macaé, de dimensões aproximadas 20 por 40 km, com o eixo maior orientado segundo a direção NE. A parte central deste graben ocorre a leste de Barra de São João, em batimétrias da ordem de 20 a 50 m. A borda sul deste rombo-graben apresenta-se controlada por falhamento normal antitético, com rejeito máximo da ordem de 500 m, ao nível do embasamento, e o preenchimento sedimentar, provavelmente de idade terciária, mostra camadas com basculamento decrescente em direção ao topo, sugerindo atividade tectônica diastrófica durante o Terciário. A Figura 3, baseada em dados sísmicos e gravimétricos, apresenta a configuração do arcabouço estrutural da Bacia de Barra de São João. A Figura 4 mostra uma seção sísmica não-migrada, com direção N-S, transversal ao eixo principal da bacia, mostrando as falhas limites (uma na borda sul, com maior rejeito e com indicações de rotação em bloco das primeiras camadas sedimentares depositadas, e outra na borda norte, que delimita a deposição interior a um pequeno graben de geometria mais simétrica). Observa-se que a falha na borda sul controla um depocentro local em que o embasamento mostra forte basculamento, atingindo cerca de 800 milissegundos em tempo duplo (800 m de profundidade, utilizando-se a velocidade média sedimentar de 2000 m/s), e com rápido acunhamento na direção do graben interno, onde novamente é falhado. O rejeito máximo da falha normal na borda sul deve atingir cerca de 500 m ao nível do embasamento, com rápida diminuição de rejeito na direção dos extremos da falha. O preenchimento sedimentar do graben interno deve alcançar espessura de cerca de 600 a 700 m. Observa-se na Figura 3 que ao norte de Macaé predominam falhas sintéticas, e é possível que a passagem do falhamento antitético que controla a borda sul do graben de Barra de São João se dê através de uma zona de transferência, nos mesmos moldes das zonas de transferências que invertem a polaridade dos depocentros locais das diversas bacias que constituem o sistema de rifts do leste africano (Rosendahl 1987). Esta zona de transferência poderia estar associada a uma brusca variação de espessura sedimentar devida ao alto estrutural que ocorre a leste de Macaé, passando pelas ilhas de Santana, Francês e do Sul.

Observa-se também que a própria Ponta de Búzios pode estar localizada pelo prolongamento, continente adentro, da falha da borda sul do graben.

Além do limite pré-Aptiano da bacia, várias feições geológicas mostram direções estruturais leste-oeste na plataforma de Cabo Frio. Salienta-se a ocorrência de um graben com essa direção geral, com falhas que afetam a seção sedimentar até o Mioceno, e parecem sofrer deslocamento na base do sal. No prolongamento leste dessa grande feição, observa-se também um sistema de blocos rotacionados, controlados por um feixe de falhas sistemáticas com mergulho antitético e atividade até o Terciário. Uma possível discordância regional de idade miocênica pode ser interpretada erodindo as camadas sedimentares de cada bloco individual. Esses falhamentos antitéticos são relativamente incomuns em bacias de margem passiva, devido ao processo físico de halocinese, que tende a gerar falhas sintéticas no sentido de deslocamento do sal, com falhas antitéticas apenas compensando a extensão associada ao "uso das camadas sobre o substrato salino. As falhas antitéticas de Cabo Frio são anômalas por apresentarem-se com um padrão sistemático, isoladas de uma falha principal sintética, pela geometria mais planar que listrica, pelos grandes rejeitos envolvidos, pela ausência de crescimento sedimentar significativo no bloco baixo da falha, o que caracteriza de maneira geral as falhas listricas associadas a movimentação de sal, comumente observadas na Bacia de Campos. Dois mecanismos de formação são possíveis para essas falhas: a) não-tectônico: consequência unicamente da movimentação salinera; b) tectônico: as falhas são iniciadas pela movimentação do embasamento e continuadas pela movimentação salinera, a qual é desencadeada pelo desequilíbrio instaurado com a tectônica envolvendo o embasamento. Essa estruturação será motivo de um outro trabalho específico em que será discutida a modelagem física dessas feições (Rizzo, Mohriak, Aires e Barros, 1990).

## Evolução estratigráfica da região de Cabo Frio

A evolução estratigráfica apresenta complexos problemas de interligação com as bacias de Campos e Santos. A Fm. Macaé, de idade Albiana, aparece com espessura notavelmente reduzida, predominando nos poços perfurados uma fácies deposicional variando de calcilito a margá, sem a ocorrência de grandes espessuras de calcarenitos oolíticos, de boa porosidade, frequentemente observados nas bacias de Campos e Santos. Em relação a parte central da bacia de Campos, ocorre também uma acentuada deflexão da área de ocorrência da província de domos salinos em direção do continente, caracterizando um estreitamento da região de ocorrência de camadas e almofadas evaporíticas da Fm. Lagos Feia.

A coluna lito-estratigráfica compreende as seguintes unidades: Fm. Cabiúnas (rochas vulcanoclásticas e rochas ígneas básicas com idade entre 120 e 130 Ma.), Fm. Lagos Feia (siliciclásticos e carbonatos, com evaporitos no topo), Fm. Macaé (carbonatos), Fm. Campos (siliciclásticos e rochas vulcanoclásticas), e Fm. Emboré (siliciclásticos e carbonatos).

Os trabalhos de estratigrafia sísmica da área permitem a identificação de refletores de caráter regional, que separam seqüências deposicionais distintas, que correspondem a horizontes biocronoestratigráficos. Da base para o topo da seção sedimentar, foram rastreados os seguintes horizontes:

- **Toço do basalto da Fm. Cabiúnas.** Na área, este refletor corresponde ao embasamento econômico, não tendo sido perfurado o embasamento pré-Cambriano. Sísmicamente o horizonte é bem definido nas áreas mais rasas, perdendo definição à medida que a bacia se aprofunda. O horizonte é bastante afetado por falhas normais da fase rift. Na parte raso do Alto de Cabo Frio (Terciário sobre embasamento raso), o refletor apresenta mergulho bastante suave. Nas partes profundas da região (com espessa seção de Cretáceo e Terciário), apresenta mergulhos em direção à bacia, e padrão de blocos falhados antitética e sinteticamente. Em certas áreas o mergulho regional inverte formando um alto externo.
- **Base dos evaporitos.** É um horizonte bem identificado nas linhas sísmicas, guardando relação ora paralela ora divergente com o refletor do topo do embasamento. No caso do padrão divergente, forma-se uma cunha que localmente se espessa em direção à bacia. Em áreas de falhamento associado à halocinese, é reconhecido por separar padrões tectônicos distintos (fase rift, com refletores paralelos, e fase drift, com mergulhos acentuados e estruturas "roll-over"). Embora seja reconhecido na bacia como um horizonte razoavelmente contínuo, na região de Cabo Frio há evidências que pode estar afetado por falhas tectônicas da fase pós-rift.
- **Topo da Fm. Macaé.** Forma em geral um bom refletor mas de difícil rastreamento por ser extremamente afetado por falhas halocinéticas.
- **Topo do Cretáceo.** Corresponde à biozona N-290, e mostra-se ausente em grande número de poços devido às discordâncias regionais do intervalo Cretáceo-Eoceno Médio. Não apresenta grandes contrastes de impedância acústica, mas localmente é possível caracterizar-se uma discordância angular. É afetado menos intensamente pelos falhamentos halocinéticos, exceto na região do graben leste-oeste.
- **Tufos vulcânicos.** Corresponde a um conjunto de refletores estratigraficamente situados entre as biozonas do Eoceno Médio e Eoceno Inferior, e que apresenta localmente feições do tipo "mound".

- Topo do Eoceno. Trata-se de um marcante refletor que corresponde ao topo da biozona N-470, que localmente equivale ao topo de uma seção de carbonatos de plataforma, mas frequentemente, corresponde a folhetos depositados em águas profundas.
- Topo do Oligoceno. Apresenta-se como um refletor que "constitui uma superfície de "down-lap" para a progradação da plataforma carbonática do Mioceno.
- Horizonte do Mioceno (Marco Verde). Corresponde ao topo da biozona N-580, podendo ser considerado o refletor mais conspicuo e contínuo da área. Nas partes mais próximas da bacia corresponde a uma zona de "down-lap". Nas partes mais distais, as relações são concordantes ou em "onlap".
- Horizonte do topo do Mioceno. Situa-se entre as biozonas N-580 e N-640, e é pouco falhado, com exceção da área do graben leste-oeste. Apresenta-se caracteristicamente como uma superfície de "down-lap".

Na porção central da região (área do alto estrutural do poço 1-RJS-91), uma espessa seção de sedimentos neocomianos evidencia a presença de uma calha deposicional pré-existente, com posterior inversão estrutural, possivelmente no Albiano Inferior/Alagoas. No Albiano predominaram os carbonatos de baixa energia, e os calcarenitos se desenvolveram localmente em áreas muito próximas à borda do limite pré-Alagoas da Bacia, estando ausentes os arenitos e conglomerados, comumente encontrados nas porções proximais em outras áreas da Bacia de Campos.

Na parte central da Bacia de Campos, o Eoceno é caracterizado pela grande profusão de corpos arenosos, após uma fase de bacia lamina no Cretáceo Superior, onde a sedimentação é predominantemente pelítica, depositada em ambiente marinho profundo, chegando a batial (Koutsoubos 1987). O intervalo Turoniano - Eoceno Inferior está ausente em grande parte da bacia. Grandes discordâncias estendem-se por quase toda a região sul da Bacia de Campos (Richter 1987), indicando que após o Eoceno Inferior, houve grande atividade tectônica na bacia ou no continente, que possibilitou um maior aporte de clásticos grosseiros em batimetrias anteriormente muito elevadas (Mohriak 1988). Na região de Cabo Frio, a área a leste da Bacia de Barra de São João mostra-se bastante afetada pelas discordâncias regionais, com ocorrência de sedimentos do Eoceno Médio depositados sobre carbonatos do Albiano Médio a Inferior, em particular, na área dos poços 1-RJS-92, 1-RJS-13 e 1-RJS-114. Mais ao sul, na divisa com a Bacia de Santos, a seção do Paleoceno e Eoceno Inferior, bastante incomum na Bacia de Campos, mostram-se preservadas. Sedimentos de idade campaniana apresentam área de ocorrência apenas na porção sul da região de Cabo Frio, já dentro da Bacia de Santos.

### **Magmatismo na região de Cabo Frio**

Condições geológicas particulares ocorrem acentuadamente no Terciário, com intensa atividade magmática durante o Eo/Meso-Eoceno, e a formação de cones e altos vulcânicos de grande porte na porção centro-sul da região. Rochas vulcanoclásticas (hialoclastitos, tufo, brechas vulcânicas e basaltos) foram constatadas em vários poços.

O magmatismo pós-rift na Bacia de Campos ainda não foi objeto de estudo detalhado, mas tem sido abordado esporadicamente em relatórios internos da Petrobrás. Ojeda (1983) cita a ocorrência de um nível ígneo dentro da Fm. Lagoa Feia (poço 1-RJS-188) como evidência de magmatismo recorrente no andar Buracica. Outros trabalhos, como Carminatti, Dias e Scarton (1988) sugerem que o magmatismo coincide com eventos de variação eustática do nível do mar e ocorrência de turbiditos, e apontam um período magmático no Albiano, à época da deposição dos arenitos Namorado, com a caracterização do pulso pelos poços da área de Cabo Frio (RJS-199, RJS-91 e 3-BD-2). As rochas ígneas atravessadas nos dois últimos poços são associadas ao magmatismo da fase rift (Neocomiano), e apenas o RJS-199 apresenta um nível de rochas vulcânicas no intervalo estratigráfico citado, sendo que o intervalo tectônico dessa rocha ainda carece de confirmação. Vários poços na área de Cabo Frio apresentam rochas vulcânicas inseridas em diversos intervalos estratigráficos da coluna sedimentar, todavia, a maior parte delas está relacionada ao pulso de idade eocênica, conforme datações recentes em amostras de testemunhos. Além do basalto de idade neocomiana, é possível identificar-se o pulso eocênico. Ocorre em alguns poços da região de Cabo Frio uma seção vulcânica intercalada em sedimentos cretácicos, cuja origem ainda não está bem definida.

As feições sísmicas do tipo "mound" podem ter várias explicações geológicas. Na área de Cabo Frio, algumas dessas feições já tiveram sua origem atribuída a vários fenômenos: a) diápiros de sal; b) turbiditos acumulados com esteaqueamento local; c) superfícies de paleo-relevo preservadas pela discordância do Eoceno Médio; d) cones vulcânicos. Também já foi aventada a hipótese desses cones serem devidos a problemas em rotinas de empilhamento sísmico durante o processamento dos dados. Com os novos dados sísmicos e petrográficos, é possível a caracterização de cones vulcânicos, e futuramente, será estabelecido um modelo geral do vulcanismo na área. A Figura 5, mostrando a linha sísmica 53-RL-338, migrada, ilustra alguns cones vulcânicos de idade eocênica na região da plataforma de Cabo Frio. Alguns refletores sísmo-estratigráficos são também identificados na seção interpretada. Próximo ao poço 1-RJS-104 (ver Figura 2) vários cones vulcânicos ocorrem amalgamados. As rochas predominantes deste poço são hialoclastitos, que gradam para folhetos e margas na direção NE (poço 1-RJS-188).

Trabalhos petrográficos de detalhe puderam caracterizar rochas ígneas básicas, rochas vulcanoclásticas e rochas sedimentares nas poças exploratórias da região de Cabo Frio. Essas rochas foram caracterizadas pela análise petrográfica e química de testemunhos e amostras de calha, e identificadas em perfis elétricos, possibilitando o estabelecimento de três seqüências vulcano-sedimentares, cada qual associada a eventos tectônicos distintos.

A seqüência vulcano-sedimentar I é caracterizada por derrames de composição básica, intercalados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares que constituem, até o presente momento, o embasamento econômico da bacia. As idades radiométricas para estas amostras indicam idade média de 130 M.a. As respostas em perfis elétricos permitem caracterizar o embasamento através da alta resistividade, alta densidade, e separação característica entre curvas de perfil de densidade e nêutrons. Estas rochas são formalizadas como Formação Cabianas, e estão associadas ao estiramento tectônico de idade Neocomiana que resultou na formação da Bacia de Campos.

A seqüência vulcano-sedimentar II pode ser caracterizada no limite entre as bacias de Campos e Santos, sendo constituída por derrames de basalto intercalados com rochas vulcanoclásticas do tipo autoclástica. Até o momento não foi possível obter-se amostras adequadas para datação radiométrica. No entanto, por correlação estratigráfica, esta seqüência pode ser posicionada no intervalo 80 - 90 Ma (Campaniano - Turoniano). As respostas em perfis elétricos são semelhantes às respostas obtidas em rochas da Fm. Cabianas. Geologicamente ainda não foi possível a identificação de fenômenos tectônicos associados a este episódio vulcânico.

A seqüência vulcano-sedimentar III é a mais complexa, englobando rochas ígneo-básicas e rochas vulcanoclásticas do tipo autoclástica, hidroclástica, epiclástica e piroclástica. O vulcanismo sub-aquoso é do tipo conduto central e caracterizado por erupção hidroclástica. Edifícios vulcânicos típicos são reconhecidos em seções sísmicas de reflexão e testados por poças exploratórias. Idades radiométricas pelo método K/Ar indicam, para estas amostras, média em torno de 50 Ma (Eoceno). Os perfis elétricos apresentam feições de baixa resistividade para hialoclastitos, e alta a baixa resistividade para intrusivas. Frequentemente ocorre arrombamento de parede do poço em intervalos de tulo vulcânico, prejudicando a leitura de perfis. Importantes fenômenos tectônicos de idade cenozóica são associados a este vulcanismo, em particular, a formação de graben, assimétricos no continente e na região da plataforma de Cabo Frio.

## CONCLUSÕES

A porção oeste da bacia de Campos, entre a linha de costa e a charneira que define o limite de deposição da seqüência pré-Aptiana, corresponde a uma plataforma de menor subsidência relativa, onde sedimentos de idade terciária estão depositados diretamente sobre o embasamento raso. Observa-se nesta região um graben cuja origem, embora ainda desconhecida, pode estar relacionada às outras bacias tectônicas cenozóicas do sudeste brasileiro. Este graben apresenta anomalia gravimétrica negativa, correspondendo a uma deficiência de massa causada pela menor densidade dos sedimentos que preenchem o graben, e indicando uma extensão crustal com baixa compensação do manto.

A geometria crustal da Bacia de Barra de São João é caracterizada por um graben assimétrico, com depocentro local controlado por falhamento normal antitético na borda sul. Os dados de subsuperfície sugerem, como mecanismo formador desta bacia, uma distensão crustal atuante no Terciário, com depocentros locais em blocos compartimentalizados por zonas de transferência, nas quais haveria a inversão de polaridade dos falhamentos extensionais.

A região da plataforma de Cabo Frio apresenta padrões estruturais peculiares, em particular, a ocorrência de um notável graben leste-oeste que estende-se desde a Bacia de Santos até o sul da Bacia de Campos, e um sistema de falhas antitéticas em águas profundas, ao adentrar-se o talude continental. Também caracteriza-se nesta região um complexo de rochas vulcanoclásticas associadas ao episódio magmático do Eoceno.

## AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Dr. Antônio Manuel Ferreira de Figueiredo, chefe da Divisão de Interpretação da Região Sul e Sudeste, pelo incentivo e apoio, e a Fernando Ceiso Luchesi, superintendente do Departamento de Exploração da Petrobrás (DEPEX), por permitir a publicação deste trabalho. Agradecemos ao geofísico José Carlos Guerra, da Divisão de Tratamento de Dados Exploratórios do DEPEX, a elaboração do mapa de detalhe de anomalia Bouguer a partir dos dados de gravimetria de fundo na porção oeste da bacia de Campos. Vários técnicos do Setor de Estudos Regionais e Análise de Bacias, do Setor da Bacia de Campos e do Setor da Margem Sul tiveram participação ativa nos trabalhos de integração dos dados geológicos da região de Cabo Frio. Agradece-se também os comentários e discussões técnicas com vários colegas do Centro de Pesquisas da Petrobrás e da Divisão de Interpretação da Região Sul e Sudeste.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *DNPM/DGM, Boletim* 241, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 48 (Supl.): 15 - 28.
- ALMEIDA, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.*, 13(3): 133 - 158.
- ALMEIDA, F.F.M., RICCOMINI, C., DEHRA, L.K., & CARIPANHA, G. A. C. 1984. Tectônica da Formação Raquelacetuba na Grande São Paulo. In: *CONGR. BRAS. GEOL.* 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.4, p. 1794 - 1808.
- AMARAL, G., BUSHNEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., & REYNOLDS, J.H. 1967. Potassium-Argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 117 - 142.
- ASSUMPCÃO, M., DIAS NETO, C. M., BERROCAL, J., ARTEZAMA, R., FRANÇA, H., & ORTEGA, R. 1980. Sismicidade do sudeste do Brasil. In: *CONGR. BRAS. GEOL.*, 31, Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG, v. 2, p. 1075 - 1082.
- BACOCOLI, G. & DAUZACKER, M.V. 1968. Bacia de Campos: análise preliminar. *Relatório Interno Petrobrás, Depex*, Rio de Janeiro, 6 p.
- BACOCOLI, G. & ARANHA, L.G.F. 1984. Evolução estrutural fanerozoica do Brasil meridional. *Relatório Interno Petrobrás, Depex*, Rio de Janeiro, 153 p.
- BRENNER, T.C., FERRARI, A.L., & PENHA, H.M. 1980. Lineamentos estruturais do nordeste do Estado do Rio de Janeiro. In: *CONGR. BRAS. GEOL.*, 31, Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG, v. 5, p. 2551 - 2564.
- CARMINATTI, M., DIAS, J.L., & SCARTON, J. C. 1988. Aspectos da evolução tectono-sedimentar, a ocorrência de HC e perspectivas exploratórias da Bacia de Campos. In: *Origem e evolução das bacias sedimentares*, Petrobrás, SEDES, Rio de Janeiro, 1988, seção 21.
- CASTRO, P.J.M., ROSA, A.L.R., CRUZ, C.E.S., LUCHESI, C.F., MEISTER, E., AQUINO, G.S., CAMPOS, J.V., TSUBONE, K., & MORALES, R. G. 1979. Compilação dos dados gravimétricos na Bacia de Campos. *Relatório Interno Petrobrás, Depex*, Rio de Janeiro, 4 p.
- CORDANI, U.G. 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Boletim IGA*, n. 1, p. 9 - 75.
- COUTO, C. P. & MEZZALANA, S. 1971. Nova conceituação geocronológica de Tremembé. Estado de São Paulo. Brasil. *An. Acad. bras. Ciênc.* v. 43 (supl.), p. 473 - 488.
- DIAS, J.L., VIEIRA, J.C., CATTO, A.J., OLIVEIRA, J. G., GUAZELLI, W., TRINDADE, L. A. F., KOWSMANN, R. O., KIANG, C. H., MELLO, U. T., MIZUSAKI, A. M. P. & MOURA, J. A. 1987. Estudo Regional da Formação Lagoa Feia. *Relatório Interno Petrobrás, Depex*, Rio de Janeiro, 143 p.
- FERREIRA, C.S. & SANTOS, A.S. 1982. Novos dados sobre a geocronologia da Formação Tremembé, Vale do Paraíba, SP, com base palinológica. *An. Acad. bras. Ciênc.* 54(1), p. 264 (Resumos).
- HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R., & COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira folded belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5(4): 257 - 266. HASUI, Y., & PONCANO, W.L. 1978. Organização estrutural e evolução da bacia de Taubaté. In: *CONGR. BRAS. GEOL.*, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v. 1, p. 368 - 381.
- HERZ, N. 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, (88): 101 - 112.
- KIANG, C. H., APPI, C. J., RICCOMINI, C., CASTRO, J. C., ARAI, M., FREITAS, E. L. & NETO, E. V. S. 1989. Geologia da Bacia de Taubaté. In: *Primeiro Simpósio de Geologia do Sudeste*, Rio de Janeiro, SBG, Boletim de Resumos, p. 10.
- KOUTSOUKOS, E. A. M. 1987. A área noroeste da Bacia de Campos, Brasil, do Mesocretáceo ao Neocretáceo: evolução paleoambiental e paleogeográfica pelo estudo de foraminíferos. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(2): 168-172.
- MACEDO, J. M. 1987. Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Dissert. Mestr.* UFOP, MG, 165 p.
- MAIA, M. C. A. C., MARTIN, L., FLEXOR, J. M., & AZEVEDO, A. E. G. 1984. Evolução holocênica da planície costeira de Jacarépaguá (RJ). In: *CONGR. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, SBG, v. 1, p. 105 - 116.
- MARSH, J.R. 1973. Relationships between transform directions and alkaline igneous rocks lineaments in Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 18, p. 317 - 323.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J. M., DOMINGUEZ, J. M. L., & AZEVEDO, A. E. G. 1984. Evolução da planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: *CONGR. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, SBG, v. 1, p. 84 - 97.
- MELO, M. S., RICCOMINI, C., HASUI, Y., ALMEIDA, F. F. M. & COIMBRA, A. M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(3): 193 - 201.
- MOHRIAK, W. U. 1984. Geologia da borda oeste da Bacia de Campos. *Relatório Interno Petrobrás, Depex*, Rio de Janeiro, 33 p.
- MOHRIAK, W.U. & DEWEY, J.F.D. 1987. Deep seismic reflectors in the Campos Basin, offshore Brazil. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, (89): 133 - 140.
- MOHRIAK, W.U., KARNER, G.D. & DEWEY, J.F. 1987. Subsidence history and tectonic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. *Abstract, AAPG Bull.*, v. 71, p. 594.
- MOHRIAK, W.U. 1988. The tectonic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. *PhD thesis, Uni-*



- versity of Oxford, Inglaterra, 387 p.
- MONRIAK, W.U. & SZATMARI, P. 1988. Comunicação verbal. In: *Simpósio sobre o tectonismo de Montanha, RJ, Observatório Nacional, Rio de Janeiro.*
- MONRIAK, W. U., BARROS, A. Z. & FUJITA, A. M. 1988. Geologia da plataforma continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. In: *Primeiro Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, SBG, Boletim de Resumos, p. 21.*
- OJEDA, H. A. O. 1983. Bacia de Campos: arcabouço estrutural regional e interpretação genética preliminar. *Relatório Interno Petróbrás, Depex, Rio de Janeiro, 30 p.*
- RICCOMINI, C., MELO, M.S., ALMEIDA, F. F. M., CARNEIRO, C. D. R., MIOTO, J. A., & NASUL, Y. 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias intraplânicas continentais do sudeste brasileiro. In: *Quarto Simpósio Regional de Geologia, SBG, São Paulo, Boletim de Resumos, p. 23 - 24.*
- RICHTER, A. J. 1987. Subalfaramento das discordâncias Turoniana e Campaniana no sul da Bacia de Campos. *Rev. Bras. Geoc., 17(2): 173 - 176.*
- RIZZO, J.G., MONRIAK, W. U., AIRES, J. R., & BARROS, A. Z. N. 1988. Modelagem feica de falhamentos antiformes em águas profundas da região de Cabo Frio na Bacia de Campos, R.J. *CONGR. BRAS. GEOL., 38, Natal, 1988. Anais... Natal, SBG, (este volume)*
- ROSENDAHL, B.R. 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Ann. Review Earth Planetary Sciences, 15: 445 - 503.*
- SADOWSKI, G.R. & DIAS NETO, C.M. 1981. O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. *Rev. Bras. Geoc., 11(4): 209 - 212.*
- SILVA, A.B. 1978. Reconhecimento sísmico da plataforma continental da Bacia de Campos. *Relatório Interno Petróbrás, Depex, Rio de Janeiro, 20 p.*
- SZATMARI, P., LOBO, A. P., BELTRAMI, C. V., CUNHA, F. M. B., FERRADAES, J. O., COSTA, M. P. A., CASTRO, P. J. M., GUMARÃES, P. T. & KOWSMAN, R. O. 1983. Arcabouço tectônico da bacia de Campos e áreas adjacentes. *Relatório Interno Petróbrás, Depex, Rio de Janeiro, 35 p.*
- VELOSO, J.A. 1988. Comunicação verbal. In: *Simpósio sobre o tectonismo de Montanha, RJ, Observatório Nacional, Rio de Janeiro.*

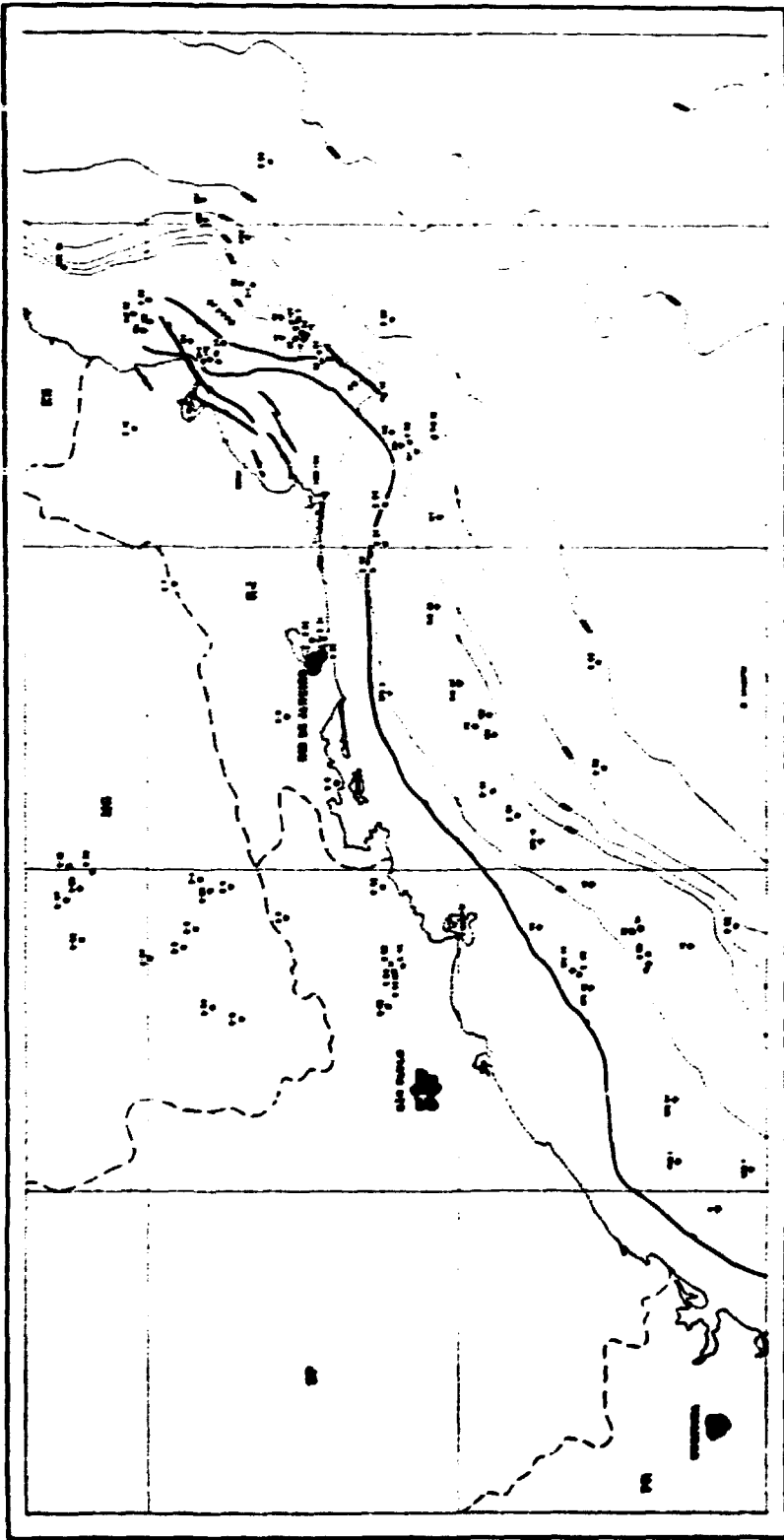


Figure 1: Mapa simplificado da planície continental da região sudeste do Brasil.

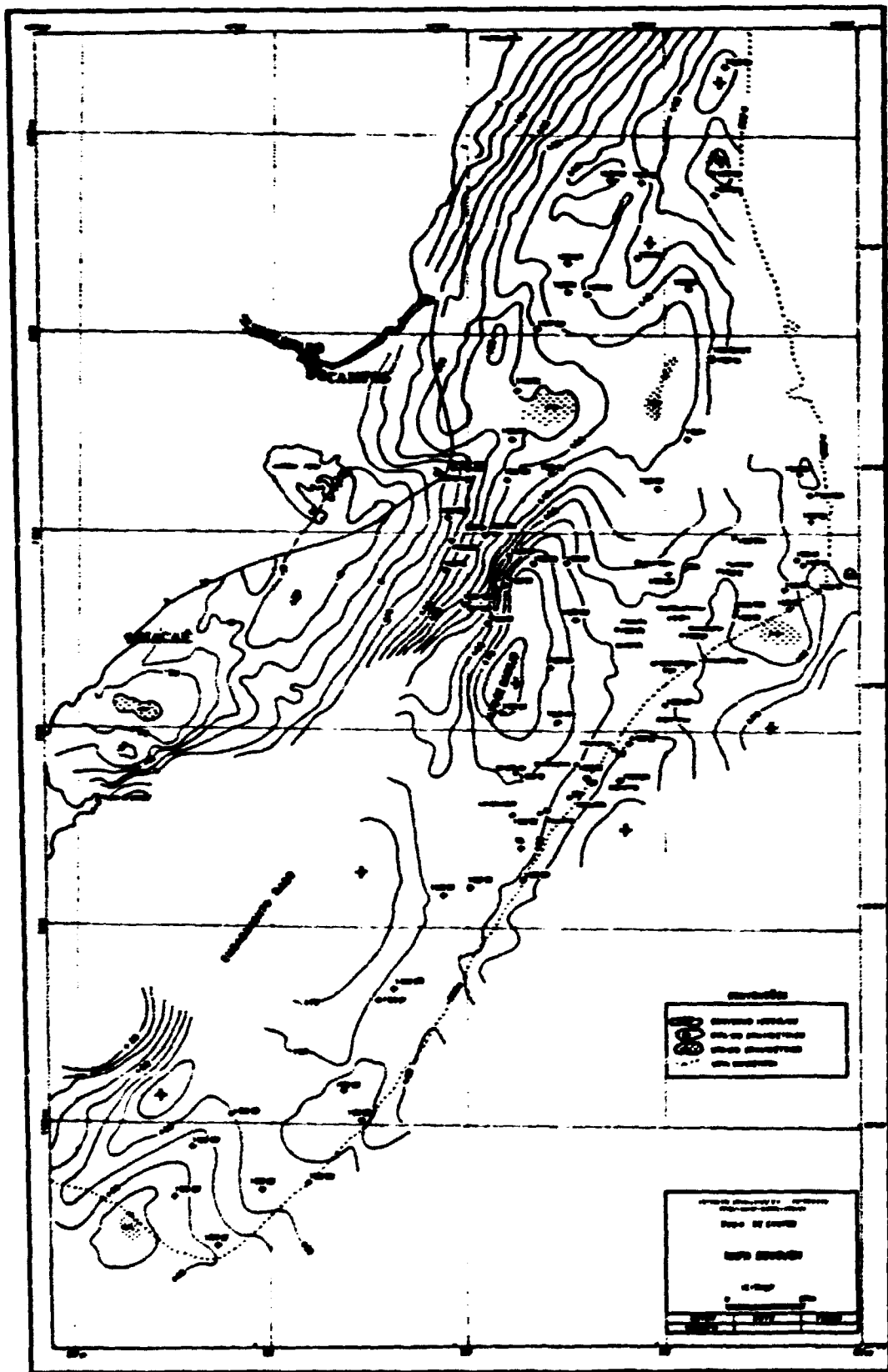
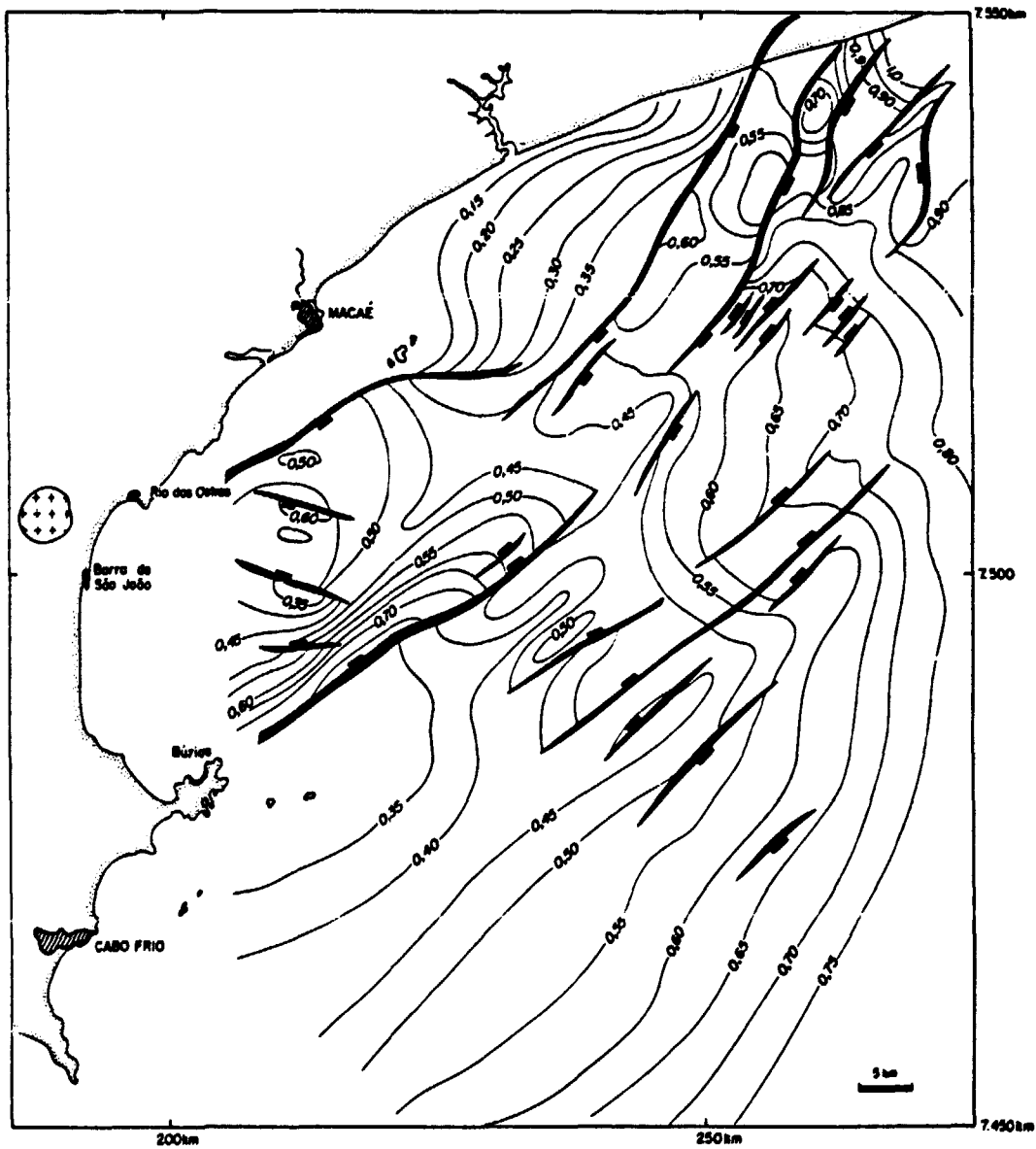


Figura 2: Mapa de anomalia Bouguer do Bacia do Campos, simplificado.



**Figura 3: Mapa estrutural sísmico do topo do embasamento na bacia de Barra de São João. Intervalo de contorno de 50 milissegundos em tempo duplo.**

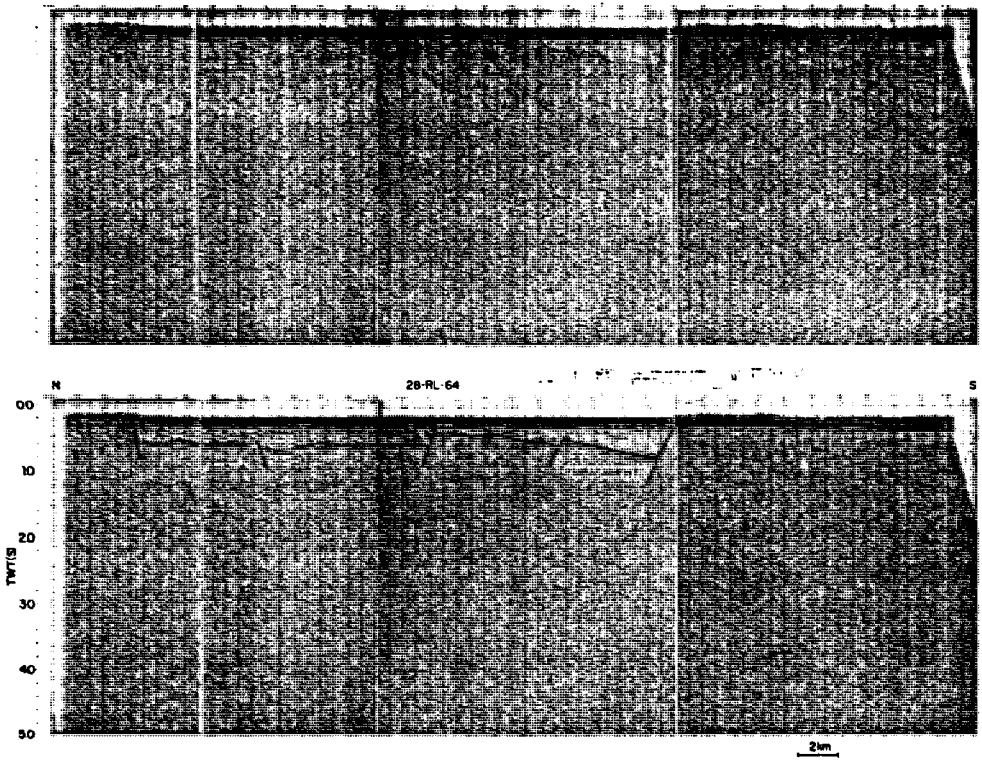


Figura 4: Interpretação da linha sísmica 28-RL-64.

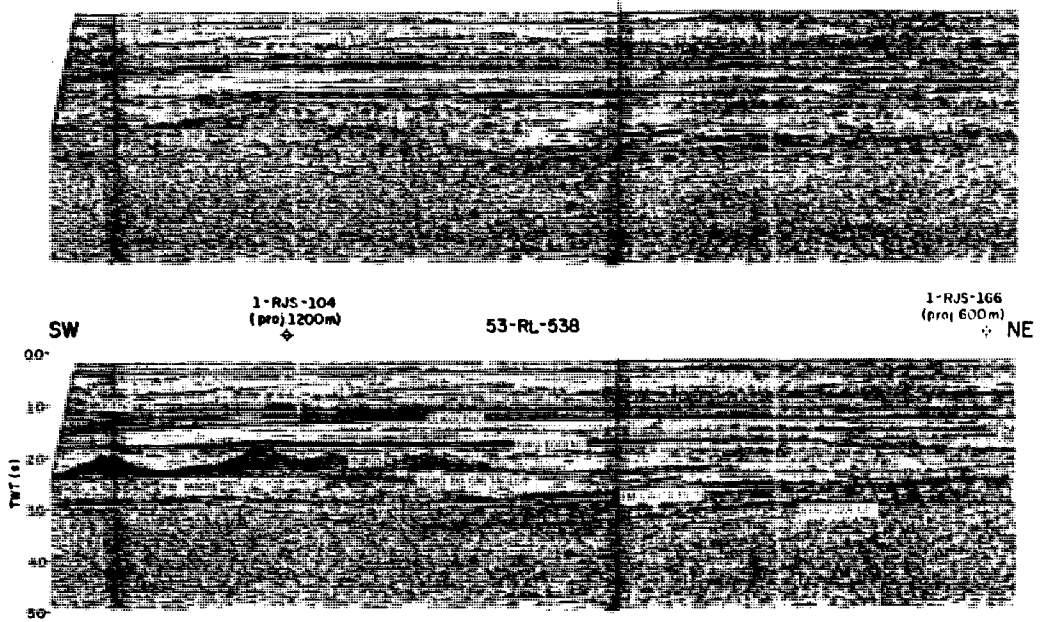


Figura 3: Interpretação da Noha sísmica 53-RL-538.