

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO, GEOMETRIA E PREENCHIMENTO DO COMPLEXO DE
CANYONS DE BREJO GRANDE, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

BRAULIO OLIVEIRA SILVA

**ORIENTADOR: LUIZ JOSÉ TOMAZELLI
CO-ORIENTADOR: MARCO ANTÔNIO SCHREINER MORAES**

**BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer.
Prof. Dr. Eduardo Barboza
Dr. Mauro Becker**

**Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito para obtenção do Título de Mestre
em Geociências.**

Porto Alegre – 2007

AGRADECIMENTOS

A Luiz José Tomazelli e Marco Antônio Schreiner Moraes, pela indispensável orientação.

Aos colegas da Petrobrás: Wagner Lima, Oscar Pessoa, Lanamara Cangussu, Ubirajara Perez, Gilvan Feitosa e Hélia Mendonça, pela leitura do texto, críticas e sugestões.

Aos gerentes Eugênio Dezen, e Moacir Deusdato pela anuência com a indicação para o mestrado e ao meu gerente imediato Marcelo Hardman pela liberação parcial das tarefas rotineiras da empresa.

Aos funcionários do Laboratório de Geologia da UN-SEAL/PETROBRAS pela presteza na disponibilização e registro fotográfico dos testemunhos.

Aos professores: Claiton Scherer, Michael Holz e Luiz Tomazelli, pelos ensinamentos transmitidos nos seus cursos.

Aos colegas de turma: Luis Castillo, José Daudt, Tiago Oliveira, Naoki Arima, Rangel Filho e Eduardo Sbaraini, pelo bom convívio nas aulas, almoços e viagens.

A Mariza, minha esposa, Lígia, Laís e Refael, meus filhos, por aceitarem minha constante ausência nos últimos dois anos.

RESUMO

Este estudo teve como objetivo principal a definição da origem, evolução, geometria e preenchimento do Complexo de Canyons de Brejo Grande. Este complexo está incluído no intervalo maastrichtiano do Grupo Piaçabuçu, que é composto por uma cunha sedimentar progradante, depositada num sistema plataforma-talude-bacia, do Cretáceo Superior ao Quaternário, na Bacia de Sergipe-Alagoas.

Foram utilizados dados sísmicos, perfis de poços, dados bioestratigráficos e descrições de testemunhos e amostras de calha.

O complexo é composto de três canyons: Canyon de Brejo Grande, o mais antigo; Canyon do Rio Praúnas e Canyon de Aroeira, o mais novo. A localização e orientação dos canyons foram controladas por falhas da fase *rift*, reativadas antes da escavação. Foram reconhecidas quatro fases de preenchimento: fase inicial, fase de *by-pass*, fase dos complexos de canais e fase da cunha progradante. Na fase inicial, foram depositados os complexos de transporte de massa. Eles estão melhor preservados quando preenchem calhas na base do canyon. Na fase de *by-pass* o canyon atuou como um conduto e apenas depósitos de *lags* foram preservados. A fase dos complexos de canais ocorreu quando os fluxos gravitacionais não mais transportavam suas cargas para a bacia e depositavam a maior parte de sua carga dentro do canyon. A fase da cunha progradante corresponde à parte do preenchimento depositada no começo da subida do nível relativo do mar.

Os complexos de canais são os componentes mais importantes do preenchimento dos canyons. Seus canais são frequentemente isolados espacialmente. Eventos sísmicos anômalos produzidos pelos canais mostram que eles são estreitos, com baixa sinuosidade e continuidade longitudinal variável. Os canais empilham-se verticalmente na parte inferior, mais confinada, do preenchimento dos canyons, e lateralmente na parte superior, menos confinada, dos canyons assimétricos. Os canais migram das partes mais confinadas para as menos confinadas.

O método da estratigrafia de seqüências foi usado para estabelecer a evolução do complexo de canyons, definindo as seqüências que os preencheram, as relações de tempo entre a

origem e o preenchimento dos canyons e as superfícies limitantes e internas das seqüências. Foram definidas três seqüências de 3^a ordem. Cada canyon foi preenchido por uma seqüência deposicional composta pelos tratos de sistemas de mar baixo e transgressivo. Nos tratos de mar baixo das seqüências 1,2 e 3 foram identificados o equivalente proximal do leque de fundo de bacia e o complexo de canais do leque de talude. Na seqüência 3, além destes, foi também observada a cunha progradante. O limite inferior da seqüência 1 corresponde à base da biozona de nanofósseis N-280. O limite inferior da seqüência 2 coincide com a base da biozona de nanofósseis N-290.

Palavras-chave: canyon, Grupo Piaçabuçu, Maastrichtiano, estratigrafia de seqüências.

ABSTRACT

This study had the major purpose of describing the origin, evolution, geometry and filling of the Brejo Grande Canyon Complex. This complex is included in the maastrichtian interval of the Piaçabuçu Group, an Upper Cretaceous-Quaternary seaward-prograding shelf-slope-basin sedimentary wedge located in the Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil.

Seismic data, well logs, biostratigraphic studies, cores and ditch samples descriptions were used along this work.

The complex has three canyons: Brejo Grande Canyon, the oldest; Rio Praúnas Canyon and Aroeira Canyon, the youngest. The location and orientation of canyons were controlled by rift faults, reactivated before canyon excavations. Four phases of canyon filling were recognized: initial, by-pass, channel-complex and progradational wedge. In the initial phase, mass transport complexes were deposited. They were better preserved when filling troughs in the base of canyon. In the by-pass phase, the canyon acted as a conduit and only lag deposits were preserved. The channel complex phase occurred when the gravitational fluxes no longer carried their load to basin and deposited them inside the canyons. The progradational wedge phase was recognized only in the Aroeira Canyon and corresponds to the part of filling that occurred in the beginning of the sea level rise.

Channel complexes are the most important components of the canyon filling. Their channels are usually spatially isolated. Anomalous seismic events generated by channels show they are narrow, with low sinuosity and variable longitudinal continuity. The channels stack vertically in the lower, more confined portion of canyons, and laterally in the upper, less confined part of asymmetric canyons. Lateral migration of channels is from the side of steeper to the side of less steep wall, where confinement is smaller.

The sequence stratigraphy method was used to establish the evolution of the canyon complex, defining the sequences that filled the canyons and the time relationship between the origin and filling of canyons and the boundary and internal surfaces of sequences. Three third order depositional sequences were defined. Each canyon is filled by a depositional sequence compounded of lowstand and transgressive system tracts. In the lowstand system tracts of the first, second and third sequences were identified a proximal equivalent of the basin floor fan and

the channel complexes of the slope fan. In the third sequence, besides those parts, was also observed the progradational wedge. The inferior limit of the first sequence corresponds to the N-280 nannofossil biozone base and the inferior limit of the second sequence coincides with the N-290 nannofossil biozone base.

Key-words: canyon, Piaçabuçu Group, Maastrichtian, sequence stratigraphy.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	iii
ABSTRACT	v
SUMÁRIO.....	vii
1. INTRODUÇÃO.....	8
1.1. DADOS UTILIZADOS.....	8
1.2. METODOLOGIA UTILIZADA	9
1.3. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	9
2. MODELOS DEPOSICIONAIS DE ÁGUAS PROFUNDAS.....	11
2.1. CANYONS.....	18
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	20
3.1. BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS.....	20
3.1.1. BAIXO DE SÃO FRANCISCO.....	23
3.1.2. GRUPO PIAÇABUÇU	24
3.1.2.1. ESTRATIGRAFIA.....	24
3.1.2.2. MODELOS DEPOSICIONAIS.....	27
4. FORMAÇÃO E PREENCHIMENTO DOS CANYONS.....	29
4.1. COMPLEXO DE CANYONS DE BREJO GRANDE	29
4.2. CONTROLE ESTRUTURAL NA FORMAÇÃO DOS CANYONS.....	39
4.3. PREENCHIMENTO DOS CANYONS	42
5. ARQUITETURA DOS COMPLEXOS DE CANAIS	49
6. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS.....	71
7. CONCLUSÕES	83
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho tem como objetivo o estudo da evolução de um complexo de canyons sob o enfoque da estratigrafia de seqüências. O tema “canyons” foi escolhido para este estudo em virtude da destacada presença de canyons submarinos como componentes dos sistemas de águas profundas; da atuação destes como conduto para os fluxos gravitacionais de sedimentos, ligando a plataforma à bacia e da importância econômica dos complexos de canais que fazem parte do seu preenchimento.

A Bacia de Sergipe-Alagoas, assim como as bacias de Campos, Espírito Santo, Sergipe-Alagoas, destaca-se pela ocorrência de complexos de canais, que fazem parte do preenchimento de canyons e atuam como reservatórios de petróleo.

Este estudo foi focado na análise do intervalo de idade maastrichtiana do Grupo Piaçabuçu, na área do campo petrolífero de Brejo Grande da Bacia de Sergipe-Alagoas.

1.1. DADOS UTILIZADOS

Foram utilizados dados sísmicos, perfís, testemunhos, descrições de amostras de calha de poços e análises bioestratigráficas.

A área estudada dispõe de um levantamento sísmico tridimensional (3D), adquirido em 1995, com 474 linhas, com 22,5 metros de espaçamento e 331 traços, com 22,5 metros de espaçamento. O dado é de boa qualidade e apresenta, no intervalo de interesse, frequência dominante em torno de 40 Hz e velocidade intervalar de 2400 m/s, resultando numa resolução vertical de aproximadamente 15 metros.

Foram utilizados perfís e descrições de amostras de calha de 44 poços. Vários deles com análises bioestratigráficas feitas utilizando foraminíferos e principalmente nanofósseis. Os nanofósseis forneceram datações e em alguns poços, análises quantitativas. Os foraminíferos foram usados na análise paleoambiental.

A descrição de aproximadamente 150 metros de testemunhos de nove poços permitiu a definição das associações de fácies que preenchem os canyons.

1.2. METODOLOGIA UTILIZADA

O estudo foi feito em etapas e utilizou vários tipos de dados e ferramentas:

- Leitura bibliográfica;
- Descrição dos testemunhos;
- Confeção de sismogramas sintéticos dos poços que dispõem do perfil sônico;
- Transferência, via sismograma sintético, das informações de poço para o dado sísmico;
- Identificação das principais superfícies estratigráficas, seqüências e tratos, utilizando de forma integrada as variações dos padrões de perfis, os limites de biozonas de nanofósseis e as fácies sísmicas;
- Interpretação estrutural e estratigráfica do volume sísmico utilizando *softwares* de interpretação sísmica convencional (2D) e volumétrica. Nesta etapa foram aplicados os conceitos e métodos da sismoestratigrafia, bem como os critérios utilizados para visualização na sísmica dos elementos arquiteturais dos sistemas canalizados.

1.3. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A dissertação se inicia com um resumo sobre a evolução dos modelos deposicionais de águas profundas e sobre a formação e evolução de canyons.

Introduzindo o estudo no seu objetivo principal, são abordados aspectos relacionados ao contexto geológico em que a área está inserida. Essa abordagem baseia-se principalmente nas informações relevantes extraídas de trabalhos prévios de abrangência regional e local, realizados por outros autores.

São abordados os processos deposicionais atuantes, critérios de identificação na sísmica e perfis, aspectos geométricos, sucessão, controle estrutural e fases de preenchimento dos canyons. Dentro do preenchimento são descritas as associações de fácies identificadas e os aspectos geométricos e arquiteturais dos canais.

O estudo é concluído com a concepção da evolução dos canyons segundo os conceitos da estratigrafia de seqüências, estabelecendo-se a relação entre as seqüências e tratos e o preenchimento dos canyons.

2. MODELOS DEPOSICIONAIS DE ÁGUAS PROFUNDAS

A primeira geração de modelos deposicionais integrando fácies e geometria de leques submarinos foi publicada na literatura durante os anos 70. Estes modelos foram baseados em descrições de afloramentos (Mutti & Ricci Lucchi, 1975); na caracterização sísmica e acústica de leques recentes (Normark, 1970, 1978) e também na integração de ambas as fontes de informação (Walker & Mutti, 1973; Walker, 1978). Apesar de suas diferenças, todos estes modelos são caracterizados pela ocorrência de lobos alimentados por canais e têm tipicamente três divisões morfológicas principais: leques superior, intermediário e inferior (FIGURA 2.1).

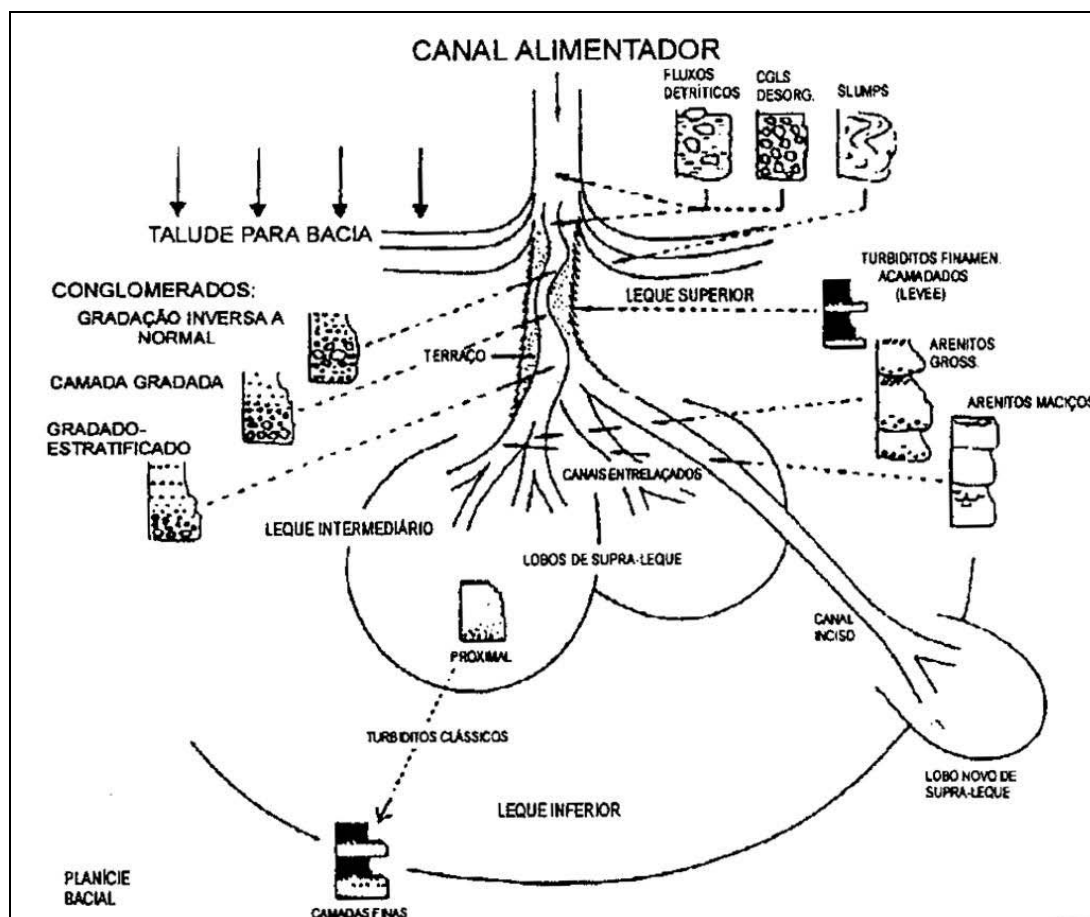


FIGURA 2.1 – Modelo deposicional de leque submarino de Walker (1978, modificado).

O leque superior compreende um único e grande canal com *levées* proeminentes, sendo o canal preenchido por conglomerados lenticulares e arenitos maciços.

O leque intermediário é caracterizado por lobos deposicionais. Na parte superior dos lobos, as correntes de turbidez fluem através de muitos canais, que são mais estreitos e mais rasos que o canal único com *levées* do leque superior. Eles têm também *levées*, que neste caso são pobremente desenvolvidos. No leque intermediário, arenitos estratificados e maciços tendem a se depositar dentro de canais menores, enquanto que turbiditos com seqüência de Bouma acumulam-se preferencialmente nas porções externas não canalizadas.

O leque inferior é uma área de baixo gradiente, topograficamente suave, caracterizada pela acumulação de lamas hemipelágicas e turbiditos delgados.

Durante os anos 80, ocorreram significativos incrementos na caracterização acústica e sísmica de leques recentes que mudaram as idéias a respeito da composição interna e padrões de crescimento dos leques submarinos. Os leques recentes mais estudados foram o Amazonas, Indus, Mississipi, e Rhône. Os dados mostram que as porções média e superior desses leques submarinos consistem de sistemas de canal-*levée* ricos em lama. Estes sistemas frequentemente se sobrepõem, coalescem ou interdigitam-se lateralmente, formando corpos lingüiformes ou alongados chamados complexos de canal-*levée*. As observações feitas nestes leques recentes contrastam com a ênfase dada aos lobos pelos modelos canais-lobos.

O mais importante avanço no estudo dos sistemas turbidíticos nos anos 80 foi o entendimento que o desenvolvimento e arquitetura interna dos sistemas turbidíticos podem ser controlados alocíclicamente, particularmente pela tectônica, suprimento de sedimentos e flutuações do nível do mar (Mutti, 1985; Stow *et al.* 1984. Mutti & Normark, 1987; Posamentier *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991). Esta nova perspectiva contrasta com a visão puramente autocíclica e sedimentológica representada pelos modelos de lobos alimentados por canal. A perspectiva alocíclica pode ser exemplificada pelo modelo de Mutti (1985) (FIGURA 2.2), e pelo modelo da estratigrafia de seqüências da Exxon (Vail, 1987) (FIGURA 2.3), que usam as flutuações do nível do mar para explicar o desenvolvimento de leques submarinos.

O modelo da estratigrafia de seqüências prevê a ocorrência dos sistemas deposicionais de águas profundas nos leques de fundo de bacia (lfb) e de talude (lt).

Segundo este modelo, os leques de fundo de bacia são formados pelos sedimentos siliciclásticos que sobrepõem a plataforma e o talude, enquanto que os leques de talude são formados por sistemas mais lamosos que se desenvolvem no final da fase de mar baixo.

O modelo de Mutti (1985) estabeleceu uma associação entre os sistemas deposicionais turbidíticos e as seqüências estratigráficas (*sensu* Vail *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1984). Três tipos de leques (sistemas) submarinos foram vinculados a três estágios de evolução (FIGURA 2.2):

No sistema do tipo I, os arenitos ocorrem predominantemente na forma de lobos, apresentando geometria tabular e grandes extensões. São relativamente espessos e gradam, à jusante, para ritmitos de franja de leque. À montante, predominam as erosões submarinas relacionadas aos limites de seqüências. Os depósitos de sedimentos grossos que preenchem as erosões podem ocorrer destacados fisicamente dos lobos. O volume dos fluxos gravitacionais seria, nesse modelo, o principal condicionante de cada tipo de sistema. Uma queda acentuada do nível do mar, por exemplo, provoca uma maior instabilidade do talude e conseqüentemente maior volume de deslizamentos, determinando fluxos mais intensos. As grandes erosões que ocorrem junto à borda da bacia, propiciam a formação de canais e canyons relacionados ao limite de seqüência.

Os leques dos sistemas do tipo II são menos volumosos e de menor eficiência em termos de distribuição. Constituem-se de arenitos depositados junto às partes terminais dos canais e nas desembocaduras, desenvolvendo lobos que são lateral e verticalmente interligados aos canais. Ocorreriam no início da subida relativa do nível do mar, quando o volume dos fluxos gravitacionais decresce.

Ainda associados ao trato de nível baixo, mas em posição relativamente mais alta em relação ao tipo II, ocorrem os depósitos do sistema tipo III, que são ricos em lama. Nesse caso predominam pequenos canais preenchidos por arenitos, flanqueados por extensos depósitos de extravasamento, constituindo os complexos de canal-*levée*. Feições de escorregamento são comuns aos pelitos, e as fácies gradam para mais finos em direção à bacia. O grande volume de finos do sistema é retirado dos fluxos altamente confinados (canalizados) por meio de processos de extravasamento, constituindo os depósitos de *overbank*.

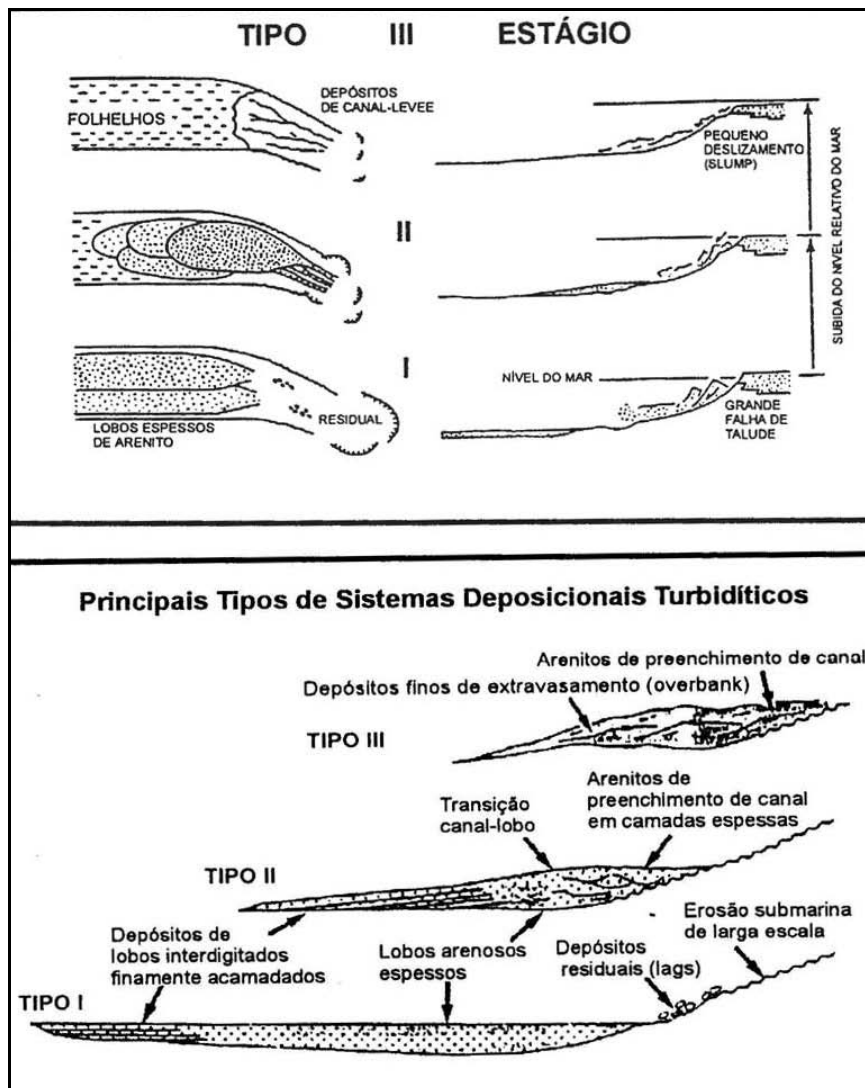


FIGURA 2.2 – Principais tipos de sistemas deposicionais de Mutti (1985, modificado). Os sistemas diferem em função da posição que ocorrem os arenitos, da variação relativa do nível do mar, do grau de instabilidade do talude e do volume das correntes de turbidez.

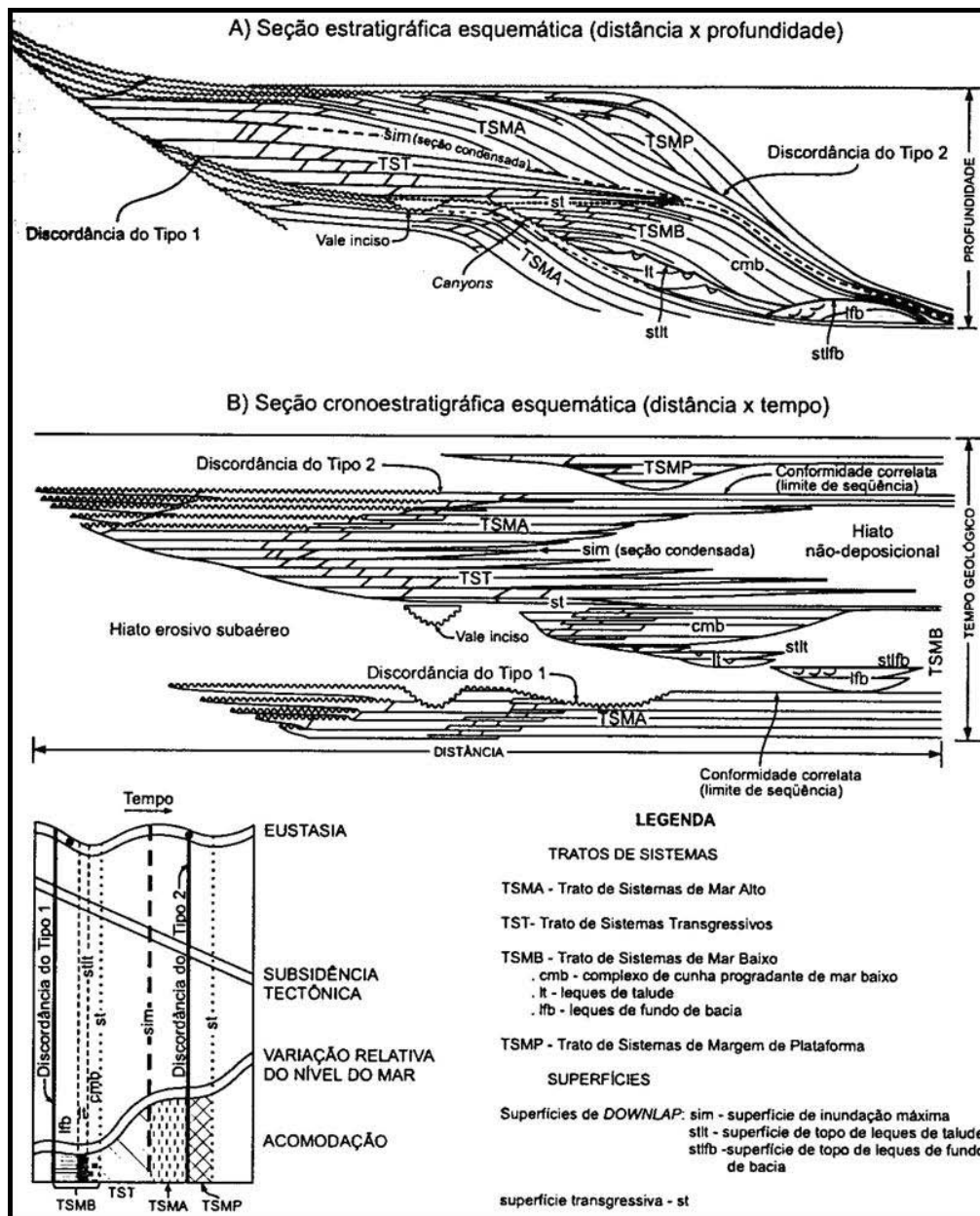


FIGURA 2.3 – Seqüências e modelo de tratos de sistemas deposicionais. Modificado de Vail, 1987.

Posamentier *et al.* (1991) relacionaram as características e os elementos do trato de sistemas de mar baixo e procuraram estabelecer uma associação com os tipos de depósitos descritos por Mutti (1985) (FIGURA 2.4). Eles estabeleceram uma contemporaneidade entre o período de formação do leque de fundo de bacia, as incisões fluviais em vales na plataforma, as exposições subaéreas (os interflúvios) e a formação e alargamento dos canyons. Os leques foram associados aos sistemas turbidíticos do tipo I ou II de Mutti

(1985), a depender da razão areia-argila. A sedimentação da cunha de mar baixo inicia-se ao final da fase de deposição do leque de fundo de bacia, quando o nível relativo do mar atinge seu ponto mais baixo da curva e começa a subir lentamente. Em decorrência, cessam as incisões junto à plataforma e estas feições, assim como os canyons, começam a ser preenchidos. A cunha de mar baixo inicial se desenvolve quando há estabilização na queda relativa do nível do mar e início de subida. A deposição dos complexos de canais-*levées* é favorecida pela redução da razão areia – argila e do aporte de sedimentos. Esta cunha foi associada ao sistema do tipo II. A continuação da subida relativa do nível do mar favorece o preenchimento das feições negativas, diminui a instabilidade das paredes dos canyons e o influxo de sedimentos fluviais, em função do restabelecimento do perfil de equilíbrio. Os deltas de borda de plataforma gradualmente progradam dentro dos canyons e sobre o talude superior, resultando na deposição do complexo progradante (cunha de mar baixo final). Este complexo foi associado ao sistema do tipo III.

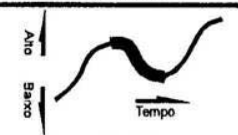
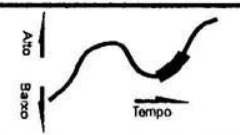
	Período de Leque de Mar Baixo	Período de Cunha de Mar Baixo
Nível Relativo do Mar	 <p>Gráfico de nível relativo do mar em queda. O eixo vertical indica 'Alto' e 'Baixo'. A curva mostra uma queda contínua com um pequeno platô no final. O eixo horizontal indica 'Tempo'.</p>	 <p>Gráfico de nível relativo do mar em subida. O eixo vertical indica 'Alto' e 'Baixo'. A curva mostra uma queda inicial, seguida por um período de estabilização e depois uma subida. O eixo horizontal indica 'Tempo'.</p>
Nível Base de Corrente	Em Queda	Subindo
Regime Fluvial	Incisão/Erosão	Preenchimento/Deposição
Razão Areia/Folhelho Distribuído no Talude Superior	Alta	Baixa
Cânions	Esculpindo	Preenchendo
Depocentro Principal	Bacia, Talude Inferior	Vales Incisos, Plataforma Externa, Talude Superior
Principal Sistema Turbidítico (Mutti, 1985)	Tipo I, II	Tipo II, III

FIGURA 2.4 – Características dos elementos do trato de mar baixo e correspondência com os sistemas turbidíticos de Mutti (1985). Modificado de Posamentier *et al.* (1991).

Nos anos 90, a pesquisa em turbiditos foi muito mais intensa, principalmente devido aos avanços tecnológicos nas ferramentas para estudos oceanográficos (sísmica de reflexão contínua e de alta resolução, imageamento por sonar e técnicas de testemunhagem com a

qualidade da indústria de petróleo), e a crescente importância econômica dos sistemas turbidíticos como reservatórios de petróleo.

A partir de estudos de leques recentes, Walker (1992) propôs dois modelos de leques submarinos (FIGURA 2.5). No modelo A, a deposição começa com o complexo de transporte de massa (MTC), que é sobreposto pelos sistemas de canal-*levée*. A deposição dos leques do tipo B começa com a deposição de turbiditos de assoalho de bacia em forma de lençol, que também é recoberto por sistemas de canal-*levée*.

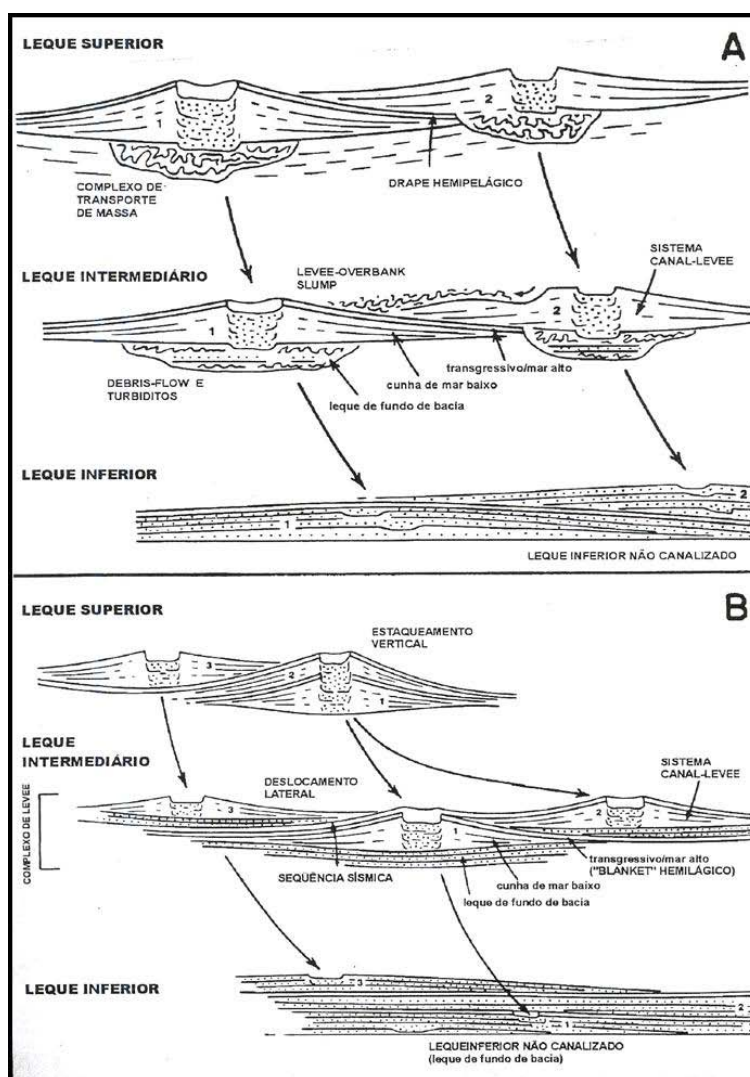


FIGURA 2.5 – Modelos de leques submarinos de Walker (1992, modificado). No modelo A, a deposição começa com o complexo de transporte de massa (MTC), que é sobreposto pelos sistemas de canal-*levée*. A deposição dos leques do tipo B começa com a deposição de turbiditos de assoalho de bacia em forma de lençol, que também é recoberto por sistemas de canal-*levée*.

2.1. CANYONS

Canyons submarinos são depressões alongadas escavadas na margem de bacias oceânicas, que se estendem da plataforma ao talude. Essas feições são duradouras e frequentemente apresentam controle estrutural. Comumente estão associadas a grandes rios e deltas, constituindo uma conexão que faz o transporte de sedimentos da plataforma à bacia, através de fluxos gravitacionais (Gardner *et al.*, 2006).

Segundo o entendimento atual, os canyons, particularmente aqueles alimentados por sistemas de drenagem subaérea, formam-se inicialmente por escorregamentos retrogressivos no talude superior e são mantidos e ampliados por fluxos de densidade neles focalizados (Cronin *et al.*, 2005).

As superfícies erosivas representam um longo registro do *by-pass* de sedimentos ao longo do canyon, restando no seu interior pouco registro do volume de sedimentos transferidos para a bacia. Consequentemente, depósitos de preenchimento de canyons antigos registram o declínio do sistema deposicional de águas profundas, quando a deposição preenche retrogradacionalmente a depressão com a sedimentação se deslocando para essas posições mais proximais (Gardner *et al.*, 2006).

Os canyons atuam como zonas de *by-pass* de sedimentos durante os períodos de nível relativo do mar baixo e são preenchidos durante os períodos de nível relativo do mar alto (Cronin *et al.*, 2005).

Um modelo de formação e evolução de canyons foi proposto por Cainelli (1992) na Bacia de Sergipe-Alagoas (FIGURA 2.6). Neste modelo, a plataforma de alta energia, rasa e estreita; o talude íngreme e as quedas do nível do mar foram os fatores que propiciaram a ocorrência dos desmoronamentos do talude, que deram início à formação dos canyons. A evolução de escavações iniciais para canyons ocorre mais favoravelmente durante as subidas do nível do mar, quando as fontes de sedimentos estão distantes e os canyons permanecem abertos e crescendo. Foram estabelecidas duas fases de evolução dos canyons: matura e imatura. A fase de canyon imaturo corresponde à progressão da erosão na direção do continente, na busca do perfil de equilíbrio. Na fase matura ocorre escavação profunda

na plataforma e cargas sedimentares de rios são interceptadas e/ou correntes que transitam ao longo da plataforma são capturadas durante quedas do nível do mar.

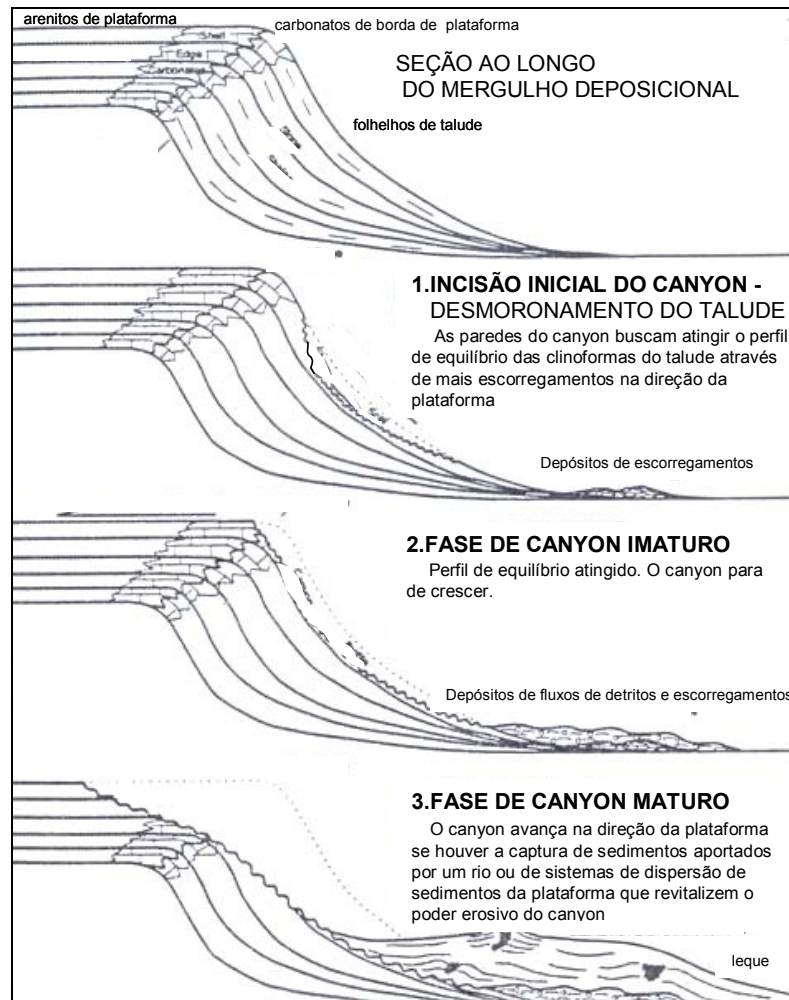


FIGURA 2.6 – Seções ilustrando a formação e evolução dos cânions do Grupo Piaçabuçu segundo o modelo de Cainelli (1992). Modificado deste autor.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

A Bacia de Sergipe-Alagoas situa-se na costa do nordeste do Brasil, entre as latitudes 9° e $11^{\circ}30'$ S e as longitudes $37^{\circ}30'$ e 35° W. Apresenta forma alongada na direção NE-SW e localiza-se entre as bacias de Pernambuco-Paraíba, situada a NE e do Jacuípe, situada a SW (FIGURA 3.1).

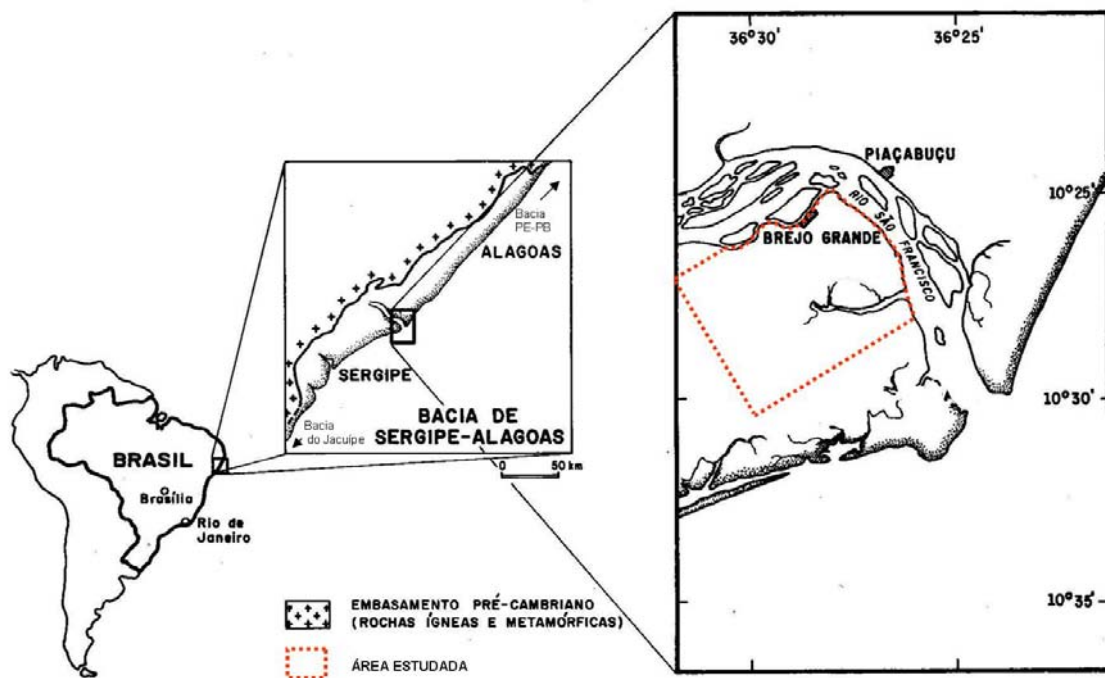


FIGURA 3.1 – Localização da Bacia de Sergipe-Alagoas e detalhes da área da foz do Rio São Francisco e da área estudada. Modificado de Koutsoukos & Beurlen (1991).

O arcabouço estrutural da bacia é delineado por falhas N-S, E-W e NE-SW, formadas nas fases de rifteamento. Subdivide-se em compartimentos tectônicos, geralmente limitados por grandes falhas e diferenciados com base, principalmente na profundidade do embasamento (FIGURA 3.2). A área estudada está localizada no compartimento Baixo de São Francisco.

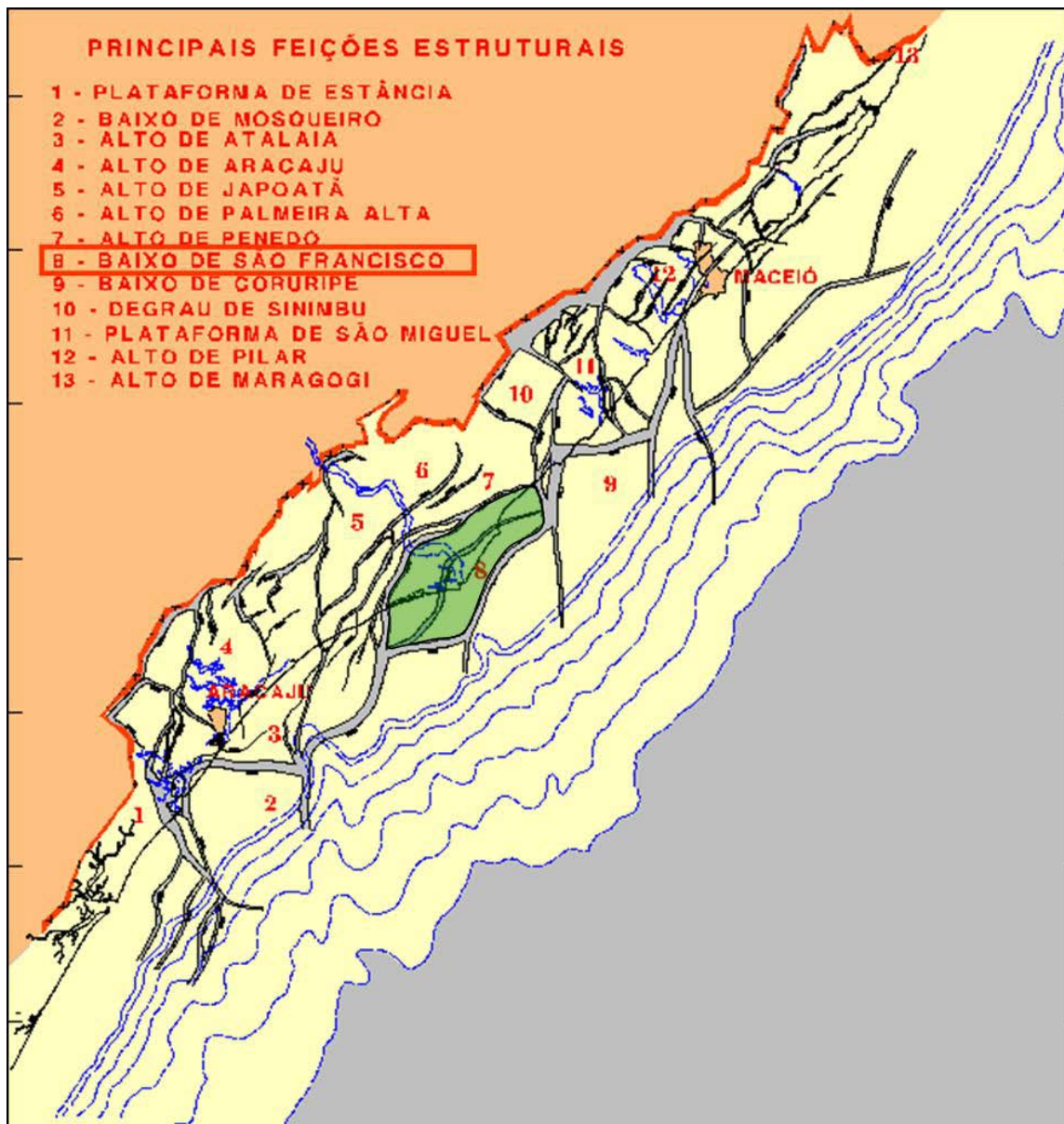


FIGURA 3.2 - Arcabouço estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas subdividido em compartimentos tectônicos (modificado de Falkenhein *et al.*, 1985). Destaque para o compartimento Baixo de São Francisco, onde se situa a área estudada.

A sua formação e evolução ocorreram em quatro fases, segundo Falkenhein *et al.*, 1985, com um respectivo arcabouço estratigráfico composto de quatro megassequências: pré-*rift* I (Paleozóico), pré-*rift* II (Jurássico), sin-*rift* (Neocomiano) e pós-*rift* (Aptiano ao presente). Estas megassequências são separadas por discordâncias regionais e registram diferentes estilos sedimentares e tectônicos.

Na fase pós-*rift*, a subsidência diferencial da crosta provocou o basculamento termal para sudeste da bacia, que teve como consequência, a partir do Santoniano, a deposição de uma cunha clástica-carbonática, espessada em direção ao mar, cujos depósitos compõem a unidade litoestratigráfica denominada Grupo Piaçabuçu (Feijó, 1995), que é objeto deste estudo (FIGURA 3.3).

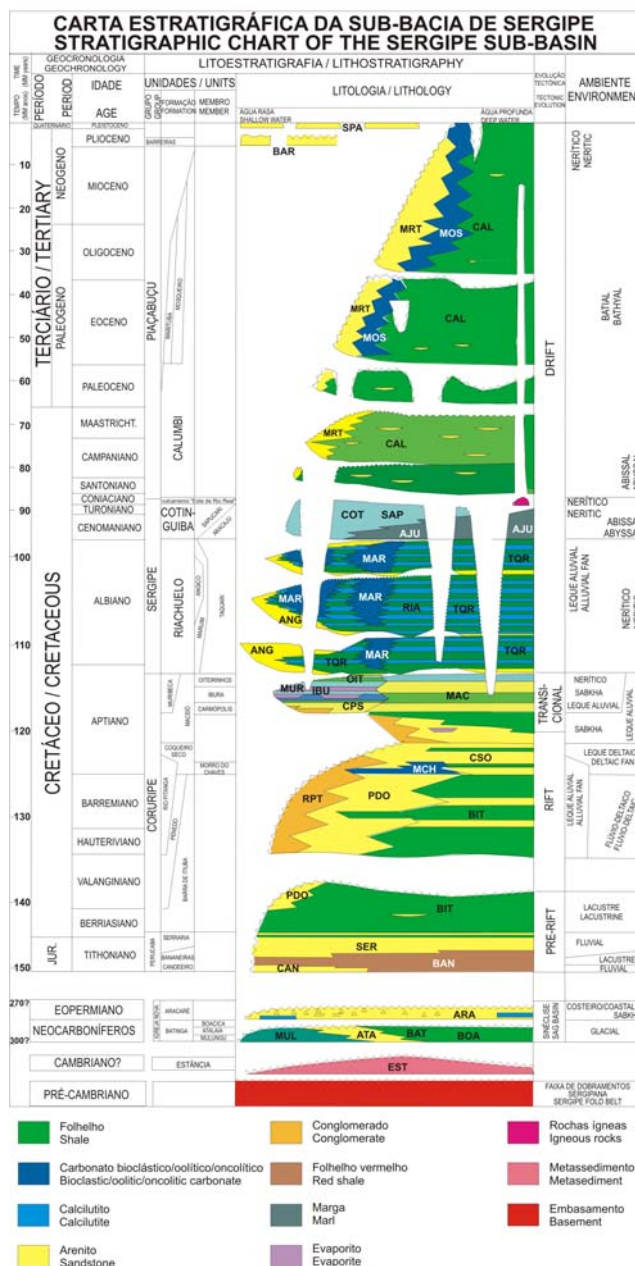


FIGURA 3.3 - Carta estratigráfica da sub-bacia de Sergipe. A seção estudada é de idade maastrichtiana e faz parte da unidade litoestratigráfica Grupo Piaçabuçu. De Souza-Lima *et al.*

3.1.1. BAIXO DE SÃO FRANCISCO

O Baixo de São Francisco tem a forma de um grande meio-*graben*, formado pela interação entre dois sistemas de falhamentos: N-S (Sistema de Falhas de Ponta dos Mangues) e E-W (Falha de Penedo). A maior subsidência junto à Falha de Ponta dos Mangues provocou um basculamento acentuado para sudoeste, formando uma rampa homoclinal, que sobe na direção nordeste (FIGURA 3.4).

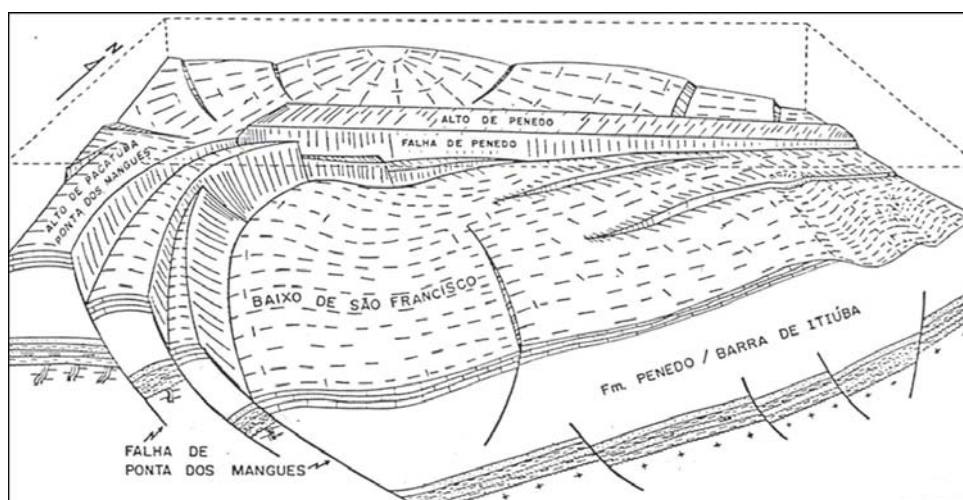


FIGURA 3.4 - Modelo estrutural do Baixo de São Francisco e adjacências (Vieira & Oliveira, 1991). O Baixo de São Francisco tem a forma de um grande meio-*graben*, formado pela interação entre os dois sistemas de falhamentos: N-S (Sistema de Falhas de Ponta dos Mangues) e E-W (Falha de Penedo). A maior subsidência junto à Falha de Ponta dos Mangues provocou um basculamento acentuado para sudoeste, formando uma rampa homoclinal. O Sistema de Falhas de Ponta dos Mangues produziu uma série de blocos alongados, antitéticos, escalonados em direção ao depocentro do baixo.

No depocentro do bloco são estimadas espessuras de até 10.000 metros, enquanto que na outra extremidade do bloco, o basculamento provocou um soerguimento relativo que causou erosão, tanto mais profunda estratigraficamente, quanto mais a nordeste. Esse bloco rebaixado, além do basculamento para sudoeste, também foi basculado termomecanicamente para sudeste, acompanhando a tendência do restante da bacia. O mergulho das camadas para sudeste mostra-se bem mais suave do que aquele para sudoeste.

O Sistema de Falhas de Ponta dos Mangues foi formado durante a fase *rift*. Apresenta rejeitos que variam de poucas centenas até mais de dois mil metros. Sua fase principal de atividade foi no Neobarremiano/Aptiano, com reativações de pequena

intensidade desde o Neo-aptiano até o Eocampaniano. Esses falhamentos produziram uma série de blocos alongados, antitéticos, escalonados em direção ao depocentro do baixo (Vieira & Oliveira, 1991).

A Falha de Penedo, de direção E-W, constitui o limite norte do Baixo de São Francisco e separa-o de um “horst” regional, alongado na direção NE, denominado Alto de Penedo. A sua fase principal de atividade também ocorreu durante o Neobarremiano/Aptiano (Vieira & Oliveira, 1991). O Alto de Penedo formou-se durante o Barremiano (Vieira & Oliveira, 1991) ou Neocomiano (Chagas *et al.*, 1993), tendo se comportado como uma área positiva desde então.

3.1.2. GRUPO PIAÇABUÇU

O Grupo Piaçabuçu inclui as rochas clásticas e carbonáticas marinhas neocretáceas e terciárias das formações Calumbi, Mosqueiro e Marituba (Feijó, 1995). Ocorre na porção emersa da bacia, numa estreita faixa ao longo do litoral de Sergipe e Sul de Alagoas, estendendo-se ao longo e espessando-se na direção da plataforma continental. A Formação Marituba é composta pelas rochas depositadas por leques costeiros; a Formação Mosqueiro representa a plataforma carbonática ativa e a Formação Calumbi inclui os pelitos depositados no talude e bacia oceânica (Feijó, 1995) (FIGURA 3.3).

3.1.2.1. ESTRATIGRAFIA

Datações bioestratigráficas através de foraminíferos, nanofósseis e palinórfos indicam que a deposição dos sedimentos do Grupo Piaçabuçu iniciou-se no Campaniano, prosseguindo provavelmente até os dias atuais (Vieira & Oliveira, 1991).

A seqüência argilo-carbonática-arenosa, definida por Vieira & Oliveira (1991), equivale ao Grupo Piaçabuçu. Ela tem como base a Discordância sub-Calumbi, e foi subdividida nas seqüências cretácea e terciária. A seqüência cretácea é subdividida nas seqüências campaniana e maastrichtiana (FIGURA 3.5).

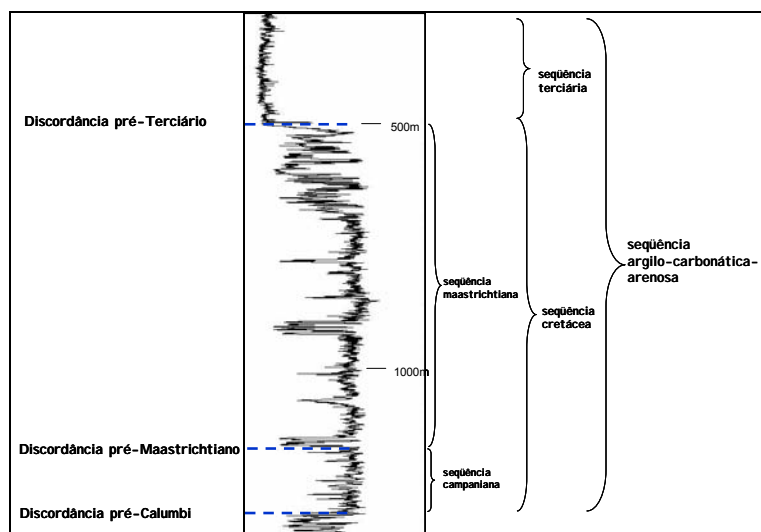


FIGURA 3.5 – Perfil de raios gama mostrando estratigrafia de seqüências estabelecida no Baixo de São Francisco por Vieira & Oliveira (1991). A seqüência argilo-carbonática-arenosa equivale à unidade litoestratigráfica Grupo Piaçabuçu.

A Discordância sub-Calumbi formou-se no início do Campaniano erodiu através de canyons, grande parte dos sedimentos albo-cenomanianos, e em algumas áreas, parte dos sedimentos aptianos, barremianos e neocomianos. Após este evento erosivo, a sedimentação foi retomada com mudança brusca nas suas características, passando de carbonática de talude, depositada em regime de bacia “faminta”, para um sistema de fan-deltas costeiros - plataforma carbonática rasa - talude clástico. Este sistema deposicional persiste desde o Campaniano até os dias atuais (Falkenhein *et al.* 1985).

Estrela & Palagi (1969), mapeando uma estreita faixa de arenitos proximais aflorantes na parte emersa da bacia, reconheceram um caráter regressivo para a porção campaniana-maastrichtiana do Grupo Piaçabuçu.

Melo *et al.* (1987), numa análise regional, subdividiram o então Membro Calumbi em três seqüências: Cretáceo Superior, Paleoceno e Eoceno.

Beurlen *et al.* (1987) identificaram duas seqüências deposicionais na seção neocretácea do Grupo Piaçabuçu. A primeira inclui os sedimentos depositados entre o Eosantoniano e o Campaniano, em ambiente batial a nerítico, durante um ciclo transgressivo – regressivo. A segunda, estendendo-se desde o Neocampaniano até o Neomaastrichtiano, corresponde a uma fase progradante com paleobatimetria variando de batial superior na base até parálico no topo. Segundo este estudo o início da deposição do

Grupo Piaçabuçu teria ocorrido no Eosantoniano, e não no Campaniano como afirmam Vieira & Oliveira (1991) e Falkenhein *et al.*(1985).

Cainelli (1992) através de mapeamento sísmico regional subdividiu a Formação Piaçabuçu (atual Grupo Piaçabuçu) em quatro seqüências separadas por discordâncias e concordâncias correlativas: Cretáceo Superior, Paleoceno, Eoceno e Oligoceno-Quaternário (FIGURA 3.6). Os limites de seqüências foram formados durante quedas relativas do nível do mar.

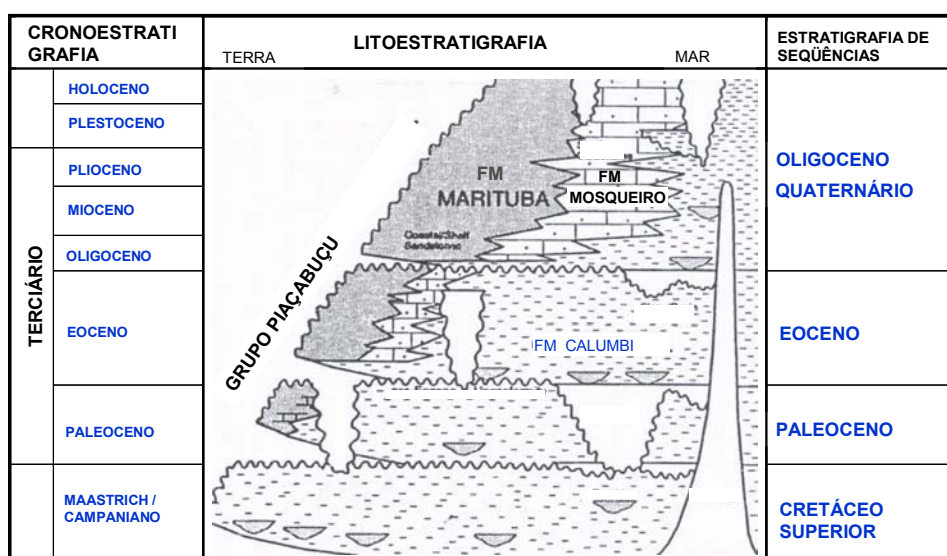


FIGURA 3.6 – Carta estratigráfica mostrando cronoestratigrafia, litoestratigrafia e estratigrafia de seqüências definidas dentro do Grupo Piaçabuçu por Cainelli (1992). Modificada deste autor.

Pereira (1994) distinguiu três seqüências dentro da seção cretácea do Grupo Piaçabuçu: Turoniano superior/Coniaciano inferior a Campaniano inferior; Campaniano inferior a Maastrichtiano inferior/Campaniano superior e Maastrichtiano inferior/Campaniano Superior ao topo do Cretáceo.

Campos Neto *et al.* (2000) estudaram a seção cretácea do Grupo Piaçabuçu, e identificaram duas seqüências de 2ª ordem, campaniana e maastrichtiana, esta última sendo dividida em duas de 3ª ordem, eomastrichtiana e neomastrichtiana.

3.1.2.2. MODELOS DEPOSICIONAIS

O Grupo Piaçabuçu tem sido estudado desde 1968, quando ocorreu a primeira descoberta de petróleo em arenitos turbidíticos na margem continental brasileira. Os corpos arenosos lenticulares atravessados pelos poços foram inicialmente interpretados como barras marinhas (Almeida, 1969).

Uma grande mudança nos modelos concebidos para a deposição do Grupo Piaçabuçu ocorreu com o trabalho pioneiro de Fisher *et al.* (1973) que, usando os conceitos de sistemas deposicionais e sismo-estratigrafia, definiu a fácies de plataforma do sistema, representada por arenitos grossos, flanqueada na sua borda por carbonatos, e a fácies turbidítica, composta por arenitos depositados num sistema talude/bacia.

Os arenitos da Formação Calumbi no Baixo de São Francisco foram, segundo Ponte *et al.* (1975), transportados por fluxos gravitacionais e depositados formando leques submarinos na base de taludes progradantes.

O modelo deposicional de Falkenhein *et al.* (1985) considera os arenitos e conglomerados da Formação Marituba como uma série de leques aluviais progradantes em águas marinhas, ao longo de uma plataforma continental relativamente estreita. O suprimento de clásticos se deu através de rios de alta competência, que drenavam relevos altos situados não muito longe da costa. O desenvolvimento de uma plataforma carbonática (Formação Mosqueiro) ao longo da borda do talude dificultava a passagem dos clásticos em direção às partes mais profundas da bacia. Também fortes correntes litorâneas redistribuíam os clásticos grossos junto ao litoral, impedindo que estes chegassem até as porções mais distais. Em épocas de construção em “offlap”, o talude recebia sedimentos diretamente da progradação de leques deltáicos. Nesses períodos de grande aporte de terrígenos e/ou de nível de mar relativamente mais baixo, ocorria o rompimento das barreiras carbonáticas, com deposição de clásticos diretamente no talude. Este era suprido por correntes de turbidez, ao longo dos canyons encaixados no bloco baixo de falhas. Os processos sedimentares recentes atuantes sobre os sedimentos aportados pelo Rio São Francisco foram considerados equivalentes aos que atuaram na deposição dos sedimentos da Formação Marituba. Em períodos de mar alto, como o atual, este rio deposita clásticos grosseiros na foz e estes são redistribuídos pelas correntes litorâneas, ao longo de uma

estreita plataforma rasa. Em períodos de nível de mar baixo ocorre a deposição direta sobre o talude continental, quando são escavados canyons.

Melo *et al.* (1987) atribuíram um caráter progradante para a seção cretácea do Grupo Piaçabuçu, com uma quase-continuidade entre os sistemas arenosos plataformais e de leques submarinos, estes últimos formados por camadas pouco espessas e descontínuas.

Cainelli (1992) considera que os sedimentos do Grupo Piaçabuçu foram depositados num sistema plataforma/talude/bacia com estilo “offlap”.

Ronzê (1995) descreveu as litofácies da Formação Calumbi e as interpretou como partes integrantes de um sistema turbidítico, caracterizado por conter depósitos de canal, de dique marginal e de intercanal (FIGURA 3.7), situados num contexto de leque superior do modelo de Walker (1978).

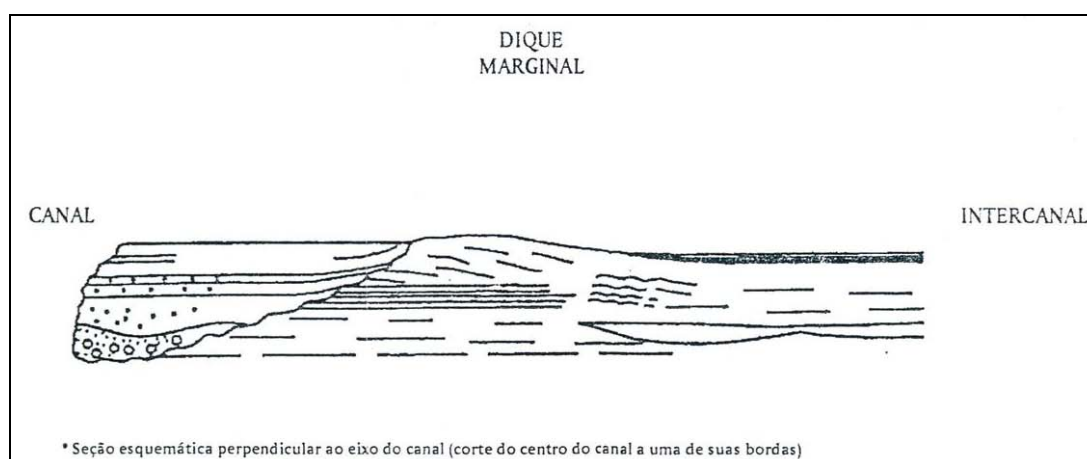


FIGURA 3.7 – Interpretação ambiental de depósitos proximais de leques submarinos da Formação Calumbi, segundo Ronzê (1995). Os depósitos de canal são compostos pelas litofácies diamictito, conglomerado e arenitos grossos, médios e finos. As intercalações monótonas de arenito e folhelho compõem o dique marginal. A litofácies folhelho/siltito foi considerada como depósito de intercanal.

Litwinski & Wilbert (1988) e Valverde & Lima (1996) fizeram referência à geometria e arquitetura dos canais da área de Brejo Grande, definindo-os como um conjunto de complexos de canais amalgamados, compostos de canais delgados, estreitos e sinuosos.

4. FORMAÇÃO E PREENCHIMENTO DOS CANYONS

O reconhecimento e mapeamento dos canyons são feitos principalmente através da sísmica. Eles são mais bem delineados nas seções perpendiculares ao seu alongamento, através de um refletor frequentemente bem distinto que separa as fácies sísmicas de preenchimento daquelas subjacentes, erosivamente truncadas. Esta distinção pode ser feita mesmo quando a litologia é a mesma dentro e fora do canyon, devido principalmente à diferença de idade entre elas.

Em perfis de poço a identificação da base do canyon exige contraste litológico entre os litotipos que ela separa. As situações mais favoráveis ocorrem quando o canyon é esculpido em folhelhos e o preenchimento inicial é por arenitos e/ou conglomerados, ou quando é esculpido em carbonatos e o preenchimento inicial é por siliciclásticos.

A integração da interpretação sísmica com os dados de poços permite definir a posição estratigráfica, a idade e o tipo de preenchimento de cada canyon.

Na Bacia de Sergipe-Alagoas, os canyons estão presentes no Grupo Piaçabuçu, em toda sua área de ocorrência e em todas as seqüências que o compõem. Os primeiros canyons foram escavados pelo evento erosivo que formou a base da própria unidade. Na área estudada, o Canyon de Vila Carapitanga (FIGURA 4.2), que foi esculpido por este evento, constitui importante depocentro dos sedimentos campanianos que antecedem a deposição das seqüências alvo deste estudo.

O estudo de Cainelli (1992) faz referência aos canyons cretáceos do Grupo Piaçabuçu, mas a sua abordagem foi focada nos canyons terciários e quaternários.

4.1. COMPLEXO DE CANYONS DE BREJO GRANDE

Os eventos erosivos e deposicionais que se sucederam durante a idade maastrichtiana estão registrados na área de Brejo Grande na escavação e preenchimento de três canyons, aqui denominados Canyon de Brejo Grande, Canyon do Rio Praúnas e Canyon de Aroeira (FIGURA 4.1 e 4.2).

O Canyon de Brejo Grande alonga-se na direção NW-SE, com sua cabeceira a NW, aprofundando-se para SE (FIGURA 4.3). Está implantado sobre sedimentos de plataforma e talude campanianos. A sua cabeceira tem reentrâncias (*gullies*) que convergem para o seu talvegue principal. Em seção vertical, apresenta forma de U assimétrico e aberto com paredes íngremes, frequentemente escalonadas (FIGURA 4.4). Na parte mais profunda ocorre um alto interno que divide o talvegue, criando dois depocentros (FIGURA 4.5).

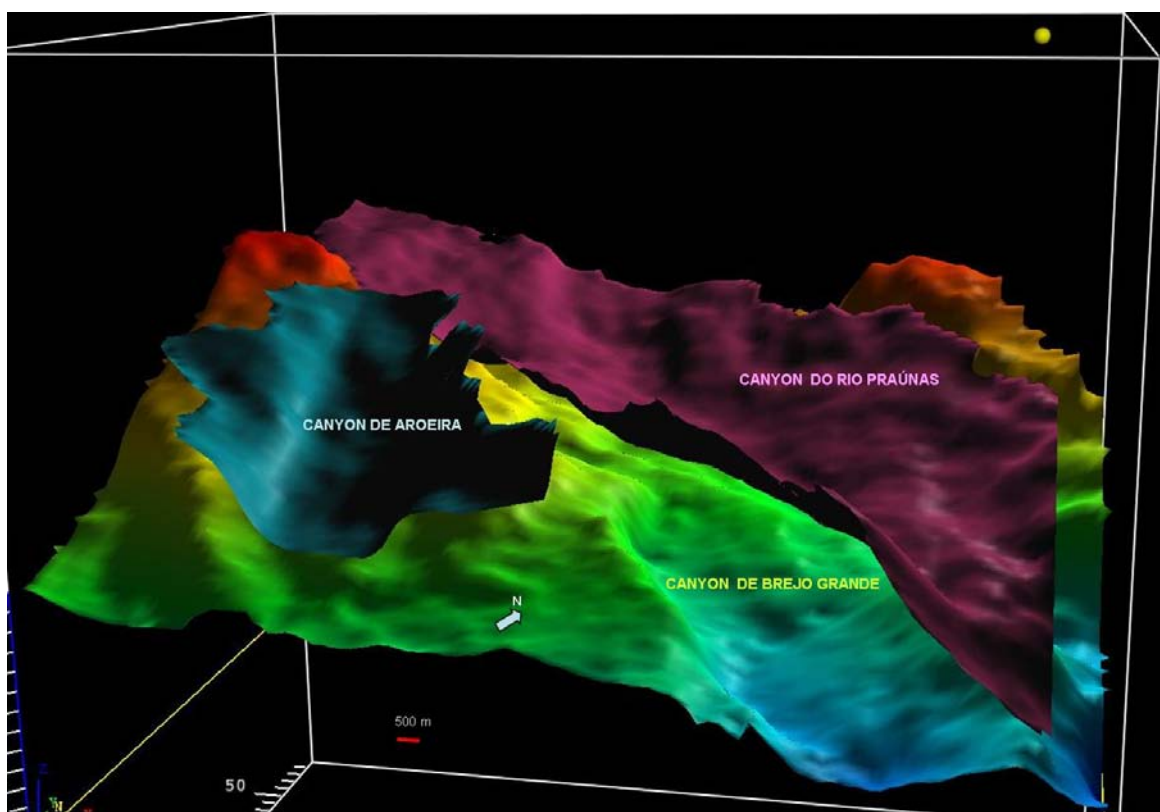


FIGURA 4.2 – Visualização tridimensional das bases dos canyons do Complexo de Canyons de Brejo Grande.

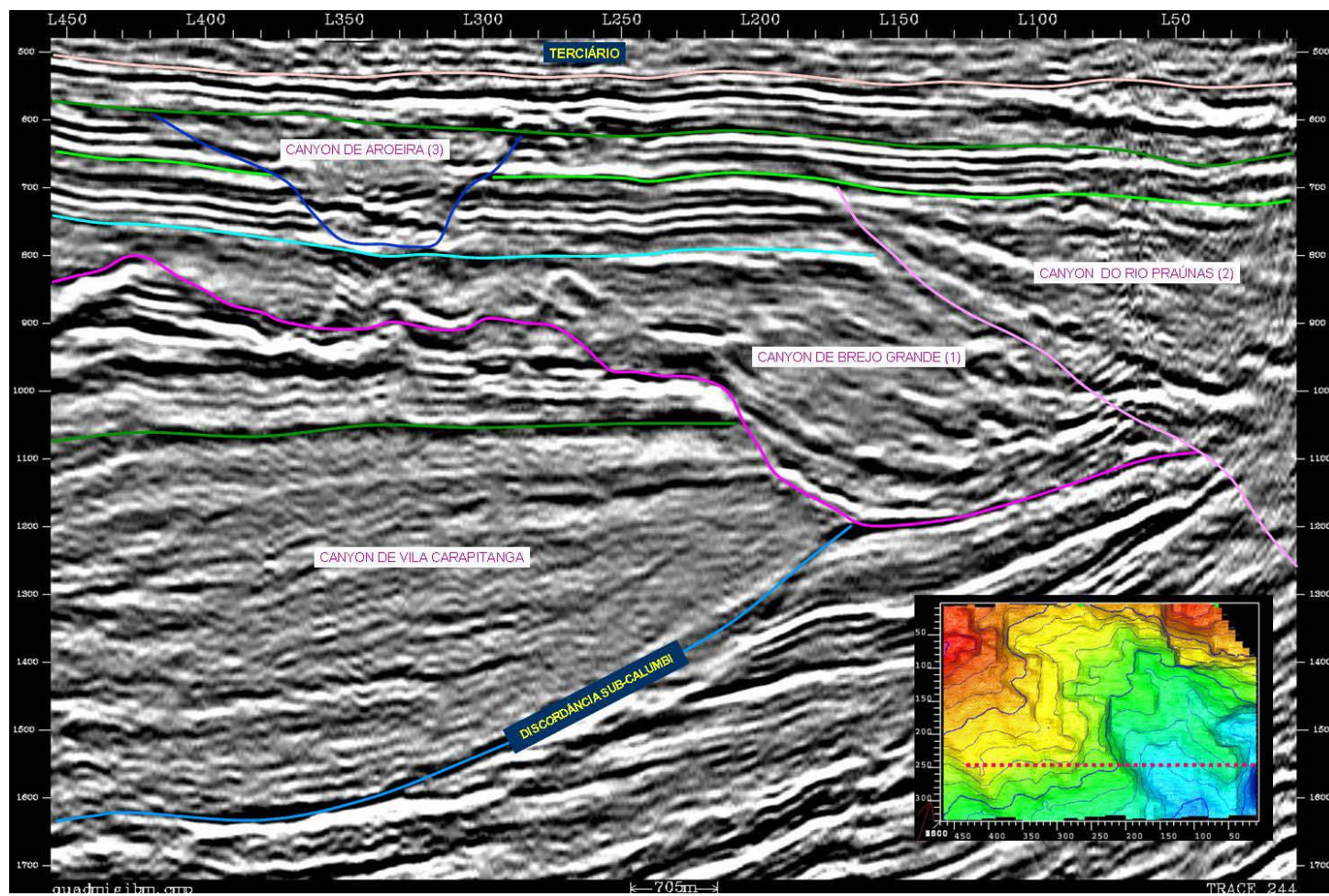


FIGURA 4.2 – Seção sísmica mostrando os três canyons preenchidos por sedimentos maastrichtianos do Grupo Piaçabuçu na área de Brejo Grande. O Canyon de Vila Carapitanga é preenchido com sedimentos de idade campaniana. Localização da seção no mapa estrutural sísmico da base do Canyon de Brejo Grande.

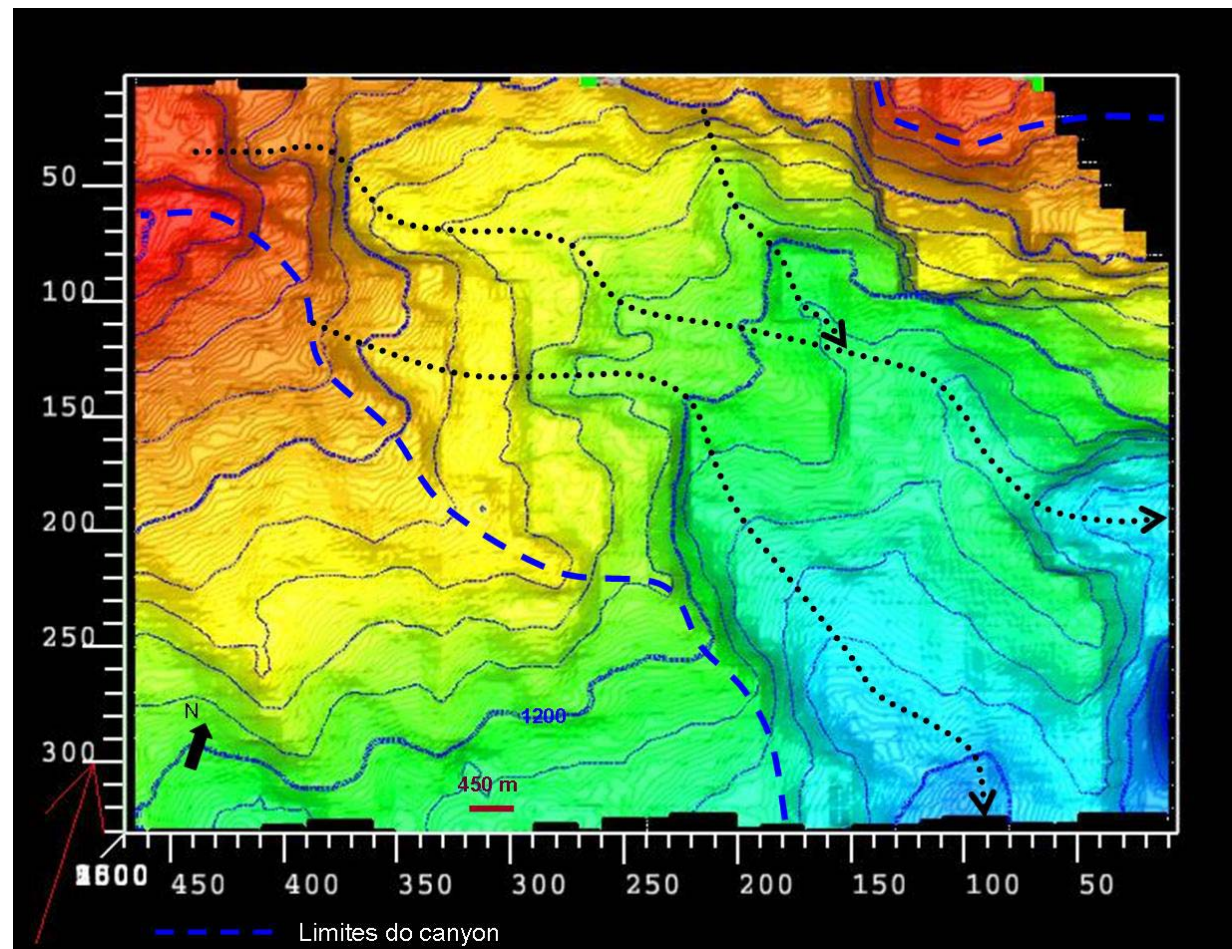


FIGURA 4.3 – Mapa estrutural da base do Canyon de Brejo Grande, que equivale à Discordância pré-Maastrichtiano. Tracejado = limites laterais do canyon. Pontilhado = talwegues. IC=50 m.

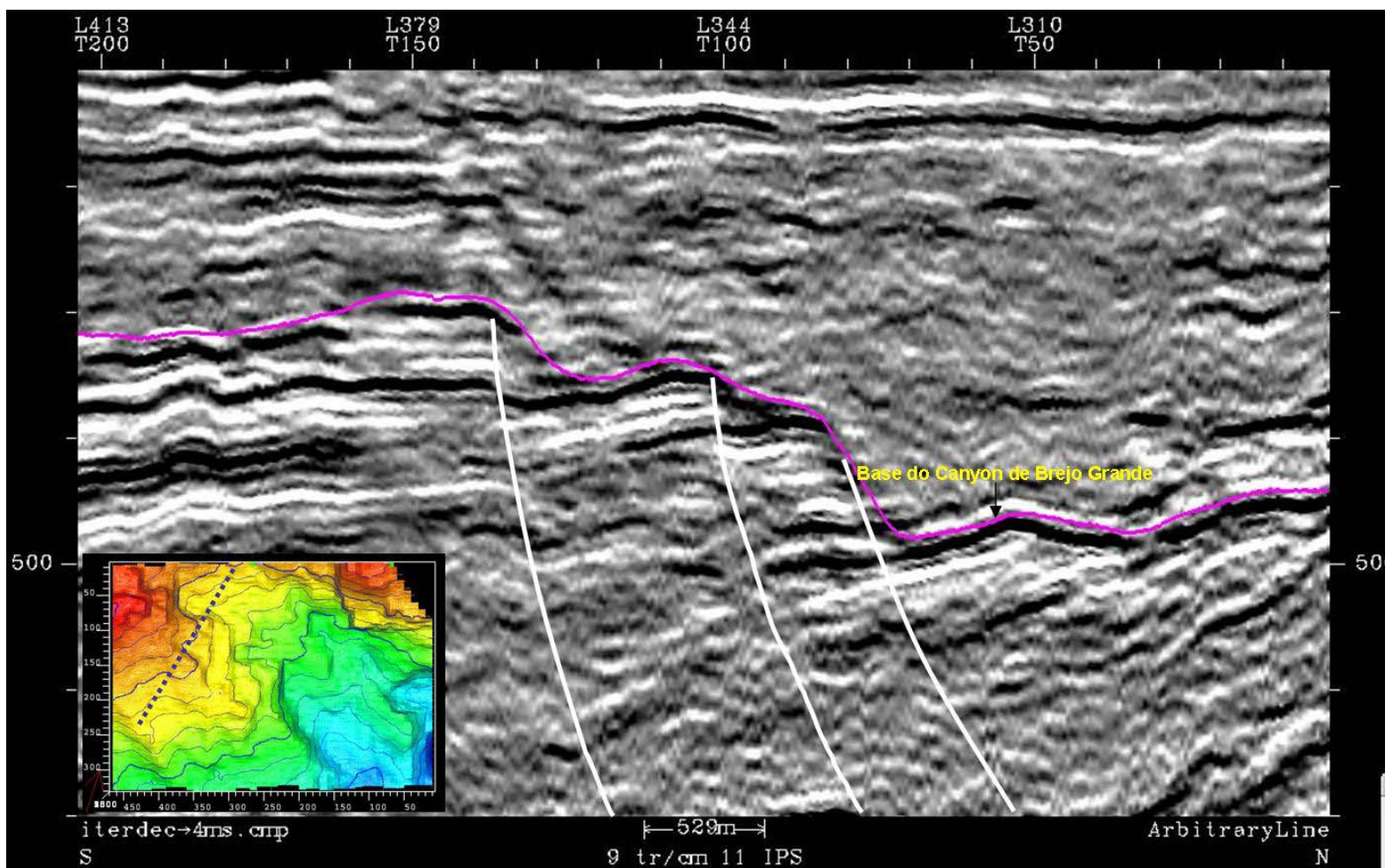


FIGURA 4.4 – Seção sísmica mostrando paredes íngremes e escalonadas da base do Canyon de Brejo Grande e falhas que afetam sedimentos subjacentes e condicionam esta configuração.

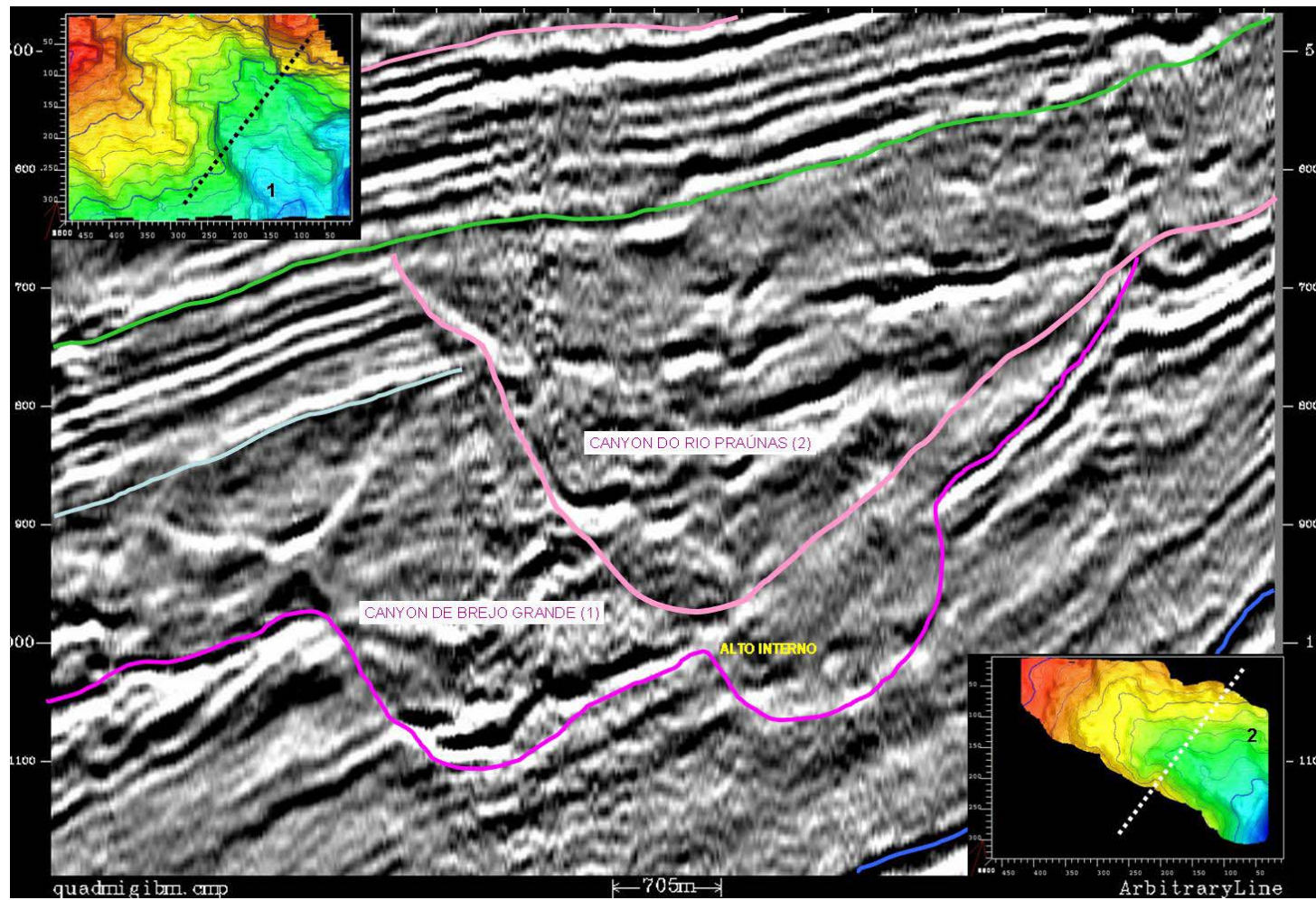


FIGURA 4.5 - Seção sísmica mostrando um alto interno que divide o talvege do Canyon de Brejo Grande, criando dois depocentros; e a forma em “V” assimétrico do Canyon do Rio Praúnas.

O Canyon do Rio Praúnas também se alonga na direção NW-SE, com cabeceira a NW, aprofundando-se para SE (FIGURA 4.6). Em seção tem forma em V assimétrico (FIGURA 4.5). É mais estreito, está posicionado bacía adentro em relação ao Canyon de Brejo Grande, escavando os sedimentos que o preenchem, aprofundando-se além da base deste e atingindo os sedimentos campanianos e sub-Calumbi (FIGURA 4.7).

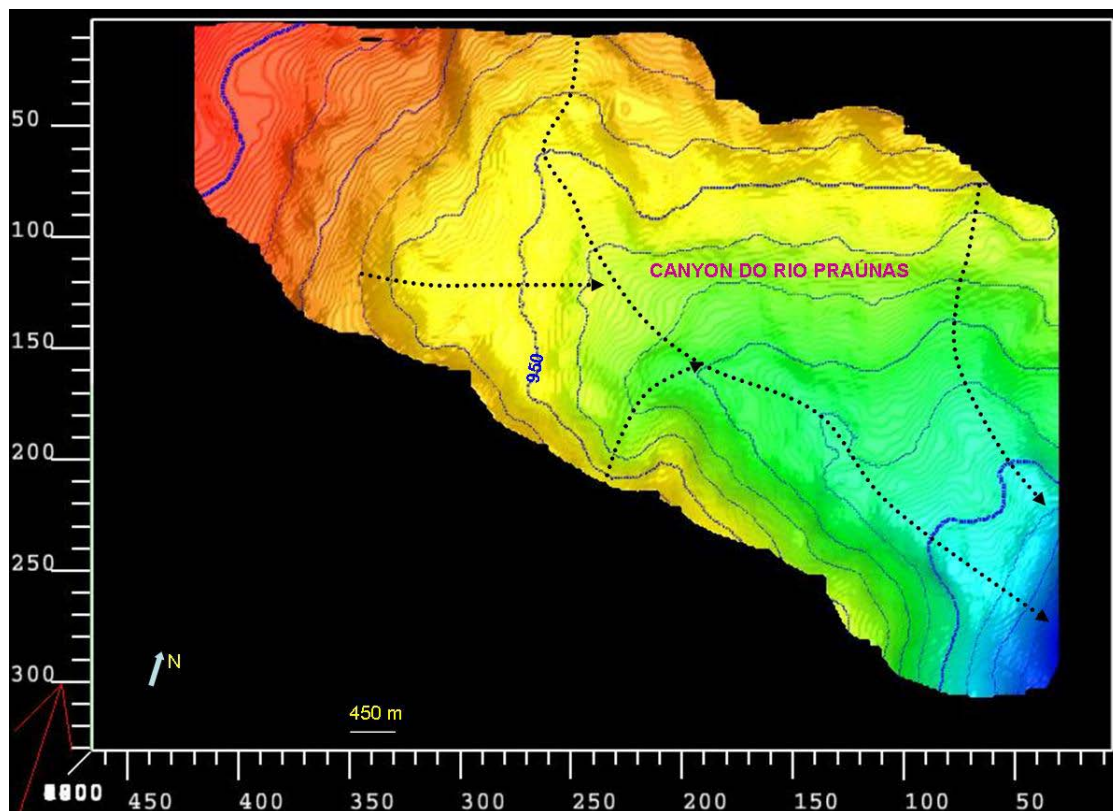


FIGURA 4.6 – Mapa estrutural da base do Canyon do Rio Praúnas. Pontilhado = talvegues. IC=50 m.

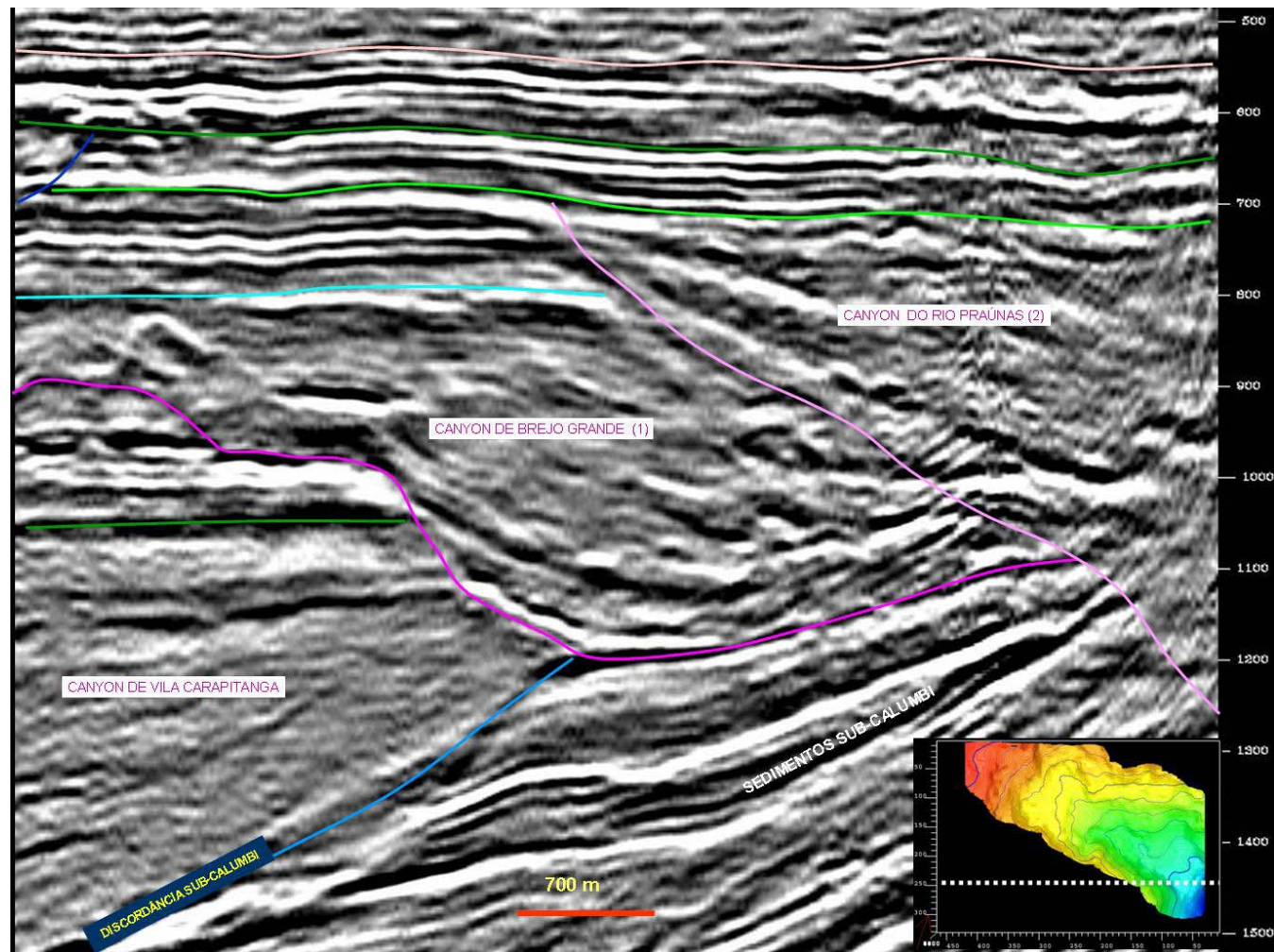


FIGURA 4.7 – Seção sísmica mostrando que o Canyon do Rio Praúnas escava os sedimentos que preenchem o Canyon de Brejo Grande, aprofundando-se além da base deste, atingindo os sedimentos sub-Calumbi.

O Canyon de Aroeira se alonga na direção NNW-SSE, aprofundando-se para SSE (FIGURA 4.8). Tem forma em U simétrico e paredes íngremes (FIGURA 4.9). Apenas a porção mais proximal do canyon está localizada na área de estudo, de modo que não é visível a intensidade da sua escavação nos sedimentos subjacentes.

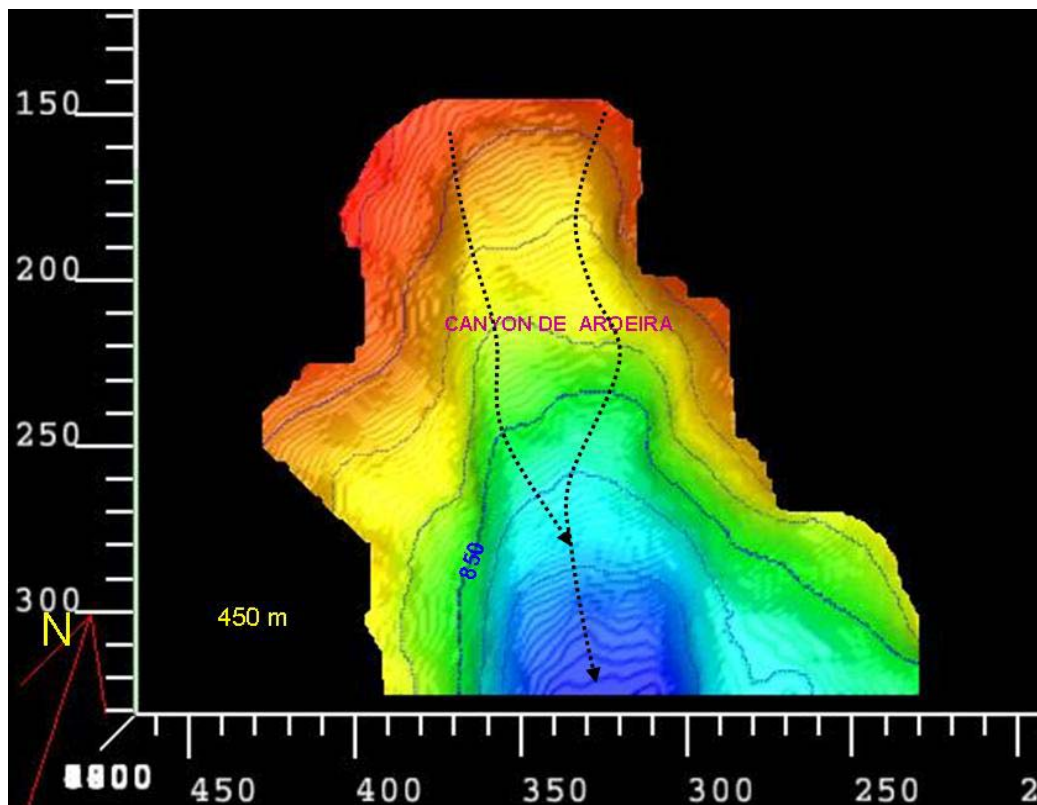


FIGURA 4.8 - Mapa estrutural da base do Canyon de Aroeira. Pontilhado = talvegues IC=50 m.

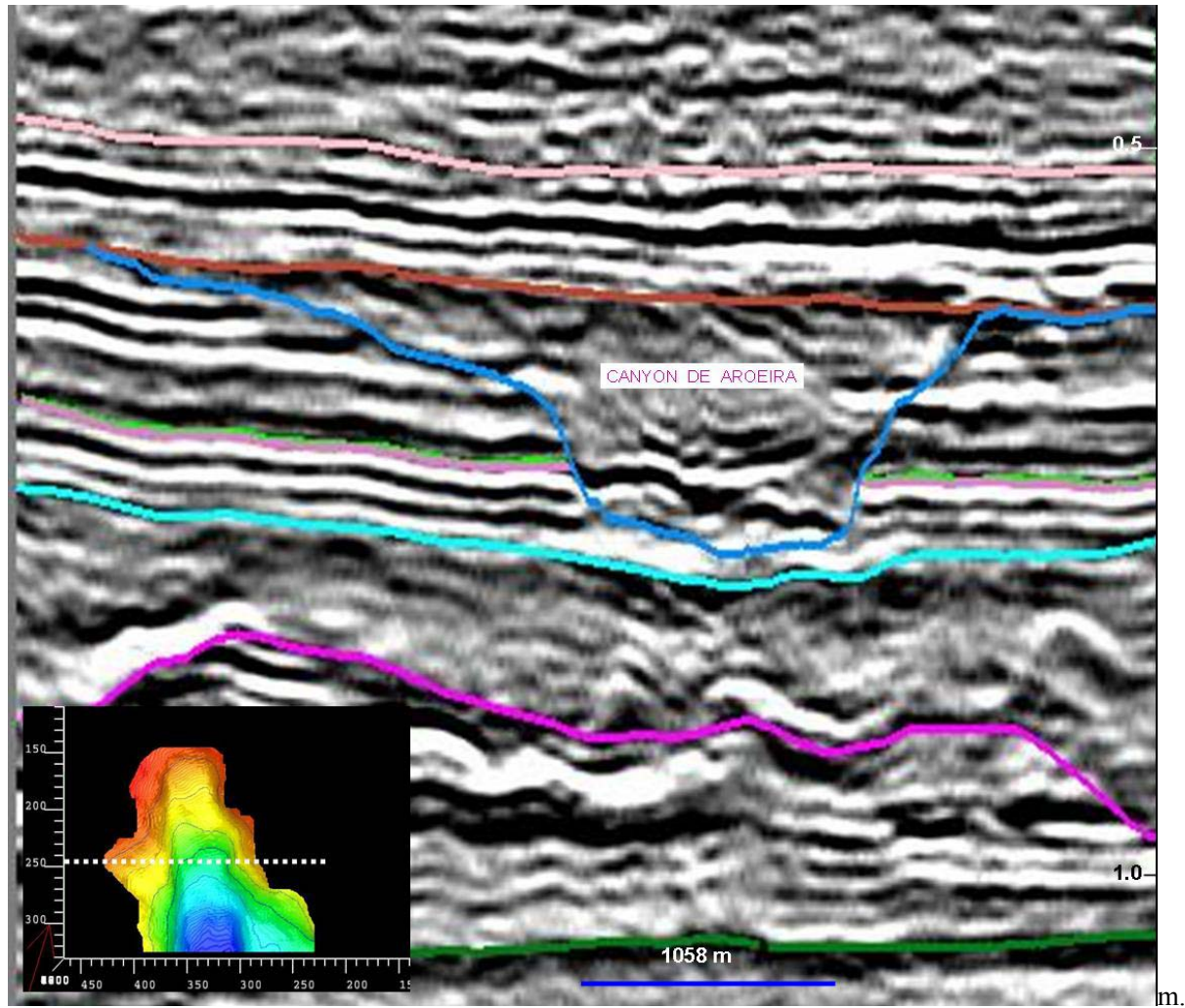


FIGURA 4.9 - Seção sísmica mostrando corte transversal ao Canyon de Aroeira, que apresenta forma em U simétrico.

4.2. CONTROLE ESTRUTURAL NA FORMAÇÃO DOS CANYONS

Os canyons são formados pela ação de processos erosivos, mas a posição onde eles surgem e se desenvolvem geralmente tem controle estrutural. O Canyon de Vila Carapitanga mostra evidente concordância entre a sua orientação (NE→SW) e a do Sistema de Falhas de Ponta dos Mangues (SFPM) (FIGURA 4.10). Os canyons estudados, no entanto, apresentam orientação transversal em relação ao Canyon de Vila Carapitanga, indicando uma mudança de controle. No mapa estrutural de Viera & Oliveira (1991) (FIGURA 4.10) observa-se falhas transversais ao SFPM, com orientação NW-SE, compatível com a do Complexo de Canyons de Brejo Grande. Estas falhas devem ter sido reativadas e afetaram os sedimentos campanianos depositados anteriormente à formação do primeiro canyon do complexo, influenciando o posicionamento deste.

Na área estudada foram interpretadas e mapeadas falhas de pequeno rejeito, de direção NW-SE, afetando os sedimentos campanianos, sobre os quais foi instalado o Canyon de Brejo Grande (FIG. 4.11).

As paredes íngremes e escalonadas (FIGURA 4.4), bem como a presença de altos internos definindo a configuração da base do Canyon de Brejo Grande (FIGURA 4.5) são indicadores do controle estrutural na formação do canyon, exercido pelas falhas da fase *rift*, reativadas após o preenchimento do Canyon de Vila Carapitanga.

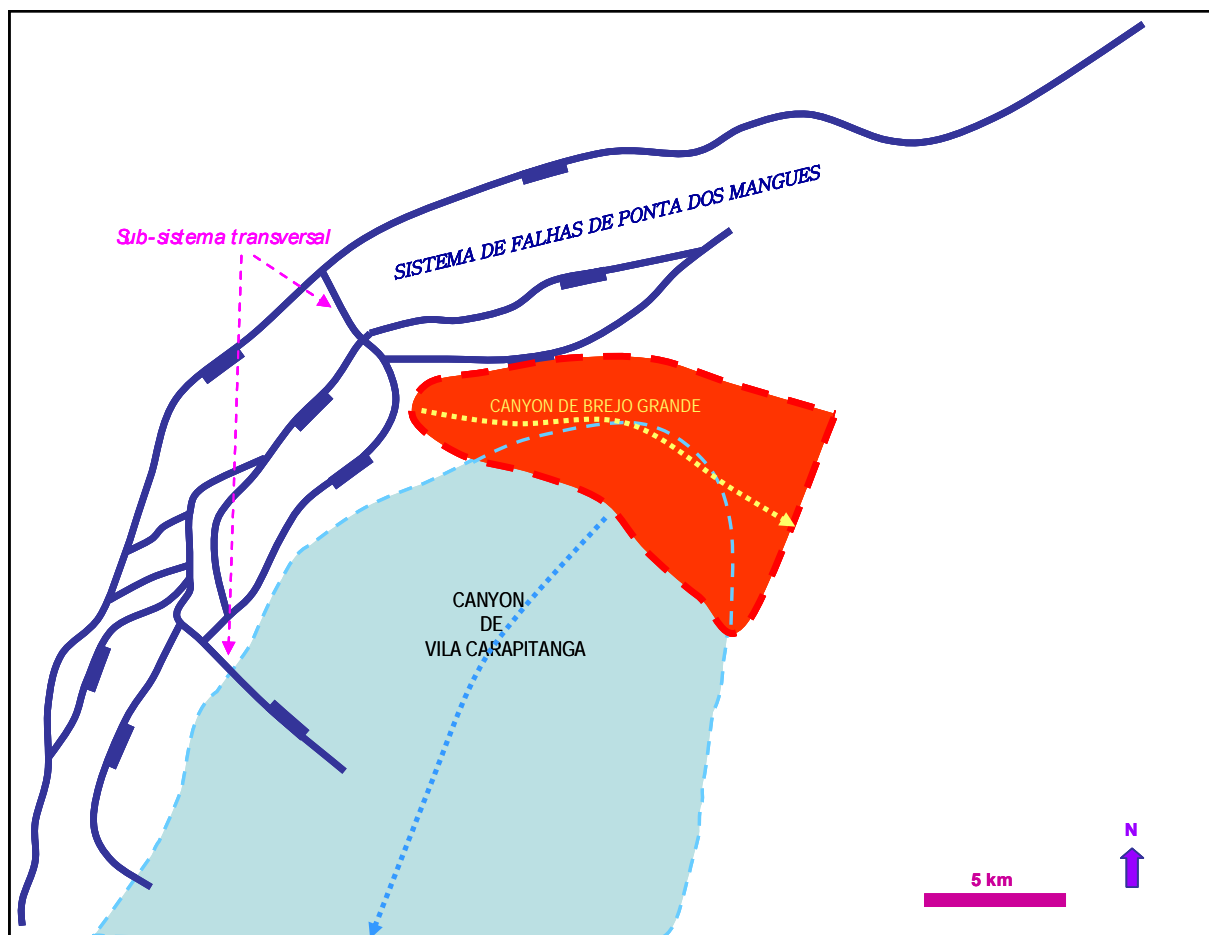


FIGURA 4.10 – Mapa estrutural modificado de VIEIRA & OLIVEIRA (1991) mostrando controle exercido pelo Sistema de Falhas de Ponta dos Mangues (SFPM) na localização e orientação dos canyons de Vila Carapitanga e Brejo Grande. O Canyon de Vila Carapitanga se instalou na área rebaixada criada pelo basculamento associado ao SFPM, enquanto que o Canyon de Brejo Grande foi escavado segundo a orientação de falhas reativadas, transversais ao SFPM, quando a influência da arquitetura *rift* já não existia.

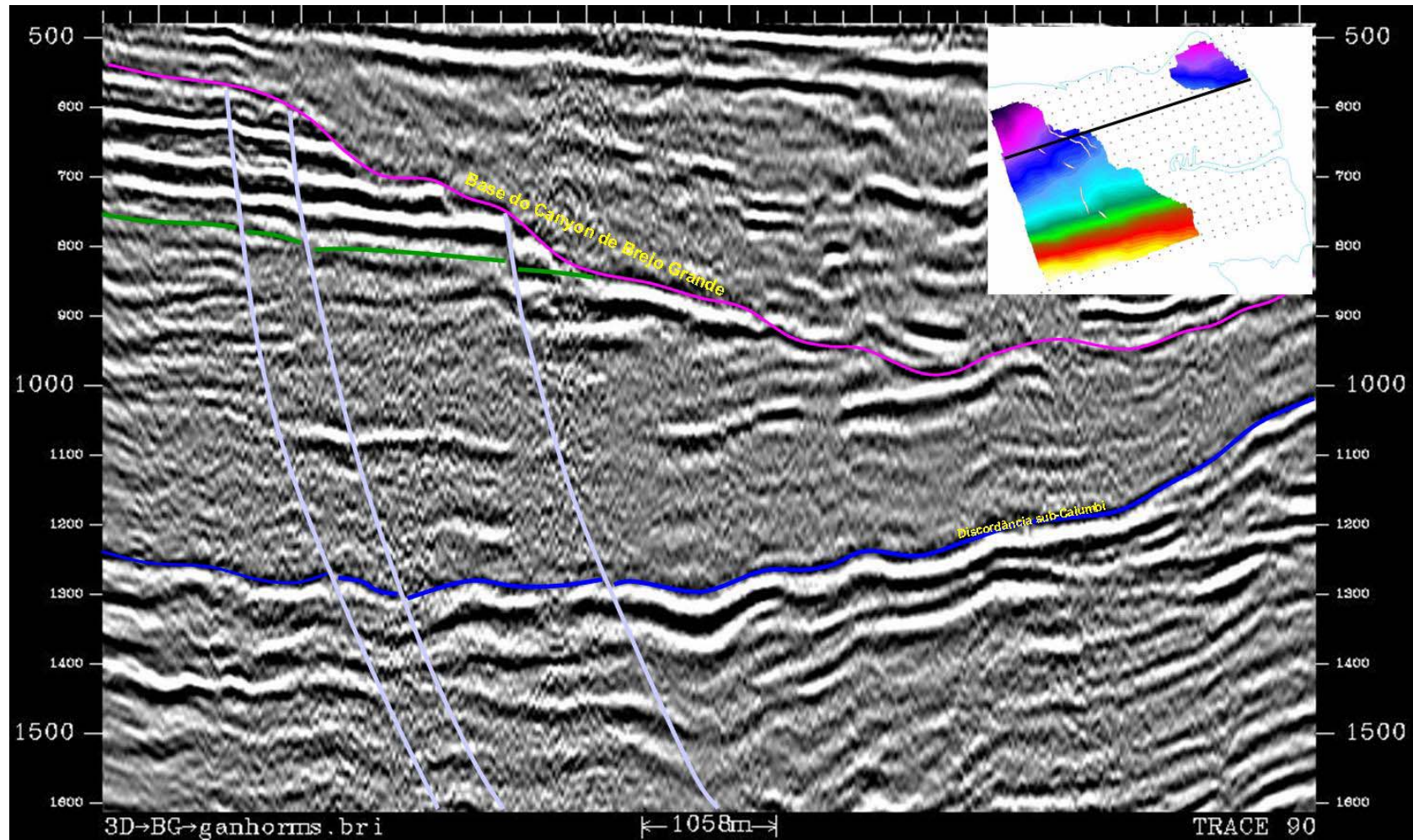


FIGURA 4.11 - Seção sísmica transversal ao Canyon de Brejo Grande mostrando falhas NW-SE da fase *rift*, reativadas após o Campaniano, que controlaram a formação do Canyon Brejo Grande.

4.3. PREENCHIMENTO DOS CANYONS

No Complexo de Canyons de Brejo Grande foram reconhecidas quatro fases principais de preenchimento: fase inicial, fase de *by-pass*, fase dos complexos de canais e fase da cunha progradante.

A fase inicial corresponde à deposição dos detritos, que ocorrem recobrendo a discordância, base dos canyons. Estes depósitos de fluxos de detritos correspondem aos complexos de transporte de massas dos modelos citados no capítulo 2. Eles preenchem principalmente as calhas, onde apresentam maiores espessuras. Dentro delas, constituem eventos de alta amplitude, contínuos, que apresentam terminação em *onlap* nas paredes da calha (FIGURA 4.12). Esta fase é bem definida nos Canyons de Brejo Grande e Aroeira (FIG. 4.12 e 4.13). No primeiro está representada pela associação de fácies dos detritos (FIGURA 4.15), descrita em testemunhos e correlacionada com os perfis de poço e com a sísmica. No segundo, foi inferida a partir da fácies sísmica. No Canyon do Rio Praúnas, as fácies sísmicas interpretadas sugerem que esta fase ou não ocorreu ou tem características diferentes e, conseqüentemente fácies sísmicas diferentes daquelas observadas nos canyons de Brejo Grande e Aroeira (FIG. 4.12 , 4.13 e 4.14).

A fase de *by-pass* corresponde ao período em que o canyon atuou principalmente como conduto para os fluxos gravitacionais de sedimentos, que se dirigiam às partes mais profundas da bacia e conseqüentemente, foi o tempo de máximo desenvolvimento dos depósitos de *lags*. A parte do fluxo que se depositou dentro do canyon amoldou-se à topografia herdada da fase inicial ou preencheu as feições resultantes da erosão produzida pelo próprio fluxo. Nos canyons estudados esta fase está representada pela associação de fácies dos *lags* conglomeráticos (FIGURA 4.16), que ocorrem como intervalos de pequena espessura, de baixos valores no perfil de raios gama e constituem pares de refletores de alta amplitude relativa na sísmica (FIG. 4.12, 4.13 e 4.14).

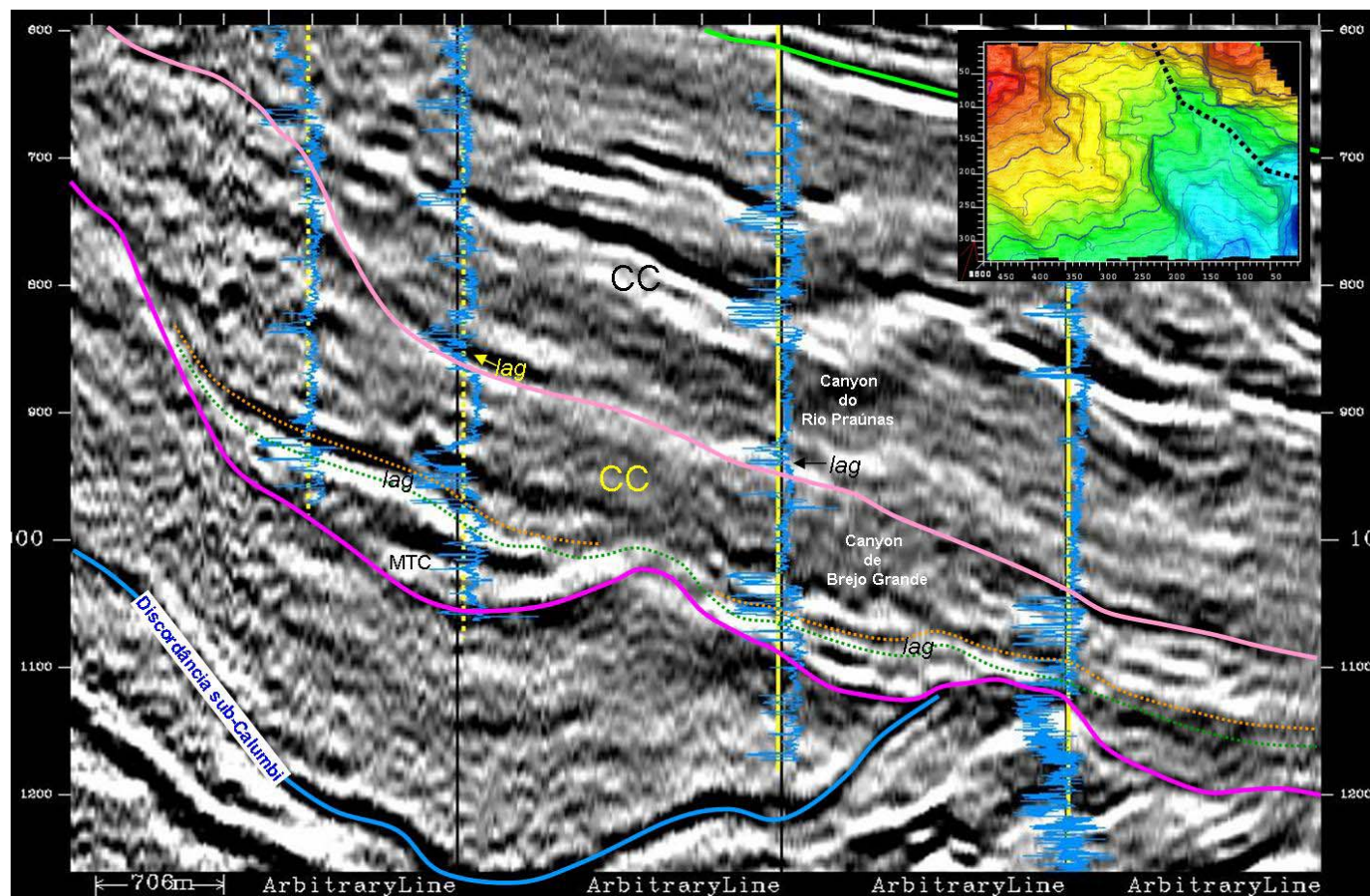


FIGURA 4.12 – Seção sísmica mostrando intervalos e fácies associadas, correspondentes às fases de preenchimento dos Canyons de Brejo Grande e Rio Praúnas. No Canyon de Brejo Grande ocorreram três fases: O preenchimento das calhas da base do canyon pelos debritos (MTC); a deposição dos lags conglomeráticos (*by-pass*) e a fase dos complexos de canais. No Canyon do Rio Praúnas não foi definida a fase dos complexos de transporte de massa. CC – complexo de canais; MTC – complexos de transporte de massa.

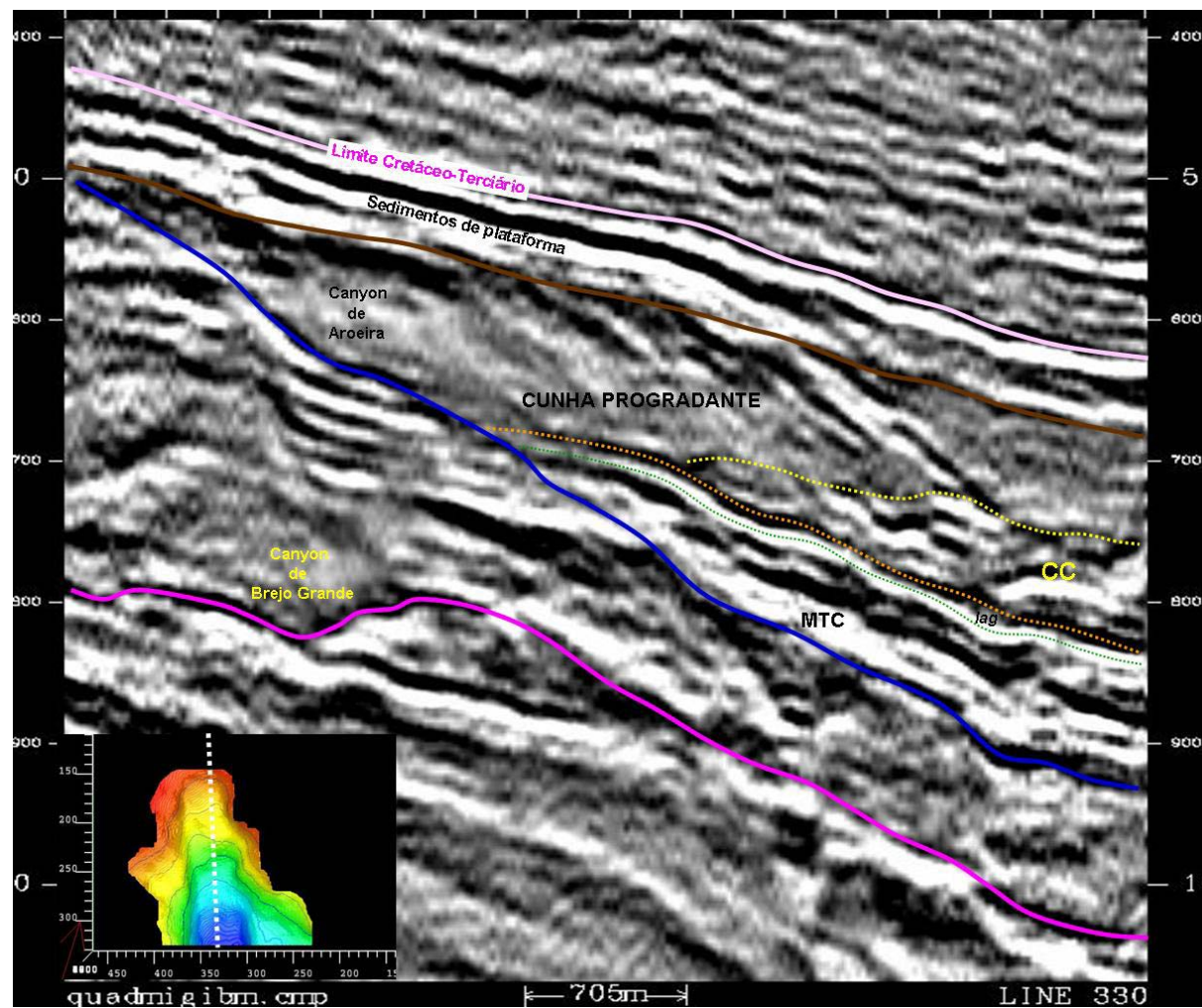


FIGURA 4.13 - Seção sísmica mostrando intervalos e fácies associadas, correspondentes às fases de preenchimento do Canyon de Aroeira. Foram definidas as fases dos MTCs, de by-pass (*lag*), dos complexos de canais e da cunha progradante. CC – complexo de canais; MTC – complexo de transporte de massa.

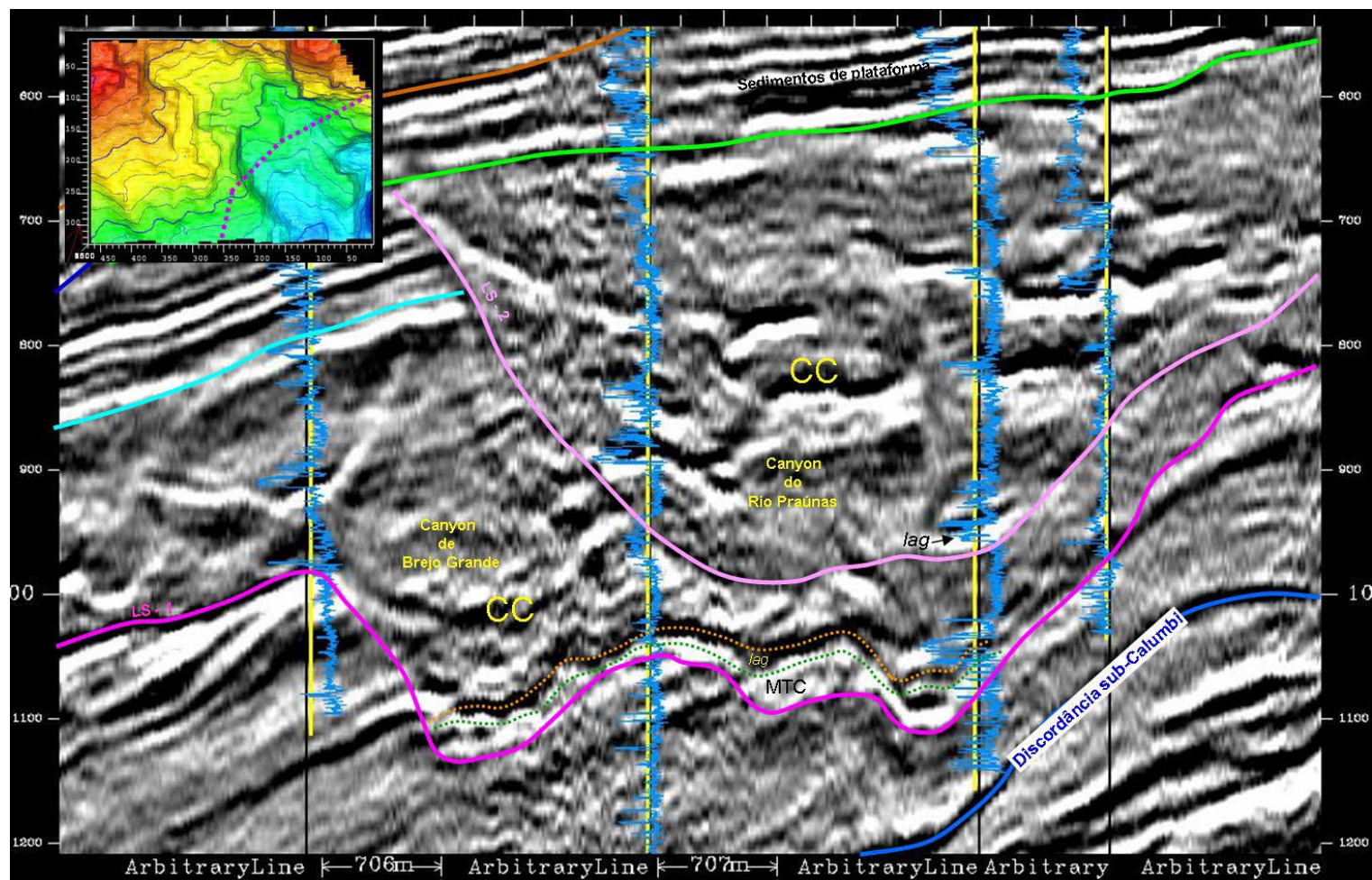


FIGURA 4.14 - Seção sísmica mostrando intervalos e fácies associadas, correspondentes às fases de preenchimento dos Canyons de Brejo Grande e Rio Praúnas. CC – complexo de canais; MTC – complexo de transporte de massa.

Na terceira fase de preenchimento, os canyons deixaram de atuar a maior parte do tempo como sistemas de transferência de sedimentos, e passaram a ser o sítio deposicional dos fluxos que nele transitavam. Os sedimentos depositados nesta fase representam a maior parte do preenchimento dos canyons (4.12 e 4.14), sendo seus principais componentes os complexos de canais e os folhelhos escorregados (FIG. 4.17 e 4.18).

Observa-se que a quantidade e tamanho dos canais que compõem os complexos variam entre o Canyon de Brejo Grande e o Canyon do Rio Praúnas. Neste último os canais ocorrem em maior quantidade e apresentam dimensões maiores (FIGURA 4.12).

No Canyon de Aroeira, além destas três fases, uma quarta fase, da cunha progradante, foi definida. Corresponde ao intervalo caracterizado por eventos sísmicos que mergulham no sentido das partes mais profundas do canyon e terminam em *downlap* sobre os complexos de canais da terceira fase (FIGURA 4.13).

O preenchimento dos canyons é recoberto por um intervalo de sedimentos que produzem fácies sísmicas típicas de plataforma, caracterizadas por geometria em lençol com reflexões plano paralelas de alta amplitude e continuidade, sugerindo processos alternantes de alta e baixa energia em ambiente extenso e relativamente uniforme (FIG. 4.13 e 4.14). A deposição deve ter ocorrido sobre um substrato com a depressão topográfica do canyon já aplainada.

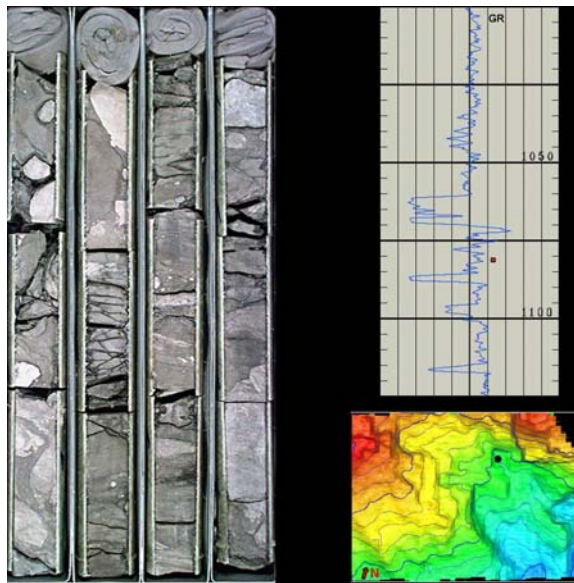


FIGURA 4.15 – Fotografia de testemunhos mostrando detalhe da associação de fácies dos debritos. O intervalo da foto é composto de clastos de tamanhos variados, predominantemente de calcilito, angulosos a subangulosos, com matriz argilosa. Contém fragmentos líticos e de quartzo. Ver localização do testemunho no perfil do poço e deste no mapa. Profundidade: 1081 m. Cada caixa mede 1 metro.

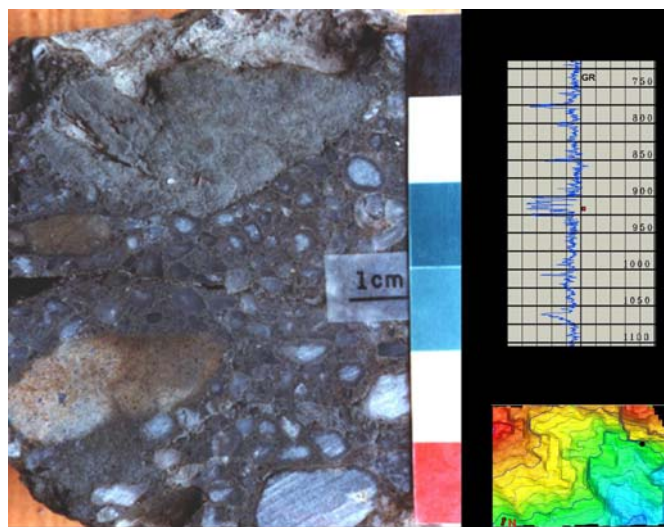


FIGURA 4.16 – Fotografia de testemunho mostrando detalhe da associação de fácies dos *lags* conglomeráticos. O Conglomerado da foto é composto por seixos de quartzo e quartzito, alguns fragmentos de granada e feldspato, matriz arenosa, argilosa, micácea, piritosa e muito cimentado por cimento dolomítico. Ver localização do testemunho no perfil do poço e deste no mapa. Profundidade: 923 m.

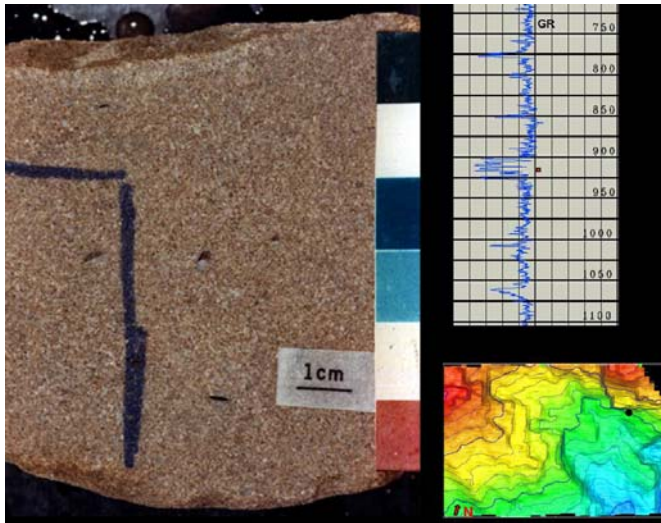


FIGURA 4.17 - Fotografia de testemunho mostrando detalhe da associação de fácies dos arenitos de preenchimento de canal. A amostra da foto é descrita como um arenito conglomerático, cinza claro, esverdeado, argiloso, micáceo, piritoso, quartzoso, quartzítico, granatífero, muito cimentado por cimento dólico, duro, fechado. Ver localização do testemunho no perfil do poço e deste no mapa. Profundidade: 922 m.

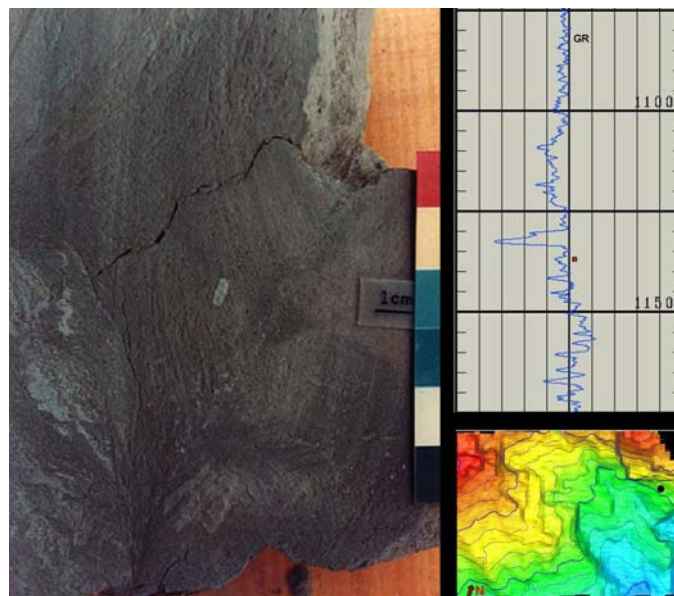


FIGURA 4.18 - Fotografia de testemunho mostrando detalhe da associação de fácies dos folhelhos escorregados. A amostra da foto é descrita como um folhelho cinza siltico, muito micromicáceo, calcífero, fóssilífero, duro, pouco hidratável, fissilidade pobre, homogêneo, apresentando fraturas, onde se observa superfícies espelhadas e *slickensides*. Ver localização do testemunho no perfil do poço e deste no mapa. Profundidade: 1137 m.

5. ARQUITETURA DOS COMPLEXOS DE CANAIS

A quantidade disponível de testemunhos é reduzida e não ocorrem afloramentos da seção estudada, conseqüentemente, os canais da área de Brejo Grande foram caracterizados principalmente pela sua expressão sísmica, considerando as limitações de qualidade e resolução inerentes ao dado sísmico, bem como as complicadas relações estratigráficas criadas pela sucessão de cortes observadas nas seções sísmicas.

A interpretação sísmica visando a caracterização dos canais procurou, quando possível, estabelecer correlação entre os elementos inferidos e as associações de fácies descritas nos testemunhos disponíveis.

O estudo da arquitetura dos canais a partir da interpretação de dados sísmicos apresenta limitações; contudo, importantes características, tais como, dimensões, sinuosidade, padrão de empilhamento e feições de corte e preenchimento podem ser obtidas e usadas na caracterização deste tipo de reservatório. O detalhamento da arquitetura interna dos canais foi dificultado pela baixa resolução do dado sísmico.

Os dados de poços são indispensáveis para identificação na sísmica dos elementos dos sistemas canalizados. Descrita em testemunho, a associação de fácies de arenitos de preenchimento de canal (FIGURA 4.17), pode ser identificada com relativa facilidade na maioria dos tipos de perfis de poço, devido à diferença de resposta que normalmente exibem em relação aos depósitos de finos encaixantes (FIGURA 5.1). O perfil de raios gama destaca-se pelo contraste entre folhelhos e arenitos.

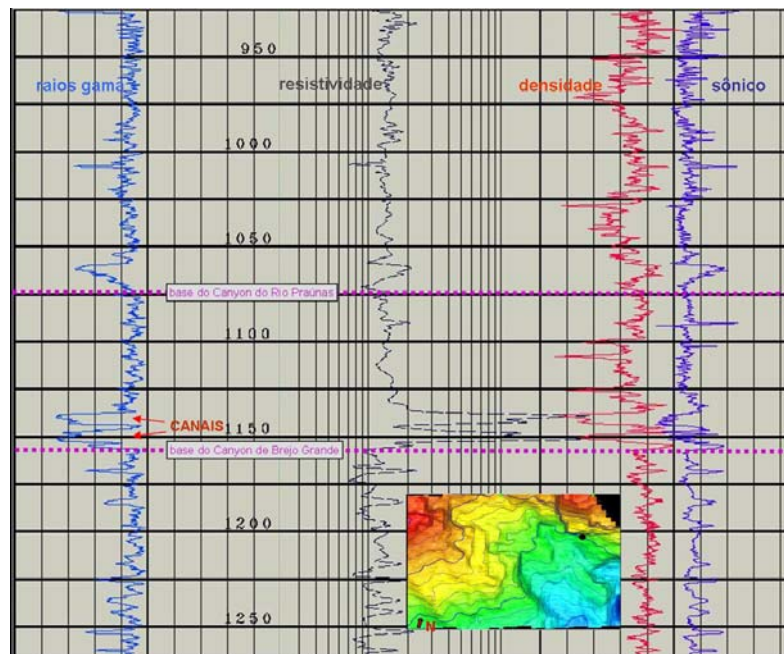


FIGURA 5.1 – Identificação dos canais nos perfis elétrico, radioativo, acústico e de densidade. Eles apresentam resposta destacada em relação aos depósitos encaixantes. Localização do poço no mapa da base do Canyon de Brejo Grande

Em seção sísmica, os corpos que preenchem os canais produzem eventos de alta amplitude e pouca continuidade. O destaque das amplitudes é consequência da maior impedância acústica do preenchimento de granulação grossa do canal em relação aos finos dos depósitos externos ao canal (FIGURA 5.2). A correlação rocha-sísmica permitiu o estabelecimento de critérios para diferenciar, na sísmica, os debritos dos canais (FIGURA 5.3). Os debritos apresentam maior continuidade, tanto longitudinal, quanto transversal e preenchem calhas escavadas na base do canyon, enquanto que os canais são mais estreitos e curtos e ocorrem sobre os debritos.

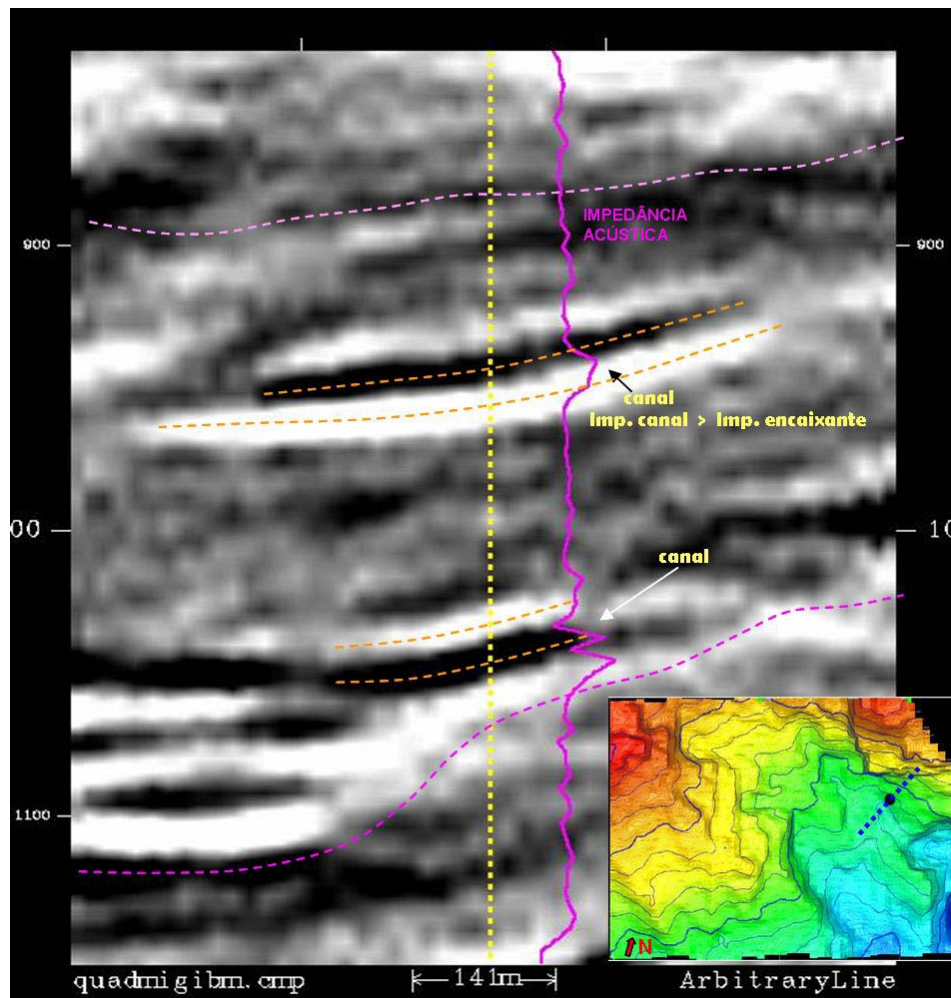


FIGURA 5.2 – Seção sísmica mostrando que os canais produzem eventos de alta amplitude e pouca continuidade. O destaque das amplitudes é consequência do grande contraste de impedância acústica entre o preenchimento de granulação grossa do canal e os finos dos depósitos externos ao canal.

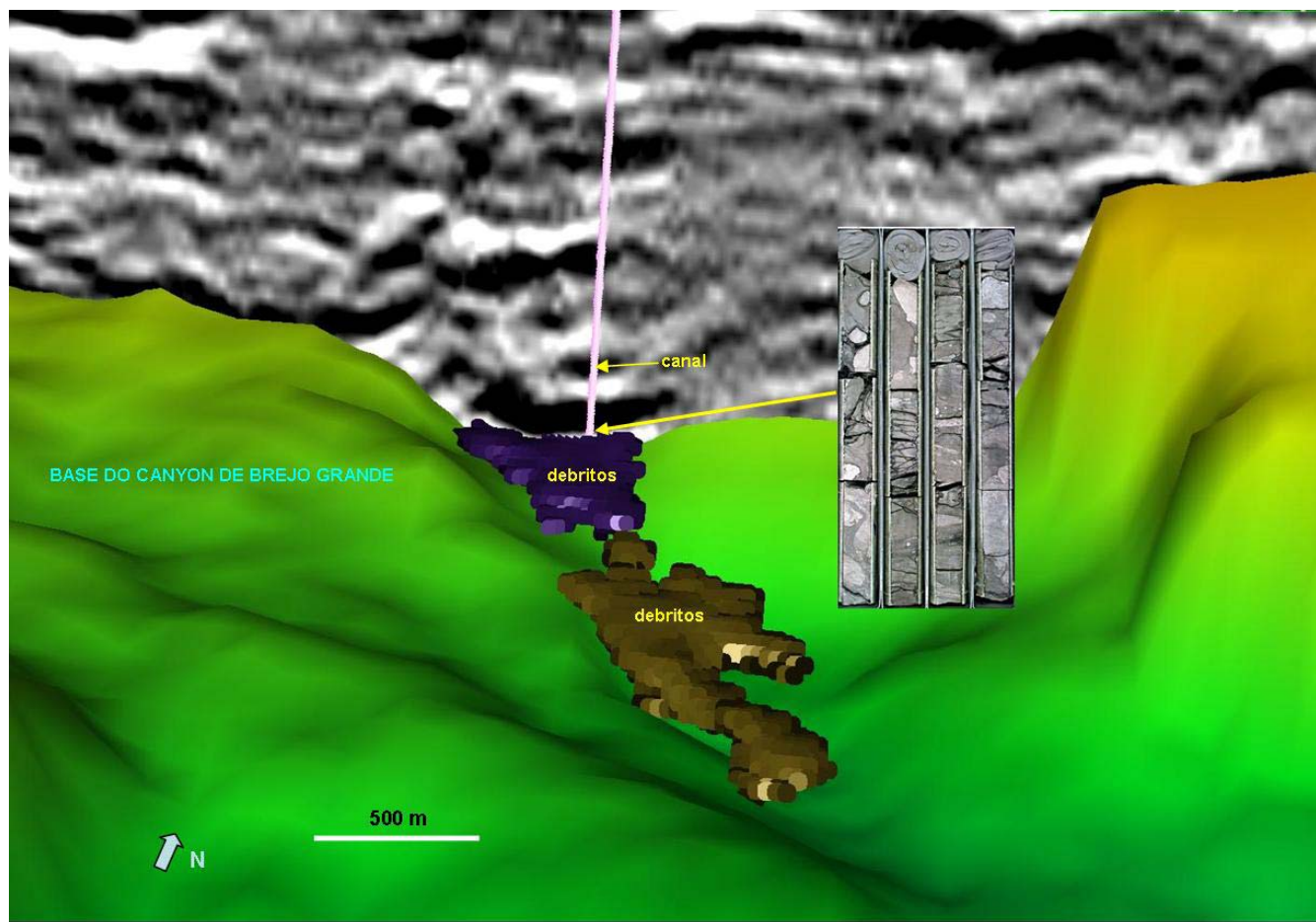


FIGURA 5.3 – Visão tridimensional mostrando debritos preenchendo uma calha escavada na base do Canyon de Brejo Grande. Na seção sísmica, é interpretado um canal sobreposto ao debrito. Eles são diferenciados pelas menores amplitudes e continuidade apresentadas pelo canal. Os corpos assinalados como debritos são produtos de extrações de amplitudes do volume sísmico. A foto do testemunho mostra as características faciológicas dos debritos.

Os canais produzem refletores bem marcados, porém devido à variação lateral abrupta de espessura, que é uma característica diagnóstica dos canais, são lateralmente descontínuos (FIGURA 5.4). Os eventos sísmicos individualizados como canais apresentam dimensões que variam entre 90 e 350 metros, que são similares às estabelecidas por Moraes *et al.* (2006) (FIGURA 5.5) para os canais individuais. Quando o evento apresenta maior extensão lateral, é possível a individualização sutil dos canais individuais que se cortam e empilham-se, constituindo um canal composto (FIGURA 5.6).

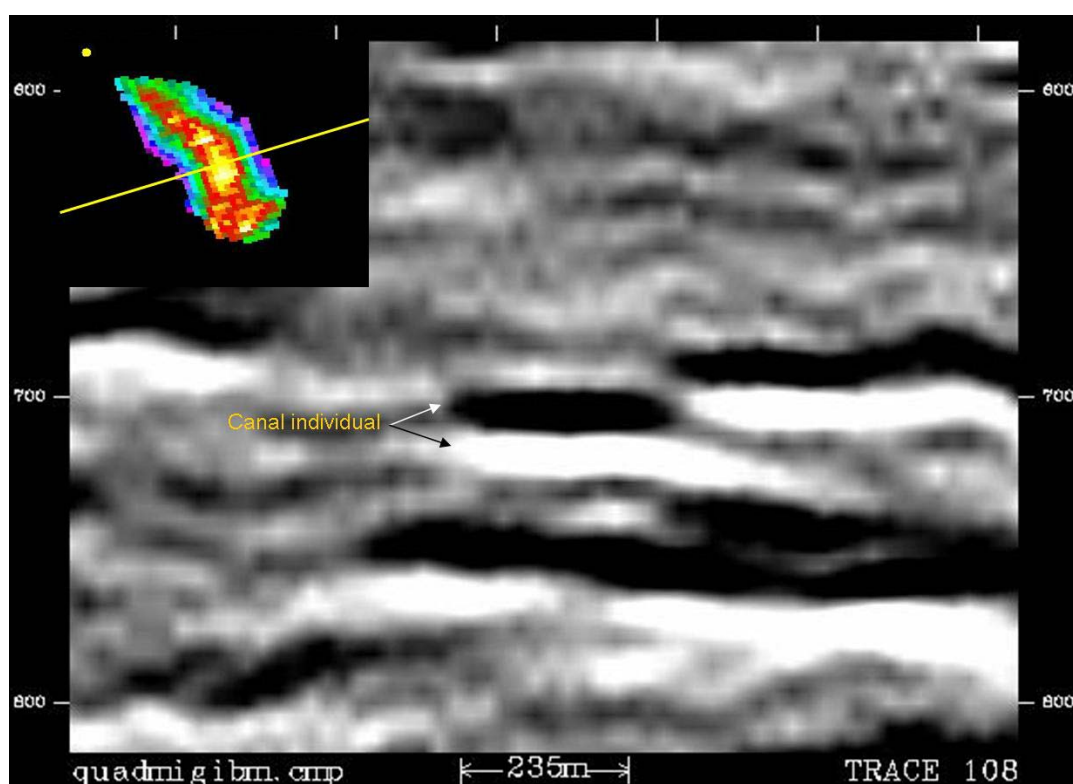


FIGURA 5.4 – Seção sísmica e mapa de amplitudes RMS mostrando expressão sísmica de um canal individual. O par de eventos (preto - coeficiente de reflexão positivo, branco - coeficiente de reflexão negativo) apresenta pouca continuidade lateral e não correspondem exatamente ao topo e à base do canal, devido ao limite de resolução do dado sísmico. Como o primeiro evento é positivo, o preenchimento do canal tem impedância acústica maior que as encaixantes.

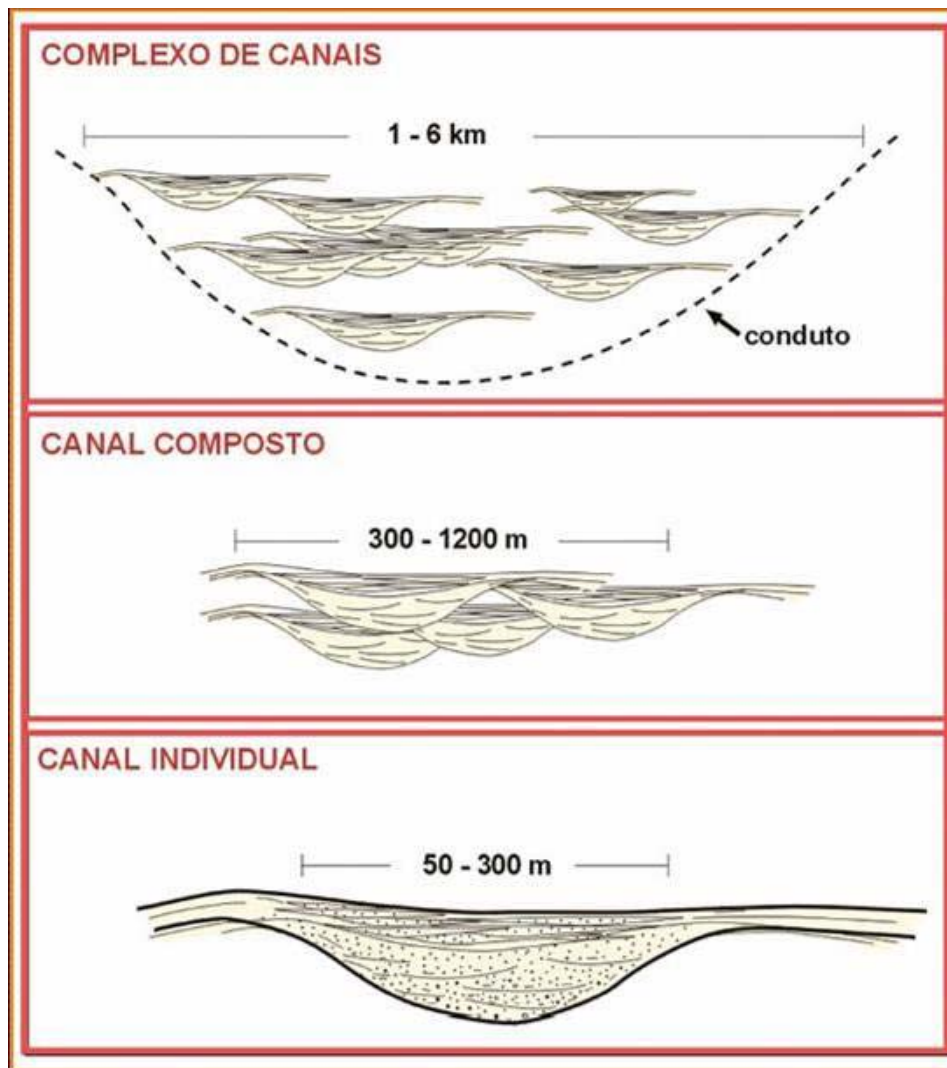


FIGURA 5.5 – Hierarquia de elementos de arquitetura observada nos complexos de canais discretos. Cada nível de hierarquia apresenta um intervalo de dimensões específico. De Moraes *et al.* (2006).

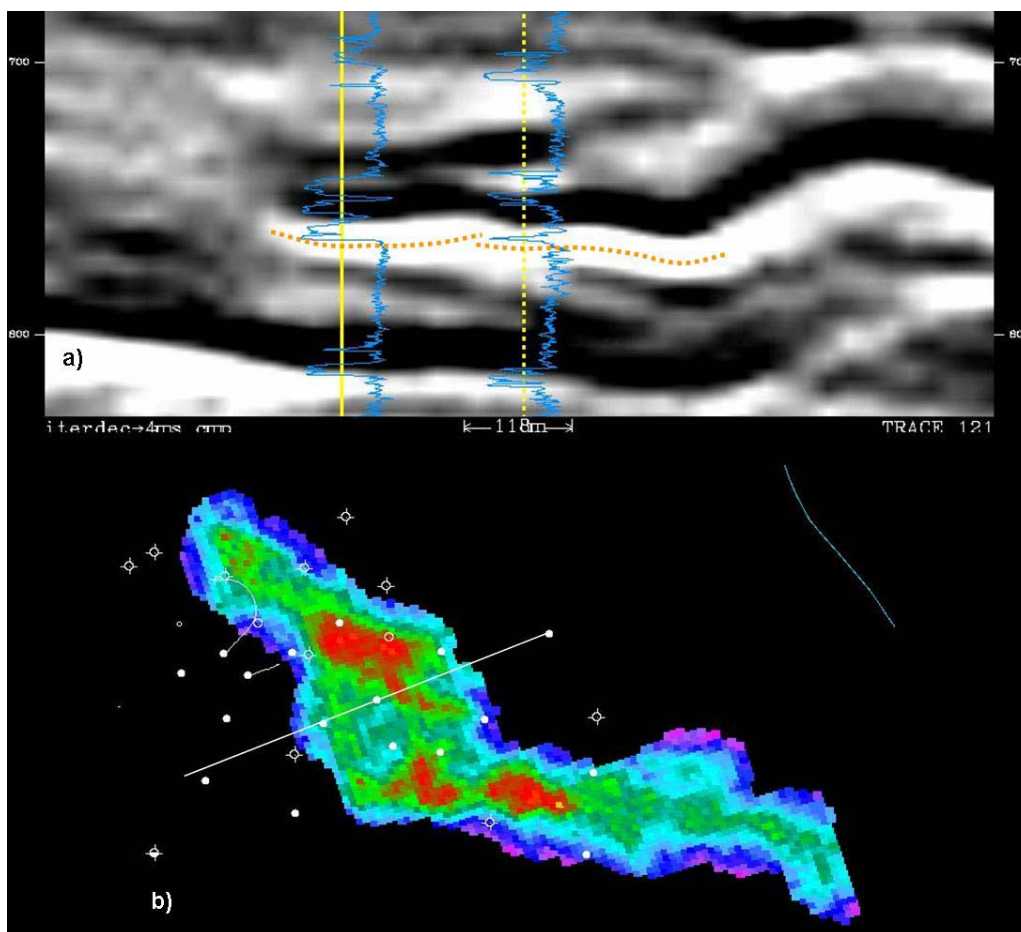


FIGURA 5.6 - Seção sísmica mostrando um par de eventos associado a um canal composto (a). Mapa de amplitude RMS extraído num intervalo que inclui o evento positivo e o negativo (b). Seção localizada no mapa.

Apesar da baixa resolução do dado sísmico, em alguns casos é possível associar feições côncavas a canais e convexas a *overbanks*. Na FIGURA 5.7 é ilustrado um caso em que, na seção sísmica, os eventos sísmicos delineam uma feição côncava ladeada por duas convexas e no mapa de amplitudes mostram formas lineares, sugerindo a ocorrência de um canal com *overbanks* nas suas duas margens. Corrobora essa interpretação a descrição da associação de fácies dos heterolitos de *overbanks* no testemunho do poço (FIGURA 5.8), no intervalo correspondente à geometria convexa do refletor.

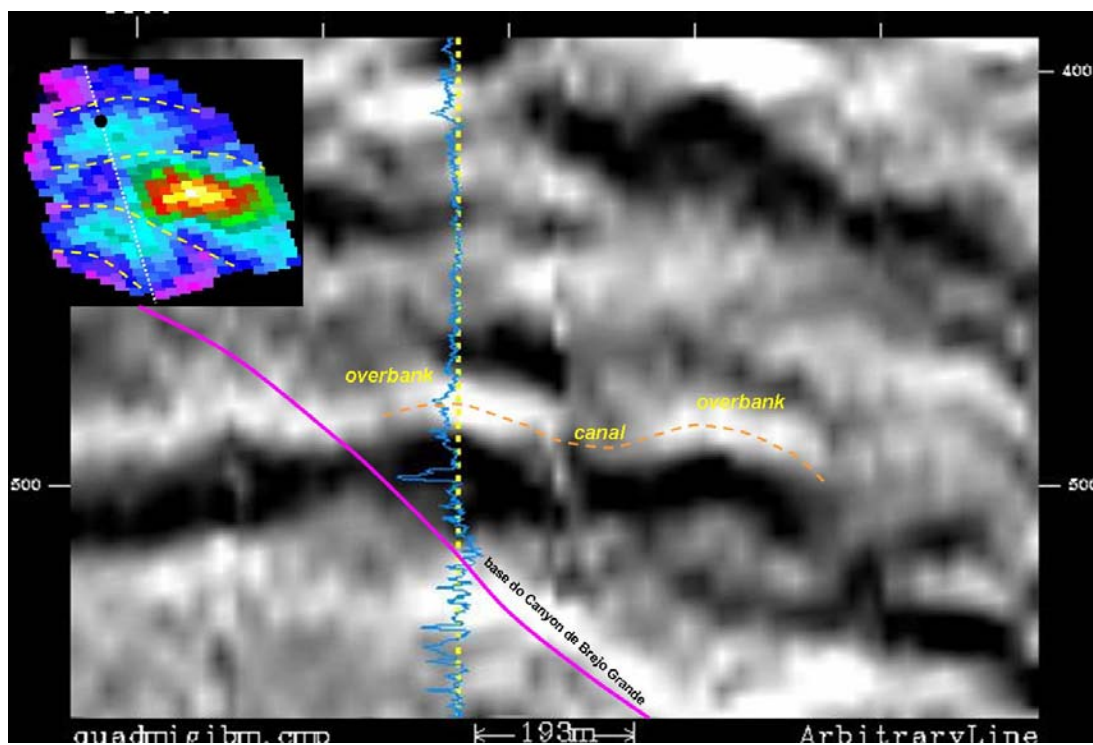


FIGURA 5.7 - Seção sísmica e mapa de amplitudes RMS imageando um canal ladeado por *overbanks*. Na seção sísmica, os *overbanks* apresentam geometria convexa e o canal geometria côncava. O intervalo correspondente ao *overbank* foi testemunhado e a associação de fácies descrita confirma a interpretação sísmica

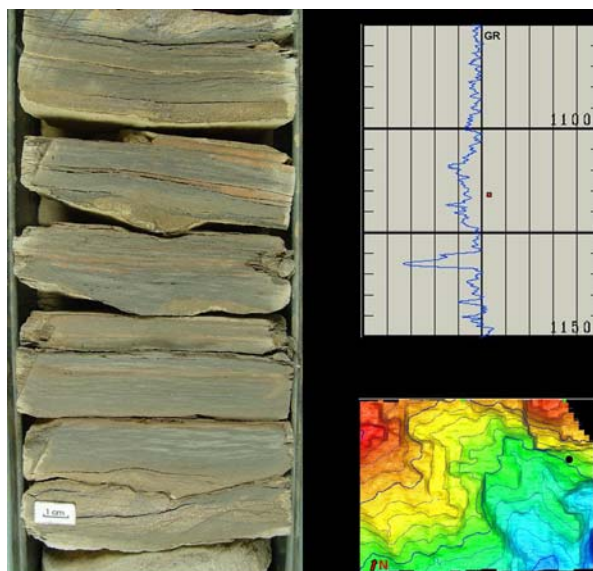


FIGURA 5.8 - Fotografia de testemunho mostrando detalhe da associação de fácies dos heterolitos de *overbank*. A foto mostra um intervalo com predominância de folhelhos e intercalações de espessuras variadas de arenito. Ver localização do testemunho no perfil do poço e deste no mapa. profundidade: 1118 m.

Devido às suas propriedades acústicas, os canais podem ser detectados através de extrações de amplitude em um volume sísmico. Estas extrações, feitas de uma forma estratigraficamente controlada e considerando apenas as maiores amplitudes positivas e/ou negativas, permitem a visualização da geometria e distribuição espacial dos corpos.

Os canais individuais e compostos que preenchem o Canyon de Brejo Grande têm eixos preferenciais de direção noroeste – sudeste (FIGURA 5.9), são pouco sinuosos (sinuosidade = 1,18) (FIGURA 5.10) e apresentam muita variação em termos de continuidade longitudinal. A ausência de continuidade pode ser atribuída, tanto ao tipo litológico dominante no canal, já que as altas amplitudes registram os componentes litológicos grossos do canal, quanto a erosões sucessivas.

O padrão de empilhamento dos canais dentro do Canyon de Brejo Grande é predominantemente vertical (FIGURA 5.11), indicando a focalização, pertinente aos canyons, dos sucessivos fluxos responsáveis pela deposição dos canais.

A geometria e arquitetura dos canais podem ter sido modificadas pelos eventos sucessivos de erosão e deposição que ocorreram durante o preenchimento do canyon (FIGURA 5.12).

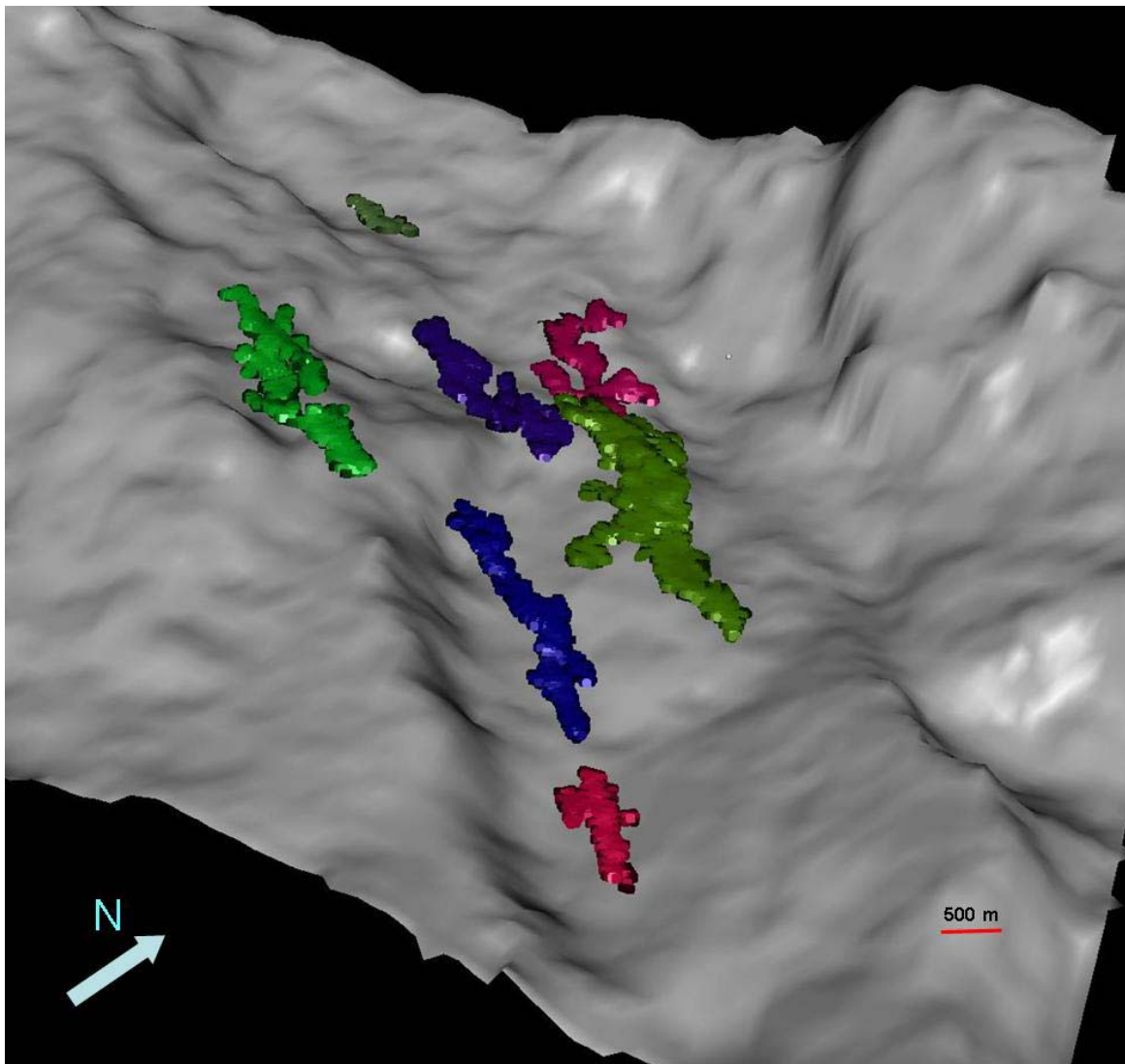


FIGURA 5.9 - Visão tri-dimensional do Canyon de Brejo Grande com corpos resultantes da detecção automática de eventos sísmicos de alta amplitude, produzidos por canais presentes no seu preenchimento. Os canais têm eixos preferenciais de direção NW-SE, são pouco sinuosos e apresentam continuidade longitudinal variável.

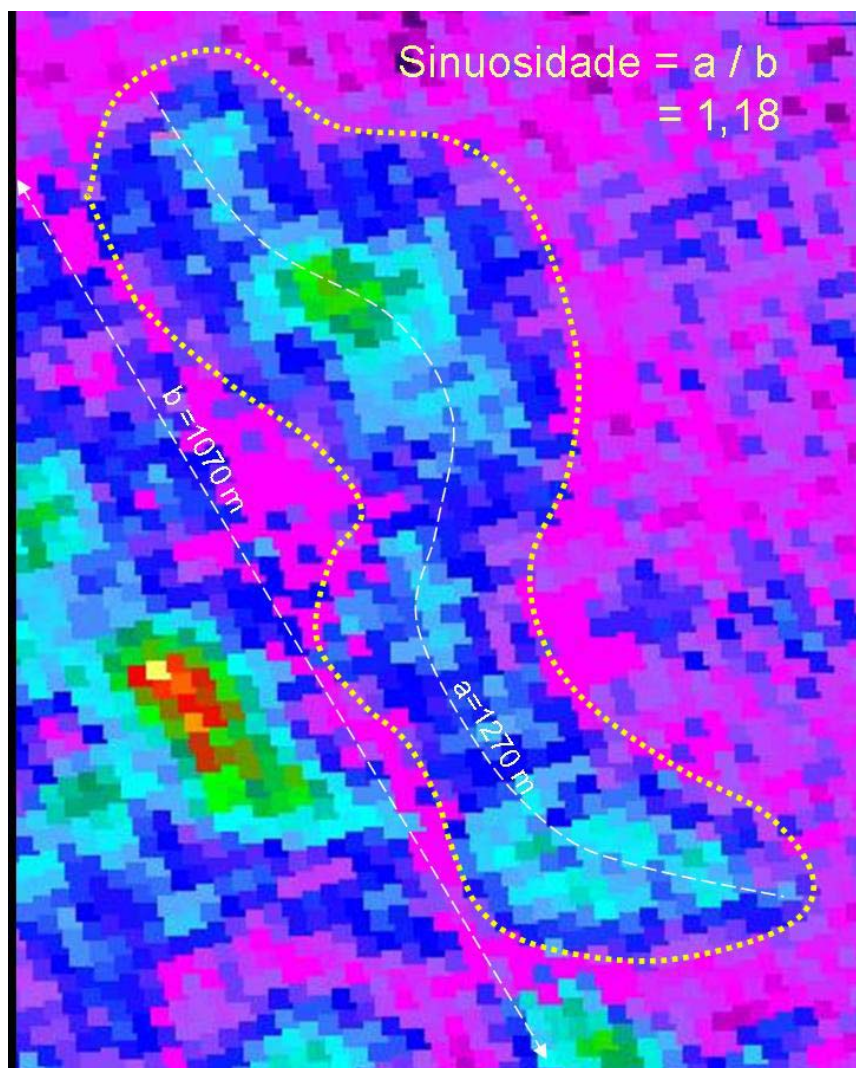


FIGURA 5.10 - Canal individualizado num mapa de amplitude e cálculo da sua sinuosidade.

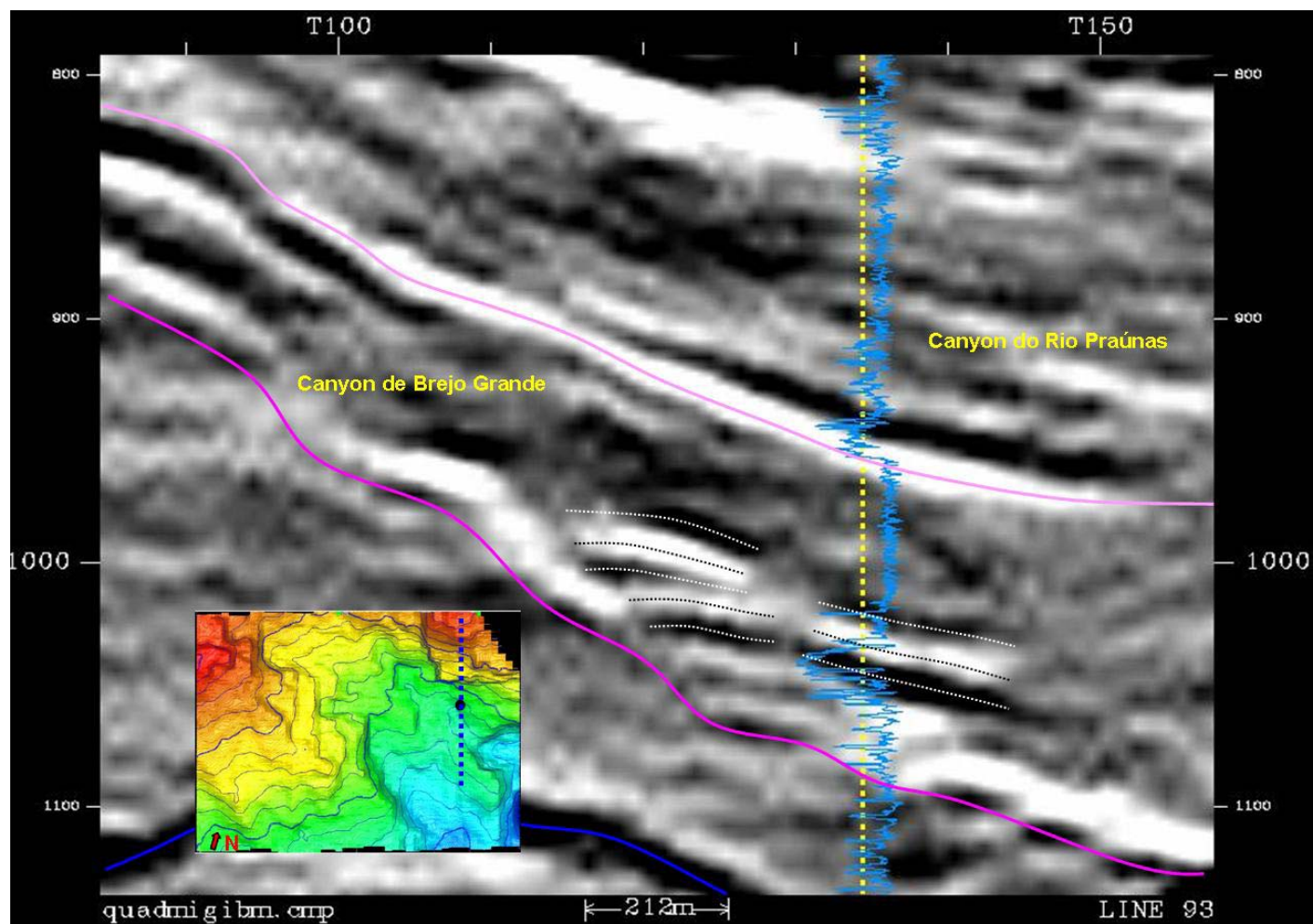


FIGURA 5.11 - Seção sísmica com eventos sísmicos (pontilhados) associados a canais, indicando um empilhamento com forte componente vertical. Localização da seção e do poço no mapa da base do Canyon de Brejo Grande.

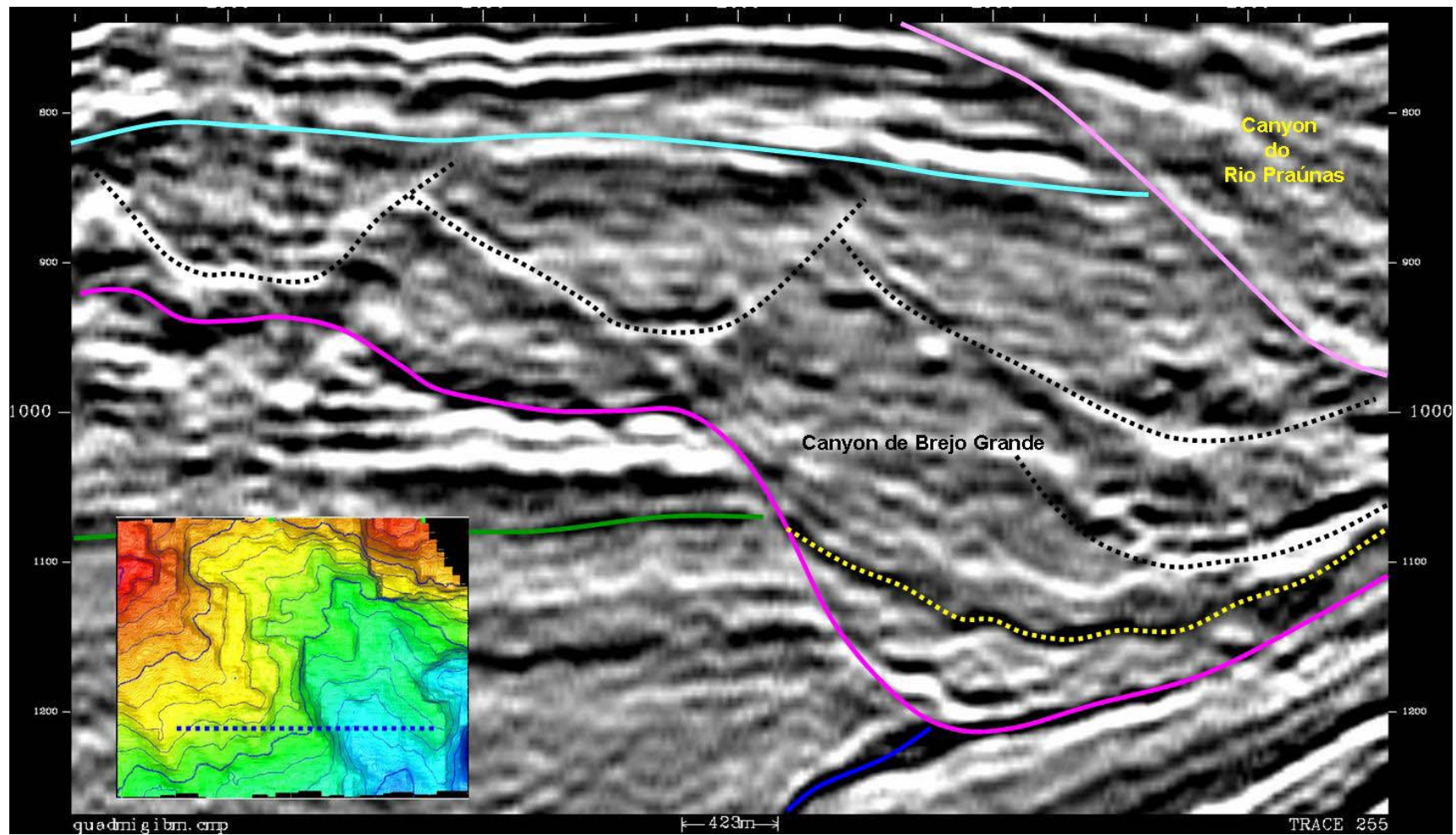


FIGURA 5.12 - Seção sísmica mostrando feições de corte e preenchimento internas ao Canyon de Brejo Grande.

Os canais que preenchem o Canyon do Rio Praúnas também estão orientados noroeste – sudeste, que é a mesma orientação do talvegue do canyon (FIGURA 5.13).

Com o prosseguimento do preenchimento do canyon, a influência do canyon na focalização dos canais é menor, observando-se um deslocamento dos complexos para a sua margem nordeste (FIGURA 5.14). Alguns complexos têm sua metade inicial localizada na margem nordeste do canyon, defletindo ao atingir a zona do talvegue e seguindo a partir daí a orientação desta (FIGURA 5.15)

Os canais são pouco sinuosos ($\text{sinuosidade} = 1.10$) e apresentam variável grau de continuidade. No exemplo da FIGURA 5.16, que foi usado para o cálculo da sinuosidade, pode ser observado que o trecho onde o canal deflete, ele se torna mais largo e ocorrem as maiores amplitudes. Pode-se inferir que este trecho corresponda a um local de acumulação preferencial de areia, considerando válida uma relação direta entre amplitude e espessura.

O padrão de empilhamento dos canais localizados na parte mais profunda do Canyon do Rio Praúnas, próximos à margem direita, mais íngreme, é predominantemente vertical (FIGURA 5.17), enquanto que na margem nordeste, de mergulho mais suave, observa-se um empilhamento sistemático em direção à margem do canyon, denotando a atuação de uma forte componente lateral (FIGURA 5.18), resultante da assimetria do conduto

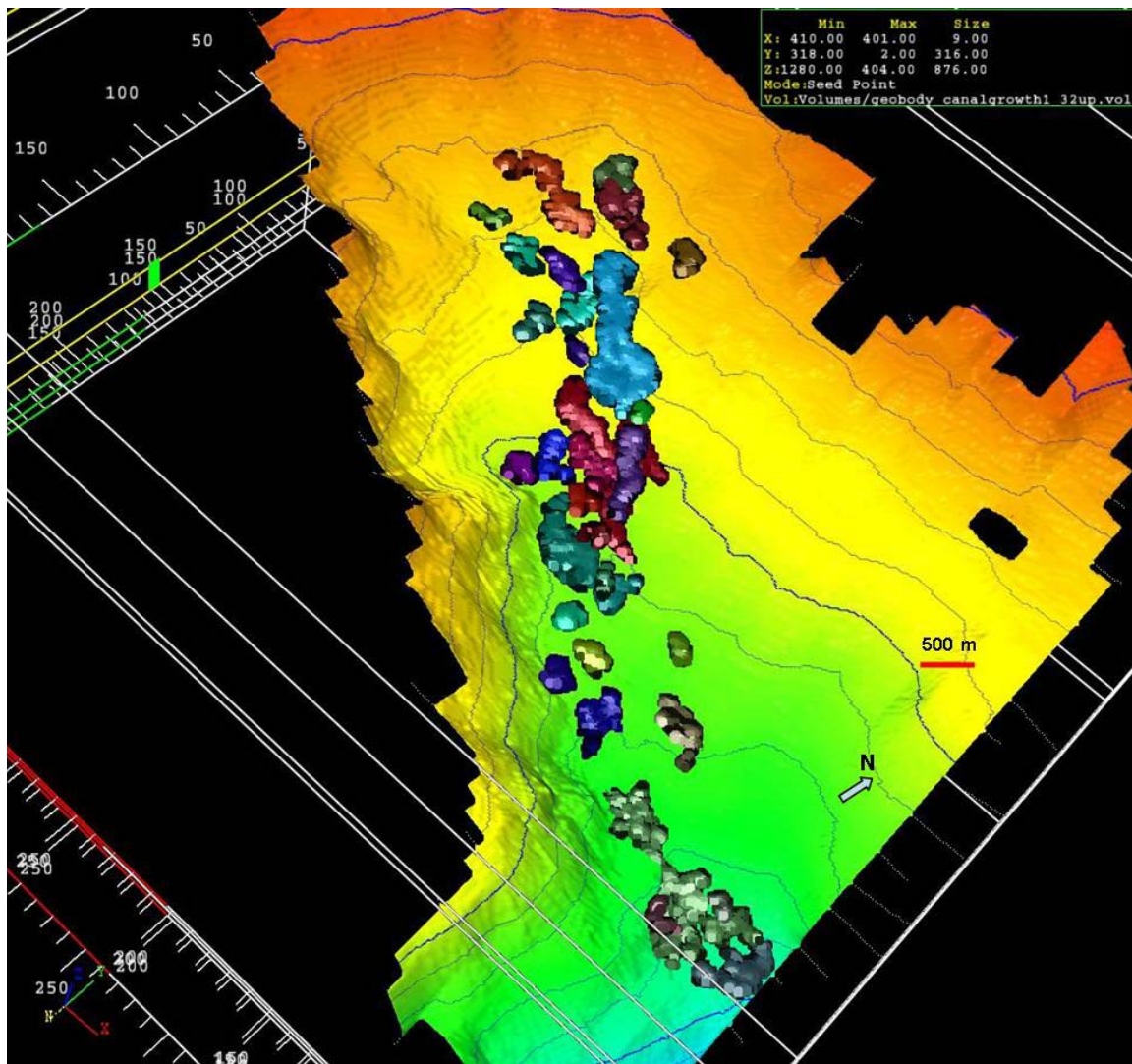


FIGURA 5.13 - Visualização tridimensional da base do Canyon do Rio Praúnas com canais do seu preenchimento representados por eventos extraídos do volume sísmico mediante seleção das maiores amplitudes. Os canais estão orientados NW-SE.

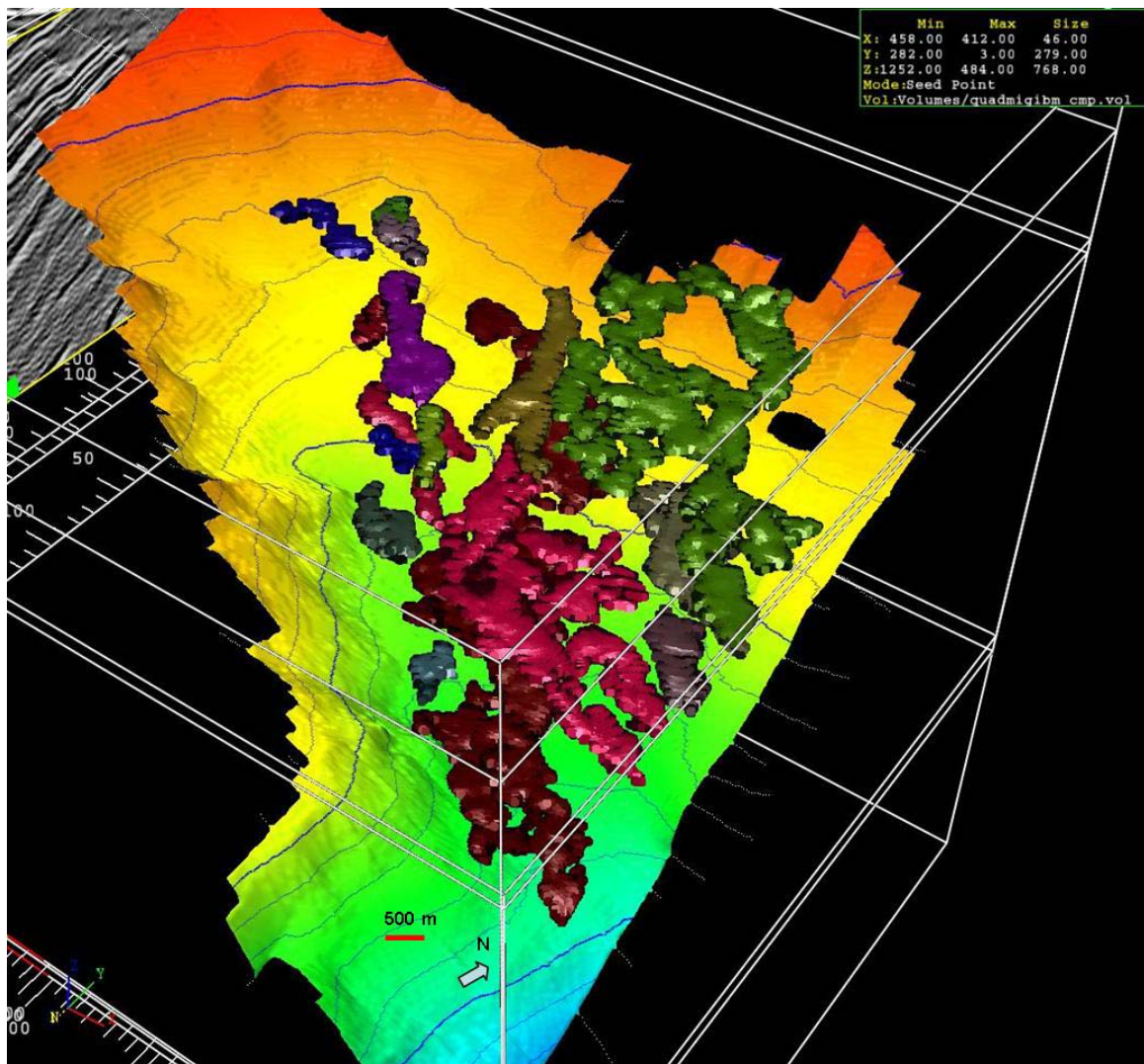


FIGURA 5.14 - Visualização tridimensional da base do Canyon do Rio Praúnas com canais do seu preenchimento representados por eventos extraídos do volume sísmico mediante seleção de amplitudes. Os canais depositados no início do preenchimento sofreram mais o efeito do confinamento e são mais encaixados no talvegue. À medida que o preenchimento prossegue observa-se um deslocamento dos canais para a margem nordeste.

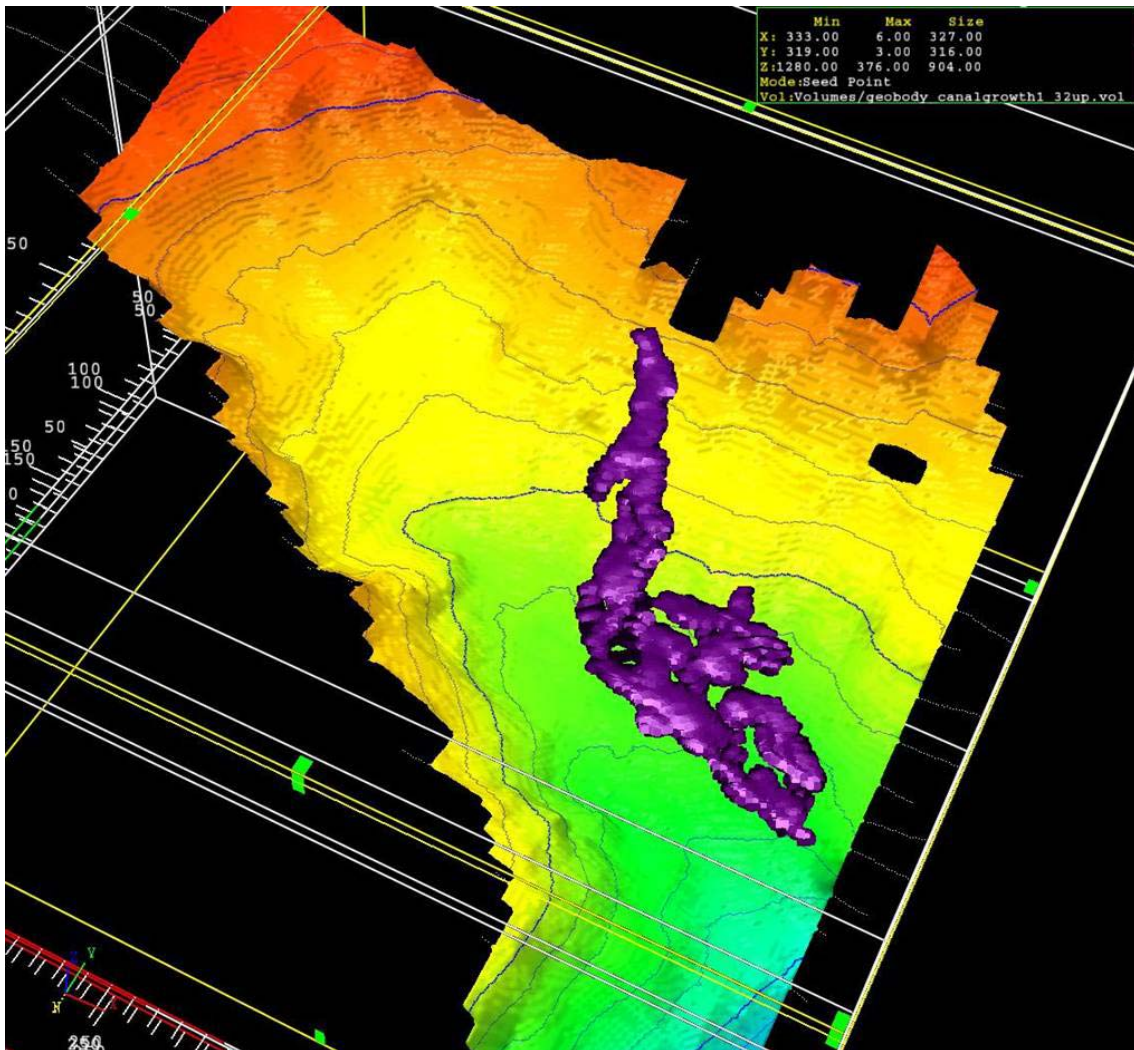
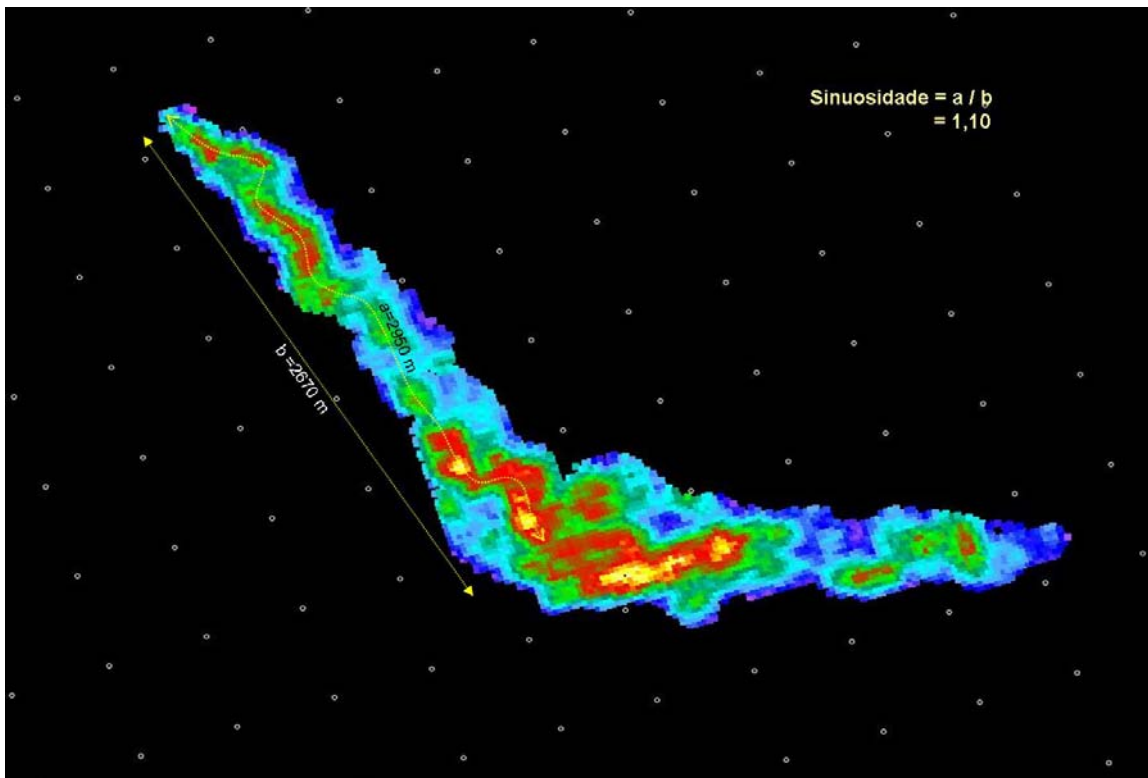


FIGURA 5.15 - Visualização tridimensional da base do Canyon do Rio Praúnas com canais do seu preenchimento representados por eventos extraídos do volume sísmico mediante seleção das maiores amplitudes. Observa-se um complexo de canais com sua metade inicial localizada no flanco do canyon, defletindo ao atingir o talvegue e seguindo a sua orientação, a partir deste ponto.



.....
FIGURA 5.16 – Mapa de amplitude RMS extraído de um evento sísmico dentro do Canyon do Rio Praúnas, associado a um provável canal. No trecho onde o canal deflete, ocorrem as maiores amplitudes, podendo-se inferir que este trecho corresponda a um local de acumulação preferencial de areia, considerando válida uma relação direta entre amplitude e espessura.

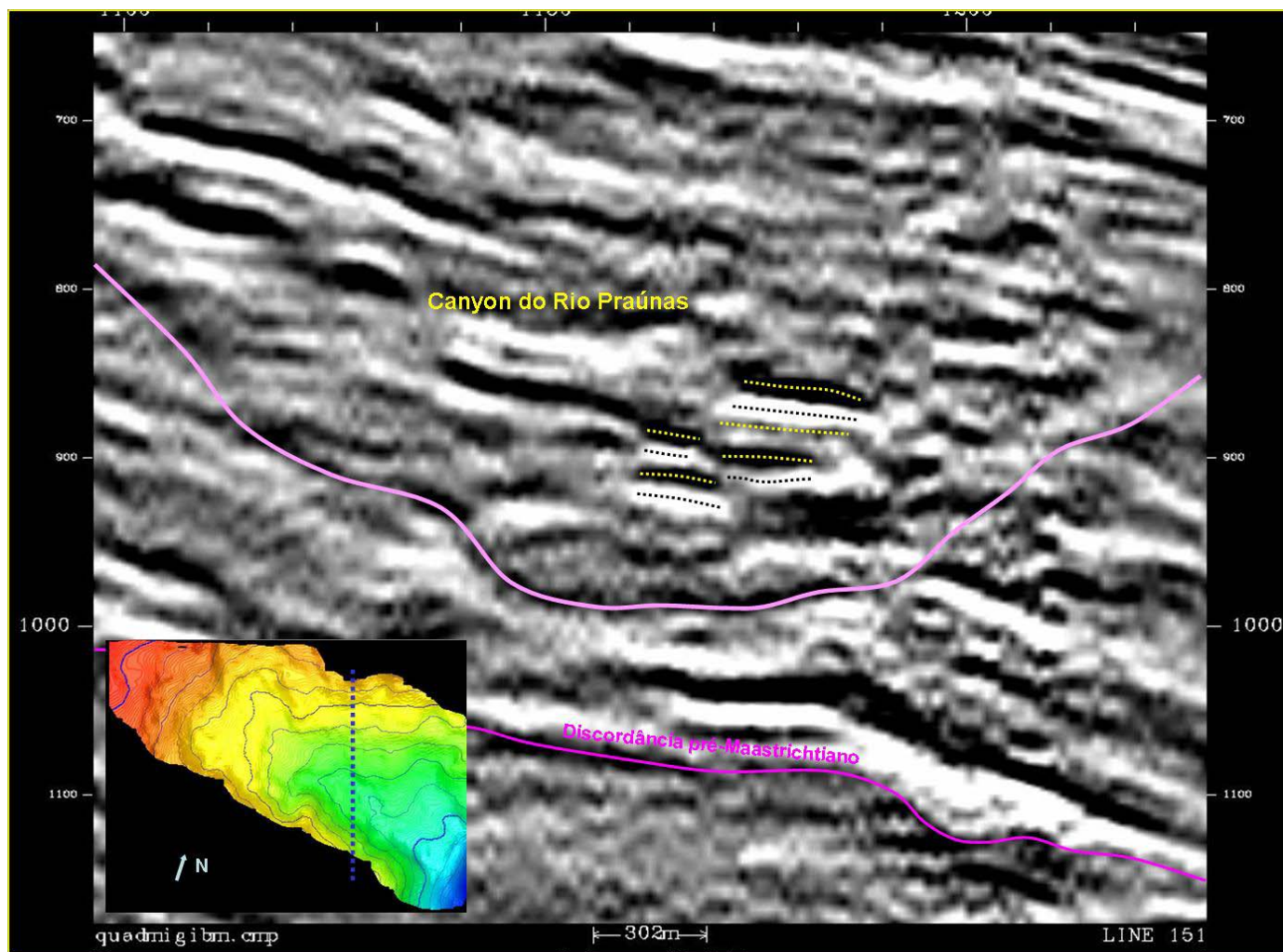


FIGURA 5.17 – Seção sísmica mostrando empilhamento vertical dos canais que preenchem o Canyon do Rio Praúnas.

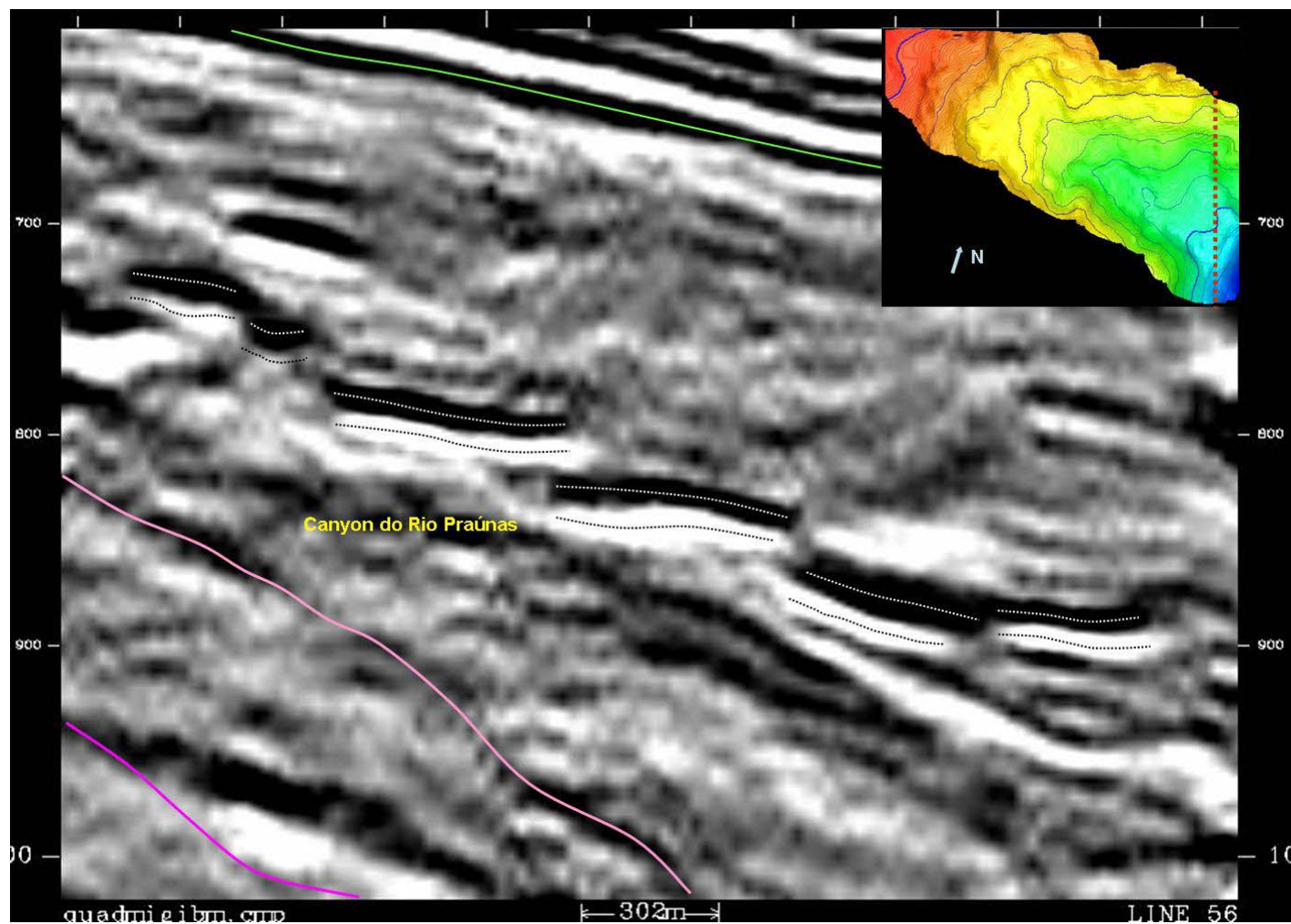


FIGURA 5.18 – Seção sísmica mostrando empilhamento lateral dos canais que preenchem o Canyon do Rio Praúnas. A migração lateral é favorecida pelo menor confinamento criado pelo mergulho mais suave do flanco nordeste do canyon.

Os canais no Canyon de Aroeira apresentam continuidade longitudinal tão pequena que as extrações de amplitude não os definiram bem, impossibilitando uma melhor definição das suas características. Em seção vertical, contudo, observa-se um padrão de empilhamento vertical predominante, localmente ocorrendo arranjos sugestivos de empilhamento lateral (FIGURA 5.19).

Considerando as características observadas nos complexos de canais dos três canyons, principalmente a segregação espacial e os padrões de empilhamento dos canais, é possível classificá-los como do tipo complexo de canais discretos de Moraes *et al.* (2006) (FIGURA 5.20)

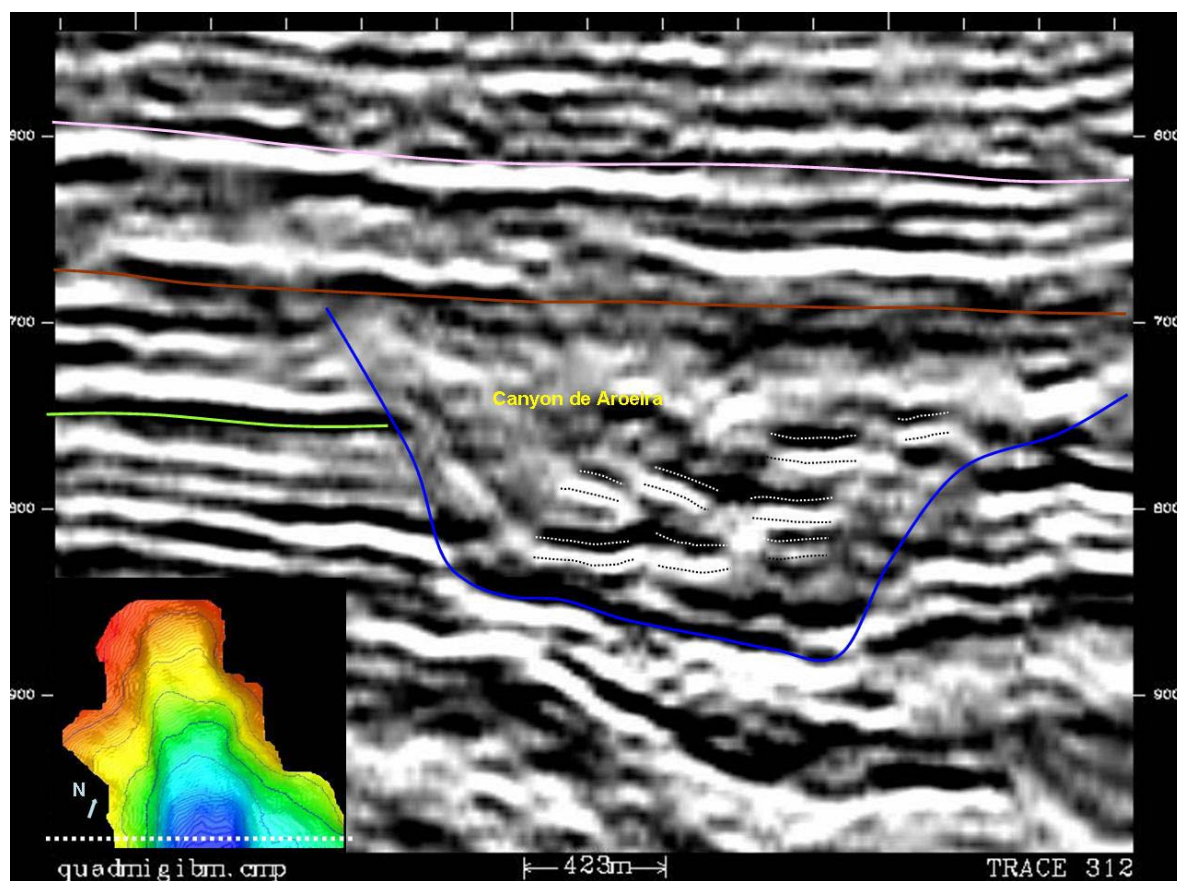


FIGURA 5.19 - Seção sísmica mostrando empilhamento vertical dos canais que preenchem o Canyon de Aroeira.

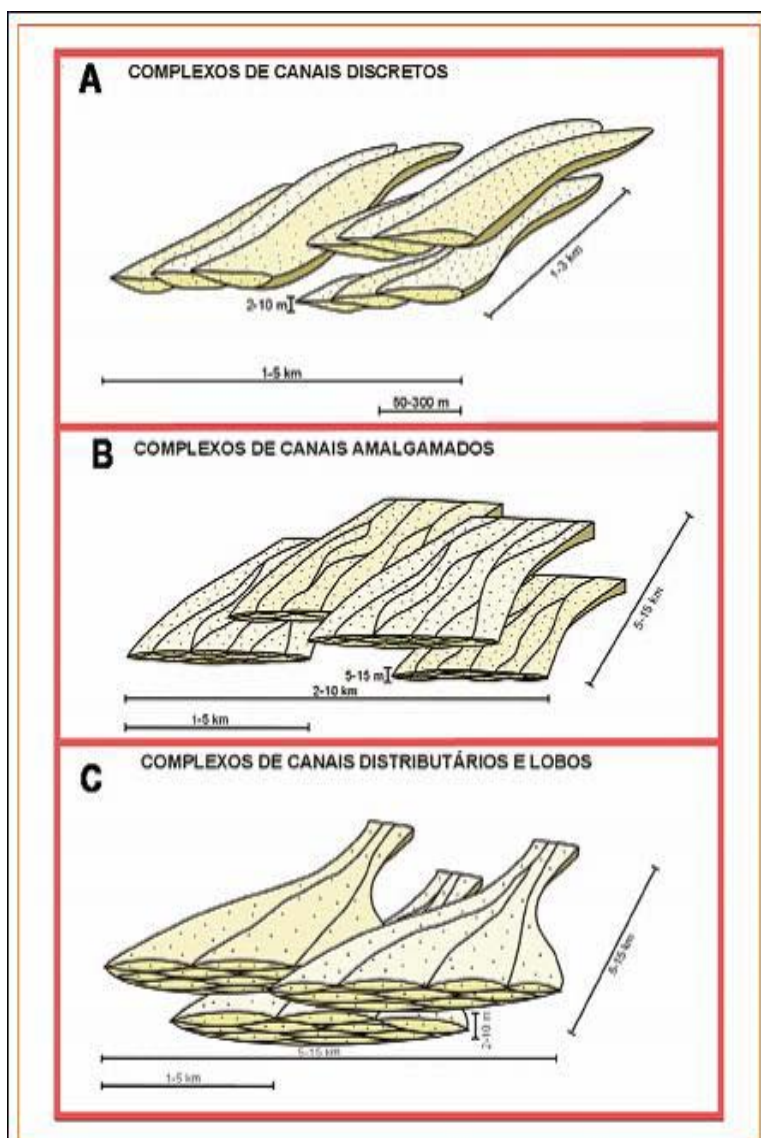


FIGURA 5.20 - Classificação dos tipos de reservatórios de águas profundas por Moraes *et al.* (2006). Nos complexos de canais discretos, os corpos de preenchimento de canal ocorrem segregados espacialmente, empilhando-se vertical ou obliquamente. Os complexos de canais amalgamados são dominados por canais relativamente rasos, caracterizados por frequente migração lateral. Os complexos de canais distributários e lobos são caracterizados por um sistema proximal de canais distributários rasos, comumente associados a lobos de extravasamento lateral e alimentando lobos frontais de pequena espessura e grande extensão lateral.

6. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Este estudo utilizou o método da estratigrafia de seqüências, visando decifrar a história evolutiva do Complexo de Canyons de Brejo Grande, caracterizando as seqüências que preenchem os canyons, e estabelecendo a relação temporal entre a formação e preenchimento destes e as superfícies limites e internas das seqüências.

A aplicação do método considerou os seguintes aspectos:

- Posicionamento do intervalo estudado na estratigrafia de seqüências regional;
- Reconhecimento da resposta de perfil de cada trato de sistema. Os padrões de perfis de cada trato foram definidos principalmente nos perfis de raios gama, com os perfis de resistividade, acústico, densidade e neutrão, sendo usados de forma complementar;
- Definição da fácies sísmica de cada trato a partir dos padrões de configuração, amplitude, continuidade e terminações das reflexões;
- Correlação das fácies sísmicas com padrões de perfil;
- Utilização de análises bioestratigráficas de nanofósseis e de análises paleoecológicas de foraminíferos;
- Correlação da estratigrafia de seqüências definida neste estudo com as cartas de ciclos eustáticos do nível do mar de Haq *et al.* (1988).

Em termos de cronoestratigrafia regional, o intervalo estudado tem como limite inferior a Discordância pré-Maastrichtiano de Vieira & Oliveira (1991) e como limite superior a discordância equivalente ao limite Cretáceo-Terciário (FIGURA 6.1). Está incluso na seqüência do Cretáceo Superior de Melo *et al.* (1987) e de Cainelli (1992) e na seqüência maastrichtiana de Vieira & Oliveira (1991).

A análise estratigráfica realizada neste estudo identificou três seqüências estratigráficas de 3ª ordem (*sensu* Vail, 1991), que correspondem ao preenchimento de três canyons identificados na área (FIG. 6.2 e 6.3).

A Seqüência 1 tem como limite (LS-1) a Discordância pré-Maastrichtiano, que tem caráter regional na Bacia de Sergipe-Alagoas e é particularmente expressiva na área de Brejo Grande. Corresponde à base do Canyon de Brejo Grande e erode sedimentos campanianos. Nesta seqüência foram identificados os tratos de sistemas de mar baixo

(TSMB-1) e transgressivo (TST-1) (FIG. 6.1 e 6.2). Como o limite inferior da seqüência 2 (LS-2) está implantada diretamente sobre os sedimentos do TST-1, é válido supor que o trato de mar alto não ocorreu ou não foi preservado dentro dos limites da área estudada.

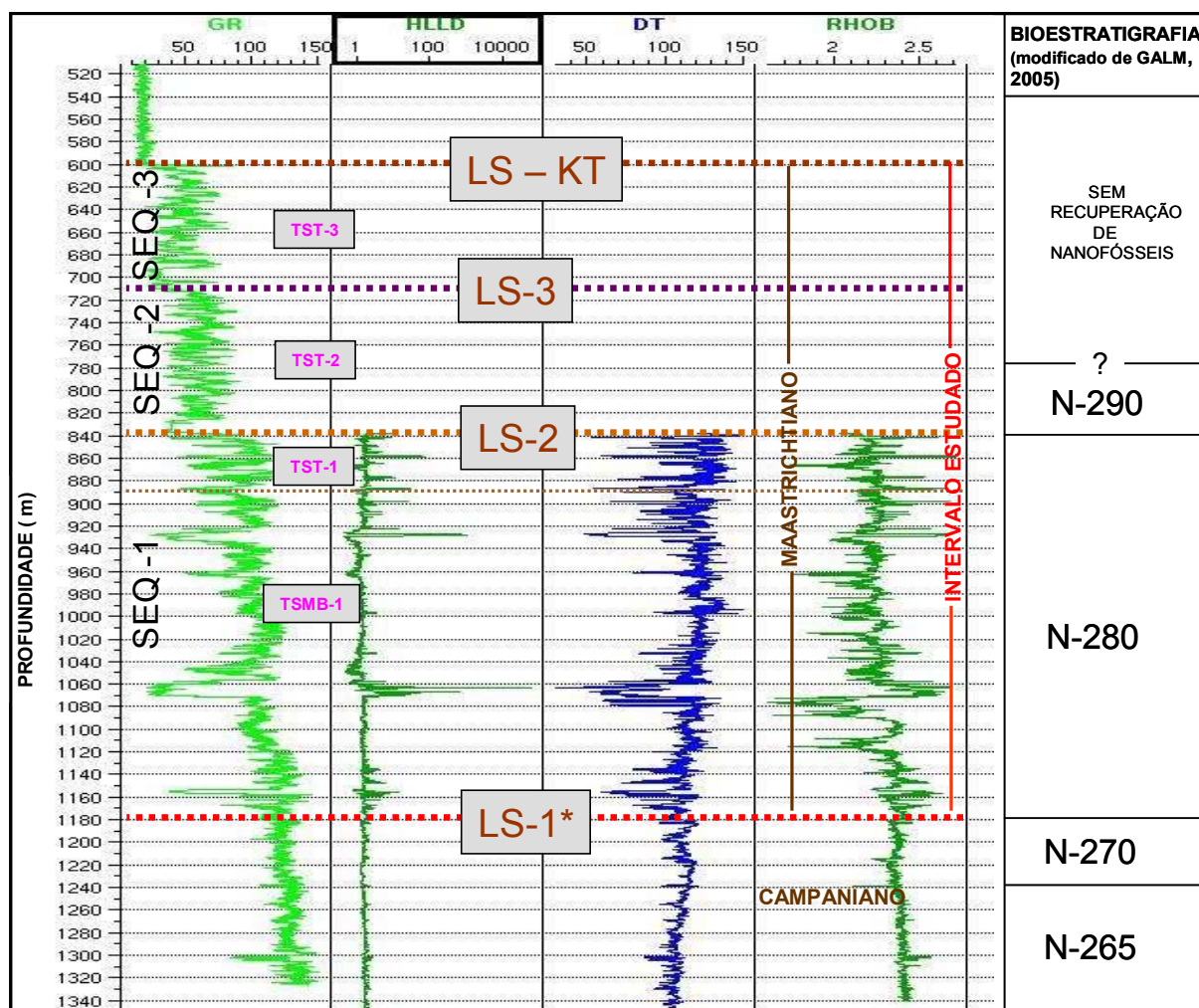


FIGURA 6.1- Seqüências e tratos interpretados nos perfis elétrico, radioativo, acústico e de densidade e suas relações com as biozonas de nanofósseis de Galm (2005). (*) Discordância pré-Maastrichtiano de Vieira & Oliveira (1991).

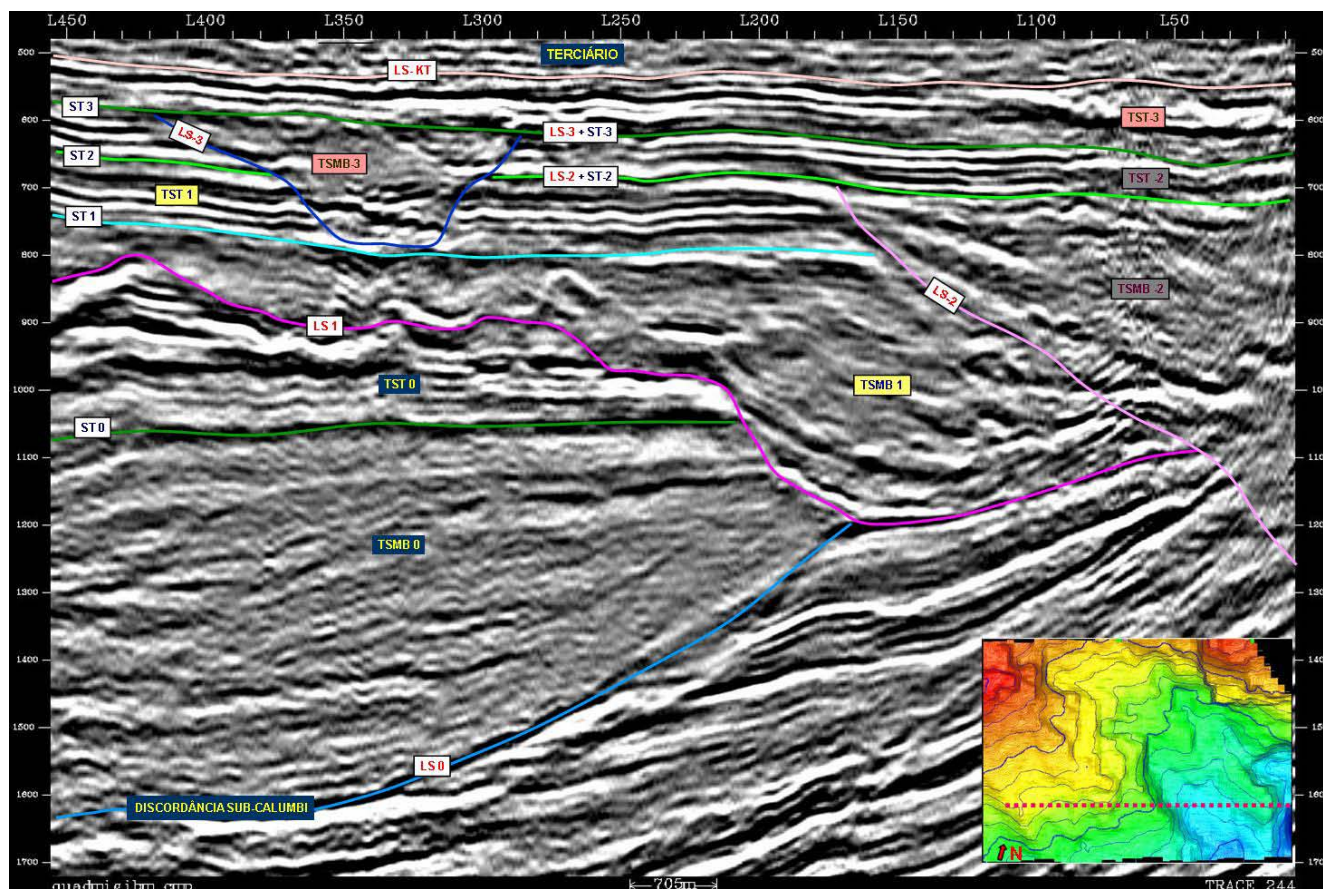


FIGURA 6.2 - Seção sísmica mostrando seqüências, tratos (TST- trato transgressivo, TSMB- trato de mar baixo) e superfícies (LS - limite de seqüência, ST - superfície transgressiva) definidos no Complexo de Canyons de Brejo Grande. O intervalo estudado é limitado pelos limites de seqüência LS-1 e LS-KT. Os LSs correspondem às bases dos canyons. Os TSMBs são caracterizados por reflexões irregulares e descontínuas, predominantemente de baixa amplitude, com eventos de alta amplitude ocorrendo isolados ou empilhados. São freqüentes as feições de corte. Os TSTs apresentam fácies sísmica caracterizada por geometria em lençol com reflexões plano paralelas de alta amplitude e continuidade. Localização no mapa estrutural sísmico do LS-1.

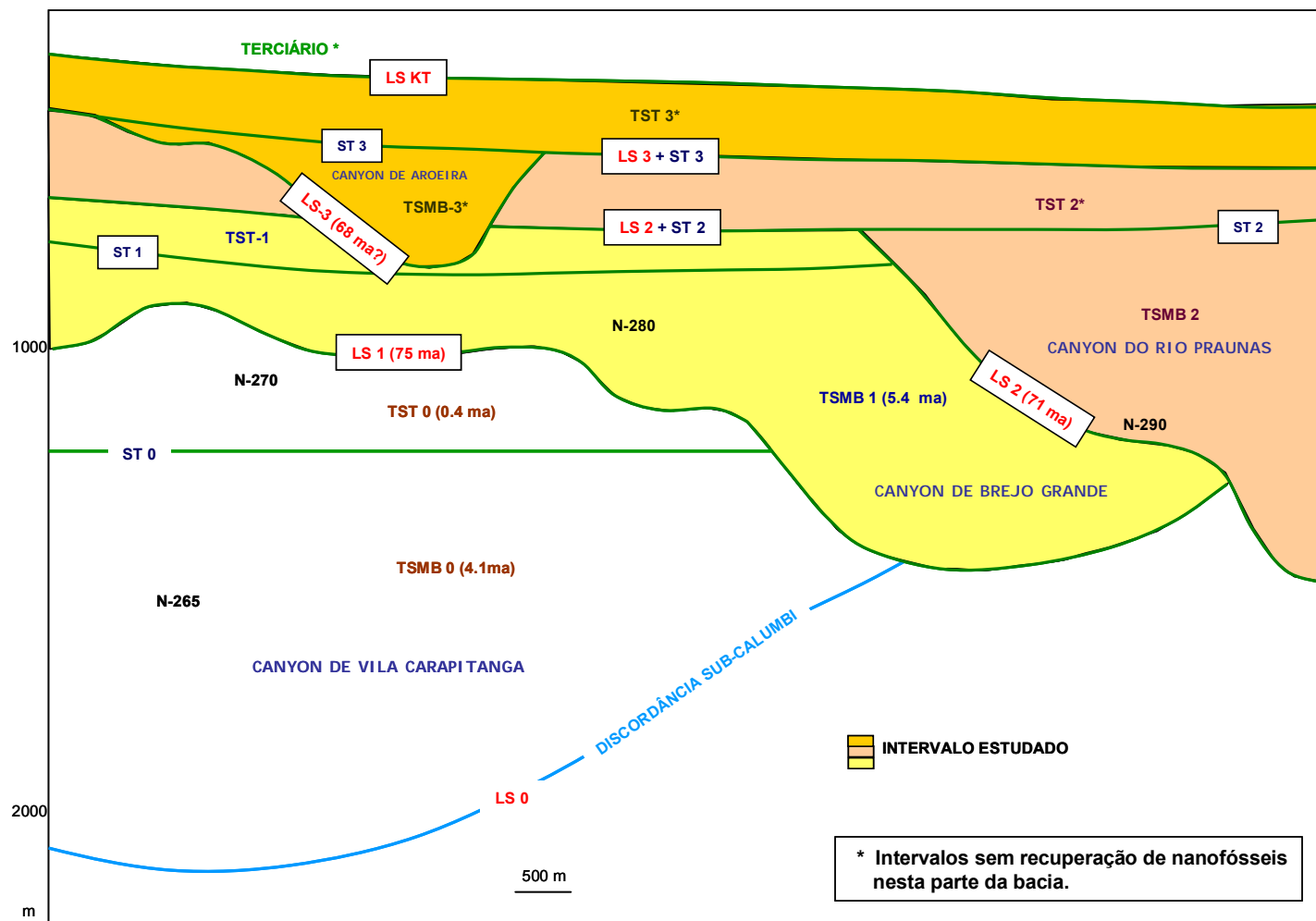


FIGURA 6.3 – Seção geológica esquemática equivalente à seção sísmica da FIGURA 6.2.

Em seção sísmica, o TSMB-1 é caracterizado por reflexões irregulares e descontínuas, predominantemente de baixa amplitude, com eventos de alta amplitude ocorrendo isolados ou empilhados. São frequentes as feições de cortes, normalmente preenchidas por eventos de alta amplitude (FIGURA 6.2).

O padrão básico do perfil de raios gama no TSMB-1 é uma linha base de folhelho (*background*) intercalada por intervalos com valores menores de radioatividade. Estes intervalos correspondem a camadas de clásticos grossos (arenitos, conglomerados) com espessuras variáveis e apresentam diferentes padrões internos (granodecrescência e granocrescência ascendente, serrilhado, caixote, delgado isolado) (FIG. 6.1, 6.4 e 6.5).

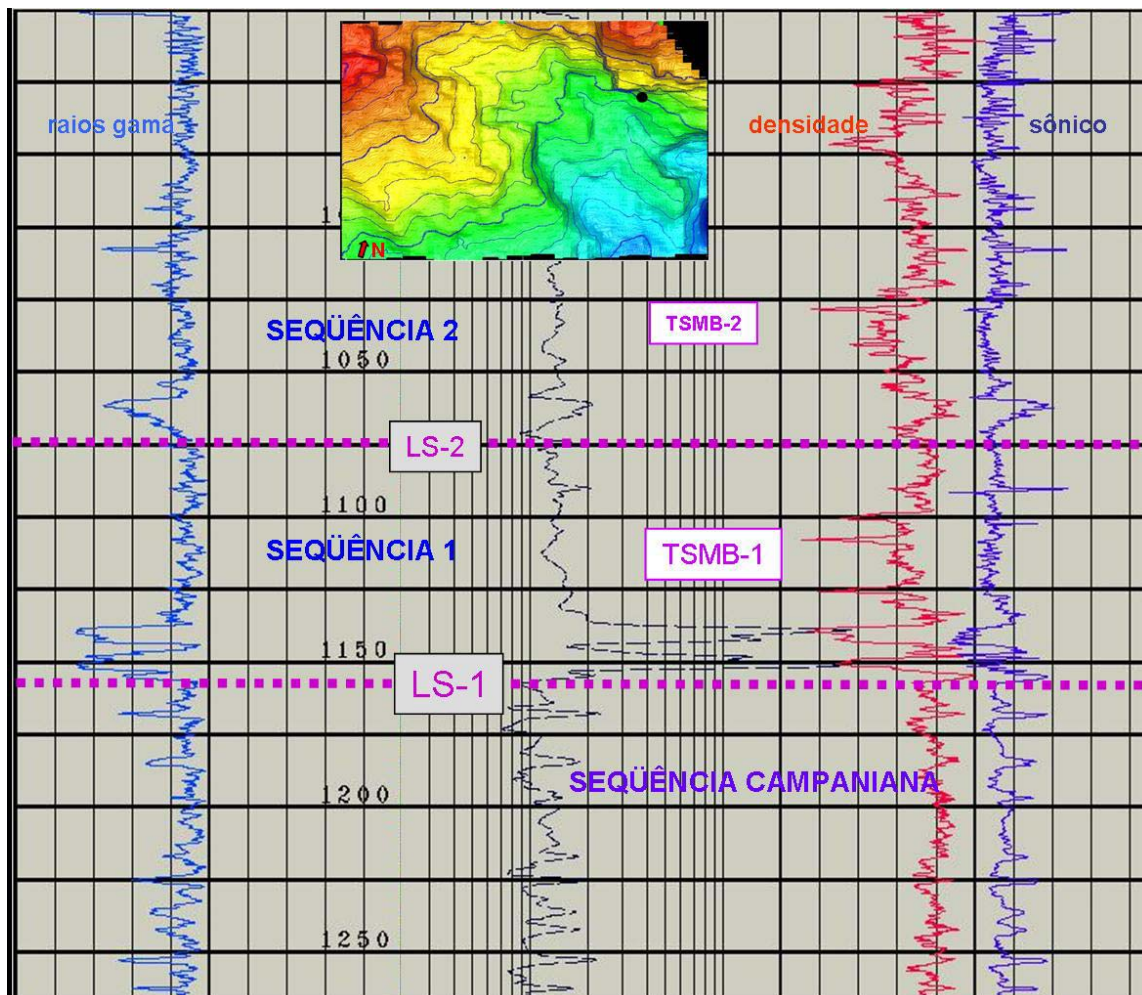


FIGURA 6.4 - Marcação do limite de seqüência (LS-1) nos perfis elétrico, radioativo, acústico e de densidade. O limite é posicionado na base do primeiro intervalo de clásticos grossos. Localização do poço no mapa estrutural do LS-1.

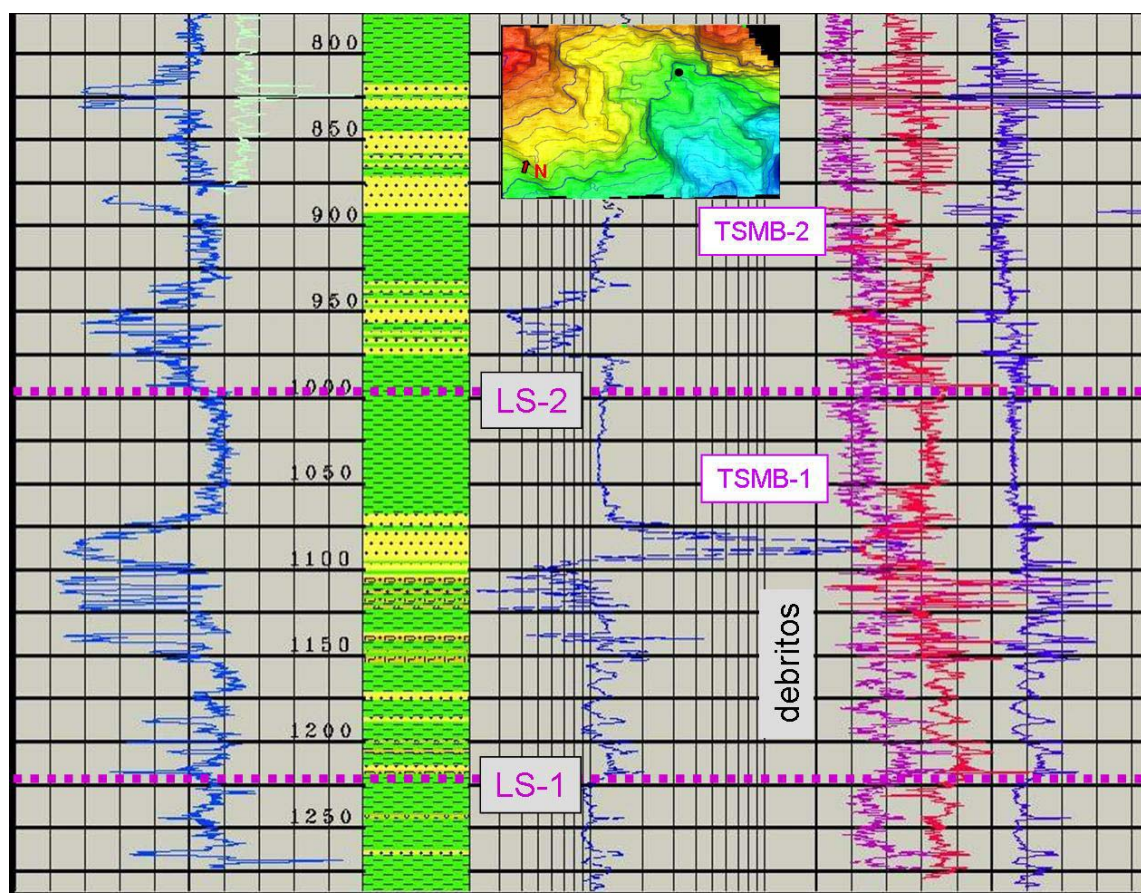


FIGURA 6.5 – Marcação do LS-1 num poço que atravessa uma calha interna do canyon, preenchida por debritos. O perfil de raios gama não registra mudança significativa no limite que, todavia, pode ser marcado nos perfis de resistividade, densidade e neutrão.

Como componentes do trato de mar baixo podem ser identificados: um intervalo basal de pequena espessura, composto pelos complexos de transporte de massa (debritos), sobrepostos por depósitos de *by-pass* (*lags*), ambos considerados correlatos de um leque de fundo de bacia (*sensu* Vail, 1987 – ver FIGURA 2.3), que pode ou não existir na área *offshore* da bacia; e um intervalo superior composto por complexos de canais pertencentes à parte proximal do leque de talude (*sensu* Vail, 1987 – ver FIGURA 2.3) (FIGURA 6.6). A cunha progradante não foi identificada, podendo sua ausência ser explicada pelos argumentos usados por Cainelli (1992), que atribuiu às taxas não constantes e baixas de suprimento sedimentar, à plataforma estreita e ao talude íngreme da Bacia de Sergipe-Alagoas, a não formação de cunhas progradantes nos tratos de mar baixo das seqüências por ele definidas.

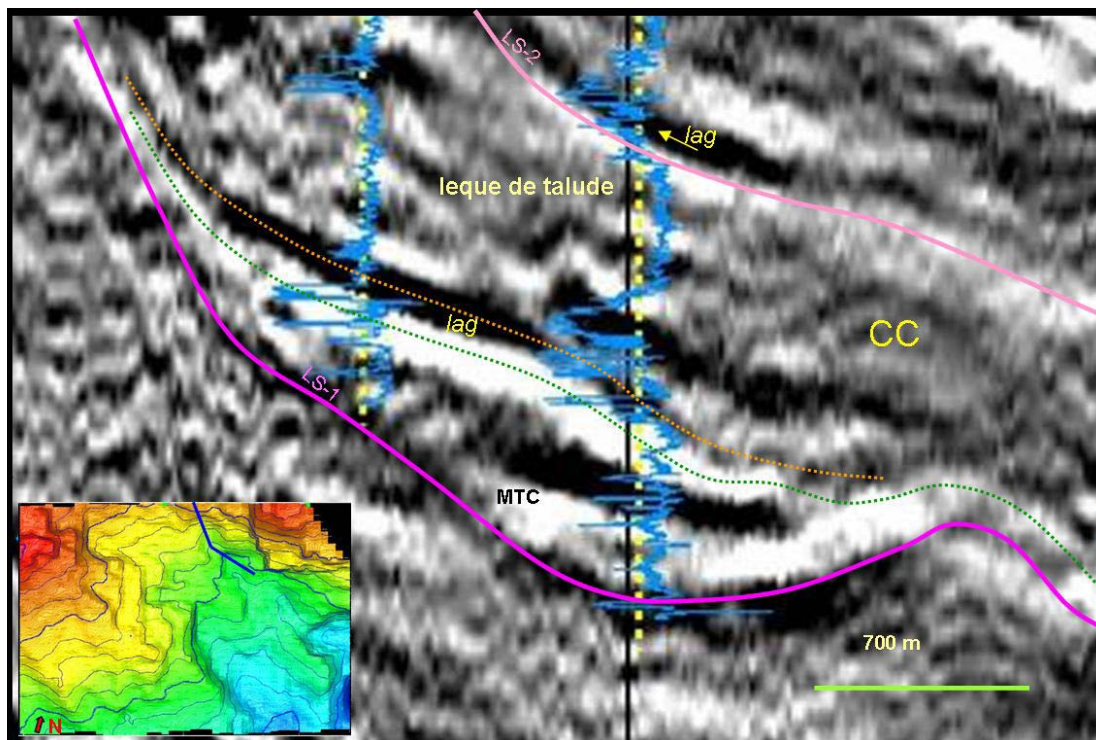


FIGURA 6.6 – Seção sísmica mostrando componentes do trato de mar baixo da seqüência 1 (TSMB-1). O *lag* (depósitos de *by-pass*) e o MTC (complexos de transporte de massa) preenchem calhas internas do canyon e são equivalentes a um possível leque de fundo de bacia depositado a jusante do canyon. Os complexos de canais (CC) compõem o leque de talude. Localização da seção no mapa estrutural sísmico do LS-1.

A análise paleoecológica por foraminíferos indica que o TSMB-1 foi depositado em profundidades entre 150-250 metros (nerítico profundo a batial superior), situadas próximas à borda da plataforma (Koutsoukos, 2006). A interpretação do intervalo analisado como leque de talude baseia-se em Mitchum *et al.* (1993), que posicionaram a deposição do leque de talude em ambientes que variam de batial inferior a superior, mas considera a possibilidade de sua ocorrência em ambiente nerítico.

O LS-1 é facilmente reconhecível na maior parte dos poços, por estar situado na base do primeiro intervalo de sedimentos siliciclásticos grossos, que contrastam com os diferentes tipos litológicos da seqüência inferior (FIGURA 6.4). Contudo, quando ocorrem debritos na base da seqüência, normalmente preenchendo a parte inferior das calhas, a marcação desse limite não é feita de forma tão direta, em razão dessas rochas apresentarem resposta no perfil de raios gama semelhante aos folhelhos. A marcação da base da seqüência, feita a partir deste perfil, seria no topo dos debritos. Neste caso, os perfis de

resistividade, acústico, densidade e neutrão, por mostrarem respostas diferentes nos debritos e folhelhos sotopostos, definem a base da seqüência (FIGURA 6.5).

Em seção sísmica, o LS-1 é interpretado a partir do seu caráter discordante em relação aos refletores sub e sobrejacente. Os refletores associados aos sedimentos campanianos são truncados por esta superfície, enquanto que os refletores correspondentes ao preenchimento do canyon terminam nela na forma de *onlap* (FIGURA 6.2).

O trato de sistemas transgressivo 1 (TST-1) apresenta fácies sísmica caracterizada por geometria em lençol com reflexões plano paralelas de alta amplitude e continuidade, indicando alternância litológica e sugerindo processos alternantes de alta e baixa energia em ambiente extenso e relativamente uniforme (FIGURA 6.2).

O padrão de perfil do TST-1 apresenta granodecrescência ascendente, caracterizado por um conjunto de parasseqüências retrogradantes (FIGURA 6.7).

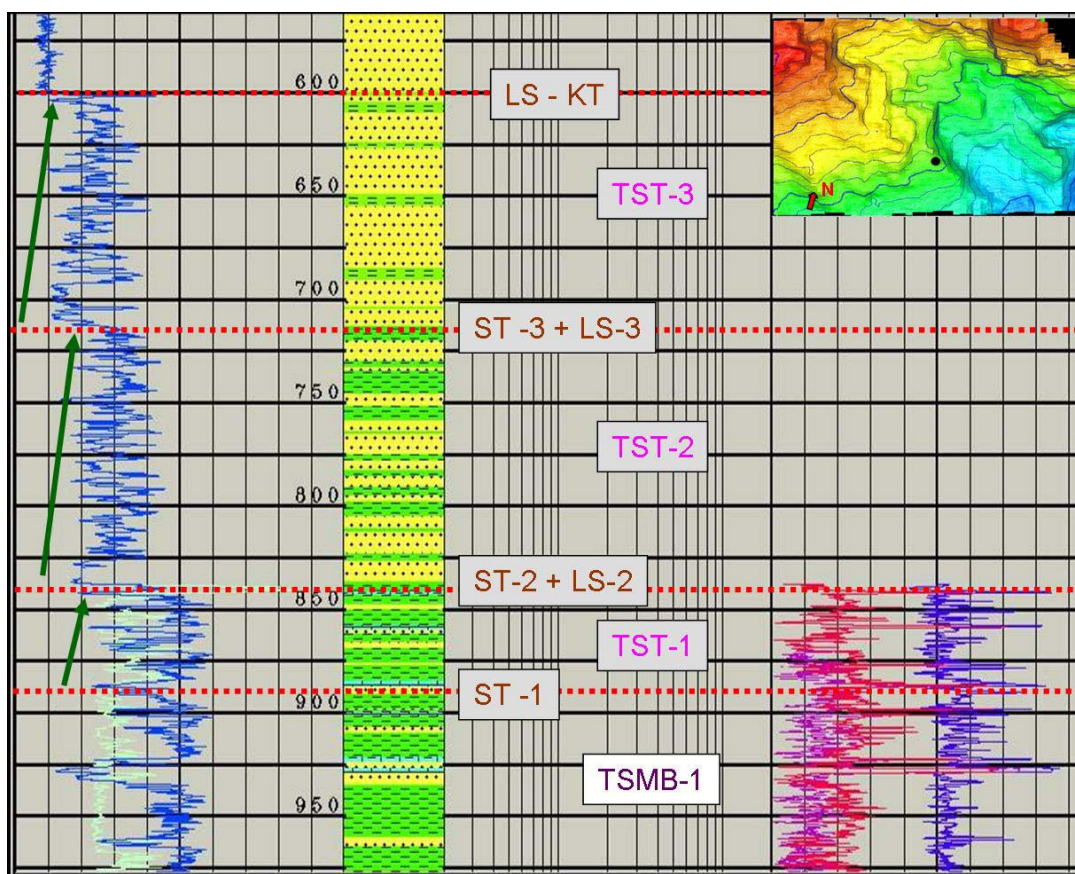


FIGURA 6.7 – Os tratos de sistemas transgressivos (TSTs) apresentam padrão de empilhamento com granodecrescência ascendente no perfil de raios gama. Localização do poço no mapa estrutural do LS-1.

A Seqüência 2 preenche o Canyon do Rio Praúnas e tem como limite de seqüência inferior (LS-2) a superfície erosiva que define a base deste canyon, escavada nos sedimentos da Seqüência 1. É composta pelo trato de mar baixo (TSMB-2) e o transgressivo (TST-2). Os tratos apresentam as mesmas características sísmicas e de perfil daquelas observados na seqüência 1 (FIG. 6.2, 6.7 e 6.8).

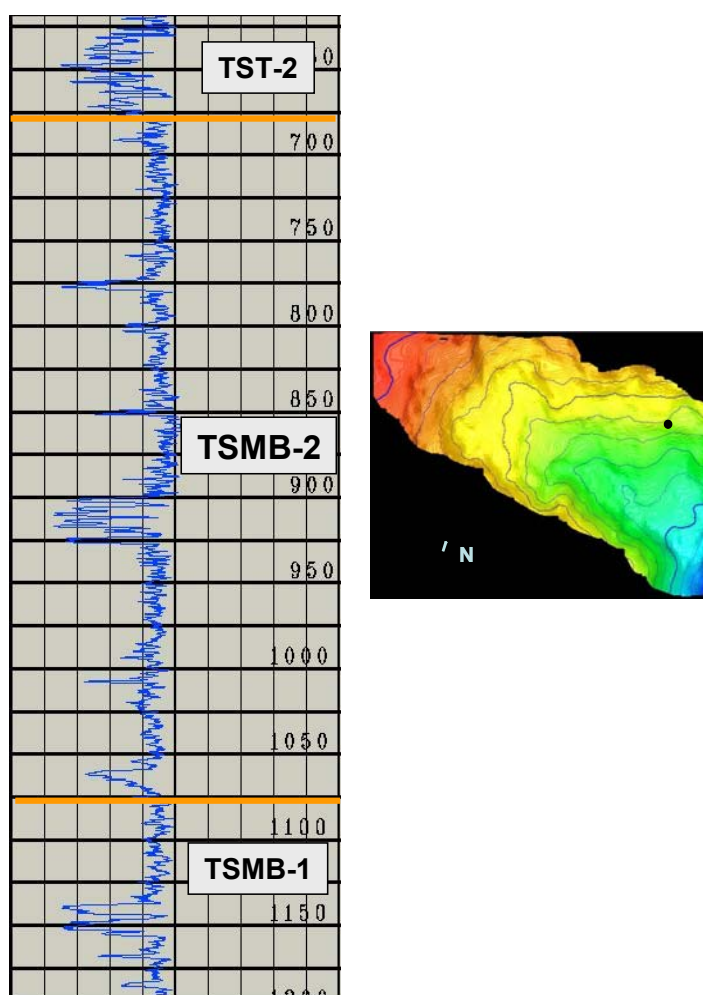


FIGURA 6.8 – Perfil de raios gama mostrando padrão de empilhamento do TSMB-2. O padrão básico é uma linha base com predominância de folhelhos (*background*) com intercalações esparsas de arenitos e conglomerados. Localização do poço no mapa estrutural da LS-2.

A Seqüência 3 preenche o Canyon de Aroeira e tem como limite de seqüência inferior (LS-3) a superfície erosiva que define a base deste canyon, escavada nos sedimentos da Seqüência 2 (FIGURA 6.2). É também composta pelos tratos de mar baixo

(TSMB-3) e transgressivo (TST-3). Diferentemente das outras duas seqüências, o TSMB-3 apresenta, em seção sísmica (FIGURA 6.9), um intervalo superior caracterizado por eventos sísmicos que mergulham no sentido das partes mais profundas do canyon e terminam em *down lap* sobre os complexos de canais. A configuração do tipo oblíqua progracional das reflexões permite considerar esta fase como o período de deposição da cunha progracional (Vail *et al.*, 1987 – ver FIGURA 2.3), que encerra o trato de seqüências de mar baixo.

As superfícies produzidas pelos eventos sucessivos de erosão e deposição que ocorreram durante o preenchimento dos canyons (FIGURA 5.12) correspondem a feições de 4ª e 5ª ordens, internas aos canyons.

O controle bioestratigráfico da sucessão estratigráfica estudada foi parcialmente estabelecido pelas datações e análises quantitativas de Galm (2005) (FIGURA 6.1). O limite de seqüência 1 (LS-1) equivale à base da biozona N-280, que ocorre sobreposta à biozona N-265 nas partes mais profundas do Canyon de Brejo Grande e à biozona N-270 nos seus flancos. A biozona N-290 ocorre na parte inferior da Seqüência 2, sua base correspondendo ao limite de seqüência 2. No restante da seqüência 2 não foram recuperados nanofósseis. A ausência de nanofósseis pode indicar paleobatimetrias menores que 100 metros e/ou altas taxas de sedimentação.

A correlação dos limites de seqüências com as quedas do nível do mar de Haq *et al.* (1988) pode ser feita mediante associação das idades dos limites, inferidas através das biozonas de nanofósseis, com as idades dos limites dos ciclos de 3ª ordem deste autor (FIGURA 6.10). O LS-1, que corresponde à base da biozona N-280 (70.4 - 74.8 m.a., segundo Beurlen *et al.*, 2005), pode ser correlacionado ao limite inferior do ciclo 4.4 (3ª ordem) de Haq *et al.* (1988). O LS-2, que corresponde à base da biozona N-290 (64.5 – 70.4 m.a., segundo Beurlen *et al.*, 2005), pode ser correlacionado à base do ciclo 4.5. A ausência de nanofósseis na seqüência 3 faz com que a correlação desta com os ciclos de Haq *et al.* (1988) seja apenas tentativamente inferida. Considerando válidas estas correlações, conclui-se que, na área estudada, o controle principal do tempo de formação dos limites de seqüência foi exercido pelas variações eustáticas globais do nível do mar, podendo a subsidência e o suprimento de sedimentos ter afetado a magnitude das variações relativas do nível do mar e as características das seqüências.

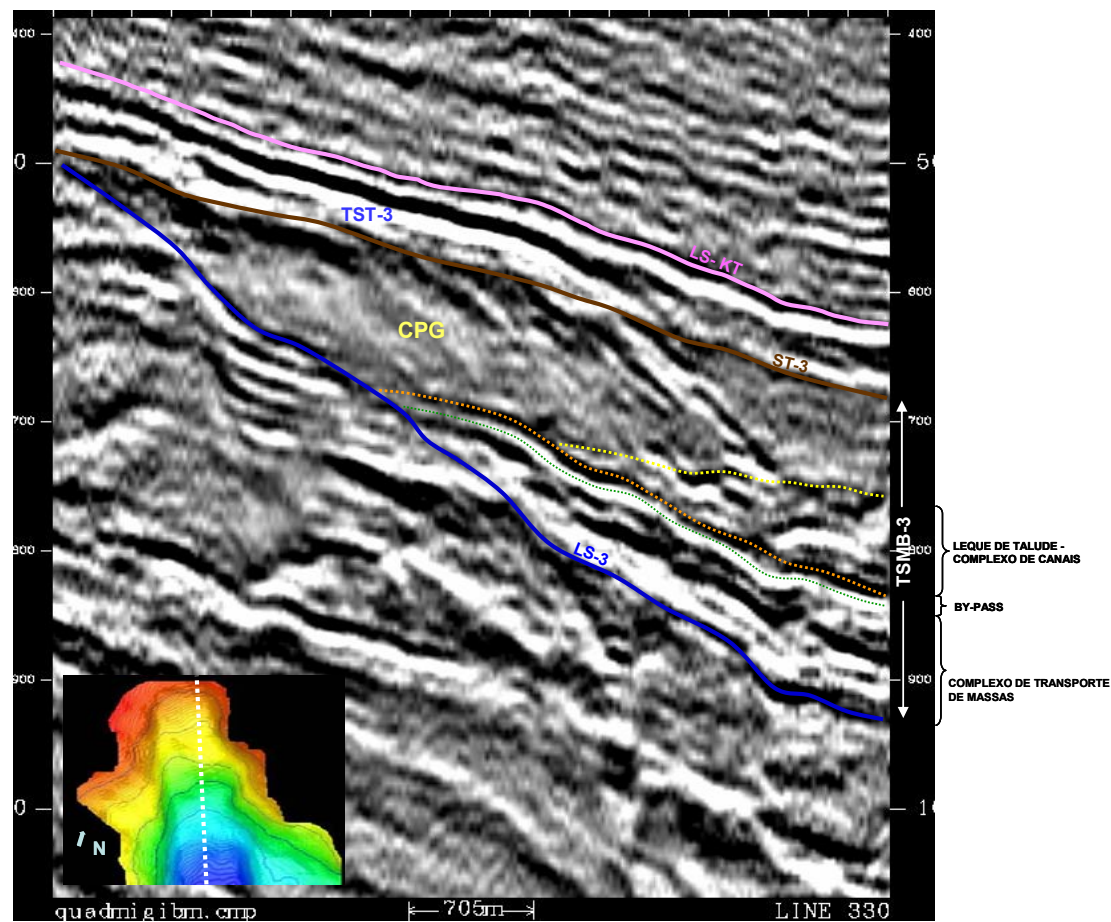


FIGURA 6.9 – Seção sísmica interpretada mostrando a Seqüência 3 e seus tratos (TSMB-3, TST-3). O complexo de transporte de massas (MTC) e os depósitos de *by-pass* equivalem ao leque de fundo de bacia depositado a jusante do canyon, segundo os conceitos da estratigrafia de seqüências. O TSMB-3 contém também o leque de talude e a cunha progradante (CPG). O TST-3 é caracterizado pelo padrão plano-paralelo das reflexões. A superfície LS-KT corresponde ao topo da Seqüência 3 e ao limite Cretáceo-Terciário.

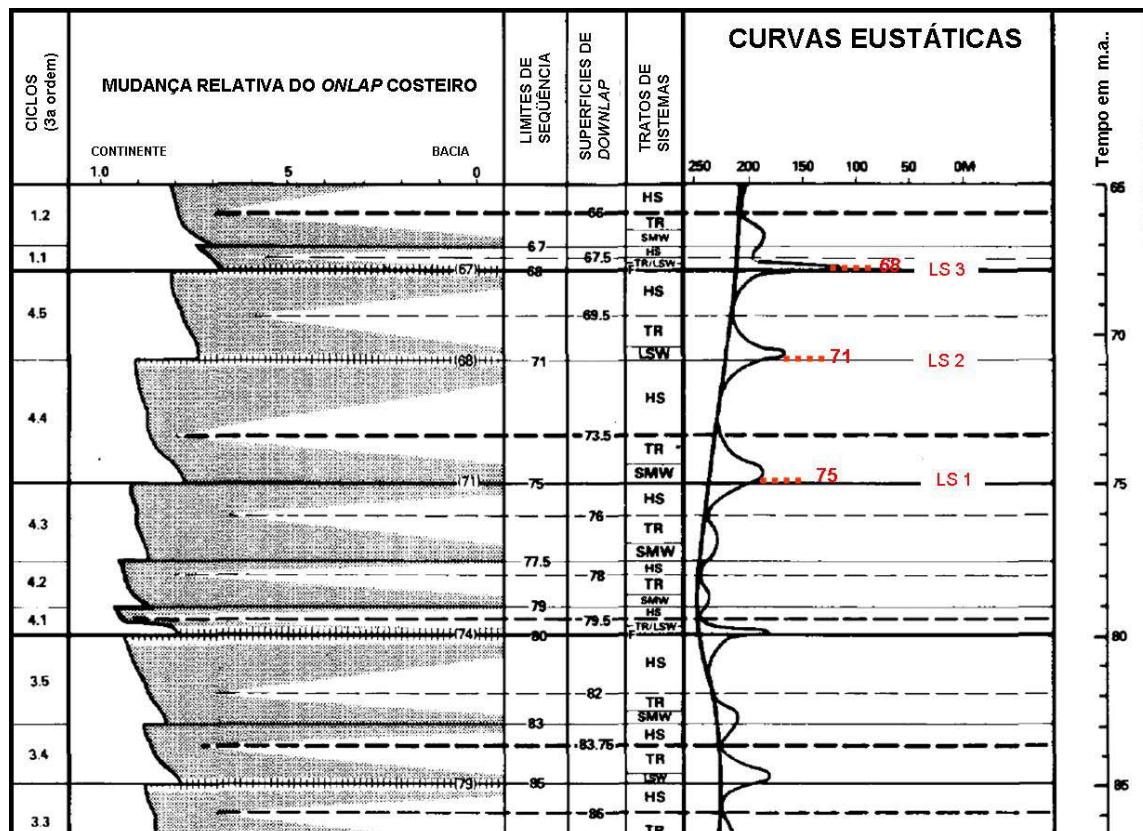


FIGURA 4.10 - Correlação entre os os limites de seqüência definidos neste estudo (LSs) e os limites de seqüência de 3a. ordem de Haq *et al.*, (1988). As idades dos limites de seqüência (LS 1, LS 2, LS 3) foram estimadas a partir das biozonas de nanofósseis. FIGURA modificada de Haq *et al.*(1988).

7. CONCLUSÕES

1. No intervalo maastrichtiano do Grupo Piaçabuçu na área de Brejo Grande, na Bacia de Sergipe-Alagoas, ocorre um complexo de canyons composto de três canyons, que se sucedem, e foram denominados, do mais antigo para o mais novo: canyons de Brejo Grande, Rio Praúnas e Aroeira;
2. O posicionamento dos canyons foi controlado estruturalmente por falhas transversais ao Sistema de Falhas de Ponta dos Mangues. Estas falhas são originalmente da fase *rift* e foram reativadas antes da deposição dos sedimentos maastrichtianos;
3. Quatro fases principais de preenchimento dos canyons foram reconhecidas: fase inicial, fase de *by-pass*, fase dos complexos de canais e fase da cunha progradante. Na fase inicial foram depositados os complexos de transporte de massas (MTCs). Na fase de *by-pass*, o canyon atuou como conduto e foram preservados apenas os depósitos de *lags*. A fase dos complexos de canais corresponde ao tempo da deposição do maior volume de sedimentos dentro dos canyons, quando os fluxos já não levavam a maior parte de sua carga para além dos seus limites. A fase da cunha progradante foi interpretada apenas no Canyon de Aroeira e registra a progradação que marca a fase inicial da subida do nível do mar;
4. Os complexos de canais são compostos de canais espacialmente segregados e enquadram-se no tipo complexos de canais discretos de Moraes *et al.* (2006);
5. Os canais produzem refletores bem marcados, porém, devido à variação lateral abrupta de espessura, os mesmos são lateralmente descontínuos;
6. Os canais apresentam preferencialmente a mesma orientação do eixo do canyon, são pouco sinuosos e têm continuidade longitudinal variável. Quando estão na parte

mais confinada do canyon, empilham-se verticalmente. Na parte superior, menos confinada, podem apresentar um componente lateral no empilhamento;

7. O preenchimento de cada canyon corresponde a uma seqüência deposicional de 3ª ordem (*sensu* Vail, 1991);
8. Nas seqüências associadas a cada canyon (denominadas seqüências 1, 2 e 3) são reconhecidos os tratos de mar baixo e transgressivo;
9. Foram identificados como componentes dos tratos de mar baixo das seqüências 1 e 2 o equivalente proximal do leque de fundo de bacia e o complexo de canais do leque de talude. Na seqüência 3, além destes, ocorre a cunha progradante;
10. O limite de seqüência 1 equivale à base da biozona de nanofósseis N-280. O limite de seqüência 2 corresponde à base da biozona de nanofósseis N-290.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, A.C.F. As areias da Formação Piaçabuçu, Membro Calumbi dos poços 1-SES-1A e 1-SES-3, comparadas com modelos de barras marinhas. PETROBRAS. Relatório Interno, 1969.

BEURLEN, G.; FREITAS, L.C. e UESUGUI, N. Paleoecologia do Baixo de São Francisco I - Área de Brejo Grande/Carapitanga. PETROBRAS. Relatório Interno, 1987.

BEURLEN, G. Análise paleoecológica dos testemunhos do poço 7-BRG-2-SE. PETROBRAS - Relatório Interno, 2005.

CAMPOS NETO, O.P. de A.; CRUZ, F.E.G. da; SOUZA-LIMA, W. e FIGUEIREDO, F.A. de. Sistemas deposicionais, estratigrafia e paleogeografia da seção neocretácea da Formação Calumbi, Bacia de Sergipe-Alagoas. PETROBRAS. Relatório Interno. 61 p. 2000.

CAINELLI, C. Sequence stratigraphy, canyons, and gravity mass-flow deposits in the Piaçabuçu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. Ph.D. Thesis. University of Texas, Austin. 233 p, 1992.

CHAGAS, L.S.; CHIOSSI, D.S.N.; CERQUEIRA, R.M.; HAMSJ JR., G.P.; MARQUES, G. e LISBOA, G. Evolução tectono-estratigráfica do rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas e novas perspectivas exploratórias. PETROBRAS. Relatório Interno, 1993.

CRONIN, B.T.; AKHMETZHANOV, A.M.; MAZZINI, A.; AKHMANOV, G.; IVANOV, M. e KENYON, N.H. Morphology, evolution and fill: implications for sand and mud distribution in filling deep water canyons and slope channel complexes. *Sedimentary Geology*, 179, p. 71-97, 2005.

ESTRELA, G.O. e PALAGI, P.R. Plataforma continental de Sergipe-Alagoas. PETROBRAS. Relatório Interno, 1969.

FALKENHEIN, F.U.H. (coordenador) Projeto análise da Bacia de Sergipe – Alagoas. PETROBRAS. Relatório Interno, 1985.

FEIJÓ, F.J. Estratigrafia das bacias sedimentares do Brasil. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v.8 (1). Rio de Janeiro, RJ, 1995.

FISHER, W. L.; GAMA JR., E. e OJEDA, H.O. Depositional Systems of the Piaçabuçu Formation, Sergipe/Alagoas Basin. PETROBRAS. Relatório Interno, 1973.

GALM, P. Análises bioestratigráficas de poços da área de Brejo Grande. PETROBRAS. Relatório Interno, 2005.

GARDNER, M.; MORAES, M.S.; KLING, E. e MELICK, J. Using the deep-water record from the northern and southern margins of the Western Delaware Basin to reconstruct the Permian paleogeography and tectonic history. Petrobras and Montana State University Deep Water Field Seminar, 2006.

HAQ, B. U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: Wilgus, C.K. *et al.* (eds). Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publ. n° 42. p. 71-108, 1988.

KOUTSOUKOS, E.A.M. Análise paleoecológica do poço 7-BRG-2-SE. PETROBRAS. Relatório Interno, 2006.

KOUTSOUKOS, E.A.M. e BEURLIN, G. Análise paleobiocênótica de foraminíferos bentônicos do Cretáceo superior da Bacia de Sergipe pelo método Braun-Blanquet. Boletim de Geociências da PETROBRAS. V.5(1/4). Rio de Janeiro, RJ. p. 5-16, 1991.

LITWINSKI, C.A. e WILBERT, A. Campo de Brejo Grande: Exemplo de sucesso exploratório baseado em modelo geológico. In: 3º Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório. PETROBRAS, 1988.

MELO, U.; PENA, A.G.; DIAS, C.R.; PEREIRA, C.A.G.; ANDRÉ, D.L.; COSTA, I.R.; SOUTO, J.J.N.; RODRIGUES, J.J.G.; VAN DER VEN, P.H. e CASTELLANI, R.T. Projeto Calumbi. PETROBRAS. Relatório Interno, 1987.

MORAES, M.A.S.; BLASKOVSKI, P.R. e PARAIZO, P.L.B. Arquitetura de reservatórios de águas profundas. Boletim de Geociências da PETROBRAS. V.14(1). Rio de Janeiro, RJ. p.7-25, 2006.

MITCHUM, R.M.; SANGREE, J.B.; VAIL, P.R. e WORNARDT, W.W. Recognizing sequences and systems tracts from well logs, seismic data and biostratigraphy: examples from the late Cenozoic. In: Weimar, P. e Posamentier, H.W. (eds.) - Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Recent Developments and Applications. AAPG Memoir 58. p. 163-197, 1993.

MUTTI, E. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: Zuffa, G.G (ed.) - Provenance of arenites. D. Reidel Publishing Company. Dordrecht. p. 65-93, 1985.

MUTTI, E. e RICCI LUCCHI, F. Turbidite facies and facies associations. In: Mutti, E.; Parea, G.C.; Ricci Lucchi, F.; Saggi, M.; Zanauchi, G.; Ghibaud, G.; Iaccarino, S. (eds.) - Exemplos of turbidite facies associations from select formations of Northern Apennines. In: IX Int. Congr. I.A.S., Field Trip. Nice, France. p. 21-36, 1975.

MUTTI, E. e NORMARK, W.R. Comparing examples of moderns and ancient turbidites systems: problems and concepts. *In*: Leggett, J.K. e Zuffa, G.G. (eds.) - Marine Clastic Sedimentology. Graham and Trotman. London. p. 1-38, 1987.

NORMARK, W.R. Growth patterns of deep-sea fans. AAPG Bulletin, v.54. p. 2170-2195, 1970.

NORMARK, W.R. Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. AAPG Bulletin, v.62. p. 912-931, 1978.

PEREIRA, M.J. Seqüências deposicionais de 2ª e 3ª ordens (50 a 2 m.a.) e tectono-estratigrafia no Cretáceo de cinco bacias marginais do Brasil. Comparação com outras áreas do globo e implicações geodinâmicas. Tese de doutorado. Departamento de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, RS. 430 p., 1994.

PONTE, F.C.; POTTER, P.E.; TOFFOLI, L.C. e BARROS M.C. Gênese e distribuição dos arenitos Calumbi na foz do São Francisco, Bacia Sergipe-Alagoas. PETROBRAS. Relatório Interno, 1975.

PONTES, C.E.S.; CASTRO, F.C.C.; RODRIGUES, J.J.G.; ALVES, R.R.P.; CASTELLANI, R.T.; SANTOS, S.F. e MONIS, M.B. Reconhecimento tectônico e estratigráfico da Bacia de Sergipe-Alagoas em águas profundas. PETROBRAS. Relatório Interno, 1990.

POSAMENTIER, H.W.; ERSKINE, R.D.; MITCHUM JR. R.M. Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework. *In*: Weimer, P. e Link, M.H. (eds) - Seismic facies and sedimentary process of submarine fans and turbidite systems. Springer-Verlag. New York. p. 127-136, 1991.

POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T. e VAIL, P.R. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. *In*: Wilgus, C. K. *et al.* (eds): Sea level change – an integrated approach. SEPM Special Publication 42. p. 110 -124, 1988.

RONZÊ, P.C. Petrologia e características de reservatórios dos turbiditos cretácicos da Formação Calumbi, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. Tese de mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto. 116 p., 1995.

SOUZA-LIMA, W.; ANDRADE, E de J.; BENGTON, P. e GALM, P.C. A bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigráfica e conteúdo fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix. Edição especial, 1. 34p., 2002.

STOW, D.A.V.; HOWELL, D.G. e NELSON, C.H. Sedimentary, tectonic, and sea-level controls. *In*: Bouma, W.R.; Normark, W.R. e Barnes, N.E. (eds), Submarine fans and related turbidite systems. New York, Springer Verlag. p. 259-256, 1985.

VALVERDE, R.S. e LIMA, R.R. Complexos de canais na Formação Calumbi: Análise e interpretação na área de Brejo Grande com auxílio da sísmica 3D - Bacia de Sergipe-Alagoas. In: I Simpósio sobre Turbiditos. PETROBRAS. Rio de Janeiro, 1996.

VAIL, P.R. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A.W. (ed.) - Atlas of seismic stratigraphy. AAPG Studies in Geology 27. p. 1-10, 1987.

VAIL, P.R.; HARDENBOL, J. e TODD, R.G. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: Schlee, J.S. (ed.) - Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. AAPG Memoir 36. p. 129-144, 1984.

VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. e THOMPSON, III, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (ed.). Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir nº 26. p. 63-81, 1977.

VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. e PEREZ-CRUZ, C. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: Einsele, G. et al. (eds); Cycles and events in stratigraphy. Springer Verlag. Berlin. p. 617-659, 1991.

VIEIRA, R.A.B. e OLIVEIRA, J.L.F. Estudo integrado do Baixo de São Francisco. PETROBRAS. Relatório Interno, 1991.

WALKER, R.G. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. AAPG Bulletin, v.62. p. 932-966, 1978.

WALKER, R.G. Turbidites and submarine fans. In: Walker, R.G. e James, N.P. (eds): Facies models - response to sea level change. Geological Association of Canada. Ontario, Canadá. p. 239-263, 1992.

WALKER, R.G. e MUTTI, E. Turbidite facies and facies associations. : Middleton, G.V. e Bouma, A.H. (eds.), Turbidites and deep water sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Short Course, p. 119-157, 1973.