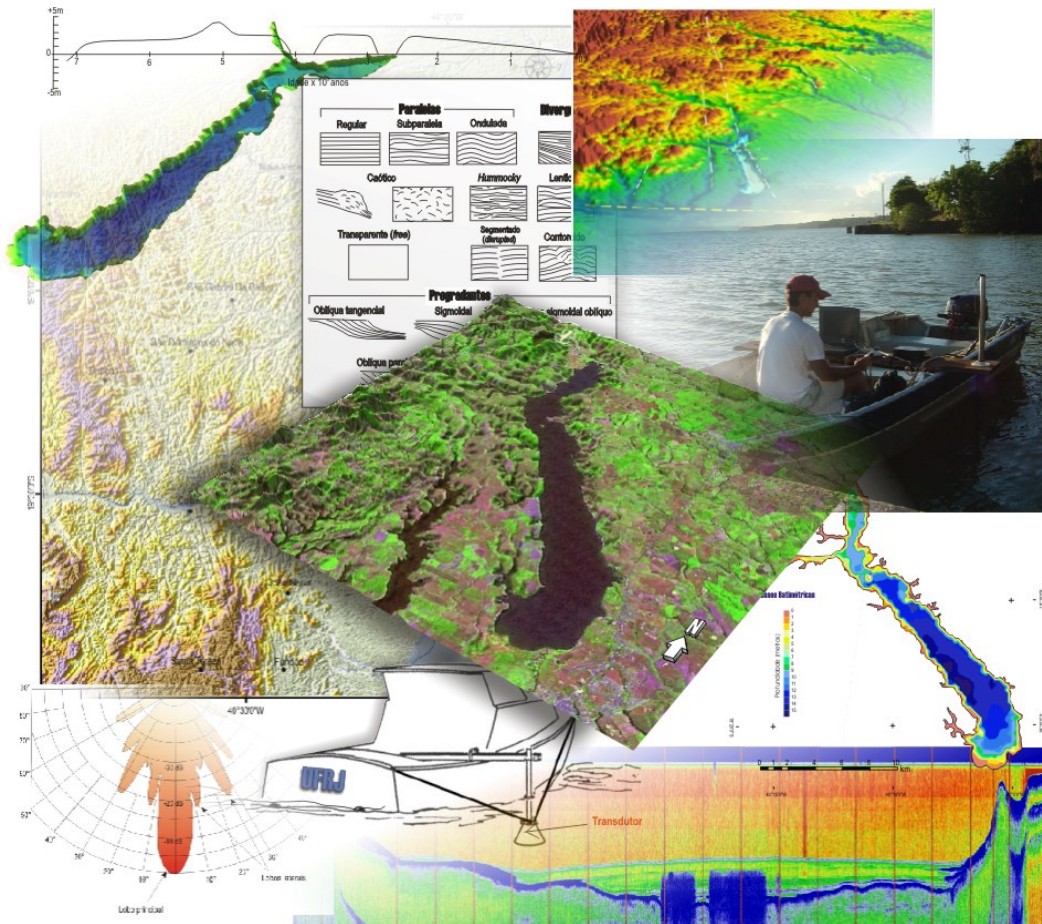




RELATÓRIO DE ESTÁGIO DE CAMPO IV-D



INVESTIGAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA DO LAGO JUPARANÃ – BAIXO CURSO DO RIO DOCE, LINHARES (ES)

RAPHAEL SISTON HATUSHIKA

ORIENTAÇÃO: PROF. CLAUDIO LIMEIRA MELLO

Fevereiro de 2005

INVESTIGAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA DO LAGO JUPARANÃ – BAIXO CURSO
DO RIO DOCE, LINHARES (ES)

RAPHAEL SISTON HATUSHIKA

MONOGRAFIA SUBMETIDA AO CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO, COMO REQUISITO
OBRIGATÓRIO DA DISCIPLINA “ESTÁGIO DE CAMPO IV-D”

SETOR: Paleontologia e Estratigrafia

ORIENTADOR: Claudio Limeira Mello

APROVADA POR:

[Nome, UFRJ]

[Nome, Instituição]

[Orientador Prof. Dr. Claudio Limeira Mello, UFRJ]

Ficha Catalográfica:

HATUSHIKA, Raphael Siston

Investigação Sismoestratigráfica do Lago Juparanã – Baixo Curso do Rio Doce, Linhares (ES). [Rio de Janeiro] 2005

84 p. 29,7 cm + anexos. (Instituto de Geociências – UFRJ, B.Sc., Curso de Graduação em Geologia, 2005)

Monografia - Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências.

1. Lago Juparanã 2. Sismoestratigrafia 3. Quaternário

I – IGEO/UFRJ

II- Título

RESUMO

Na região de Linhares (ES), ocorrem aproximadamente dezenas de corpos lacustres barrados, cuja distribuição em relação ao rio Doce e aos diferentes domínios geomorfológicos permite agrupá-los em dois conjuntos distintos. Um deles (lagos externos) situa-se no limite entre os tabuleiros terciários da Formação Barreiras e a planície costeira quaternária. O outro conjunto (lagos internos) é composto por corpos lacustres presentes na margem esquerda do rio Doce, encaixados nos tabuleiros da Formação Barreiras, próximo ao contato com o embasamento cristalino pré-cambriano. Neste segundo conjunto de lagos, destaca-se o lago Juparanã, o mais extenso da região, com cerca de 25 km de comprimento. Trabalhos anteriores propuseram que as variações climáticas e as flutuações do nível do mar durante o Quaternário teriam sido os agentes controladores dos processos de sedimentação que levaram à barragem das desembocaduras dos lagos. Contudo, anomalias na rede de drenagem e alinhamentos do relevo sugerem a possível atuação conjunta de mecanismos neotectônicos. Este trabalho tem como objetivo a caracterização sismoestratigráfica do lago Juparanã, como base preliminar para o estudo acerca da origem e evolução deste conjunto de lagos internos. Em paralelo, foram realizadas análises de lineamentos estruturais e análises estruturais a partir de dados de falhas e estrias medidos em sedimentos cenozóicos, visando à identificação de campos de esforços tectônicos atuantes ao longo do Cenozóico. Como subproduto do levantamento sísmico, foi gerado um mapa batimétrico, no qual puderam ser observadas assimetrias e irregularidades do fundo do lago. As interpretações sismoestratigráficas permitiram o reconhecimento de cinco sismofácies distintas (Sp, Ss, Sh, Sb e St) e três principais superfícies estratigráficas (S1, S2 e S3). Foram identificadas duas sismosseqüências: sismosseqüência **A**, a mais antiga, sendo associada a depósitos arenosos aluvionares indiferenciados, descritos na literatura, representados pela sismofácies St, onde seus limites, inferior e superior, são definidos pelas superfícies S1 e S2, respectivamente; e sismosseqüência **B**, a mais recente, limitada no topo pela superfície S3 e na base pela superfície S2, sendo

associada a depósitos lamosos e arenosos com presença de gás, referentes à fase lacustre implantada a partir da barragem do lago, e representados pela sismofácies Sp e Sb, em *onlap* sobre a superfície S2, e pelas sismofácies Ss e Sh, presentes nas margens do lago. Dois regimes tectônicos distintos puderam ser reconhecidos: o mais antigo, de idade Pleistoceno final a Holoceno inicial, foi atribuído à fase de transcorrência dextral E-W, com extensão máxima na direção NE-SW e compressão SE-NW, caracterizado por falhas normais dextrais ESE-WNW, dextrais E-W a ENE-WSW e sinistrais normais N-S a NNW-SSE. A este regime tectônico foram associados os lineamentos estruturais de direção NW na região, que possivelmente controlaram o contorno do lago e a migração da antiga drenagem deste “vale” para a borda oeste; o segundo regime identificado, mais recente, foi associado à fase extensional NW-SE, de idade holocênica, caracterizado por falhas normais com orientação NE e ENE. Estas estruturas foram relacionadas aos lineamentos NE, as quais podem estar intimamente relacionadas aos estrangulamentos e basculamentos identificados neste lago, e às possíveis migrações da drenagem antiga. Este regime tectônico possivelmente foi responsável pela barragem do lago Juparanã e dos demais lagos internos da região.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho foi possível graças ao apoio de profissionais, colegas, amigos e familiares, que, direta ou indiretamente, participaram desta e das demais atividades desempenhadas na instituição, aos quais prestarei especiais agradecimentos.

Agradeço ao amigo *Prof. Dr. Claudio Limeira Mello*, por sua valiosa orientação e apoio. Sou grato por sua confiança e credibilidade em minhas atividades, ao inserir-me em seu competente grupo de pesquisa. Agradeço-o por seu empenho em viabilizar este estudo, e pelas sugestões e críticas, que só vieram a engrandecer minhas qualidades profissionais e pessoais.

Sou grato ao *Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva* (LAGEMAR/ UFF), por sua dedicação e paciência nos levantamentos sísmicos realizados na etapa de campo.

Ao CNPq/ PIBIC, pela bolsa de Iniciação científica concedida.

Sou grato ao *Chico Durão*, local da cidade de Linhares (ES), por seu importante apoio logístico, e, também, por navegar, com habilidade, o barco na etapa de aquisição sísmica, sendo um dos responsáveis pelo registro sísmico de boa qualidade.

Agradeço aos motoristas do Instituto de Geociências, em especial ao amigo *Paulo Roberto Burity*, por quem tenho elevada consideração.

Aos meus queridos amigos e colegas de turma (00), e aos veteranos e calouros, que ajudaram a tornar o convívio diário na universidade mais descontraído e agradável, dos quais guardarei para sempre em minha memória.

Aos integrantes do grupo de pesquisa: *Aline Garcia dos Santos, Ana Paula Barroso de Albuquerque, Carolina da Silva Ribeiro, Erick Alves Tomaz, Fábio de Oliveira Costa, Fredy de Carvalho Sant'Ana, Helen Belfort Rodrigues, Isabela de Oliveira Carmo, José Duarte Correia, Leonardo Corrêa Gomes, Marcel de Souza Romero Sanson, Paula de Freitas Santos, Renato Rodriguez Cabral Ramos, Rute Maria Oliveira de Moraes, Thiago*

Pinto da Silva e Tom Araujo Borges. Em especial, rendo considerações ao geólogo *Erick*, por colocar pra tocar poderosos *riffs* do *progmetal*, metal melódico e *powermetal*, em alto e bom som no computador da sala. Ao geólogo *Marcel*, que apesar de bronco e mal-humorado, sempre diverte a turma, além de contribuir com seus bons conceitos geológicos. Aos amigos *Tom*, *Fred’erico* e ao geógrafo *Thiago “Chewie”*, figuras hilárias que sempre descontraem o pessoal da sala. Ao *Leo “Osama”* por passar seus valiosos conhecimentos de geoprocessamento, contribuindo com importantes dicas e conceitos do software *ArcGis™ 8.3*, essencial na elaboração de mapas e modelos digitais de elevação para este trabalho. Às meninas *Ana Paula*, *Paula e Helen*, por suas sugestões e conselhos, além do grande esforço e dedicação com os assuntos gerais da sala.

Agradeço aos meus grandes amigos e parentes pelo incentivo e apoio ao longo desta jornada. Ao *Bruno “Juquinha” Thomas e Felipe Assumpção* por compreenderem minha ausência nas águas da Prainha, tendo, muitas das vezes, que irem surfar sem os amigos.

Sou eternamente grato aos **meus queridos pais Romeu Kozo Hatushika e Rosalina Siston Hatushika**, pelo grande amor, esforço, dedicação, pela excelente educação que me deram e, principalmente, pelos valiosos ensinamentos fundamentados nos mais elevados princípios éticos e morais, conduzindo-me a um firme terreno para as caminhadas da vida.

Agradeço ao meu **irmão Rodrigo Siston Hatushika** por sua amizade e carinho, e por me incentivar a “catar pedrinhas”.

Em especial, agradeço a minha **amada Andréa Abelaira Pelliccione**, por sua dedicada companhia e amizade. Pela compreensão, incentivo e apoio em minhas viagens de campo e nos momentos em que estive mais concentrado neste trabalho.

Agradeço, principalmente, a **Deus** por tudo, e aos amigos espirituais que nos intuem e nos protegem em todos os instantes de nossas vidas.

SUMÁRIO

RESUMO	I
AGRADECIMENTOS	III
SUMÁRIO	V
ÍNDICE DE FIGURAS	VII
1- INTRODUÇÃO	1
2- OBJETIVOS	2
3- CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	2
3.1- Localização e Principais Aspectos da Área de Estudo	2
3.2- Fisiografia dos Lagos do Baixo Vale do Rio Doce	4
3.3- Geologia Regional	7
3.3.1- Embasamento Pré-Cambriano	8
3.3.2- Bacia do Espírito Santo	10
3.3.3- Depósitos Quaternários	14
3.4- Geomorfologia	15
4- TRABALHOS ANTERIORES	19
4.1- Sedimentação e Evolução da Planície Costeira do Rio Doce	19
4.2- Origem do Sistema de Lagos do Baixo Vale do Rio Doce	23
4.3- Tectônica Cenozóica no Sudeste do Brasil	24
5- CONCEITOS BÁSICOS UTILIZADOS	29
5.1- Sismoestratigrafia	29
5.1.1- Reflexão Sísmica	30
5.1.2- Padrão de Terminação dos Refletores Sísmicos	31
5.1.3- Sismofácies	33
5.1.4- Geometria Externa	35
6- MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADOS	36
6.1- Levantamento Sísmico no Lago Juparanã	36
6.1.1- Equipamento Utilizado	38
6.1.2- Processamento e Montagem dos Perfis Sísmicos	42
6.2- Análise Sismoestratigráfica	44
6.3- Análise Batimétrica	44

6.4- Mapa de Lineamentos Estruturais	45
6.5- Análise Estrutural	46
7- RESULTADOS	48
7.1- Mapa de Lineamentos Estruturais	48
7.2- Análise Sismoestratigráfica no Lago Juparanã	51
7.2.1- Sismofácies Reconhecidas	51
7.2.2- Superfícies Estratigráficas Identificadas	54
7.2.3- Interpretação dos Perfis Sísmicos	55
7.3- Caracterização Batimétrica do Lago Juparanã	65
7.4- Análises estruturais	69
8- CONSIDERAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	72
9- CONCLUSÕES	79
10- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81

Anexo I- SEÇÕES SÍSMICAS INTERPRETADAS

**Anexo II-DADOS DE PROFUNDIDADE OBTIDOS NOS LEVANTAMENTOS SÍSMICOS, COM COORDENADAS UTM
(DATUM: SA69 ZONA 24 S)**

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Localização do lago Juparanã na área de estudo, com as principais vias de acesso (base cartográfica: IBGE, 1999).	3
Figura 2 - Conjuntos de lagos barrados do sistema lacustre do baixo vale do rio Doce (imagem adquirida no site da EMBRAPA: http://www.cdbrasil.cnpem.embrapa.br/es/index.htm – imagem LANDSAT adquirida em maio de 2001).	5
Figura 3 - Fisiografia do lago Juparanã, caracterizada pelo destacado alinhamento das bordas. São apontadas as principais drenagens relacionadas a este corpo lacustre (modelo digital com base no MDE – SRTM/ NASA adicionado à imagem LANDSAT– EMBRAPA).	6
Figura 4 - Fotos do lago Juparanã, onde observa-se, ao fundo, as margens retilíneas. O pontal observado representa um dos mais proeminentes estrangulamentos do lago. Em destaque, a ilha do Imperador, formada por rochas do embasamento aflorantes no meio do lago Juparanã.	7
Figura 5 - Localização da área de estudo no mapa das províncias geológicas brasileiras, definidas por Almeida <i>et al.</i> (1977).	8
Figura 6 - Mapa geológico da área estudada, no baixo vale do rio Doce (ES), sobreposto ao modelo digital de elevação da região (fonte do mapa: CPRM – 1997; MDE adquirido no site: http://seamless.usgs.gov).	9
Figura 7 - Carta estratigráfica da bacia do Espírito Santo, disponível no site da ANP http://www.brazil-rounds.gov.br/geral/cartas/ce_espiritosanto.pdf .	11
Figura 8 - Divisão geográfica das bacias de Espírito Santo e Mucuri entre os estados do Espírito Santo e Bahia, ilustrando os principais <i>paleocanyons</i> (modificado de Biassusi <i>et al.</i> , 1990).	13
Figura 9 – Mapa hipsométrico, elaborado no presente estudo, sobreposto ao sombreado do relevo (dados a partir do MDE/ SRTM adquirido no site: http://seamless.usgs.gov).	17
Figura 10 - Foto panorâmica do lago Juparanã, demonstrando, ao fundo, os tabuleiros terciários da Formação Barreiras.	18
Figura 11 - Modelo de evolução das planícies costeiras brasileiras, com os diferentes estágios evolutivos (modificado de Martin <i>et al.</i> , 1993).	21
Figura 12 - Curva de variação do nível do mar durante o Holoceno na costa do Espírito Santo (Martin <i>et al.</i> 1997).	23
Figura 13 - Furo-PRD-20, na desembocadura do lago Juparanã, onde o paleocanal escavado foi preenchido por sedimentos estuarinos durante a última transgressão (modificado de Suguio & Kohler, 1992).	24
Figura 14 - Coluna estratigráfica para as bacias do Rife Continental do Sudeste do Brasil e as fases tectônicas associadas (modificado de Riccomini, 1989).	26
Figura 15 - Coluna litoestratigráfica da região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ) e fases tectônicas, segundo Salvador & Riccomini (1995).	26
Figura 16 - Coluna aloestratigráfica da região do médio vale do rio Doce (MG), e as fases tectônicas reconhecidas na região (Mello, 1997).	28
Figura 17 - Seção sísmica e interpretação sismoestratigráfica realizada ao longo da desembocadura do lago Dom Helvécio por Mello (1997). Em destaque, a falha normal afetando sedimentos do fundo deste lago, próximo à sua desembocadura.	29
Figura 18 - Principais padrões de terminação de refletores sísmicos utilizados na interpretação sismoestratigráfica (modificado de Mitchum <i>et al.</i> , 1977).	32
Figura 19 - Configuração das principais sismofácies (modificado de Mitchum <i>et al.</i> , 1977).	34
Figura 20 - Principais geometrias externas de uma sismossequência (modificado de Mitchum <i>et al.</i> , 1977).	35
Figura 21 - Mapa de localização dos perfis sísmicos levantados neste trabalho.	37
Figura 22 - Dimensões da unidade de controle (<i>sensor unit</i>) e indicação da entrada dos cabos. Este aparelho é responsável pela geração e amplificação do sinal elétrico enviado ao transdutor.	39

- Figura 23 - Configuração da instalação do transdutor no barco. Em detalhe, são mostrados o transdutor e seus acessórios. _____ 40
- Figura 24 - Configuração dos equipamentos utilizados no levantamento sísmico no lago Juparanã. ____ 40
- Figura 25 - Largura do feixe de onda propagado, segundo manual do equipamento, mostrando o lobo principal, direcionado na vertical, e os lobos laterais. _____ 42
- Figura 26 - Foto de um plano de falha estriado afetando os depósitos terciários da Formação Barreiras. 47
- Figura 27 - Método dos diedros retos. (a) Falha em bloco-diagrama com plano auxiliar ortogonal à falha e à estria. (b) Projeção estereográfica. (c) Diedros hachurados em compressão e diedros em branco em extensão. (Mello, 1997). _____ 47
- Figura 28 - Mapa de lineamentos estruturais sobrepostos ao sombreado do relevo, gerado a partir do Modelo de elevação da região, com os pontos onde foram coletados os dados estruturais (base do modelo de elevação: MDE/ SRTM disponível no *site* da USGS - <http://seamless.usgs.gov>). _____ 50
- Figura 29 - Mapa batimétrico do lago Juparanã, elaborado neste trabalho. _____ 67
- Figura 30- Solução do campo de tensões a partir de dados estruturais medidos no ponto ES-01. Observa-se extensão na direção NE-SW e compressão NW-SE, associadas ao regime de transcorrência dextral E-W. _____ 69
- Figura 31- Foto do afloramento do ponto ES-02 e solução do campo de tensões a partir de dados estruturais medidos. Observa-se falhas normais, NE-SW a ENE-WSW atribuídas a esforços distensivos na direção NW-SE, associados ao regime de extensão NW-SE. Nota-se na foto, o material sendo deslocado por uma falha normal. _____ 70
- Figura 32- Solução do campo de tensões a partir de dados estruturais medidos no ponto ES-02. O campo de tensões determinado por falhas normais dextrais com direção NW e NE e falhas dextrais normais com direção NE-SW, ENE-WSW e WNW-WSE, apresenta extensão na direção NE-SW e compressão NW-SE, sendo associado ao regime de transcorrência dextral E-W. _____ 71
- Figura 33- Solução do campo de tensões a partir de dados estruturais medidos no ponto ES-03. O campo de tensões observado apresenta extensão na direção NW-SE associada ao regime de extensão NW. _____ 72
- Figura 34 – Linha sísmica L_2 e interpretação das sismossequências definidas neste estudo, e as superfícies estratigráficas limitrofes. A sismossequência A (amarelo) corresponde a depósitos aluvionares arenosos e a sismossequência B (verde) corresponde a depósitos lacustres, ambos discordantes sobre os depósitos da Formação Barreiras (vermelho). _____ 74
- Figura 35- Modelo digital do lago Juparanã elaborado neste trabalho, demonstrando as principais anomalias do fundo lacustre. _____ 75
- Figura 36- Possível paleodrenagem do “vale Juparanã”, sendo controlada pelas estruturas que atravessam o lago. _____ 76
- Figura 37 - Principais estrangulamentos do lago Juparanã, associados a possíveis estruturas neotectônicas: 1- notável estrangulamento relacionado com o alinhamento do fundo lacustre e o basculamento do fundo do lago pela falha F_1 ; 2- forte estrangulamento associado a elevações do fundo e basculamentos pelas falhas F_2 e F_2' adjacentes à ilha do Imperador; 3- estrangulamento associado à antiga migração de uma paleodrenagem reconhecida nos perfis sísmicos. _____ 78
- Figura 38- Modelo digital da região do sistema de lagos barrados internos, com as possíveis estruturas condicionantes da estruturação do relevo e dos corpos lacustres. Traços brancos - estruturas NW-SE, possíveis responsáveis pela orientação do relevo e dos lagos internos; traços amarelos - estruturas NE-SW a ENE-WSW, como possíveis responsáveis pelos estrangulamentos e pela barragem dos lagos barrados internos. _____ 79

1- INTRODUÇÃO

A planície costeira desenvolvida à desembocadura do rio Doce localiza-se no setor centro-leste do Estado do Espírito Santo, abrangendo uma superfície com cerca de 2.500 km² (Martin *et al.*, 1993). Neste complexo costeiro, destaca-se a presença de dezenas de corpos lacustres barrados, encaixados no platô terciário da Formação Barreiras, que, junto aos lagos e lagoas presentes na planície quaternária, compõem o sistema de lagos do baixo vale do rio Doce.

Inserido neste contexto, o lago Juparanã, situado próximo à cidade de Linhares (ES), representa o maior corpo lacustre deste sistema de lagos, sendo escolhido para o estudo proposto, devido a sua notável fisiografia e dimensão.

Suguio & Kohler (1992), através de dados de sondagem obtidos por Bandeira Jr. *et al.* (1975) na região da desembocadura do lago Juparanã, sugeriram que a formação do sistema de lagos do baixo vale do rio Doce estaria relacionada às flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário. Contudo, anomalias na rede de drenagem, alinhamentos do relevo e a morfologia de determinados lagos barrados, sugerem o possível controle de mecanismos neotectônicos na compartimentação e configuração geomorfológica regional.

Estudos sismoestratigráficos realizados por Mello (1997) no lago Dom Helvécio, em um sistema lacustre semelhante no médio vale do rio Doce (MG), apontaram atuação de falhas NE-SW afetando depósitos sedimentares datados de 9.000 anos AP. Este mecanismo foi associado por este autor como responsável pela barragem das desembocaduras dos vales fluviais antigos e a conseqüente formação dos lagos na região.

No sudeste brasileiro, diversos estudos têm apontado a presença de falhamentos contemporâneos e posteriores à deposição dos sedimentos terciários e quaternários, interferindo na dinâmica dos processos morfogenéticos (Riccomini, 1989; Hasui, 1990; Saadi, 1991; Salvador & Riccomini, 1995; Mello, 1997; Gontijo, 1999; entre outros). O reconhecimento desses processos indica que a movimentação cenozóica foi

fundamental na evolução geológico-geomorfológica e que persiste até a atualidade, embora com regimes tectônicos diferenciados.

Desta maneira, o estudo aqui apresentado busca contribuir para um maior entendimento acerca da sedimentação e tectônica no lago Juparanã, contemplando aspectos estruturais e tectônicos quaternários, que podem estar diretamente relacionados à evolução dos lagos barrados do sistema lacustre do baixo vale do rio Doce.

2- OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo principal a caracterização sismoestratigráfica do lago Juparanã, como base preliminar para o estudo acerca da origem e evolução do sistema de lagos na região do baixo vale do rio Doce (ES).

Paralelamente, buscou-se investigar a possível atuação de mecanismos neotectônicos regionais, de forma a estabelecer relações entre as movimentações tectônicas quaternárias e a morfologia do Lago Juparanã.

3- CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1- Localização e Principais Aspectos da Área de Estudo

O lago Juparanã está localizado a noroeste do centro urbano de Linhares, na porção centro-leste do Estado do Espírito Santo, sendo limitado pelos meridianos 40°15'00" W e 40°04'30" W e pelos paralelos 19°09'30" S e 19°22'00" S. Os acessos ao lago Juparanã são realizados por vias secundárias a partir da BR 101, há poucos quilômetros da saída de Linhares, no sentido São Mateus, e pela estrada que liga Linhares à cidade de Rio Bananal (ES) (figura 1).

O clima na região de Linhares, segundo Peixoto & Gentry (1990 *apud* Fontes, 1999) é caracterizado como do tipo **Am** (tropical úmido), com estação chuvosa no verão e períodos curtos de seca no inverno, tomando

por base a classificação de Köppen, apresentando médias anuais de temperatura e precipitação de 23,6° e 1403 mm, respectivamente.

A área de estudo dista poucos quilômetros da Reserva Florestal de Linhares (RFL), onde são conservados 21,8 mil hectares de Mata Atlântica (Fontes, 1999). A vegetação da região é classificada como Floresta Estacional Semidecidual de Terras Baixas (IBGE, 1992), popularmente, tratada como “Floresta de Tabuleiro”.

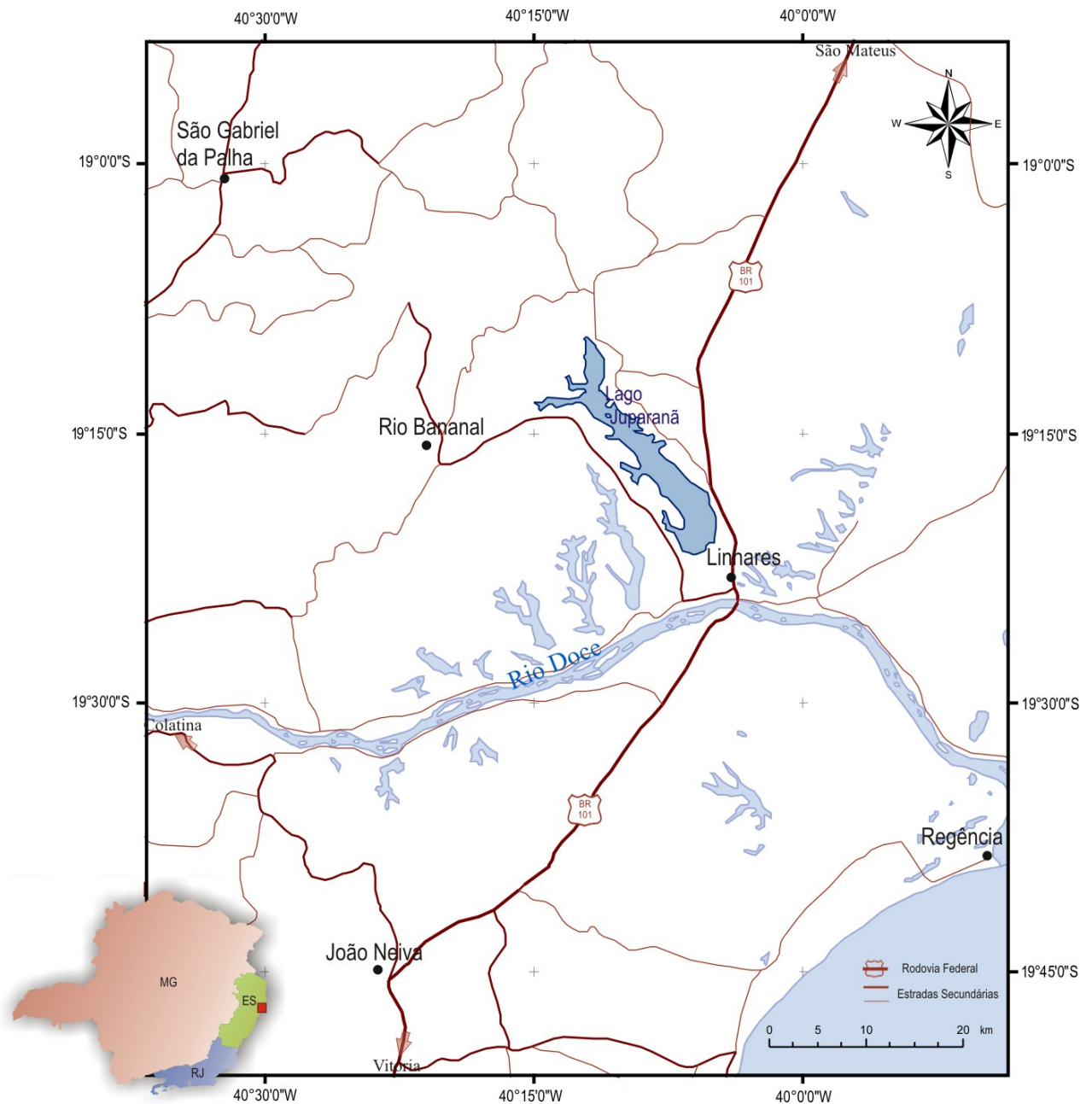


Figura 1 - Localização do lago Juparanã na área de estudo, com as principais vias de acesso (base cartográfica: IBGE, 1999).

Em termos hidrográficos, o lago Juparanã tem como principal tributário o rio São José, que se estende por aproximadamente 130 km. A hidrografia deste rio é caracterizada por uma rede de drenagem dendrítica, tendendo à treliça próximo ao feixe de lineamentos Colatina, em sua cabeceira. Cerca de 20 km a norte do município de Rio Bananal, o rio São José faz uma forte inflexão para sudeste, em direção ao lago Juparanã.

A drenagem do lago Juparanã é feita pelo rio Pequeno ou rio Juparanã, que desemboca no rio Doce dentro do perímetro urbano da cidade de Linhares.

3.2- Fisiografia dos Lagos do Baixo Vale do Rio Doce

A região do baixo vale do rio Doce abrange um sistema lacustre com cerca de 60 lagos, dispostos em domínios distintos ao longo da planície costeira.

Em geral, estes lagos puderam ser separados em dois grupos, de acordo com a sua distribuição no complexo costeiro quaternário: lagos barrados e lagos litorâneos.

Os lagos barrados, dispostos sobre o platô terciário da Formação Barreiras, foram agrupados em dois conjuntos distintos devido à morfologia e domínio em que se encontram:

- o primeiro conjunto, composto por lagos dispostos entre os terrenos terciários e a planície costeira quaternária, são referidos neste trabalho como **lagos externos** (figura 2). Possuem cerca de 1 a 10 km de extensão, com alinhamento em direções que variam entre NW-SE e WNW-ESE. O mais destacado é a lagoa Aguiar, situada a sul do rio Doce.
- os outros lagos barrados estão situados sobre os tabuleiros terciários, porém suas desembocaduras encontram-se no domínio dos depósitos fluviais do rio Doce. Estes lagos são referidos, neste trabalho, como **lagos internos** (figura 2). Apresentam maiores dimensões e suas profundidades podem chegar a 27 m abaixo do nível do mar atual (Suguio & Kohler, 1992), destacando-se as lagoas

das Palmas, Nova, Palminhas e Juparanã. As bordas dos lagos internos são fortemente orientadas na direção NW-SE e suas desembocaduras barradas possuem orientação NE-SW. Estes lagos, com exceção do lago Juparanã, possuem forma dendrítica, caracterizados por contornos irregulares de suas margens.

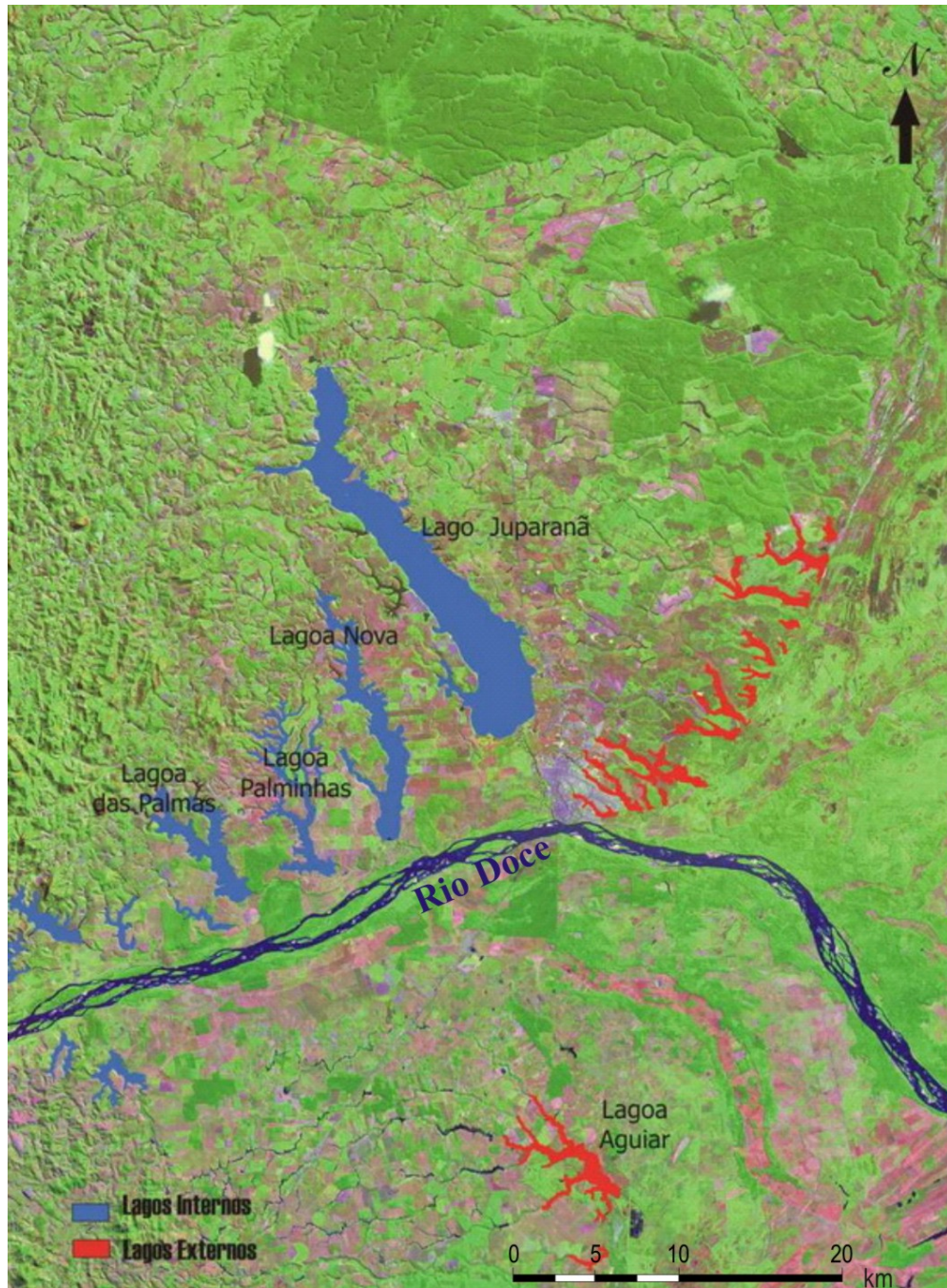


Figura 2 - Conjuntos de lagos barrados do sistema lacustre do baixo vale do rio Doce (imagem adquirida no site da EMBRAPA: <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br/es/index.htm> – imagem LANDSAT adquirida em maio de 2001).

Em especial, o lago Juparanã (figura 3), objeto de estudo deste trabalho, se destaca diante dos demais lagos internos por suas dimensões e características fisiográficas. Trata-se do maior corpo lacustre do sistema de lagos do baixo vale do rio Doce, possuindo cerca de 25 quilômetros de extensão.

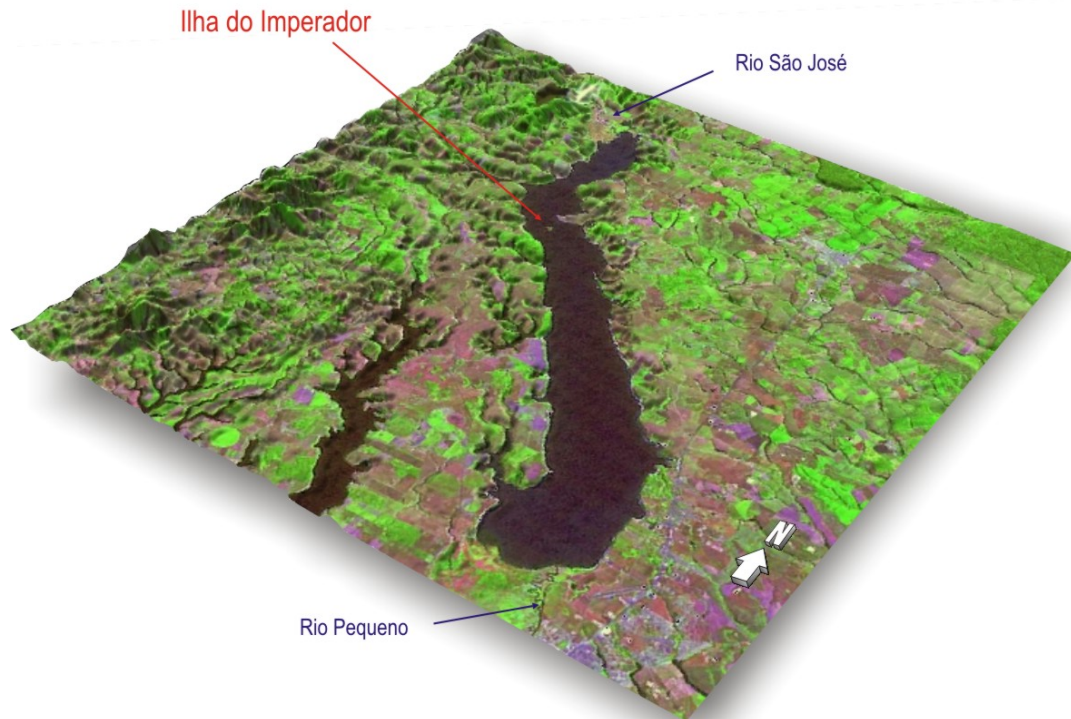


Figura 3 - Fisiografia do lago Juparanã, caracterizada pelo destacado alinhamento das bordas. São apontadas as principais drenagens relacionadas a este corpo lacustre (modelo digital com base no MDE – SRTM/ NASA adicionado à imagem LANDSAT – EMBRAPA).

Este lago é caracterizado pela destacada linearidade de suas margens e está situado, em quase toda sua extensão, sobre o platô terciário da Formação Barreiras. Limitando a cabeceira do corpo lacustre, encontram-se rochas do embasamento cristalino pré-cambriano, que chegam a aflorar dentro do lago Juparanã, na ilha do Imperador (figura 4).

Nota-se, próximo à bifurcação na parte norte do lago, estrangulamentos do corpo lacustre, controlando o contorno de suas margens.



Figura 4 - Fotos do lago Juparanã, onde observa-se, ao fundo, as margens retílineas. O pontal observado representa um dos mais proeminentes estrangulamentos do lago. Em destaque, a ilha do Imperador, formada por rochas do embasamento aflorantes no meio do lago Juparanã.

A posição onde se situam os lagos litorâneos, no interior dos conjuntos de cristas praias holocênicas adjacentes à linha de costa, sugere que estes tenham evoluído diferentemente em relação aos lagos barrados, estando possivelmente associados às flutuações do nível do mar durante o Holoceno.

3.3- Geologia Regional

A região estudada está situada no limite entre as províncias estruturais Mantiqueira e Costeira, definidas por Almeida *et al.* (1977) - fig. 5.

Segundo Silva *et al.* (1987) e CPRM (1997), os terrenos aflorantes no baixo vale do rio Doce são compostos por rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas, recobertas pelos depósitos da Formação Barreiras, de

idade pliocênica, referente ao registro sedimentar continental final da bacia do Espírito Santo. Estes depósitos encontram-se subjacentes à cobertura quaternária, representada por sedimentos distribuídos ao longo da planície costeira e nos vales fluviais.

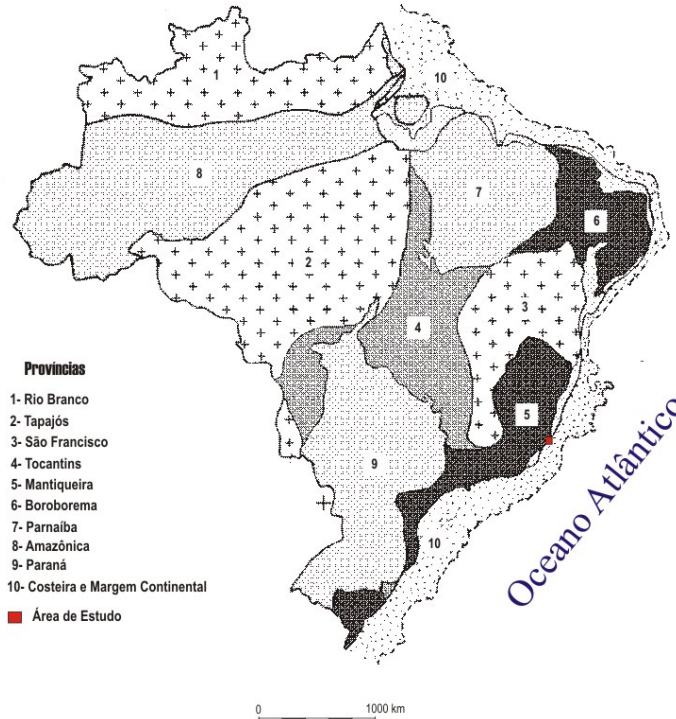


Figura 5 - Localização da área de estudo no mapa das províncias geológicas brasileiras, definidas por Almeida *et al.* (1977).

3.3.1- Embasamento Pré-Cambriano

A principal unidade do embasamento na área estudada (figura 6) é o Complexo Paraíba do Sul, caracterizado por metatexitos e gnaisses aluminosos kinzigíticos e lentes calcissilicatadas. Atribui-se uma idade relacionada ao Ciclo Transamazônico, que posteriormente veio a ser retrabalhada durante o Brasiliano (Silva *et al.* 1987).

O ortogneisse Colatina, definido por Tuller (1993), é composto por rochas de composição tonalítica, possuindo granada em abundância. São freqüentes xenólitos de paragneisses e, localmente observa-se cordierita como restito da fusão dos kinzigitos. Os contatos com os paragneisses são normalmente difusos, em função de anatexia local, e gradacionais com os granulitos.

A atividade ígnea é representada na região por batólitos e stocks sin tardi-tectônicos do Complexo Medina.

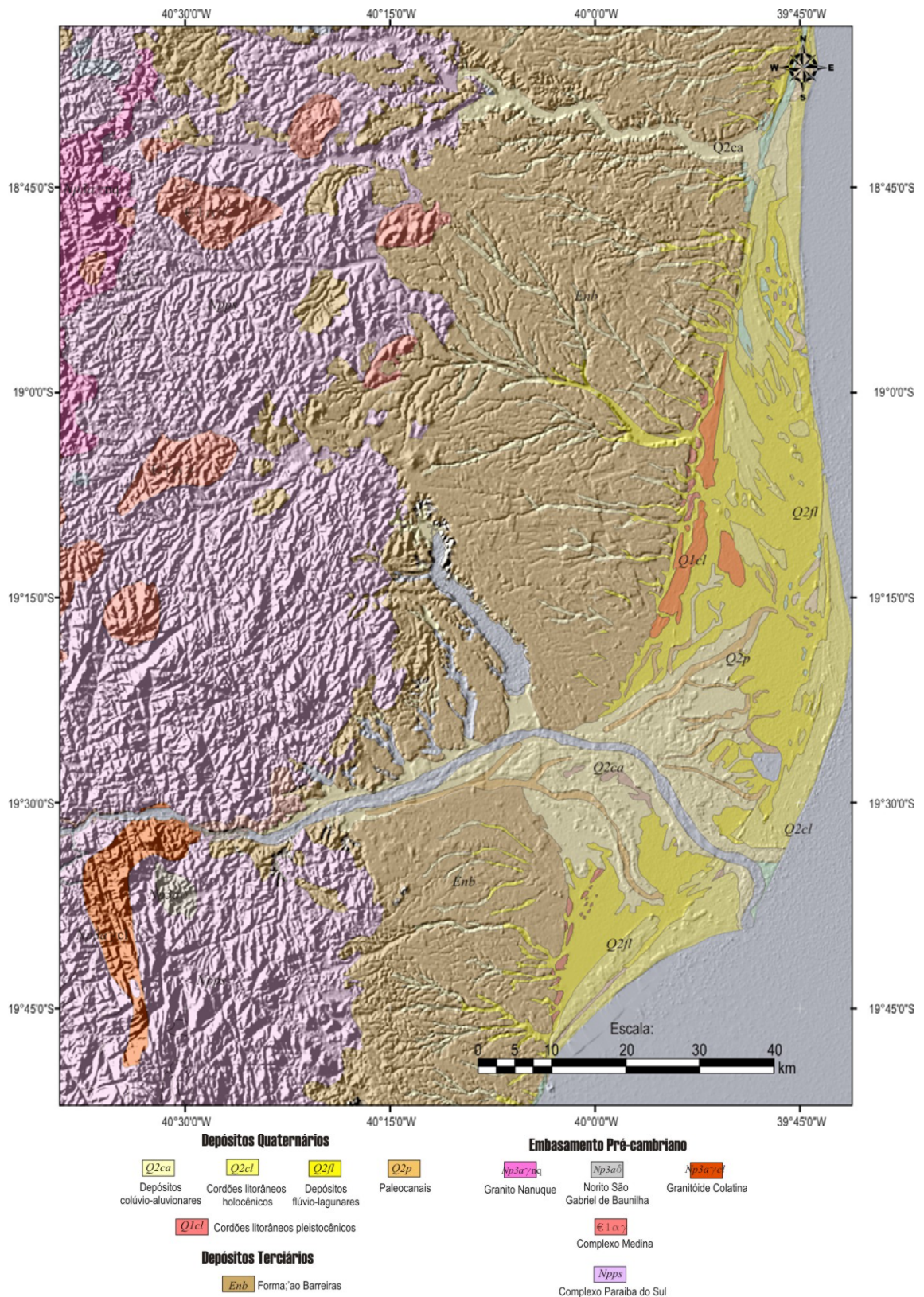


Figura 6 - Mapa geológico da área estudada, no baixo vale do rio Doce (ES), sobreposto ao modelo digital de elevação da região (fonte do mapa: CPRM – 1997; MDE adquirido no site: <http://seamless.usgs.gov>).

3.3.2- Bacia do Espírito Santo

A bacia do Espírito Santo, junto às demais bacias sedimentares marginais da costa leste brasileira, foi formada a partir da separação dos continentes americano e africano na abertura do Atlântico Sul.

Segundo Vieira *et al.* (1994), esta bacia sedimentar pode ser dividida em três seqüências tectono-sedimentares distintas, que evoluíram desde o Neocomiano até o Holoceno, que são: seqüência *rift*, seqüência transicional e seqüência de margem passiva. A carta estratigráfica da bacia do Espírito Santo é ilustrada na figura 7.

A seqüência *Rift* corresponde à fase mais antiga, de idade valanginiana a aptiana, originada a partir dos esforços extensionais referentes à fragmentação do Gondwana, dando início à sedimentação na bacia do Espírito Santo. Esta seqüência é constituída por depósitos da Formação Cricaré (Gp. Nativo), composta por sedimentos arenosos médios a grossos acinzentados e conglomerados (Membro Jaguaré), intercalados a folhelhos, carbonatos e margas (Membro Sernambi), associados a ambientes continentais de leques aluviais, rios entrelaçados e lagos. Os depósitos desta formação encontram-se intercalados às rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas.

Uma desconformidade regional separa a seqüência *rift* da seqüência transicional, definida pela discordância Pré-neo-alagoas.

A Formação Mariricu (Gp. Nativo), representa a passagem de um ambiente continental para um ambiente marinho restrito, definindo a seqüência transicional. Esta formação é composta por sedimentos areno-conglomeráticos, arcóseos a líticos, folhelhos e siltitos cinza a castanhos (Membro Mucuri), sobrepostos por evaporitos intercalados a finas camadas de folhelhos do Membro Itaúnas. As rochas clásticas foram depositadas por sistemas fluviais entrelaçados e deltaicos, e os evaporitos provêm de sabkhas e sub-bacias restritas. Esta seqüência tectono-sedimentar é datada do Aptiano final ao Albiano inicial.

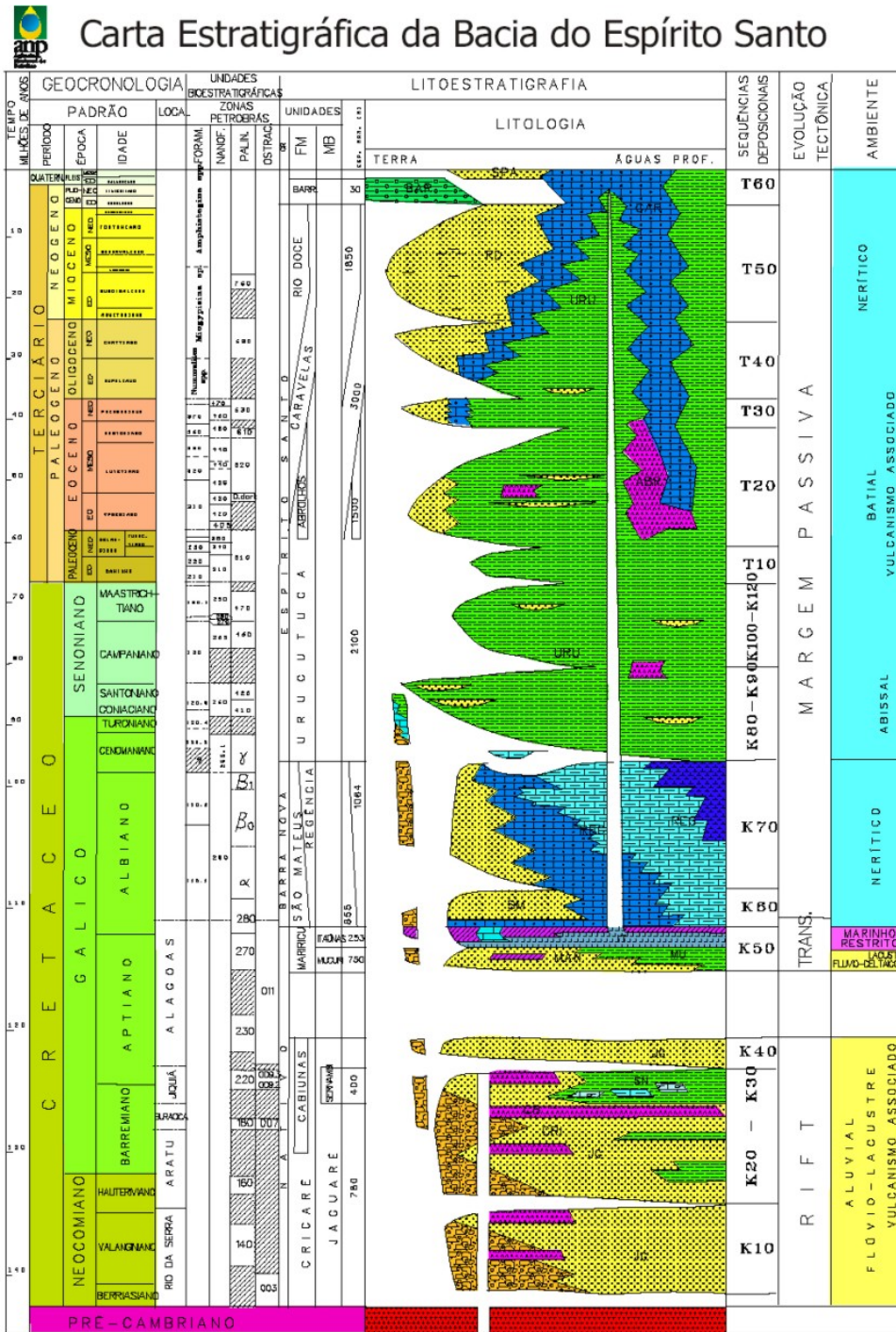


Figura 7 - Carta estratigráfica da bacia do Espírito Santo, disponível no site da ANP http://www.brasil-rounds.gov.br/geral/cartas/ce_espiritosanto.pdf.

A partir do Albiano há uma tendência de subida relativa do nível do mar, indicando o início da seqüência de margem passiva que se estendeu até o Quaternário. A porção inferior desta seqüência é caracterizada pela sedimentação em um ambiente marinho restrito, definida pelo Grupo Barra Nova. Esta unidade consiste em depósitos espessos de arenitos arcóseos

médios a grossos, castanho, e cinza, (Formação São Mateus) gradando lateralmente a calcarenitos creme-claro a acinzentados, com granulometria média a grossa, oolítico/oncolíticos, bioclásticos, e calcilutito branco-acinzentado a creme-acastanhado (Formação Regência). O contato inferior das formações São Mateus e Regência é concordante com a Formação Mariricu (Gr. Nativo). Os clásticos São Mateus foram depositados em leques aluviais e costeiros, enquanto que os carbonatos da Formação Regência foram depositados em plataforma e talude.

Um afogamento marinho da bacia do Espírito Santo, a partir de uma subida rápida do nível do mar no Cenomaniano, é representado pelos folhelhos batiais e abissais da Formação Urucutuca (Gp. Espírito Santo), marcando um estágio transgressivo da seqüência de margem passiva. Lobos turbidíticos estão associados a esta formação, ocorrendo sobre a planície abissal antiga e, também, confinados em *paleocanyons* escavados durante pulsos esporádicos de queda do nível do mar. Dentre estes antigos *canyons* submarinos, encontram-se os *paleocanyons* de Regência e Fazenda Cedro, principais províncias petrolíferas da bacia do Espírito Santo (figura 8).

A Formação Abrolhos, definida por rochas vulcânicas básicas foi originada na bacia entre o Santoniano e o Oligoceno, com a principal atividade durante o Eoceno médio. Este evento vulcânico afetou fortemente a fisiografia da bacia, resultando no Complexo Abrolhos, em sua porção nordeste (figura 8).

No Eoceno médio, uma fase regressiva iniciou, marcada por progradações de arenitos arcóseos depositados em leques costeiros (Formação Rio Doce), e calcarenitos e calcilutitos de uma plataforma que se desenvolveu sobre o complexo vulcânico Abrolhos (Formação Caravelas). A espessura desta plataforma carbonática, sobreposta no complexo vulcânico, causou um desequilíbrio isostático na bacia, promovendo erosão nas bordas e contribuindo para o processo progradacional neste período.

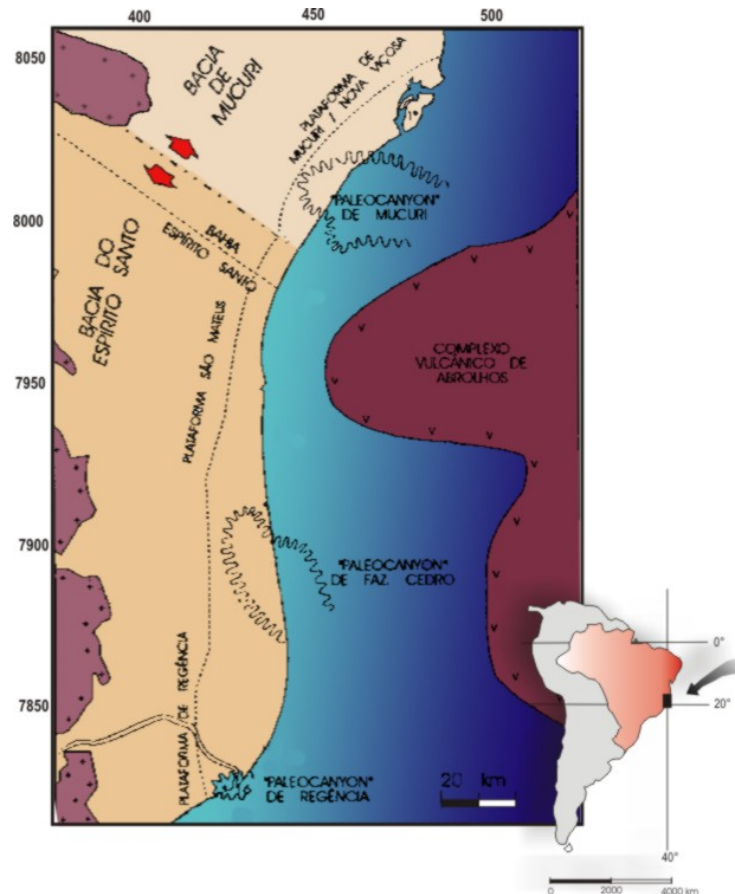


Figura 8 - Divisão geográfica das bacias de Espírito Santo e Mucuri entre os estados do Espírito Santo e Bahia, ilustrando os principais *paleocanyons* (modificado de Biassusi *et al.*, 1990).

O topo da coluna estratigráfica da bacia do Espírito Santo é definido pelos depósitos continentais da Formação Barreiras, aflorantes em todo o litoral do Espírito Santo. Consiste em areias grossas a conglomeráticas, com matriz caulínica e estruturas de estratificação cruzada planar, areias grossas quartzosas com matriz areno-argilosa, e argilas arroxeadas levemente arenosas, com níveis lamosos com tons avermelhados e esbranquiçados (Ferrari *et al.*, 1981 *apud* CPRM, 2001). A sedimentação da Formação Barreiras ocorreu provavelmente durante o Plioceno, quando o clima era semi-árido, sujeito a chuvas esporádicas torrenciais. Dessa forma, teriam se formado amplas faixas de leques aluviais no sopé das encostas constituídas pelas rochas do embasamento (Martin *et al.*, 1993).

3.3.3- Depósitos Quaternários

Os sedimentos quaternários marinhos e continentais encontram-se distribuídos ao longo da planície costeira do rio Doce e em vales fluviais dos principais tributários da região.

Segundo Martin *et al.* (1993 e 1997), os depósitos quaternários constituem terraços marinhos (holocênicos e pleistocênicos), depósitos lagunares holocênicos, de manguezais, de turfa, fluviais arenosos e argilo-arenosos holocênicos, depósitos aluviais e coluviais indiferenciados e arenitos de praia.

Ao longo da planície costeira do rio Doce, são reconhecidas pelo menos duas gerações de depósitos marinhos arenosos. Ocorrem em forma de cristas praias, formadas em diferentes níveis marinhos durante o Quaternário.

Os terraços marinhos pleistocênicos são representados por sedimentos arenosos escuros, coesos, sem presença de fragmentos de conchas, devido à dissolução por ácido húmico. Ocorrem nas porções mais internas da planície costeira, com altitudes que chegam a 9 m, diminuindo em direção ao oceano. Estes terraços mais antigos são datados em 123.000 anos AP, referentes à Penúltima Transgressão (Martin *et al.*, 1993).

Já os terraços marinhos holocênicos, situados externamente em relação aos pleistocênicos, são compostos por areias mais claras, de baixa coesão, com presença de conchas. Segundo Martin *et al.*, 1993, as cristas praias holocênicas são mais contínuas e próximas entre si, comparadas às cristas pleistocênicas, e apresentam idades inferiores a 5.100 anos AP (Última Transgressão).

Depósitos lagunares ocorrem separando os terraços arenosos pleistocênicos dos holocênicos, compostos por sedimentos argilo-arenosos ricos em matéria orgânica e conchas de moluscos de ambientes lagunares. Martin *et al.* (1997) atribuem a formação deste sistema lagunar ao estágio de submersão em 5.100 anos AP. Subidas do nível do mar entre 3.900 - 3.600 e 2.800 - 2.500 anos AP promoveram a reocupação parcial destas lagunas.

A tendência de ressecção, ocorrida após 5.100 anos AP, propiciou a transformação destas lagunas em turfeiras, com camadas de turfa de até 0,5m.

Em Conceição da Barra e em Barra Nova, nas porções inferiores dos vales fluviais, ocorrem depósitos de manguezais, caracterizados por sedimentos pelíticos, localmente arenosos, ricos em matéria orgânica, contendo fragmentos de madeira e conchas. A sul da planície costeira do rio Doce, também ocorrem estes depósitos, nos baixos cursos da região de Santa Cruz.

Os depósitos fluviais argilo-arenosos e arenosos holocênicos são representados na planície costeira por paleocanais do rio Doce, que, segundo Martin *et al.* (1997), apresentam características de um clássico delta dominado por processos fluviais, com padrão pé-de-pássaro. Sondagens executadas nestes depósitos (Bandeira Jr. *et al.*, 1975) mostraram que os sedimentos fluviais repousaram sobre as paleolagunas identificadas.

Os sedimentos areno-argilosos encontrados nos vales freqüentemente acima do limite atingido pela Penúltima Transgressão foram agrupados por Martin *et al.* (1993) e denominados de depósitos aluviais e coluviais indiferenciados, devido às diferentes idades destes sedimentos, que não puderam ser separados.

3.4- Geomorfologia

A fisiografia do relevo na região do baixo vale do rio Doce, segundo Martin *et al.* (1993), é caracterizada por três principais províncias geomorfológicas: região serrana, tabuleiros terciários e planície quaternária.

A área serrana encontra-se fortemente controlada por estruturas deformacionais pré-cambrianas, que possivelmente foram reativadas por mecanismos tectônicos rúpteis cenozóicos, responsáveis pela configuração do relevo e da rede de drenagem. É provável que os compartimentos mais deprimidos, definidos pelos depósitos terciários da Formação Barreiras e

pela sedimentação marinha e continental quaternária, tenham sido afetados por esses mecanismos.

O mapa hipsométrico da figura 9 apresenta as principais classes altimétricas da região do baixo vale do rio Doce, agrupadas em quatro domínios geomorfológicos distintos:

a) serras e colinas altas - correspondente às classes contidas no intervalo de 300 m até cotas superiores a 1000 m (cor laranja até cinza claro). São áreas mais elevadas, situadas a oeste dos lagos barrados, referentes ao embasamento cristalino pré-cambriano. As áreas mais escarpadas estão nas adjacências de Pancas (ES) e Santa Tereza (ES), a NW e a S de Colatina (ES), respectivamente. Estas áreas são evidenciadas pelas maiores anomalias altimétricas, ou seja, variação mais acentuada das classes hipsométricas. Entretanto, anomalias menores ocorrem de forma isolada, sendo definidas por elevados picos escarpados que se destacam nas áreas colinosas mais baixas. Em relação à forma deste compartimento, são observados alinhamentos em direções NNW, que podem estar associados a deformações crustais pré-cambrianas e também a possíveis reativações tectônicas mesozóicas e cenozóicas destas estruturas pretéritas;

b) colinas baixas - correspondente às classes hipsométricas de 100-200 m e 200-300 m (cores amarelo claro e amarelo, respectivamente). São áreas colinosas mais baixas referentes ao embasamento cristalino, inseridas nos vales dos principais tributários do rio Doce e do rio São Mateus e nas áreas ao sopé das serras e colinas altas. Este compartimento ocorre próximo ao limite NW dos lagos internos, podendo este limite estar associado a um possível controle litológico dado pelas rochas cristalinas do embasamento, aumentando a resistência ao recuo das cabeceiras das antigas drenagens escavadas no período de nível do mar mais baixo;

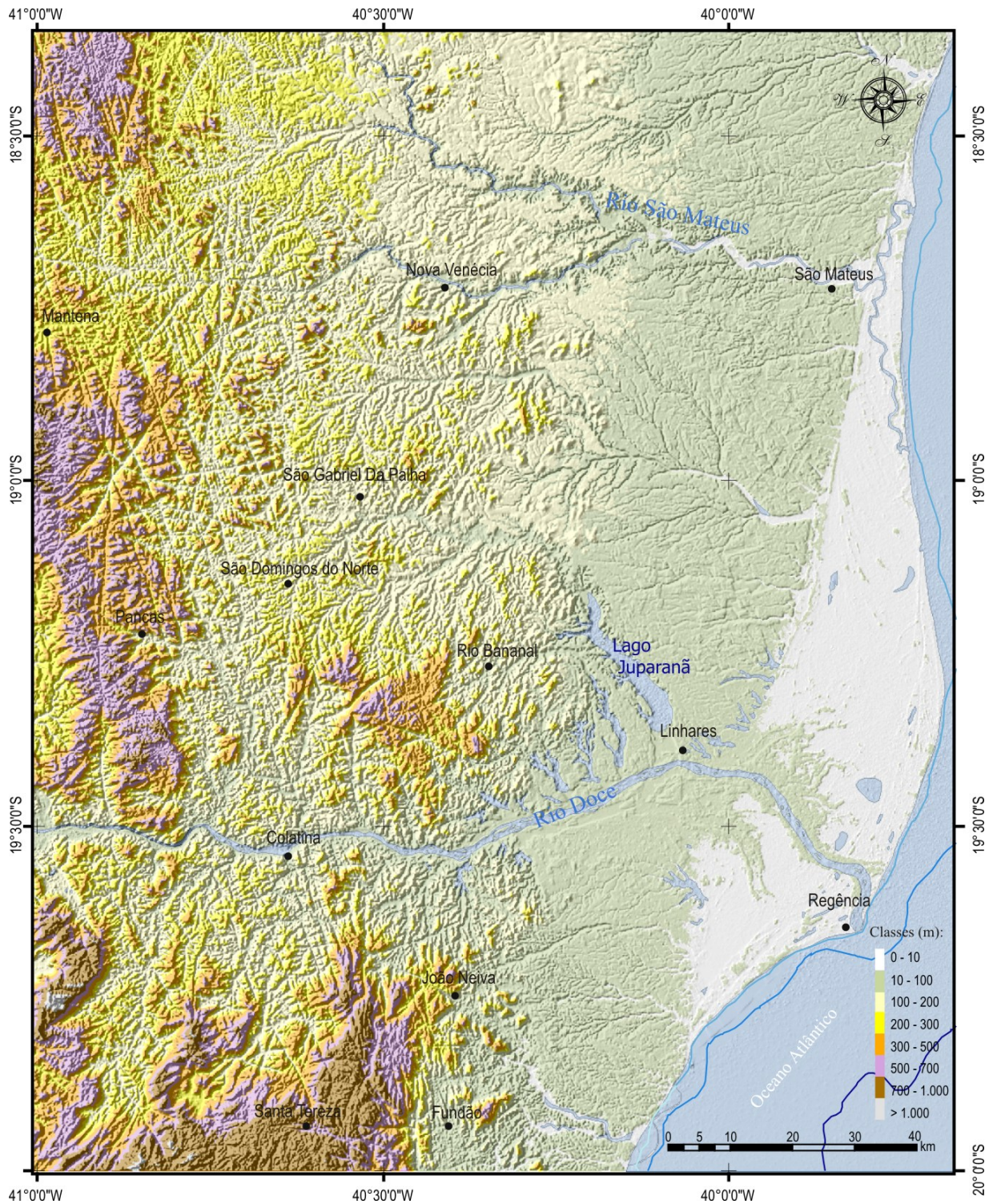


Figura 9 – Mapa hipsométrico, elaborado no presente estudo, sobreposto ao sombreamento do relevo (dados a partir do MDE/ SRTM adquirido no site: <http://seamless.usgs.gov>).

c) tabuleiros e paleocanais do rio Doce - definido pela classe de 10 a 100 m (cor verde claro), este compartimento está situado a leste do compartimento de colinas baixas. No domínio do embasamento cristalino pré-cambriano, o intervalo estabelecido está associado aos vales fluviais

entulhados por depósitos quaternários. Já no domínio sedimentar da Formação Barreiras esta classe está associada aos tabuleiros terciários. Este platô terciário apresenta uma suave inclinação em direção ao oceano, definindo, nas áreas costeiras, uma extensa linha de falésias, erodidas no Quaternário (Martin *et al.*, 1993). Na foto panorâmica do lago Juparanã (figura 10), pode-se observar esta superfície plana bem destacada. No complexo costeiro, este intervalo é representado por paleocanais do rio Doce e por alguns segmentos dos cordões litorâneos pleistocênicos e holocênicos.

Os dados estruturais apresentados neste trabalho foram estudados em afloramentos inseridos neste compartimento topográfico, devido à ocorrência dos depósitos cenozóicos na região;

d) planície costeira – classe 0-10 m (cor branca). Trata-se do intervalo topograficamente mais baixo, referente aos depósitos do complexo costeiro quaternário. A planície costeira se estende desde Barra do Riacho (ES) até Conceição da Barra (ES). Ocorre em forma de meia lua, convexa em direção ao mar, possuindo mais de 35 km de largura na porção mais larga.



Figura 10 - Foto panorâmica do lago Juparanã, demonstrando, ao fundo, os tabuleiros terciários da Formação Barreiras.

4- TRABALHOS ANTERIORES

No presente capítulo, serão destacados os conceitos elementares acerca da sedimentação e evolução quaternária da planície costeira do rio Doce, com base nos principais trabalhos disponíveis na literatura.

Os aspectos tectônicos aqui apresentados reportam-se aos diferentes estudos realizados nas principais feições fisiográficas do sudeste do Brasil, como o Rifte Continental do Sudeste Brasileiro e a Depressão Interplanáltica do Médio Vale do Rio Doce.

4.1- Sedimentação e Evolução da Planície Costeira do Rio Doce

Ao longo dos últimos 70 anos, diversos estudos (p.ex. Bacoccoli, 1971; Bandeira Júnior *et al.*, 1975; Martin *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 1997) têm sido realizados com o intuito de identificar e caracterizar os principais processos continentais e marinhos atuantes durante o Quaternário na planície costeira do rio Doce.

Inicialmente, Bacoccoli (1971) e Bandeira Jr. *et al.* (1975) classificaram a planície costeira do rio Doce na categoria de delta dominado por ondas, adotando a definição de Scott & Fisher (1969).

Segundo Bacoccoli (1971), esta e as demais planícies litorâneas situadas nos domínios dos rios Parnaíba, Jaguaribe, São Francisco, Jequitinhonha e Paraíba do Sul, teriam sido formadas a partir da acreção lateral de cristas praias durante o Holoceno. Este autor, porém, não identificou a paleolaguna e o delta intralagunar na planície do rio Doce, posteriormente reconhecidos por Martin *et al.* (1993), elementos que contradiriam as características de um delta em cúspide dominado por onda.

Martin *et al.* (1993), diferentemente de Bacoccoli (1971) e Bandeira Jr. *et al.* (1975), não atribuem a formação das planícies costeiras brasileiras a processos deltaicos, visto que, para estes autores, os rios mencionados anteriormente, não consistiriam a principal fonte das areias acumuladas em suas desembocaduras.

Através de evidências de antigos níveis marinhos quaternários, sustentadas com base em aspectos sedimentológicos, geomorfológicos, biológicos e arqueológicos (sambaquis), cronologicamente posicionados através de datações por radiocarbono, Martin *et al.* (1993) propuseram um modelo de evolução das planícies costeiras brasileiras situadas entre Macaé (RJ) e Maceió (AL). Neste modelo, são apresentados diferentes estágios de flutuação do nível do mar durante o Quaternário, responsáveis pela dinâmica dos processos erosivos e de sedimentação.

O modelo proposto por Martin *et al.* (1993) admite oito estágios de evolução paleogeográfica durante a formação das planícies costeiras do Brasil (figura 11), sendo citados a seguir:

- **1º estágio:** esta fase foi atribuída ao período de sedimentação da Formação Barreiras, durante o Plioceno, caracterizado por clima semi-árido com presença de chuvas esporádicas. Leques aluviais teriam sido formados nestas condições, depositados nos sopés das encostas (figura 11-1). O nível relativo do mar, neste período, encontrava-se abaixo do nível atual, onde os depósitos da Formação Barreiras recobriam grande parte da presente plataforma continental.
- **2º estágio:** já no Pleistoceno, com o clima consideravelmente mais úmido, teria cessado a deposição dos sedimentos continentais do Barreiras, e ocorrido a Transgressão Antiga ou a antepenúltima transgressão. Nesta fase, a porção externa da Formação Barreiras foi parcialmente erodida, resultando em uma extensa linha de falésias (figura 11-2).
- **3º estágio:** o clima neste período retoma as condições de semi-aridez, ocorrendo uma regressão marinha posterior ao máximo da Transgressão Antiga. Novos depósitos aluviais se formaram neste estágio (figura 11-3), se distribuindo ao longo do sopé das falésias da Formação Barreiras.

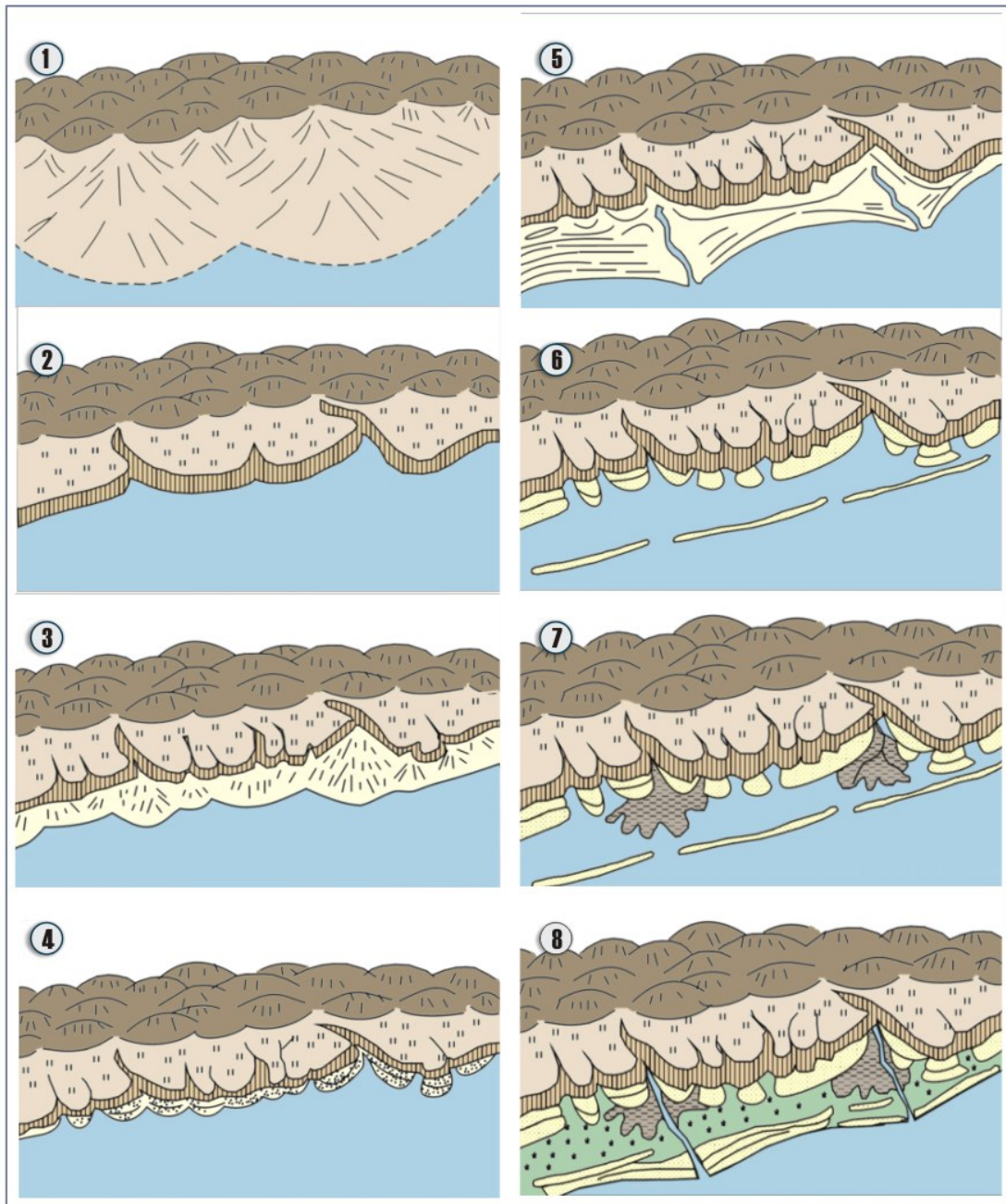


Figura 11 - Modelo de evolução das planícies costeiras brasileiras, com os diferentes estágios evolutivos (modificado de Martin *et al.*, 1993).

- 4° estágio: correspondente ao máximo da Penúltima Transgressão (123.000 AP). Com o nível do mar mais elevado, os sedimentos continentais originados no estágio anterior e parte dos depósitos da Formação Barreiras foram parcialmente erodidos, ocorrendo o retrabalhamento das linhas de falésias formadas no

segundo estágio. Nesta fase, os baixos vales fluviais foram afogados, dando origem a estuários e lagunas (figura 11-4).

- **5º estágio:** esta fase é caracterizada pela construção dos terraços litorâneos pleistocênicos, na subsequente regressão marinha que se seguiu após a Penúltima Transgressão, formando cristas praias progradantes (figura 11-5).

- **6º estágio:** após a dissecação dos terraços pleistocênicos e dos depósitos da Formação Barreiras, posterior ao quinto estágio, o nível do mar voltou a subir, alagando as planícies costeiras pleistocênicas durante a Última Transgressão em 5.100 anos AP, como demonstrado na curva de flutuações do nível do mar da figura 12. Estabeleceu-se nesta fase um conjunto de ilhas-barreiras (figura 11-6). Com o isolamento provocado por estas ilhas-barreiras, as áreas protegidas do mar aberto foram ocupadas por lagunas de dimensões consideráveis. Estes autores admitem que as ilhas-barreiras teriam se instalado antes do pico máximo da Última Transgressão, baseando-se em datações de conchas de moluscos e fragmentos de madeira carbonizada provenientes de sedimentos lagunares, que forneceram idades de até 7.000 anos AP.

- **7º estágio:** as lagunas formadas no estágio anterior foram assoreadas por deltas intralagunares, com canais distributários dispostos segundo o padrão pé-de-passaro (figura 11-7). Este assoreamento levou o desenvolvimento de pântanos e turfeiras nas planícies costeiras.

- **8º estágio:** com o rebaixamento do nível do mar após o máximo transgressivo de 5.100 anos AP, foram formados os terraços marinhos holocênicos a partir das ilhas-barreiras originais (figura 11-8). A lagoa Bonita e a lagoa Zacarias, presentes próximo à foz do rio Doce, teriam

vido formadas a partir deste rebaixamento, sendo estas remanescentes das antigas lagunas.

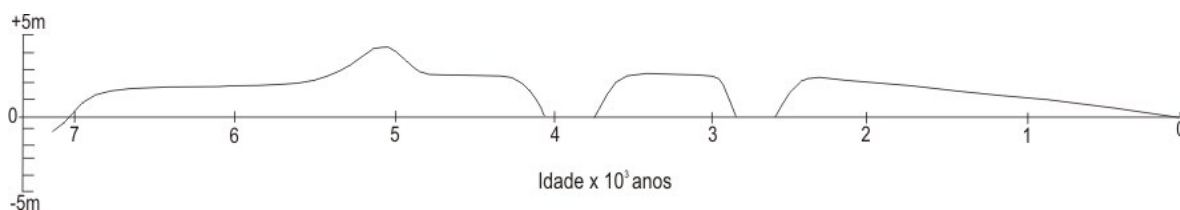


Figura 12 - Curva de variação do nível do mar durante o Holoceno na costa do Espírito Santo (Martin *et al.* 1997).

4.2- Origem do Sistema de Lagos do Baixo Vale do Rio Doce

Apesar de diversos trabalhos na planície costeira do rio Doce encontrarem-se disponíveis na literatura, estudos acerca da origem e evolução do sistema de lagos na região ainda são bastante reduzidos.

Suguiu & Kohler (1992), estudando os lagos barrados do baixo vale do rio Doce, atribuíram a possível barragem das desembocaduras destes lagos às flutuações do nível do mar durante o Quaternário.

Segundo estes autores, a origem dos lagos iniciou-se com a forte dissecação de antigos tributários do rio Doce durante o máximo da Última Glaciação (entre 15.000 e 18.000 anos AP). Esses vales teriam sido escavados por mais de 100 m abaixo do nível do mar atual, que explicaria, desta maneira, as elevadas profundidades encontradas na lagoa das Palmas, com cerca de 27 metros de profundidade, e na lagoa Nova, chegando a 31 m de profundidade.

Em seguida, há uma tendência de subida do nível relativo do mar, atingindo entre 4 e 5 metros acima do nível marinho atual em 5.100 anos AP. Nesta fase, os principais tributários do rio Doce foram afogados, formando ambientes estuarinos e lagunares.

No furo de sondagem PRD-20, posicionado a 2 km a oeste da cidade de Linhares (ES), sobre a desembocadura do Lago Juparanã (figura 13), descrito por Bandeira Jr. *et al.* (1975), foram reconhecidos 10 a 15 metros de depósitos fluviais indiferenciados e 45 a 50 metros de lamas estuarinas, ricas em organismos marinhos.

Suguió & Kohler (1992) associam o afogamento destes antigos vales e a colmatação de lamias estuarinas sobre superfície escavada à possível barragem destes paleotributários, originando o sistema de lagos do baixo vale do rio Doce.

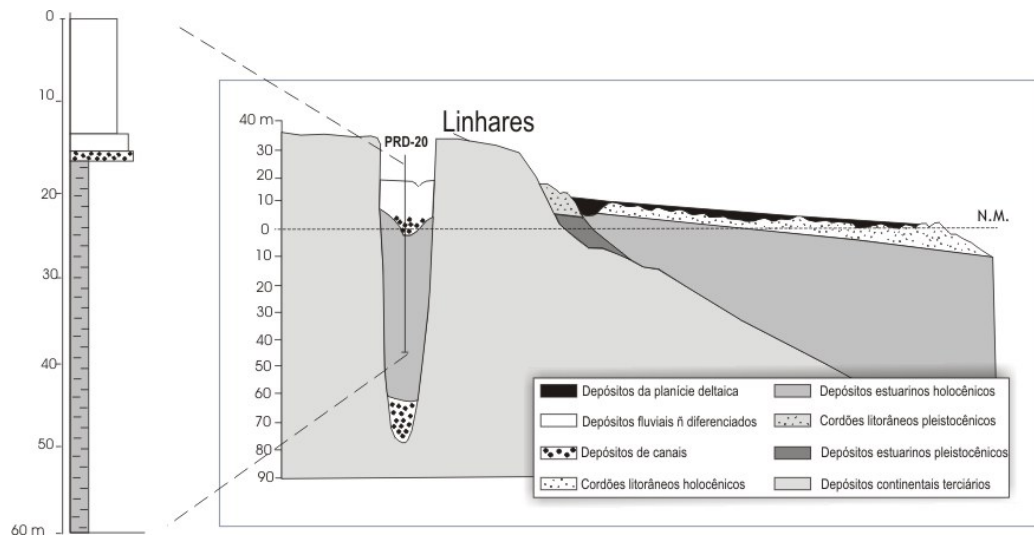


Figura 13 - Furo-PRD-20, na desembocadura do lago Juparanã, onde o paleocanal escavado foi preenchido por sedimentos estuarinos durante a última transgressão (modificado de Suguió & Kohler, 1992).

4.3- Tectônica Cenozóica no Sudeste do Brasil

Eventos tectônicos ocorridos durante o Mesozóico e o Cenozóico podem ser considerados como os principais condicionantes da compartimentação geomorfológica e distribuição dos depósitos sedimentares cenozóicos no sudeste brasileiro.

Estudos acerca da tectônica terciária e quaternária, realizados por diferentes autores nas principais feições geotectônicas cenozóicas da região Sudeste, foram tomados como referência para este trabalho, de forma a estabelecer relações entre os padrões estruturais e morfotectônicos identificados no baixo vale do rio Doce e os principais aspectos da tectônica cenozóica nestas feições fisiográficas importantes.

Neste item serão abordados o “Rifte Continental do Sudeste do Brasil”, definido por Riccomini (1989) e a “Depressão Interplanáltica do Rio Doce” (IGA-MG, 1977), estudada por Mello (1997), onde, nesta última

região, destaca-se a presença de um sistema lacustre semelhante ao sistema de lagos encontrado na planície costeira do rio Doce.

A região Sudeste do Brasil destaca-se por uma importante feição geotectônica cenozóica, definida por Riccomini (1989) como Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Esta feição abrange uma área desde Curitiba até o Rio de Janeiro, comportando, em seu segmento central, o conjunto formado pelas bacias sedimentares de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo.

Segundo o modelo apresentado por Riccomini (1989), a evolução sedimentar e tectônica da porção central do RCSB (figura 14) teria se iniciado pela formação de uma depressão contínua, originada pela atuação de um regime distensivo de direção NNW-SSE, reativando, como falhas lítricas com caimento para o Oceano Atlântico, antigas zonas de cisalhamento brasileiras. Esta distensão, datada do Eoceno a Oligoceno, teria sido imposta pelo basculamento termomecânico da bacia de Santos.

Uma segunda fase tectônica na evolução do RCSB, provavelmente oligocênica a neogênica, foi caracterizada por Riccomini (1989) como uma fase de transcorrência sinistral de direção E-W, com extensão NW-SE e, localmente, compressão NE-SW. Constitui a primeira fase de deformação tectônica.

A terceira fase tectônica definida por Riccomini (1989) é representada por um binário E-W de transcorrência dextral, com compressão NW-SE, tendo sido admitida uma idade pleistocênica a holocênica.

A última fase tectônica identificada por Riccomini (1989) corresponde a um regime distensivo, com direção NW-SE a WNW-ESE, afetando depósitos holocênicos preservados em terraços baixos.

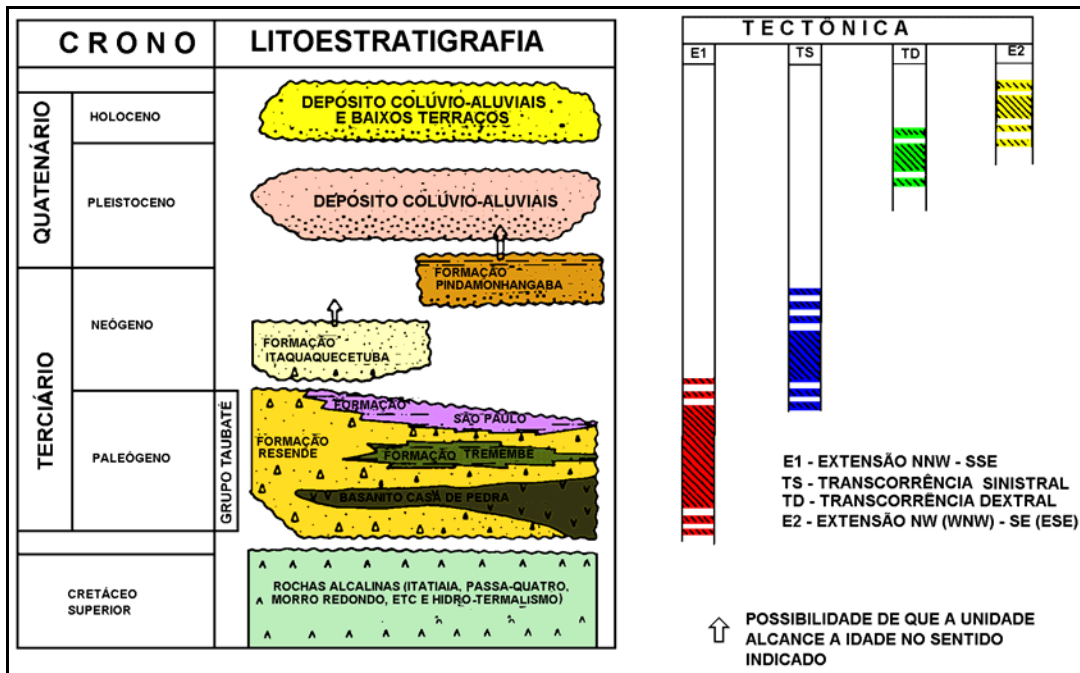


Figura 14 - Coluna estratigráfica para as bacias do Rife Continental do Sudeste do Brasil e as fases tectônicas associadas (modificado de Riccomini, 1989).

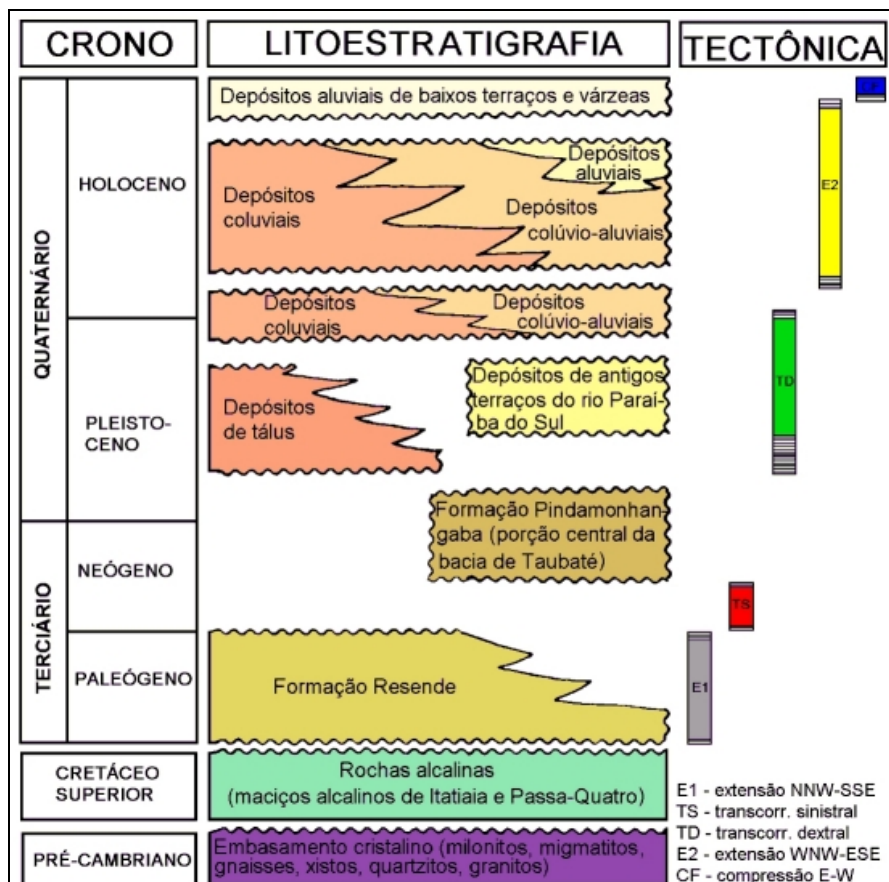


Figura 15 - Coluna litoestratigráfica da região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itaiáia (RJ) e fases tectônicas, segundo Salvador & Riccomini (1995).

Estudando a área compreendida pelo Alto Estrutural de Queluz (SP), que limita as bacias de Taubaté e Resende, Salvador (1994) e Salvador & Riccomini (1995) reconheceram, ainda, uma quinta fase tectônica, cujos campos de esforços obtidos indicam um regime compressivo de direção E-W (figura 15). Este último regime de esforços na região do RCSB teria se instalado após a fase anterior de distensão e perduraria até o presente.

Na porção centro-leste do estado de Minas Gerais, ocorre, também, uma destacada feição fisiográfica, porém com menores dimensões quando comparada ao Rifte Continental do Sudeste Brasileiro. A Depressão Interplanáltica do Vale do Rio Doce (IGA-MG, 1977) possui cerca de 200 km de comprimento e 50 km de largura, orientada segundo a direção NNE-SSW.

Mello (1997), através de estudos estratigráficos, geomorfológicos e estruturais, reconheceu quatro fases tectônicas afetando depósitos cenozóicos nesta região (figura 16).

A fase tectônica mais antiga reconhecida por este autor, de idade Plioceno-Pleistoceno, estaria associada a um regime de transcorrência sinistral E-W, onde falhas normais NE-SW a ENE-WSW, falhas normais dextrais NE-SW a NNE-SSW e falhas reversas NW-SE a WNW-ESE que afetam depósitos pliocênicos, seriam responsáveis pela formação da Depressão Interplanáltica do rio Doce e pelo escalonamento de blocos orientados para NE-SW.

A segunda fase definida por Mello (1997) na região é associada a um regime de transcorrência dextral E-W, de idade holocênica inicial, caracterizado por falhas normais NW-SE, falhas dextrais normais NW-SE, WNW-ESE e E-W, falhas sinistrais normais N-S e falhas reversas dextrais ENE-WSW, geradas por esforços compressivos na direção NW-SE e tensões distensionais NE-SW. Este autor associa a formação de alinhamentos topográficos com direção NW-SE a E-W e a segmentação do compartimento deprimido do médio vale do rio Doce a este regime tectônico.

A fase seguinte, atribuída ao Holoceno médio por este mesmo autor, é caracterizada por falhas normais NE-SW e normais dextrais NE-SW a ENE-WSW. O regime tectônico identificado foi associado a uma extensão NW-SE. A esta terceira fase tectônica, segundo Mello (1997), podem estar

relacionadas capturas fluviais e alinhamentos de interflúvios na direção ENE, na região de “estrangulamento” da depressão do vale do rio Doce.

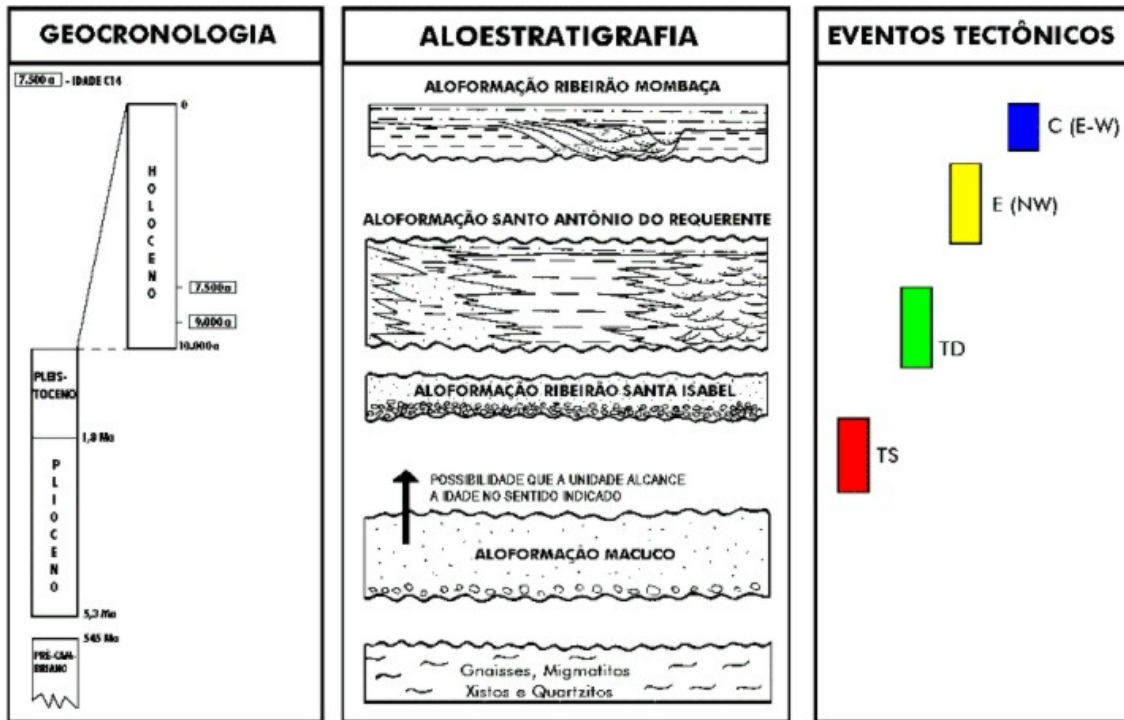


Figura 16 - Coluna aloestratigráfica da região do médio vale do rio Doce (MG), e as fases tectônicas reconhecidas na região (Mello, 1997).

Na região do médio vale do rio Doce ocorre um sistema lacustre semelhante ao sistema de lagos do baixo vale do rio Doce, área de estudo do presente trabalho. Possui cerca de 160 corpos lacustres concentrados, de dimensões variáveis, em geral digitados, com até 6 km de comprimento máximo e 0,5 km de largura máxima. Estes lagos situam-se principalmente nos limites do Parque Estadual Florestal do Rio Doce, em Minas Gerais.

Estudos sismoestratigráficos realizados por Mello (1997) no lago Dom Helvécio, um dos lagos deste sistema, apontaram a presença de uma falha NE-SW afetando sedimentos datados de 9.000 anos AP, próximo à sua desembocadura (figura 17). A partir destes dados, Mello (1997) associou a possível barragem dos antigos vales tributários e a formação do sistema de lagos do médio vale do rio Doce à atuação de falhas NE-SW geradas pelo regime de extensão NW-SE, atribuído ao Holoceno médio.

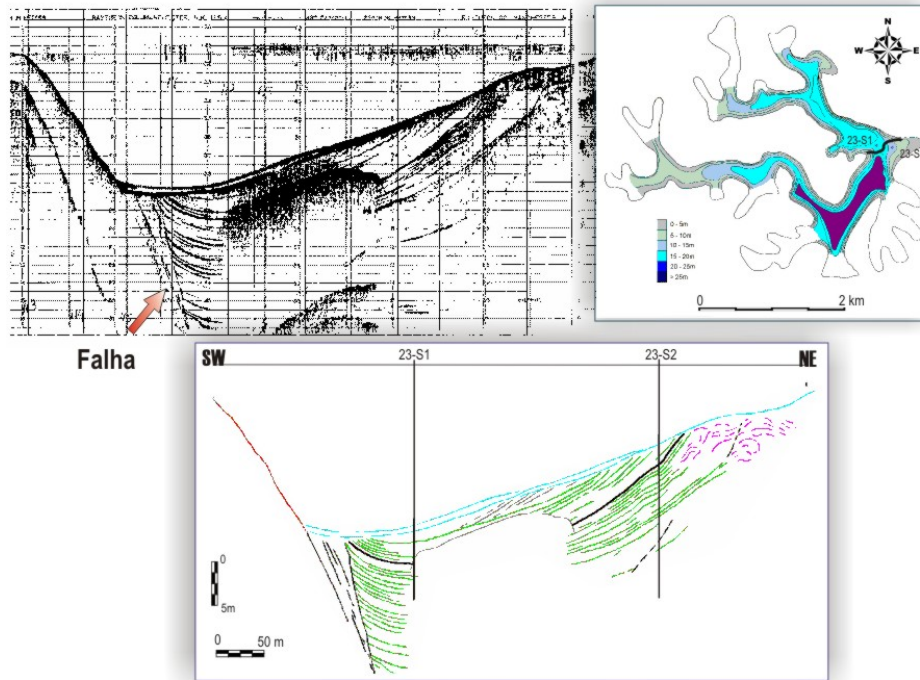


Figura 17 - Seção sísmica e interpretação sismoestratigráfica realizada ao longo da desembocadura do lago Dom Helvécio por Mello (1997). Em destaque, a falha normal afetando sedimentos do fundo deste lago, próximo à sua desembocadura.

A última fase tectônica identificada por Mello (1997) corresponde a um regime compressivo de orientação E-W, implantado no Holoceno tardio, e que caracteriza o atual regime tectônico da região.

5- CONCEITOS BÁSICOS UTILIZADOS

5.1- Sismoestratigrafia

A partir da década de 60, devido ao aperfeiçoamento das técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos e ao amadurecimento dos conceitos geológicos aplicados na exploração de hidrocarbonetos, surgia a sismoestratigrafia ou estratigrafia sísmica, tratando da interpretação estratigráfica de reflexões sísmicas, possibilitando uma melhor compreensão acerca da evolução tectono-sedimentar de uma bacia.

Os principais conceitos acerca da sismoestratigrafia foram apresentados inicialmente por Payton (1977), com a publicação do *Memoir # 26* da AAPG, servindo de base para a fundamentação da estratigrafia de seqüências, considerada, por muitos, um dos principais pilares da estratigrafia moderna.

5.1.1- Reflexão Sísmica

A reflexão sísmica é o registro do tempo de trânsito de ondas sísmicas geradas artificialmente na superfície e refletidas nos contatos físicos das rochas (Severiano Ribeiro, 2001).

No método sísmico, as ondas elásticas ou ondas sísmicas são geradas por fontes artificiais, através de perturbações no meio físico, seja mecânica ou explosiva, inserindo energia à subsuperfície. Ao longo do processo de propagação, o material submetido a esta energia responde às perturbações provocadas pelas ondas elásticas. Isso ocorre devido às propriedades elásticas deste material, que, no caso das rochas, estão diretamente relacionadas às suas características petrofísicas, influenciadas pela porosidade, composição mineral e presença de fluidos (Martins, 2001).

As reflexões das ondas sísmicas ocorrem onde há contraste de impedância acústica (relação densidade-velocidade) entre materiais rochosos, atribuídas a litologias distintas ou descontinuidades físicas, impostas por superfícies estratigráficas, como discordâncias erosivas ou superfícies estratais. Os traços de uma seção sísmica, em geral, são definidos pela amplitude da onda sísmica refletida, resultantes destas interações de densidade-velocidade entre as rochas, determinadas pela composição do pacote rochoso e espaçamento das camadas, como também a presença de fluidos.

Vail *et al.* (1977b) consideram que as interfaces responsáveis pelas reflexões das ondas sísmicas são as superfícies estratais e as discordâncias. Superfícies estratais são paleossuperfícies deposicionais síncronas em quase toda sua extensão, que correspondem a níveis de acamamento sedimentar. Admite-se a ocorrência de pequenas variações temporais ao longo desta superfície, porém sem significado na escala de

tempo geológico. Logo, os limites de unidades litoestratigráficas formais nem sempre são representados pelos padrões de refletores sísmicos, visto que estes limites, na maioria dos casos, são de natureza diácrona, ou seja, cortam as linhas de tempo.

As múltiplas, que são efeitos indesejáveis do método sísmico realizado em massas d'água, como mares e lagos, também são consideradas diácronas. Porém, estas reflexões não apresentam feições geológicas fisicamente correspondentes, visto que são causadas por reverberações da onda sísmica entre a superfície e o fundo deste corpo d'água. São representadas por refletores igualmente distanciados entre si na função “tempo” de seções sísmicas, tornando-se prejudicial à interpretação sismoestratigráfica.

O mapeamento das superfícies estratigráficas destacadas em uma seção sísmica, como estratos e discordâncias, torna-se necessário para a elaboração de um arcabouço cronoestratigráfico de uma bacia sedimentar, com o reconhecimento de seqüências e tratos de sistemas deposicionais.

5.1.2- Padrão de Terminação dos Refletores Sísmicos

Segundo Mitchum *et al.* (1977), uma sismosseqüência consiste em um conjunto de refletores concordantes separados por superfícies de descontinuidades indicadas por terminações sísmicas.

Os padrões de terminação de refletores sísmicos mais utilizados na interpretação sismoestratigráfica estão ilustrados na figura 18, onde estes parâmetros definem os limites superiores e inferiores das sismosseqüências ou seqüências sísmicas.

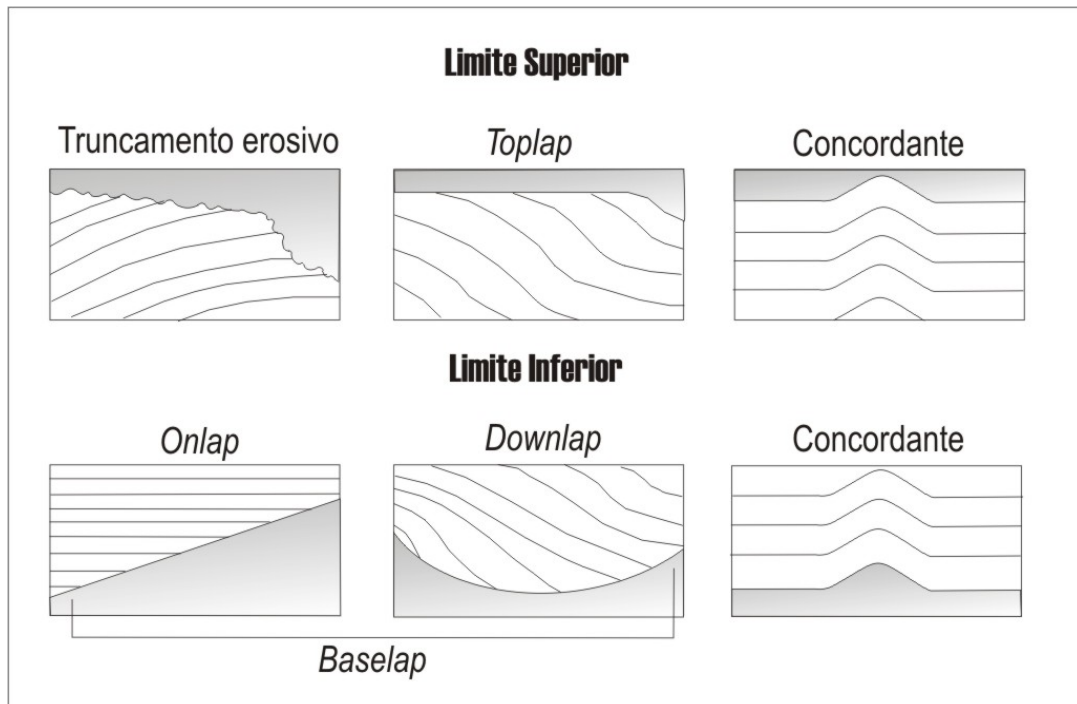


Figura 18 - Principais padrões de terminação de refletores sísmicos utilizados na interpretação sismoestratigráfica (modificado de Mitchum *et al.*, 1977).

O limite superior de uma sismossequência é definido, na maioria dos casos, por truncamentos erosivos e por terminações *toplap*.

O truncamento erosivo é caracterizado por refletores terminados lateralmente quando seccionados bruscamente por um refletor interpretado como superfície de erosão. Situa-se na parte superior de uma seqüência deposicional, marcando discordâncias capazes de recobrir grandes extensões areais, mas que podem, também, estar circunscritas apenas a pequenas feições de canais.

No *toplap*, os refletores, definidos por estratos inclinados, são terminados lateralmente por uma superfície sobrejacente, evidenciando um hiato não-deposicional.

O limite inferior é identificado, mais facilmente, pelas terminações *baselap*, onde estratos representados por refletores terminados em seu limite deposicional original encontram-se sobre a superfície basal de uma sismossequência.

O *baselap* ocorre em dois tipos: *onlap* e *downlap*. O *onlap* se define por terminações laterais de refletores inicialmente horizontais de estratos

sedimentares sobre uma superfície inclinada, ou refletores inclinados terminados sobre superfícies ainda mais inclinadas.

O *downlap* é evidenciado por refletores inicialmente inclinados terminados sobre uma superfície horizontal ou de menor inclinação.

As terminações concordantes ocorrem quando os refletores que limitam duas unidades sísmicas ou sismossequências encontram-se paralelos. Este padrão ocorre tanto nos limites superiores quanto nos inferiores.

5.1.3- Sismofácies

Segundo Mitchum *et al.* (1977), a análise de fácies sísmicas ou sismofácies permite o reconhecimento dos padrões de refletores sísmicos dentro de sismossequências, no qual a organização e a geometria interna destes elementos, identificados em seções sísmicas, implicam em diferentes significados geológicos, específicos para cada configuração de reflexões sísmicas.

Exemplos de sismofácies sugeridos por Mitchum *et al.* (1977) são ilustrados na figura 19.

As configurações de sismofácies paralelas a subparalelas indicam uma taxa de deposição uniforme dos estratos, sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente. Já a fácies sísmica divergente pode indicar variações na taxas de sedimentação em diferentes setores de um depósito sedimentar e/ ou a progressiva inclinação do substrato causada por subsidência.

As configurações progradantes são constituídas por superfícies inclinadas denominadas clinofomas, ocorrendo onde os estratos superpõem-se lateralmente. Dependendo da variação na razão entre deposição e profundidade da lâmina d'água, formam clinofomas oblíquas (paralelas e tangenciais), sigmoidais, complexo sigmoidal-oblínquo e *shingled* (figura 19).

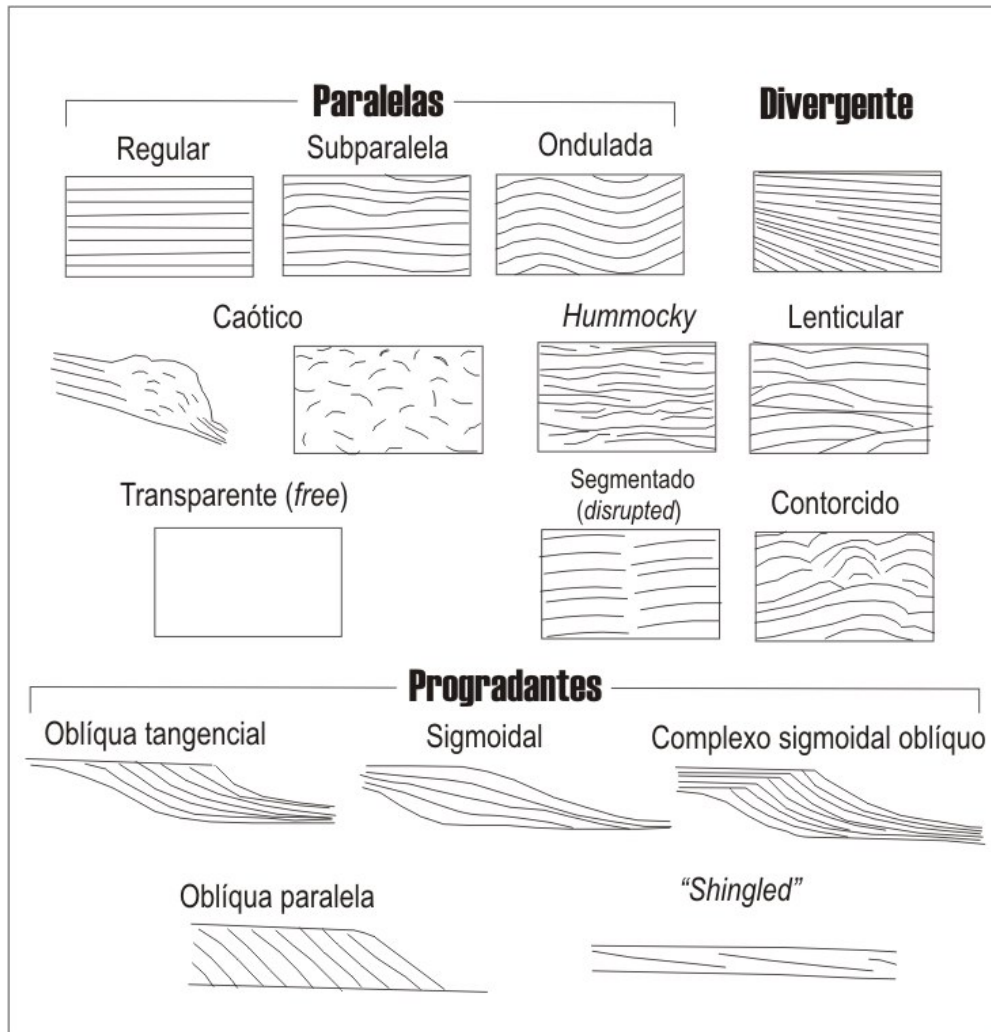


Figura 19 - Configuração das principais sismofácies (modificado de Mitchum *et al.*, 1977).

A sismofácies caótica é representada por refletores desordenados, contorcidos e descontínuos, indicando um ambiente de alta energia. Podem evidenciar, também, estruturas deformacionais como estruturas convolutas, dobras, falhas e estruturas de escorregamentos.

A fácies sísmica transparente é caracterizada por intervalos com ausência de reflexão (*reflection-free*), podendo indicar materiais que não apresentam contrastes de impedância acústica entre si, ou rochas/sedimentos sem estratificação definida. Podem indicar, também, estratos com alto ângulos de mergulho, além de camadas intensamente redobradas.

Configurações *hummocky*, segmentada, contorcida e lenticular também são apresentadas por Mitchum *et al.* (1977), sendo estas variações das demais configurações.

5.1.4- Geometria Externa

Apesar de definir a geometria tridimensional de uma sismossequência, este parâmetro é analisado em uma seção sísmica de forma bidimensional. A figura 20 ilustra as principais geometrias externas de sismossequências.

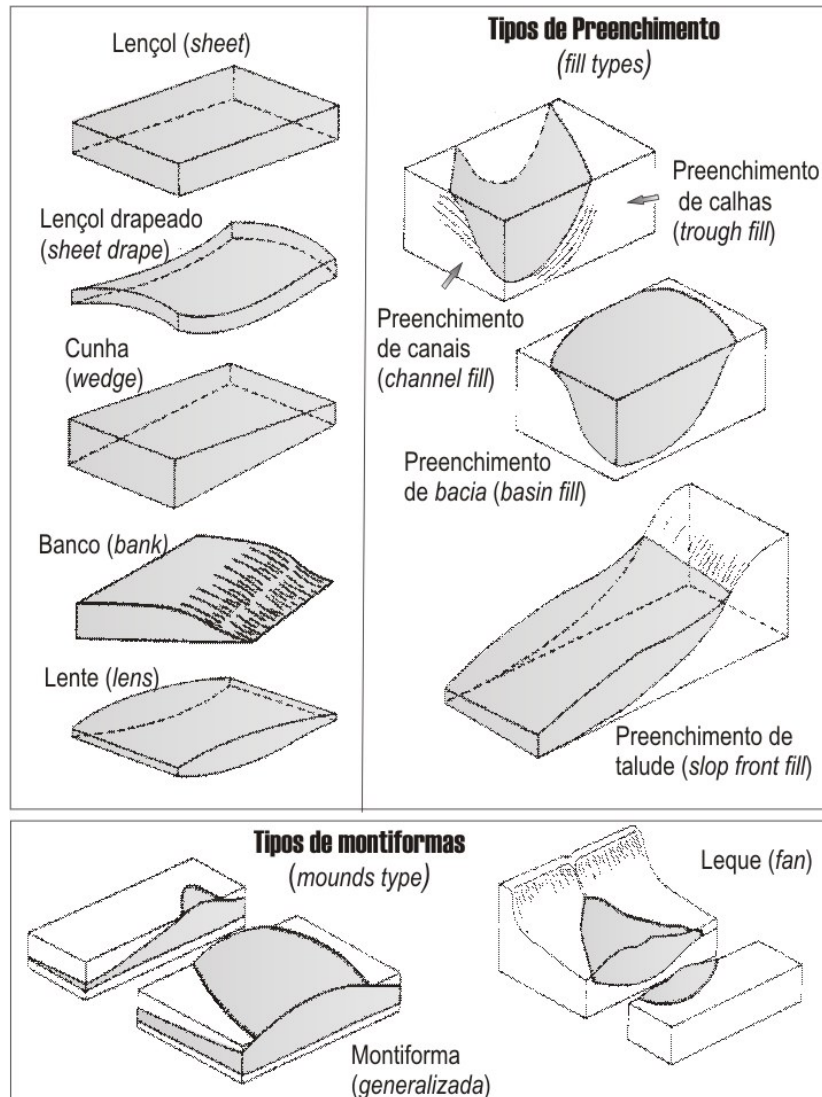


Figura 20 - Principais geometrias externas de uma sismossequência (modificado de Mitchum *et al.*, 1977).

Segundo Mitchum *et al.* (1977), as geometrias em lençol, cunhas e bancos caracterizam ambientes plataformais, podendo apresentar configurações internas paralelas, divergentes e progracionais.

A geometria do tipo montiforma representa feições deposicionais com topo topograficamente mais elevado em relação às demais superfícies estratais, podendo indicar, em água profunda, lobos turbidíticos, contornitos, construções carbonáticas e vulcânicas.

Quando a sedimentação preenche feições negativas da superfície deposicional, sendo erosivas ou não, como canais, *canyons* e calhas, a forma externa resultante da sismosseqüência, segundo Mitchum *et al.* (1977), é definida como geometria de preenchimento.

6- MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADOS

A metodologia e as técnicas envolvidas neste trabalho foram adotadas de forma a possibilitar os estudos acerca da sedimentação e tectônica no lago Juparanã, através de investigações geofísicas e estruturais.

Serão relatadas, a seguir, as principais etapas de campo e gabinete realizadas neste estudo.

6.1- Levantamento Sísmico no Lago Juparanã

Para o levantamento geofísico foi utilizado o método sísmico de alta resolução, com o intuito de obter informações acerca da sedimentação no lago Juparanã. As seções sísmicas resultantes do levantamento geofísico permitiram a interpretação e análise sismoestratigráfica, realizadas posteriormente em gabinete.

Como subproduto da aquisição sísmica, foram efetuadas análises batimétricas, com o objetivo de reconhecer os possíveis processos tectônicos que podem ter controlado a morfologia e a barragem do lago Juparanã.

O levantamento sísmico foi realizado com o apoio e orientação do Professor Dr. Cleverson Guizan Silva, do Depto. de Geologia da Universidade Federal Fluminense (LAGEMAR/ UFF), que gentilmente

disponibilizou e operou o equipamento sísmico durante a etapa de aquisição dos dados.

Foram levantados 17 perfis sísmicos ao longo do lago Juparanã (figura 21), sendo treze perfis transversais ao eixo principal do lago (T_1 a T_{13}), dois longitudinais (L_1 e L_2) e dois perfis em braços distintos (B_1 e B_2).

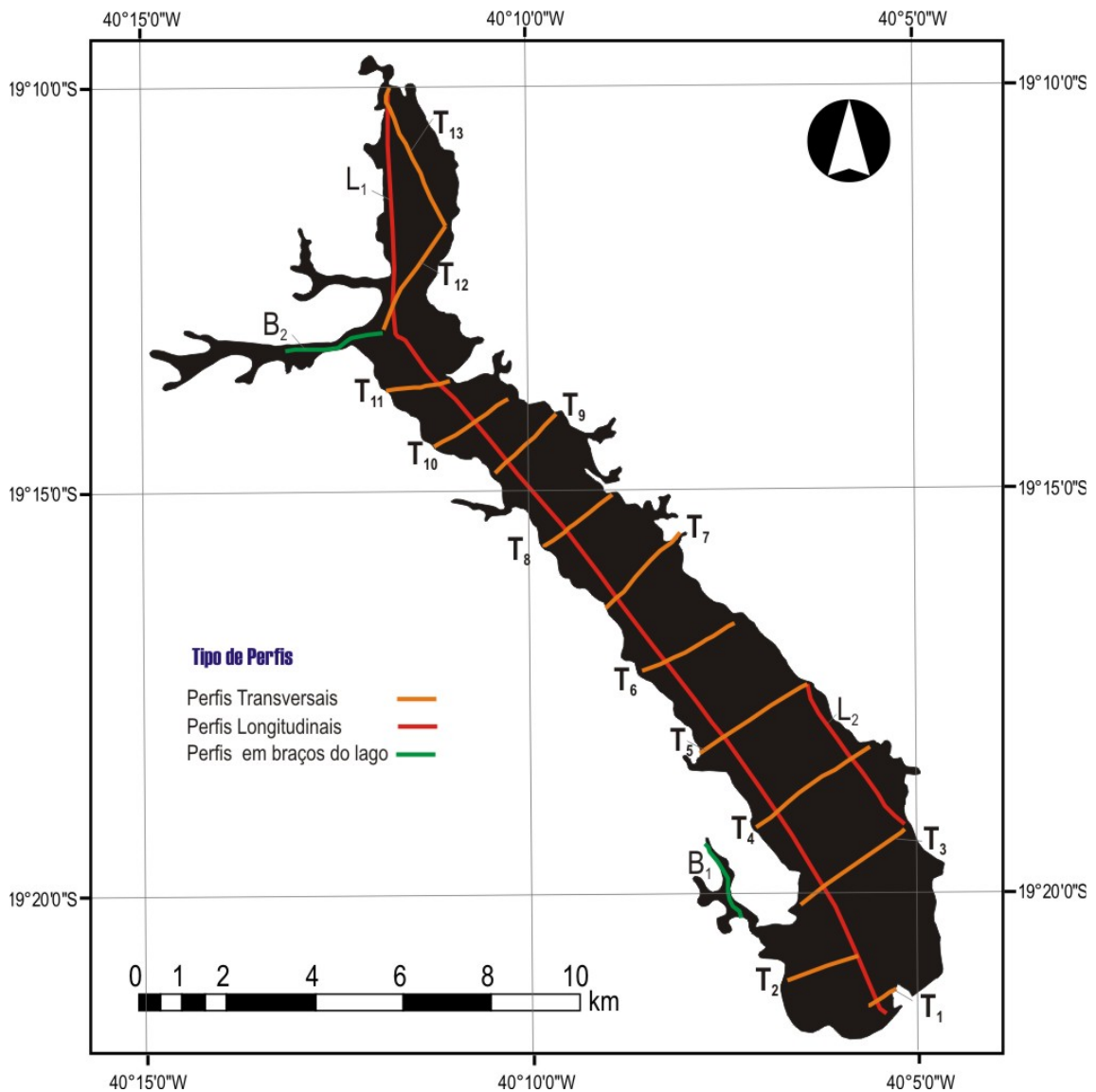


Figura 21 - Mapa de localização dos perfis sísmicos levantados neste trabalho.

Os perfis transversais foram posicionados perpendicularmente às bordas do lago Juparanã, espaçados entre si por 2 km. Os perfis T_{12} e T_{13} , posicionados próximo à cabeceira do lago, não se encontram perpendiculares às bordas, mas sim oblíquos às mesmas, devido ao estreitamento das margens do lago. O perfil L_1 percorre toda a extensão do

lago, por mais de 25 quilômetros, realizado sobre o canal principal do corpo lacustre. A outra linha longitudinal, perfil L₂, está situada na borda leste, no setor meridional do lago, onde sua largura é mais significativa. Os perfis B₁ e B₂ foram realizados em dois braços do lago Juparanã, um no tributário do rio Capivara, próximo à cabeceira do lago, e outro próximo à desembocadura, ambos no setor oriental do lago.

6.1.1- Equipamento Utilizado

O equipamento utilizado para o levantamento sísmico (StrataBox™, do fabricante Ocean Data Equipment Corporation) pertence ao LAGEMAR/UFF. Constitui um perfilador de subfundo de baixa potência e alta frequência. Segundo o fabricante deste equipamento, dependendo do tipo de substrato, o imageamento dos estratos pode alcançar uma resolução de até 6 cm, em uma profundidade máxima de aproximadamente 40 m de sedimentos. Entretanto, na prática, a profundidade máxima alcançada foi apenas de 5 a 6 metros de sedimentos, a partir do fundo do lago, devido à elevada atenuação causada por um refletor de alta amplitude, responsável pela absorção de quase toda energia da onda sísmica transmitida pela fonte e pela ausência de reflexão em materiais homogêneos.

O perfilador sísmico opera a uma frequência de 10 kHz, alimentado por uma bateria de 24 V. Os pulsos elétricos são gerados pela unidade de controle (*sensor unit*), ilustrado na figura 22, onde o sinal é amplificado e enviado para o transdutor, sendo este último o transmissor e receptor das ondas sonoras, simultaneamente. A comutação dos dados junto ao *laptop*, a tensão de alimentação e a transmissão/ recepção do sinal enviado pelo transdutor são realizados por diferentes interfaces da unidade de controle, através de três cabos distintos.

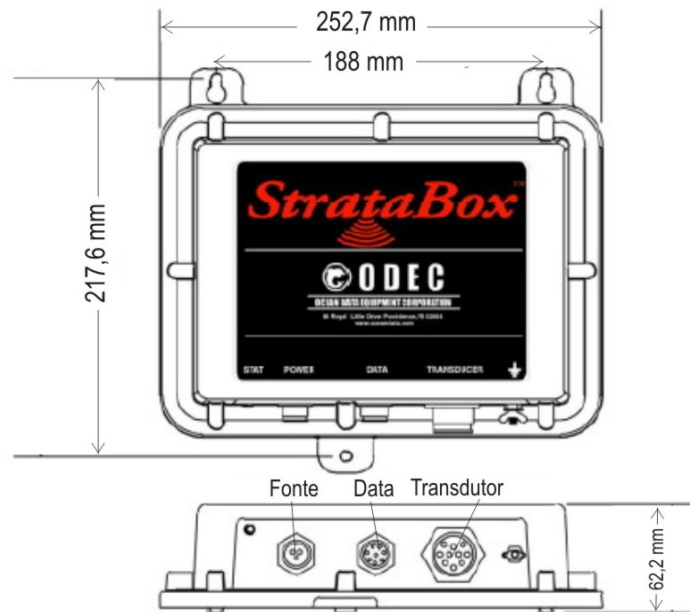


Figura 22 - Dimensões da unidade de controle (*sensor unit*) e indicação da entrada dos cabos. Este aparelho é responsável pela geração e amplificação do sinal elétrico enviado ao transdutor.

O transdutor, responsável pela emissão e recepção da onda sísmica, opera com a potência de saída de 300 W. Trata-se de um material composto de cerâmica em forma de cone, que é acoplado a um suporte de ferro fixado a uma haste cilíndrica de alumínio. Esta configuração é instalada ao lado do barco, de maneira que o transdutor fique submerso poucos centímetros abaixo do nível d'água (figura 23).

O sinal acústico recebido pelo transdutor novamente é transformado em sinal elétrico, que é enviado de volta à unidade de controle. Os dados são transferidos para um *laptop*, que, com a utilização do *software* do próprio equipamento, permite a visualização e registro das seções sísmicas. Para o posicionamento das linhas sísmicas foi utilizado o GPS (modelo E-Trex, do fabricante Garmin), determinando-se as coordenadas de navegação a cada 1 (um) minuto, representadas por marcações ao longo da seção sísmica. A configuração dos equipamentos é mostrada na figura 24.

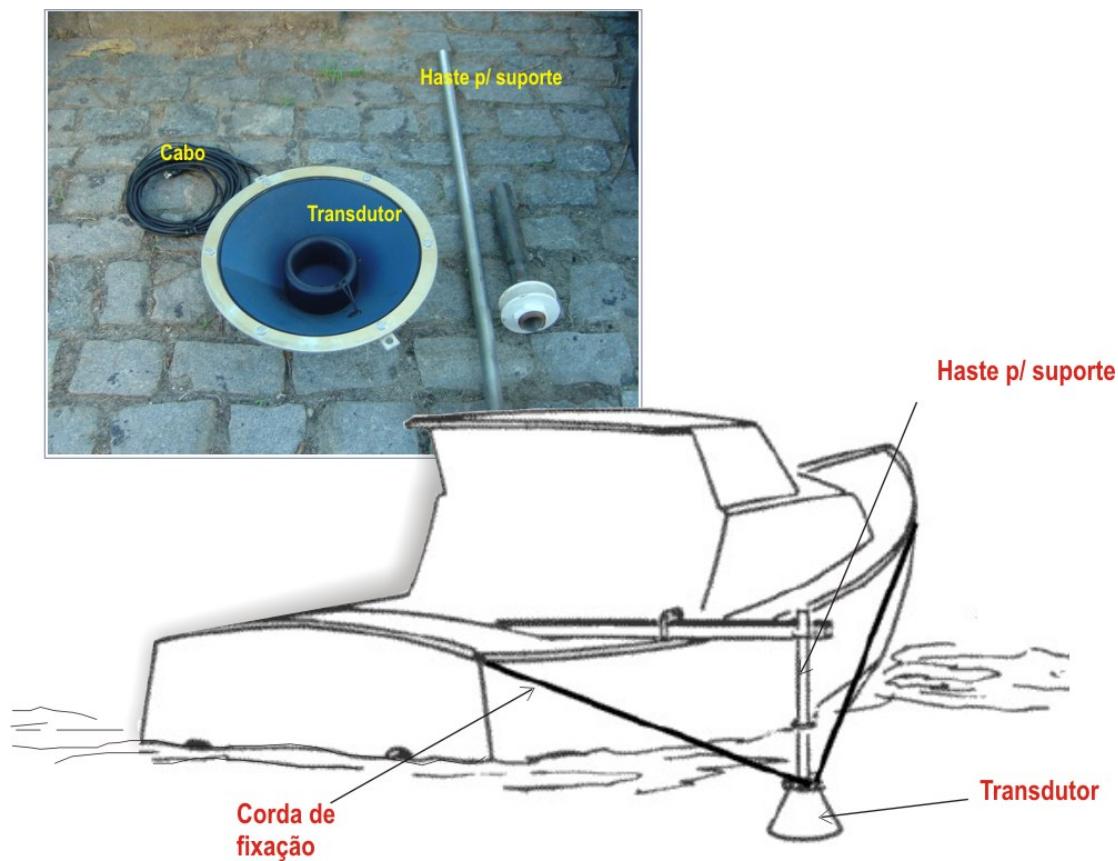


Figura 23 - Configuração da instalação do transdutor no barco. Em detalhe, são mostrados o transdutor e seus acessórios.



Figura 24 - Configuração dos equipamentos utilizados no levantamento sísmico no lago Juparanã.

Propagação da Onda Sísmica

O equipamento utilizado na aquisição sísmica realizada no lago Juparanã reproduz as ondas elásticas, captando o retorno das mesmas quando de volta à superfície lago. Estas ondas sísmicas são produzidas pelo transdutor através de vibrações mecânicas do material cerâmico, causando regiões alternadas de alta e baixa pressão na coluna d'água, sendo este o processo de geração de energia para a realização do levantamento sísmico.

A propagação das ondas sísmicas ocorre verticalmente, onde a transmissão é feita por um feixe de energia direcionado, regulado pelo formato do transdutor. A figura 25 demonstra como ocorre a propagação das ondas geradas pelo transdutor, segundo as especificações do equipamento, em um gráfico onde é observada a abertura do feixe de onda, em graus, e a intensidade de energia, em decibéis.

Nota-se, neste gráfico, que a maior parte da energia da onda gerada pelo transdutor é concentrada verticalmente, representada pelo lobo principal. Porém, parte da onda é irradiada em outras direções, representada pelos lobos laterais (figura 25). Segundo o fabricante do equipamento StrataBox™, a intensidade do lobo principal é de -3 dB, com abertura de até 7°. Já a intensidade dos lobos laterais, podem variar entre -18 e -35 dB, com aberturas de 10° a 60°, como demonstrado no gráfico.

No caso do levantamento realizado no lago Juparanã, a propagação das ondas laterais não representou grandes prejuízos ao registro sísmico, devido à ampla ocorrência de superfícies sub-paralelas a paralelas que definem o fundo e o substrato do lago Juparanã. Considerando que as ondas verticais percorrem o trajeto de ida e volta mais rapidamente, devido à reflexão diretamente perpendicular a estas superfícies horizontais, estas ondas laterais irão se apresentar como pequenos ruídos.

Porém, nas margens do lago e em superfícies mais íngremes, o efeito destes lobos laterais pode interferir no dado sísmico, visto que, ao se refletirem nestas superfícies, as ondas laterais mais próximas retornarão primeiro ao transdutor, registrando erroneamente na seção sísmica a profundidade destes refletores inclinados.

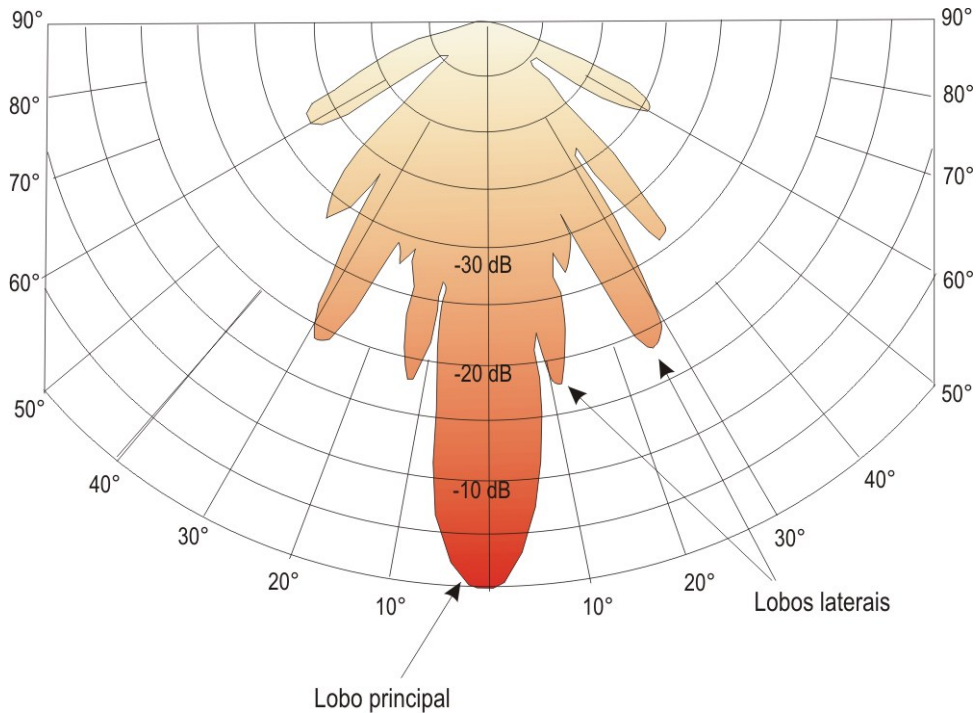


Figura 25 - Largura do feixe de onda propagado, segundo manual do equipamento, mostrando o lobo principal, direcionado na vertical, e os lobos laterais.

6.1.2- Processamento e Montagem dos Perfis Sísmicos

Basicamente, o método utilizado não necessitou de processamentos sísmicos para a elaboração das seções sísmicas, visto que o resultado do registro dos dados é representado por uma seção sísmica seqüenciada, com a escala vertical já fornecida em metros pelo *software*. Porém, foi necessário montar as seções sísmicas, para que estas fossem devidamente interpretadas. Estes detalhes serão mais bem abordados a seguir.

O dado sísmico adquirido no campo é registrado e arquivado no *laptop* através do *software* específico do equipamento StrataBox™. Este *software* apresenta o registro sísmico, na forma da seção sísmica pronta, no mesmo instante em que o levantamento é realizado. Isto é possível devido ao fato de que as informações das reflexões registradas a cada pulso recebido pelo transdutor são construídas lado a lado, em função do tempo.

Por esse motivo, na aquisição sísmica, o barco deve manter a velocidade de navegação constante até o final da linha registrada, para que não ocorram distorções na escala horizontal do perfil.

O programa já apresenta automaticamente os valores verticais da seção em metros (profundidade), devido à calibração da velocidade de propagação da onda sísmica ao longo da coluna d'água, feita pelo próprio *software*, não necessitando, assim, a realização de cálculos de velocidade e transformações manuais.

Este programa, porém, não permite a saída dos dados em um programa computacional de interpretação sísmica, nem a extração gráfica da seção pronta. O procedimento adotado neste trabalho para a recuperação dos perfis sísmicos foi a captura das imagens projetadas na tela do computador, a partir da visualização da seção adquirida no campo pelo mesmo *software* utilizado no levantamento sísmico. Posteriormente, estas imagens foram montadas digitalmente, utilizando-se o programa computacional *CorelDraw® 9*.

Alguns acertos foram necessários na montagem destas seções sísmicas, como ajustes da escala de profundidade, visto que em quase todas as linhas registradas houve a necessidade de mudar a escala vertical dos perfis no momento da aquisição sísmica, com a finalidade de buscar informações mais profundas ou mais rasas, dependendo da importância de visualização destes dados.

Em certos trechos das linhas sísmicas houve também a necessidade de variar o ganho de intensidade das reflexões sísmicas durante a aquisição, permitindo, assim, o reconhecimento de refletores mais profundos através de amplificação do sinal. Esta variação prejudica visualmente a apresentação da seção, dificultando a interpretação, devido à mudança brusca de coloração referente às amplitudes sísmicas de reflexões ao longo do perfil sísmico registrado. As variações de cor não foram corrigidas. Porém, foram colocadas diversas marcações, separando os diferentes trechos levantados, registrados com ganhos de amplificação distintos. Abaixo da seção sísmica, são apresentados, respectivamente, os valores de ganhos definidos pela amplificação inicial do sinal refletido e pelo valor de incremento dado ao sinal por metro propagado em direção ao substrato, a partir do fundo do lago. Estes valores de ganho, definido para cada trecho amplificado diferentemente, são apresentados na escala decibéis.

Sinais indesejáveis, como ruídos e múltiplas, não foram eliminados da linha sísmica, dificultando parte da interpretação das reflexões sísmicas.

6.2- Análise Sismoestratigráfica

A análise sismoestratigráfica consistiu na interpretação de seções sísmicas, segundo os conceitos propostos por Mitchum *et al.* (1977).

Os parâmetros utilizados para a definição das fácies sísmicas neste estudo foram as configurações dos refletores sísmicos, amplitude das reflexões e continuidade dos traços sísmicos. As fácies sísmicas, atribuídas a possíveis processos de sedimentação no lago Juparanã, foram tentativamente individualizadas em sismosseqüências, limitadas pelas superfícies estratigráficas identificadas nas seções sísmicas. Estas superfícies estratigráficas foram hierarquizadas entre si segundo relações estratigráficas e pelas terminações de seus refletores sísmicos.

Devido à ausência de reflexões sísmicas resultante da homogeneidade dos corpos sedimentares encontrados no fundo do lago e à presença de fluidos em níveis sedimentares, responsáveis pela atenuação da propagação das ondas sísmicas, a identificação das superfícies estratigráficas subjacentes foi um pouco dificultada.

A interpretação das seções sísmicas foi realizada no programa *CorelDraw® 9*, sendo tratadas e finalizadas neste mesmo programa.

Para o controle do posicionamento das linhas em planta, utilizou-se o aplicativo *ArcMap* do *software ArcGis™ 8.3*, onde a distribuição destas seções ao longo do lago Juparanã foi devidamente controlada utilizando as marcações obtidas com o GPS durante a navegação.

6.3- Análise Batimétrica

Os registros sísmicos adquiridos no lago Juparanã guardam informações referentes ao posicionamento do ponto, fornecido pelo GPS, e à profundidade do fundo lacustre, definido pelo dado sísmico.

Com a extração destas informações diretamente para uma tabela, utilizando o aplicativo *Excel*, foi possível importá-la para o software *Surfer*® 7.0. Este programa possibilita a elaboração de curvas e superfícies a partir de pontos com valores altimétricos definidos, através de interpolações por diferentes métodos estatísticos.

Sendo assim, utilizando o software *Surfer*® 7.0, foi possível determinar as curvas de profundidade do fundo do lago, separadas entre si por intervalos batimétricos de 1 (um) metro, definindo o mapa batimétrico do lago Juparanã.

O mapa batimétrico foi tratado e finalizado no programa *CorelDraw*®9. Foi gerado, com a finalidade de apresentar os resultados obtidos, o modelo digital do lago Juparanã, utilizando o aplicativo *ArcMap*, a partir das curvas batimétricas geradas pelo *Surfer*® 7.0.

Para a visualização do modelo de elevação, utilizou-se o aplicativo *ArcScene*, também pertencente ao software *ArcGis*™ 8.3.

A investigação batimétrica consistiu na análise das superfícies de fundo do lago, contemplando aspectos de simetria e geometria do corpo lacustre, os quais puderam ser associados aos possíveis mecanismos controladores destas estruturas.

6.4- Mapa de Lineamentos Estruturais

Nesta etapa, foi gerado o mapa de lineamentos estruturais, a partir de um modelo digital de elevação (MDE) da área estudada, adquirido publicamente no site da USGS (<http://seamless.usgs.gov>). Este modelo digital, elaborado com base nos levantamentos do *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)*, com incerteza espacial de 90 m, foi processado no aplicativo *ArcMap* do programa computacional *ArcGis* 8.3.

O mapa de lineamentos consistiu na demarcação dos principais traços lineares expressos no modelo digital processado, relacionados a feições geomorfológicas lineares, porém descontínuas, como cristas, vales e feições de encostas. Os lineamentos foram traçados no aplicativo *ArcMap* e sobrepostos a uma base topográfica regional digitalizada, possibilitando a

identificação dos elementos cartográficos mais importantes, como rede de drenagem, estradas, toponímia e outras referências.

6.5- Análise Estrutural

Foram realizados estudos de campo com o fim de identificar, em afloramentos adjacentes ao lago Juparanã, estruturas tectônicas rúpteis nos depósitos terciários e quaternários.

Foram coletados dados estruturais de falhas, que puderam ser relacionadas às feições geomorfológicas controladoras da morfologia do lago Juparanã, reconhecidas no mapa de lineamentos estruturais e no mapa batimétrico. Estas estruturas foram medidas sistematicamente, após reconhecimento estratigráfico das coberturas cenozóicas. Preferencialmente, foram coletados pares falhas/estria, para a obtenção de campos de esforços tectônicos geradores das estruturas rúpteis, utilizando o método de análise proposto por Angelier & Mechler, 1977 (método dos diedros retos).

As estrias contidas no plano de falha (figura 26) determinam a direção do movimento de blocos ao longo do plano. Porém, foi necessário identificar o sentido relativo deste movimento, através de parâmetros estratigráficos ou indicadores cinemáticos rúpteis.

No método dos diedros retos (figura 27), para cada par falha/estria é construído, na rede estereográfica, um plano auxiliar ortogonal ao plano da falha e ortogonal à estria. Este procedimento, realizado para falhas consideradas do mesmo evento tectônico, define quatro diedros retos a partir dos planos auxiliar e da falha, sendo dois em compressão (contendo σ_1) e dois em extensão (contendo σ_3). Como estes eixos variam para diferentes falhas, mesmo que inter-relacionadas, a porção com maior coincidência de todos os diedros em compressão terá maior probabilidade de conter σ_1 , enquanto a porção de maior coincidência dos diedros retos em extensão terá a maior probabilidade de conter σ_3 .



Figura 26 - Foto de um plano de falha estriado afetando os depósitos terciários da Formação Barreiras.

Em gabinete, os dados de estruturas tectônicas afetando os depósitos cenozóicos foram tratados utilizando-se o programa TENSOR (Delvaux, 1993), onde puderam ser estabelecidos os campos de tensões geradores.

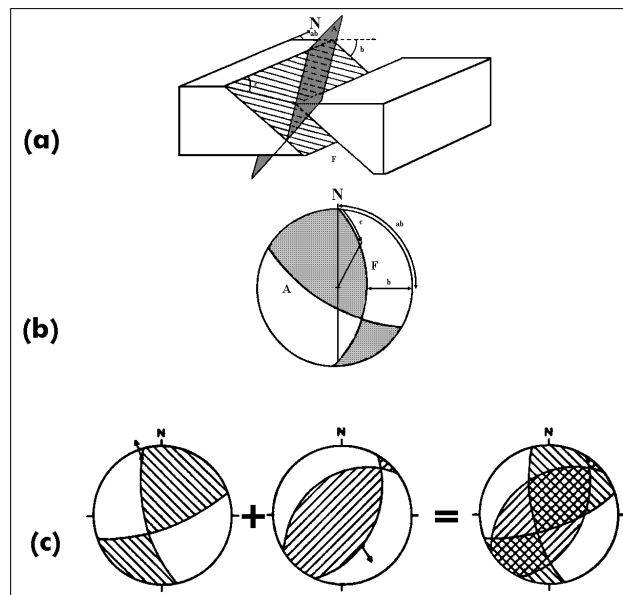


Figura 27 - Método dos diedros retos. (a) Falha em bloco-diagrama com plano auxiliar ortogonal à falha e à estria. (b) Projeção estereográfica. (c) Diedros hachurados em compressão e diedros em branco em extensão. (Mello, 1997).

7- RESULTADOS

7.1- Mapa de Lineamentos Estruturais

A análise do mapa de lineamentos estruturais (figura 28) permitiu a identificação das direções preferenciais de feições topográficas lineares, resultantes de possíveis condicionantes tectônicas regionais, associados ao controle morfológico do lago Juparanã e à barragem dos lagos internos. Os pontos de coleta dos dados estruturais estão plotados neste mapa.

a) Lineamentos NW

Os lineamentos com orientações de NNW a NW são bastante proeminentes nas áreas topograficamente mais elevadas, ocorrendo no compartimento de serras e colinas altas e também no compartimento de colinas baixas. É destacado pelo alinhamento bem definido, porém descontínuo, das linhas de crista e pela orientação da rede de drenagem, profundamente encaixada nesta direção. O feixe de lineamentos NNW está relacionado ao Lineamento Colatina (ES) e pode estar associado tanto à xistosidade do embasamento quanto a possíveis reativações tectônicas cenozóicas.

Feixes de direção NW observados nos terrenos terciários da Formação Barreiras apresentam-se descontínuos, definidos, principalmente, pela orientação dos lagos internos barrados e pelo alinhamento das colinas baixas, próximas a cabeceiras dos lagos. O feixe principal, responsável pelo controle do lago Juparanã, se estende desde a quebra para SE do rio Doce, na planície costeira, na porção sudeste do mapa de lineamentos, até a porção norte-noroeste do mapa. Esta direção ocorre também a nordeste do mapa de lineamentos, sobre o platô terciário, onde são observados lineamentos espaçados, menos descontínuos, representados por fracos alinhamentos nos depósitos da Formação Barreiras.

Um feixe de lineamentos espaçados, com orientação NW a WNW, ocorre nos compartimentos de colinas altas e serras, entre as cidades de

Colatina e Linhares, se estendendo até as proximidades de João Neiva, porém com densidade menor destes segmentos.

Lineamentos WNW-ESE são observados cortando as áreas adjacentes a São Domingos do Norte, passando pela cabeceira do lago Juparanã e se estendendo até os tabuleiros do Barreiras.

b) Lineamentos NE

Esta direção é caracterizada, principalmente, por um estreito feixe de lineamentos descontínuos, porém pouco espaçados, cortando parte da área situada abaixo do rio Doce, a sudoeste do mapa de lineamentos, no domínio do embasamento cristalino, até o platô terciário, na porção nordeste do mapa. Este feixe atravessa o lago Juparanã como os outros lagos internos, segmentando as bordas destes lagos por fortes estrangulamentos. Trata-se de um forte controle morfológico, que compartimenta bruscamente dois domínios distintos. Um destes domínios é definido pelas colinas baixas e altas e serras referentes ao embasamento cristalino pré-cambriano; o outro é representado pelos tabuleiros terciários e depósitos alúvio-coluvionares do rio Doce (vide mapa hipsométrico da figura 9). Outro feixe de direção NE ocorre próximo a São Gabriel da Palha, estendendo-se até a porção norte do mapa de lineamentos.

Lineamentos entre as direções NE e ENE ocorrem espaçadamente entre as cidades de João Neiva e Rio Bananal, passando pelos arredores da cidade de Linhares (ES). Ocorrem, também, próximo a São Domingos do Norte, porém com menor expressividade. Estes segmentos são definidos pelo alinhamento das desembocaduras barradas dos lagos e das margens do rio Doce, sugerindo que estruturas com esta orientação podem ter sido responsáveis pela barragem dos lagos em resposta a mecanismos neotectônicos. São observados lineamentos com esta direção cortando o lago Juparanã, podendo estas estruturas terem contribuído para os estrangulamentos neste lago.

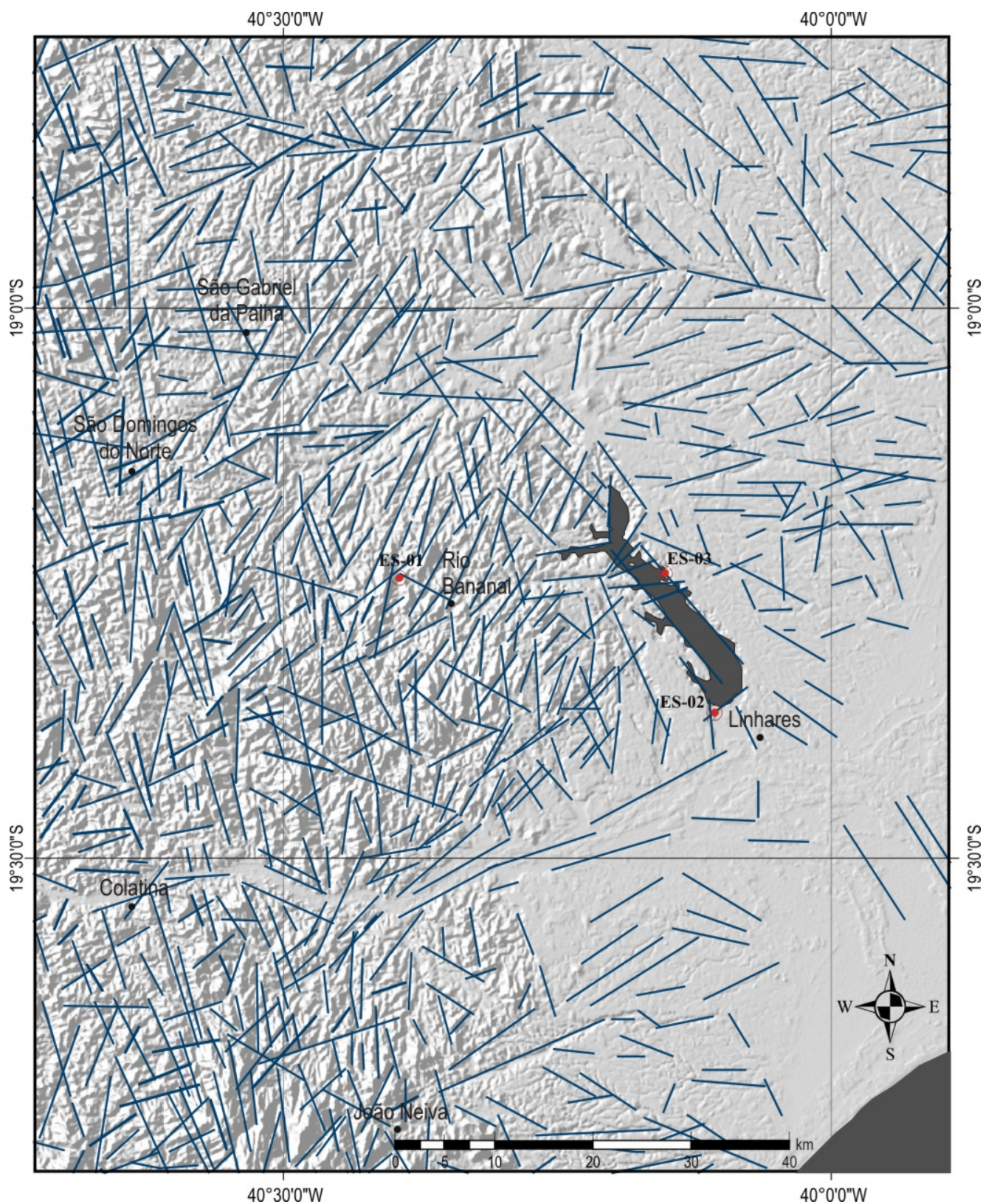


Figura 28 - Mapa de lineamentos estruturais sobrepostos ao sombreamento do relevo, gerado a partir do Modelo de elevação da região, com os pontos onde foram coletados os dados estruturais (base do modelo de elevação: MDE/ SRTM disponível no site da USGS - <http://seamless.usgs.gov>).

c) Lineamentos N-S

Lineamentos N-S ocorrem espaçados em toda o mapa de lineamentos estruturais. São observados cruzando o centro do mapa de lineamentos estruturais, apresentando forma descontínua, dado pelo alinhamento do relevo em áreas do compartimento de colinas baixas. Entre São Domingos do Norte e São Gabriel da Palha, ao norte do mapa de lineamentos, observam-se segmentos menos descontínuos, nos domínios de serras e colinas altas, possuindo esta direção N-S.

d) Lineamentos E-W

Lineamentos E-W ocorrem, com maior densidade, na área referente ao platô terciário, no qual os feixes são definidos pela orientação da rede de drenagem. A configuração paralela da rede de drenagem com orientação E-W é provavelmente devida à leve inclinação da superfície plana do tabuleiro terciário em direção ao mar. Todavia, deve-se considerar que esforços tectônicos podem ter condicionado certas feições topográficas com esta direção, na região estudada, visto que, mesmo sem apresentar um feixe definido, a maior parte destes lineamentos E-W ocorrem espalhados por toda a extensão do mapa, principalmente ao norte da margem esquerda do rio Doce, tantos nos domínios do embasamento quanto dos depósitos terciários.

7.2- Análise Sismoestratigráfica no Lago Juparanã

7.2.1- Sismofácies Reconhecidas

Foram identificadas cinco sismofácies distintas, além de três principais superfícies estratigráficas, tentativamente associadas a limites de sismossequências.

As sismofácies identificadas são descritas a seguir:

Sismofácies Sp

A sismofácies Sp é definida por refletores contínuos paralelos a subparalelos, de média a baixa amplitude. Foi identificada em todos os perfis sísmicos, recobrimdo uma superfície irregular bem destacada, apresentando terminações em *onlap* sobre esta superfície. Esta configuração é associada a depósitos lacustres com acamamento horizontal, onde os refletores de baixa a média amplitude foram associados a sedimentos lamosos. Em determinados níveis estratigráficos, observam-se intercalações de refletores de alta amplitude com os média a baixa mais comumente observados, sendo interpretados como pulsos de sedimentos arenosos lançados para dentro do lago, identificadas nos perfis T₂, T₃, T₄ e L₂. Observa-se também, nos perfis T₂, T₃, T₅, T₈, T₁₀ e L₂, que nas bordas do lago ocorrem interdigitações de refletores horizontais de baixa amplitude desta sismofácies e refletores levemente inclinados de alta a média amplitude, associados a fluxos de maior energia nas margens do lago.

Sismofácies Ss

Esta sismofácies é caracterizada por fracos refletores de alta amplitude, observados nas margens do lago. É definida por clinofomas sigmoidais a oblíqua paralela (Mitchum *et al.*, 1977), com terminações levemente tangenciais a oblíquas nos limites superiores e inferiores. Na margem leste do perfil T₅, esta sismofácies foi associada a progradações de sedimentos nas bordas do lago. Esta sismofácies ocorre também no perfil T₁, onde não são observadas suas terminações laterais, sendo interpretada, nesta seção sísmica, como migração de canal.

Sismofácies Sh

Ocorre apenas na margem oeste do perfil T₂, sendo correspondente à sismofácies *hummocky* de Mitchum *et al.* (1977), sendo caracterizada por refletores de alta amplitude, descontínuos e irregulares, subparalelos, formando um padrão ondulado segmentado, sem terminações bem

definidas. São interpretados como estratos em forma de lobos, depositados nas porções mais rasas do lago.

Sismofácies Sb

A sismofácies Sb, encontrada em quase todas as seções sísmicas, é representada por um forte refletor que impede a visualização das camadas subjacentes. Em alguns perfis, podem-se identificar algumas superfícies, porém com certa dificuldade. Ocorre sempre em um nível estratigráfico definido, entre os refletores da sismofácies Sp, estando, em todas as ocorrências, a 1 (um) metro abaixo do fundo do lago, demarcando um horizonte contínuo e plano por grandes extensões, chegando a quase 8 km de recobrimento.

Ocorrem também de forma mais descontínua, como pequenos bolsões, também entre os refletores da sismofácies Sp, porém podendo ocorrer em níveis um pouco abaixo do que usualmente é encontrado.

Estes refletores, ocorrendo em forma de bolsões, foram interpretados como ocorrências de gás (Bally, 1987), aprisionados em horizontes bem definidos. Um exemplo desta sismofácies é demonstrado na porção oeste do perfil T₅.

Sismofácies St

Esta sismofácies é caracterizada pela ausência de refletores sísmicos, referente à fácies sísmica transparente (*reflection free*) de Mitchum *et al.* (1977). Segundo este autor, essa sismofácies indica litologias homogêneas para o método sísmico, além de pacotes sedimentares não estratificados e camadas intensamente redobradas com alto ângulo de mergulho. Neste estudo, esta sismofácies foi interpretada como pacotes homogêneos de sedimentos arenosos, sendo, em alguns casos, como nos perfis T₁₁ e L₁, associada a rochas do embasamento cristalino.

Esta sismofácies ocorre, quase sempre, abaixo das superfícies estratigráficas de alta amplitude (S1 e S2).

7.2.2- Superfícies Estratigráficas Identificadas

A análise sismoestratigráfica permitiu o reconhecimento de três principais superfícies estratigráficas, hierarquizadas distintamente (duas definidas por refletores de alta amplitude e uma representada por refletores de baixa a média amplitude), além de menores superfícies, referentes a pequenas descontinuidades.

Fortes refletores sísmicos de alta amplitude foram observados em todas as seções estudadas. São superfícies bem destacadas, caracterizadas pela ausência total de traços sísmicos abaixo de seu domínio.

A superfície mais antiga reconhecida, denominada de S1, é definida pelo forte refletor presente nas bordas do lago. Este refletor é observado também em seções sísmicas adjacentes à ilha do Imperador, próximo à cabeceira do corpo lacustre. Devido à presença da sismofácies St abaixo, nestas superfícies não foram encontrados elementos que pudessem caracterizar a natureza estratigráfica deste fortes refletores.

A outra superfície, também definida por refletores de alta amplitude, apresenta-se terminando lateralmente sobre a superfície mais antiga (S1), sendo, desta maneira, denominada de Superfície S2. Esta superfície, bastante irregular, é identificada sob os refletores paralelos horizontais contínuos e cliniformas progradantes, sendo esta um provável limite inferior de uma unidade sísmica ou sismossequência. São observados padrões de terminações em *downlap* e *onlap* sobre esta superfície, a partir de refletores referentes às sismofácies Ss e Sp, respectivamente. A sismofácies St também ocorre abaixo desta superfície.

Um refletor de baixa a média amplitude que recobre grande parte do fundo do lago, presente acima da sismofácies Sp, foi denominado de superfície S3. Esta superfície, mais recente, representa o limite superior da sedimentação lacustre do lago Juparanã.

Superfícies referentes a pequenas descontinuidades entre fácies sísmicas, também foram reconhecidas, sendo devidamente interpretadas.

7.2.3- Interpretação dos Perfis Sísmicos

As seções sísmicas interpretadas encontram-se em anexo a este relatório.

Perfis Transversais

Perfil T₁

Nesta seção sísmica, perpendicular ao canal do rio Pequeno, na desembocadura do lago Juparanã, é observada a sismofácies Sp em *onlap* na superfície S2, indicando depósitos lamosos com até 3 m de sedimentos sobre uma feição de canal antigo. Foram identificados refletores inclinados da sismofácies Ss, abaixo da superfície S2, demonstrando uma possível migração para NE do antigo canal do rio Pequeno neste setor. A superfície S2 aprofunda na parte central do perfil, demonstrando uma suave assimetria do paleocanal na direção NE.

O canal atual do rio Pequeno encontra-se, neste trecho, levemente assimétrico para SW, definido pela suave inclinação da superfície S3, demonstrando que o canal antigo e o atual não possuem a mesma assimetria.

Abaixo da superfície S2 predomina a fácies sísmica St, facilmente identificável nas seções sísmicas, definida pela massa escura subjacente ao forte refletor de alta amplitude.

Perfil T₂

Neste perfil transversal, são observados refletores ondulados da sismofácies Sh na margem oeste do lago, na porção mais rasa do lago, interpretados como interdigitações de lobos arenosos, depositados sobre a superfície S2. Nota-se interdigitações, também, de refletores inclinados de alta amplitude com os refletores paralelos planares da fácies sísmica Sp.

A sismofácies Sp dispõe-se sobre a superfície S2, apresentando terminações *onlap* sobre os refletores irregulares que definem esta superfície.

A cerca de um metro do fundo do lago, é observada a sismofácies Sb, definida por um largo bolsão de gás, aprisionado entre as camadas lamosas tabulares, impossibilitando a visualização das camadas situadas abaixo desta sismofácies.

A superfície irregular S2 encontra-se a três metros do fundo do lago na borda oeste do lago Juparanã, vindo a aprofundar progressivamente em direção ao interior do lago.

Perfil T₃

Primeiramente, nota-se a grande expressão do bolsão de gás, definido pela sismofácies Sb. Embora esta configuração dificulte a identificação das reflexões sísmicas em maiores profundidades, é possível acompanhar, até certo ponto, a superfície S2 aprofundar em direção à borda oeste, até 19 m de profundidade em relação ao nível do lago. Deve-se observar a assimetria desta paleossuperfície definida pelo forte refletor de alta amplitude. O fundo do lago, diferentemente da superfície S2, encontra-se levemente assimétrico em direção a borda leste.

A fácies sísmica Sp, presente em toda a extensão da seção, apresenta-se com terminação em *onlap* sobre a superfície S2. A espessura do pacote associado a estes refletores horizontais paralelos da Sp também aumenta progressivamente para SW, alcançando 6 m de sedimentos lamosos próximo à borda oeste. Na borda leste, ocorrem interdigitações de refletores inclinados de média a alta amplitude e refletores de baixa amplitude na sismofácies Sp, associados a pulsos de maior energia na margem.

A sismofácies St ocorre abaixo da superfície S1, presente nas bordas do lago, e da superfície S2, e foi associada a depósitos arenosos homogêneos.

Perfil T₄

O perfil transversal T₄, situado na porção central-meridional do lago Juparanã, apresenta características parecidas com perfil T₃, porém com uma maior simetria do fundo lacustre, com pequeno aumento da profundidade do assoalho lacustre nas bordas do lago.

A superfície S2, da mesma maneira que o perfil T₃, aumenta de profundidade em direção a borda oeste. Apesar de não poder acompanhá-la, projeta-se que a profundidade da superfície S2 neste setor alcance 23 m de profundidade em relação à lâmina d'água. Esta paleossuperfície ocorre bastante irregular, apresentando calhas/canais próximo à borda leste.

A sismofácies Sp encontra-se em *onlap* sobre o forte refletor da superfície S2. Alguns dos refletores desta sismofácies são concordantes às calhas/ canais presentes na superfície S2, porém observam-se reflexões sísmicas planares horizontais com terminações em *onlap* sobre estas feições, no interior da sismofácies Sp.

Novamente, o bolsão de gás encontra-se nas maiores espessuras dos depósitos argilo-siltosos, definidos pela sismofácies Sp, estimados em 12 m de sedimentos.

Perfil T₅

Neste perfil, observa-se que o fundo do lago Juparanã encontra-se mais profundo nas proximidades da borda oeste. A paleossuperfície deposicional S2, bastante irregular na porção leste do perfil, chega a mais de 20 m de profundidade próximo à borda oeste.

A sismofácies Sp também se apresenta bem definida, como nos demais perfis, possuindo a configuração de padrões de terminação em *onlap* sobre a superfície S2 em calhas/ canais e nas margens do lago. Como nos perfis T₃ e T₄, ocorrem níveis arenosos intercalados a níveis argilo-siltosos concordantes com a superfície S2. Interdigitação de camadas de areias e argilas também ocorrem neste perfil, na margem leste, formada por pulsos de areia sobre os depósitos lacustres na borda do lago.

Clinoformas observadas na borda leste indicam progradações de sedimentos em direção ao lago sobre a superfície S2, definidas pelas sismofácies Ss. Abaixo da superfície S1 e S2 ocorre a sismofácies St, definida por uma massa escura, atribuída a ausência de reflexões sísmicas.

A fácies sísmica Sb concentra-se na parte oeste da seção, ocorrendo também em feições de calhas/canais, pouco abaixo do horizonte em que é observada na maioria dos casos.

Perfil T₆

Igualmente aos perfis T₃, T₄ e T₅, a superfície S2 encontra-se inclinada para a borda oeste, porém com menores profundidades, apresentando coberturas de lama de aproximadamente 5 metros de espessura. Todavia, apesar da paleossuperfície estar mais rasa, sua assimetria é semelhante a estes perfis.

Refletores plano-paralelos da sismofácies Sp encontram-se em *onlap* sobre a superfície S2. Esta superfície encontra-se irregular na margem leste, apresentando uma suave feição de calha/canal aflorante no fundo do lago.

Perfil T₇

No Perfil T₇, é observada uma menor assimetria do fundo lacustre. Entretanto, a superfície S2 encontra-se levemente inclinada para a borda leste. Esta paleossuperfície apresenta-se bastante irregular, aflorando em grande parte do fundo do lago desde a margem oeste até a parte central, onde passa a aprofundar em direção a borda leste. São observadas feições de calhas/canais preenchidas pelos depósitos lamosos, definidos pela sismofácies Sp. Os refletores desta sismofácies terminam lateralmente na paleossuperfície irregular, onde a maior espessura dos depósitos lacustres, situada próximo à margem leste, pode chegar a quase 3 metros. Pequenos e restritos preenchimentos ocorrem próximo à margem oeste e à margem leste, onde a sismofácies Sp encontra-se sobre o forte refletor em rasas

feições de calhas/canais. A sismofácies Sb encontra-se presente, porém em pequenos segmentos.

A superfície S1 se apresenta apenas na borda oeste do lago e a superfície S3, como nos demais perfis, encontra-se sobre a sismofácies Sp, definindo parte do fundo lacustre.

Perfil T₈

Este perfil demonstra que tanto o fundo do lago quanto a superfície S2, de alta amplitude, possuem forma assimétrica, com profundidades maiores próximo à borda leste do lago, invertidamente, se comparado às seções sísmicas do setor central-meridional (T₃, T₄, T₅ e T₆).

Os refletores da fácies sísmica Sp encontram-se em *onlap* sobre a superfície S2, como observado nos outros perfis. A sismofácies Sb ocorre no mesmo horizonte comumente observado, a um metro do fundo do lago, sendo posicionada nas áreas de maior acumulação dos depósitos lamosos.

Esta mudança de assimetria da superfície estratigráfica pode estar associada a possíveis controles estruturais antigos, por migração da drenagem, antes da implantação do lago.

Perfil T₉

Neste perfil, nota-se uma maior simetria do fundo do lago e do refletor forte que define a superfície S2. Esta superfície, com forma irregular, apresenta uma feição de calha/canal próximo à borda leste. Encontra-se a menores profundidades, sendo preenchida por depósitos lacustres estimados em 5 metros de espessura de sedimentos na porção central do perfil.

As sismofácies Sp e Sb encontram-se associadas, ocorrendo em quase todo perfil, com o padrão de terminação dos refletores paralelos Sp sobre a paleossuperfície S2 apresentando-se em *onlap*.

A relação entre a ocorrência do bolsão de gás e as maiores espessuras de sedimentos lacustres, definidos pela sismofácies Sp, é mais

uma vez confirmada, como observado na seção sísmica, onde a sismofácies Sb dispõe-se sobre o domínio de uma calha deposicional antiga ou um paleocanal. Este nível de gás atenua grande parte do sinal refletido, dificultando a interpretação dos refletores subjacentes.

A lacuna em branco observada no setor leste da linha sísmica é justificada pela perda ligeira do sinal sísmico neste trecho do perfil.

Perfil T₁₀

O perfil T₁₀, próximo à ilha do Imperador, volta a apresentar a acentuada assimetria na borda oeste, igualmente ao setor central-meridional do lago. Apesar de esta seção estar posicionada próximo à cabeceira do lago, as profundidades máximas do fundo lacustre e da paleossuperfície deposicional S2 neste setor são de 11 e 17 metros, respectivamente.

As fácies sísmicas Sp, St e Sb estão presentes no perfil T₁₀. A sismofácies Sp termina em *onlap* sobre a superfície S2, como observado nos outros perfis. Já o bolsão de gás da sismofácies Sb encontra-se em cima da assimetria da paleossuperfície S2, aprisionada no mesmo horizonte observado na maioria dos outros perfis. Ocorrem pequenas frações de gás sobre a calha/canal na margem leste. A ausência de reflexão abaixo dos refletores de alta amplitude das superfícies S1 e S2 pode ser notada, sendo definida pela sismofácies St (*reflection free*).

Um pequeno refletor sísmico de alta amplitude foi observado no fundo do lago a 330 metros da borda leste. Este forte refletor possui forma convexa para cima, chegando a 70 cm de altura e 4 a 5 metros na base, que não foi relacionado a uma feição geológica.

Perfil T₁₁

O perfil T₁₁, um pouco à montante da ilha do Imperador, é caracterizado pela maior exposição da superfície S2 no fundo do lago Juparanã neste setor, ocorrendo de forma bastante irregular.

A sismofácies Sp ocorre restrita a um canal/calha, diferentemente do que ocorre na porção central do lago, com a presença da sismofácies Sb entre os refletores horizontais de baixa a média amplitude.

É observado, neste perfil, um refletor de alta amplitude no fundo do lago, atribuído a uma superfície estratigráfica S1. Esta superfície apresenta-se tanto no interior quanto nas bordas do corpo lacustre, estando, estas ocorrências, associadas a domínios geológicos distintos.

A sismofácies St ocorre sob as superfícies S1 e S2. Abaixo da superfície S2, esta sismofácies foi atribuída a sedimentos arenosos homogêneos. A sismofácies St presente abaixo da superfície S1 no interior do lago foi associada a rochas do embasamento cristalino pré-cambriano, visto a proximidade da seção sísmica à ilha do Imperador, formada por rochas do embasamento. Sob a superfície S1, situada nas margens do lago Juparanã, esta sismofácies foi associada a sedimentos arenosos homogêneos.

Perfil T₁₂

Pode-se observar, neste perfil, que o fundo do lago Juparanã e a paleossuperfície S2 encontram-se a maiores profundidades na margem leste do lago. A superfície S3, em especial, apresenta um leve aprofundamento bem próximo a esta margem. Na porção sudoeste da seção sísmica, é observado um "raseamento" da paleossuperfície S2, chegando a se apresentar no fundo do lago.

Sobre a superfície S2, ocorrem terminações de refletores sísmicos em *onlap*, definidos pela sismofácies Sp.

O bolsão de gás é observado ao longo da assimetria definida pela superfície S2, atenuando grande parte das reflexões sísmicas subjacentes.

Perfil T₁₃

Trata-se do perfil "transversal" mais próximo da cabeceira do lago. É observada neste perfil a diminuição da profundidade da superfície S2 em direção à cabeceira, que chega a se apresentar no fundo do lago. Nesta

direção, ocorre o afinamento da cobertura dos sedimentos lamosos, definidos pelos refletores paralelos da sismofácies Sp.

A superfície S2 apresenta profundidades de até 14 m abaixo no nível d'água, sob pacotes lamosos que possuem cerca de 4 metros de espessura de sedimentos.

Na borda leste é observado um significativo aprofundamento do fundo lacustre, no qual refletores das sismofácies Sp e Sb e a superfície S3 apresentam ligeiro arqueamento côncavo para cima de suas terminações sobre a superfície S2. Este aspecto assemelha-se a uma feição de arrasto das camadas lamosas, o que sugere a atuação de uma falha normal (F_1) que pode ter deslocado o substrato do lago e atuado na migração do canal.

A sismofácies Sp ocorre em *onlap* sobre o forte refletor da superfície S2, com a presença da sismofácies Sb no horizonte a um metro do fundo lacustre, entre os refletores plano-paralelos da fácies sísmica Sp. A sismofácies St (*reflection free*) ocorre abaixo de toda a superfície S2, associada a depósitos arenosos.

Perfis em Braços do Lago

Perfil B₁

O perfil B₁, realizado em braço próximo à desembocadura do lago Juparanã, é caracterizado pela sismofácies Sp ao longo de toda sua extensão, estando associada à sismofácies Sb, definida pelo bolsão de gás aprisionado em um horizonte bem definido entre os refletores horizontais de baixa amplitude. A superfície S2, presente na cabeceira deste braço de lago, não pode ser identificada abaixo da sismofácies Sb devido à grande atenuação da onda sísmica. A profundidade do fundo lacustre neste segmento é de 5 a 6 metros. Todavia, apesar de esta seção sísmica não se estender até o interior do lago, devido à interrupção do perfil por problemas no registro visual do dado sísmico, suas profundidades foram registradas pelo equipamento. Estas profundidades indicam que há um gradual aprofundamento da lâmina d'água deste braço em direção ao eixo principal

do lago, alcançando entre 7 e 8 metros de profundidade em sua conexão com o corpo lacustre principal.

Perfil B₂

O perfil B₂, situado no braço da drenagem do rio Capivara, é caracterizado por refletores da sismofácies Sp. Associados a esta sismofácies, são observados bolsões de gás, reduzindo a capacidade de visualização dos refletores sísmicos. Na porção central deste perfil ocorre uma redução brusca de profundidade do fundo lacustre, ficando bastante raso, com cerca de 2,5 metros de profundidade.

Na saída do Capivara é observado um significativo acréscimo da profundidade do fundo do lago, em até 12 m, definido pela superfície irregular S2, ocorrendo um espessamento das camadas tabulares da sismofácies Sp sobre este refletor de alta amplitude. A partir daí, em direção ao eixo principal do lago, a paleossuperfície S2 volta a se elevar, vindo a aparecer no fundo do lago. Estas variações do fundo do lago, também observadas nos perfis T₇, T₈, T₁₂ e T₁₃, são definidas, em parte, pela superfície S2, e podem estar associadas a possíveis falhas quaternárias anteriores à fase lacustre.

Diversas lacunas em branco são observadas na seção sísmica, derivadas de problemas na aquisição do dado sísmico, causados pelo superaquecimento da unidade de controle (*sensor unit*).

Perfis Longitudinais

Perfil L₁

O Perfil L₁ foi adquirido por toda a extensão do lago Juparanã, apresentando cerca de 25 km de comprimento. Devido à grande dimensão do perfil, a escala vertical foi intensamente exagerada, em aproximadamente 225 vezes. Entretanto, foi permitido observar os principais elementos sísmicos necessários para caracterização estratigráfica.

Todas as sismofácies reconhecidas nos perfis transversais foram identificadas nesta seção.

A sismofácies Sp, em geral, possui terminações em *onlap* sobre a superfície S2, onde esta varia de profundidade ao longo do perfil. A sismofácies Sb ocorre em toda a linha sísmica, no horizonte definido a um metro abaixo do fundo do lago, aprisionada entre camadas lamosas tabulares definidas pela sismofácies Sp.

A fácies sísmica St também se apresenta neste perfil, abaixo das superfícies estratigráficas de alta amplitude S1 e S2.

A superfície S2 ocorre irregularmente ao longo de toda linha sísmica, marcando o limite inferior da sismofácies Sp e Sb. Em especial, esta superfície ocorre em profundidades mais rasas em três trechos principais. Após a bifurcação do lago em direção à cabeceira, ocorre uma elevação da superfície S2, se estendendo no fundo do lago por mais de 1 km, evidenciada na porção noroeste da seção sísmica. Ao analisar este trecho em conjunto com as feições observadas nos perfis T₁₂, T₁₃ e B₂, pode-se notar um possível controle estrutural na morfologia do fundo do lago, que será mais bem discutido no próximo capítulo, após a apresentação do mapa batimétrico.

O outro trecho em que a superfície S2 se eleva ocorre próximo à ilha do Imperador, onde refletores bastante inclinados (devido à distorção da escala vertical do perfil) foram identificados no fundo do lago, demonstrando basculamentos desta superfície para SE. A superfície S1 também é destacada neste segmento, definida pelo refletor de alta amplitude mais elevado e inclinado, ocorrendo como limite inferior para a terminação da superfície S2.

Estes basculamentos, encontrados entre estes segmentos mais elevados, podem estar associados a possíveis falhas normais em resposta aos esforços neotectônicos impostos à região. Foram observados, ao longo desta estrutura, aspectos sugestivos de arrasto das camadas tabulares definidas pelas sismofácies Sp e Sb e pela superfície S3. Estas falhas foram denominadas F_{2'} e F_{2''} (vide seção sísmica, em anexo).

No segmento central do perfil, a superfície S2 volta a ficar mais rasa, se estendendo por mais de 2,5 km de forma irregular, porém, mais horizontalizada, vindo a se apresentar no fundo do lago.

Analisando o fundo lacustre, nota-se a diminuição gradual da profundidade a partir do setor central-meridional em direção à desembocadura do lago Juparanã, tornando-se brusca nas suas proximidades, que podem ser atribuídas à barragem deste corpo lacustre.

Perfil L₂

Este perfil, situado na borda leste, na porção meridional do lago, apresenta a superfície S2 bastante irregular, ocorrendo calhas/canais na porção mais profunda desta superfície, onde a espessura sedimentar dos depósitos lamosos chegam a 6 m. A sismofácies Sp, em parte, acompanha esta superfície, onde refletores horizontais a suavemente inclinados, de variadas amplitudes, são observados. Esta sismofácies encontra-se em *onlap* sobre os fortes refletores da superfície S2. Interdigitação de camadas de areias e argilas são observadas na porção sudeste do perfil, formada por pulsos de areia sobre os depósitos lacustres na borda do lago.

Bolsões de gás apresentam-se nas maiores espessuras dos depósitos argilo-siltosos, definidos pela sismofácies Sp, e se encontram semi-confinados ao longo de feições canalizadas adjacentes à margem do lago.

A sismofácies St ocorre abaixo da superfície S1, presente nas bordas do lago, e da superfície S2, e foi associada a depósitos arenosos homogêneos.

7.3- Caracterização Batimétrica do Lago Juparanã

O mapa batimétrico, gerado como subproduto da aquisição sísmica, permitiu a investigação da morfologia do lago Juparanã, através da identificação dos elementos que configuram a geometria do leito do lago, como simetria, linearidades e desnivelamentos batimétricos, atribuídos aos

principais mecanismos estruturais e morfotectônicos cenozóicos reconhecidos na área de estudo. Este mapa encontra-se na figura 29.

O lago Juparanã, orientado na direção NW-SE, apresenta um contorno retilíneo que se estende desde sua desembocadura até a ilha do Imperador, na porção norte do corpo lacustre, bifurcando-se, a partir deste ponto, em dois braços distintos. Em geral, possui profundidades médias entre 12 e 13 metros, chegando a profundidades superiores a 15 m, no setor central-meridional do lago.

Entre a desembocadura e a cabeceira deste lago, ocorrem diferentes variações de profundidade.

Na porção sul do lago Juparanã, adjacente à sua desembocadura, as profundidades aumentam bruscamente até a classe batimétrica de 8 m. A partir deste ponto, em direção ao centro do lago, as profundidades passam a variar suavemente, alcançando de 13 a 15 metros de profundidade na parte central.

As profundidades tendem a diminuir levemente em direção à ilha do Imperador, alcançando, neste setor, profundidades entre 7 a 10 metros.

Há um aumento da profundidade do fundo do lago ao norte da ilha, demonstrada pela classe 11 m, tendendo a um novo "raseamento" em direção à cabeceira do lago.

São observadas diversas assimetrias de fundo, ao longo do lago Juparanã.

A mais evidente é observada no segmento central do lago, definida por profundidades acima de 15 m, próximo à margem oeste do corpo lacustre. Neste mesmo segmento, observa-se uma pequena simetria, destacada no perfil T₄, onde, nas bordas do lago, as profundidades alcançam entre 13 e 14 m, possuindo, a parte central deste perfil profundidades mais rasas, entre 12 e 13 m.

Mais a noroeste, a partir deste setor, observa-se uma assimetria que demonstra um ligeiro abatimento em direção à borda leste. O perfil T₈, evidencia este padrão assimétrico, com profundidades acima de 13 m, próximo a esta borda.

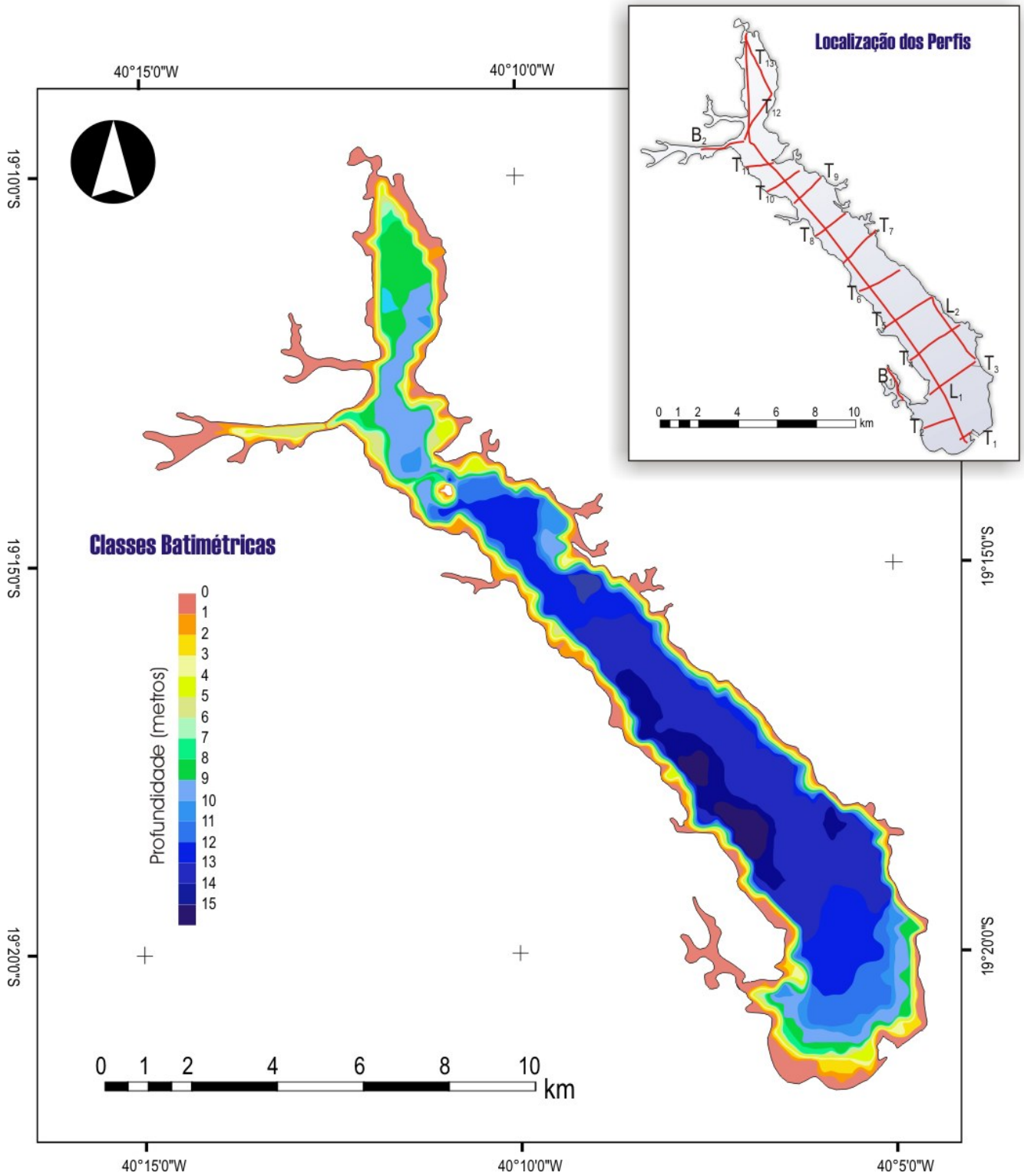


Figura 29 - Mapa batimétrico do lago Juparanã, elaborado neste trabalho.

Em direção à ilha do Imperador, o fundo do lago retorna a uma configuração caracterizada pela assimetria na borda oeste, como observados nos perfis sísmicos T₉ e T₁₀.

Estas mudanças da geometria neste setor do lago Juparanã podem estar associadas aos estrangulamentos neste corpo lacustre, impostos por possíveis movimentos tectônicos cenozóicos.

Após a bifurcação, em direção à cabeceira do lago, é destacada a assimetria do leito próximo à margem leste do lago.

Nos perfis T₁₁ e L₁, são observadas elevações do fundo do lago nas adjacências da ilha do Imperador, onde afloram as unidades do embasamento pré-cambriano, definido pelos fortes refletores sísmicos identificados na interpretação sismoestratigráfica. No caso do perfil L₁, estes segmentos mais elevados apresentam basculamentos para SE, destacados no mapa batimétrico pelos ligeiros aprofundamentos do fundo do lago nas proximidades desta ilha. Entre estas áreas afundadas ocorre uma feição batimétrica linear bem destacada, definido por classes batimétricas de 6 a 8 m, alinhada ao forte estrangulamento que afeta as margens do lago neste setor.

Em direção à cabeceira, após a bifurcação do lago, no setor norte, nota-se uma linearidade da classe batimétrica de 9 m, alinhada na direção NE, definida pela assimetria do fundo lacustre na margem leste. No perfil T13, é observado um basculamento na margem sudeste, representado pelo aumento localizado da profundidade do lago, ultrapassando 10 metros. As anomalias batimétricas neste setor podem estar associadas a falhas quaternárias, visto que estas feições lineares, quando prolongadas até a margem sudoeste do lago, coincidem com o brusco "raseamento" do fundo lacustre na saída do braço Capivara, sugerindo que possíveis movimentações neotectônicas tenham contribuído na morfologia do corpo lacustre.

7.4- Análises estruturais

Os dados estruturais apresentados neste estudo foram coletados em três afloramentos adjacentes ao lago Juparanã: ES-01, ES-02 e ES-03 (vide mapa de lineamentos – figura 28), a partir de medidas de falhas que afetam os depósitos cenozóicos, resultando na identificação de dois regimes tectônicos distintos, possivelmente associados à estruturação do relevo e à morfologia do lago Juparanã.

Ponto ES-01

Neste ponto, situado na estrada de Governador Lindemberg para Rio Bananal, a 8 km de Rio Bananal, foram observadas, em sedimentos castanho-amarelados pedogenizados, tentativamente associados a depósitos pleistocênicos: falhas dextrais normais com orientação E-W a ENE-WSW; falhas normais dextrais ESE-WNW; e falhas sinistras normais com direção N-S e NNW-SSE. Os dados de falhas/estrias demonstram um regime de transcorrência dextral, apresentando extensão máxima orientada segundo a direção NE-SW e compressão na direção SE-NW, segundo a solução dos dados estruturais após tratamento no programa TENSOR (figura 30).

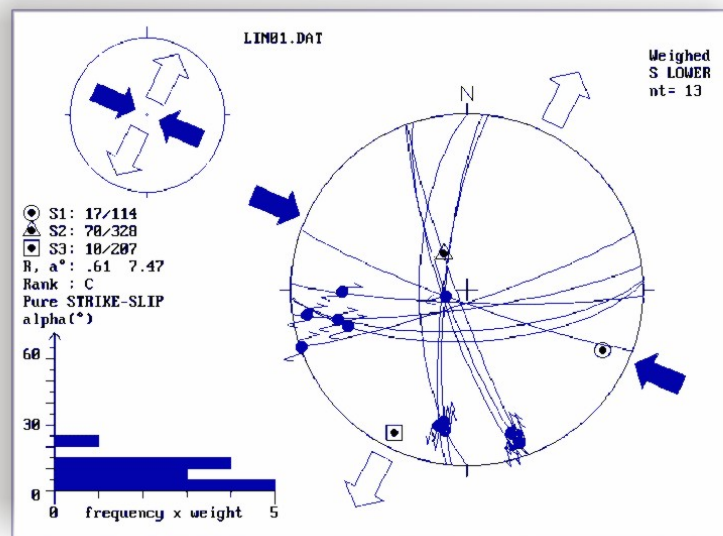


Figura 30- Solução do campo de tensões a partir de dados estruturais medidos no ponto ES-01. Observa-se extensão na direção NE-SW e compressão NW-SE, associadas ao regime de transcorrência dextral E-W.

Ponto ES-02

No ponto ES-02, situado ao lado da desembocadura do lago Juparanã, na estrada que liga Linhares a Rio Bananal, a 10 km de Linhares, foram identificados dois regimes de tensões distintos. Neste afloramento, ocorrem depósitos arenosos, com grânulos, de coloração amarelada a avermelhada, sem estrutura aparente, ferruginizados, associados aos depósitos terciários da Formação Barreiras. Acima destes depósitos observa-se uma cobertura arenosa ferruginizada, afetada por falhas normais com orientação ENE e NE (vide solução dos dados estruturais após tratamento no programa TENSOR, na figura 31), associados a um regime distensional, com extensão máxima orientada segundo a direção NW-SE. O outro regime de tensões identificado é associado ao regime de transcorrência dextral, com falhas normais dextrais com direção NW e NE e falhas dextrais normais com direção NE-SW, ENE-WSW e WNW-WSE, apresentando extensão máxima orientada segundo a direção NE-SW e compressão máxima segundo a direção NW-NE (vide solução dos dados estruturais após tratamento no programa TENSOR, na figura 32).

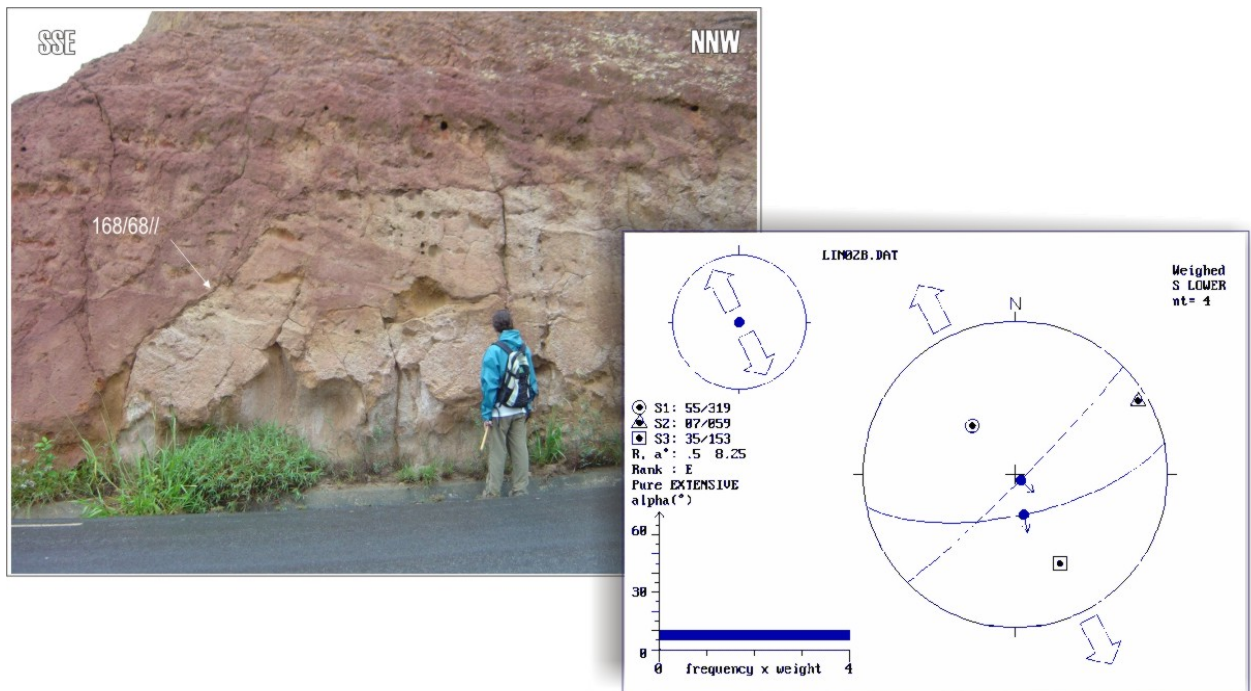


Figura 31- Foto do afloramento do ponto ES-02 e solução do campo de tensões a partir de dados estruturais medidos. Observa-se falhas normais, NE-SW a ENE-WSW atribuídas a esforços distensivos na direção NW-SE, associados ao regime de extensão NW-SE. Nota-se na foto, o material sendo deslocado por uma falha normal.

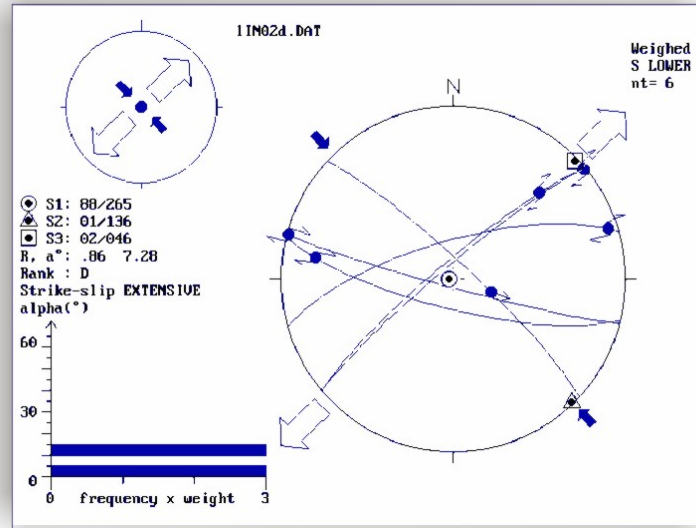


Figura 32- Solução do campo de tensões a partir de dados estruturais medidos no ponto ES-02. O campo de tensões determinado por falhas normais dextrais com direção NW e NE e falhas dextrais normais com direção NE-SW, ENE-WSW e WNW-WSE, apresenta extensão na direção NE-SW e compressão NW-SE, sendo associado ao regime de transcorrência dextral E-W.

Ponto ES-03

No ponto ES-03, situado na borda leste do lago Juparanã, entre dois estrangulamentos bem destacados, foram observados depósitos arenosos de granulação muito grossa a conglomerática, intercalados a lamitos cinza esverdeados atribuídos a Formação Barreiras.

Este depósitos encontram-se afetados por falhas normais de orientação NE-SW a ENE-WSW, associadas a um regime de extensão com distensão máxima na orientação NW, segundo a solução apresentada programa TENSOR (figura 33).

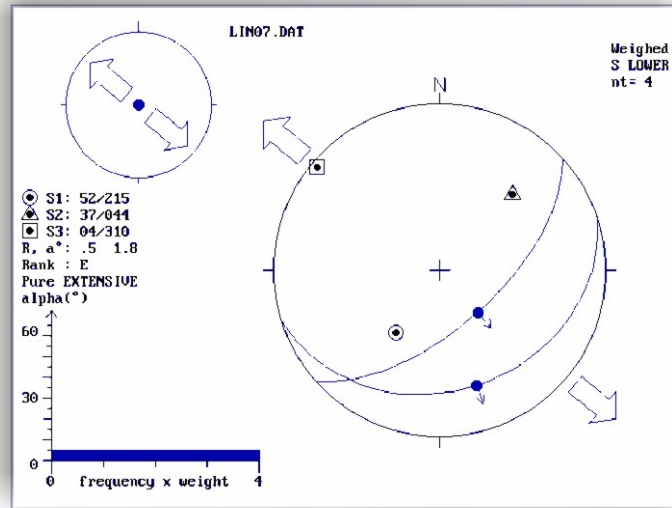


Figura 33- Solução do campo de tensões a partir de dados estruturais medidos no ponto ES-03. O campo de tensões observado apresenta extensão na direção NW-SE associada ao regime de extensão NW.

8- CONSIDERAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O levantamento sísmico do lago Juparanã permitiu a identificação de cinco sismofácies e, no mínimo, três principais superfícies estratigráficas.

A sismofácies Sp, presente em todas as seções sísmicas, foi associada a depósitos argilosos, definidos por refletores de baixa amplitude, com espessuras máximas destes depósitos entre 6 e 8 m no setor central, próximo à borda oeste do lago. Os refletores de média a alta amplitude, sub-horizontais, também observados nesta fácies sísmica, foram relacionados a depósitos arenosos, sedimentados em pulsos de maior energia adentrando o lago.

A sismofácies Ss, quando observada na borda do corpo lacustre, acima da superfície estratigráfica S2, foi interpretada como progradações de sedimentos arenosos nas margens do lago. Esta sismofácies também foi relacionada a migrações de um paleocanal, quando observada abaixo da superfície S2.

A superfície (S2) define o limite inferior de uma unidade sísmica ou sismossequência, denominada de sismossequência **B**, cujo padrão de sismofácies Sp e Sb é predominante. O limite superior desta

sismosseqüência é representado pela superfície S3, normalmente associada ao fundo do lago.

A sismosseqüência **B** foi associada a uma fase lacustre, ou seja, a sedimentação ocorreu após o barramento do antigo vale que compõe o atual lago Juparanã.

Como não foi possível o reconhecimento de reflexões sísmicas abaixo da superfície S2, devido à sismofácies St, não pôde ser caracterizada a natureza estratigráfica desta descontinuidade, se é de erosão ou não-deposição, porém esta superfície foi interpretada como uma superfície deposicional resultante de uma sedimentação anterior à deposição das camadas argilo-siltosas.

Apesar de não se observar refletores sísmicos entre a superfície S1 e S2, foi definida uma segunda seqüência sísmica, mais antiga que a sismosseqüência **B**, atribuída a depósitos arenosos subjacentes aos sedimentos lacustres, denominada de sismosseqüência **A**. Estes depósitos arenosos foram relacionados à sismofácies St (*reflection free*), responsáveis pela diminuição do contraste de impedância acústica pela onda sísmica.

Devido à ausência de sondagens e datações nestes depósitos, tornou-se difícil a correlação destas sismosseqüências aos depósitos descritos na região. Porém, segundo um perfil apresentado por Bandeira Jr. *et al.* (1975), em uma sondagem realizada na desembocadura do lago Juparanã (figura 13), nota-se a ocorrência de 20 m de sedimentos fluviais indiferenciados holocênicos sobre depósitos estuarinos ou marinhos de prodelta atribuídos à última transgressão. Os sedimentos arenosos ao longo do lago Juparanã (sismosseqüência **A**) foram correlacionados aos depósitos fluviais indiferenciados de Bandeira Jr. *et al.* (1975), que teriam sido depositados após o máximo transgressivo.

A superfície S1 foi encontrada nas margens do lago Juparanã e, localmente, no centro do corpo lacustre, como observado nos perfis T₁₁ e L₁. Abaixo desta superfície, não foram encontrados, também, refletores sísmicos. Todavia, esta superfície foi relacionada aos depósitos da Formação Barreiras, quando na margem do lago, e ao embasamento cristalino pré-cambriano, próximo à ilha do Imperador, onde afloram rochas do embasamento.

Sendo assim, foram observadas duas fases de sedimentação quaternárias distintas, devidamente correlacionadas às sismossequências identificadas neste estudo: uma mais antiga, associada a sedimentos arenosos aluvionares, correspondente à sismossequência **A**; e outra, mais nova, associada a depósitos lamosos e arenosos lacustres, atribuídos a sismossequência **B**. Estes dois depósitos encontram-se discordantes sobre depósitos da Formação Barreiras (figura 34).

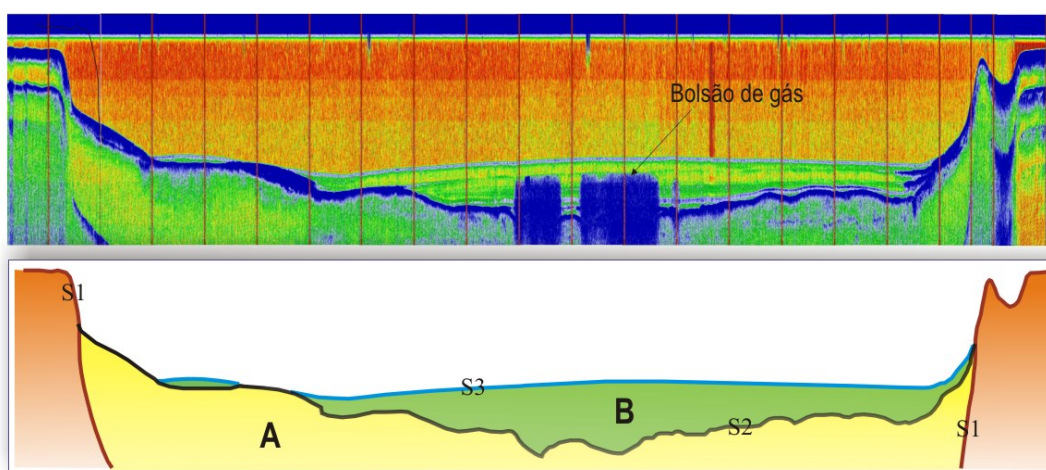


Figura 34 – Linha sísmica L_2 e interpretação das sismossequências definidas neste estudo, e as superfícies estratigráficas limítrofes. A sismossequência **A** (amarelo) corresponde a depósitos aluvionares arenosos e a sismossequência **B** (verde) corresponde a depósitos lacustres, ambos discordantes sobre os depósitos da Formação Barreiras (vermelho).

A análise estrutural, realizada em conjunto com os estudos morfoestruturais, sismoestratigráficos e batimétricos, permitiu discutir melhor a contribuição dos mecanismos tectônicos cenozóicos na morfologia do lago Juparanã e na origem deste e dos outros lagos barrados internos.

As análises sismoestratigráficas e batimétricas possibilitaram a identificação de diferentes anomalias do fundo lacustre.

A principal anomalia identificada no mapa batimétrico, definida pela assimetria da borda oeste (figura 35), está diretamente relacionada com as estruturas NW-SE identificadas no mapa de lineamentos, que possivelmente controlam a orientação do lago Juparanã e os demais lagos internos. O canal principal definido pela superfície S2 é bastante proeminente nesta anomalia, sugerindo que o posicionamento de uma antiga drenagem tenha sido controlada por estruturas com esta orientação.

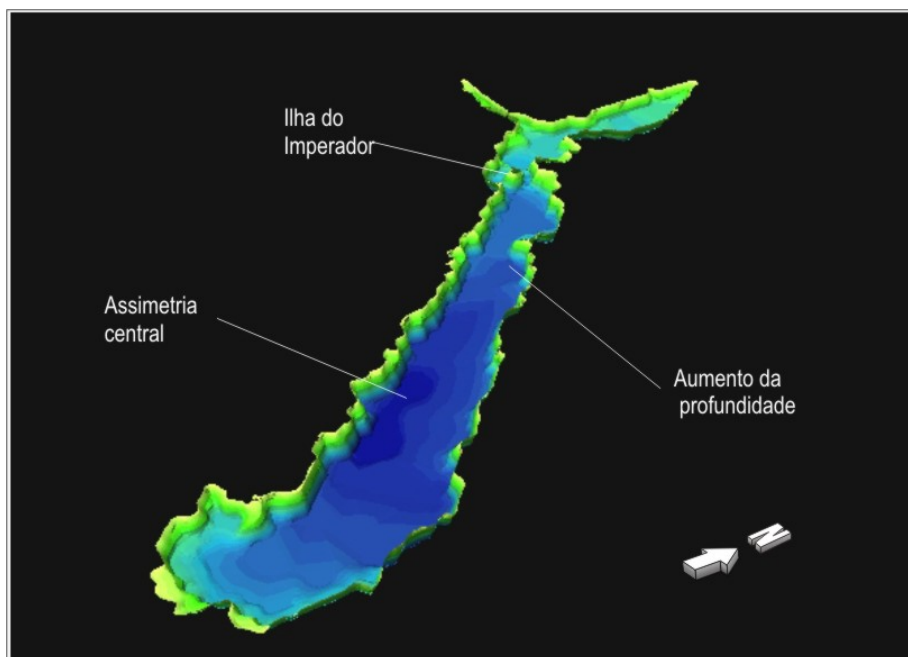


Figura 35- Modelo digital do lago Juparanã elaborado neste trabalho, demonstrando as principais anomalias do fundo lacustre.

As estruturas NW-SE foram associadas ao regime de transcorrência dextral E-W, segundo a análise estrutural realizada no ponto ES-02, situado na borda oeste do lago, e no ponto ES-01, sendo esta orientação a possível responsável pelo contorno retilíneo do lago Juparanã e pelo controle do antigo tributário situado adjacente à borda oeste, evidente no substrato do lago. Falhas deste regime tectônico controlariam a distribuição sedimentar aluvial anterior à fase lacustre.

Outras anomalias do fundo lacustre foram também reconhecidas. Ocorrem um pouco mais acima do setor central, ao lado de importantes estrangulamentos do lago.

Tanto nos perfis T₆, T₇, T₈, T₉ e T₁₀ quanto no mapa batimétrico é possível identificar variações na assimetria do fundo. Porém, destacando novamente a superfície S2, é notada a migração do canal principal do antigo “rio Juparanã” inicialmente da borda oeste para a borda leste, vindo a retornar para a margem oeste, a partir do segmento da ilha do Imperador até o setor central do lago (figura 36).

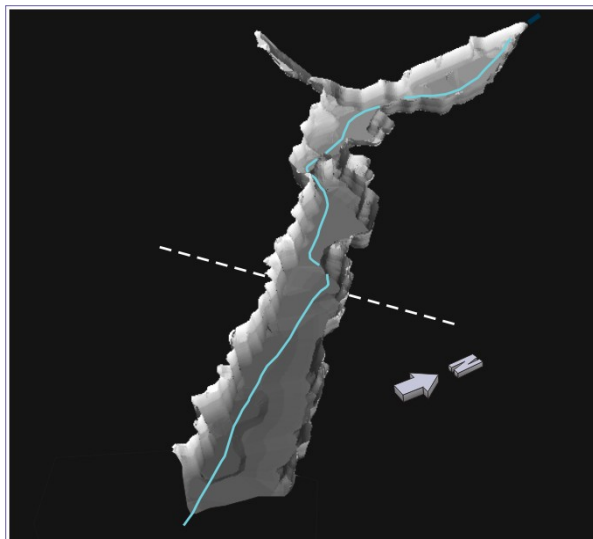


Figura 36- Possível paleodrenagem do “vale Juparanã”, sendo controlada pelas estruturas que atravessam o lago.

Próximo à bifurcação do lago, acima da ilha do Imperador, foi identificada no mapa batimétrico uma anomalia linear, definida por menores profundidades. Este alto batimétrico encontra-se posicionado entre duas pequenas depressões, destacadas no perfil L_1 por basculamentos do fundo do lago, ocorrendo junto à outra elevação do fundo lacustre, situada ao lado da ilha do Imperador. Estes basculamentos, para sudeste, foram associados ao forte estrangulamento que ocorre no segmento, possivelmente controlado por falhas normais (falhas F_2 e F_2'' identificadas no perfil L_1), visto que foram observadas feições sugestivas de arrastos das camadas do substrato lacustre.

Mais a norte, também próximo à bifurcação do lago, nota-se, no mapa batimétrico (figura 29), que a classe de 9 m se estende linearmente do eixo central em direção à cabeceira do corpo lacustre, alinhada na direção NE. Neste segmento, adjacente à borda sudeste, observa-se um pontual aprofundamento do fundo do lago. Esta depressão é evidente no perfil T_{13} , definida por um aparente basculamento, também para SE, dos pacotes lamosos, indicando feições sugestivas de arrasto das camadas impostas possivelmente por uma possível falha normal (F_1). Esta feição linear NE, definida pela classe batimétrica de 9 m, pode estar associada a falhamentos neste trecho, visto que foram observadas rápidas elevações do fundo lacustre, acima da bifurcação, a 4 km da cabeceira do lago (evidenciada no

perfil L₁), e na borda oeste, na saída do braço Capivara, como demonstrado nos perfis B₂ e T₁₂, definidas pelo raseamento da superfície S2. Estas prováveis falhas possuiriam direção NE, onde o bloco abatido corresponderia às maiores profundidades determinadas pela classe de 9 metros, e que poderiam ser responsáveis pelo destacado estrangulamento próximo à bifurcação do lago Juparanã.

Segundo análises estruturais realizadas no ponto ES-03, situado na borda leste do lago, e no ponto ES-02, na borda oeste, estes estrangulamentos, como também os basculamentos e as migrações do paleocanal, representados por estruturas de direção NE-SW a ENE-WSW no mapa de lineamentos, foram atribuídos ao regime distensional NW-SE. As falhas deste regime tectônico distensivo, responsáveis pelos estrangulamentos e basculamentos do lago, afetaram os depósitos lacustres correspondentes à sismosseqüência **B**, referente à sedimentação mais recente identificada.

Os estrangulamentos do lago, tentativamente associados às feições estruturais reconhecidas nos perfis sísmicos e no mapa batimétrico, são destacados na figura 37. Estruturas NE, possivelmente responsáveis pelo alinhamento e abatimento do fundo do lago e pelo basculamento do fundo para SE pela falha **F**₁, próximo à bifurcação na porção norte do lago, foram associadas ao notável estrangulamento que divide o corpo lacustre em dois braços (figura 37). As elevações próximas à ilha do Imperador e os basculamentos do fundo do lago, também para SE, pelas falhas **F**₂ e **F**₂'', foram associados ao forte estrangulamento neste setor (figura 37), definidas por estruturas NE. Em direção à porção meridional do lago, nota-se um estrangulamento menos proeminente (figura 37), associado a estruturas NE a ENE, responsáveis pela migração da paleodrenagem principal da superfície S2, como observada nos perfis sísmicos.

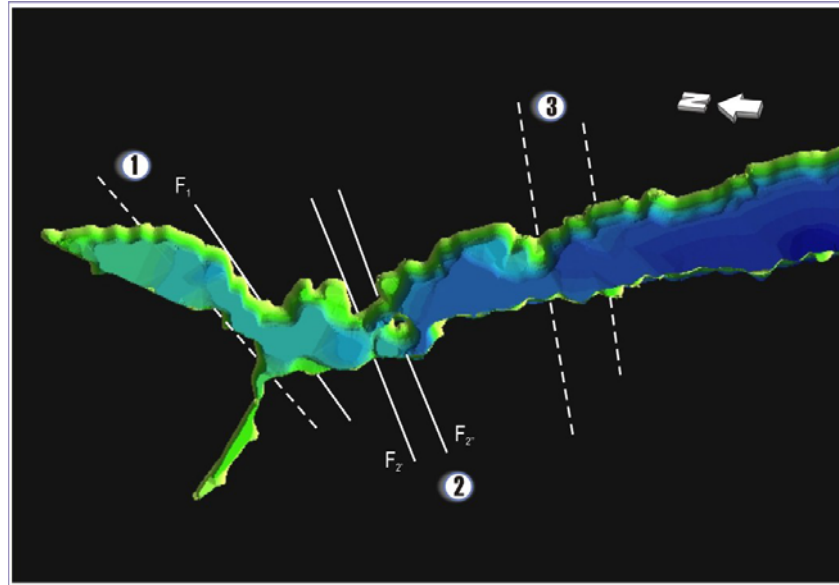


Figura 37 - Principais estrangulamentos do lago Juparanã, associados a possíveis estruturas neotectônicas: **1**- notável estrangulamento relacionado com o alinhamento do fundo lacustre e o basculamento do fundo do lago pela falha F_1 ; **2**- forte estrangulamento associado a elevações do fundo e basculamentos pelas falhas F_2 e F_2' , adjacentes à ilha do Imperador; **3**- estrangulamento associado à antiga migração de uma paleodrenagem reconhecida nos perfis sísmicos.

Considera-se, também, que este regime tectônico tenha sido o responsável pela barragem do lago Juparanã e os demais lago barrados internos da região (figura 38), como visto por Mello (1997) no sistema de lagos do médio vale do rio Doce (MG).

Com relação aos bolsões de gás, encontrados em todos os perfis, devem estar relacionados aos gases produzidos a partir da degradação da matéria orgânica presente nos sedimentos lamosos. São aprisionados em um horizonte bem marcado, definido entre 80 cm a 1 metro abaixo do fundo lacustre. Ocorrem apenas onde as espessuras dos depósitos de lama são maiores, em pequenos paleocanais ou calhas deposicionais antigas e ao longo do paleocanal principal, definidos pela superfície S2. Em geral, o bolsão de gás ocorre associado às anomalias batimétricas, em maiores depressões, devido ao maior espessamento do pacote lamoso nestes setores do lago.

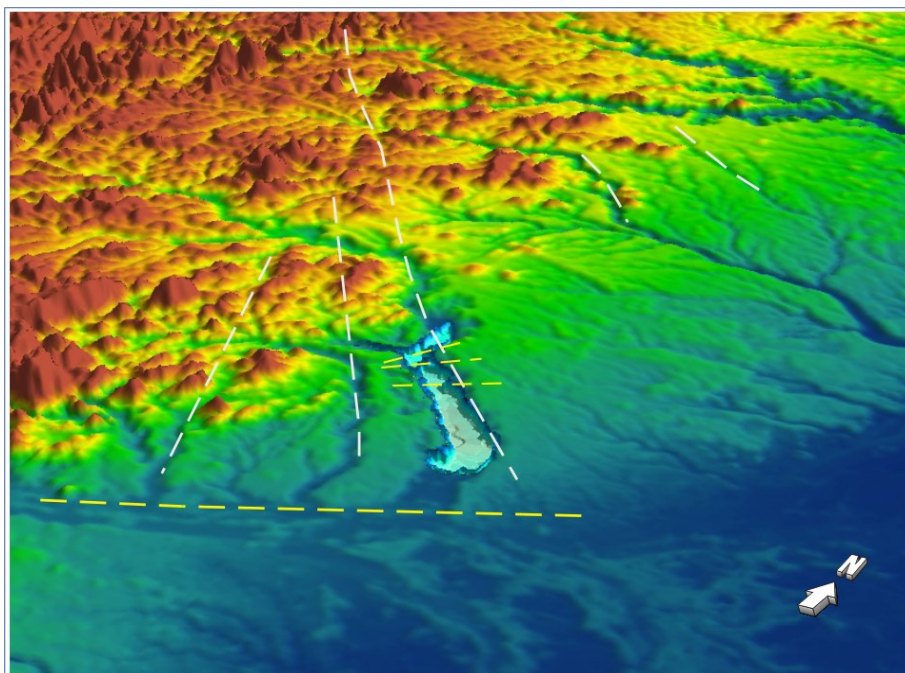


Figura 38- Modelo digital da região do sistema de lagos barrados internos, com as possíveis estruturas condicionantes da estruturação do relevo e dos corpos lacustres. Traços brancos - estruturas NW-SE, possíveis responsáveis pela orientação do relevo e dos lagos internos; traços amarelos - estruturas NE-SW a ENE-WSW, como possíveis responsáveis pelos estrangulamentos e pela barragem dos lagos barrados internos.

9- CONCLUSÕES

Através da análise sismoestratigráfica foi possível o reconhecimento de duas fases de sedimentação quaternária no lago Juparanã.

A fase mais antiga, correspondente à sismossequência **A**, foi identificada nas seções sísmicas como depósitos arenosos (representados pela sismofácies *St*), definidos abaixo de uma descontinuidade representada na interpretação sismoestratigráfica pela superfície *S2*. Estes depósitos foram associados aos depósitos fluviais indiferenciados holocênicos descritos por *Bandeira Jr. et al. (1975)*, a partir de sondagem realizada na desembocadura do lago Juparanã.

A fase de sedimentação mais recente, correspondente à sismossequência **B**, foi associada a depósitos lacustres, formados por lamas com acamamento planar depositadas no fundo do lago Juparanã (sismofácies *Sp*), e depósitos arenosos nas bordas do corpo lacustre,

representados, pelas sismofácies Ss e Sh. Estes depósitos foram atribuídos à fase lacustre instalada após o barramento do lago Juparanã, que pode ter sido gerados por falhamentos normais relacionados ao regime extensional NW, e idade holocênica.

Com base nas medidas de falhas levantadas em campo, puderam ser identificados dois regimes de tensões distintos, em parte responsáveis pela compartimentação topográfica e configuração da rede de drenagem regionais, e, principalmente, responsáveis pelos estrangulamentos e pela possível barragem do lago Juparanã. Os regimes de tensões identificados neste estudo foram correlacionados às principais fases tectônicas descritas na literatura, permitindo o posicionamento cronológico das estruturas tectônicas quaternárias reconhecidas.

O regime tectônico mais antigo identificado foi o regime de transcorrência dextral E-W, com extensão máxima na direção NE-SW e compressão SE-NW, onde planos de falha normais dextrais ESE-WNW, dextrais E-W a ENE-WSW e sinistrais normais N-S a NNW-SSE afetam sedimentos pleistocênicos e terciários em afloramentos adjacentes às margens do lago. Este regime está associado aos lineamentos estruturais de direção NW nas áreas do compartimento de colinas baixas. Nos compartimentos mais elevados, as estruturas NW do Lineamento Colatina podem ter sido reativadas neste regime neotectônico. Esses falhamentos podem ter controlado a escavação do “vale Juparanã” e, posteriormente, a dinâmica de sedimentação da antiga drenagem deste “vale”, resultando no alinhado contorno do lago Juparanã e dos demais lagos internos barrados e na assimetria batimétrica próximo à borda oeste do lago. Este regime pode ser correlacionado à fase de transcorrência dextral E-W identificada por Riccomini (1989) e Salvador & Riccomini (1995), na região do *Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)*, e Mello (1997), no médio vale do rio Doce (MG), de idade Pleistoceno final a Holoceno inicial.

O segundo regime identificado, mais recente, foi o regime de tensão extensional NW-SE, com planos de falha normais com orientação NE e ENE afetando depósitos terciários e quaternários em afloramentos nas margens do lago. No interior do corpo lacustre, depósitos argilosos tabulares tentativamente atribuídos ao Holoceno também são afetados por possíveis

falhamentos com direção NE a ENE. Este regime foi associado à fase extensional holocênica identificada por Riccomini (1989) e Mello (1997), no RCSB e no médio vale do rio Doce (MG), respectivamente. Esse evento neotectônico holocênico está associado aos lineamentos NE, podendo estar intimamente ligado à barragem do lago Juparanã e dos demais lagos internos, além dos estrangulamentos gerados neste corpo lacustre.

Os outros lagos deste sistema, os lagos barrados externos e os lagos litorâneos, podem não ter sido barrados por estes mecanismos tectônicos, mas pelos depósitos costeiros quaternários resultantes das variações quaternárias do nível do mar, como proposto por Suguio & Kohler (1992).

Para que o modelo evolutivo proposto seja melhor embasado, torna-se necessária a realização de sondagens no lago Juparanã e suas adjacências, permitindo o reconhecimento de seu substrato, o que, em conjunto com datações radiométricas, possibilitará o refinamento estratigráfico detalhado dos depósitos sedimentares do lago Juparanã e dos demais corpos lacustres do sistema de lagos do baixo curso do rio Doce.

10- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGELIER, J & MECHLER, P. 1977. *Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des diédres droits*. Bulletin de la Société Géologique de France, 7: 1309-1318.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 241p (boletim).
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y; BRITO NEVES, B.B. & FUCK, R.A. 1977. *Províncias estruturais brasileiras*. In: Simp. Geol. Nordeste, 7. SBG. Campina Grande-PB.p.366-391.
- BACOCOLI, G 1971. *Os Deltas Marinhos Holocênicos Brasileiros: Uma Tentativa de Classificação*. *Boletim Técnico Petrobrás*, 14:5-38.
- BALLY, A.W. 1987. *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa, AAPG, v.1,125p, (AAPG Studies in Geology #27).

- BANDEIRA Jr., A. N.; PETRI, S. & SUGUIO, K. 1975. *Delta do rio Doce (Relatório final)*. Rel. Int. do Cenpes, Petrobras, Rio de Janeiro.
- BIASSUSI, A.S.; MACIEL, A.A.; CARVALHO, R.S. 1990. Bacia do Espírito Santo: “o estado da arte” da exploração. Boletim de Geociências da Petrobrás, 4(1): 13-19.
- DELVAUX, D. 1993. The tensor program for paleostress reconstruction: examples from the East African and Baikal rift zones. EUGVII Strasburg, France, 4-8 April 1993. Supplement nº 1 to Terra Nova, 5:216 (abstract).
- FONTES, M. A. L. 1999. Padrões alométricos em espécies arbóreas pioneiras tropicais. *Scientia Forestalis*, (55), p.79-87.
- GONTIJO, A.H.F. 1999. *Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Tese de Doutorado, 259 p.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: SBG/MG, Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, 1, Belo Horizonte, *Boletim SBG/MG*, 11:11-31.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. & FLEXOR, J. M. 1993. *As Flutuações do Nível do Mar Durante o Quaternário Superior e a Evolução Geológica de “Deltas” Brasileiros*. Boletim IG-USP, Publicação Especial, 15: 186p.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. ; DOMINGUES, J.M.L. & FLEXOR, J. M. 1997. *Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. Belo Horizonte: CPRM, 1997. 112p.: il, mapas.
- MARTINS, J.L. 2001. Noções do método sísmico e de resolução sísmica. In: SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. (ed). *Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações*. Rio Grande do Sul, Unisinos, p. 43-70.
- MELLO, C.L. 1997. *Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas Implicações na Evolução de um Sistema de Lagos*. São Paulo. 275p. (Tese de Doutorado, IG / USP).

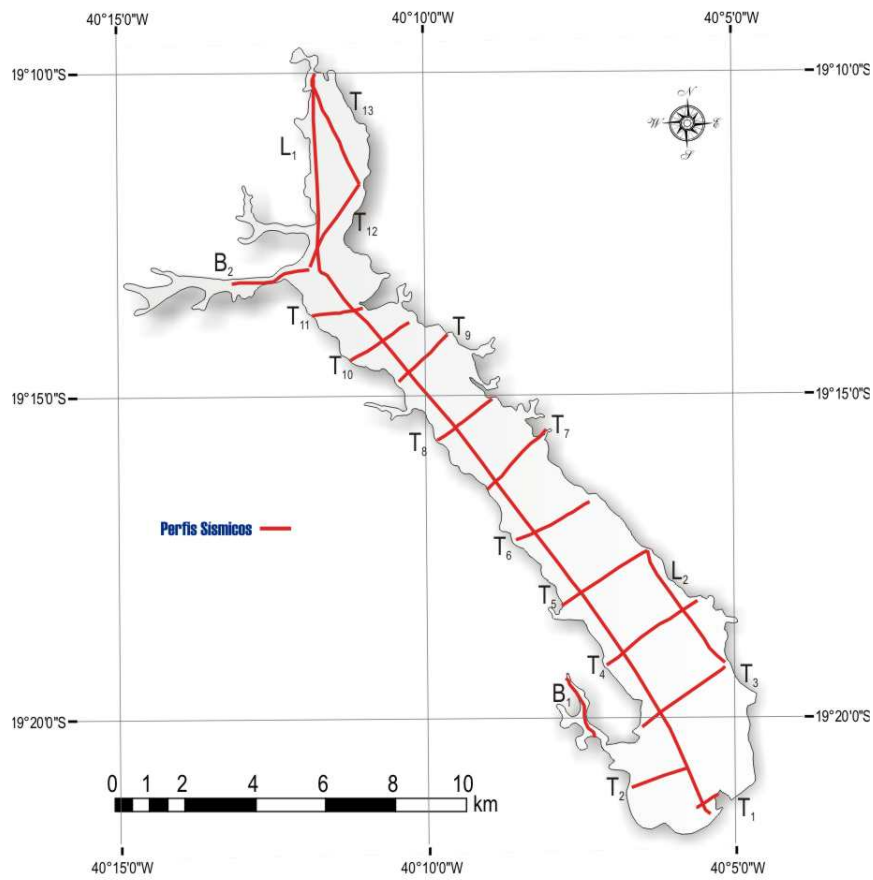
- MITCHUM Jr., R.M.; VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. 1977. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: PAYTON, C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*. Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol., *Mémoire*, **26**:117-133.
- PAYTON, C.E. 1977. *Seismic stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa. Am. Assoc. Petrol. Geol., *Mémoire*, **26**: 516 p.
- PEIXOTO, A.L. & GENTRY, A. 1990. Diversidade e composição florística da mata de tabuleiro na Reserva Florestal de Linhares (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Botânica*, **13**: 19-25.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T. & VAIL P. R. 1988. Eustatic Control on Clastic Deposition I – Conceptual Framework. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-level Changes – An Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p. 109-124, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- POSAMENTIER, H. W & VAIL P. R. 1988. Eustatic Control on Clastic Deposition II – Sequences and System Tracts Models. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-level Changes – An Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p. 125-154, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- RICCOMINI, C. 1989. *O Rifte Continental do Sudeste do Brasil*. São Paulo. 256p. (Tese de Doutorado, IG / USP).
- SAADI, A. 1990. Um “rift” neo-cenozóico na região de São João Del Rei - MG, borda sul do cráton do São Francisco. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte, 1990. SBG/Núcleo MG, *Boletim SBG/MG*, **11**:63-79.
- SALVADOR, E.D. & RICCOMINI, C. 1995. Neotectônica da Região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *R. bras. Geoc.* **25**(3):151-164.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.T. & ASMUS, H.E. 1984. *Geologia do Brasil - Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Mineraiis*. Escala 1:250.000, DNPM, Brasília, 501 p.

- SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. 2001. Sismo-estratigrafia. In: SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. (ed). *Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações*. Rio Grande do Sul, Unisinos, 73-98.
- SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. 2001. *Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações*. Rio Grande do Sul, ed. Unisinos, 428 p.
- SILVA, J.M.R.; LIMA, M.I.C.; VERONESE, V.F.; RIBEIRO JUNIOR, R.M.; ROCCA, R.M. & SILVA JUNIOR, O. 1987. Levantamentos de recursos naturais. Rio de Janeiro, FIBGE. V. 34, p. 23-152, folha SE 24, Rio Doce.
- SUGUIO, K. & KOHLER, H.C. 1992. Quaternary Barred Lake Systems of the Doce River (Brazil). *An. Acad. Bras. Ci.*, **64**(2): 183-191.
- TULLER M.P. 1993. Texto Explicativo da Folha SE.24-Y-C-VI, Colatina. In: M.P. Tuller (org.). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Brasília, NPM/CPRM, 163 p.
- VAIL, P.R; TODD, R.G. & SANGREE, J.B. 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Change of Sea Level, part 5: Chronostratigraphy Significance of Seismic Reflection. In: PAYTON, C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*. Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol., *Mémoir*, **26**:99-116.
- VIEIRA, R.A.B.; MENDES, M.P.; VIEIRA, P.E.; COSTA, L.A.R.; TAGLIARI, C. V.; BACELAR, A.P. & FEIJO, F.J, 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro*, **8** (1): 191-202, jan./mar.

ANEXO I

SEÇÕES SÍSMICAS INTERPRETADAS

Localização dos Perfis



Legenda:

Sismofácies

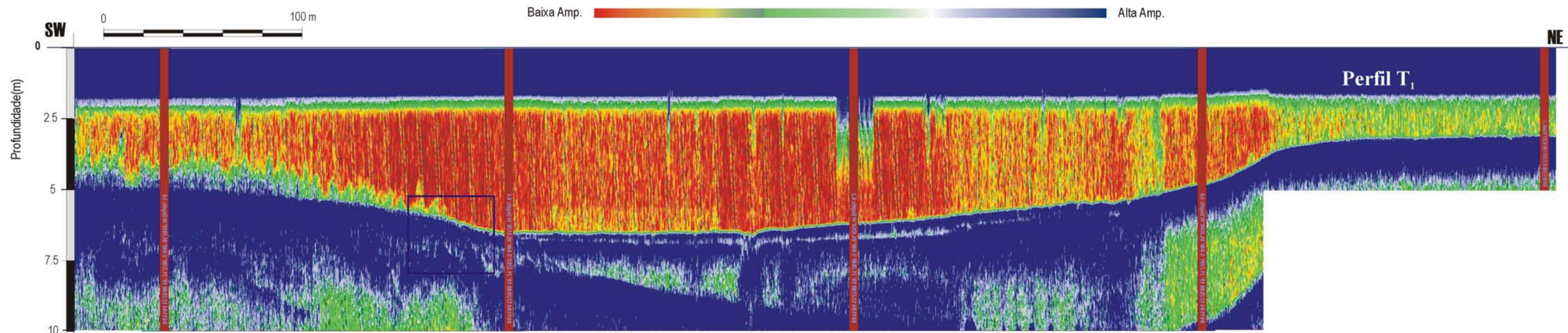
Sismofácies Sp	
Sismofácies Sh	
Sismofácies Ss	
Sismofácies Sb	
Sismofácies St	

Superfícies Estratigráficas

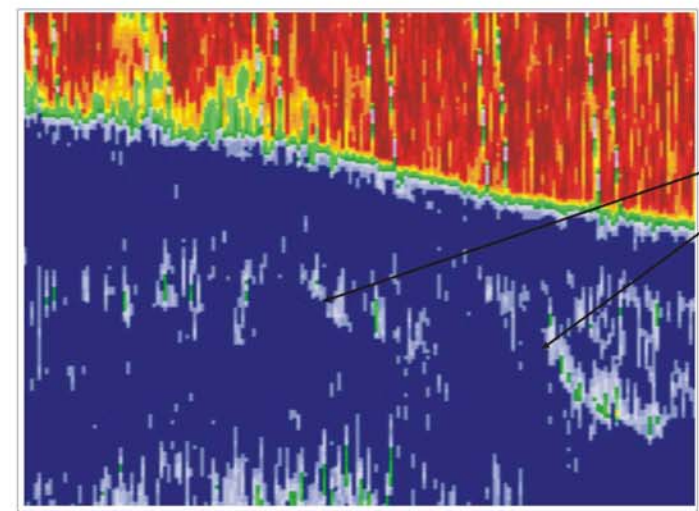
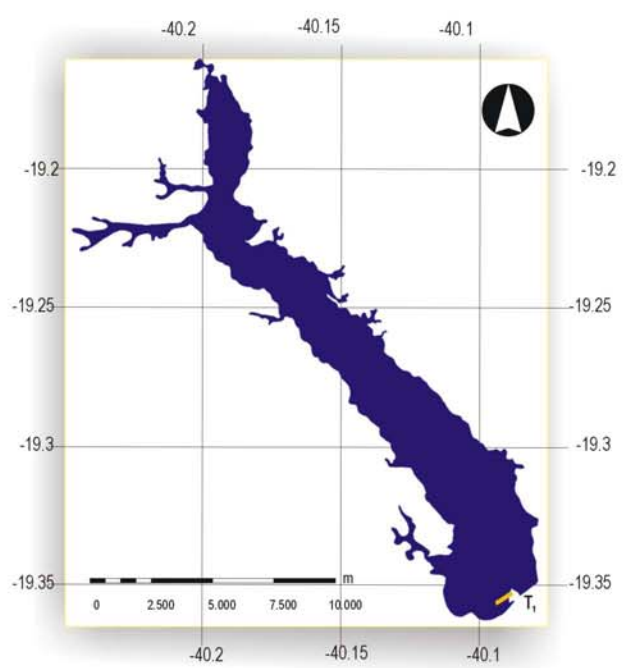
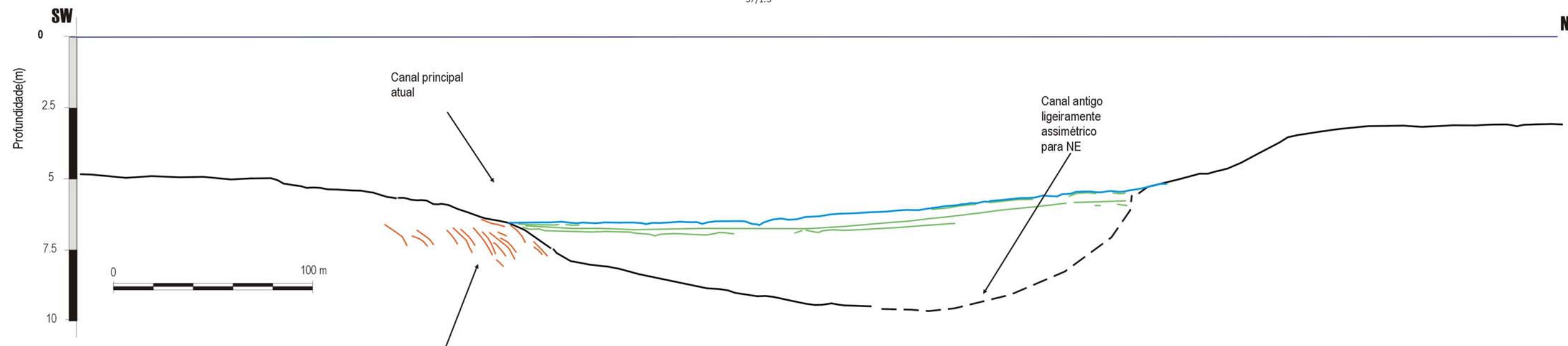
Superfície S1	
Superfície S2	
Superfície S3	
Pequenas descontinuidades	

Estruturas

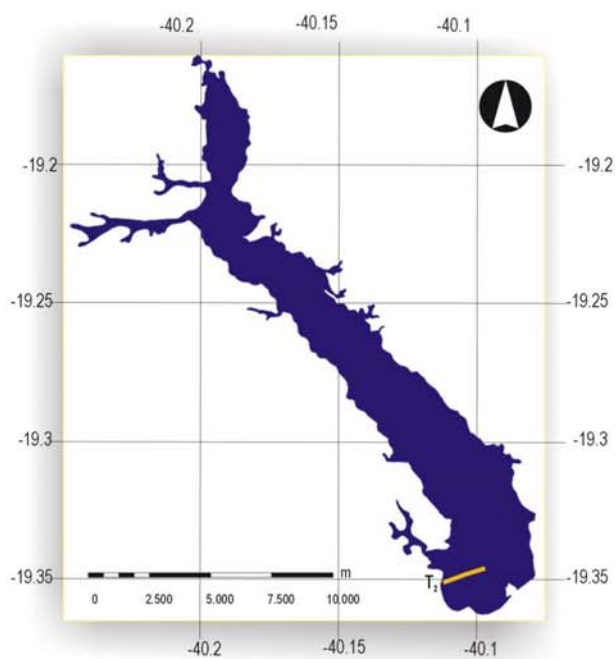
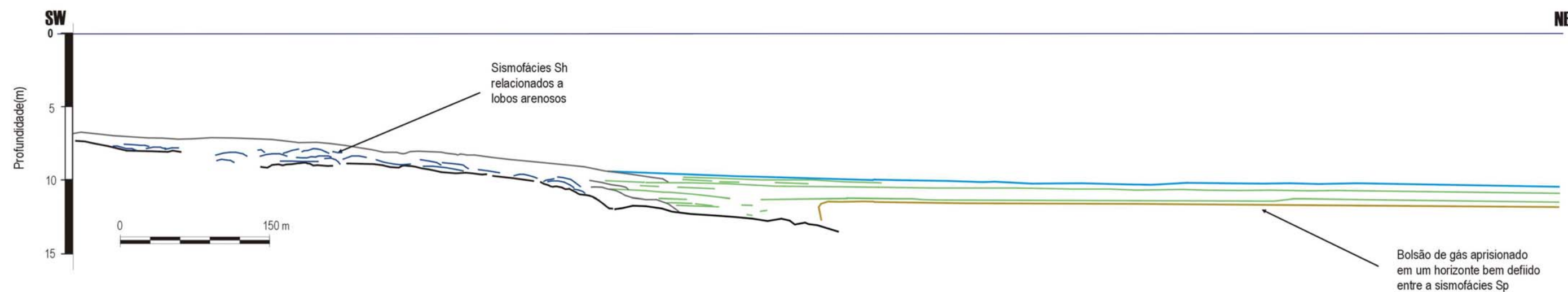
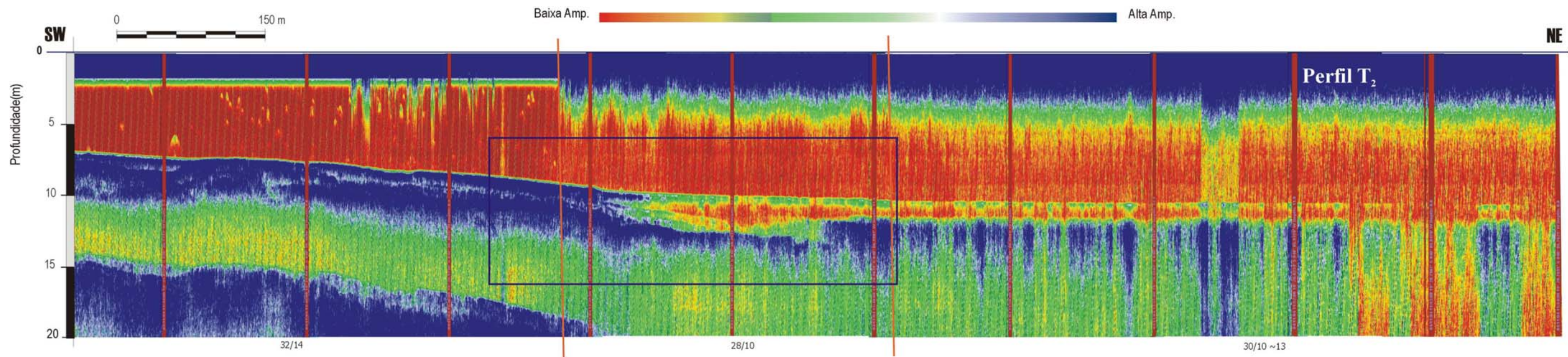
Falha	
Movimentação dos blocos pela falha	



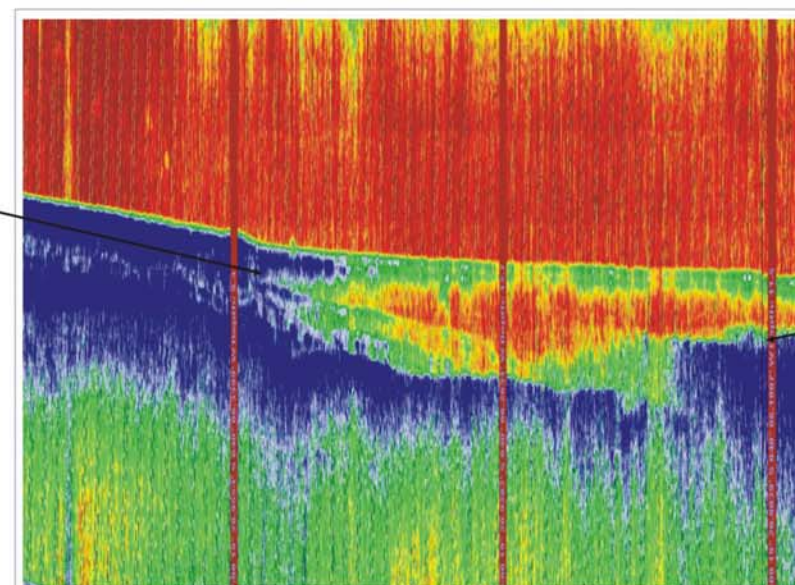
37/1.5



Perfil Sísmico T₁, com exagero vertical de 14 x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Abaixo da seção sísmica, é mostrado o valor de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Nota-se a migração do paleocanal para NE, apresentando uma ligeira assimetria desta feição. Em detalhe é mostrado fracos refletores de média a alta amplitude, inclinados para NE.

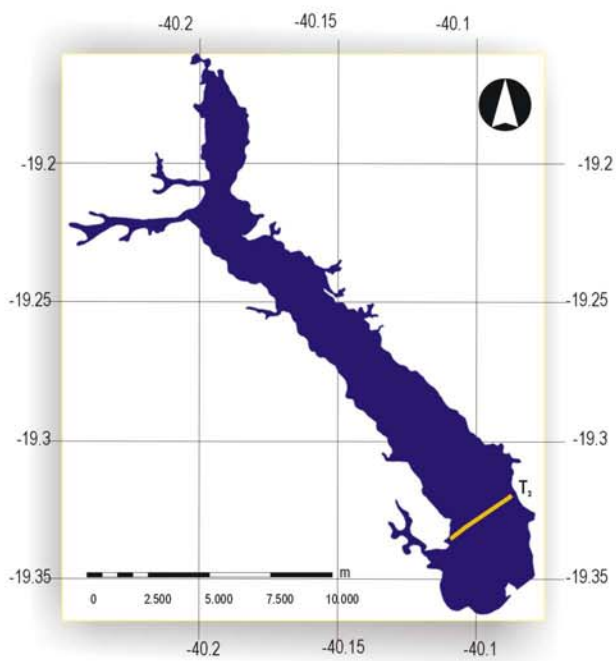
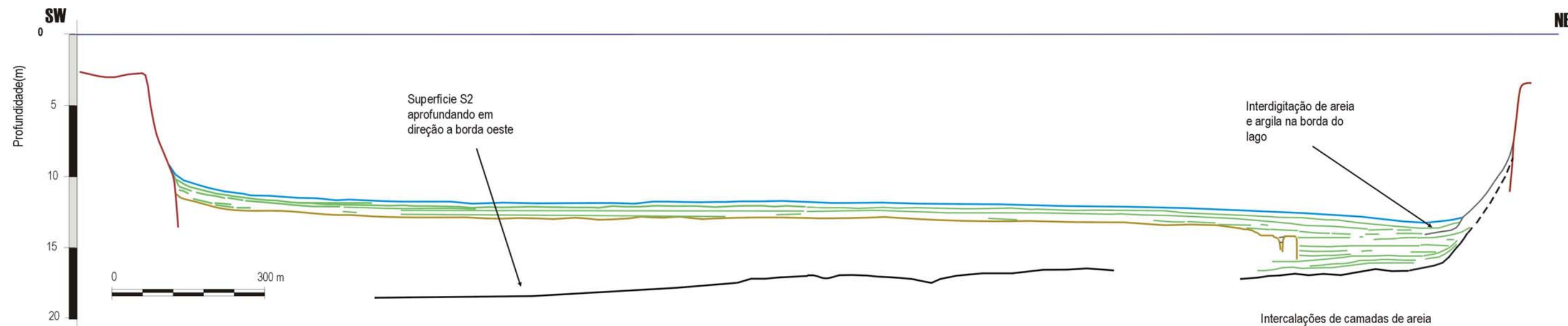
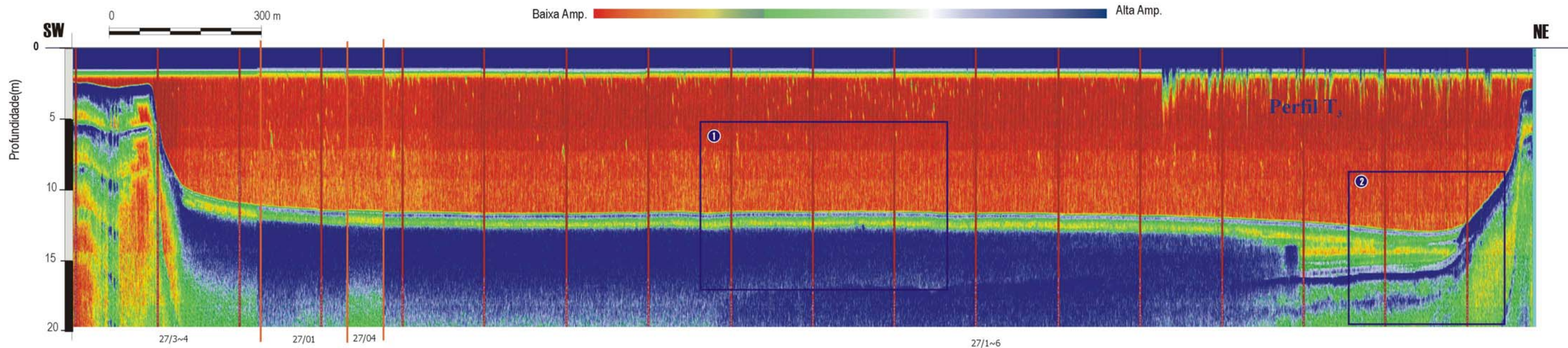


Interdigitações arenosas aos depósitos lamosos

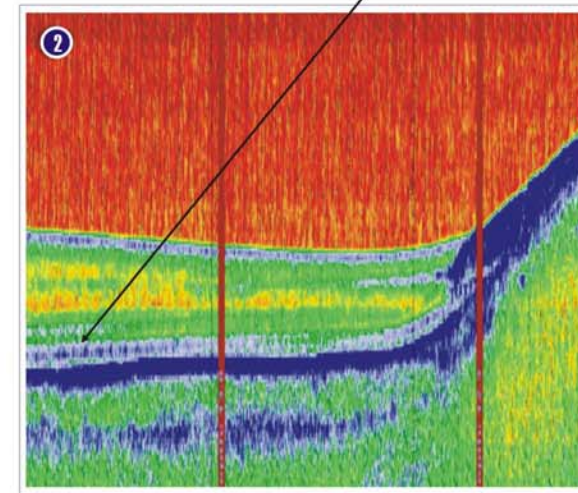
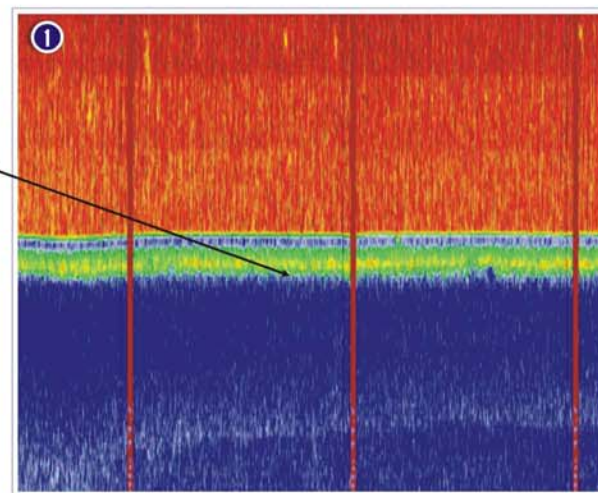


Sismofácies Sb definida pelo bolsão de gás

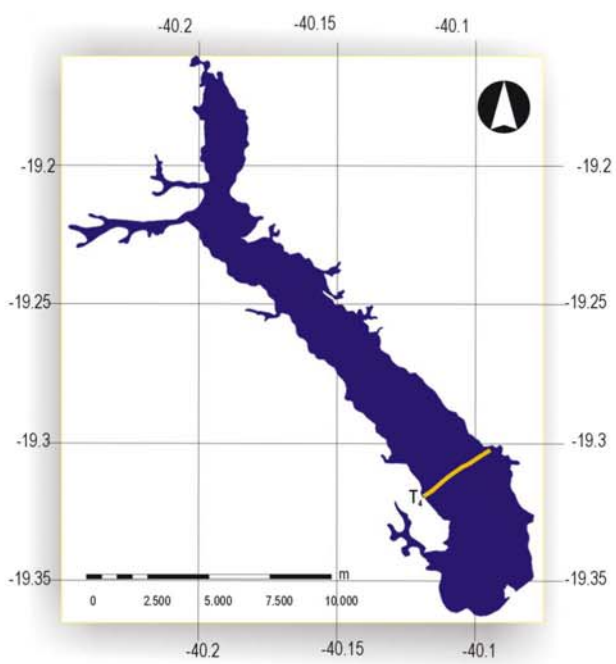
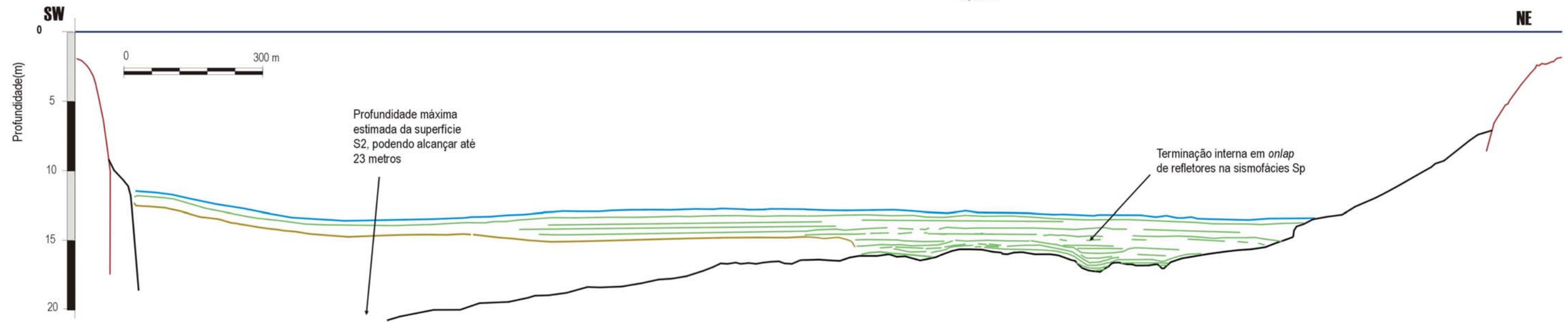
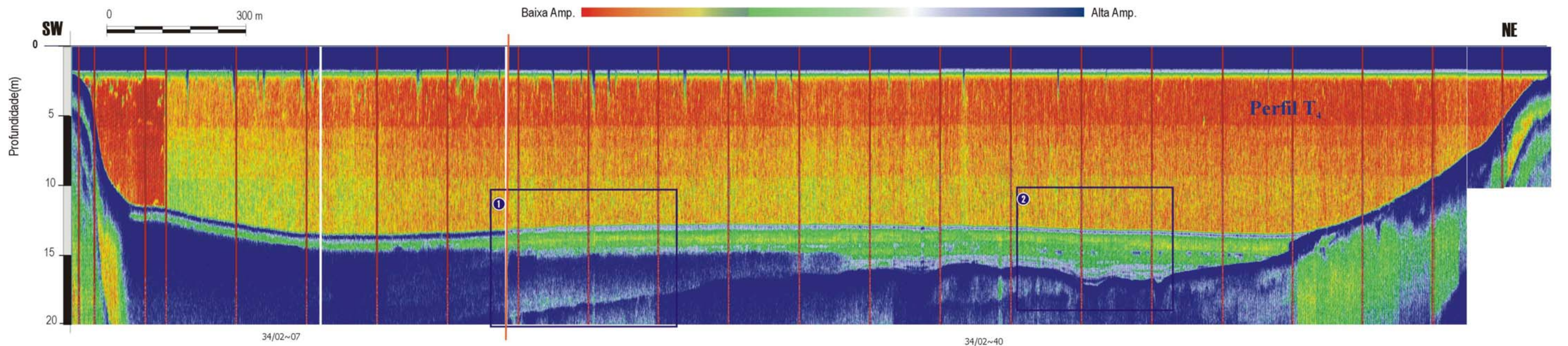
Perfil Sismico T₂, com exagero vertical de 14 x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Em detalhe, nota-se camadas tabulares de sedimentos lamosos interdigitando-se aos depósitos arenosos. É observada a sismofácies Sb entre a sismofácies Sp.



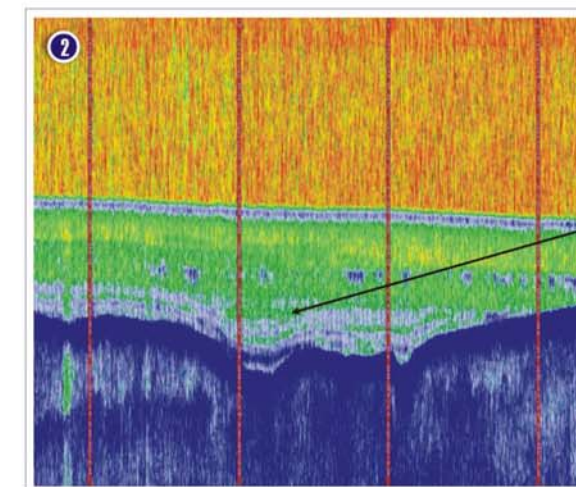
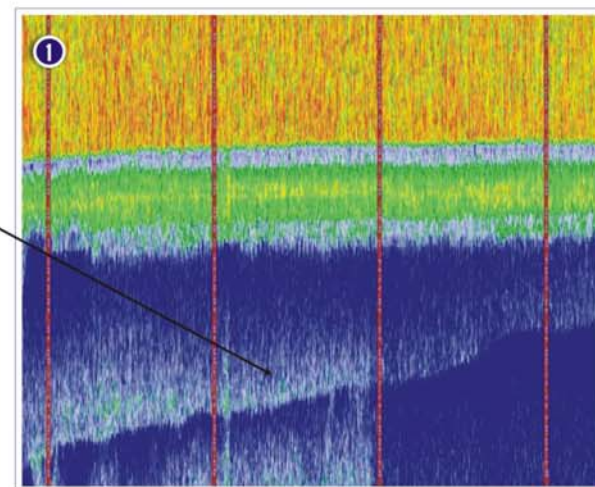
Sismofácies S_b,
posicionada em um
horizonte bem definido



Perfil Sísmico T₁, com exagero vertical igual a 28 x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Em detalhe: **1**- presença da sismofácies S_b, reduzindo a visualização das reflexões; **2**- nota-se intercalações de camadas arenosas e lamosas concordantes entre si, associadas a fluxos hiperpicnais nas margens do lago.

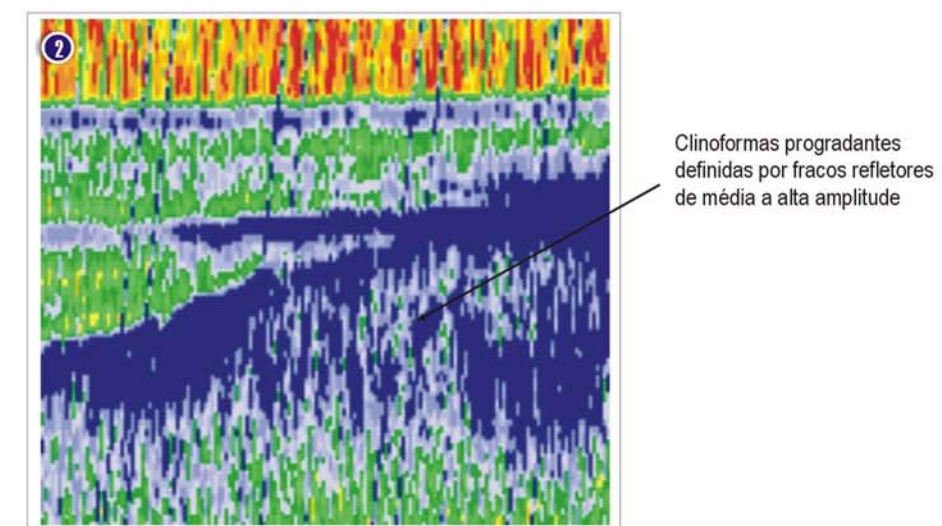
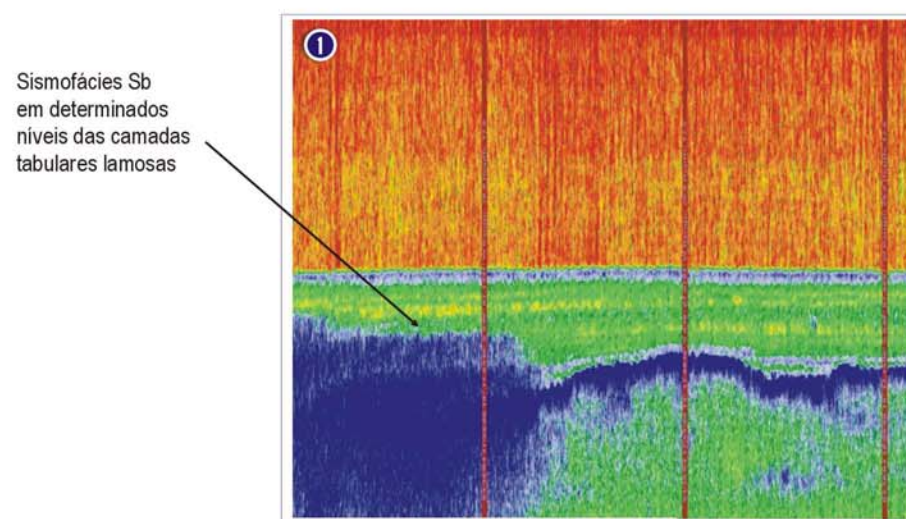
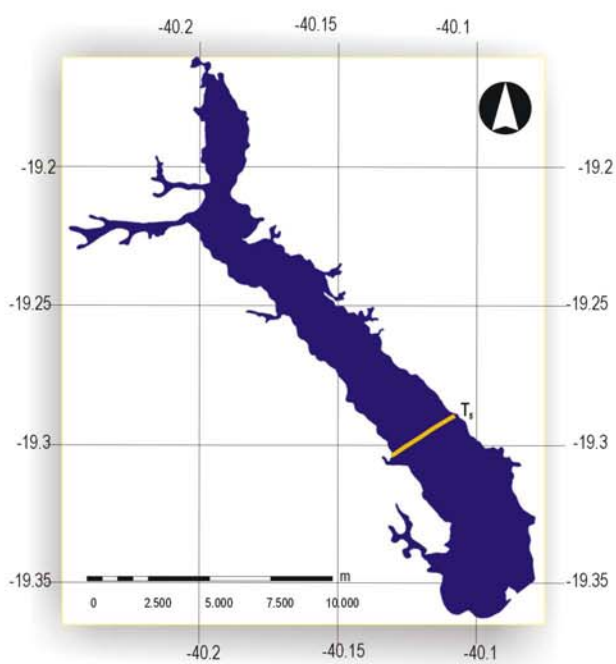
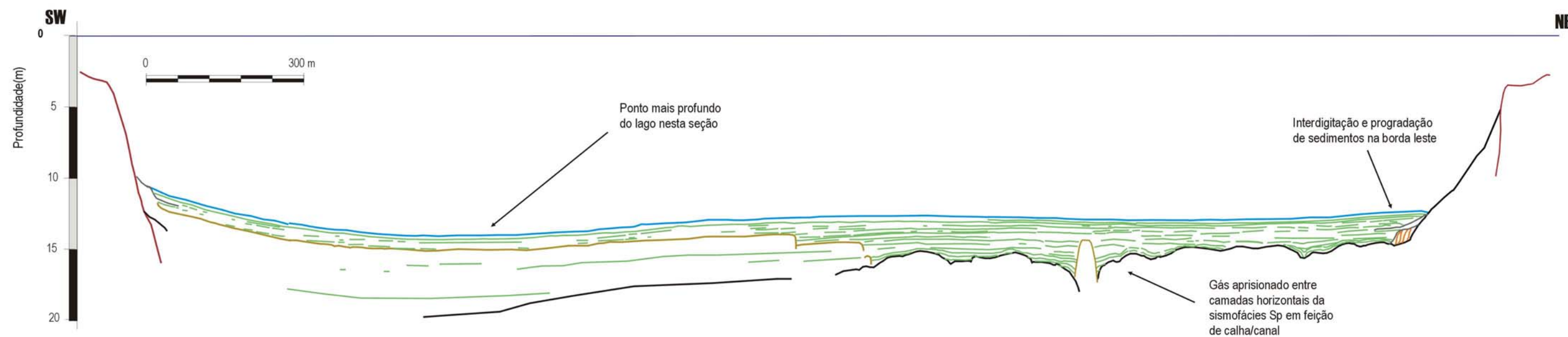
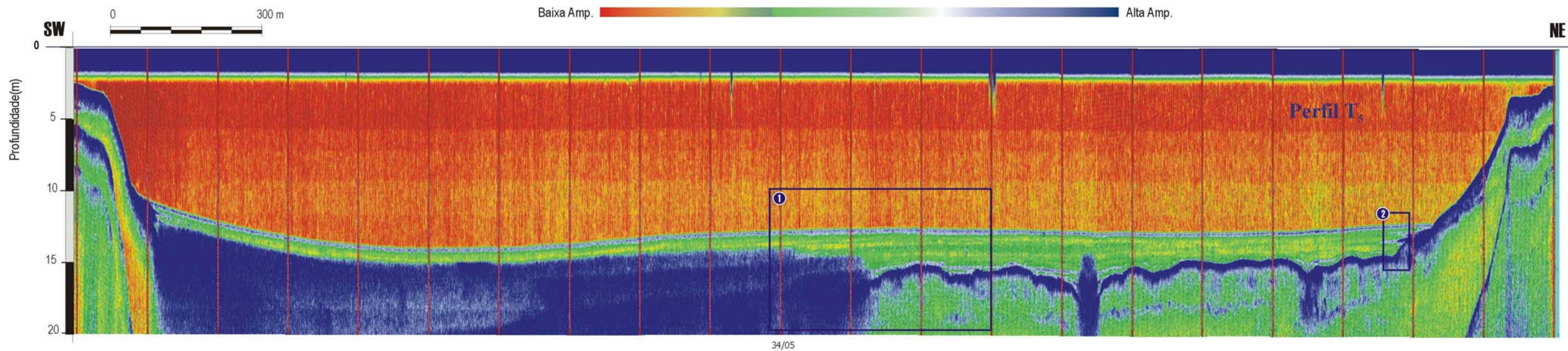


Atenuação das reflexões sísmicas pelo bolsão de gás

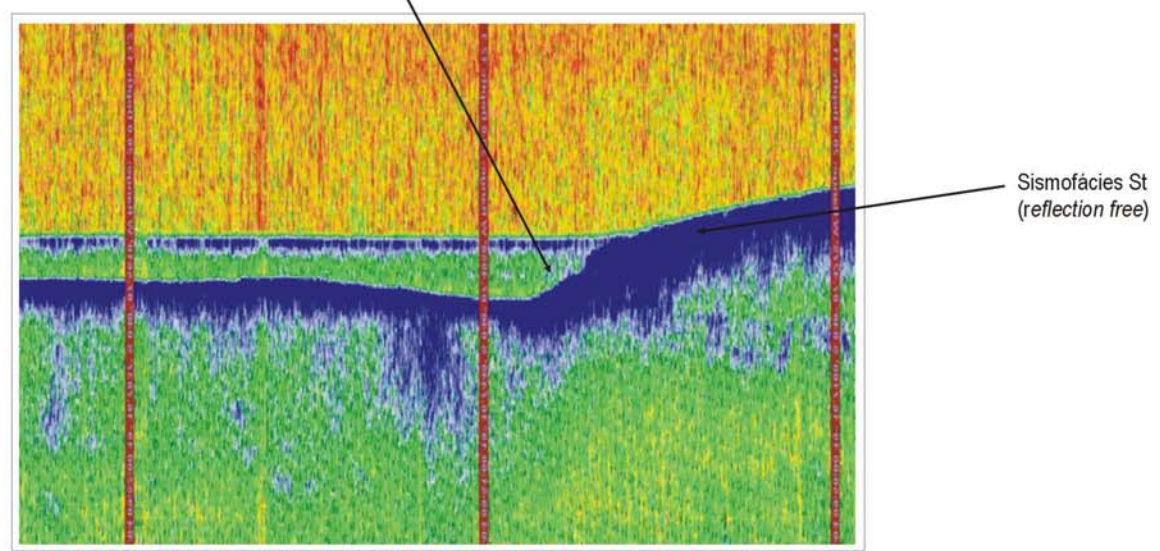
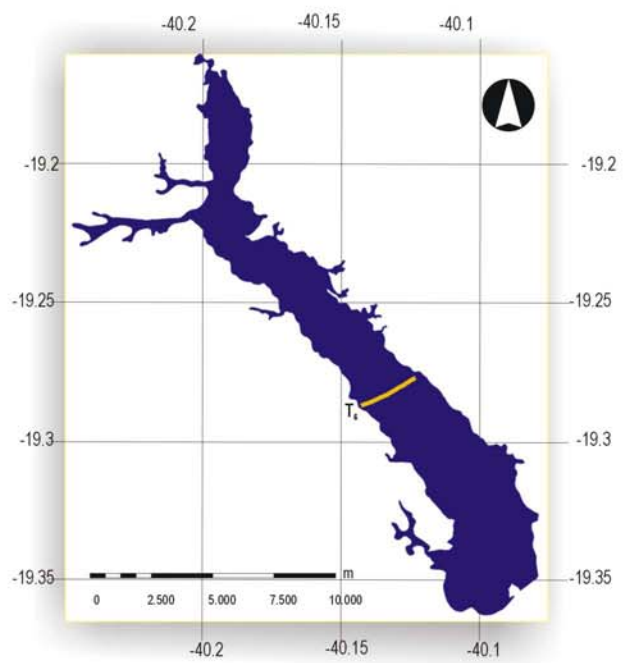
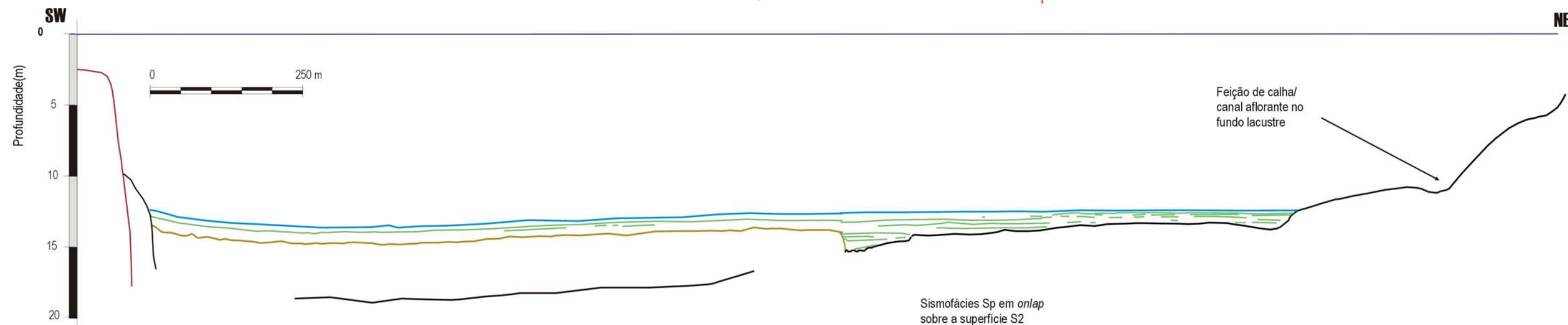
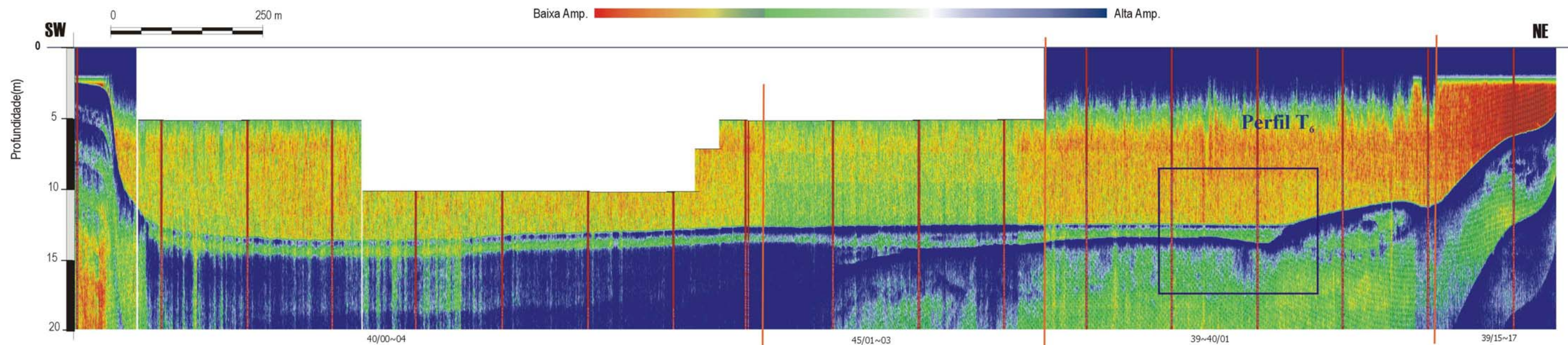


Camadas de areia e de lama intercaladas, concordantes com calhas/canais

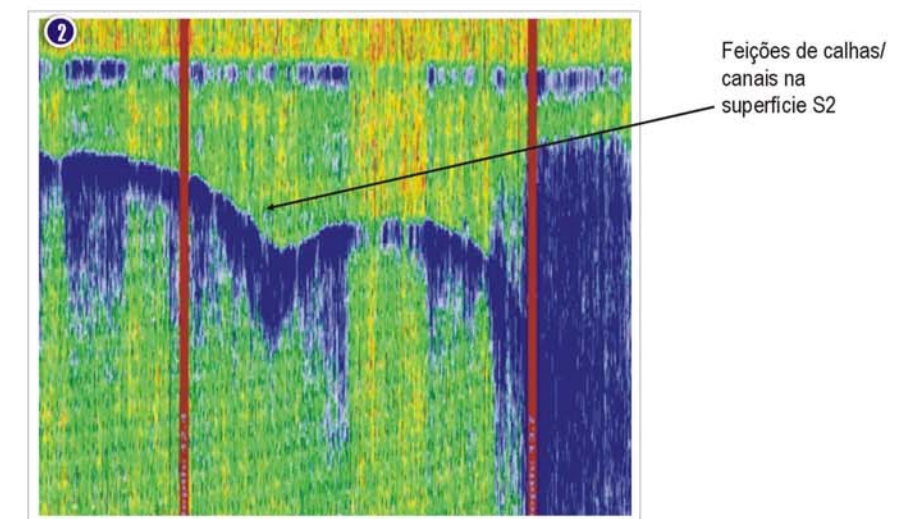
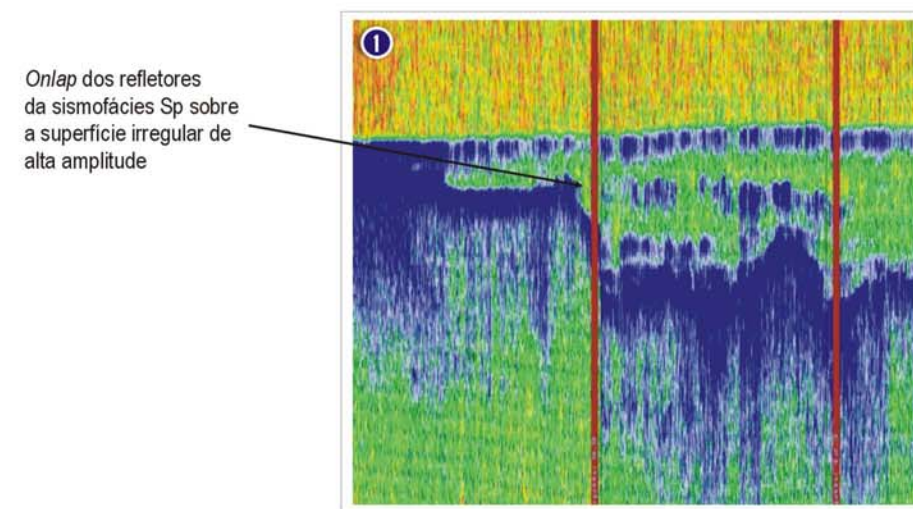
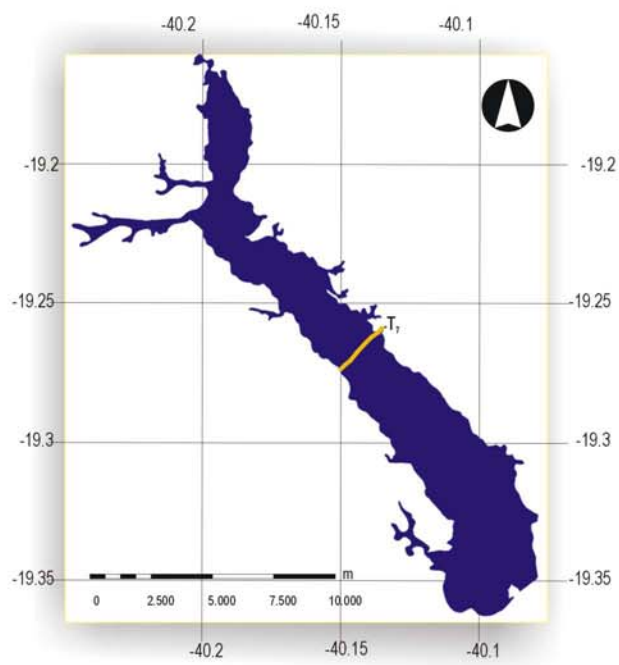
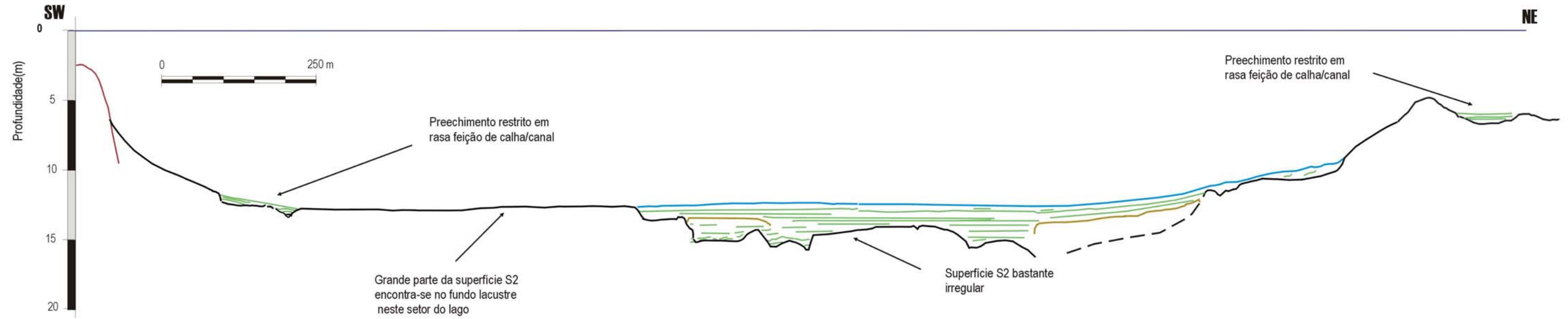
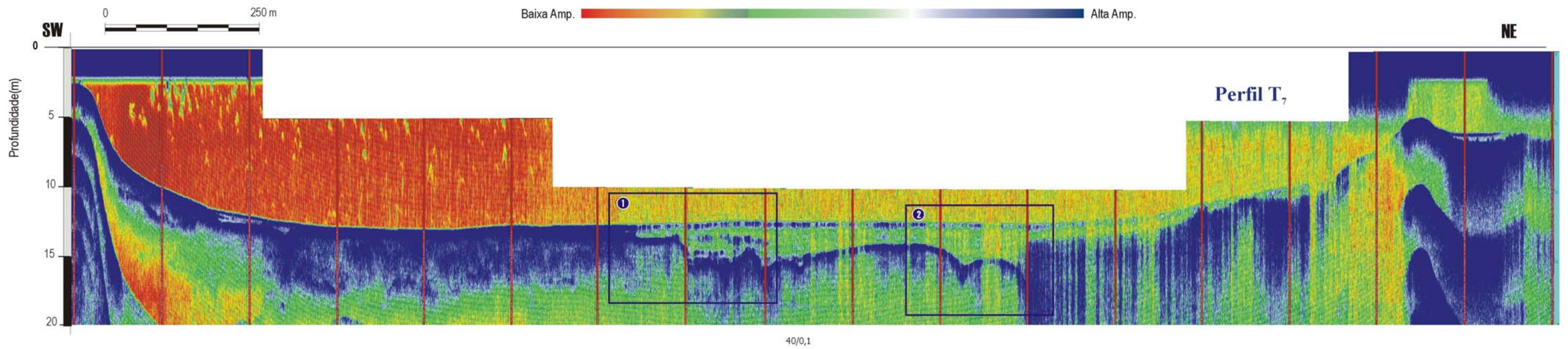
Perfil Sísmico T₁, com exagero vertical igual a 30x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Em detalhe: 1- mesmo com a redução da penetração das ondas elásticas, pode-se observar a superfície S2; 2- nota-se intercalações de camadas arenosas e lamosas concordantes com as feições de calhas/canais.



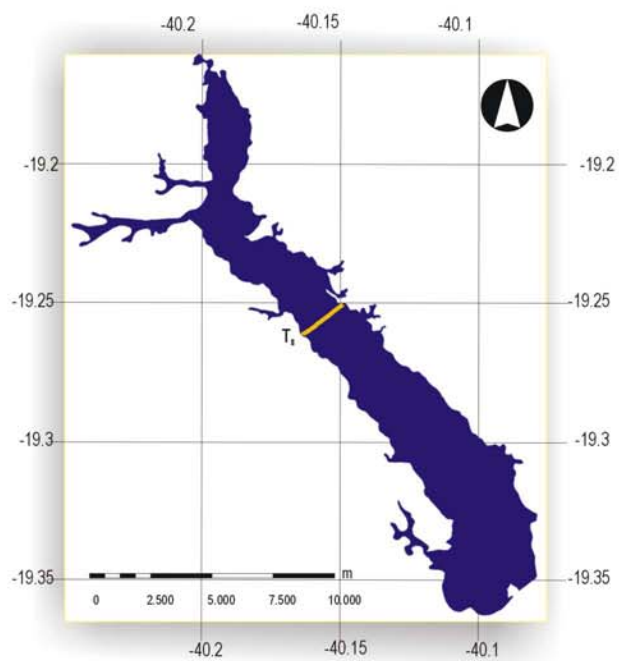
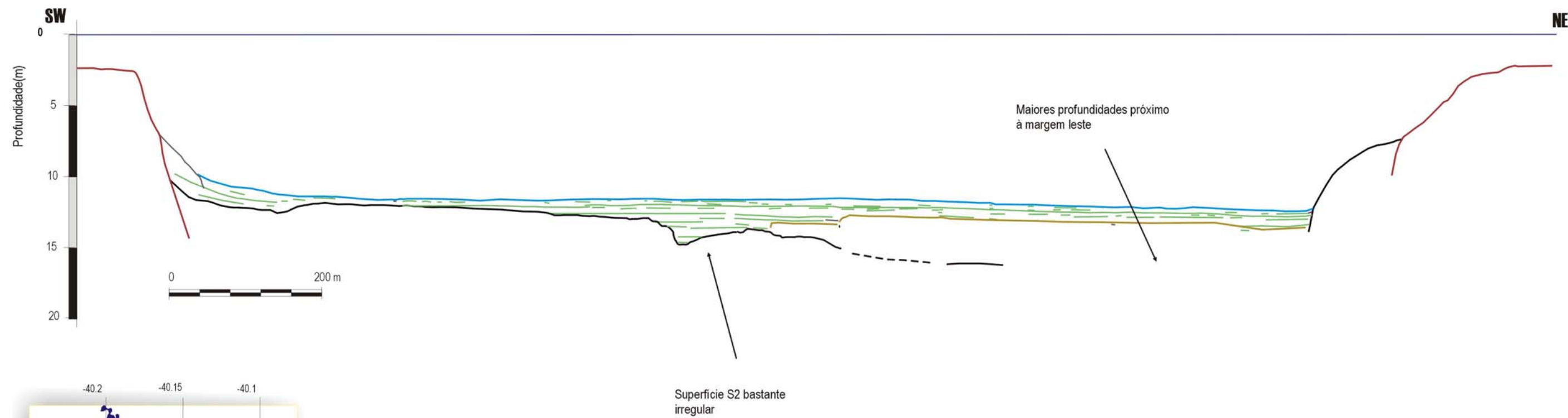
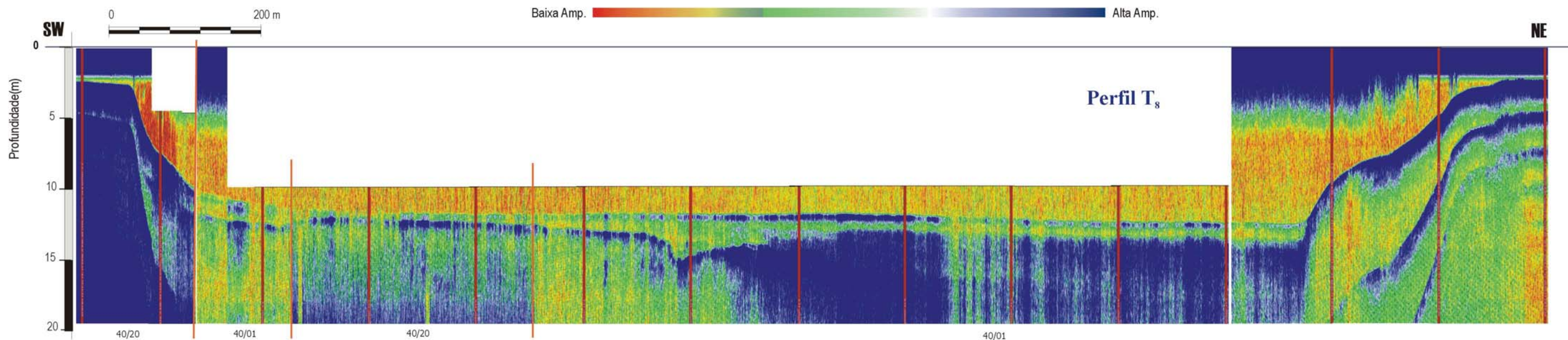
Perfil Sísmico T_s, com exagero vertical de 26,5x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Em detalhe: **1**- nota-se um bolsão de gás referente a sismofácies Sb entre refletores da sismofácies Sp; **2**- clinoformas progradantes definidas por fracos refletores de média a alta amplitude, inclinados em direção ao interior do lago.



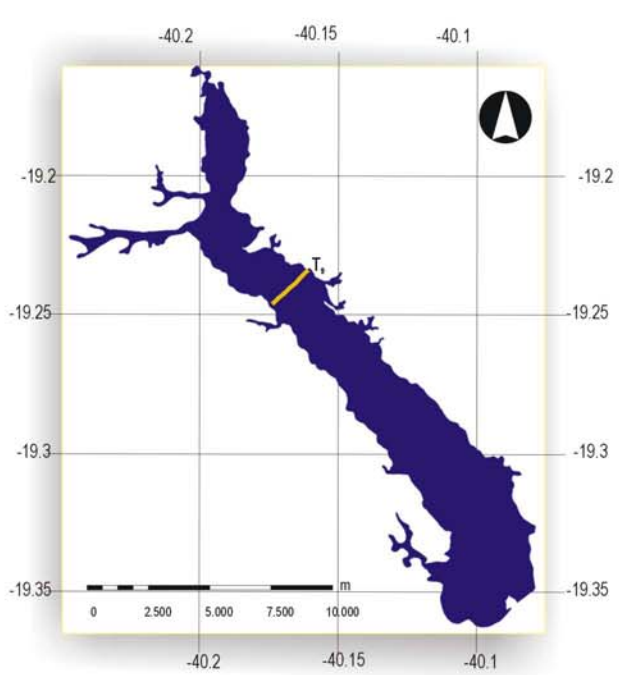
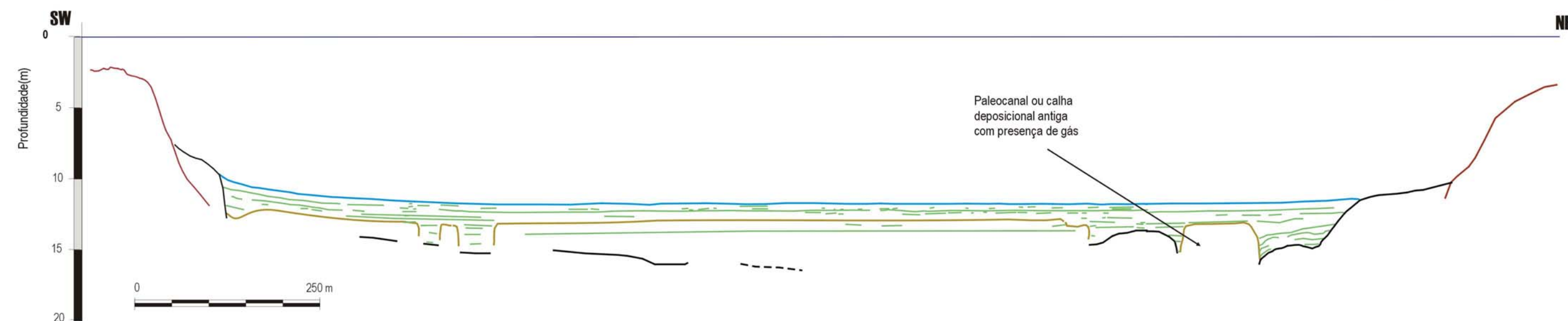
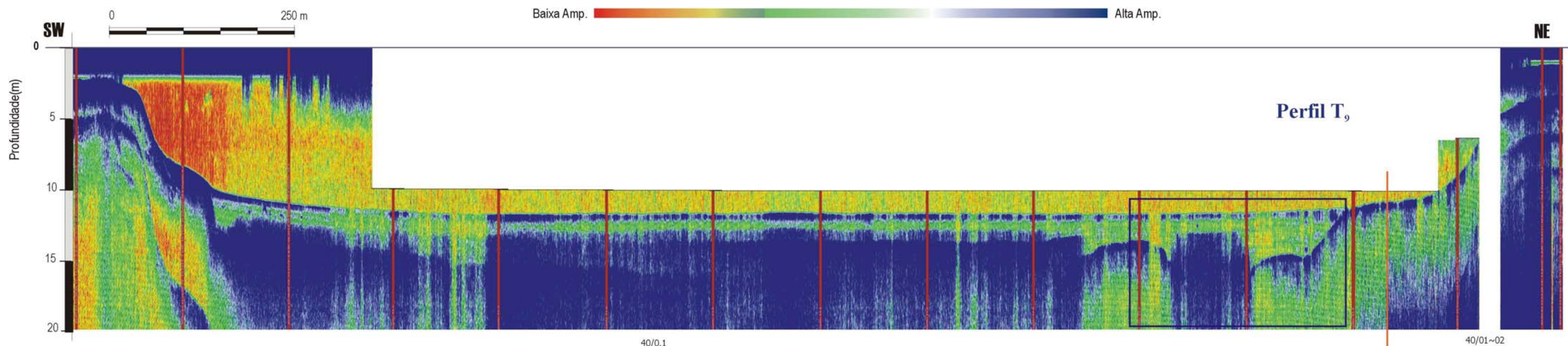
Perfil Sísmico T₆, com exagero vertical igual a 22,5x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Em detalhe, pode-se observar refletores horizontais de média a baixa amplitude em *onlap* sobre a superfície S2. Nota-se, também, a sismofácies St definida por uma massa escura caracterizada pela ausência de reflexão (*reflection free*), associada a pacotes arenosos homogêneos.



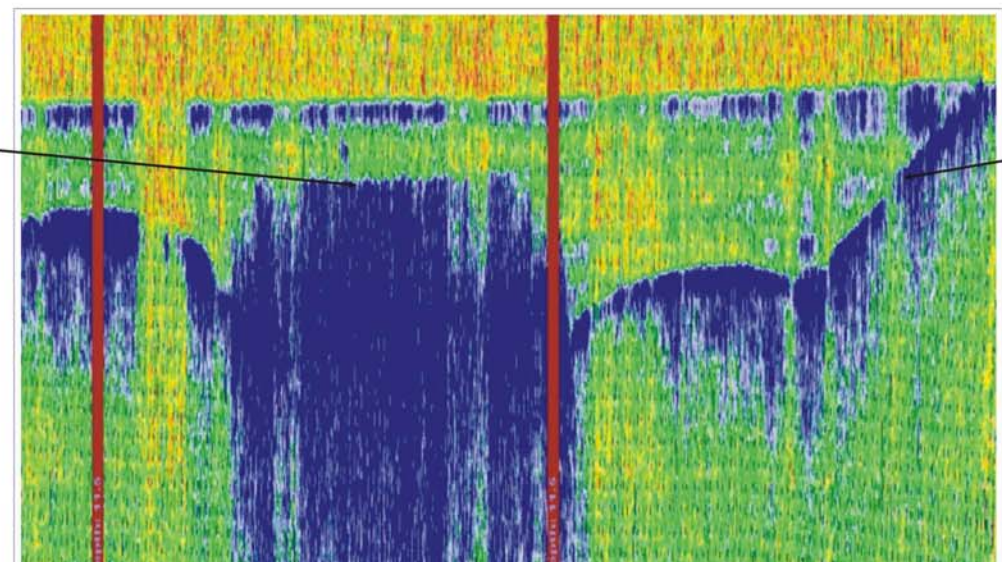
Perfil Sismico T₇, com exagero vertical igual a 22x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Abaixo da seção sísmica, é mostrado o valor de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Em detalhe: 1- observa-se a irregularidade da superfície S2 no setor central do lago; 2- sedimentos tabulares lamosos com terminação em *onlap* sobre a superfície irregular S2, apresentando feições de calhas/canais.



Perfil Sismico T₈, com exaiero vertical igual a 18,5x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Nota-se que a assimetria do fundo lacustre e da superfície S2 encontra-se próximo a margem leste, com pacote de argilas de até 6 metros de espessura.

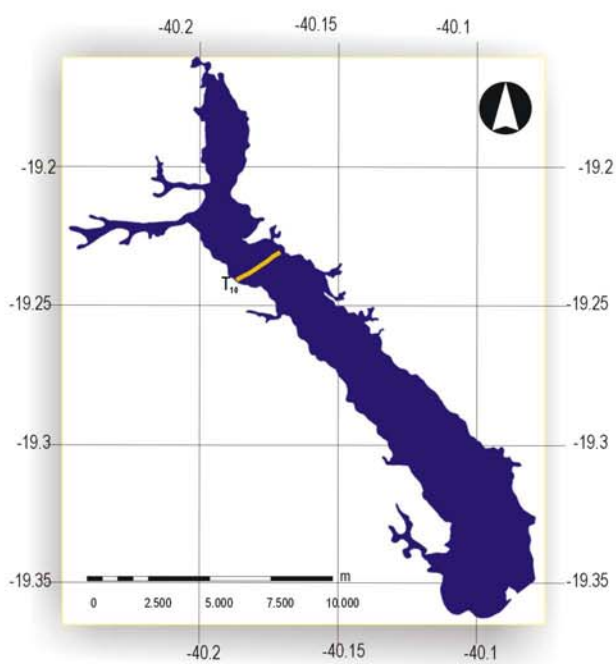
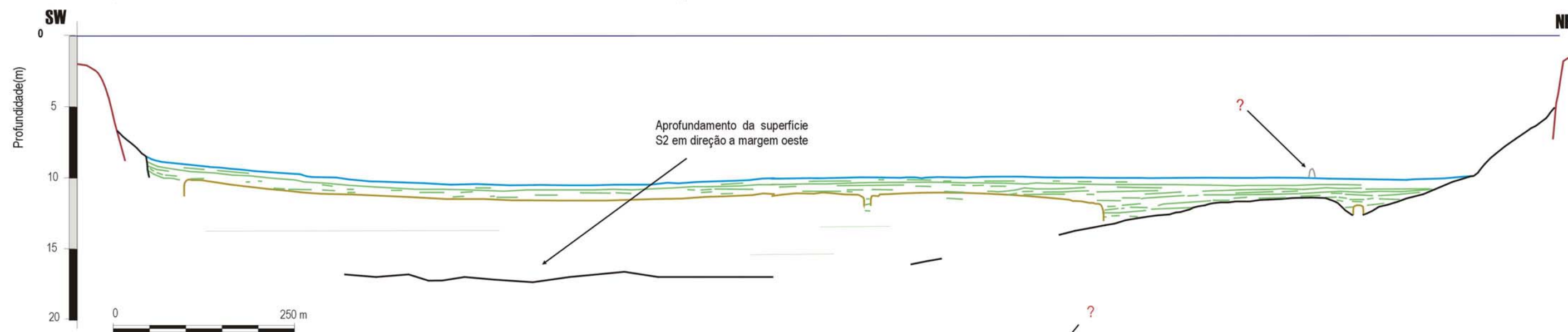
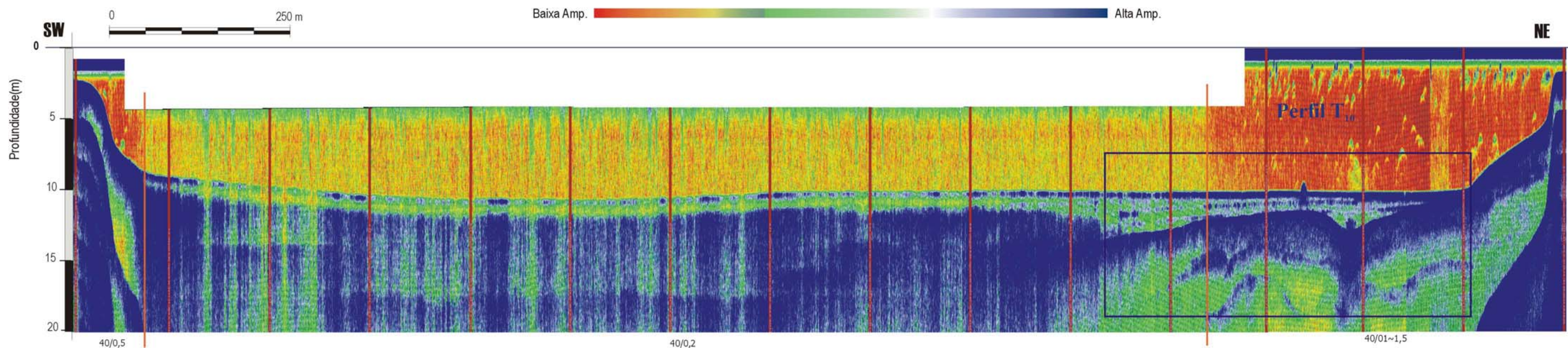


Sismofácies Sb entre os refletores da sismofácies Sp, semi-confinada sobre a feição de calha/canal

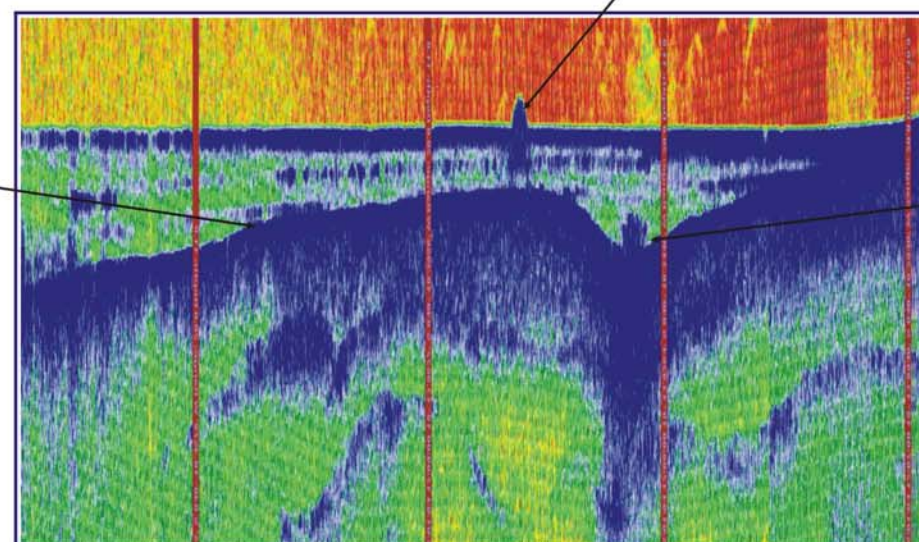


Sismofácies Sp em *onlap* sobre a superfície S2

Perfil Sismico T₁, com exagero vertical igual a 23x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Em detalhe, pode-se observar sedimentos tabulares lamosos com terminação em *onlap* em calha/ canal e nas margens sobre a paleossuperfície S2. Nota-se a ocorrência de gás semi-confinado nesta feição de calha/ canal, aprisionado em um horizonte bem definido.

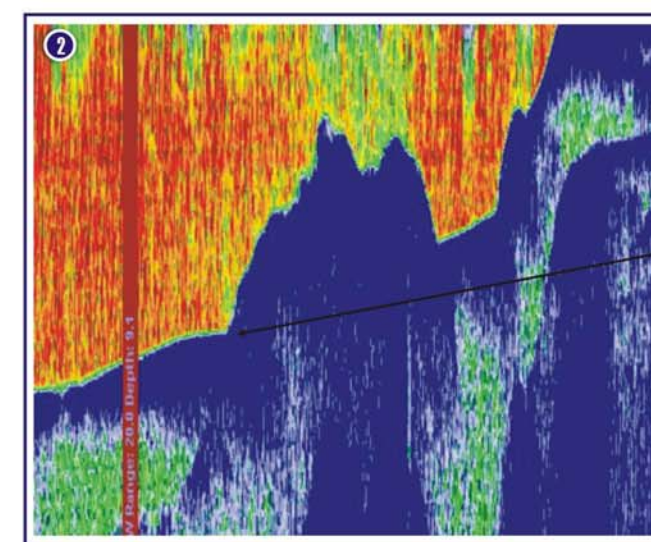
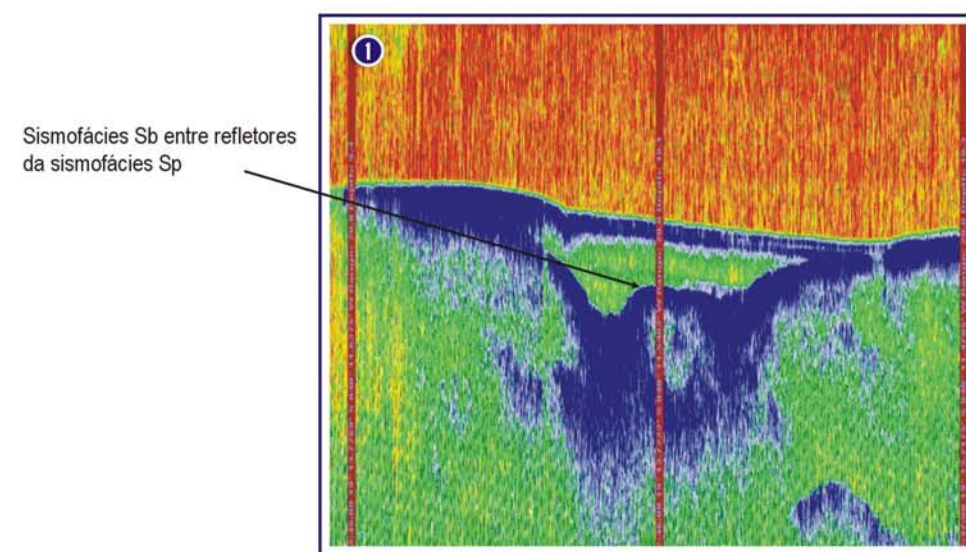
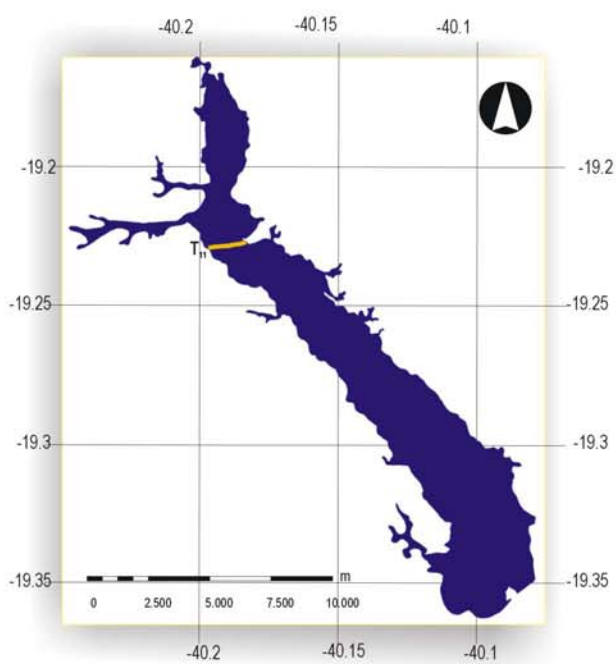
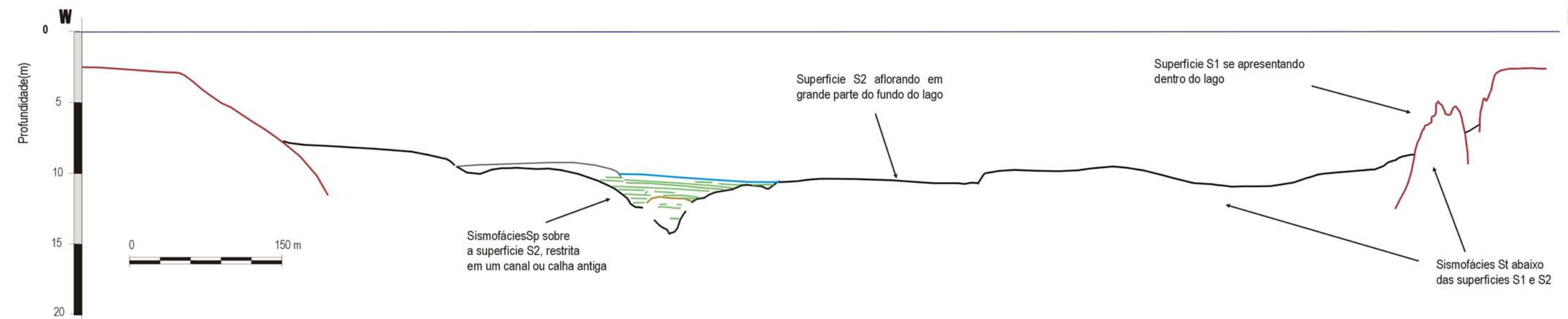
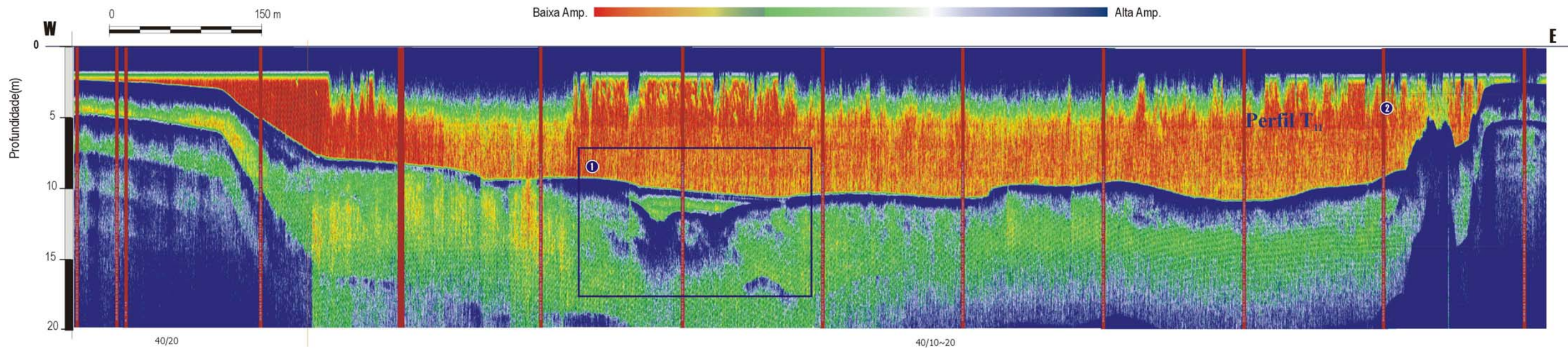


Sismofácies Sp em *onlap* sobre superfície S1

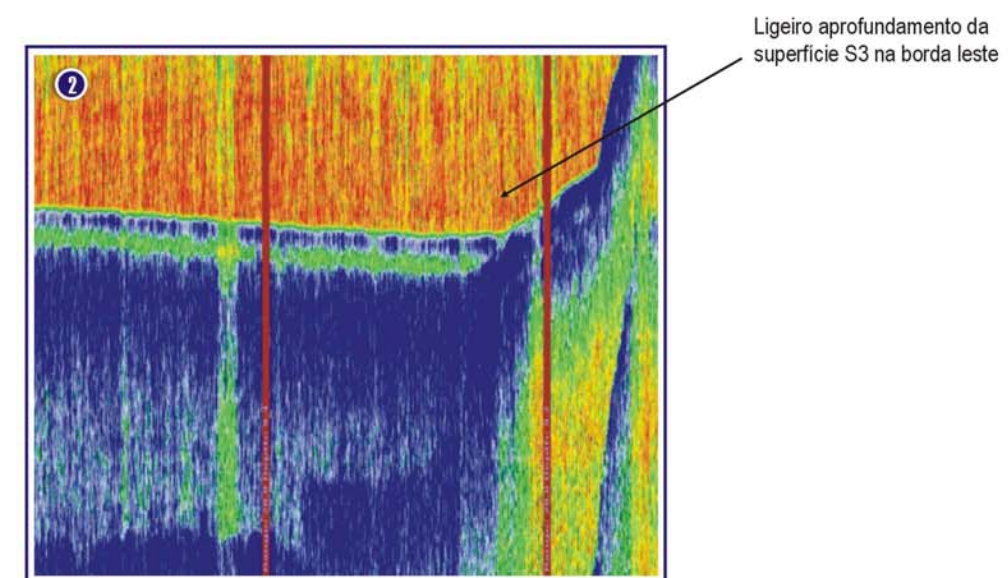
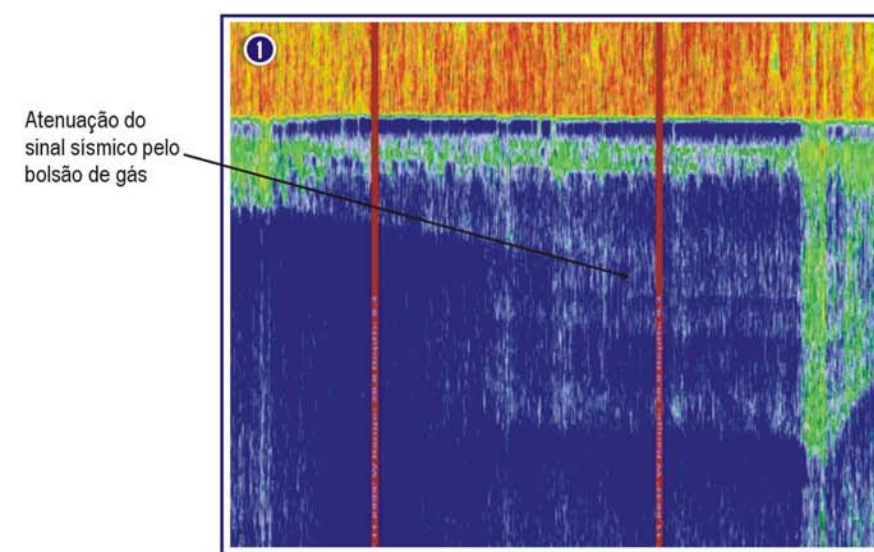
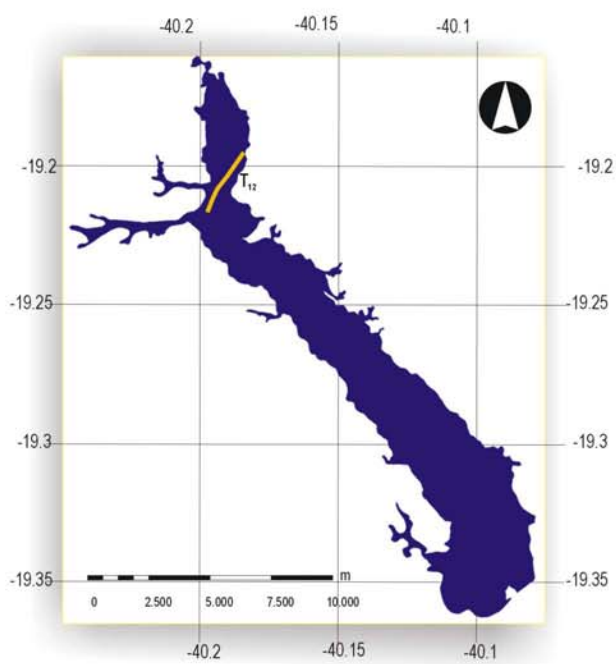
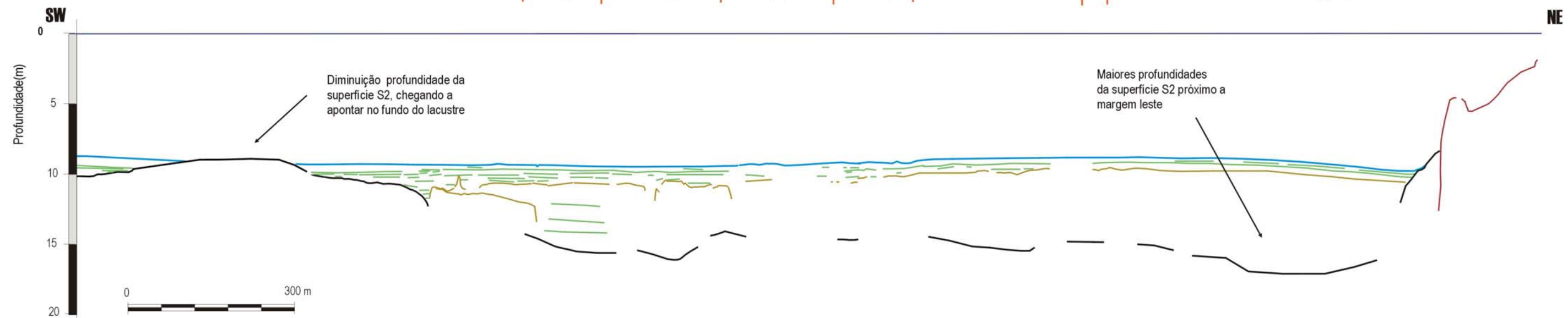
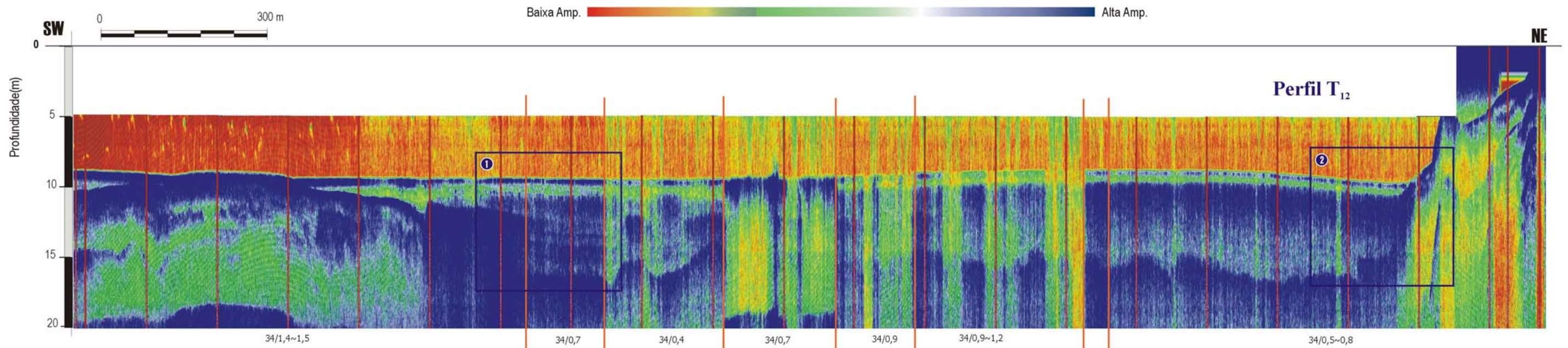


Pequeno paleocanal/ calha deposicional antiga com presença de gás

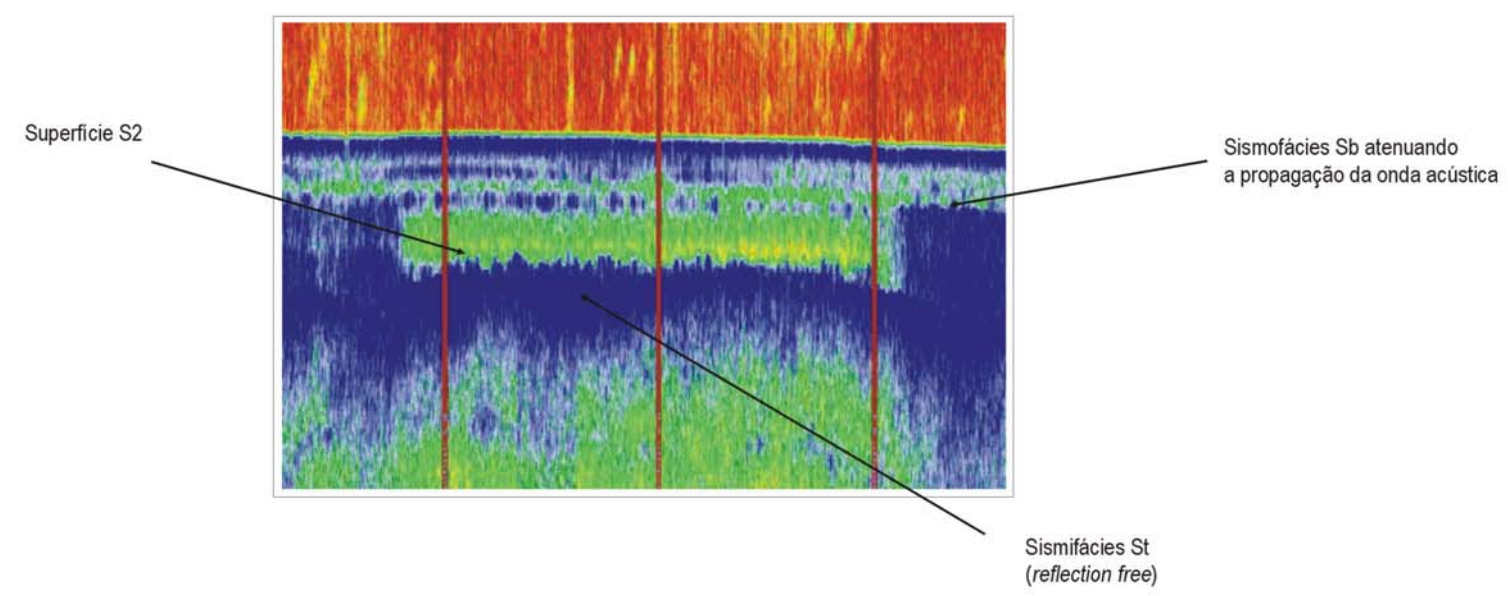
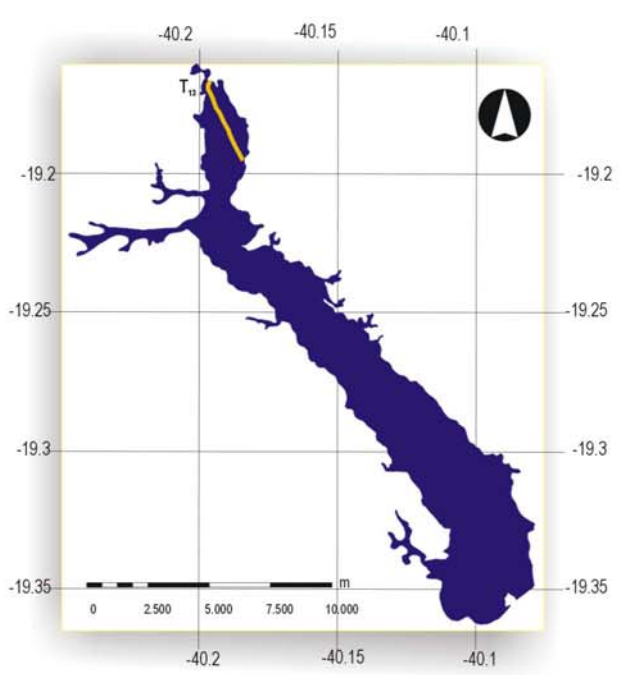
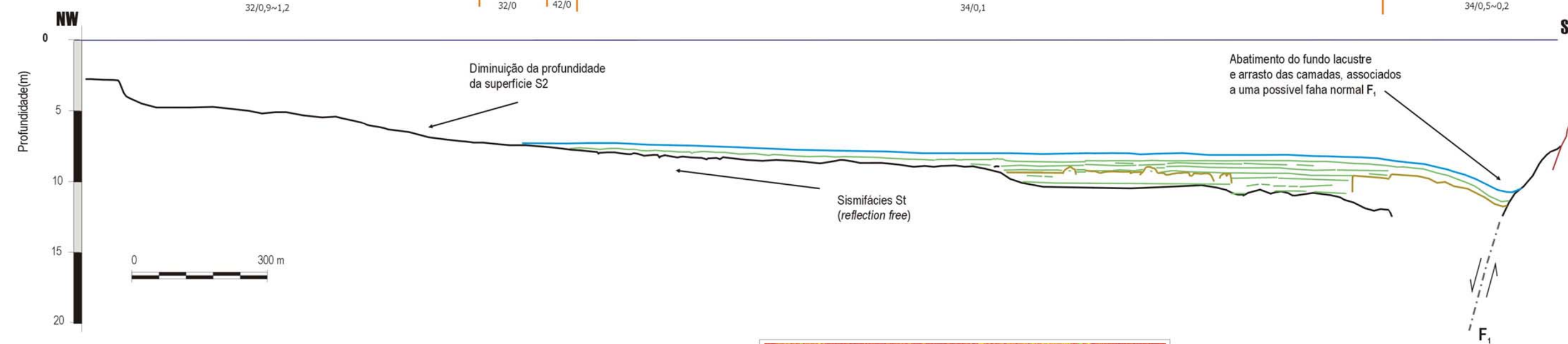
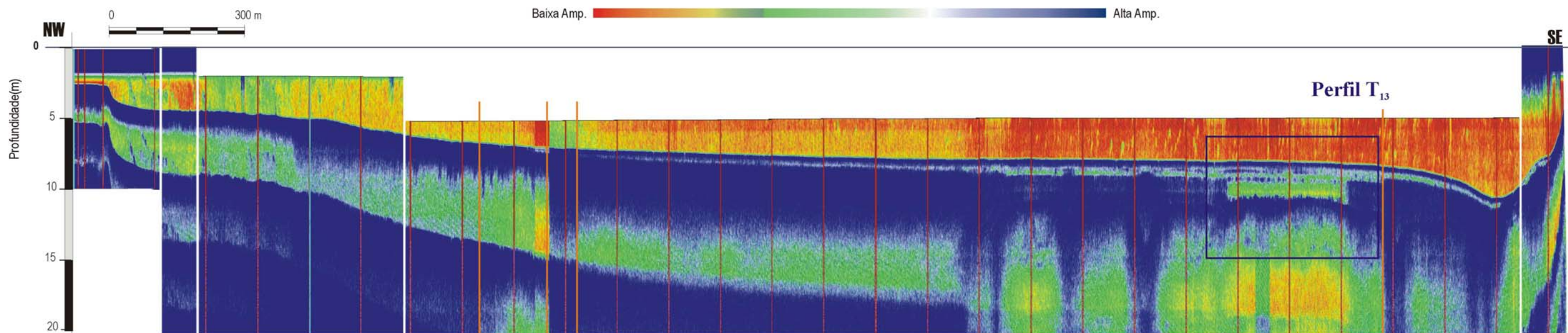
Perfil Sísmico T₁₀, com exagero vertical igual a 20x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Em detalhe, nota-se sedimentos tabulares lamosos com terminação em *onlap* sobre superfície S2, com ocorrências de gás. Nota-se um refletor de alta amplitude no fundo do lago, próximo à margem leste, não sendo relacionado a uma feição geológica (?).



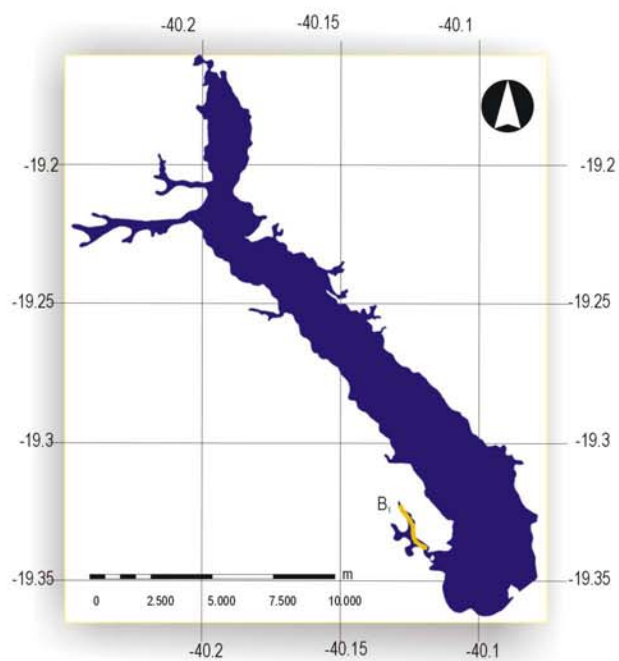
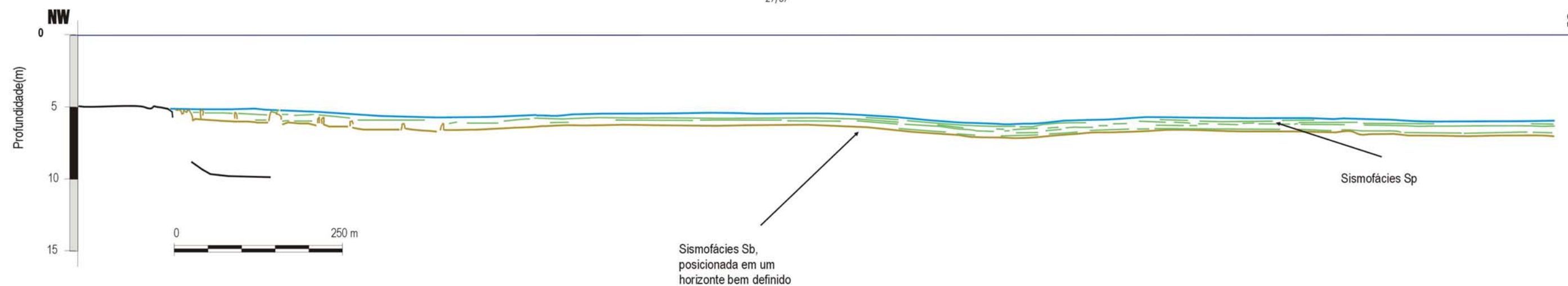
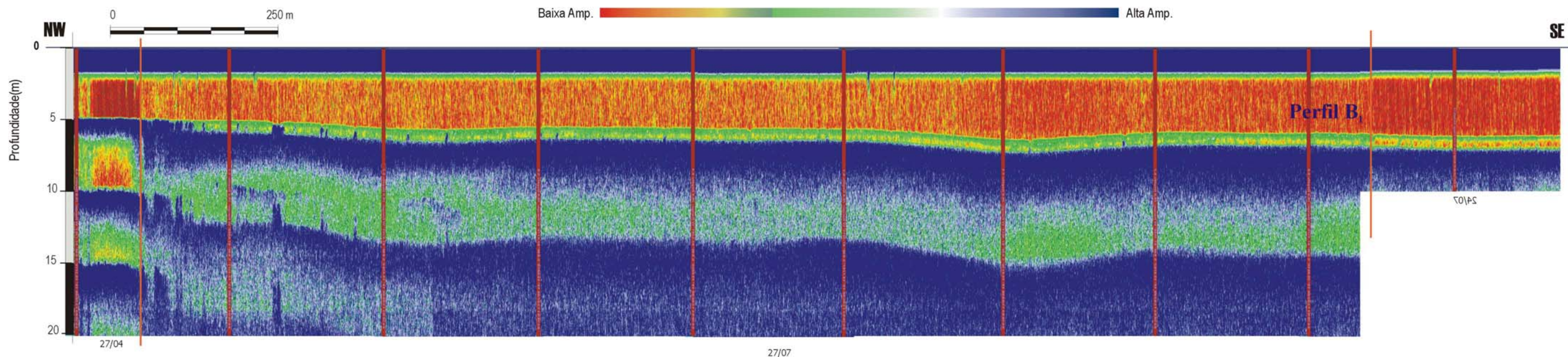
Perfil Sísmico T₁₁, com exagero vertical igual a 14x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Nota-se grande parte do fundo do lago sendo recoberta pela superfície S2, devido a proximidade da ilha do Imperador, próximo da cabeceira do lago Juparanã. Em detalhe: **1**- sedimentos tabulares lamosos com terminação em *onlap* em paleocanal/calha da superfície S2, com presença de gás definido pela sismofácies Sb; **2**- superfície S1 presente no fundo do lago, com terminação lateral da superfície S2 sobre S1.



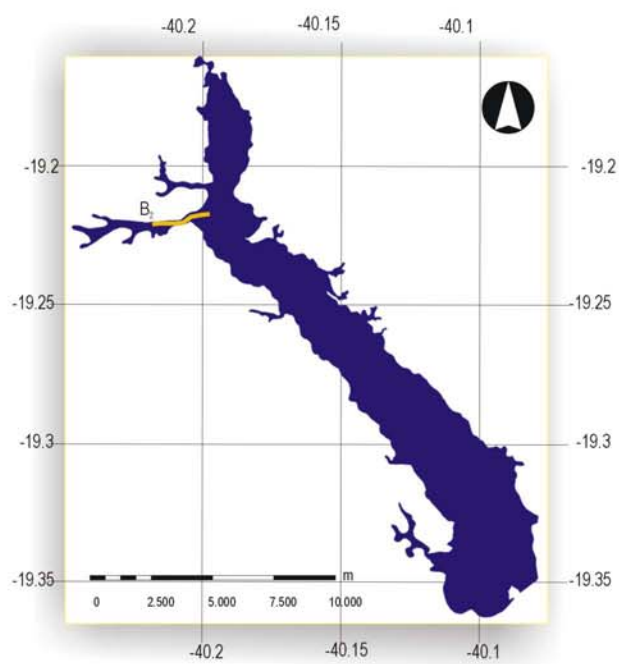
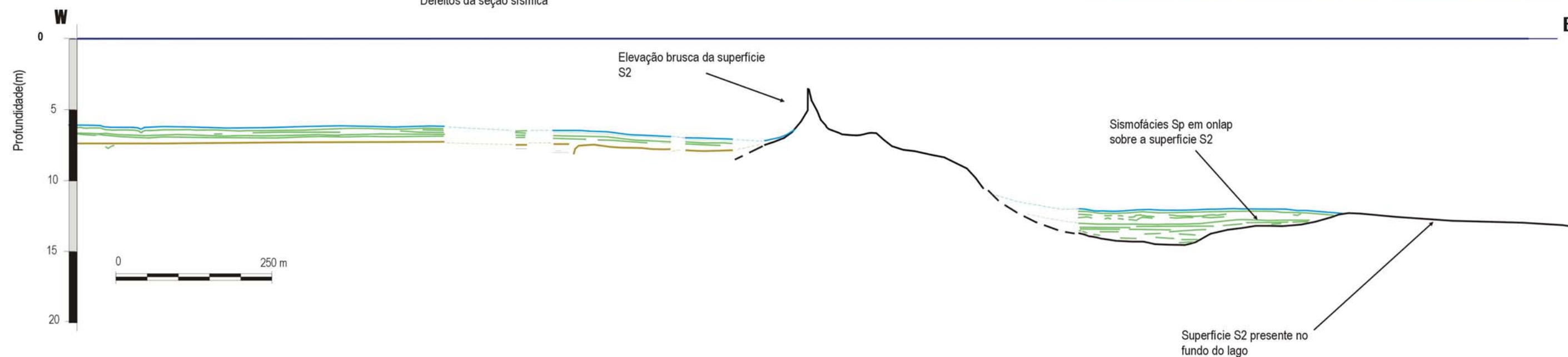
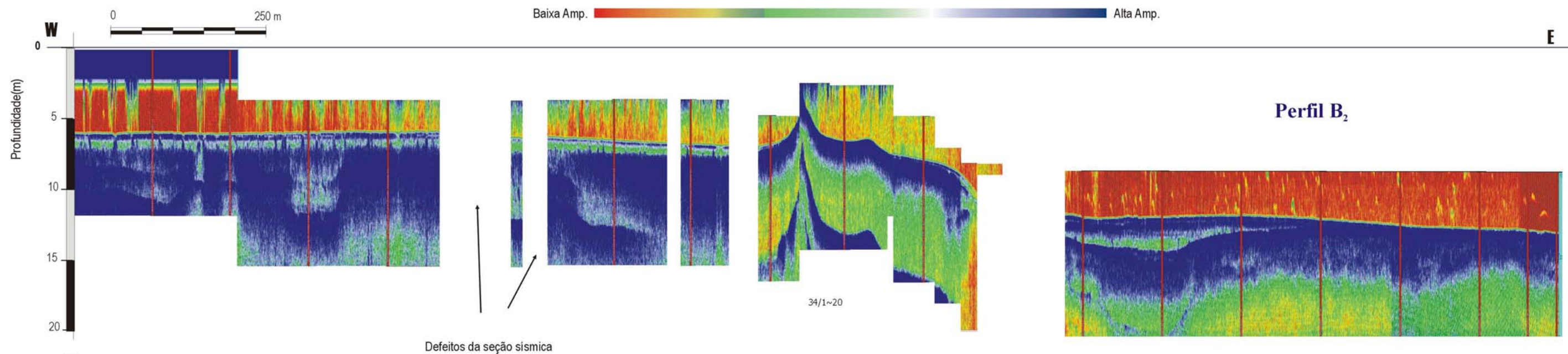
Perfil Sísmico T₁₂, com exagero vertical igual a 25x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Nota-se a diminuição da profundidade da superfície S2 em direção a borda oeste, chegando a se apresentar no fundo do lago. Em detalhe: 1- atenuação das reflexões sísmica com presença da sismofácies Sp; 2- superfície S3 ligeiramente mais profunda na borda leste.



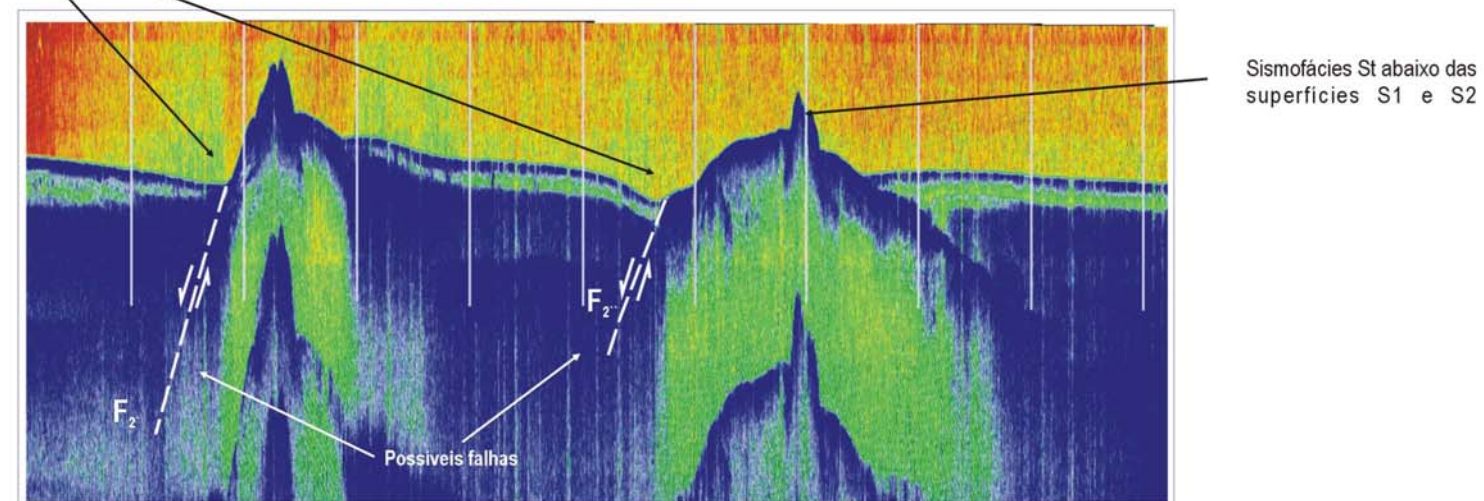
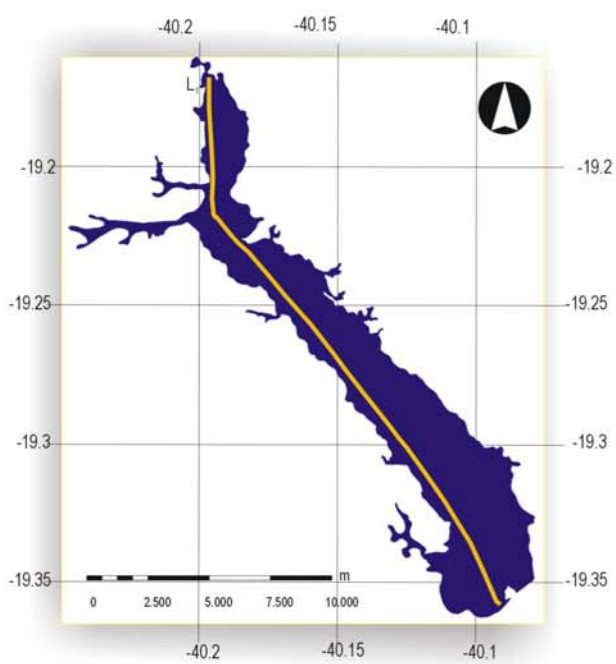
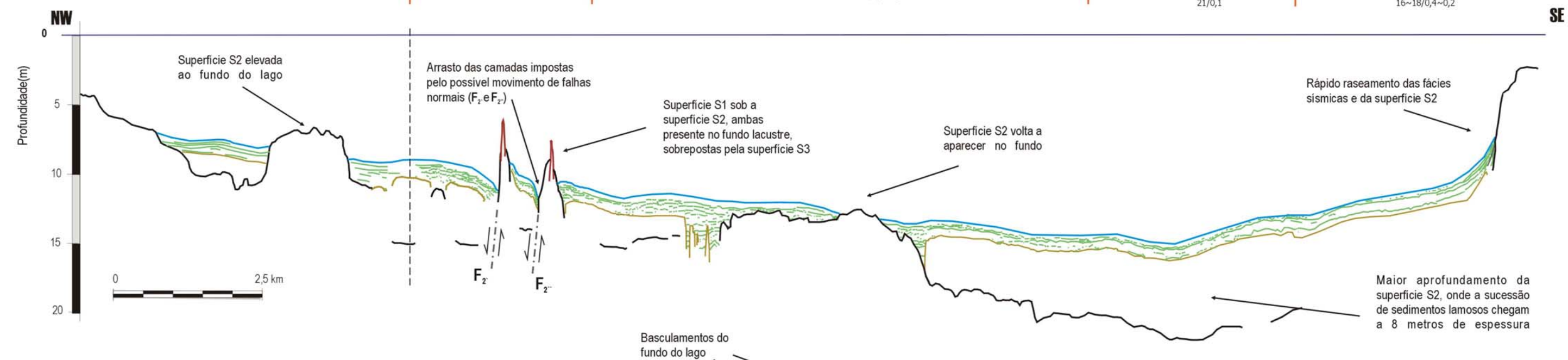
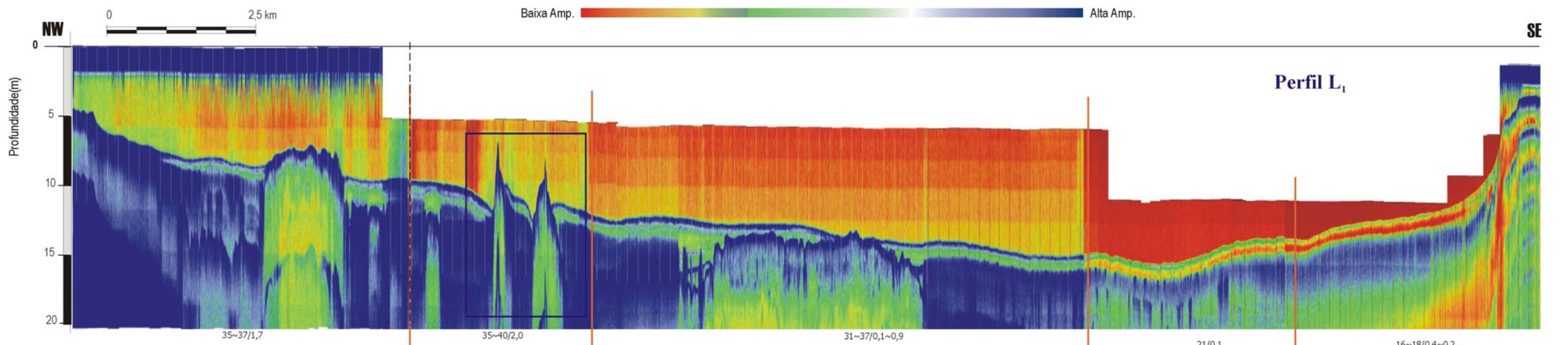
Perfil Sismico T₁₃, com exagero vertical igual a 30x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Nota-se a diminuição da profundidade da superfície S2 em direção a cabeceira, chegando a se apresentar no fundo do lago. Na borda leste é observado um abatimento do fundo do lago, onde pode-se notar o arrasto das camadas, atribuído ao movimento de uma possível falha normal F₁. Em detalhe: 1- sismofácies Sp, sobre a superfície S2, com presença de gás entre os estratos lamosos.



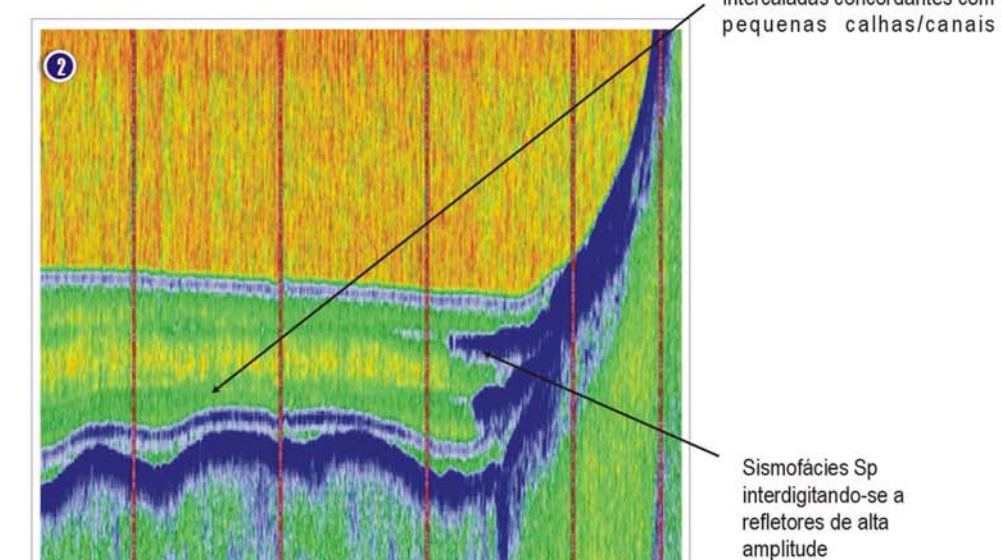
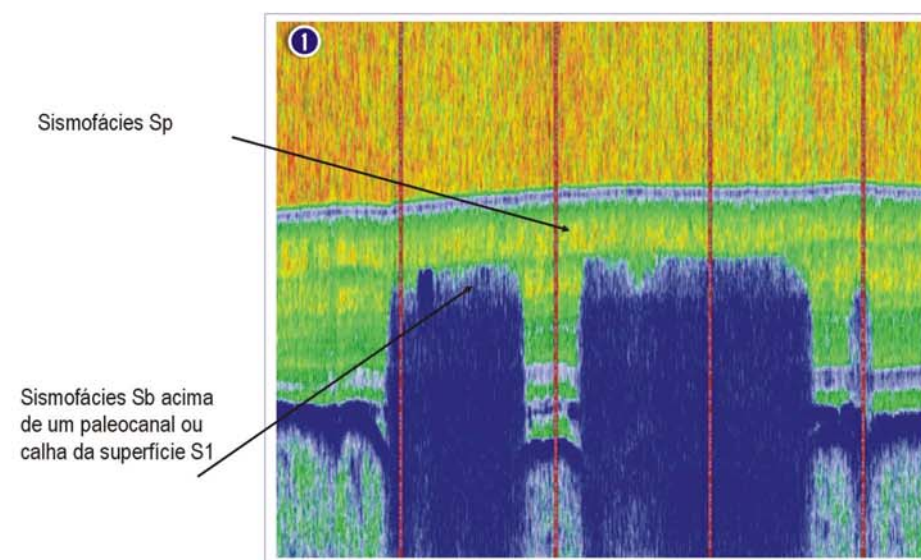
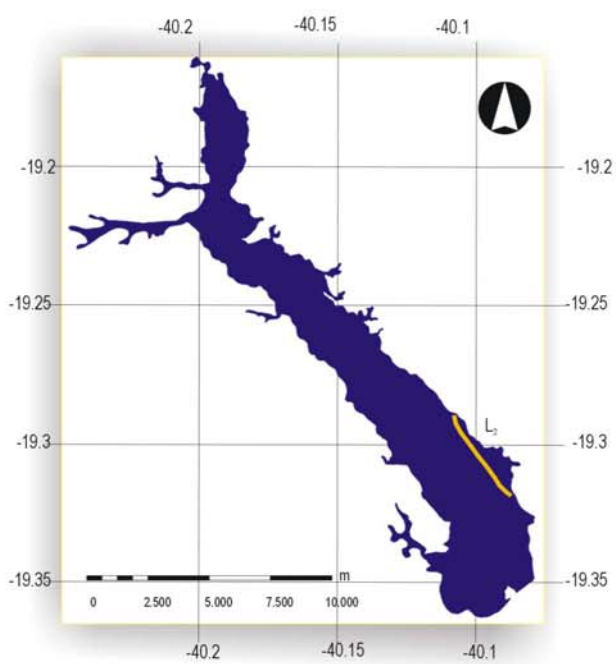
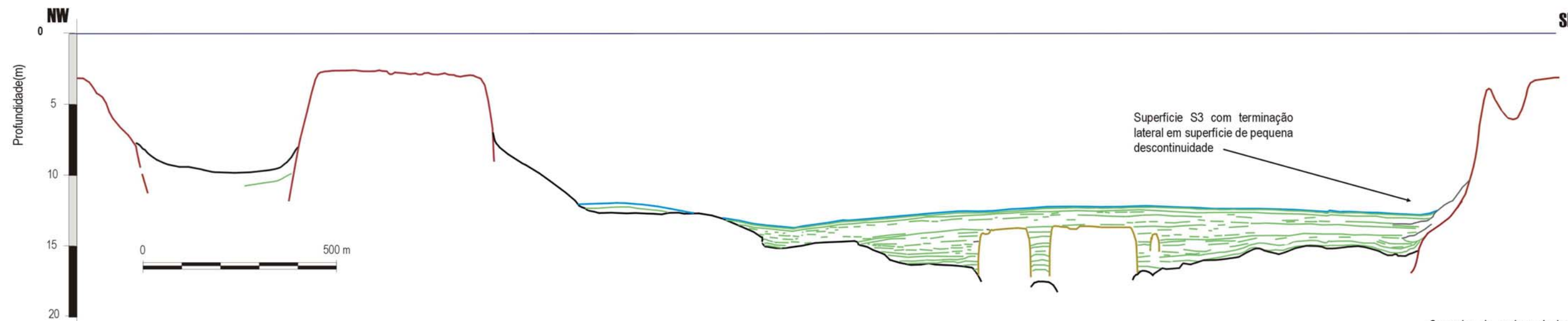
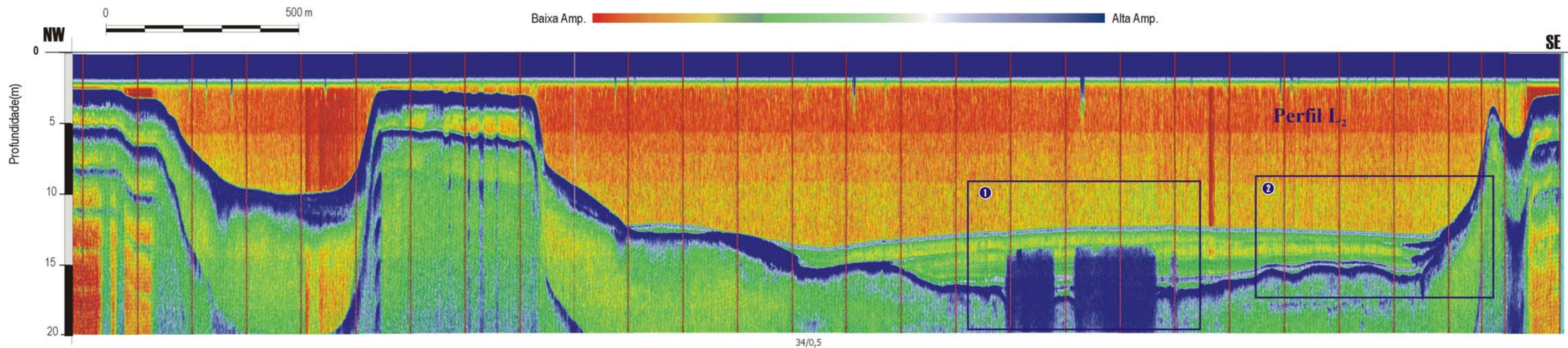
Perfil Sismico B₁, com exagero vertical igual a 21x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. A lâmina d'água deste braço encontra-se em torno de 5 a 6 metros de profundidade. A sismofácies Sb, presente em todo o perfil impede o reconhecimento dos refletores adjacentes, devido à atenuação das ondas sísmicas pelo o bolsão de gás.



Perfil Sísmico B₂, com exagero vertical igual a 22,5x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Abaixo da seção sísmica, é mostrado o valor de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Lacunas em branco representam irregularidades na seção sísmica. Nota-se uma brusca queda de profundidade do fundo lacustre no setor central do perfil, definido pela superfície S2, na qual se aprofunda em direção ao eixo principal do lago e reaparece no fundo do lago na porção leste da seção sísmica.



Perfil Sismico L₁, com acentuado exagero vertical de aproximadamente 225x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Na seção sísmica, estão colocadas marcações onde são mostrados os valores de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis e marcação (linha pontilhada) da mudança de direção da linha sísmica. Nota-se grande irregularidade da superfície S2, que aparece em vários trechos do fundo do lago. Próximo a ilha do Imperador, blocos abatidos para SE foram atribuído a possíveis falhas normais, onde pode-se notar o arrasto das camadas. Em detalhe, pode-se observar basculamentos para SE, associados a possíveis falhas (F_2 e $F_{2'}$). Nota-se também, as superfícies S1 e S2 aflorando no fundo do lago.



Perfil Sismico L₂, com exagero vertical igual a 37x. Interpretação sismoestratigráfica e localização da linha. Abaixo da seção sísmica, é mostrado o valor de ganho de amplificação da onda sísmica refletida (ganho inicial/ganho adicional por metro propagado abaixo do fundo lacustre) em decibéis. Em detalhe: **1**- nota-se o bolsão de gás aprisionado entre as camadas lamosas, acima de canais/ calhas; **2**- são observadas interdigitações de camadas lamosas e arenosas na borda do lago. A sismofácies Sp encontra-se em *onlap* sobre a superfície S2 neste setor. Nota-se, também, intercalações de camadas arenosas e lamosas concordantes com as feições de calhas/canais.

ANEXO II

DADOS DE PROFUNDIDADE OBTIDOS NOS LEVANTAMENTOS SÍSMICOS, COM
COORDENADAS UTM (*DATUM*: SA69 ZONA 24 S)

Perfil	Coordenadas		Profundidade (m)
	S	W	
T ₁	7860244	386531	3.1
	7860167	386413	2.8
	7860086	386290	2.6
	7860006	386161	3.2
	7859926	386027	4.0
	7859844	385895	3.1
	7859767	385761	3.1
	7859689	385626	4.8
	7859604	385494	6.2
	7859523	385360	6.5
	7859444	385223	4.9
	7859363	385087	2.9
	7859281	384952	2.8
	7859199	384817	2.4
	7859124	384677	2.0
	7858960	384400	2.3
7858884	384286	3.8	
T ₂	7859976	383314	3.6
	7860001	383380	3.9
	7860033	383469	6.7
	7860070	383569	7.3
	7860112	383681	7.6
	7860157	383798	8.3
	7860201	383907	9.4
	7860253	384041	10.0
	7860298	384185	10.4
	7860350	384329	10.5
	7860398	384473	10.6
	7860450	384620	10.6
	7860500	384768	10.6
	7860552	384916	10.7
7860604	385063	10.7	
T ₃	7861770	383642	5.0
	7861858	383769	11.1
	7861956	383903	11.5
	7862055	384039	11.7
	7862157	384170	11.8
	7862256	384303	11.8
	7862353	384440	11.7
	7862449	384580	11.7
	7862544	384723	11.7
	7862645	384864	11.7
	7862747	385004	11.8
	7862847	385147	11.8
	7862950	385292	11.9
	7863051	385441	12.1
	7863153	385590	12.3
	7863258	385734	13.0
7863364	385879	12.3	
T ₄	7865228	385078	9.3
	7865144	384944	11.9
	7865061	384805	13.3
	7864977	384673	13.2
	7864886	384530	13.1
	7864797	384390	13.0
	7864707	384246	12.8
7864618	384104	12.8	

Perfil	Coordenadas		Profundidade (m)
	S	W	
T ₄	7864520	383971	12.6
	7864419	383841	12.6
	7864323	383707	12.5
	7864228	383571	12.6
	7864131	383438	12.8
	7864032	383315	12.8
	7863924	383184	13.1
	7863816	383062	13.3
	7863712	382935	13.1
	7863612	382804	12.5
	7863505	382680	11.3
	7863495	382664	11.2
	7863452	382610	5.0
	7863441	382596	2.2
T ₅	7864849	381853	10.2
	7864957	381690	12.1
	7865039	381512	10.8
	7865127	381390	9.2
	7865129	381381	8.7
	7865119	381335	2.3
	7865150	381336	2.5
	7865196	381383	10.5
	7865262	381475	12.1
	7865332	381575	13.2
	7865403	381678	13.7
	7865474	381782	13.9
	7865547	381889	13.9
	7865621	382003	13.6
	7865697	382119	13.2
	7865775	382232	12.9
	7865852	382348	12.7
	7865930	382461	12.6
	7866007	382577	12.5
	7866089	382696	12.6
	7866169	382819	12.6
	7866247	382946	12.7
	7866325	383077	12.7
	7866404	383209	12.6
7866484	383344	12.4	
7866561	383482	12.0	
7866639	383620	8.0	
7866706	383746	2.4	
7866710	383758	2.3	
T ₆	7868084	382068	11.0
	7868020	381952	11.3
	7867955	381833	12.3
	7867882	381719	12.3
	7867818	381599	12.1
	7867752	381477	12.0
	7867680	381356	12.1
	7867611	381229	12.2
	7867534	381107	12.3
	7867464	380980	12.6
	7867395	380848	12.8
	7867320	380713	13.1
	7867253	380567	12.2
7867185	380424	13.4	

Perfil	Coordenadas		Profundidade (m)
	S	W	
T ₆	7867124	380285	13.0
	7867038	380082	9.4
	7867064	380132	14.6
	7867010	380021	2.4
T ₇	7868472	379190	2.3
	7868489	379208	5.6
	7868525	379242	9.9
	7868596	379324	12.0
	7868669	379413	12.8
	7868749	379503	12.9
	7868834	379591	12.7
	7868935	379677	12.7
	7869050	379768	12.6
	7869172	379868	12.3
	7869294	379974	12.3
	7869417	380082	12.2
	7869541	380189	12.5
	7869669	380292	12.1
	7869783	380412	11.2
	7869880	380548	9.9
	7869980	380681	7.0
	7870063	380775	5.8
7870172	380860	6.2	
T ₈	7871074	379311	2.3
	7870998	379238	4.8
	7870910	379136	9.7
	7870825	379033	12.7
	7870728	378918	12.6
	7870632	378802	12.5
	7870537	378686	12.0
	7870451	378578	11.9
	7870362	378469	12.0
	7870273	378347	12.0
	7870173	378229	12.0
	7870079	378106	11.7
	7869982	377976	11.2
	7869885	377837	2.8
	7869900	377859	8.1
7869865	377792	2.3	
T ₉	7871514	376614	0.0
	7871513	376618	1.1
	7871568	376665	8.3
	7871661	376771	10.9
	7871757	376889	11.5
	7871867	377006	11.8
	7871964	377118	11.6
	7872066	377233	11.6
	7872169	377347	11.5
	7872264	377469	11.5
	7872372	377584	11.6
	7872489	377693	11.5
	7872608	377802	11.5
	7872729	377908	11.1
	7872852	378011	9.0
	7872942	378083	1.2
	7872946	378088	1.2
7872913	378036	2.8	

Perfil	Coordenadas		Profundidade (m)
	S	W	
T₉	7872903	377909	2.8
	7872985	377775	2.8
	7873068	377635	2.8
T₁₀	7873321	377063	2.3
	7873316	377062	2.4
	7873249	376988	2.6
	7873181	376896	10.9
	7873120	376809	11.0
	7873054	376719	11.0
	7872977	376611	11.0
	7872898	376493	10.9
	7872819	376372	10.8
	7872740	376248	10.9
	7872655	376127	11.0
	7872568	376007	12.9
	7872491	375881	11.4
	7872406	375759	13.0
	7872334	375627	11.1
	7872262	375493	11.7
	7872175	375366	9.7
	7872117	375279	2.5
	7872128	375269	2.5
T₁₁	7873443	374156	2.4
	7873451	374268	5.0
	7873464	374409	8.3
	7873473	374558	9.4
	7873483	374697	10.1
	7873492	374833	10.3
	7873500	374973	10.6
	7873515	375113	9.5
	7873529	375248	10.8
	7873554	375391	9.1
	7873577	375530	2.4
	7873589	375582	2.6
7873590	375585	2.5	
T₁₂	7874862	374118	8.7
	7874938	374155	9.1
	7875039	374206	9.0
	7875144	374258	9.2
	7875255	374306	9.3
	7875375	374361	9.4
	7875492	374417	9.4
	7875614	374478	9.4
	7875730	374549	9.5
	7875853	374629	9.4
	7875971	374715	9.3
	7876092	374805	9.2
	7876215	374895	9.0
	7876338	374988	8.8
	7876462	375081	8.8
	7876585	375152	8.8
	7876699	375227	8.8
7876813	375301	9.0	
7876931	375371	9.4	
7877047	375445	9.2	
T₁₃	7877325	375456	10.4
	7877435	375398	9.0

Perfil	Coordenadas		Profundidade (m)
	S	W	
T ₁₃	7877549	375340	8.3
	7877665	375284	8.1
	7877783	375231	8.0
	7877898	375174	7.9
	7878016	375119	7.9
	7878131	375061	7.9
	7878252	375016	7.8
	7878372	374966	7.7
	7878486	374904	7.7
	7878602	374844	7.7
	7878717	374783	7.6
	7878827	374726	7.6
	7878947	374672	7.4
	7879057	374622	7.3
	7879167	374567	7.1
	7879270	374500	7.0
	7879384	374454	6.8
	7879502	374412	6.7
	7879620	374370	6.3
	7879739	374324	6.0
	7879859	374285	5.4
	7879979	374242	4.9
	7880104	374209	4.5
	7880152	374181	4.4
	7880253	374201	4.3
	7880353	374247	2.5
B ₁	7860445	383520	8.4
	7860535	383393	8.0
	7860621	383258	7.6
	7860789	382978	6.5
	7860875	382836	5.8
	7861700	382086	6.1
	7861838	381983	5.9
	7862006	381940	5.8
	7862182	381924	6.2
	7862360	381894	5.7
	7862530	381826	5.5
	7862684	381724	5.4
	7862834	381615	5.4
	7862987	381513	5.0
	7863096	381443	4.8
	7863067	381421	4.6
	7862883	381546	5.3
	7862863	381547	5.3
	7862836	381572	5.5
	7862817	381661	5.3
	7862723	381736	5.7
	7862617	381744	5.0
	7862573	381773	5.2
	7862450	381874	5.4
	7862349	381962	5.6
	7862325	381974	5.4
7862210	381966	4.8	
7862167	381964	4.7	
7862130	381966	3.9	
7862102	381953	5.6	
7862081	381926	6.1	

Perfil	Coordenadas		Profundidade (m)
	S	W	
B₁	7861995	381817	5.9
	7861902	381705	5.7
	7861824	381628	5.5
	7861809	381617	5.2
	7861806	381670	5.2
	7861798	381737	5.0
	7861769	381897	6.1
	7861734	382059	6.1
	7861548	382271	6.2
	7861401	382308	6.4
	7861392	382323	6.5
	7861397	382337	6.6
	7861444	382411	7.2
B₂	7874271	370959	4.0
	7874283	371086	4.3
	7874293	371385	4.7
	7874309	371771	5.0
	7874307	371885	4.9
	7874320	372000	5.0
	7874337	372128	5.0
	7874347	372263	4.9
	7874374	372681	5.5
	7874382	372819	5.7
	7874387	372955	5.7
	7874393	373087	5.4
	7874466	373193	6.6
	7874553	373295	7.5
	7874625	373411	7.8
	7874650	373532	7.7
	7874660	373618	7.6
	7874688	373774	7.9
7874711	373896	8.2	
7874731	374017	8.4	
7874740	374086	8.5	
7874741	374105	8.7	
L₁	7863574	383218	13.1
	7863426	383319	13.0
	7863275	383418	12.7
	7863122	383515	12.7
	7862969	383609	12.7
	7862814	383697	12.7
	7862661	383789	12.8
	7862505	383877	12.8
	7862352	383969	12.4
	7862195	384058	12.0
	7862043	384151	11.8
	7861888	384239	11.7
	7861732	384326	11.5
	7861575	384410	11.5
	7861421	384500	11.4
	7861264	384584	11.3
	7861102	384664	11.1
	7860937	384740	11.0
	7860771	384811	10.8
	7860597	384889	10.6
7860424	384975	10.4	
7860241	385038	10.0	

Perfil	Coordenadas		Profundidade (m)
	S	W	
L ₁	7860056	385104	9.6
	7859873	385172	9.0
	7859692	385249	8.1
	7859515	385334	6.6
	7859346	385427	3.8
	7859212	385552	2.4
	7867908	380027	13.0
	7867771	380129	13.0
	7867636	380234	13.1
	7867507	380347	13.1
	7867373	380451	13.2
	7867239	380554	13.4
	7867107	380657	13.4
	7866971	380758	13.6
	7866837	380861	13.6
	7866702	380962	13.8
	7866565	381063	14.0
	7866426	381168	14.0
	7866288	381272	14.1
	7866145	381370	14.1
	7866004	381469	14.0
	7865867	381573	14.0
	7865731	381679	14.0
	7865593	381787	13.9
	7865457	381896	14.1
	7865321	381997	14.2
	7865178	382108	14.3
	7865036	382214	14.5
	7864895	382318	14.7
	7864750	382419	14.8
	7864607	382524	14.7
	7864461	382625	14.5
	7864314	382725	14.3
	7864165	382823	14.0
	7864020	382926	13.8
	7863871	383022	13.4
	7863722	383120	13.2
	7871900	376870	11.8
	7871767	376978	11.5
	7871634	377085	11.4
	7871504	377196	11.4
	7871370	377301	11.4
	7871239	377409	11.4
	7871105	377514	11.5
	7870977	377626	11.6
	7870846	377737	11.8
	7870716	377851	12.0
	7870588	377965	11.9
	7870463	378073	12.0
	7870330	378188	11.9
7870201	378296	11.9	
7870069	378402	11.9	
7869933	378505	11.9	
7869799	378606	11.9	
7869668	378711	11.8	
7869535	378811	12.1	
7869402	378910	12.2	

Perfil	Coordenadas		Profundidade (m)
	S	W	
L ₁	7869267	379007	12.5
	7869132	379107	12.7
	7868997	379209	12.5
	7868860	379310	12.9
	7868723	379410	12.7
	7868588	379514	12.9
	7868452	379617	13.0
	7868316	379719	13.2
	7868180	379822	13.2
	7868044	379925	13.1
	7867966	379982	13.2
	7874673	374577	9.3
	7874575	374648	9.3
	7874440	374747	9.4
	7874307	374841	9.5
	7874165	374933	9.6
	7874025	375028	9.7
	7873913	375105	9.8
	7873835	375146	10.2
	7873727	375243	10.5
	7873608	375372	9.2
	7873484	375498	9.3
	7873361	375624	10.4
	7873228	375743	10.5
	7873095	375861	11.2
	7872959	375979	8.4
	7872827	376098	10.6
	7872694	376214	10.9
	7872559	376327	11.1
	7872425	376434	11.3
	7872291	376539	11.6
	7872165	376646	11.8
	7872028	376759	11.9
	7872002	376780	11.9
	7880177	374198	4.4
	7880020	374208	4.7
	7879863	374207	5.4
	7879701	374212	6.0
	7879533	374211	6.2
	7879365	374220	6.6
	7879195	374231	6.8
	7879019	374240	6.9
	7878841	374248	7.4
	7878664	374265	7.5
	7878487	374277	7.7
	7878309	374286	7.8
	7878131	374292	7.7
	7877959	374299	7.6
	7877777	374302	7.8
	7877609	374315	8.1
7877428	374321	8.1	
7877254	374320	8.2	
7877080	374327	8.1	
7876908	374356	7.4	
7876735	374374	7.1	
7876559	374374	7.2	
7876381	374370	7.0	

Perfil	Coordenadas		Profundidade (m)
	S	W	
L ₁	7876204	374375	7.4
	7876027	374373	7.3
	7875846	374368	7.8
	7875666	374364	9.1
	7875487	374363	9.3
	7875308	374367	9.4
	7875130	374376	9.3
	7874955	374389	9.2
	7874782	374414	9.1
	7874637	374448	9.2
	7874633	374446	9.2
L ₂	7866706	383764	2.2
	7866703	383753	2.4
	7866703	383744	2.5
	7866677	383740	3.1
	7866562	383782	6.7
	7866415	383857	9.4
	7866269	383923	9.9
	7866160	383973	8.2
	7866064	384041	2.6
	7865961	384116	2.8
	7865854	384195	2.9
	7865734	384276	9.4
	7865610	384358	12.3
	7865489	384444	12.2
	7865366	384529	12.8
	7865246	384623	13.6
	7865120	384714	13.7
	7864994	384806	13.2
	7864869	384899	12.9
	7864738	384986	12.7
	7864609	385078	12.4
	7864476	385166	12.4
	7864349	385260	12.3
	7864230	385344	12.4
	7864094	385436	12.4
	7863965	385529	12.7
	7863840	385631	12.8
	7863719	385739	12.2
	7863656	385806	7.3
	7863606	385856	5.3
7863544	385933	2.9	