



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

CRISTIANO CAMELO RANCAN

ESTRATIGRAFIA DA SÉRIE EOCENO NO BAIXO DO MOSQUEIRO, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

Rio Claro - SP
2017



CRISTIANO CAMELO RANCAN

ESTRATIGRAFIA DA SÉRIE EOCENO NO BAIXO DO MOSQUEIRO, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Orientadora: Rosemarie Rohn Davies

Coorientador: Wagner Souza-Lima

Rio Claro, SP, 8 de Agosto de 2017

FICHA CATALOGRÁFICA

551.7 Rancan, Cristiano Camelo
R185e Estratigrafia da Série Eoceno no Baixo do Mosqueiro,
Bacia de Sergipe-Alagoas / Cristiano Camelo Rancan. - Rio
Claro, 2017
165 f. : il., figs., gráfs., tabs., quadros

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Rosemarie Rhon Davies
Coorientador: Wagner Souza-Lima

1. Geologia estratigráfica. 2. Rochas. 3. Sedimentação. I.
Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

CRISTIANO CAMELO RANCAN

ESTRATIGRAFIA DA SÉRIE EOCENO NO BAIXO DO MOSQUEIRO, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Orientadora: Rosemarie Rohn Davies

Coorientador: Wagner Souza-Lima

Comissão Examinadora

PROF^a. DR^a. ROSEMARIE ROHN DAVIES (ORIENTADORA)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA APLICADA

PROF. DR. NORBERTO MORALES (IGCE/UNESP)

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA E METALOGENIA

DR. CLAUDIO BORBA (PETROBRAS)

Rio Claro, SP, 08 de Agosto de 2017

**LÁ NO SERTÃO CABRA MACHO NÃO AJOELHA
NEM FAZ PARELHA COM QUEM É DE TRAIÇÃO
PUXA O FACÃO, RISCA O CHÃO QUE SAI CENTELHA
PORQUE TEM VEZ QUE SÓ MESMO A LEI DO CÃO...**

LENINE

**O FORO PRIVILEGIADO NÃO PASSA DE UMA LICENÇA PARA
LEGALIZAÇÃO DA CORRUPÇÃO NO EXECUTIVO, LEGISLATIVO E JUDICIÁRIO**

DEXTER CRETÁCEO MALDITO

**SEJA VOCÊ COXINHA OU SANDUÍCHE DE MORTADELA, AS REFORMAS DA
PREVIDÊNCIA E TRABALHISTA, EM SEUS MODELOS ATUAIS, DESTROEM OS
SONHOS DE TODOS OS SEUS (E TAMBÉM NOSSOS) FILHOS**

DEXTER CRETÁCEO MALDITO

..A FOME DOS MEUS FILHOS NÃO SERÁ A RIQUEZA DOS SEUS...

NATIRUTS

**...EU TAMBÉM SOU MILHÕES DE EUS, NÃO SOU DEUS MAS SOU EUS...EUS É
DEUS DENTRO DE MIM...GRAÇAS A DEUS (A)...**

IN NATURA

...NÃO TEMOS NADA A JUSTIFICAR SE NÃO TEMOS NADA PARA FALAR..

LEONARDO COSTA & HUMBRA

AGRADECIMENTOS

- A PETROBRAS PELO APOIO E PATROCÍNIO A ESTE PROJETO;
- A EQUIPE DA UNESP PELA COLABORAÇÃO, DISPONIBILIDADE E PELAS AULAS;
- A KARINA BETTIO, PELA PACIÊNCIA E AMOR;
- AOS AMIGOS GEISON LAPORT, MARIA FERNANDA MATOS RANCAN, LUIZ RANCAN, CESAR ROCHA, MÁRCIO SILVA MINERVINO, JANAINA MOURÃO, KELLY BETTIO E PAULO DE TARSO SALGADO, QUE, COM PACIÊNCIA, MANTIVERAM MINHA MOTIVAÇÃO;
- AOS CAMARADAS DA UNIDADE OPERACIONAL DE SERGIPE-ALAGOAS PELA AJUDA E COMPANHEIRISMO, EM ESPECIAL A FILIPE LIRA, DANILO SILVA, AUGUSTO PINHEIRO, ALBERTO SARAIVA, LEONARDO SOUZA, BRAULIO OLIVEIRA, CLÁUDIO BORBA, PAULO PARAIZO, RICK SOUZA, CRISTINA PIERINI, SÁVIO ALMEIDA, HEITOR PEREIRA, CRISTIANO MUNDSTOCK, ENILDE MARIA MARQUES PRADO, SIMONE MÃE, MARIA ROSILENE MENEZES E LANAMARA CANGUÇU;
- AOS CAMARADAS ALAN PENATTI, VIVIAN CRISTINA DE OLIVEIRA E TOM BORGES PELA IDEIAS E CRIATIVIDADE NA PALEOGEOGRAFIA. JUNTO A ESTES, AOS CAMARADAS RODRIGO CORREA, MARCO ANTÔNIO CARLOTTO E HELDER DE ANDRADE PELA PACIÊNCIA DURANTE MINHAS FREQUENTES INDISPONIBILIDADES;
- AOS ORIENTADORES POR NÃO DESISTIREM DESTA EMPREITADA;
- IN MEMORIAN AOS CAMARADAS SAFIRA SAFIRINA GRANULITO, COMPANHEIRA “DE ROCHA” NESSE CICLO EXISTENCIAL, E PAULO CESAR GALM;
- AOS COMPANHEIROS DE AD&D LEONARDO COSTA, THIAGO MIZUNO, ANA CAROLINA SARTORATO E RÔMULO STOHLER, COM QUEM DIVIDI MINHAS ANGÚSTIAS EXISTENCIAIS MESTRANDAS;
- A FAMÍLIA, NÚCLEOS BRASÍLIA, RIO DE JANEIRO, RIO GRANDE DO SUL, ALAGOAS, ITÁLIA / SÃO PAULO E RIO GRANDE DO NORTE POR EXISTIREM;
- AOS NOVOS HOMENS DE ÁREA MIGUEL E LUCAS RANCAN E A CENTRO AVANTE ÁGATA BETTIO, A GERAÇÃO DO AMANHÃ, ESPERANÇA QUE EMBALA O MEU CORAÇÃO;
- A TODOS AQUELES QUE BUSCAM UM MUNDO MELHOR SEM EXCLUSÃO OU CONDIÇÕES PARA ACEITAR AS DIFERENÇAS HUMANAS.

Resumo

As rochas do Grupo Piaçabuçu foram alvo de poços exploratórios nos últimos dez anos, nas águas profundas a ultra-profundas da Bacia de Sergipe-Alagoas, que lograram êxito na prospecção de hidrocarbonetos. São também um clássico na história do petróleo no Brasil, pois nelas estão os primeiros campos de produção em águas oceânicas, em reservatórios paleogenos do compartimento estrutural Baixo do Mosqueiro. O estudo estratigráfico da Série Eoceno, com base em perfis elétricos e biozoneamento de poços situados no Baixo do Mosqueiro, exigiu o zoneamento do Grupo Piaçabuçu como um todo, dividido nos intervalos Senoniano, Paleoceno, Eoceno e Oligo-Neogeno. O depocentro senoniano situa-se na Depressão de Areia Branca e os demais na Depressão de Vaza-Barris, deslocados ao longo de cada intervalo, com migração gradual para S e W. A Série Eoceno foi dividida nos intervalos Inferior, Médio e Superior. O primeiro tem depocentro na Depressão de Dourado e os demais na Depressão de Vaza-Barris, condicionados por halocinese e deformação no embasamento. A deposição do Eoceno Inferior ocorreu como uma continuidade do evento de afogamento que se estendia desde o Neopaleoceno (pontuado por deposição progradacional de mar baixo), com superfície de máxima inundação ao nível da biozona N-420. Esta seção possivelmente aflora em superfície na Depressão da Ilha de Mem de Sá. A discordância que define a base do Eoceno Médio (Discordância Pré-luteciana) representa o principal evento erosivo de toda a série e a partir dela os sistemas progradaram no Meso e Neoeoceno, com recuo de depocentro no último. No Mesoeoceno o limite entre o Baixo do Mosqueiro e a Plataforma de Estância foi colmatado pela sedimentação e as sub-bacias de Sergipe e Jacuípe passaram a atuar como um único compartimento estrutural. Na Depressão de Vaza-Barris predominaram associações de fácies de fluxos gravitacionais de sedimentos e nas depressões menores e degraus a leste associações do tipo lobos arenosos de frente deltáica. Ambos os zoneamentos, para o Grupo Piaçabuçu e Eoceno, permitiram propor uma compartimentação estrutural interna do Baixo do Mosqueiro e sua variação ao longo do tempo. Há indícios de deformação direcional transpressiva pós-eocênica. A partir do Oligoceno a fisiografia do Baixo do Mosqueiro assumiu geometria homoclinal, dominado por sedimentação arenosa e carbonática plataformar.

Palavras chave: Eoceno. Estratigrafia. Depocentros. Baixo do Mosqueiro.

Abstract

Piaçabuçu Group rocks were exploratory targets of many wildcats along the last ten years, on deep to ultradeep water of Sergipe-Alagoas Basin, with success in petroleum search. This stratigraphic unit is a classic production zone on Brazil's petroleum history, because the first offshore discovery where there, in Paleogene reservoirs of Mosqueiro Low Compartment. A stratigraphic study in Eocene Series, based on well logs and biostratigraphic data had the objective of understand depositional systems spatial distribution, response to accommodation space variation, controlled by eustasy and deformational history in time. In order to comprehend this, Piaçabuçu Group was zoned in four intervals: Senonian, Paleocene, Eocene and Oligo-Neogen. Senonian Depocenter was in Areia Branca Trough and for the others in Vaza-Barris Trough, but gradually migrated along time to S and W. Eocene Series was shared in three intervals: Lower, Middle and Upper. Lower Eocene has depocenter on Dourado Trough, while Middle and Upper Eocene are in Vaza-Barris Trough, controlled by halokinesis and basement deformation, respectively. Lower Eocene deposition was a continuity of Upper Paleocene drowning interval (punctuated by progradational deposition on lowstand), with maximum flooding surface at N-420 biozone level. This interval probably outcrops at Ilha de Mem de Sá Trough, in western offshore sector. Middle Eocene basal unconformity is the main erosive event of the Series, and from it, depositional systems are strongly progradational during Middle and Upper Eocene, with backstepping on the last one. During Lutetian and Bartonian, limits between Mosqueiro Low and Vaza-Barris Trough were buried and Sergipe and Jacuípe sub-basins turned to a single structural compartment. In Vaza-Barris Trough, gravity sediments flow facies associations were more common while in eastern troughs and steps, delta front sandstone lobe facies association were dominant. Piaçabuçu Group and Eocene Series zoning allow a Mosqueiro Low internal subdivisions and their variation along time. There are strong suggestions of post-Eocene transpressive deformation. Since Oligocene, basin has a marked homoclinal geometry, dominated by neritic sedimentation.

Key Words: Eocene. Stratigraphy. Depocenters. Mosqueiro Low.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	10
1.1 Contextualização	10
1.2 Objetivos	11
2 MATERIAIS E MÉTODOS	12
2.1 Levantamento bibliográfico	12
2.2 Seleção de dados	12
2.3 Interpretação	15
3 GEOLOGIA REGIONAL	19
3.1 Introdução	19
3.2 Compartimentação e características estruturais	22
3.3 Compartimento Baixo do Mosqueiro e adjacências	27
3.4 Formação Calumbi e Grupo Piaçabuçu	29
BREVE REVISÃO SOBRE A ÉPOCA EOCENO	46
4.1 Características gerais e subdivisões	46
4.2 Clima no Eoceno e suas consequências	47
4.2 Tectônica no Eoceno	56
4.3 Eoceno no Brasil	60
5 LITOTIPOS DA SÉRIE EOCENO NO BAIXO DO MOSQUEIRO	64
5.1 Eoceno Inferior	65
5.2 Eoceno Médio	68
5.3 Fácies e associações de fácies	74
6 A SÉRIE EOCENO NA ESTRATIGRAFIA DO GRUPO PIAÇABUÇU NO BAIXO DO MOSQUEIRO	79
6.1 Aspectos estruturais	81
6.2 Depocentros e natureza do preenchimento sedimentar	89

6.2.1 Senoniano	91
6.2.2 Paleoceno	93
6.2.3 Eoceno	96
6.2.4 Oligoceno-Neogeno	97
7 ESTRATIGRAFIA DA SÉRIE EOCENO NO BAIXO DO MOSQUEIRO	103
7.1 Aspectos estruturais	103
7.2 Depocentros e natureza do preenchimento sedimentar	113
7.2.1 Eoceno Inferior	113
7.2.2 Eoceno Médio	117
7.2.3 Eoceno Superior	123
7.3 Estratigrafia Genética	127
7.4 Paleogeografia	137
7.4.1 Eo-eoceno	137
7.4.2 Mesoeoceno	139
7.4.3 Neoeoceno	142
8 DISCUSSÃO	145
9 CONCLUSÕES	157
10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	160

1 INTRODUÇÃO

1.1 Contextualização

O Período Paleogeno é um intervalo de tempo caracterizado por expressivas mudanças climáticas ocorridas em escala global (ZACHOS et al., 2001). A passagem da Época Paleoceno para Eoceno apresentou o maior pico de aquecimento global de toda a Era Cenozóica, com variações de maior frequência ao longo do Eoceno. Este padrão climático resultou em mudanças no meio físico e biota, que figuram no registro estratigráfico da Série Eoceno, com características particulares em cada terreno, resultantes de eustasia e evolução estrutural.

Na Bacia de Sergipe-Alagoas, a Série Eoceno é registrada nas rochas do Grupo Piaçabuçu (FEIJÓ, 1994), nos pelitos verdes e arenitos finos a grossos de talude e bacia da Formação Calumbi, arenitos médios a grossos de sistemas fluvio-deltáicos e costeiros da Formação Marituba (SCHALLER, 1970) e nos calcários bioclásticos plataformais da Formação Mosqueiro (FEIJÓ, 1994).

A Formação Calumbi representa uma unidade alvo exploratório e de produção para a indústria do petróleo, tanto na atualidade quanto no passado. Os primeiros campos de petróleo marinhos descobertos no Brasil estão nessa unidade: Guaricema (1968, em reservatórios paleocenos) e Dourado (1970, em reservatórios eocenos). A primeira acumulação em águas profundas descoberta fora da Bacia de Campos foi a do poço SES-92 (1987). O primeiro campo de águas profundas a entrar em produção, fora da Bacia de Campos, foi Piranema, também na formação supracitada. Todas estas descobertas estão no compartimento estrutural Baixo do Mosqueiro (sul da sub-Bacia de Sergipe) e suas adjacências, motivo pelo qual é o setor marítimo da bacia que apresenta maior número de dados de poços perfurados.

O Grupo Piaçabuçu apresenta sedimentação inicial predominantemente argilosa da Formação Calumbi, do Neoconiaciano ao Eocampaniano, em padrões de empilhamento retrogradacionais, das sequências K90 e K100-K110 (CAMPOS NETO et al., 2007; BEURLIN et al., 1987). A partir do Neocampaniano passa a padrão progradacional (sequências K120 e K130), quando junto à Formação Calumbi foram depositados os sedimentos da Formação Marituba. O padrão progradacional continua ao longo da Série Paleoceno (sequências E10 e E20), porém acompanhado pela deposição dos calcarenitos bioclásticos da Formação

Mosqueiro, situação semelhante à Série Eoceno (sequências E30-E40, E50 e E60, quando alcança um máximo próximo ao seu topo). Este padrão prográdacional é parcialmente interrompido na passagem do Eoceno para o Oligoceno (sequência E70-N10 e N20-N40), quando tem padrão agradacional (CAINELLI, 1992) e supostamente está relacionada a subidas no nível relativo do mar.

O estudo do Paleogeno com base em dados sísmicos ilustra que a discordância limite entre as séries Paleoceno e Eoceno é definida como a principal superfície genética (*sequence boundary*) para o Grupo Piaçabuçu (CAINELLI, 1992), quando houve mudança nos limites entre a plataforma e o talude a jusante. O estudo de palinomorfos coletados em poços permitiu a divisão do Paleogeno em duas sequências deposicionais: Paleoceno – Eoceno Inferior e Eoceno Médio – Eoceno Superior (PEDRÃO, 2004).

Dentre os trabalhos mencionados acima, o de Cainelli (1992) objetivou a compartimentação genética do Grupo Piaçabuçu, enquanto o de Pedrão (2004) objetivou a divisão do Paleogeno por bioestratigrafia de palinormorfos.

A proposição do estudo estratigráfico em questão apresenta perspectiva diferenciada em relação ao de Cainelli (1992) por utilizar uma vasta malha de dados de poços como base. E tanto em relação a este quanto ao de Pedrão (2004), esse trabalho se propõe a subdividir a Série Eoceno em maior detalhe.

1.2 Objetivos

O trabalho tem como objetivo primário a compreensão da estratigrafia da Série Eoceno no Baixo do Mosqueiro. A Série Eoceno deve ser internamente dividida por zoneamento estratigráfico, baseado em perfis elétricos de poços e dados de bioestratigrafia de nanofósseis calcários. Este zoneamento deve permitir o reconhecimento de diferentes feições que possibilitem compartimentar internamente o Baixo do Mosqueiro.

O zoneamento interno do Baixo do Mosqueiro e da Série Eoceno deve definir os principais sítios de sedimentação e sua variação ao longo do tempo. Também objetiva caracterizar a natureza do preenchimento sedimentar para cada intervalo, zona ou sequência definida pelo zoneamento.

Na malha de poços selecionada para o estudo, alguns poços devem ser escolhidos para construção de uma concepção genética da estratigrafia da área (cicloestratigrafia).

Os sítios de sedimentação e suas migrações são consequentes da relação entre suprimento sedimentar e variação no espaço de acomodação, controlados pela história de deformação e eustasia do terreno e suas adjacências. As interpretações das mudanças nos padrões de sedimentação devem ser relacionados e explicados com base na literatura.

2 Materiais e Métodos

A execução do trabalho foi dividida em três etapas: levantamento bibliográfico, seleção de dados e interpretação.

2.1 Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico corresponde à pesquisa das informações geológicas disponíveis sobre a geologia do Baixo do Mosqueiro e da Época Eoceno. Adicionalmente, foi feito um levantamento das informações sobre testemunhos na área de estudo disponíveis no banco de dados da PETROBRAS. Os capítulos 3, 4 e 5 são o resultado desse levantamento.

2.2 Seleção de dados

O estudo foi realizado essencialmente com o uso de dados de 82 poços perfurados no Baixo do Mosqueiro, em sua maior parte exploratórios (Figura 2.1). Também foram utilizadas imagens sísmicas de apoio.

Os dados dos poços utilizados nesse trabalho são os perfis elétricos, as curvas de litotipos e os dados de zoneamentos bioestratigráficos (Figura 2.2). O critério original de seleção dos poços foi o de buscar aqueles em que a Série Eoceno fosse integralmente amostrada tanto pelos perfis elétricos de raios gama, resistividade e sônico, quanto apresentar análises bioestratigráficas do intervalo em questão. Tal critério resultou na seleção de poços exploratórios, já que estes apresentam amostragem mais completa. A necessidade de adensar o volume de informações fez com que esse critério fosse desconsiderado em alguns casos.

Os dados de amostras de calha para caracterização de litotipos foram coletados durante a perfuração dos poços em intervalos de 9 em 9 metros (quando fora da seção objetivo) e de 3 em 3 metros (dentro da seção objetivo).

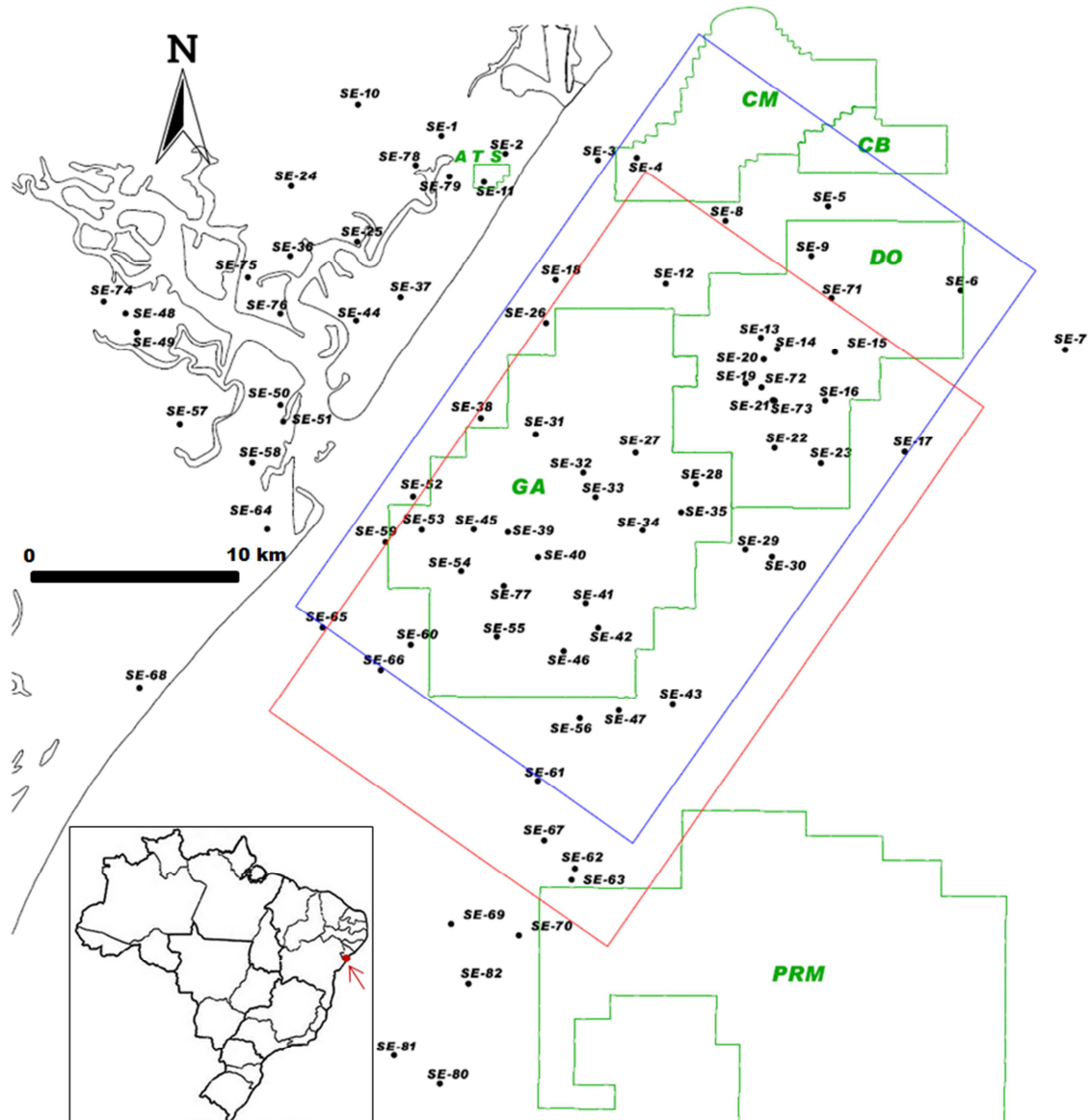


Figura 2.1: Mapa de localização da área de estudo, com os 82 poços analisados. Os polígonos em azul e vermelhos são áreas com cobertura parcial por imagens sísmicas. Os polígonos verdes correspondem aos *ring fences* dos campos de Dourado (DO), Guaricema (GA), Caioba (CB), Camorim (CM), Atalaia Sul (ATS) e Piranema (PRM), como referência para a localização.

Os litotipos definidos nessas análises são somados aos perfis elétricos, adquiridos após a perfuração dos poços, de forma a definir a posição e limites das diferentes rochas com precisão, cujo produto final é uma curva de litotipos (ou coluna litológica) para o poço. Uma vez que não é objetivo desse trabalho confeccionar esse tipo de perfil, as curvas de litotipos utilizadas foram aquelas presentes no banco de dados da PETROBRAS (Figura 2.2, pista 2).

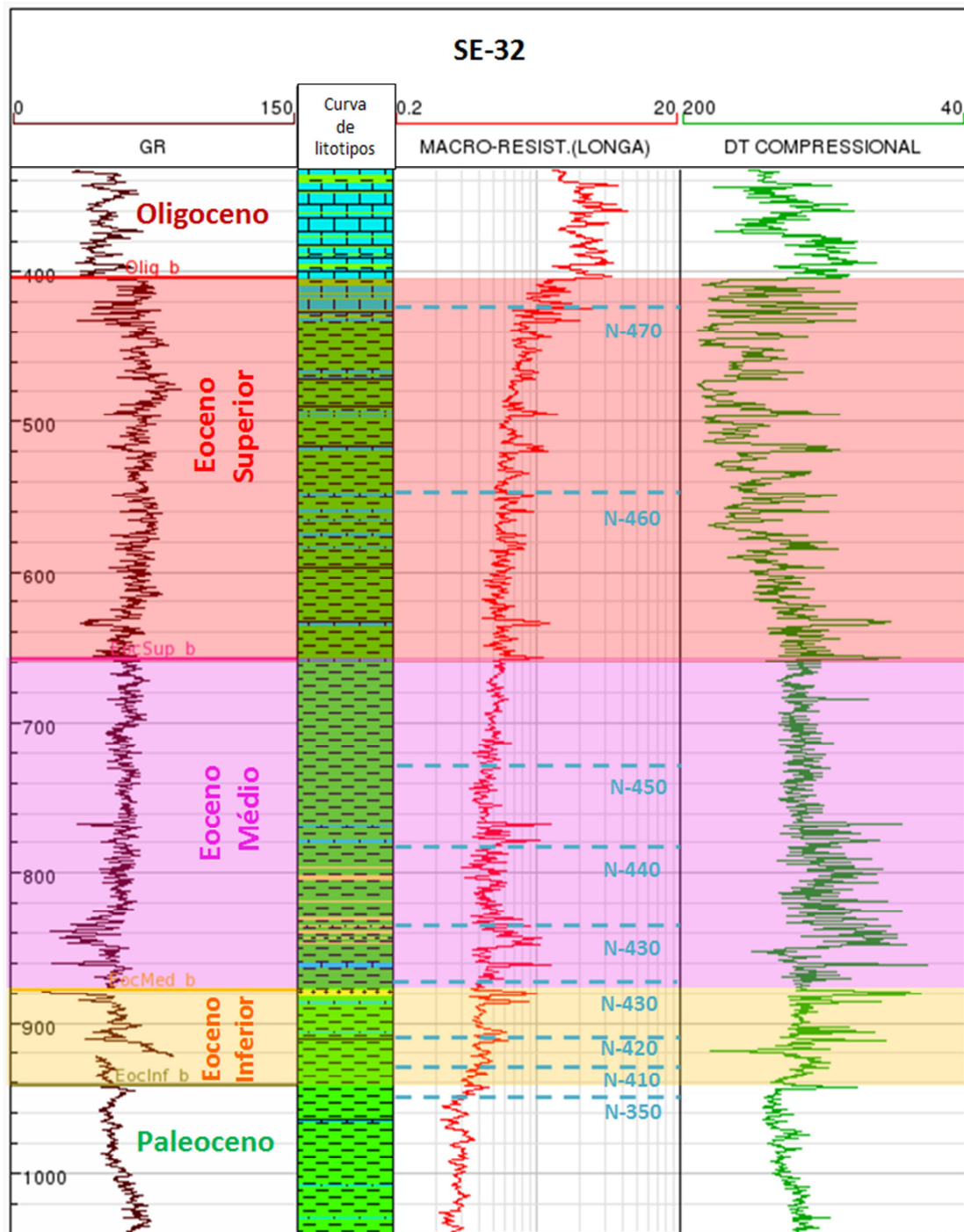


Figura 2.2: Exemplo de zoneamento estratigráfico da Série Eoceno no poço SE-32. Na pista 1 estão o perfil de raios gama (GR) e barras horizontais que indicam as discordâncias interpretadas como limites dos andares (replicado nas outras pistas como cor de fundo). Na pista 2 está a curva de litotipos oriunda do banco de dados. Na pista 3 estão o perfil de resistividade (Macro Resist.) e a posição original do topo das biozonas de nanofósseis lidas em amostra de calha (em azul). Na pista 4 está o perfil sônico (DT Compressional).

As amostras de calha também foram usadas para a determinação das biozonas de nanofósseis nos poços. Em geral foram realizadas coletas de 9 em 9

metros ou amostras compostas (que somam mais de uma amostra coletada). Uma vez que cada poço é perfurado de cima para baixo, o topo da biozona é definido onde se identifica o primeiro elemento diagnóstico da unidade bioestratigráfica, seja este uma espécie, gênero ou associação, a partir da qual é marcado o limite superior da biozona no poço (Figura 2.2. pista 3). Esta é comumente associada a uma discordância. Os dados de posição e nome das biozonas são oriundos do banco de dados da PETROBRAS e seguem o zoneamento publicado por PEDRÃO (2004), presente no Capítulo 3.

2.3 Interpretação

O trabalho de interpretação dos dados, geração de mapas e de seções foi feito com o uso do *software* SIGEO (Sistema Integrado de Geologia e Geofísica) da PETROBRAS. O módulo INTERAGE foi utilizado nas correlações de poços, seções estratigráficas, seções geológicas e definições das falhas que atravessam cada horizonte. O módulo GRID foi utilizado na confecção dos mapas estruturais e de isópacas. O módulo LITOFACIES foi utilizado na confecção dos mapas de isólitas, de classes de litotipos e diagramas de distribuição de fácies. O SIGEO é um sistema desenvolvido para a plataforma UNIX, utilizado em estações de trabalho.

A posição de início de ocorrência de uma biozona no poço (ou seja, topo da biozona) não é necessariamente a posição da discordância que marca o fim de um andar ou série. Em função tanto da amostragem, quanto de fatores ecológicos, (Figura 2.2, pista 1), este pode estar acima ou abaixo da mesma e para tal correção se utilizam os perfis elétricos.

Entre os perfis, o sônico é um dos melhores, já que, por compor medidas de tempo de trânsito de ondas sonoras na seção sedimentar, ele permite visualizar diferenças de compactação entre os sucessivos pacotes sedimentares. O perfil de raios gama responde relativamente bem à variação de litotipos e seu padrão de empilhamento. O perfil de resistividade responde melhor à variação de fluidos, mas também funciona para a separação de litotipos e discordâncias. É importante mencionar que os poços são perfurados em fases e perfilados antes de serem revestidos, por isso, a cada fase, o sinal de perfil fica atenuado, o que gera falsas quebras no registro estratigráfico, motivo pelo qual é essencial ter controle da

posição dos revestimentos durante a interpretação (exemplo na figura 7.1, logo acima da base do Priaboniano).

A combinação entre os dados dos perfis elétricos e bioestratigráficos, permite a subdivisão de intervalos estratigráficos dentro da Série Eoceno.

As correlações estratigráficas foram efetuadas ao longo de seções geológicas transversais (NW-SE) e longitudinais (SW-NE) ao eixo da bacia, além de seções arbitrárias de apoio, de forma a garantir a coerência mínima das mesmas (Figura 2.3).

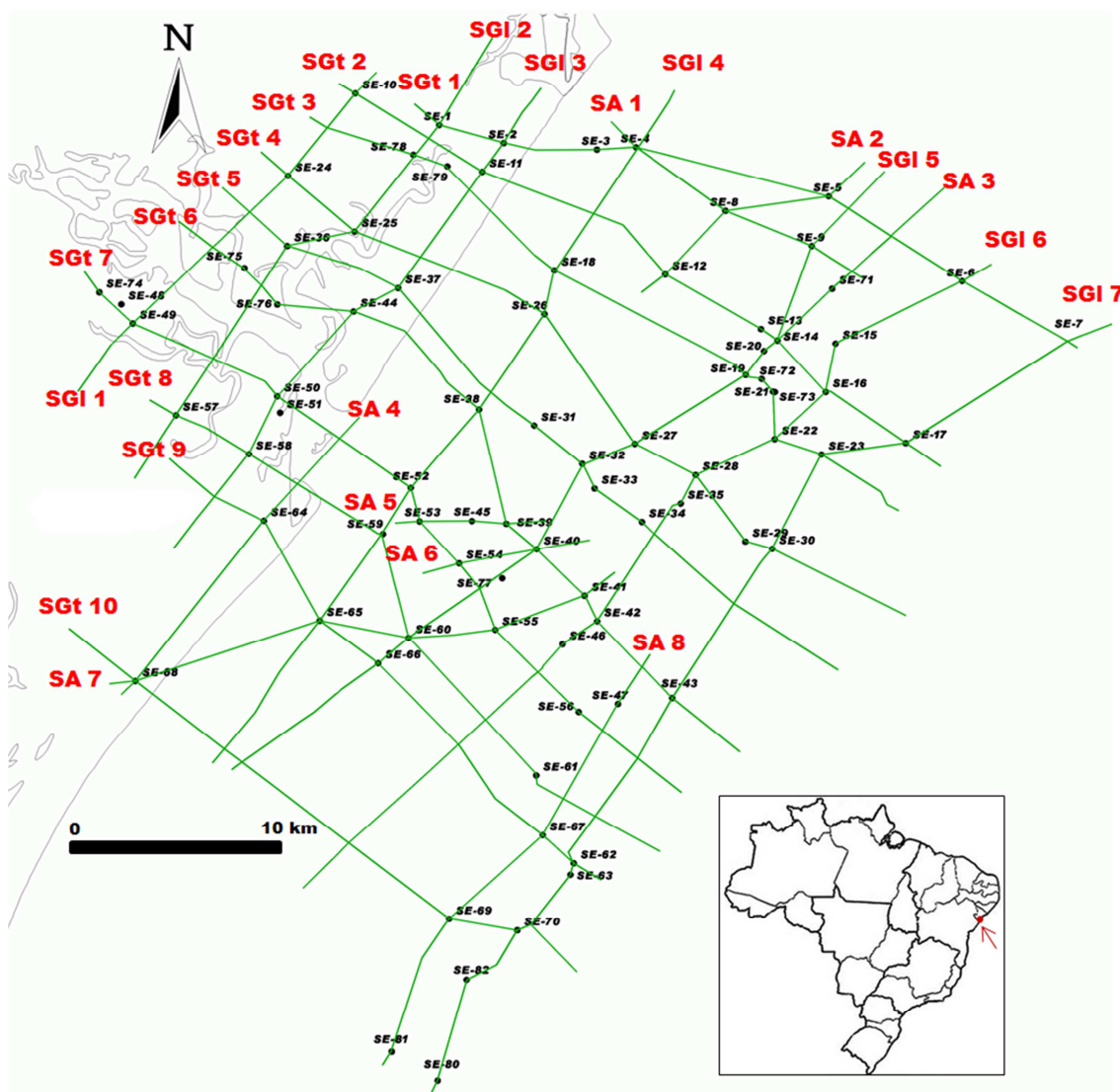


Figura 2.3: Mapa de localização da área de estudo, onde são destacadas as seções geológicas de correlação entre os poços. São dez seções geológicas transversais (SGTs), sete seções longitudinais (SGI) e oito seções de apoio (SA).

Na confecção das seções geológicas foram usadas imagens sísmicas em formato *jpeg* como imagem de fundo, com o objetivo de melhorar a qualidade da interpretação. Essas imagens correspondem a fotos de linhas sísmicas em profundidade de volumes disponíveis, os quais recobrem somente parte da área de ocorrência dos poços. O termo imagens sísmicas é aqui aplicado porque não foram utilizados atributos como amplitude e impedância para o mapeamento sistemático das superfícies ou horizontes sísmicos, apenas a fisiografia das superfícies mais próximas aos marcos nos poços para interpretação local nas linhas arbitrárias.

A correlação foi posteriormente otimizada após a marcação nas seções geológicas com o uso de seções estratigráficas horizontalizadas nos topos dos intervalos (ou superfícies estratigráficas próximas a estes) de forma a efetuar um ajuste fino na posição dos marcadores.

A marcação das diferentes discordâncias nos poços gerou dados pontuais nas profundidades onde as mesmas se encontram. Para cada uma das discordâncias, estes valores pontuais foram espacialmente interpolados (gridados) de forma a gerar mapas estruturais em profundidade. A partir da subtração entre os mapas estruturais (mais profundo - mais raso) foram gerados mapas de isópacas, que ilustram os locais onde determinado andar é mais espesso e mais delgado, ou seja, define os principais sítios deposicionais e depocentros, além de áreas de erosão ou não deposição. As curvas de litotipos também foram espacialmente interpoladas de acordo com o zoneamento estratigráfico efetuado, com o objetivo de gerar mapas de isólitas de arenitos e calcários, que ilustram a distribuição dessas fácies no espaço. Não foram gerados mapas de isólitas de pelitos porque estes predominam em toda a área. As curvas de litotipos de cada poço também foram utilizadas na confecção dos mapas de classe de litotipos, no qual figuram as fácies mais expressivas para cada intervalo. Esses dados também são apresentados em diagramas ternários os quais ilustram que fácies predominam em cada intervalo, por poços ou por feição fisiográfica. Os mapas, estruturais, de isópacas, isólitas e classes são apresentados em conjuntos para facilitar a comparação entre eles.

A comparação sucessiva entre os mapas de isópacas permite ilustrar a migração destes depocentros no tempo, que fica bem delineada ao se traçar seções estratigráficas horizontalizadas no topo de cada intervalo ou sequência.

A análise conjunta dos mapas de isópacas e estruturais das bases das sequências permitiu interpretar se há falhas que controlam estes depocentros, e sua análise em seção geológica permite analisar se essas falhas são herdadas do embasamento (Pré-Cambriano), da Supersequência *Rift* (Titoniano - Aptiano Inferior) ou mesmo se enraízam em intervalos mais jovens como nos evaporitos da Formação Muribeca (Aptiano Superior) ou nos topos do Cretáceo ou Paleoceno (já no contexto da Formação Calumbi, unidade de estudo no Eoceno). É importante ressaltar que, como não é objetivo primário desse trabalho uma análise estrutural de detalhe, a caracterização de falhas de rejeito direcional não foi feita, já que para isso outras ferramentas teriam de ser utilizadas. Entretanto há indícios fortes de deformação direcional na área, sobretudo no Sistema de Falhas de Vaza-Barris.

Além da subdivisão da Série Eoceno, a caracterização estrutural prescindiu da subdivisão e análise do registro em outros intervalos. Nos extremos N, W e S, onde o embasamento e a Supersequência *Rift* são relativamente rasos, por vezes em contato direto com a seção eocena, esses limites foram marcados. Como a discordância que define a base da Formação Calumbi (Neoconiaciano, que coincide com a base do Grupo Piaçabuçu) tem forte influência sobre a conformação estrutural desta unidade como um todo, ela também foi marcada em todos os poços, assim como a base do Paleoceno, de forma a melhor compreender essa evolução estrutural. Também foi marcado o topo da seção Oligoceno-Neogeno que fecha o registro atual da unidade estratigráfica Grupo Piaçabuçu. Esta interpretação resultou na litoestratigrafia para esta unidade estratigráfica, que corresponde ao Capítulo 6.

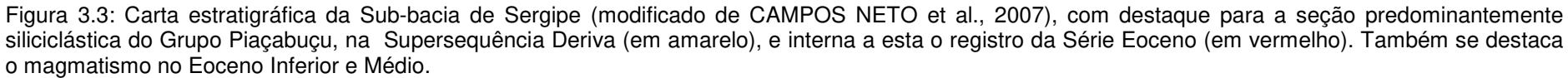
Para a Série Eoceno, além da litoestratigrafia, também foi abordada a cicloestratigrafia em alguns poços, conforme a proposta de CATUNEANNU et al. (2011), que está detalha no Capítulo 7. O critério de primário para individualização dos ciclos foi o padrão de empilhamento dos perfis elétricos e de forma secundária os dados de rocha. A integração das análises litoestratigráfica e cicloestratigráfica (mapas estruturais e de isópacas e seções estratigráficas) com os dados de litotipos resultou na confecção de blocos diagrama ilustrativos da paleogeografia.

3 Geologia Regional

3.1 Introdução

A Bacia de Sergipe-Alagoas é uma depressão fanerozóica, que ocupa os estados homônimos no nordeste brasileiro, sobre à Província Borborema e Cráton do São Francisco (CHAGAS, 1996), terrenos pré-cambrianos componentes do Escudo Atlântico (Figura 3.1). É uma feição longilínea de direção NE-SW, cuja parte emersa é representada por uma estreita faixa com cerca de 20 a 50 quilômetros de largura (SOUZA-LIMA et al., 2002) e 350 quilômetros de extensão (LANA, 1990). A porção submersa representa cerca de 2/3 de sua extensão total. Os seus limites são dependentes de interpretação (Figura 3.2); enquanto alguns autores delimitam a bacia a S pelo Sistema de Falhas de Vaza Barris e a N pelo Alto de Maragogi (LANA, 1990; FEIJÓ, 1994) outros incluem as sub-bacias de Jacuípe a S e do Cabo a N (SOUZA-LIMA et al., 2002), e portanto estendem os limites à Falha de Itapuã e Lineamento de Pernambuco, respectivamente. O limite entre as sub-bacias de Sergipe e Alagoas é o Alto de Japoatã-Penedo, nas proximidades do baixo curso do Rio São Francisco.

Os terrenos pré-cambrianos que atuaram como embasamento para a Bacia de Sergipe-Alagoas (Figura 3.1) são o Maciço Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana (LANA, 1990), além de um pequeno apêndice do Cráton do São Francisco, no setor meridional da bacia (CHAGAS, 1996). A Bacia de Sergipe-Alagoas apresenta o mais completo registro estratigráfico das bacias de margem passiva da costa leste brasileira (Figura 3.3), com rochas de diferentes estágios tectono-sedimentares, que, em sua carta estratigráfica, figuram como supersequências (CAMPOS NETO et al., 2007). São eles a Sinéclise Paleozóica (Carbonífero-Permiano), *Pré-rift* (Neojurássico-Eocretáceo), *Rift* (Hauteriviano ao Mesoaptiano), *Pós-rift* (Neoaptiano) e *Deriva* (Eoalbiano ao Holoceno). A Supersequência *Deriva* (Figura 3.3) apresenta rochas que registram sedimentação marinha, em princípio predominantemente carbonática (Grupo Sergipe, do Eoalbiano ao Eoconianciano) e posteriormente siliciclástica (Grupo Piaçabuçu). No Grupo Piaçabuçu está a Formação Calumbi, na qual a Série Eoceno é alvo desse estudo e será detalhada mais à frente.



3.2 Compartimentação e características estruturais

O arcabouço estrutural caracteriza a bacia como um meio-*graben* que mergulha para sudeste (OJEDA e FUGITA, 1974), deveras compartimentado. A subdivisão em blocos ou compartimentos tectônicos limitados por grandes falhas confere diferenças com relação a tipo do embasamento, preenchimento sedimentar e estilo estrutural. Os estudos de águas profundas de PONTES et al. (1990) sugerem o limite entre crosta oceânica e continental, pela presença de cones vulcânicos, na isóbata de 2000 metros.

Diversos foram os trabalhos que abordaram a evolução estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas, com destaque para os de CASTRO JR (1987), LANA (1990), CHAGAS (1996) e CRUZ (2008). Destes, o de CHAGAS (1996) é destacado, por ter usado a base de dados mais ampla disponível.

O arcabouço estrutural da bacia (Figura 3.4 e 3.5) pode ser compartimentado em altos, baixos e degraus, denominados conforme o autor (LANA, 1990; CHAGAS, 1996). Os altos apresentam-se ora como áreas amplas semelhantes a plataformas (destaque para o Alto de Aracaju e Plataforma de Estância), ora estreitos, alongados e bastante falhados (destaque para o Alto de Atalaia). Os baixos dispõem-se na forma de depressões assimétricas, balizados por falhas normais de grande porte de um lado e homoclinais do outro. As depressões associadas ao sistema de falhas da linha de charneira são as feições mais expressivas, onde se destacam os baixos do Mosqueiro e do São Francisco. Os degraus correspondem a feições intermediárias entre os altos e baixos e apresentam-se como rampas e plataformas semi-simétricas, com destaque para o Degrau de Vaza-Barris.

A evolução das sub-bacias de Sergipe e Alagoas é similar, entretanto seus depocentros apresentam certas características singulares (Figura 3.6). Nos compartimentos de Alagoas a Supersequência *Rift* é espessa e ocupa compartimentos estreitos e alongados em direção à linha de costa, com menor espessura de rochas sedimentares da fase de deriva.

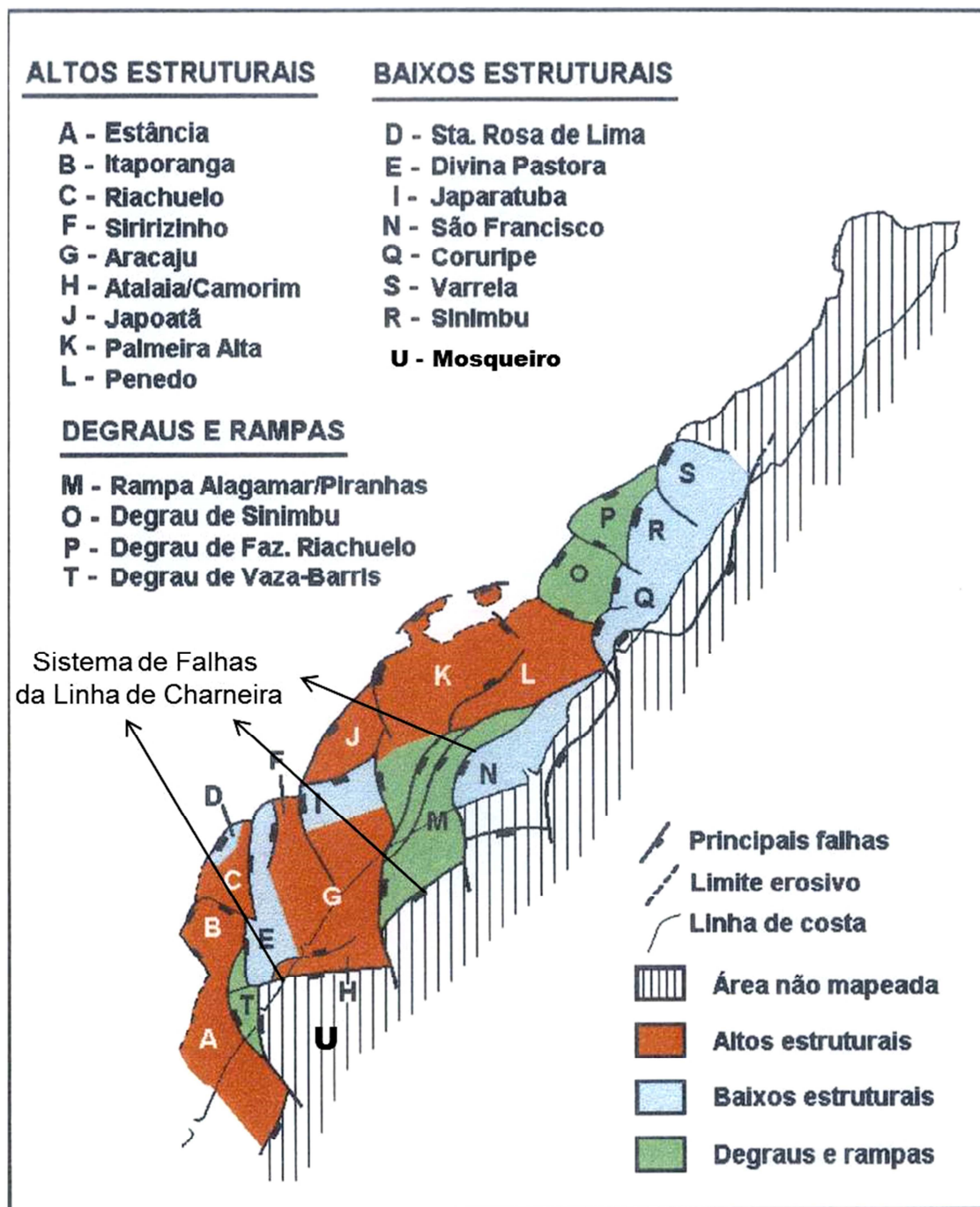


Figura 3.4: Compartimentação estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas em altos, baixos e degraus (modificado de CHAGAS, 1996). Destaque para o Baixo do Mosqueiro (U), limitado pelas falhas de Atalaia (a N) e Vaza-Barris (a W-SW), nos limites com o alto (H) e degrau (T) homônimos. Estas falhas compõem o sistema de falhas da linha de charneira, em cuja lapa situa-se o Baixo do Mosqueiro, o mais meridional dos baixos estruturais.

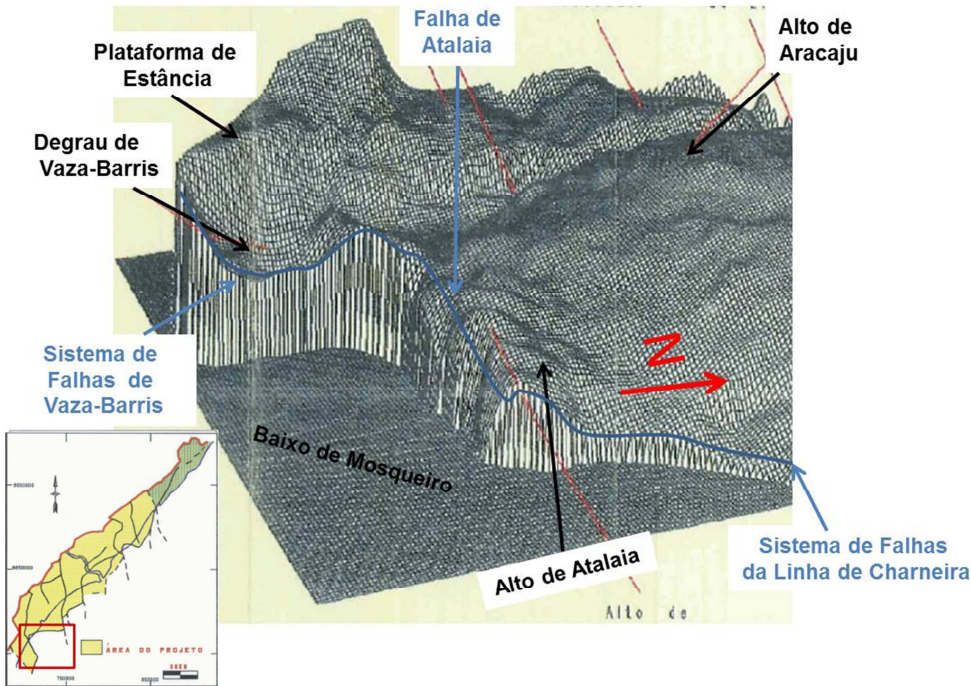


Figura 3.5: Modelo tridimensional do embasamento no setor meridional da Sub-bacia de Sergipe (modificado de CHAGAS, 1996). Destaque para o Baixo do Mosqueiro, estruturado pelo sistema de falhas da linha de charneira, que o limita com o Degrau de Vaza-Barris (a W-SW) e Alto de Atalaia (a N).

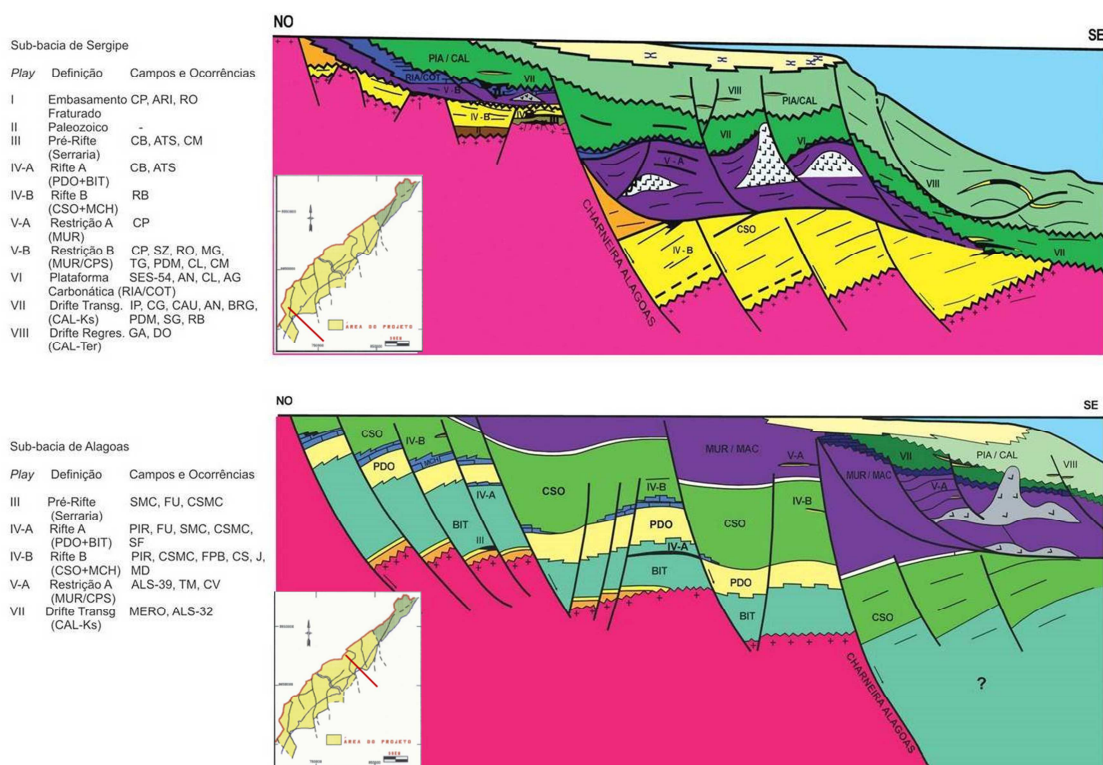


Figura 3.6: Seções geológicas nos setores meridionais das sub-bacias de Sergipe e Alagoas (modificado de LANA, 1990), com destaque para o preenchimento diferenciado entre elas. Em Alagoas (acima), a Supersequência *Rift* é espessa, com a de deriva delgada e restrita à seção costeira. Em Sergipe (abaixo), as supersequências Pós-*rift* e Deriva são mais espessas e afloram na seção terrestre, enquanto a Supersequência *Rift* é relativamente delgada.

Em Sergipe, a Supersequência *Rift* é relativamente delgada e as falhas normais posicionam a mesma em compartimentos mais largos, com expressiva espessura de rochas das supersequências Pós-Rift e Deriva sobre as mesmas (Figura 3.6).

O modelo de evolução de CHAGAS (1996) considera distensão ligada à transferência relacionada à deformação polifásica como responsável pela estruturação atual da bacia (Figura 3.7). A deformação inicia-se no Hauteriviano (Aratu), pela atuação de um binário distensivo E-W, que tem como consequência a formação de falhas de direção N-S. Como o processo de extensão foi oblíquo às direções do embasamento, a propagação das falhas N-S por vezes foi interrompida ao seccionar descontinuidades do embasamento, ao longo do qual se formaram às zonas de transferência E-W, capazes de acomodar a deformação e conectar as falhas N-S (p. ex., relação entre as falhas de Atalaia e Vaza-Barris). A segunda fase de deformação é definida pela atuação de um binário distensivo NW-SE durante o fim do Barremiano e início do Aptiano (Neojiquiá), que continua em uma terceira fase de deformação ao longo do Eoaptiano (Eoalagoas), que tem como consequência falhamentos de direção NE-SW associados ao sistema de falhas da linha de charneira. As falhas normais N-S do Hauteriviano atuaram como bloqueios à propagação das falhas de direção NE-SW, que foram acomodadas por zonas de transferência de direção NW-SE. O binário distensivo NW-SE seria ainda responsável pela reativação das estruturas anteriores durante o Albiano (quarta fase de deformação).

A distribuição das diferentes fases de deformação é heterogênea ao longo da bacia (CHAGAS, 1996); no Hauteriviano-Barremiano concentrou-se mais na Sub-bacia de Sergipe, no início do Eoaptiano o tectonismo foi generalizado, no Aptiano-Eoalbioano foi mais atuante na Sub-bacia de Alagoas, principalmente ao longo de todo o sistema de falhas da linha de charneira, e por fim no Albiano predominou na Sub-bacia de Sergipe.

A fase de deformação albiana foi anteriormente mencionada por OJEDA e FUGITA (1974), onde estes ressaltam que esta fase de deformação foi das mais intensas na bacia.

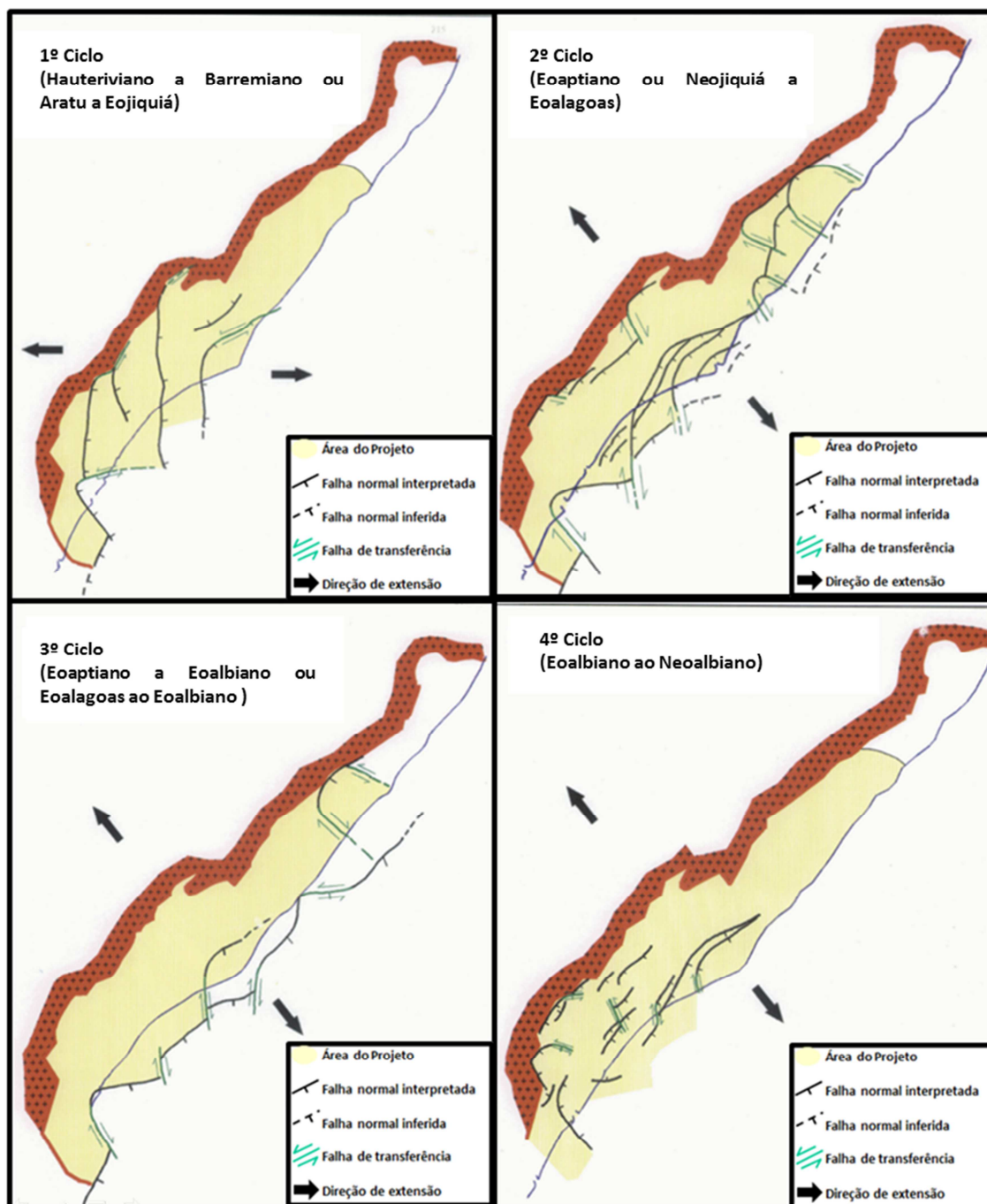


Figura 3.7: Evolução tectônica da Bacia de Sergipe-Alagoas do Hauteriviano ao Neoalbiano, em 4 ciclos, caracterizados por uma distensão E-W, seguida de três pulsos de distensão NW-SE (modificado de CHAGAS, 1996).

LIMA (1987) identificou estruturas de deformação em rochas carbonáticas albianas a coniacianas, tais como dobras e falhas de direção NE-SW, que também afetam as rochas da Formação Barreiras. Estas deformações posteriores foram atribuídas à reativação das falhas associadas à halocinese

(MOHRIAK et al., 1997). Tais deformações associadas à halocinese perduram desde o fim do Aptiano até o Maastrichtiano ou Paleogeno (CRUZ, 2008), já que rochas desta idade também estão deformadas por falhas que solam em evaporitos. A maior parte da deformação que estrutura a Formação Calumbi é atribuída à subsidência térmica (CAINELLI, 1992).

3.3 Compartimento estrutural Baixo do Mosqueiro e adjacências

O compartimento estrutural Baixo do Mosqueiro (Figura 3.4 e 3.5) é limitado a W pela Plataforma de Estância (CHAGAS, 1996) e a N pelo Alto de Atalaia. Nos altos a W e S, a seção cretácea aflora que forma esparsa, uma vez que esta atuou como área fonte para sedimentação nesse período (RANCAN et al., 2009). Há pequenos afloramentos esparsos que contornam o Alto de Aracaju, na depressão conhecida como Baixo de São Cristóvão (Figura 3.8; SOUZA-LIMA, 2001). A sedimentação nos altos é registrada a partir do Paleoceno e por vezes do Eoceno, diretamente sobre o embasamento ou rochas da Supersequência *Rift* (CAINELLI, 1992).

O prolongamento do Sistema de Falhas de Vaza-Barris a SE, na região oceânica, coincide com a feição fisiográfica Alto do Rio Real (Figura 3.9), caracterizada por montes formados por rochas ígneas, relacionados à Zona de Fratura de Sergipe (PONTES et al., 1990). Previamente, foi interpretado como meio-*graben* estruturado nas fases de deformação ligadas à evolução da Supersequência *Rift* (CAINELLI, 1992).

A feição estrutural mais destacada é a linha de charneira aptiana (ou sistema de falhas da linha de charneira, LANA, 1990; CHAGAS, 1996), que resulta em altas taxas de subsidência relativa e em variação de espessura das rochas da Supersequência Deriva (Figuras. 3.4 e 3.5). Este sistema define, na porção meridional da bacia, durante o Paleogeno, uma depressão em forma de “V”, limitada pela Plataforma de Estância (W) e Alto de Atalaia (N), que define o Baixo do Mosqueiro, ao longo dos Sistemas de Falhas de Vaza Barris e Atalaia, respectivamente.

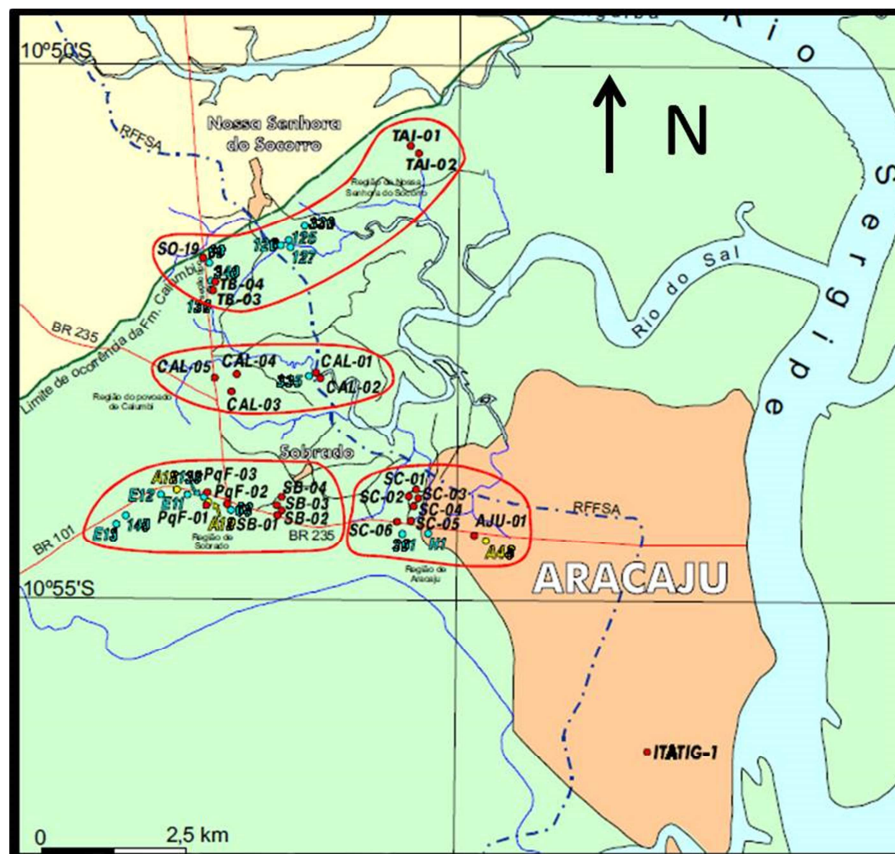


Figura 3.8: Mapa de afloramentos da Formação Calumbi, restritos à seção cretácea, no setor meridional da Sub-bacia de Sergipe (SOUZA-LIMA, 2001), posicionados no sul do Alto de Aracaju e localmente no Baixo de São Cristovão (pontos Pqf; Souza-Lima, informação verbal).

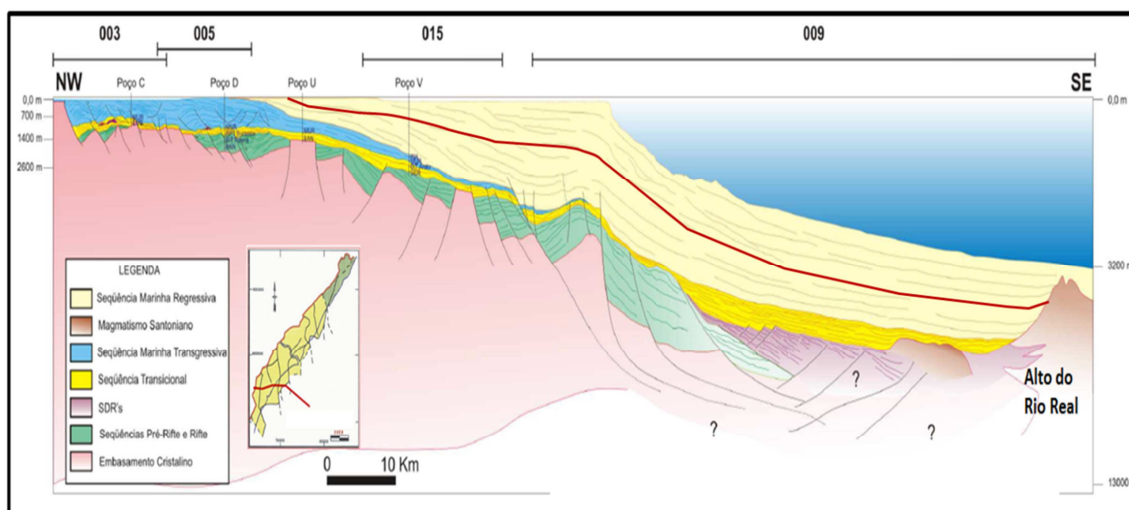


Figura 3.9: Seção geológica arbitrária, desde a área terrestre até águas ultra-profundas no setor meridional da Sub-bacia de Sergipe (modificado de CRUZ, 2008). Destaque para a feição Alto do Rio Real, no extremo SE. A linha vermelha é o suposto limite Paleoceno / Eoceno.

As falhas lítricas sintéticas enraízam nos evaporitos do Membro Ibura e atuam como falhas de crescimento e por vezes as próprias falhas do embasamento são reativadas e têm comportamento similar. O topo dos meio-*grabens* alinhados ao longo desse sistema de falhas definiu o limite da plataforma com o talude no Paleoceno.

3.4 Formação Calumbi e Grupo Piaçabuçu

A denominação Calumbi foi introduzida por DUARTE (1936) para caracterizar calcários argilosos com pequenas intercalações de arenitos, que afloram em um povoado próximo a Aracaju, posicionado na seção superior do Grupo Cotinguiba. Foi redefinido como Formação Calumbi por BENDER (1957), para caracterizar folhelhos verde oliva, não carbonáticos, intercalados a folhelhos carbonáticos e arenitos finos, dispostos em discordância sobre os calcários lamelares Sapucari. A idade inicial de sedimentação foi definida como Campaniano (PETROBRAS, 1960).

O termo Piaçabuçu foi introduzido por RUEFLI (1963) para definir a “sequência de perfil elétrico que inclui as fácies Mosqueiro, Ilha das Flores e Calumbi”, que englobou as unidades informais Calcário Mosqueiro, Terciário Inferior e Formação de Folhelhos Calumbi.

Na revisão feita pela Comissão de Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas (TEIXEIRA et al., 1968) e publicada por SCHALLER (1970), o termo Formação Piaçabuçu corresponde ao “conjunto de estratos formado por folhelhos cinzentos e esverdeados, clásticos piritosos, médios a grosseiros, calcários e dolomitos, que ocorrem sobrepostos à secção de carbonatos da Formação Cotinguiba”. Sua seção tipo está no poço RSF-6-AL (Figura 3.10).

Nessa definição (SCHALLER, 1970), a Formação Piaçabuçu foi dividida em dois membros: Calumbi e Marituba (ou seja, Calumbi foi rebaixado do status de Formação para Membro). O Membro Calumbi foi formalizado como “folhelho e argilito cinzentos e esverdeados, com ocasionais intercalações de horizontes silticos e arenosos, que se distribuem de forma lenticular através da unidade”. O Membro Marituba como “essencialmente formado por clásticos,

predominando arenitos médios a grosseiros e conglomeráticos, com intercalação de calcários arenosos, brancos ou cremes, e dolomitos acastanhados. Localmente ocorrem cunhas, línguas ou lentes argilosas, através da seção”. O termo Marituba deriva do nome do poço epônimo, MT-1-AL, que atravessou as rochas em questão e substitui o termo “sedimentos do Terciário Inferior” anteriormente utilizado (PETROBRAS, 1960). Ambos os membros, Calumbi e Marituba tem seção tipo no mesmo poço que a Formação Piaçabuçu (RSF-6-AL), entre as profundidades de 90 a 667 metros e 667 a 1651 metros, respectivamente (SCHALLER, 1970).

A espessura varia dentro de extremos, a máxima da Formação Piaçabuçu é 2177 metros no poço AB-1-SE, com cerca de 1800 metros de rochas do Membro Calumbi e 700 metros do Membro Marituba. Os contatos são discordantes com as formações Cotinguiba (sotoposta) e Barreiras (sobrepsta). Idades biostratigráficas com base em foraminíferos plantônicos sugeriam que a Formação Piaçabuçu se estendia do Campaniano ao Neoeoceno.

Em paralelo com estes estudos foram descobertos os campos de Guaricema (1968) e Dourado (1970), ambos em arenitos paleogenos do Membro Calumbi. Em estudos paleoambientais e de estratigrafia sísmica, FISCHER et al. (1973) sugeriram, para a Formação Piaçabuçu, sistemas deposicionais de leques deltáicos que progradaram sobre uma plataforma carbonática estreita, que termina em folhelhos de talude e bacia.

PONTE et al. (1975) sugeriram que os arenitos do Membro Calumbi foram depositados por correntes de turbidez e fluxos gravitacionais de sedimentos, como leques submarinos, próximos à base do talude. BARROS et al. (1977) propuseram uma divisão do registro estratigráfico do Membro Calumbi, no Baixo do Mosqueiro em sete sistemas de leques, cada um com fácies progradacionais e distributárias, com base em perfis de poços e testemunhos.

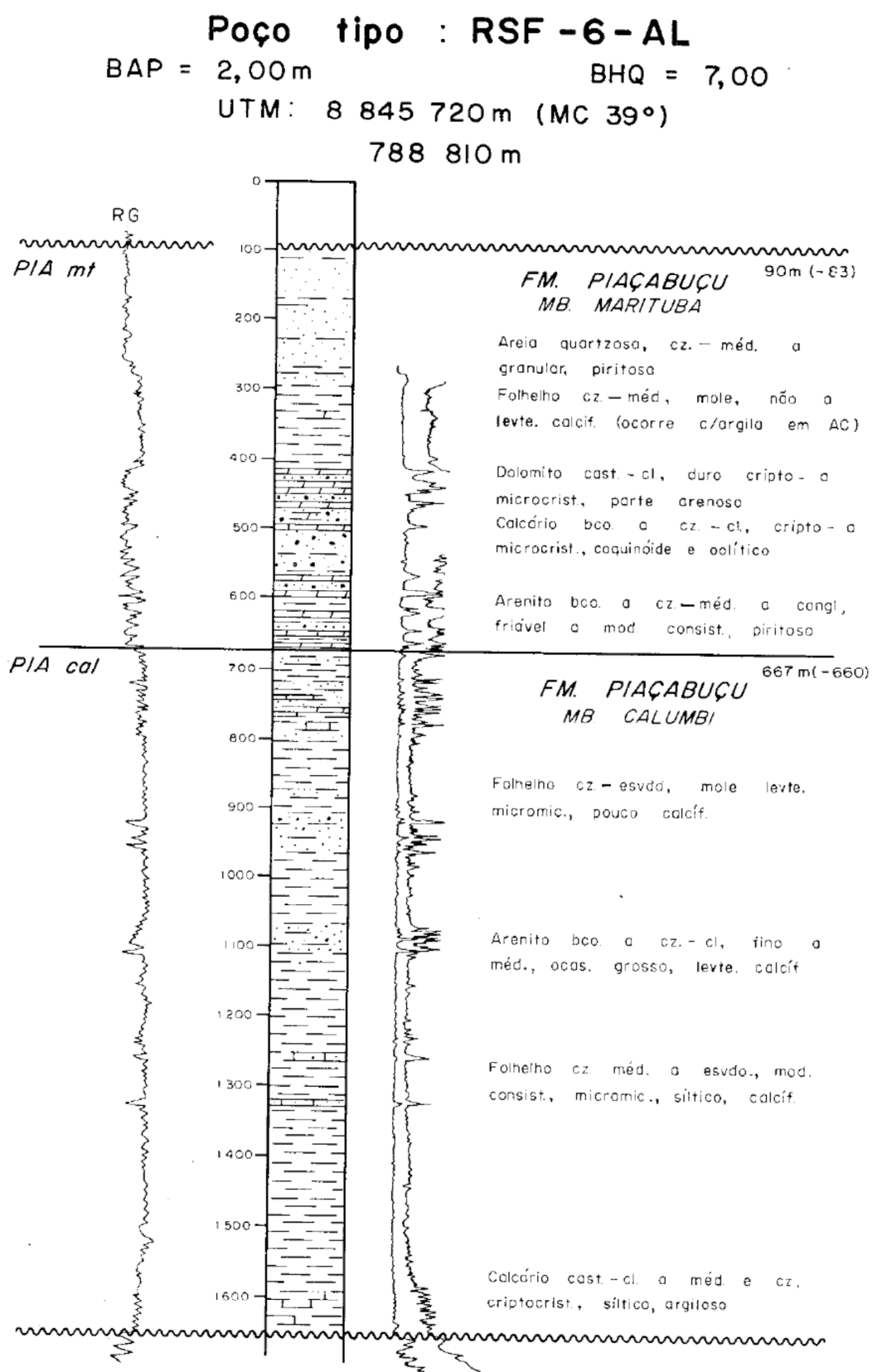


Figura 3.10: Seção tipo da Formação Piaçabuçu, no poço RSF-6-AL, onde foi subdividida nos membros Marituba e Calumbi (SCHALLER, 1970).

Na reavaliação da análise regional e perspectivas exploratórias, MELO et al. (1987) subdividiram o Membro Calumbi em três sequências: Cretáceo, Paleoceno e Eoceno e consideraram o Rio São Francisco como principal alimentador de sedimentos na bacia, estes distribuídos ao longo da direção NE-SW, em virtude da ação de correntes oceânicas com sentido para sul. Sugerem também que a seção paleogena deve apresentar grande desenvolvimento de sedimentação de águas profundas na forma de turbiditos arenosos.

CAINELLI (1992) subdividiu o Membro Calumbi em quatro sequências deposicionais: Cretáceo Superior, Paleoceno, Eoceno e Oligoceno-Quaternário (Figura 3.11). Também propôs um modelo para a sedimentação para a Formação Piaçabuçu e evolução dos cânions da Bacia de Sergipe-Alagoas, em função da subsidência térmica e carga sedimentar sobre a discordância que define a base da Formação Piaçabuçu, houve a deposição de sedimentos, cujas sismofácies tem padrão geométrico em *offlap*, sobre a cunha de plataforma e talude, no Campaniano e Maastrichtiano, em geometria de clinoformas e padrão progradacional (Figura 3.12).

O preenchimento do Paleoceno é caracterizado por um padrão de refletores em *offlap* (sugestivo de caráter progradacional), cujo topo é definido por uma expressiva discordância, que se estende pelo talude e bacia (Figura 3.13).

A depressão estruturada pelo Sistema de Falhas de Vaza Barris atuou como zona de passagem de sedimentos bem como sítio deposicional, nomeada em conjunto como “Cânions de Vaza Barris”, dentre os quais destaca-se o “Cânion de Aracaju Sul” (figs 3.14, 3.15 e 3.16; CAINELLI, 1992). Este cânion é o maior dentre os cânions de Vaza-Barris e foi escavado e estruturado quando se estabeleceu a discordância que define o limite do Paleoceno com o Eoceno (Figura 3.17). Tem cerca de 3 a 11 quilômetros de largura e é supostamente preenchido por aportes sedimentares oriundos do Alto de Itaporanga e Plataforma de Estância.

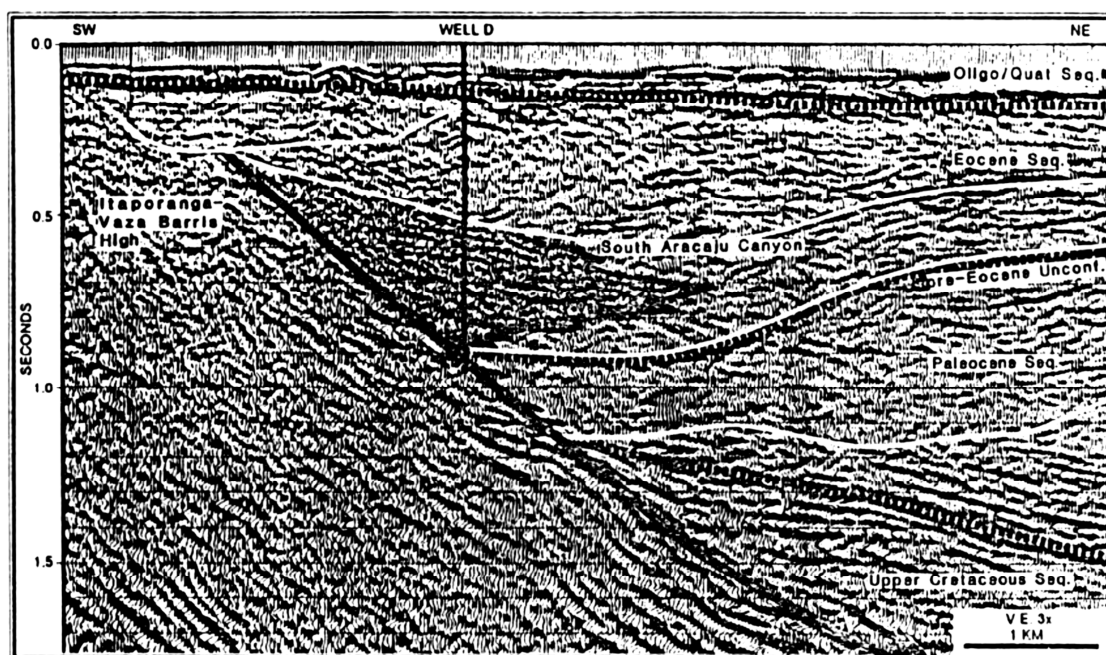


Figura 3.11: Seção sísmica em tempo duplo (ms), de direção SW-NE, do Alto de Itaporanga ao Baixo do Mosqueiro, com destaque para a compartimentação do Membro Calumbi em quatro sequências: Cretáceo Superior, Paleoceno, Eoceno e Oligoceno-Quaternário (CAINELLI, 1992).

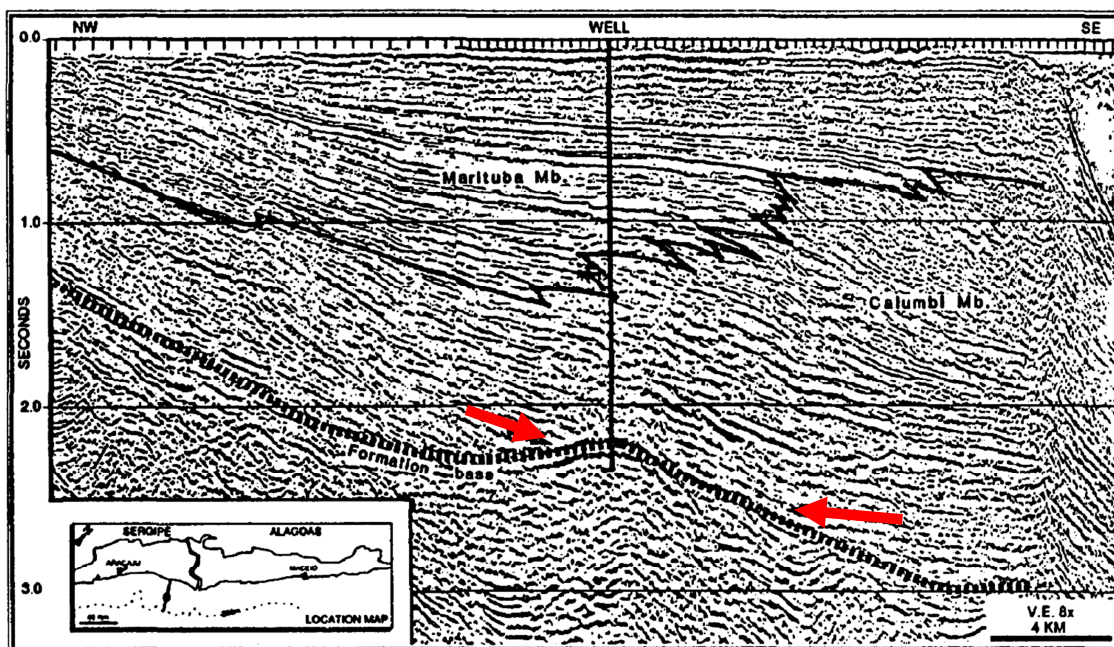


Figura 3.12 : Seção sísmica em tempo duplo (ms), de direção NW-SE, no Baixo do São Francisco (modificado de CAINELLI, 1992), com destaque para o padrão de espessamento da Formação Piaçabuçu em direção a E, compartimentação nos membros Marituba e Calumbi e padrões *offlap* e *onlap* na base dessa formação.

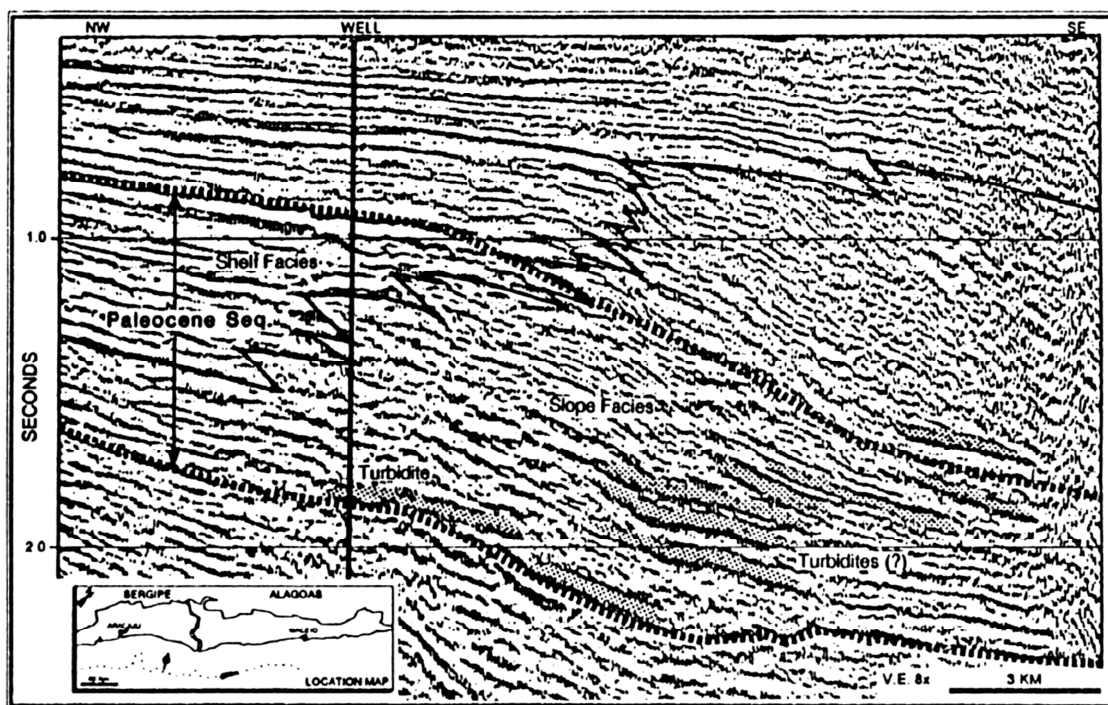


Figura 3.13: Seção sísmica em tempo duplo (ms), de direção NW-SE, no Baixo do São Francisco (CAINELLI, 1992), com destaque para fácies paleocenas plataformais e de talude em padrão progradacional, além de sismofácies de alta amplitude, interpretadas como turbiditos.

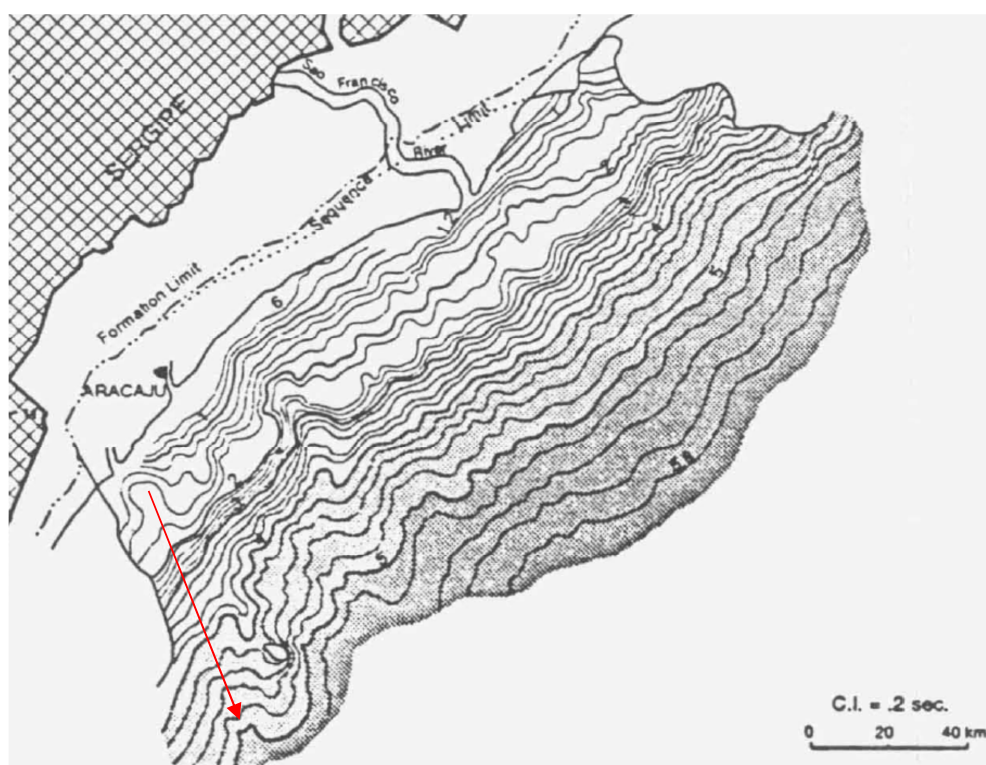


Figura 3.14: Mapa estrutural em tempo (ms) do topo do Cretáceo, que reflete aproximadamente a estruturação do substrato em função da discordância que define o limite com o Paleoceno (modificado de CAINELLI, 1992). Destaque para a feição alinhada na direção NW-SE na porção meridional do mapa, a sudeste de Aracaju.

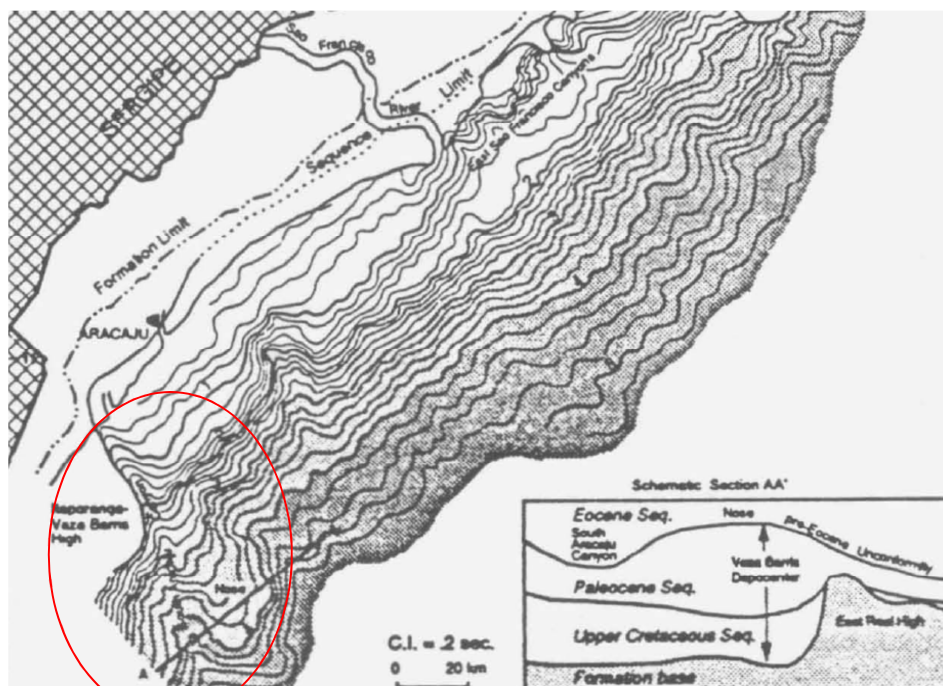


Figura 3.15: Mapa estrutural em tempo (ms) do topo do Paleoceno, que reflete aproximadamente a estruturação do substrato em função da discordância que define o limite com o Eoceno (modificado de CAINELLI, 1992). Uma comparação com o mapa anterior ilustra que houve migração de depocentro para SW de um dos cânions de Vaza-Barris.

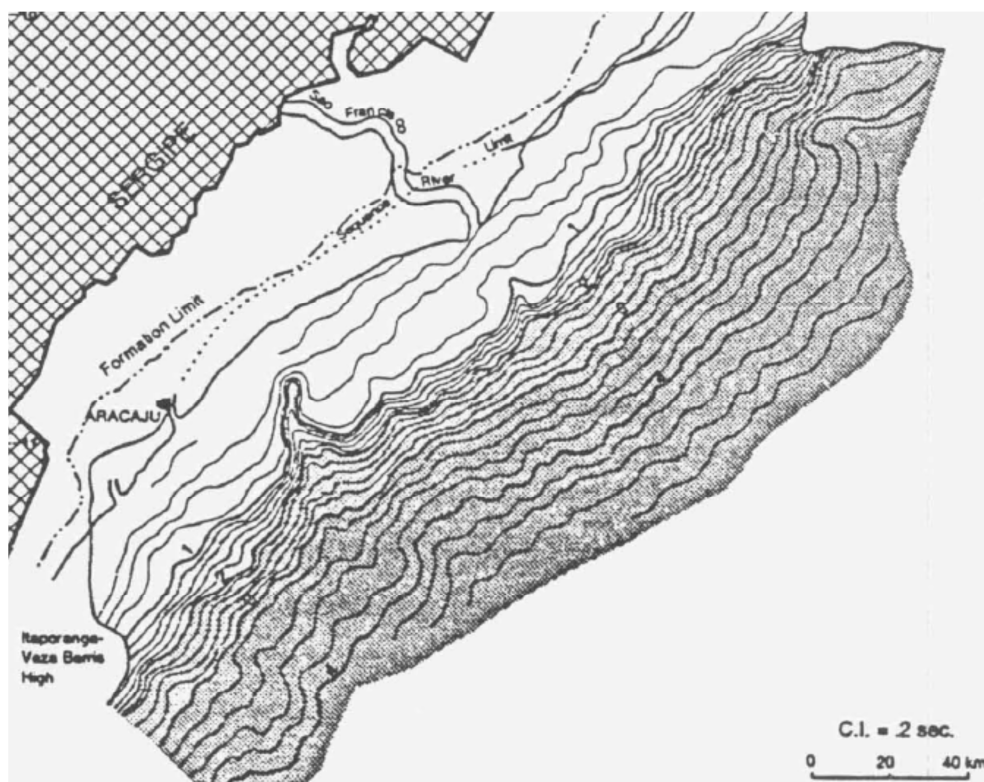


Figura 3.16: Mapa estrutural em tempo (ms) do topo do Eoceno, onde a depressão que representava o Cânion de Aracaju Sul, no mapa anterior, foi preenchida e deixa de ter expressão (CAINELLI, 1992).

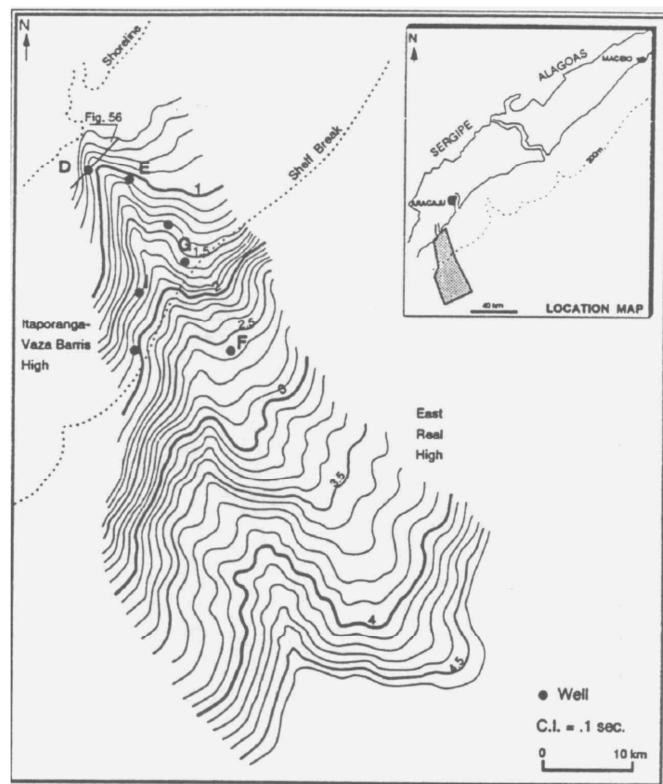


Figura 3.17: Mapa estrutural em tempo (ms) de detalhe do topo do Paleoceno, que reflete aproximadamente a estruturação do substrato em função da discordância que define o limite com o Eoceno (CAINELLI, 1992). Destaque para o Cânion de Aracaju Sul, que se alarga a jusante (SE).

A sedimentação na Série Eoceno representa um pulso progradacional paleogeno maior que implica em migração de fácies proximais em direção a águas profundas, que preencheram os cânions escavados e ampliados pela discordância supracitada, em clinoformas (Figuras. 3.18 e 3.19). Ao final do Eoceno, o limite entre plataforma e talude assume aproximadamente a configuração atual.

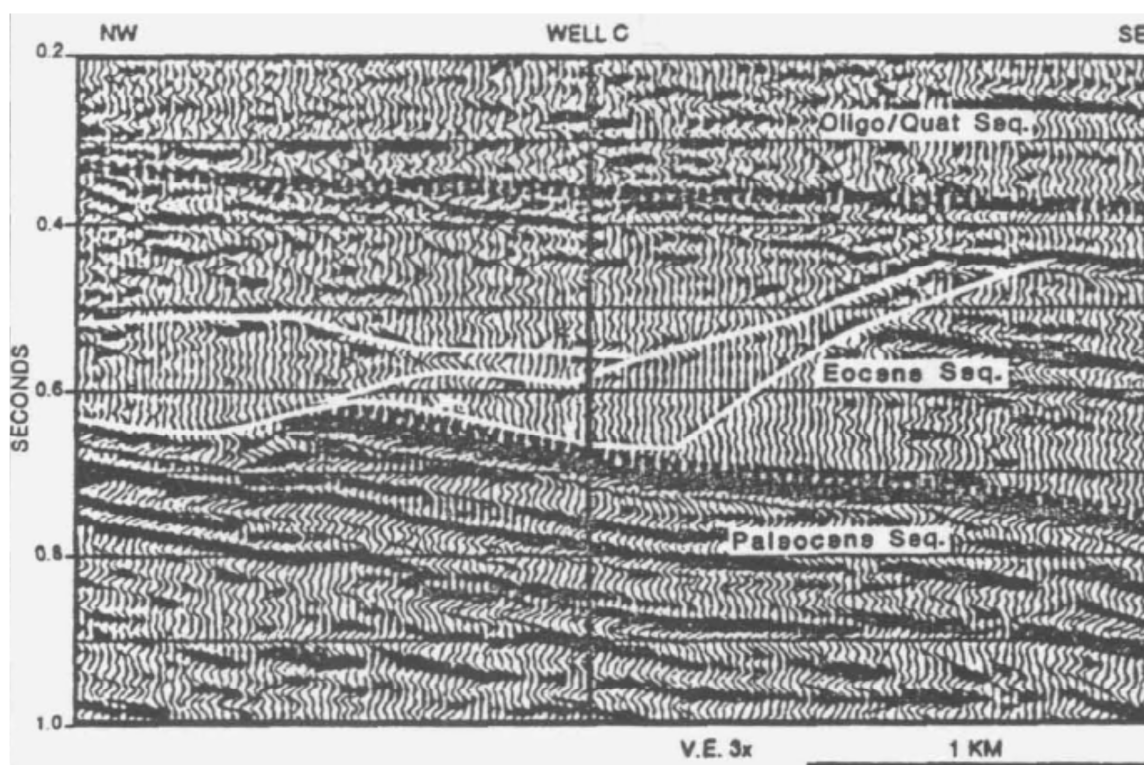


Figura 3.18: Seção sísmica em tempo duplo (ms), de direção NW-SE, no Baixo do Mosqueiro (CAINELLI, 1992), com destaque para o cânion instalado sobre a seção paleocena, preenchido por sedimentos eocenos.

Na revisão estratigráfica subsequente (FEIJÓ, 1994), foi ressaltado o preenchimento sedimentar diferenciado das sub-bacias, Sergipe e Alagoas, assim como a importância das séries Gálico e Senoniano (Neocretáceo) no preenchimento da Sub-bacia de Sergipe e a importância das discordâncias pré-Paleoceno, pré-Eoceno e pré-Oligoceno. A Formação Piaçabuçu foi elevada ao status de grupo e seus membros (Marituba e Calumbi) elevados ao status de formações e com novas seções tipo no poço IPA-1 (Figura 3.19). Também foram feitas modificações nos limites temporais das unidades, com a Formação Calumbi, distribuída do Neoconianciano ao Holoceno e Marituba, do Paleoceno ao Holoceno.

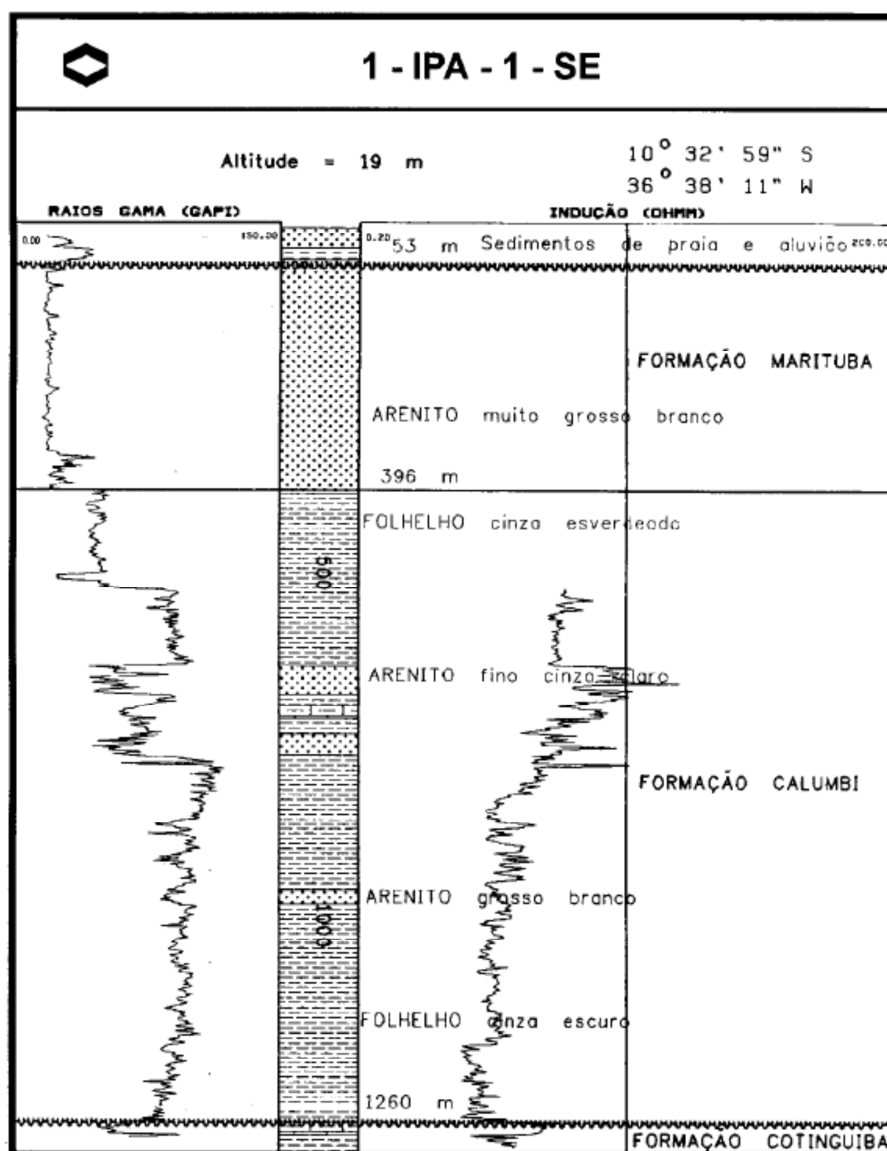


Figura 3.19: Atualização das seções-tipo das formações Marituba e Calumbi no poço IPA-1 (FEIJÓ, 1994).

Além disso, as rochas carbonáticas, antes incluídas no Membro Marituba, foram individualizadas na Formação Mosqueiro, do Paleoceno ao Holoceno (Figura 3.20). A Formação Mosqueiro (FEIJÓ, 1994) é caracterizada por calcarenitos bioclásticos, constituídos por foraminíferos e moluscos, depositados próximos aos antigos limites da plataforma com o talude.

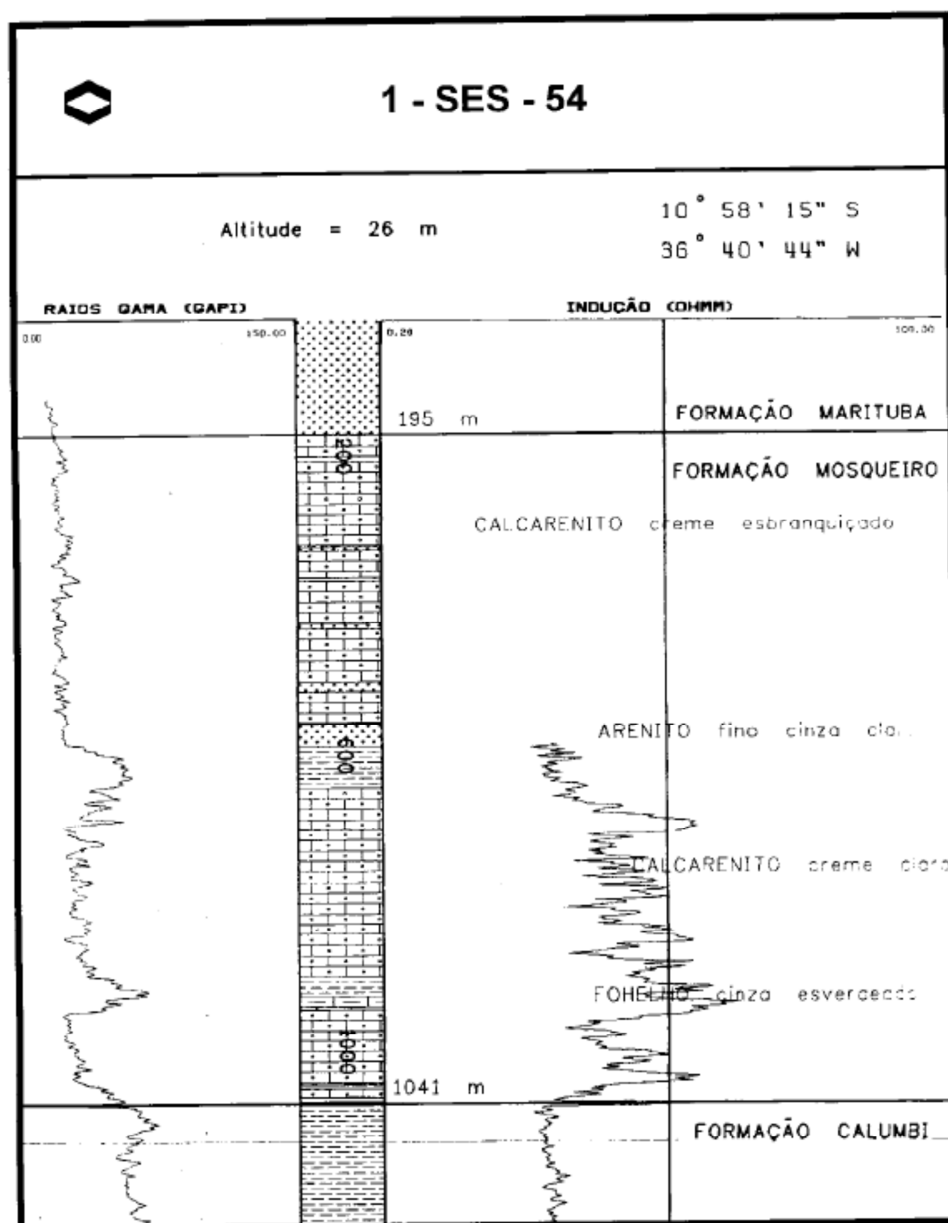


Figura 3.20: Seção tipo da Formação Mosqueiro no poço 1-SES-54 (FEIJÓ, 1994).

Na carta de FEIJÓ (1994), também são apresentados biozoneamentos com base em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinórmorfos, para o Grupo Piaçabuçu como um todo (Figura 3.21), propostos por Beurlen (1992). A este arcabouço foi somado zoneamento de dinoflagelados e esporórmorfos (PEDRÃO, 2004). Posteriormente, os demais grupos foram atualizados por BEURLLEN et al. (2007). Dos grupos utilizados, os nanofósseis calcários são os mais eficientes e detalhados no biozoneamento, sucedidos pelos foraminíferos planctônicos (Figura 3.22).

O Eoeoceno, ou Ypresiano, está representado, de forma aproximada, pelas biozonas N-410, N-420 e N-430, F-310 e F-320 e P-520 e P-530, para os biozoneamentos de nanofósseis calcários (N), foraminíferos plantônicos (F) e palinomorfos (D), respectivamente. Parte da N-430 adentra o Luteciano.

O Mesoeoceno, Luteciano e Bartoniano, está representado pelas biozonas N-437, N-440, N-447 e N-450, F-340, F-350 e parte da F-370, P-610, P-620 e P-630, para os zoneamentos supracitados.

O Neoeoceno, ou Priaboniano, está representado pelas biozonas N-460 e N-470, parte da F-370 e F-380, e, P-660, para os arcabouços citados acima.

Destaca-se ainda, que a passagem do topo do Cretáceo para o Paleoceno é definida pelo topo da N-290, tal qual pelo da F-150 e P-480. O início do Oligoceno é caracterizado nas biozonas N-505, F-410/380 e P-680/660. O detalhamento bioestratigráfico dessa seção é feita no intuito de orientar as superfícies que balizam o zoneamento que será apresentado no capítulo de análise das mesmas.

O registro estratigráfico do Paleogeno no Baixo do Mosqueiro foi estudado e complementado por PEDRÃO (2004), que, além de incluir uma proposta de zoneamento com base em palinomorfos (Figuras 3.22 e 3.23), também sugeriu um arcabouço genético, por meio de integração de perfis elétricos e isotópicos. A subdivisão maior separa o intervalo em duas sequências: Paleoceno-Eoceno Inferior e Eoceno Médio-Superior, com base na razão entre palinomorfos continentais e marinhos, dados quantitativos de foraminíferos e padrões de empilhamento de perfis (Figura 3.24).

A sequência Paleoceno-Eoceno Inferior tem tendência transgressiva predominante, com superfície de máxima inundação interna à biozona N-410, e topo ao nível da N-430, a qual apresenta leve tendência de padrão de empilhamento progradacional. A sequência Eoceno Médio-Superior tem tendência regressiva, evidenciada pelo aumento na concentração de palinomorfos continentais em direção ao seu topo. Alguns hiatos e ausências de biozonas, nas passagens Paleoceno-Eoceno, Eoceno Inferior-Médio e Eoceno Médio-Superior têm correlação positiva com eventos de rebaixamento do nível do mar na curva eustática global (Figura 3.23).

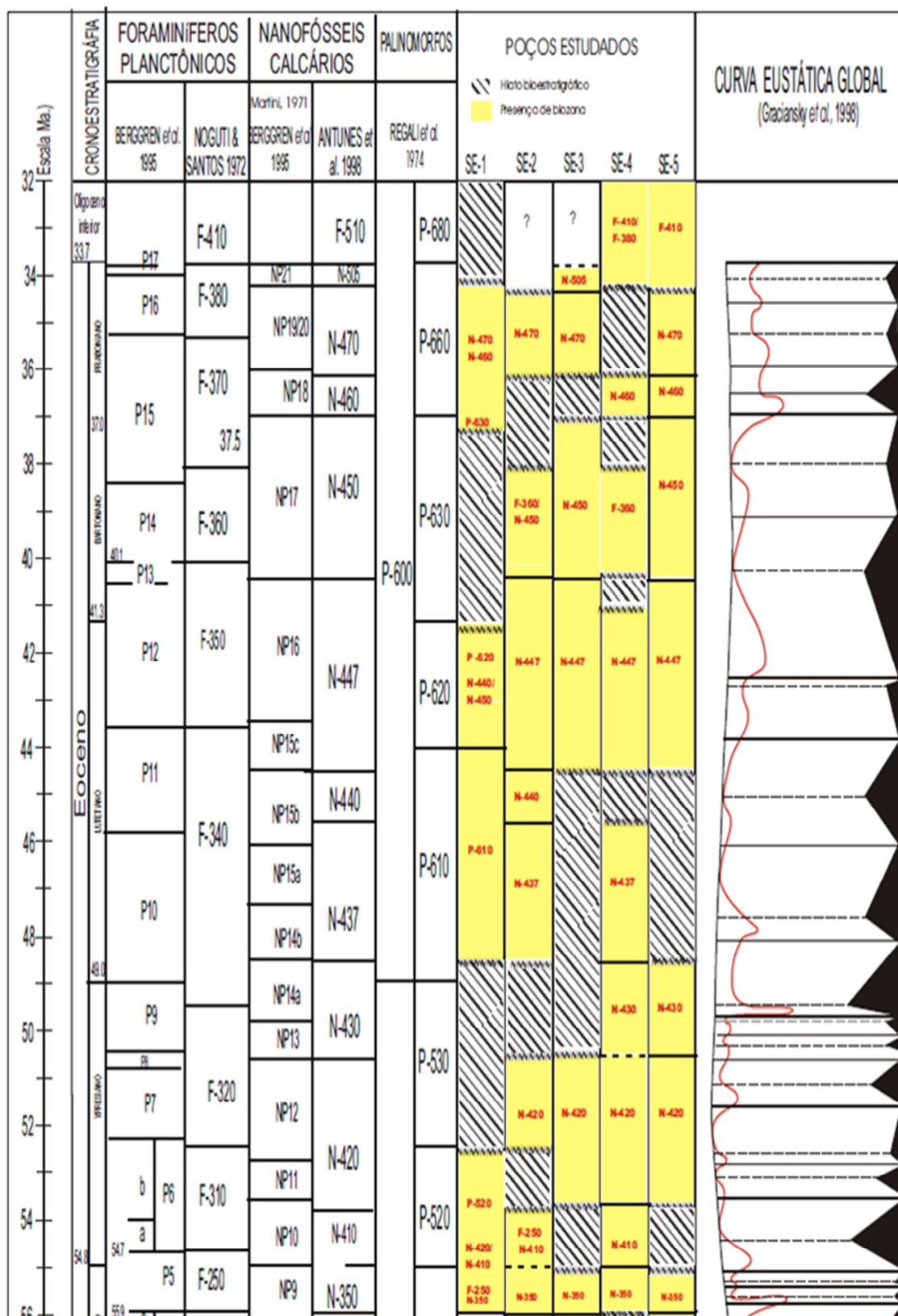


Figura 3.23: Correlação entre arcabouços estratigráficos, hiatos na área de estudo e curva eustática global (PEDRÃO, 2004). Destaque para a relação entre queda no nível de base e os hiatos que correspondem às passagens Paleoceno-Eoceno, Eoceno-Mesoeoceno e Mesoeoceno-Neoeoceno.

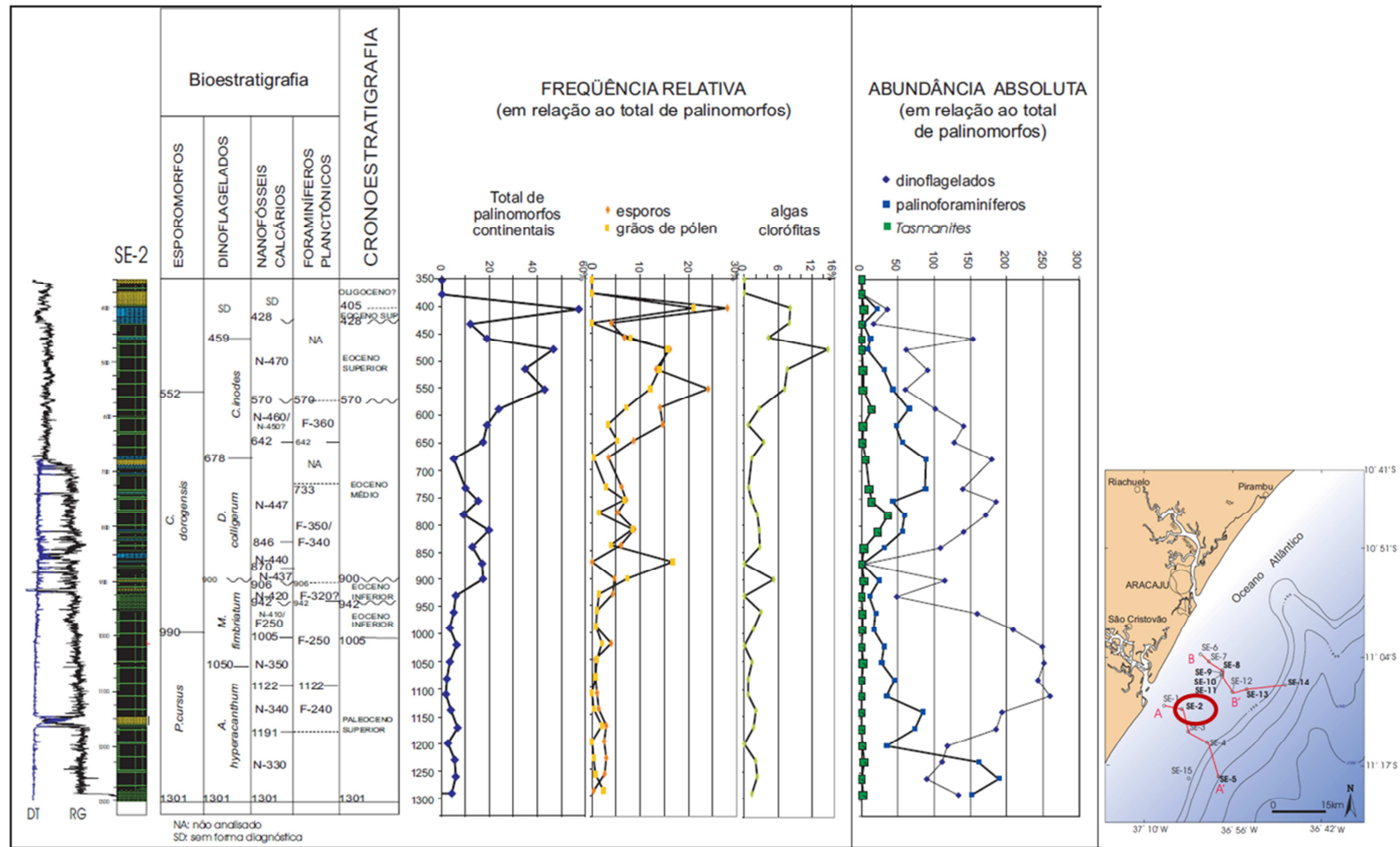


Figura 3.24: Curvas de perfis elétricos, litotipos, de frequência relativa de palinórfos, esporose algas clorófitas e abundância absoluta de dinoflagelados, palinoforaminíferos e *Tasmanites* para o poço SE-2 (PEDRÃO, 2004). Tendências com baixos valores de palinórfos e altas de dinoflagelados sugerem afogamento e altas de palinórfos e baixa de dinoflagelados raseamento.

A seção eocena da Formação Mosqueiro pode ser dividida em dois intervalos, inferior e superior, dos quais o superior apresenta maior desenvolvimento das fácies carbonáticas plataformais (PINHO, 2007).

Na última revisão da Carta Estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas (CAMPOS NETO et al., 2007) foram feitas observações sobre as interpretações genéticas, focadas na Formação Calumbi (Figura 3.3). Esta apresenta sedimentação inicial predominantemente argilosa do Neoconiaciano ao Eocampaniano, em padrões de empilhamento retrogradacionais, das sequências K90 e K100-K110. A partir do Neocampaniano passa a padrão progradacional (sequências K120 e K130), quando junto à Formação Calumbi foram depositados os sedimentos da Formação Marituba. O padrão progradacional continua ao longo da Série Paleoceno (sequências E10 e E20), acompanhado pela deposição dos calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro, situação semelhante à Série Eoceno (sequências E30-E40, E50 e E60, quando alcança um máximo próximo ao seu topo). Este padrão progradacional é parcialmente interrompido na passagem do Eoceno para o Oligoceno (sequência E70-N10 e N20-N40), quando tem padrão agradacional (CAINELLI, 1992) e supostamente está relacionada a subidas no nível relativo do mar.

Em estudo mais recente (QUADROS et al., 2015), a paleoecologia, com base em foraminíferos bentônicos e palinomorfos sugere que a sedimentação no Mesoeoceno ocorreu em condições batiais a neríticas, em águas frias com baixa oxigenação e alta produtividade orgânica.

4 BREVE REVISÃO SOBRE A ÉPOCA EOCENO

4.1 Características gerais e subdivisões

A palavra Eoceno deriva do grego *eos* (“aurora”) e *kainos* (“recente”) e foi proposta por Charles Lyell, em 1833 (LYELL, 1883 *apud* WILMARTH, 1925). Eoceno significa a aurora do recente, ou seja, a Era Cenozoica, já que o Paleoceno ainda não havia sido proposto. Lyell propôs o termo ao observar que 3,5% dos moluscos estudados por ele em rochas daquela idade ainda ocorriam no Holoceno. Corresponde, em cronoestratigrafia, à segunda Época do Período Paleogeno (66-23,03 Ma), o primeiro da Era Cenozoica (Figura 4.1).

Eonotema/Eon		Eratema/Éra		Sistema/Período		Série/Época		Stage/Age		Idade numérica	
Fanerozóico	Cenozóica	Neog	Mioceno		Aquitano				20,44 Ma		
									23,03 Ma		
		Paleogeno	Oligoceno		Chatiano				28,1 Ma		
					Rupeliano				33,9 Ma		
			Eoceno		Priaboniano				38 Ma		
					Bartoniano				41,3 Ma		
					Luteciano				47,8 Ma		
					Ypresiano				56 Ma		
			Paleoceno		Tanethiano				59,2 Ma		
					Selandiano				61,6 Ma		
					Daniano				66 Ma		
	Mez	Cret	Senoniano		Maastrichtiano				72,1 Ma		

Figura 4.1: Limites temporais da Época Eoceno (Paleoceno – 56 Ma e Oligoceno 33,9 Ma) e sua subdivisão em Ypresiano (Eo-eoceno), Luteciano, e Bartoniano (Mesoeoceno) e Priaboniano (Neoeoceno). Junto com o Paleoceno e o Oligoceno, compõe o Período Paleogeno (modificado de COHEN et al., 2014).

Os limites do Eoceno com o Paleoceno e Oligoceno estão em 56 Ma e 33,9 Ma, respectivamente (COHEN et al., 2014). A época é subdividida nas idades Ypresiano (56-47,8 Ma), Luteciano (47,8-41,3 Ma), Bartoniano (41,3-38 Ma) e

Priaboniano (38-33,9 Ma), ou informalmente nos intervalos cronológicos Eo-eoceno (=Ypresiano), Mesoeoceno (=Luteciano + Bartoniano) e Neoeoceno (=Priaboniano), que equivalem respectivamente ao Eoceno Inferior, Médio e Superior no registro estratigráfico.

A Época Eoceno apresentou características particulares, dentre as demais da Era Cenozoica (Figuras 4.2, 4.3 e 4.4). O clima foi o mais quente de toda a era, com os polos desprovidos de gelo (ZACHOS et al., 2001), como detalhado abaixo.

A atividade tectônica foi intensa (Figura 4.4); as cadeias de montanhas dos Alpes, Pirineus, Anatolides e correlatos estavam em formação, em função da colisão África-Europa (MUTTI et al., 1995; RING et al., 2003; SIBUET et al., 2004), enquanto a Placa da Índia seguia caminho em direção à Ásia (MOLNAR, 1986), e a Antártica se separou da Austrália e América do Sul (KENNETH et al., 1977; EXON et al., 2004).

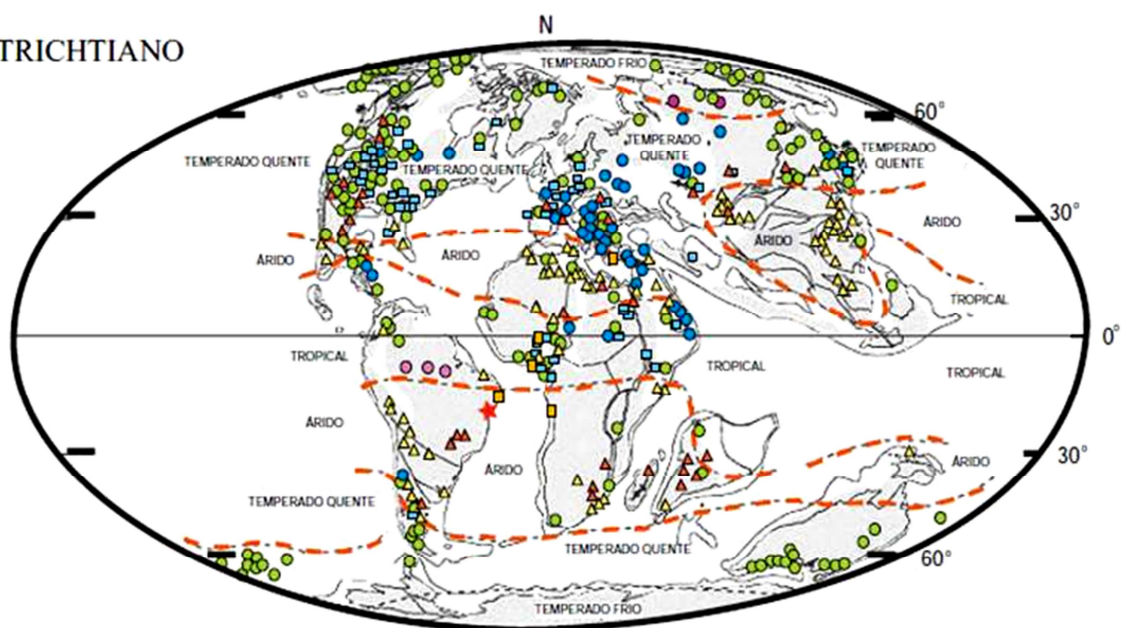
A biota também passou por modificações expressivas. Na passagem do Paleoceno para o Eoceno houve extinção de grupos de foraminíferos bentônicos e expansão de mamíferos terrestres (REA et al., 1990). Na passagem do Eoceno para o Oligoceno, houve extinção mais acentuada de organismos de sangue frio em relação aos de sangue quente (ZANAZZI et al., 2007).

4.2 Clima no Eoceno e suas consequências

O estudo de testemunhos do ODP (*Ocen Drilling Project*) e DSDP (*Deep Sea Drilling Project*), por meio de isótopos estáveis de $\Delta^{18}\text{O}$ e $\Delta^{13}\text{C}$ em carapaças de foraminíferos, resultou na interpretação proposta por ZACHOS et al.(2001), para o paleoclima da Era Cenozoica, relacionados com eventos tectônicos e bióticos (Figura 4.5). A evolução do clima apresenta tendências de aquecimento e resfriamento, guiados por processos tectônicos em ciclos rítmicos ou periódicos de 10 mil a 10 milhões de anos (controlados por ciclos orbitais a tectônicos).

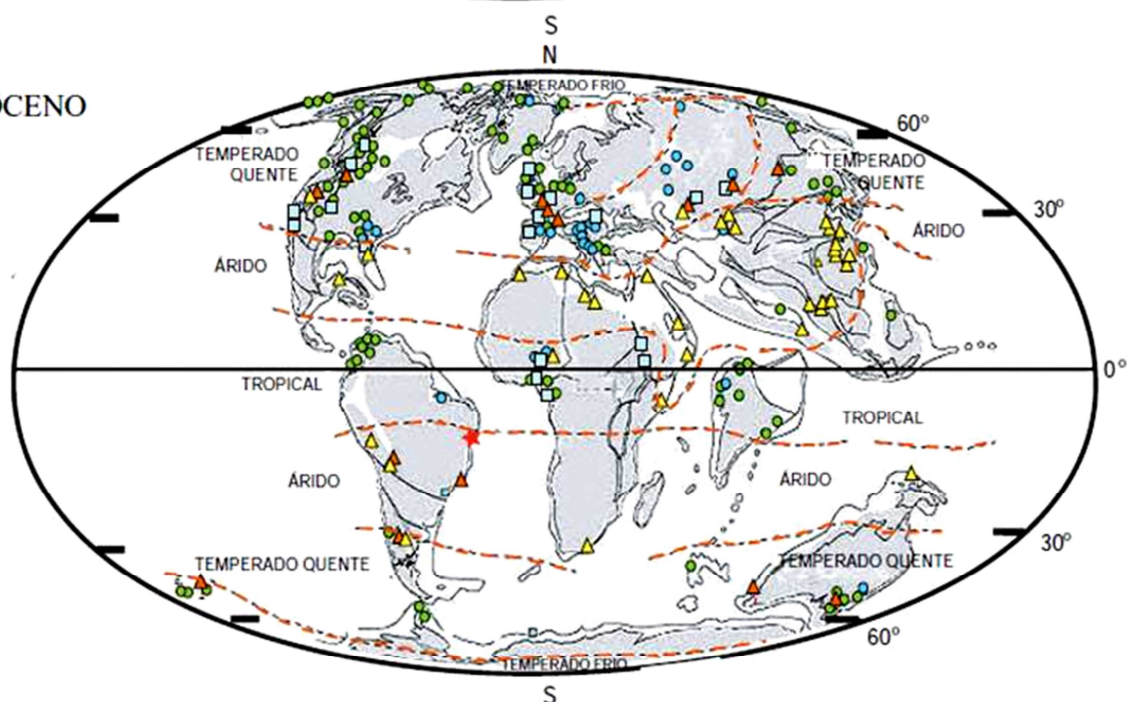
a)

MAASTRICHTIANO



b)

PALEOCENO



● Carvão/Turfa

▲ Evaporitos

● Bauxita

▲ Calcrete

■ Caolinita/Carvão/Turfa

● Laterita

■ Fosfato

● Seixos pingados

★ Bacia de Sergipe

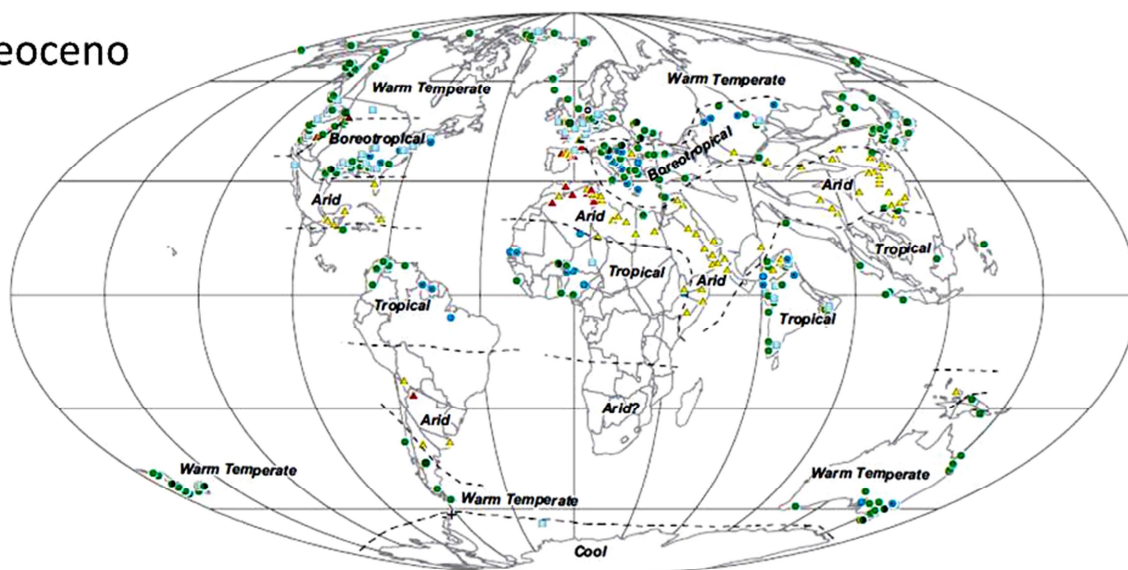
■ Áreas emersas

--- Domínios climáticos

Figura 4.2: Mapas paleogeográficos e representação dos domínios climáticos, com base em litotipos (modificado de BOUCOT et al., 2013), para a) Maastrichtiano e b) Paleoceno. Na zona intertropical o clima era tropical e tropical úmido a árido, respectivamente, com maior aridez no Cretáceo.

a)

Eooceno



b)

Meso a Neoeoceno

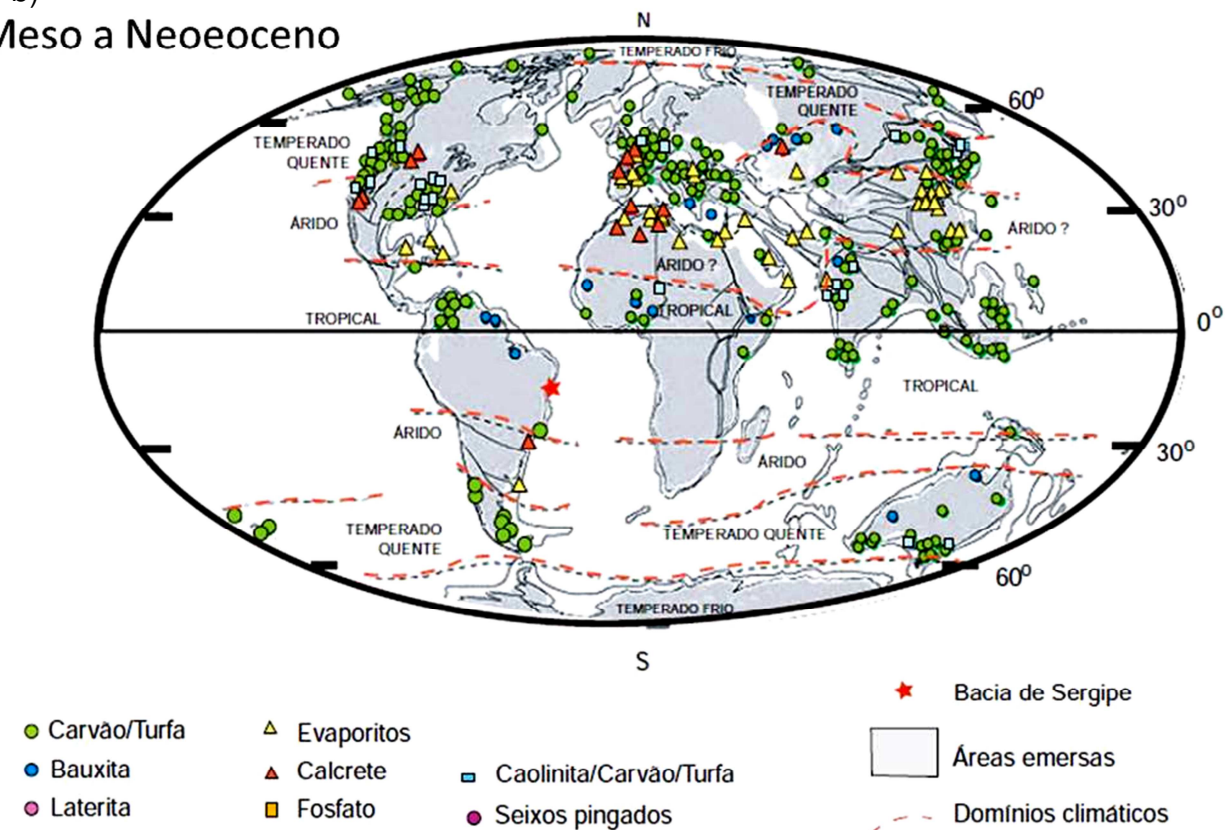
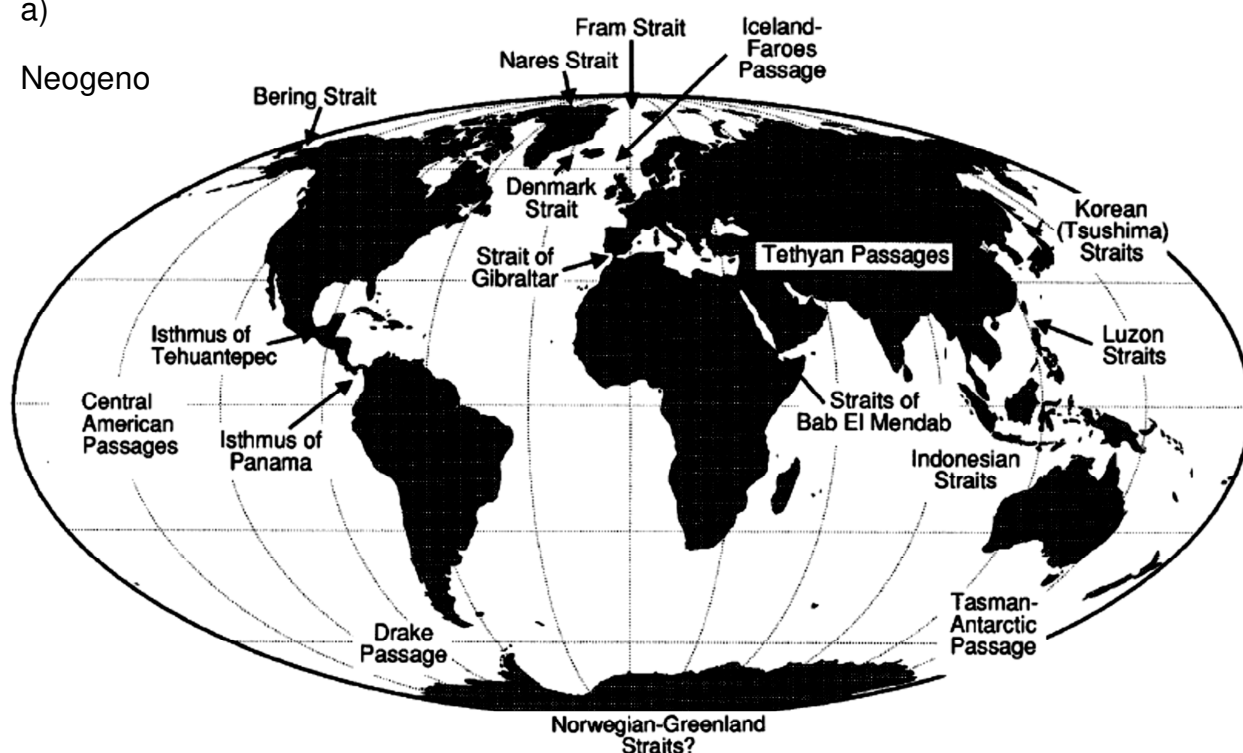


Figura 4.3: Mapas paleogeográficos e representação dos domínios climáticos, com base em litotipos (modificado de BOUCOT et al., 2013), para a) Eo-eoceno e b) Meso a Neoeoceno. A partir do fim do Paleoceno, há forte expansão do domínio climático tropical.

a)

Neogeno



b)

Cretáceo

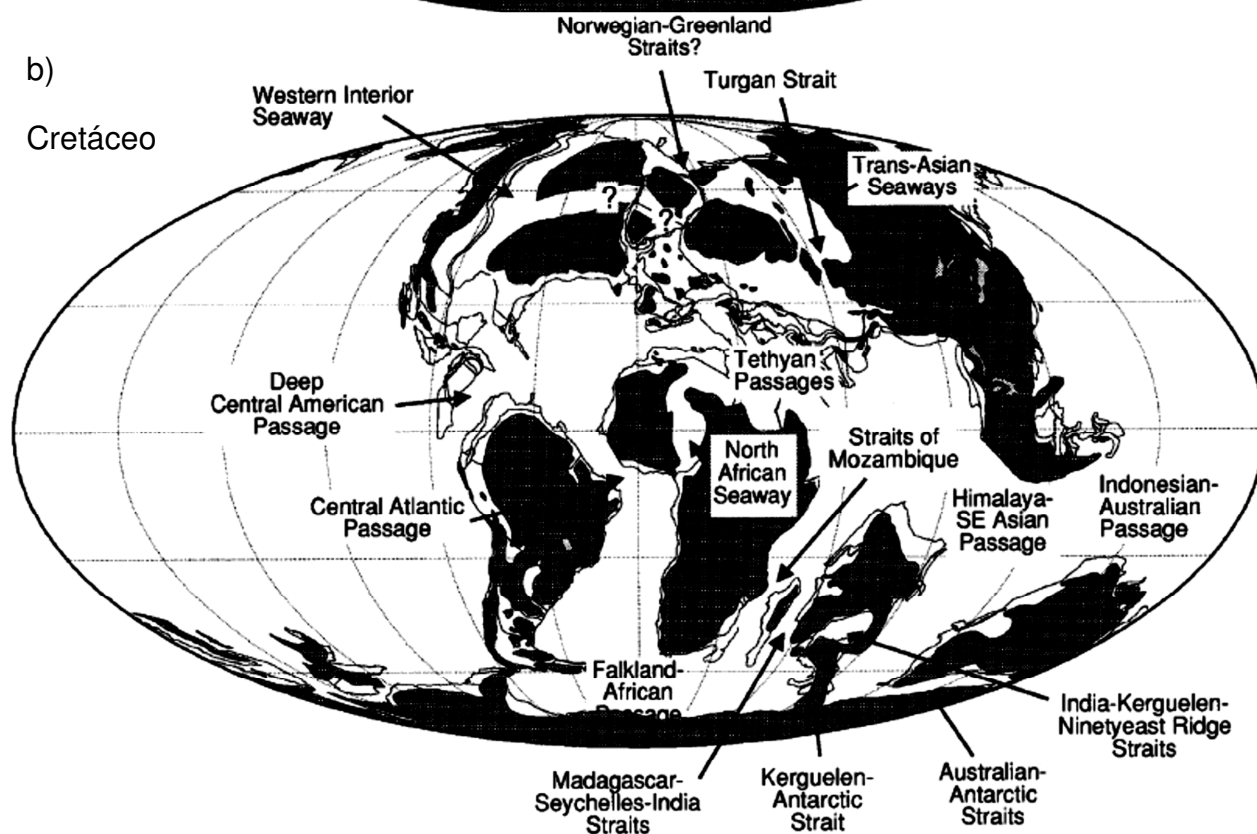


Figura 4.4: a) Oceanos e seus limites (estreitos, istmos), no Neogeno. b) Oceanos e seus limites (estreitos, istmos), no Cretáceo (HAY, 1996). As reconstituições permitem comparar as modificações paleogeográficas maiores ocorridas no Período Paleogeno, que incluem fechamento de passagens oceânicas em estreitos e istmos (passagens Tetiana, do Sudeste Asiático, da América Central Profunda, Indonésio-Australiana e do Atlântico Central) bem como a abertura de novas passagens (passagens de Drake, Tasmânia e Islândia-Ilhas Faroe).

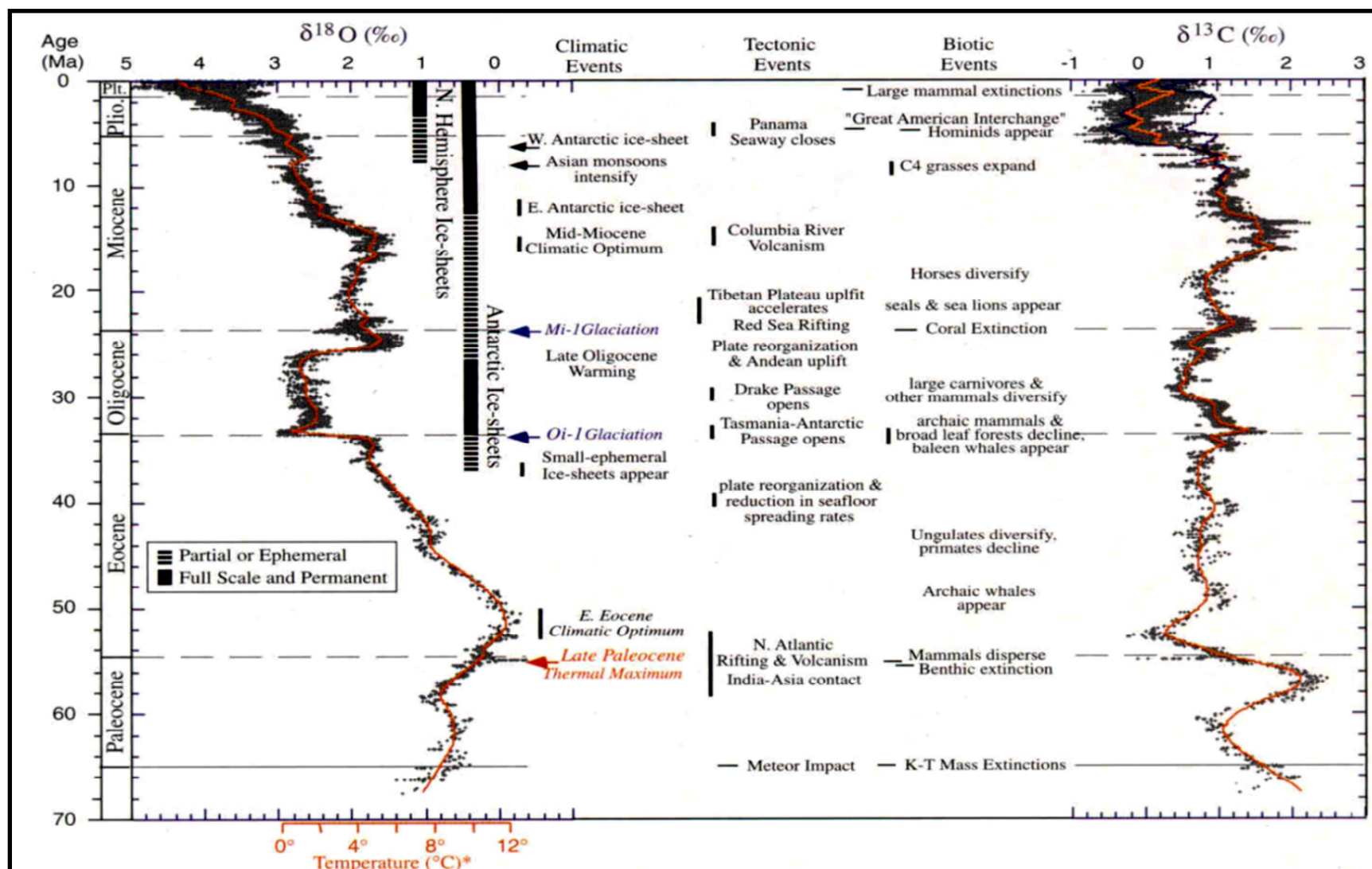


Figura 4.5: Gráficos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ de foraminíferos bentônicos versus idade e temperatura para a Era Cenozoica (ZACHOS et al., 2001). Destacam-se as incursões negativas de $\delta^{18}\text{O}$ que definem dois picos de aquecimento global no final do Paleoceno (LPTM ou PETM) e início do Eoceno (EECO). Também há duas incursões positivas significativas, que sugerem glaciações na passagem do Eoceno para o Oligoceno e deste para o Mioceno. É notável a tendência de resfriamento global do Eo-eoceno ao Holoceno.

Os eventos de aquecimento global mais notáveis são o Máximo Térmico do Neopaleoceno (*Late Paleocene Thermal Maximum – LPMT* ou *Paleocene-Eocene Thermal Maximum-PETM*) na passagem deste para o Eoceno, e Ótimo Climático Eo-eoceno (*Early Eocene Climatic Optimum - EECO*), definido por incursões negativas de $\Delta^{18}\text{O}$. São associados ao rifteamento e magmatismo no Atlântico Norte e fechamento da passagem do sudeste asiático entre Índia e Ásia (ZACHOS et al., 2001). O PETM é considerado um evento transiente, anômalo e de curta duração.

Estimativas de temperatura da água dos oceanos, baseadas em isótopos de oxigênio para foraminíferos planctônicos de altas latitudes da América do Norte, em rochas sedimentares de ambiente de plataforma sugerem incremento de temperatura superficial de 8° C e temperatura máxima superior a 33° C, na passagem Paleoceno – Eoceno (ZACHOS et al., 2006). Houve aumento na umidade atmosférica, bem como na taxa de precipitação. Estudos de isótopos em paleossolos sugerem que as altas taxas de precipitação e umidade podem não ser de escala global, já que na Bacia de Bighorn (Wyoming, EUA) apresentam condições áridas nesse intervalo (KRAUS e RIGGINS, 2007).

Como consequência, houve mudança no padrão de circulação das correntes oceânicas, aquecimento de águas profundas e diminuição na profundidade da CCD (*carbonate compensation depth*, abaixo da qual quaisquer elementos carbonáticos são dissolvidos). Houve ainda a extinção de foraminíferos bentônicos (Figura 4.6), a maior dos últimos 90 Ma (KENNETT e STOT, 1991), enquanto os organismos planctônicos não foram afetados, o que sugere desconexão ecológica entre ambientes rasos e profundos. A redução na interação entre oceano e atmosfera do PETM é sugestiva de um padrão de circulação oceânico controlado pela salinidade (halothermal) e não pela temperatura (REA et al., 1990).

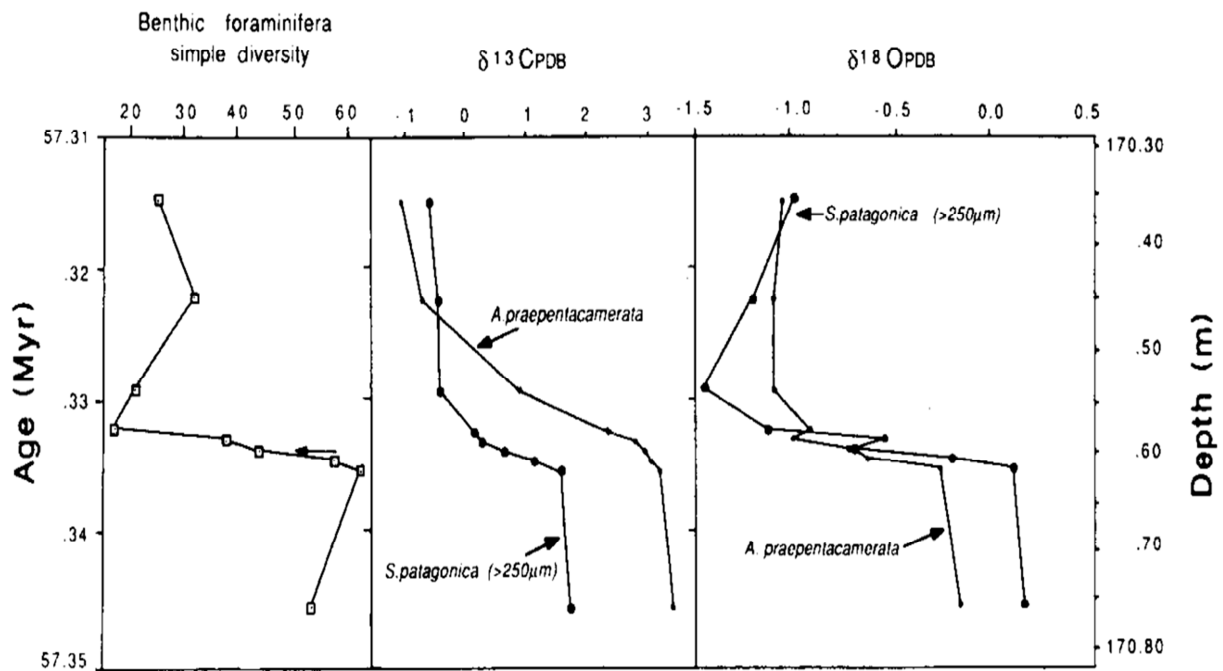


Figura 4.6: Dados isotópicos de $\Delta^{18}\text{O}$ e $\Delta^{13}\text{C}$ de foraminíferos plantônicos, que destacam a incursão negativa da passagem do Paleoceno para o Eoceno (KENNETT e STOTT, 1991). À esquerda há uma curva de diversidade simples de foraminíferos bentônicos, que apresenta queda expressiva no intervalo supracitado.

A passagem do Eoceno para o Oligoceno é caracterizada por incursão negativa de $\Delta^{18}\text{O}$ (Oi-1), que representa evento de resfriamento (ZACHOS e KUMP, 2005), também presente na passagem deste para o Mioceno (Figura 4.7). A Antártica foi coberta por gelo nos primeiros 300.000 anos do Oligoceno, em dois pulsos de resfriamento (BOWEN, 2007; Figura 4.7). Ao final do Oligoceno, há ainda um pico de aquecimento global (ZACHOS et al., 2001; Figura 4.5). Entre essas duas glaciações houve extinção dos mamíferos arcaicos e diversificação de carnívoros e outras espécies de mamíferos (BOWEN, 2007).

Entre as causas para o resfriamento global na passagem Eoceno - Oligoceno estão a redução de atividade ígnea (LARSON, 1991) e aumento do intemperismo químico, com consequente sequestro de CO_2 atmosférico (ROYER et al., 2004), que resultou em redução de 7 a 9°C na temperatura das águas oceânicas. A abertura das passagens oceânicas meridionais no planeta também é sugerida como causa para este resfriamento, como é discutido adiante.

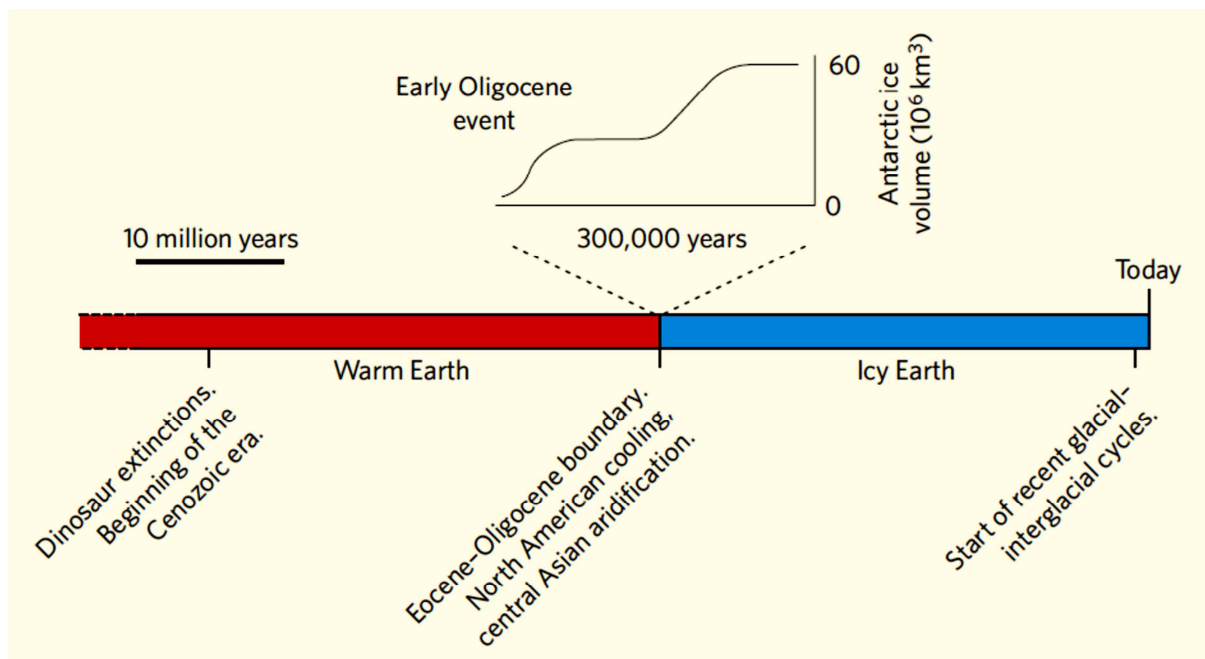


Figura 4.7: Linha de tempo que ilustra a passagem de condições de “Terra quente” para “Terra fria”, coincidente com o limite Eoceno-Oligoceno (BOWEN, 2007). Nesse modelo, o crescimento inicial da calota de gelo do Círculo Polar Antártico ocorreu em dois pulsos, ao longo de 300 000 anos.

O Sistema Paleogeno apresenta mudanças expressivas de variação no *onlap* costeiro (Figura 4.8). O Paleoceno foi uma Época definida por clima tropical úmido a árido, com nível do mar cerca de 250 metros acima do atual (HAQ et al., 1988). No Meso a Neopaleoceno houve queda eustática para 150 metros, seguida de subida ao final dessa Idade. No Ypresiano, apesar de variações pontuais, o nível do mar era alto, cerca de 200 metros acima do atual, assim como em boa parte do Luteciano. Do meio para o final desse estágio o nível do mar caiu, tendência que se estendeu pelo Bartoniano e Priaboniano, onde alcançou 100 metros acima do atual. Apesar da subida pontual no Rupeliano, houve queda expressiva ao longo de todo o Oligoceno.

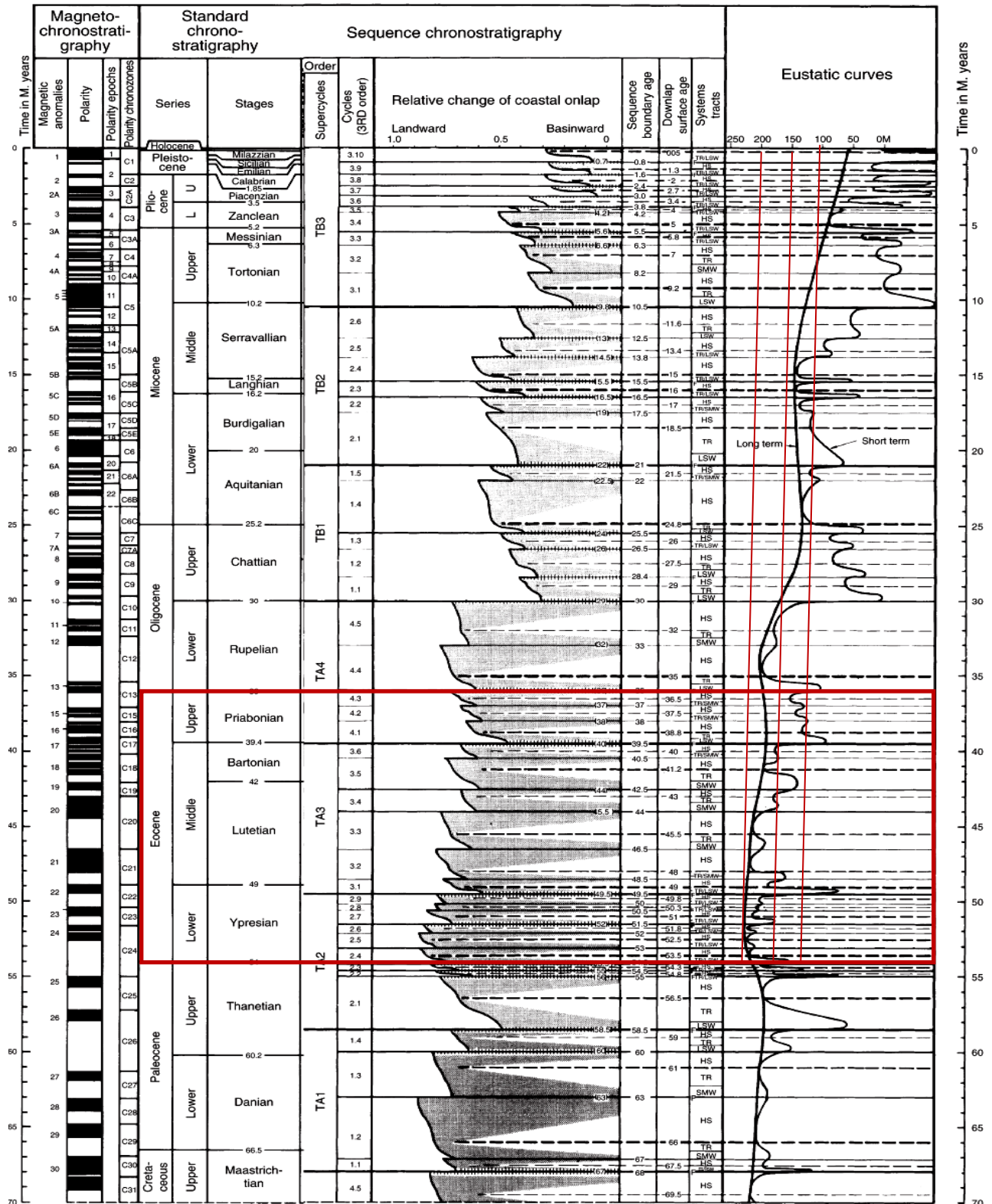


Figura 4.8: Curva de variação do *onlap* costeiro na Era Cenozóica (HAQ et al., 1988). É notável o nível relativo do mar acima do atual (150 metros) e a queda seguida de subida eustática no Tanethiano (Neopaleoceno). Houve subida no Ypresiano e parte do Luteciano, com queda a partir deste, que continuou ao longo do Bartoniano e Priaboniano.

4.3 Tectônica no Eoceno

O Eoceno foi uma Época marcada por expressivas mudanças nos padrões de movimento das placas tectônicas em escala global (RONA e RICHARDSON, 1978). A reorientação da direção de movimento das placas de N-S para E-W, a mudança de comportamento das placas (divergente para convergente ou direcional) e queda na taxa de expansão do assoalho oceânico são os fatores mais marcantes (Figura 4.4). Destaca-se também a extinção de atividade ígnea em pontos de dorsais oceânicas, seguida por ativação em outros pontos e obducção de ofiolitos (BROOKFIELD, 1977).

No Oceano Índico (Figura 4.9), a direção de expansão da dorsal meso-oceânica, N-S, desde 100 Ma, passou a quase a E-W (53-50 Ma), em função da colisão continental entre as placas da Índia e Eurásia (MOLNAR e TAPPONIER, 1977), que resultou no fechamento da passagem neotethyana (e do Oceano Neotethys).

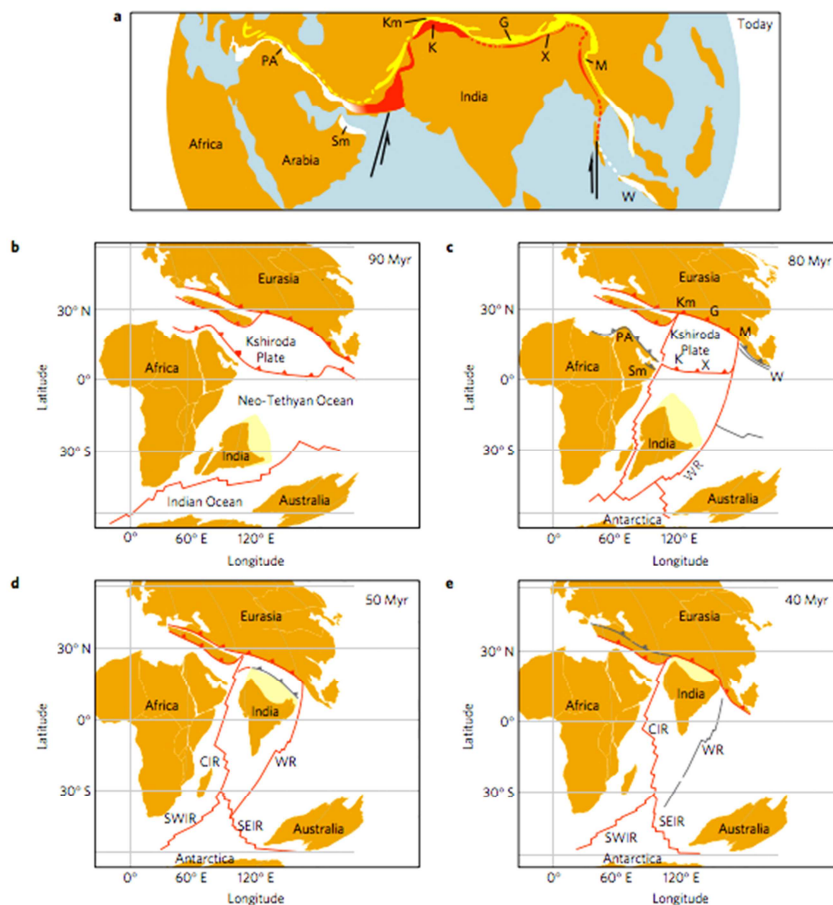


Figura 4.9: Evolução do cinturão colisional dos Himalaias nas eras Mesozoica e Cenozoica. O eixo de abertura E-W do Oceano Índico (b) passa a NNE-SSW (d). No final do Bartoniano (e), a passagem oceânica entre Índia e Ásia fechou, em função da evolução do processo colisional (OSKIN, 2015).

Na Placa da Austrália (Figura 4.10) havia um padrão de abertura N-S de centro de espalhamento oceânico, que terminava no Mar da Tasmânia (59-56 Ma). Esse padrão de abertura mudou para E-W, que definiu a ruptura entre Australia e Antártica, cujo rifte tem estabelecimento inicial em 53-50 Ma (HAYES e RINGS, 1972; WEISSEL e HAYES, 1972). A separação entre a Antártica e América do Sul ocorreu entre 54 e 30 Ma, com base em anomalias magnéticas (HERRON, 1974), na abertura do Estreito de Magalhães (Figura 4.11, também referido como Passagem de Drake).

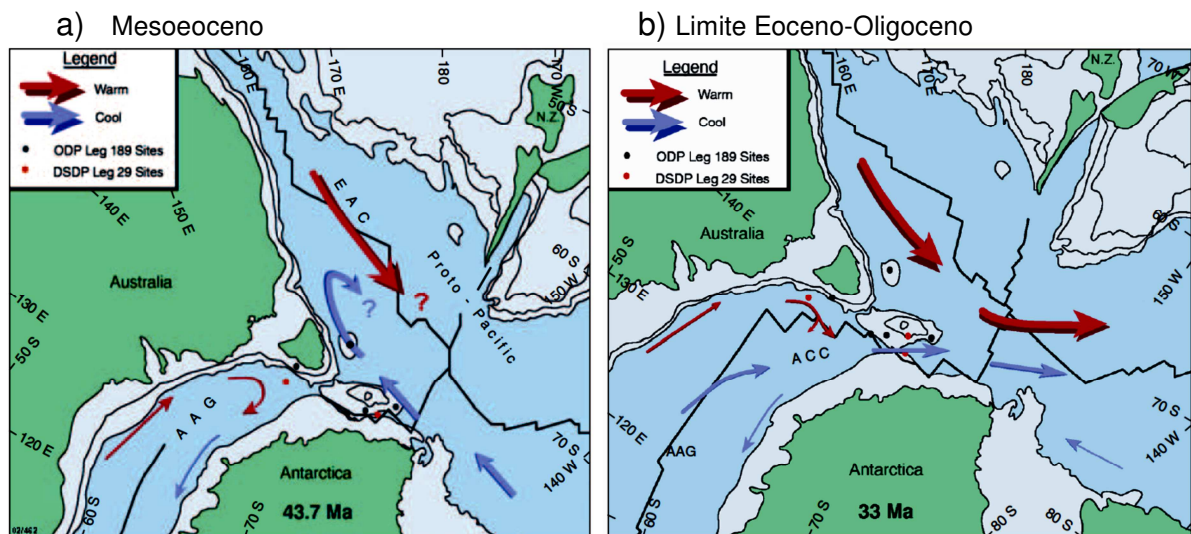


Figura 4.10: Contexto paleogeográfico do limite entre Austrália e Antártica, a) Mesoeoceno e b) Limite Eoceno-Oligoceno, que ilustra a abertura da passagem da Tasmânia (EXON *et al.*, 2004.) O rompimento do istmo entre as duas placas, que isolava um golfo na margem oeste da Antártica implicou no estabelecimento da corrente circumpolar e isolamento térmico da mesma.

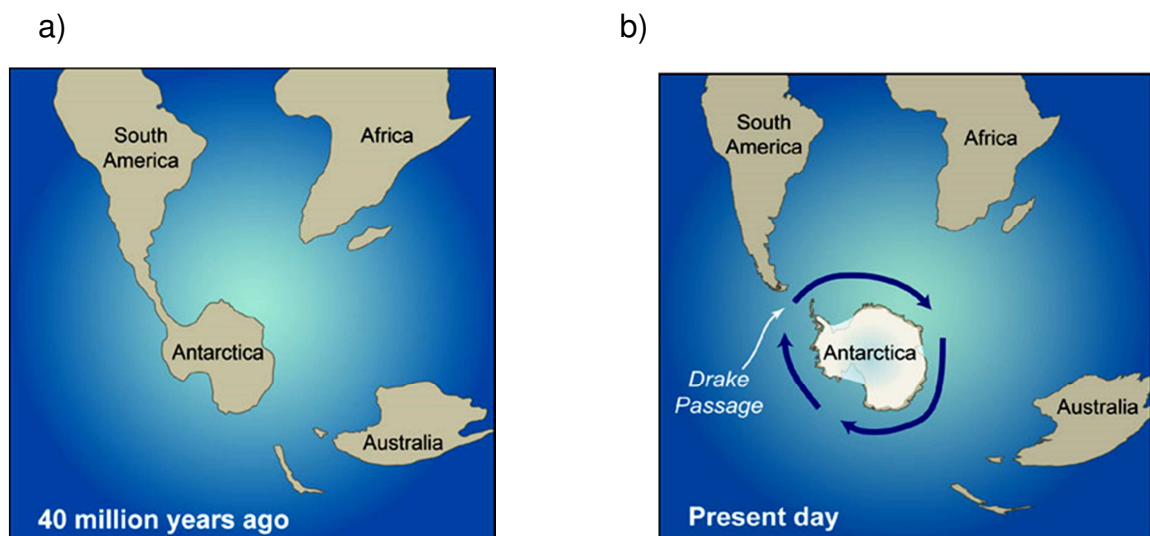


Figura 4.11: Abertura da Passagem de Drake, entre as placas da Antártica e Plataforma Sul-americana (DOUCETTE, 2015). a) Mesoeoceno e b) Holoceno. O rompimento ocorreu há 34 Ma.

KUHN (2012) determinou que a abertura das passagens de Drake e da Tasmânia ocorreu no Neoeoceno. A abertura destas passagens individualizou a Placa da Antártica a S, com isolamento térmico da mesma (KENNETT, 1977) e resultou em início da corrente circumpolar, com circulação de águas oceânicas profundas a partir de 32 Ma (JOHNSON, 1985; SIPJ e ENGLAND, 2004). Em escala global, o isolamento da Antártica é considerado a causa tectônica para o resfriamento no limite Eoceno-Oligoceno (WILLIAMS, 1986; ZACHOS et al., 1992).

Na América do Sul (Figura 4.12), a subducção da Placa de Nazca, sob a Plataforma Sul-americana, passou por um processo de arrefecimento da deformação, do Maastrichtiano ao Paleoceno. No Mesoeoceno houve uma nova fase de deformação, conhecida como Fase Incaica, na qual a convergência entre as placas foi acelerada, com deformação e intenso magmatismo (PARDO-CASAS e MOLNAR, 1987).

As estimativas de comprimento dos limites de placa na Era Mesozoica eram de 50000 quilômetros para margens divergentes e 52000 quilômetros para margens convergentes (RONA e RICHARDSON, 1978). Dentre as margens convergentes, somente a Cadeia dos Montes Zagros configurava um cinturão colisional continental, com 2500 quilômetros de extensão. Após a reestruturação eocenoica das placas tectônicas, o comprimento dos limites divergentes se manteve, enquanto dos convergentes foram modificados. Os cinturões colisionais continentais aumentaram sua extensão de 2500 para 28500 quilômetros, devido às colisões entre: Índia e Ásia, Escudo da Austrália e Arco de Ilhas da Nova Guiné, Grande Banco das Bahamas e Antilhas e África e Europa.

As relações entre tectônica e clima foram abordadas por HAY (1996). As causas do aquecimento global associado ao PETM são temas ainda abertos a discussão.

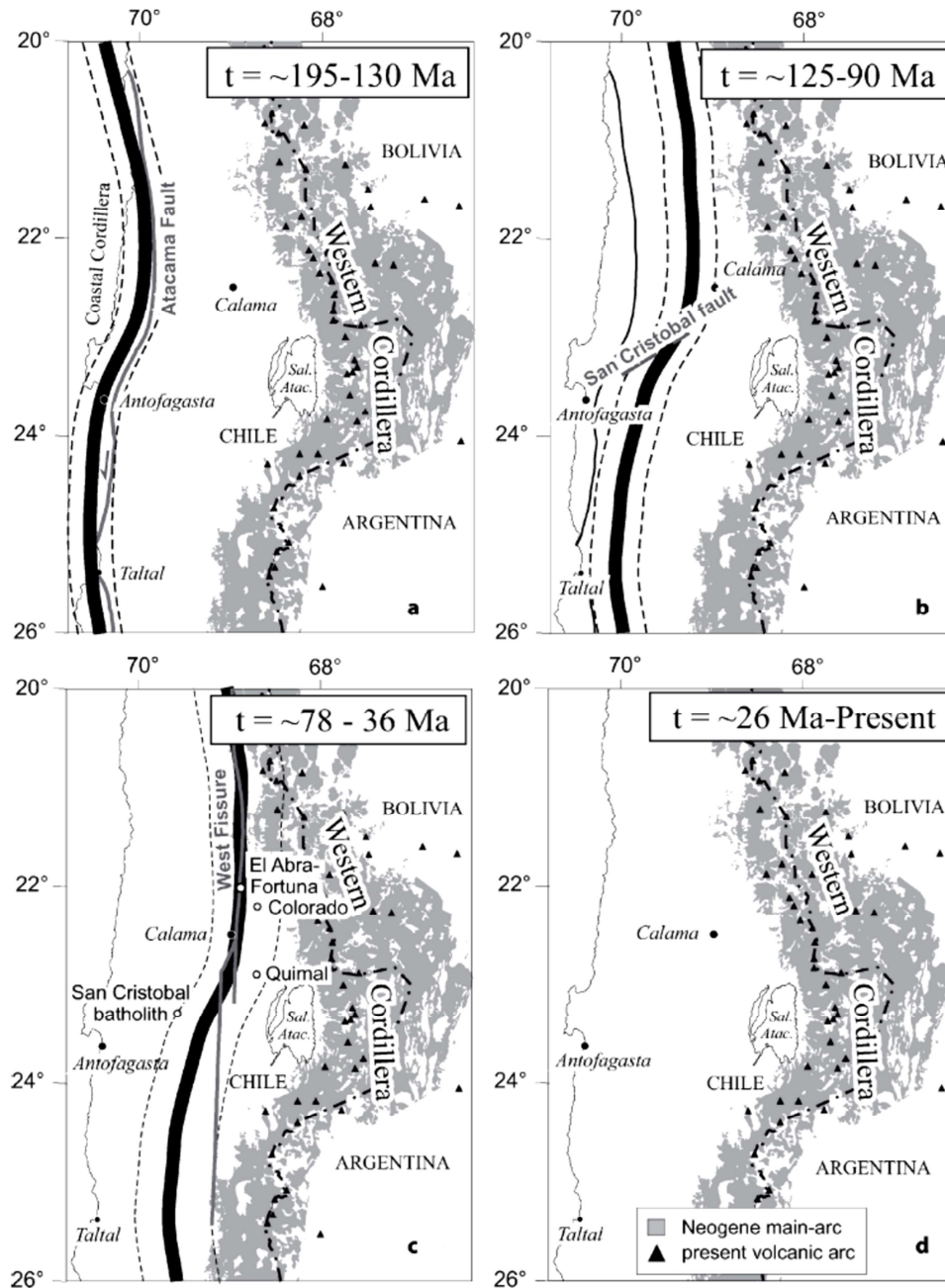


Figura 4.12: Posição do arco magmático principal andino (linha preta) no segmento de arco do Chile Setentrional (HASCKE et al., 2016), ao longo das eras Mesozoica e Cenozoica. Destaca-se a aproximação acelerada na passagem das eras Mesozoica e Cenozoica (78-36 Ma).

O pico do vulcanismo que construiu a suíte ígnea da Islândia ao final do Paleoceno (STOREY et al., 2007) e início do Eoceno implicou em acréscimo expressivo de CO_2 , CH_4 , CO e H_2S nos oceanos e atmosfera. O processo de soerguimento da dorsal pode ter desestabilizado hidratos de carbono do assoalho marinho e alterado valores isotópicos de ^{13}C .

A presença de milhares complexos de veios hidrotermais, identificados em seções sísmicas nas bacias de Voring e More, no Mar da Noruega é associada ao expressivo magmatismo ocorrido na Província Ígnea do Atlântico Norte, e considerada como uma das possíveis causas do aquecimento global do final do Paleoceno e início do Eoceno (SVENSEN et al., 2004). A injeção de volumes expressivos de material mantélico em meio a sedimentos carbonosos dessas bacias poderia liberar metano nos oceanos e atmosfera por meio de veios. Sugerem também que o fenômeno ocorreu em eventos climáticos associados à origem de outras grandes províncias ígneas, como as *Siberian Traps* e Karoo. Estão de acordo com o proposto por STOREY et al. (2007) para a Islândia.

4.4 Eoceno no Brasil

No Brasil, os registros mais expressivos da Série Eoceno estão nas bacias sedimentares meso-cenozoicas de margem divergente e de margem transformante (ou da margem equatorial), na parte oriental da Plataforma Sul-americana (MILANI et al., 2007). A correlação entre os depósitos e eventos que pontuam a estratigrafia desses depósitos (Figuras 4.13 e 4.14) foi feita por FREIRE et al. (2012).

De forma geral, correspondem a ambientes marinhos de plataforma, talude e bacia, predominantemente preenchidos por sedimentos siliciclásticos, com ocorrência subordinada de plataformas carbonáticas. As plataformas carbonáticas cenozoicas mais expressivas estão nas bacias do Pará-Maranhão e Barreirinhas, além da Foz do Amazonas (na margem equatorial). Nas bacias do Mucuri, Cumuruxatiba e Espírito Santo, estão assentadas sobre o Complexo Vulcânico de Abrolhos.

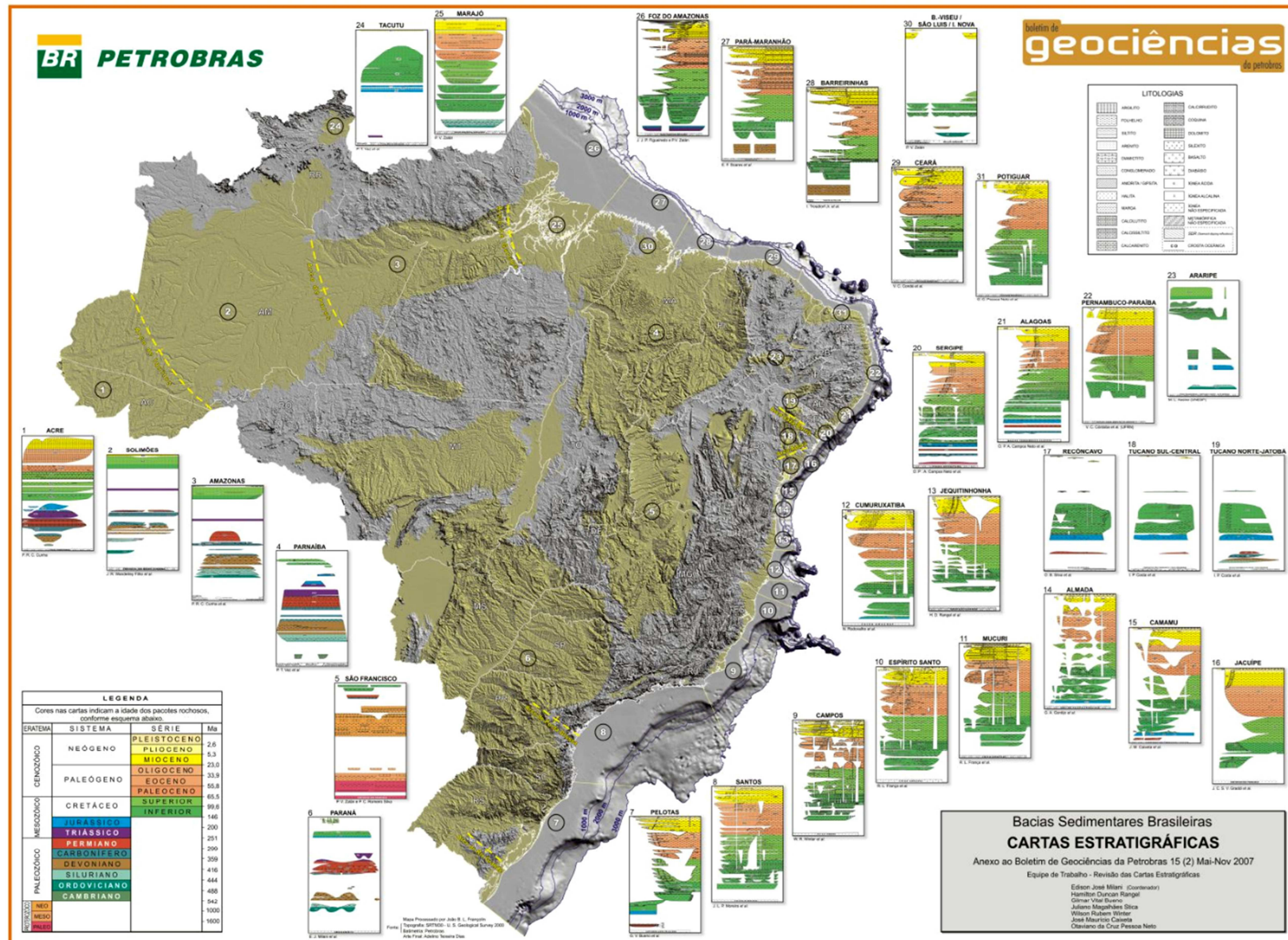


Figura 4.13: Mapa das bacias sedimentares brasileiras com destaque para aquelas de margem divergente (cartas 7 a 16 e 20 a 22) e transformante (cartas 26 a 29 e 31) que apresentam os registros mais expressivos da Série Eoceno no Brasil (MILANI et al., 2007).

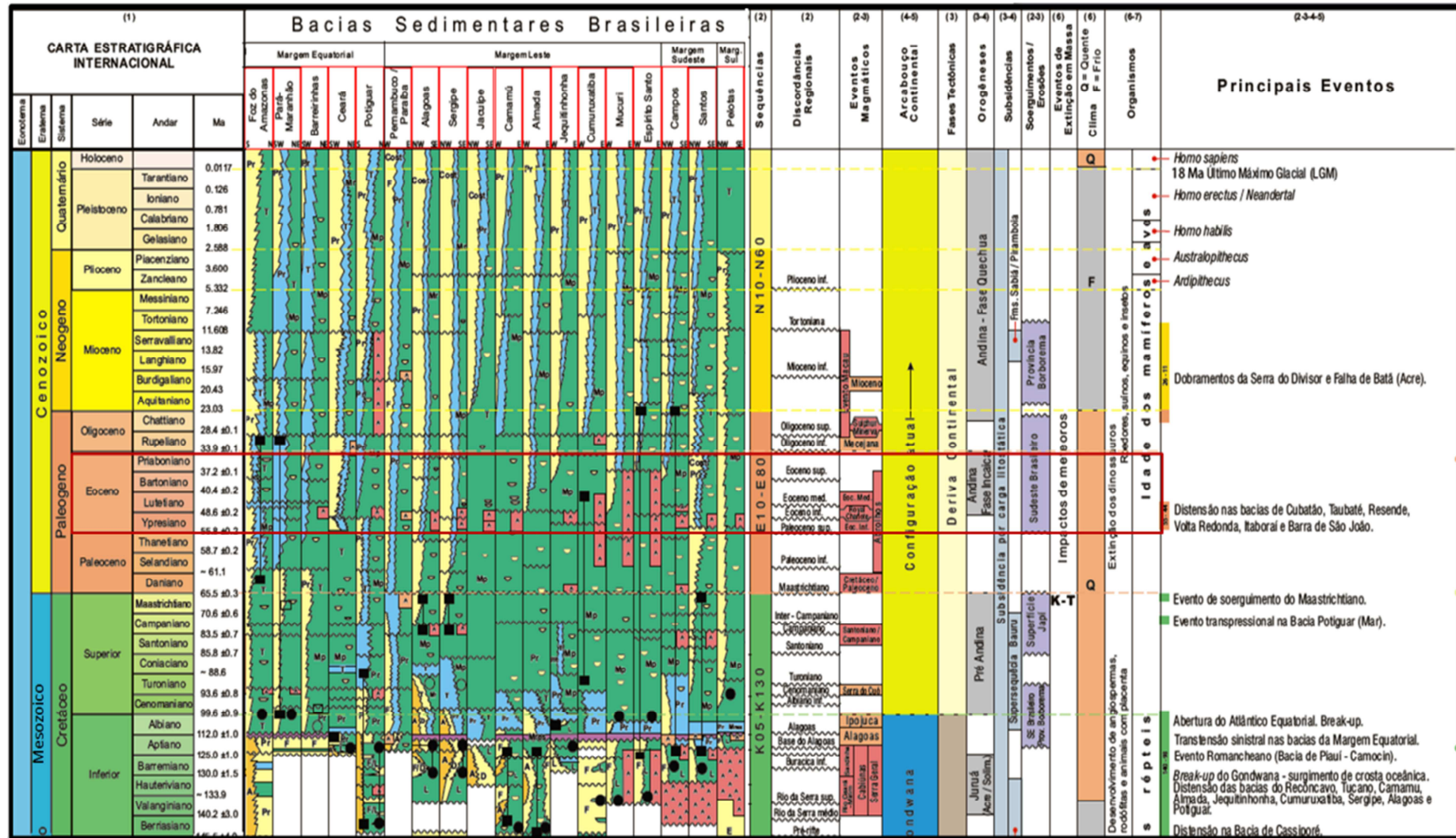


Figura 4.14: Correlação entre as bacias meso-cenozoicas brasileiras e os eventos que pontuaram o registro estratigráfico, com destaque para o Eoceno (modificado de FREIRE et al., 2012). Destaca-se o magmatismo no Eo-eoceno-Mesoeoceno, além da Fase Incaica (Orogênese Andina) e soerguimento do sudeste brasileiro.

É notável a ocorrência de rochas magmáticas, em meio a pelitos de talude e bacia, formadas durante o Eo-eoceno, nas bacias de Pelotas, Santos, Campos, Espírito Santo, Mucuri, Cumuruxatiba, Jequitinhonha, Jacuípe, Camamu, Sergipe-Alagoas, Pernambuco-Paraíba, Potiguar e Barreirinhas.

No Mesoeoceno, há registros de magmatismo nas bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba, como extensão do magmatismo do Complexo de Abrolhos, que se prolongou localmente até o Neoeoceno. De forma esparsa, também está presente na Bacia de Sergipe-Alagoas (CAMPOS NETO et al., 2007) e Campos (OREIRO, 2006).

O Complexo Vulcânico de Abrolhos é uma província ígnea formada no Paleogeno, no segmento correspondente às bacias do Espírito Santo, Cumuruxatiba e Mucuri (SOBREIRA e FRANÇA, 2006). Estas rochas são vulcânicas toleíticas a alcalinas, que apresentam idade de 62-37 Ma e compõem a Formação Abrolhos. O peso exercido pelas rochas ígneas, associado a halocinese, estruturou o Anticlinal de Parcel das Paredes, com depressão a oeste e soerguimento do Complexo Vulcânico de Abrolhos a E (FRANÇA et al., 2007).

O “Evento Macau”, na Bacia Potiguar, que corresponde a vulcanismo basáltico intenso e anômalo, ocorreu em cinco pulsos de atividade cenozoica, o mais antigo com pico entre 48,9 e 31,4 Ma (PESSOA NETO et al., 2007). Esse magmatismo pode estar relacionado à passagem da margem equatorial sobre o *Hot Spot* de Fernando de Noronha.

A correlação de eventos que pontuam o registro estratigráfico ilustra que os mais importantes no Eoceno foram a Fase Incaica da Orogênese Andina, o soerguimento do sudeste brasileiro e o magmatismo nas bacias de margem divergente (no Eo-eoceno de forma generalizada e no Mesoeoceno concentrado sobretudo no nordeste brasileiro).

5 Litotipos da Série Eoceno no Baixo do Mosqueiro

Dados de litotipos da Série Eoceno no compartimento estrutural Baixo do Mosqueiro são relativamente escassos e antigos. Somente cinco poços testemunhados amostraram a Série Eoceno: SE-14, SE-69, SE-71, SE-72 e SE-73 (Figura 5.1). Não houve acesso aos testemunhos, motivo pelo qual este capítulo é apenas uma compilação resumida das informações presentes no banco de dados na Petrobrás para embasar os próximos capítulos, somado a uma breve interpretação de seu significado (tópico 5.3). O Eoceno Inferior foi amostrado nos poços SE-18, SE-71, SE-72 e SE-73, o Eoceno Médio nos poços SE-69 e SE-72 e o Eoceno Superior em nenhum dos poços. Os poços SE-20 (Eoceno Inferior) e SE-28 (Eoceno Médio) foram estudados em maior detalhe—no que tange à análise bioestratigráfica e de litotipos, motivo pelo qual também são abordados.

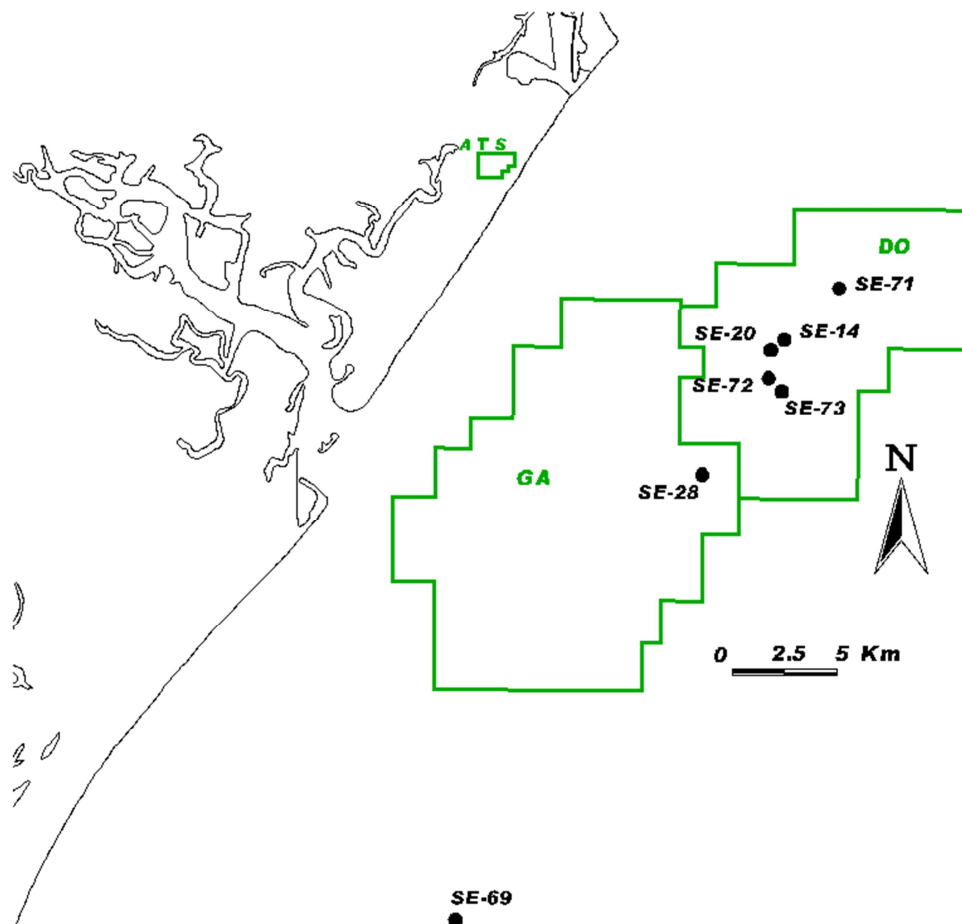


Figura 5.1: Mapa de localização dos poços que testemunharam a Série Eoceno no Baixo do Mosqueiro.

5.1 Eoceno Inferior

A seção testemunhada no poço SE-14 (Figura 5.2) é dominada por pelitos, com arenitos finos subordinados. Os pelitos são descritos como folhelhos verde oliva, silticos, fossilíferos (biválvios e foraminíferos), com níveis localizados de glauconita (caixas 9 e 10, do testemunho 1), fraca a moderadamente bioturbados (*Planolites*, *Terebellina*, *Asterosoma*, *Teichchinus* e *Chondrites*). Estes pelitos são por vezes interlaminados com arenitos muito finos, que apresentam laminação de baixo ângulo e laminações cavalgantes. Os arenitos finos, quando em corpos individuais decimétricos, são maciços, bem selecionados, quartzosos, feldspáticos, micáceos e bioturbados (*Thalassinoides*), friáveis a desagregados. O estudo de foraminíferos bentônicos sugere ambiente batial superior. A análise integrada de fácies sugere que são lobos arenosos de fluxos gravitacionais de sedimentos, genericamente referidos como turbiditos, depositados no talude superior, com possibilidade de plataforma externa em seu topo. O poço SE-73 apresenta seção semelhante a esta.

No poço SE-72 (Figura 5.3), também há predomínio de pelitos com as características supracitadas, além de calcarenitos muito finos a finos, bioclásticos, com concentração de glauconita em sua base e topo (arenitos finos a muito finos são subordinados a estas fácies). Diferente do perfil de raios gama do poço SE-14, muito variável, o perfil do SE-72 sugere padrão progradacional, com maior conteúdo carbonático no topo. A análise bioestratigráfica do poço SE-20 (Figura 5.4) indica aumento na abundância e riqueza específica de dinoflagelados, em paralelo com empobrecimento em grãos de pólen e esporos no sentido do topo do intervalo, que sugerem proximidade do intervalo 1050-1150 m com a superfície de máxima inundação.

No poço SE-71, a análise dos folhelhos de talude superior à plataforma externa (por associação de foraminíferos bentônicos e plantônicos) sugere que estes são, pelo menos parcialmente, remobilizados (Figura 5.5). Em meio a eles ocorrem fragmentos carbonáticos, que podem caracterizá-los como diamictitos lamosos, de fluxos de detritos coesivos. Também são descritos intraclastos lamosos ao longo da seção, que evidenciam o caráter erosivo das correntes.

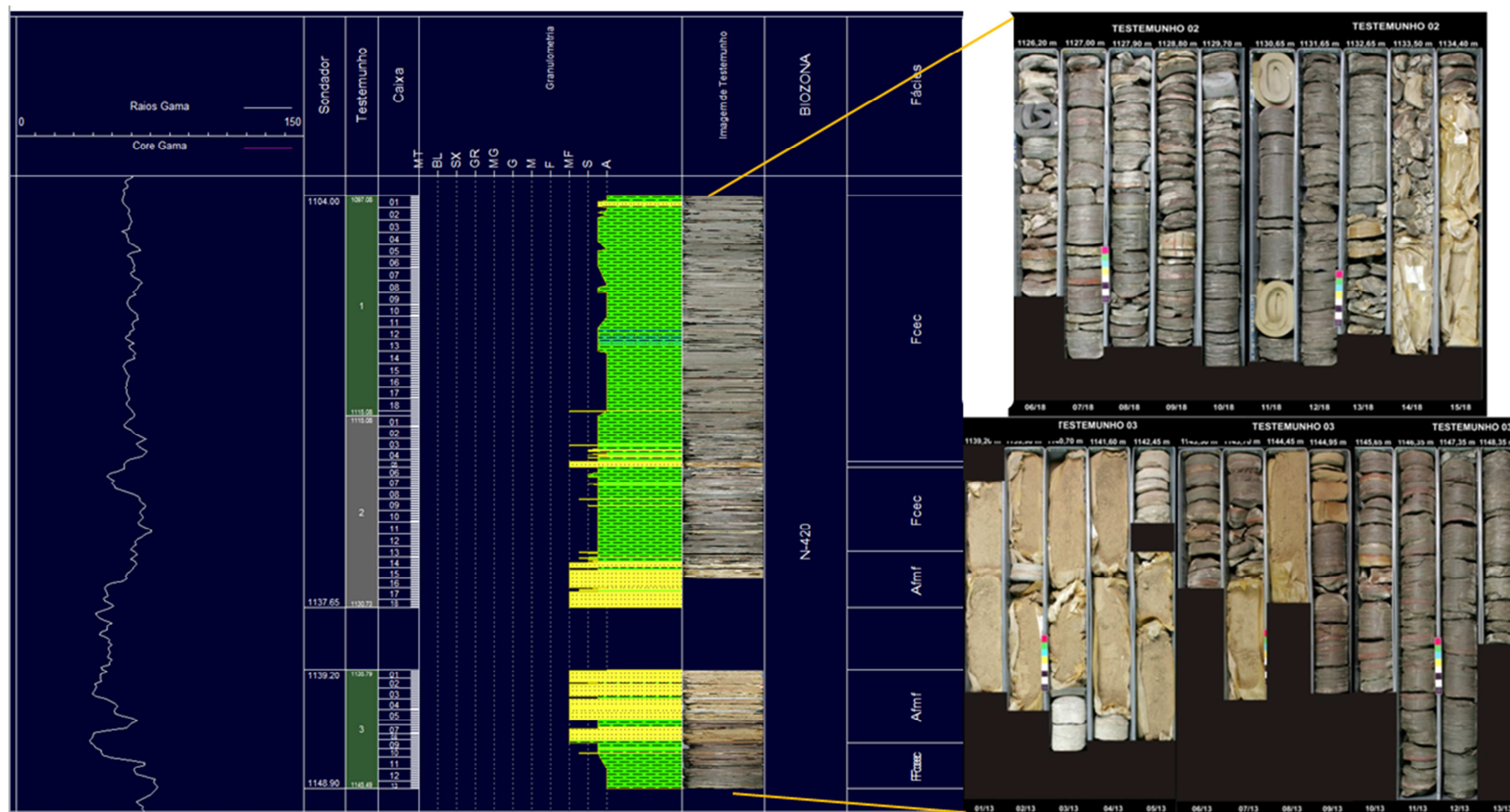


Figura 5.2: Perfis eletro-radioativos e testemunhos do poço SE-14, no Eoceno Inferior. O poço é dominado por pelitos, com arenitos finos subordinados, interpretados como lobos arenosos turbidíticos em meio a pelitos do talude superior a plataforma externa.

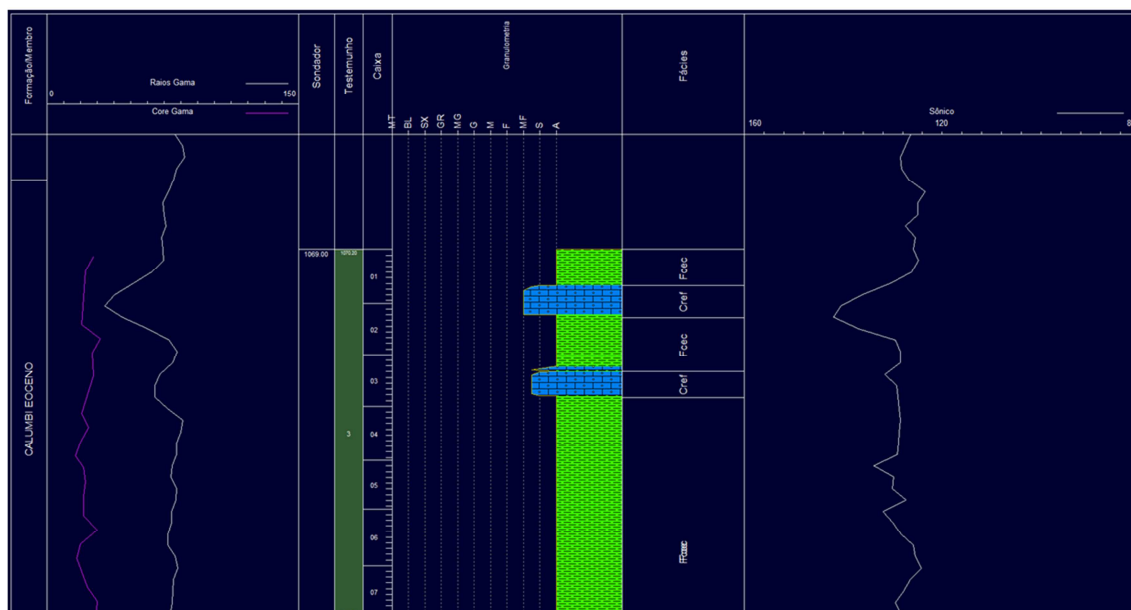


Figura 5.3: Perfis eletro-radioativos e curva de litotipos do poço SE-72, no Eoceno Inferior (T3) dominado por pelitos, com calcarenitos muito finos a finos, em lobos arenosos de frente deltaica do talude superior a plataforma externa.

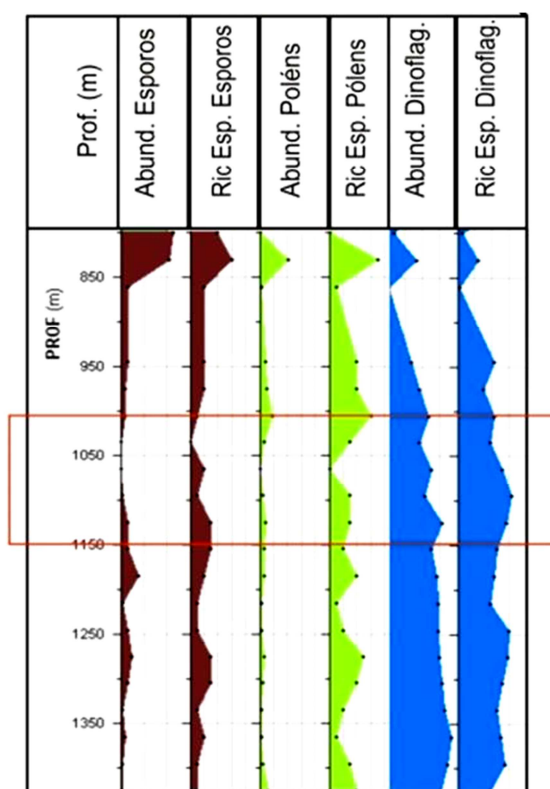


Figura 5.4: Análise quantitativa de grãos de pólen, esporos e dinoflagelados do Eoceno Inferior no poço SE-20. O enriquecimento na variedade de espécies de dinoflagelados sugere superfície de máxima inundação no polígono em vermelho.

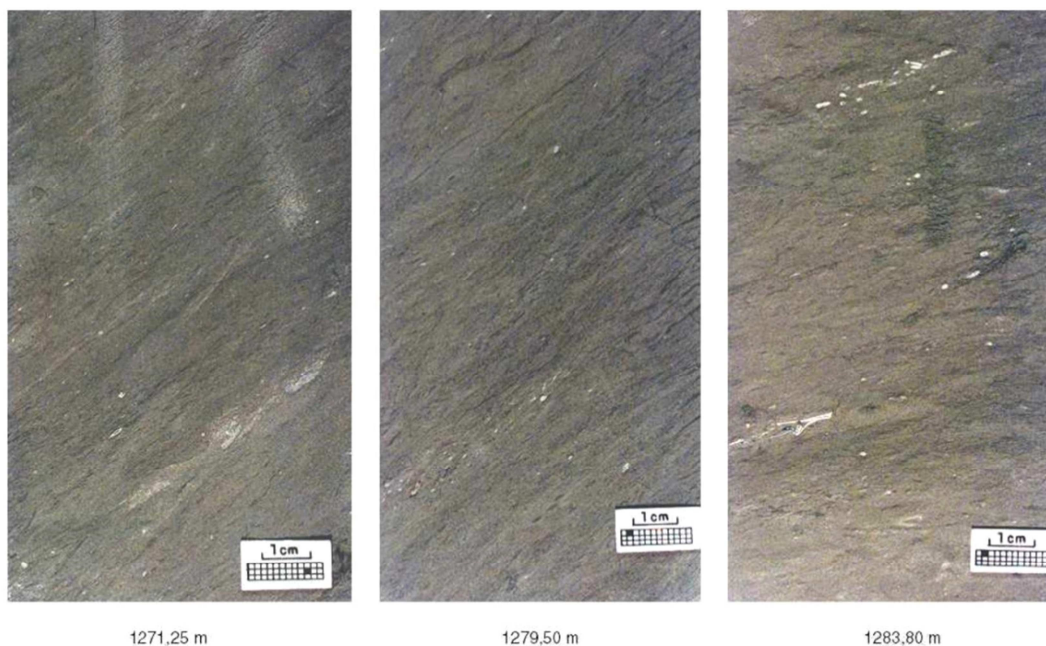
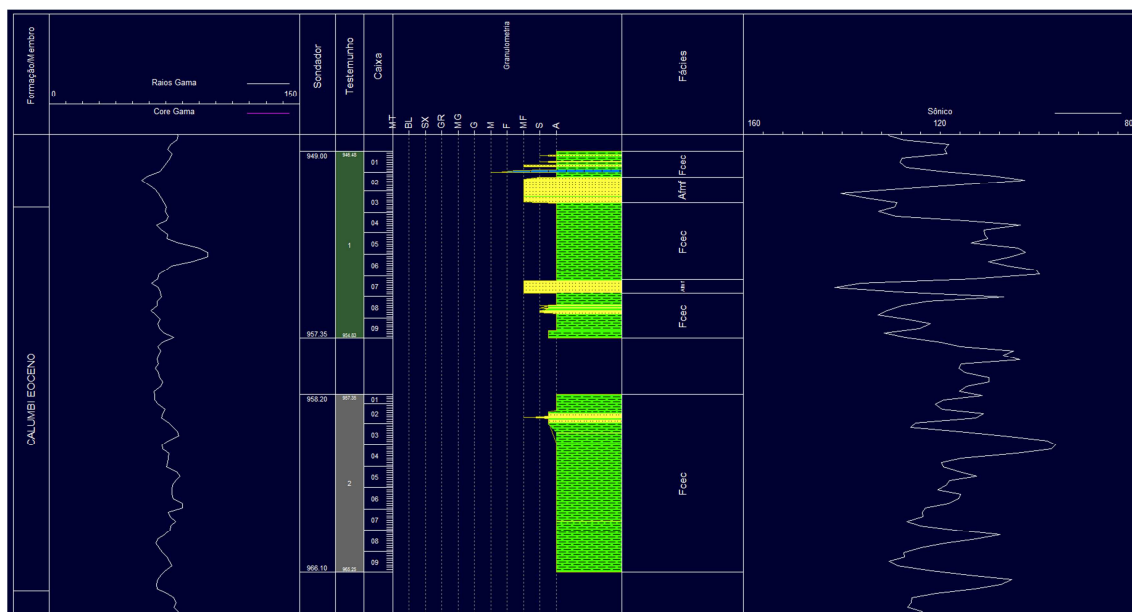


Figura 5.5: Testemunhos da fácies folhelho siltico do poço SES-71 que sugerem remobilização. A presença de fragmentos carbonáticos indica que se tratam de diamictitos lamosos.

5.2 Eoceno Médio

Os testemunhos 1 e 2 do poço SE-72 (Figura 5.6) apresentam uma seção predominantemente pelítica, caracterizada por folhelho cinza-claro a verde oliva laminado, fossilífero, bioturbado (*Thalassinoides*) e calcítico. Em meio a estes, há arenito fino a muito fino maciço quartzoso, feldspático, com bioclastos (biválvios, foraminíferos e equinoides), cimentado por calcita. No topo da seção testemunhada, há calcarenito grosso bioclástico (biválvios, foraminíferos e equinoides), com granodecrescência ascendente.



arenito médio a grosso, maciço e com granodecrescência ascendente, interpretados como depósitos de fluxos hiperconcentrados canalizados. Dentre as fácies reservatório, predominam os conglomerados, sobretudo na porção inferior a média da seção, com aumento das rochas interlaminaadas no sentido ascendente (Figura 5.10). Os calcarenitos são compostos por bioclásticos de foraminíferos e algas, com gradação normal. A associação de fácies sugere que o Eoceno Médio na área é representado por fácies de corte e preenchimento de canais turbidíticos e depósitos de extravasamento (*channel-overbank deposits*), em ambiente de plataforma e talude, com retrabalhamento por ondas e tempestades e possivelmente por correntes de fundo, mais presentes na parte superior da seção.

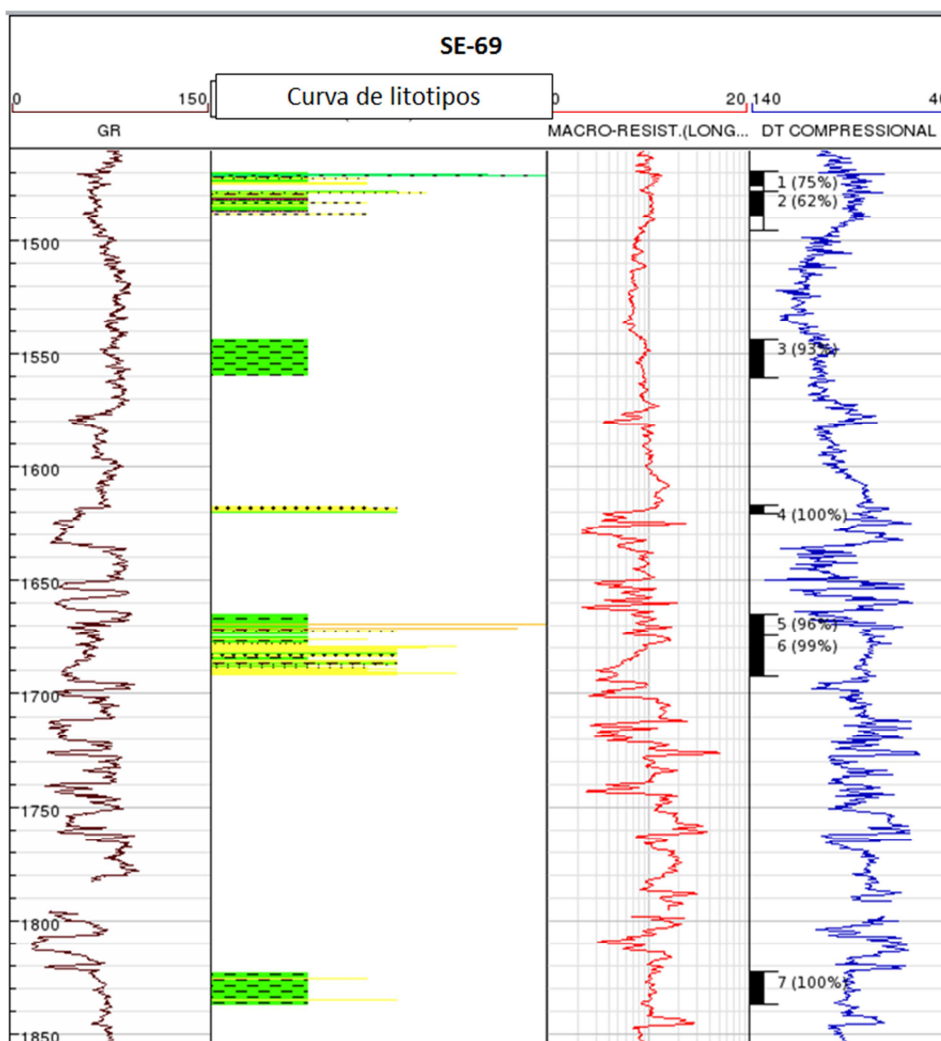


Figura 5.7: Perfis eletro-radioativos e testemunhos do poço SE-69, que amostrou a seção do no Eoceno Médio em 7 testemunhos. O poço é dominado por pelitos, com arenitos finos subordinados, em lobos arenosos turbidíticos em meio a pelitos do talude superior a plataforma externa.

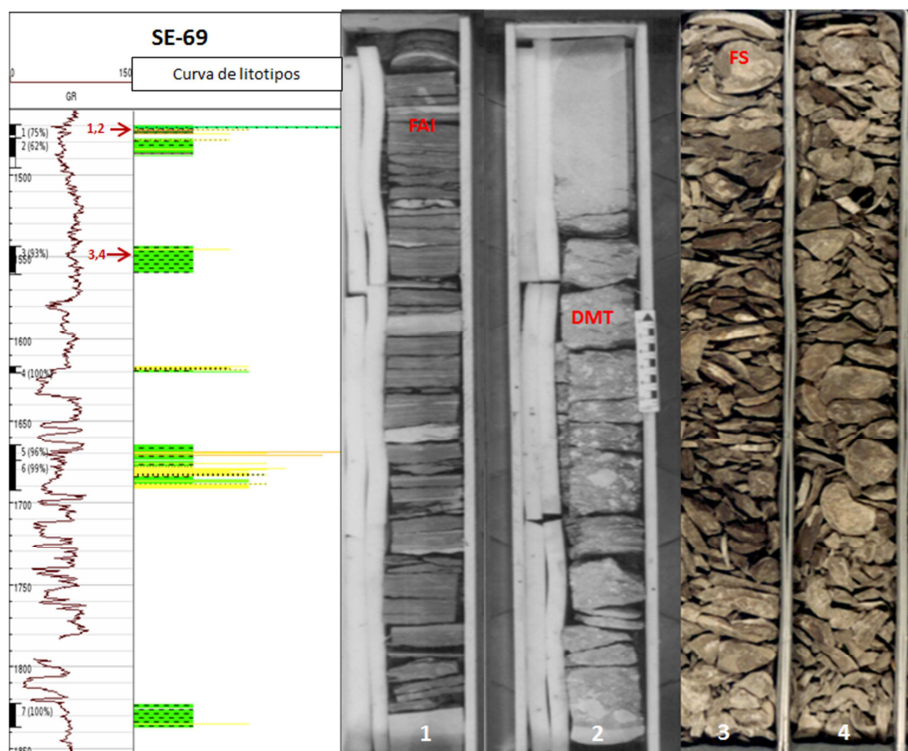


Figura 5.8: Perfis eletro-radioativos e testemunhos do poço SE-69, com destaque para as fácies argilosas (não-reservatório). São elas os folhelhos-arenitos interlaminares (FAI), diamictitos (DMT) e folhelhos silticos (FS).

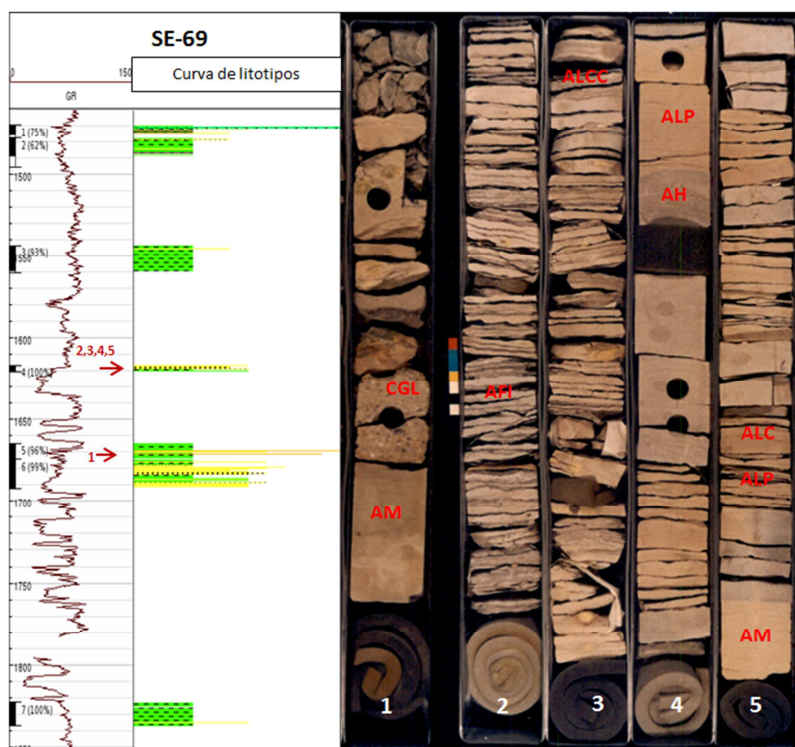


Figura 5.9: Perfis eletro-radioativos e testemunhos do poço SE-69, com destaque para as fácies reservatório. São elas os arenitos-folhelhos interlaminares (AFI), arenitos com laminações cruzadas cavalgantes (ALCC), arenitos com laminações cruzadas (ALC), arenitos com laminações planas (ALP), arenitos com cruzadas hummocky (AH), arenitos maciços (AM) e conglomerados (CGL).

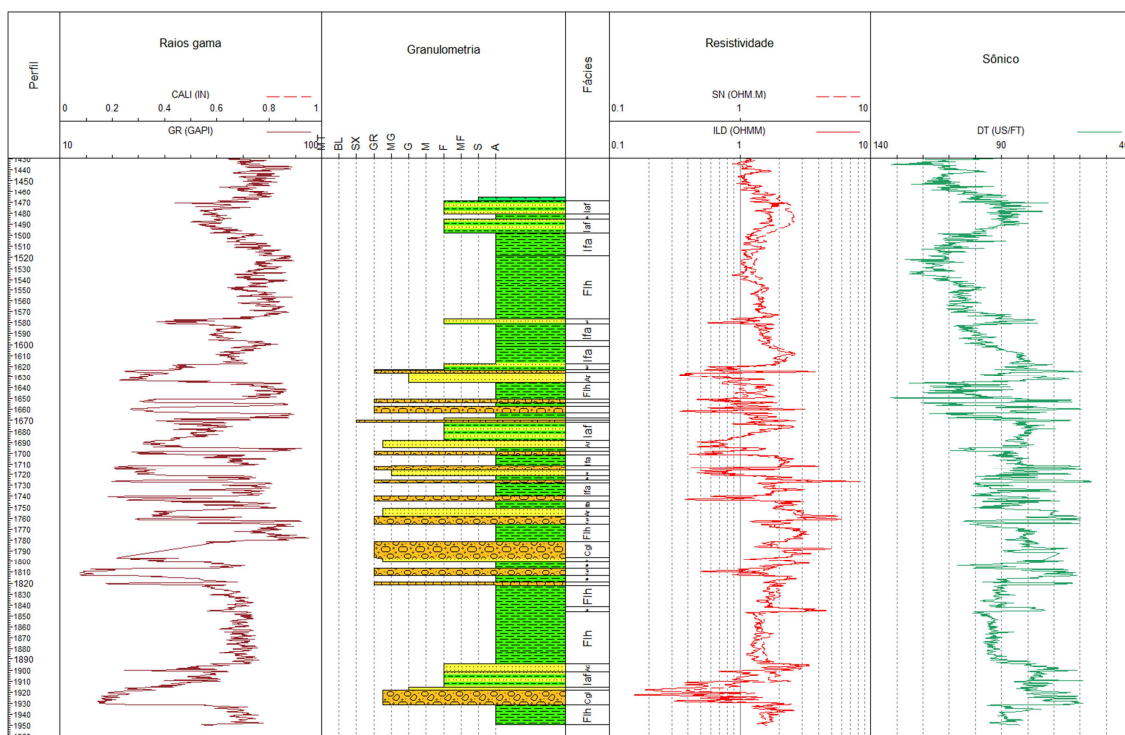


Figura 5.10: Perfis eletro-radioativos e curva de litotipos de detalhe em integração de informações de testemunhos e amostras de calha do poço SE-69. Destaque para o predomínio de conglomerados entre as fácies reservatório da seção inferior a média e de arenitos-folhelhos interlaminaados e arenitos para o topo.

O poço SE-28 também apresenta variedade expressiva de fácies, predominantemente lamosas (Figura 5.8). Além dos folhelhos e folhelhos-arenitos interlaminaados, há expressiva ocorrência de depósitos de folhelhos escorregados (*slumps*). Fácies de diamictitos com litoclastos de calcarenitos são expressivas na porção inferior a média da seção, inclusive com uma espessa camada próxima a base do Luteciano (logo abaixo da seção ilustrada). Arenitos muito finos a finos são subordinados e ocorrem em três corpos na parte intermediária a superior da seção, onde a radioatividade gama sugere padrão de empilhamento progradacional, em ciclos de espessamento de camada em direção ao topo. A diminuição na variedade de espécies de dinoflagelados também sugere padrão progradacional, assim como o aumento no número de espécies de esporomorfos, enquanto os de foraminíferos aventam paleobatimetria nerítica externa a batial superior (Figura 5.11).

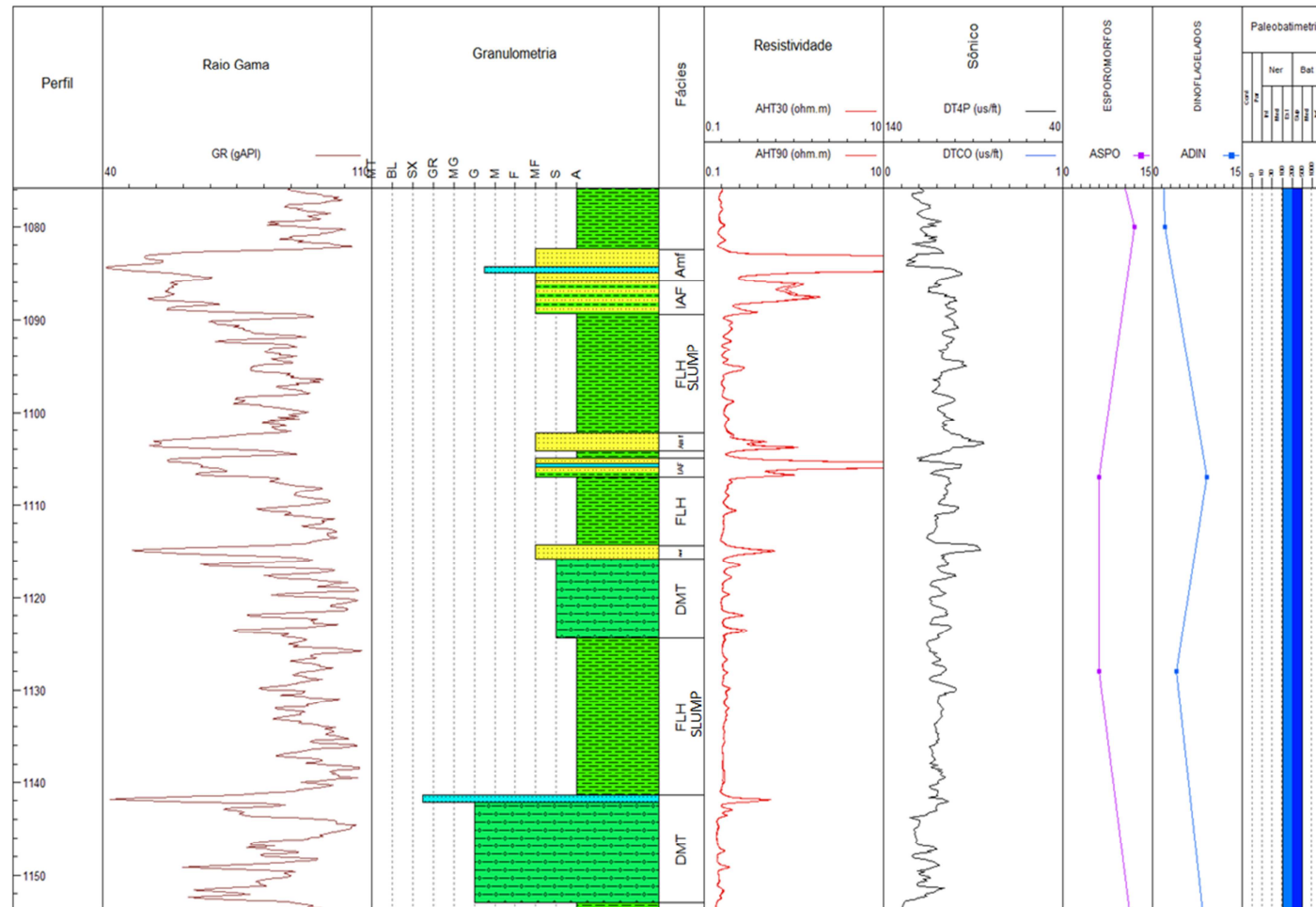


Figura 5.11: Análise integrada de perfis e amostras de calha, com a variedade de fácies presentes no poço SE-28. Destaque para a presença de diamictitos (DMT) na porção inferior a intermediária da seção, folhelhos escorregados (FLH SLUMP) na porção basal e superior, e arenitos muito finos a finos na porção média. O perfil de raios gama sugere padrão progracional, assim como a curva de enriquecimento em espécies de esporomorfos e diminuição dos dinoflagelados.

5.3 – Fácies e associações de fácies

A tabela 5.1 destaca as fácies presentes nos testemunhos e estudos de integração calha-perfil, tal qual sua interpretação. O termo lobos é utilizado no sentido de geometria do depósito, que pode ser tanto de uma frente deltáica alimentada por um sistema fluvial, quando remobilização de depósitos arenosos plataformais e de talude por correntes de turbidez. Estes lobos são depositados ao longo do canal até o seu extravasamento e eventualmente por rompimento de diques marginais.

A integração de dados de testemunhos, amostras de calha e bioestratigrafia permite sugerir que a Série Eoceno é representada predominantemente por pelitos de plataforma e talude superior, com intercalações de arenitos e conglomerados. Nas porções proximais, havia uma plataforma carbonática constituída por bioacumulados de bivalvíos e foraminíferos (Pinho, 2007), que foi fonte para fácies híbridas de calcarenitos com siliciclásticos e arenitos com bioclastos.

As fácies foram associadas em dois modelos que representam o preenchimento de mini-bacias por fluxos individuais, de escala métrica.

O primeiro corresponde ao modelo de associações de fácies de fluxos gravitacionais de correntes de turbidez em desaceleração, cuja sedimentação ocorreu em quatro etapas. Na primeira, estabelecimento da mini-bacia, a calha deposicional é escavada e a área atua como zona de passagem de sedimentos a jusante, com deposição exclusiva da fração mais densa e grossa da carga sedimentar, representada por conglomerados. As calhas são também preenchidas por diamictitos e folhelhos escorregados de fluxos de detritos e massa, respectivamente, consequentes de instabilidade gravitacional. Na segunda etapa a calha assume caráter misto, com deposição da fração de areia média a fina (raramente grossa) em chuvas de grãos que resultam na fácies maciça e tração e tração+decantação ainda com alta energia, que resultam nas fácies com estratificação cruzada *hummocky* e laminações planas. Na terceira etapa a calha assume caráter deposicional, sujeita a tração (com relativa baixa energia) e tração+decantação, quando é depositada a fração de areia fina a muito fina em laminações cruzadas e areia muito fina a

silte (argila é rara) em laminações cruzadas cavalgantes e interlaminados arenito-folhelho e folhelho-arenito, conforme a predominância da fácies. A quarta etapa corresponde a etapa de abandono, quando são depositados folhelhos sílticos e calcilutitos bioclásticos (*mudstone* a nanofósseis e foraminíferos) por decantação, por vezes associada a ocorrência de glauconita. A bioturbação é comum e eventualmente os sedimentos são cimentados em substratos duros (*hardgrounds*).

O padrão de empilhamento nos perfis elétricos, sobretudo o de raios gama, permite interpretar esta associação como ressedimentação de depósitos plataformais em ciclos de granodecrescência ascendente com diminuição de espessura de camada em direção ao topo.

A associação de fácies de lobos arenosos de frentes deltaicas apresenta litofácies semelhantes, porém com particularidades e padrão de empilhamento diferente. Na etapa de estabelecimento da mini-bacia predominam depósitos de fluxos de massa e de detritos, relacionados a instabilidade gravitacional, conglomerados ocorrem somente no poço SE-69. São recobertos ainda nesta mesma etapa por folhelhos sílticos de plumas hipopícnais que representam o início da sedimentação a partir de um sistema fluvial que adentra o oceano e atravessa a plataforma. Na etapa de preenchimento inicial há aceleração dos fluxos e os folhelhos sílticos passam a intercalar com arenitos muito finos em laminações cruzadas cavalgantes que passam a laminações cruzadas, com intensa passagem sedimentar a jusante. Na etapa de preenchimento da mini-bacia, os fluxos aceleram e avançam ainda mais com a deposição de arenitos finos a médios (raramente grossos) em laminações planas (sob tração) ou por chuvas de grãos (decantação a partir de fluxo hiperconcentrado). A etapa de abandono é similar a do primeiro modelo.

O padrão de empilhamento nos perfis elétricos, sobretudo o de raios gama, permite interpretar esta associação como sedimentação de depósitos deltáicos em ciclos de granocrescência ascendente e aumento de espessura de camada em direção ao topo.

Fácies	Litotipo	Estrutura	Interpretação
AM	Arenito fino a muito fino, raro grosso a médio	Maciço, rara gradação normal. Eventuais bioturbações.	Lobos arenosos depositados por correntes de turbidez de média densidade e alta concentração em desaceleração, na forma de chuva de grãos
AH	Arenito médio a fino	Estratificação cruzada hummocky. Eventuais bioturbações.	Lobos arenosos depositados por desaceleração / salto hidráulico de correntes de turbidez de média densidade com forte componente suspensiva
ALP	Arenito fino a muito fino	Laminações planas. Eventuais bioturbações.	Lobos arenosos depositados por correntes de turbidez de baixa densidade sujeitos a intensa tração
ALC	Arenito fino a muito fino	Laminações cruzadas. Eventuais bioturbações.	Lobos arenosos depositados por correntes de turbidez de baixa densidade sujeitos a tração
ALCC	Arenito fino a muito fino + siltito	Laminações cruzadas cavalgantes. Eventuais bioturbações.	Lobos arenosos depositados por de correntes de turbidez de baixa densidade sujeitos a tração e decantação. Também em lobos de rompimento de dique marginal
CGL	Conglomerado	Maciço, com gradação normal e reversa	Montiformas seixosas depositadas por fluxos hiperconcentrados sujeitos a saltos hidráulicos, na base dos canais. Gradação reversa sugere nova aceleração da corrente.
AFI	Arenitos e folhelhos interlaminados	Laminação plana. Eventuais bioturbações.	Lobos arenosos depositados por correntes de turbidez de baixa densidade sujeitos a tração e decantação
CRE	Calcarenito médio a grosso e fino a muito fino	Maciço, com gradação normal	Lobos arenosos depositados por correntes de turbidez de média densidade e alta concentração em desaceleração, na forma de chuva de grãos
CLU	Calclutito bioclástico		Vaza de decantação de nanofósseis e foraminíferos plantônicos que sedimentam após a morte dos organismos
DMT	Diamictito		Depósitos de fluxos de detritos coesivos, sedimentados por congelamento coesivo
FS	Folhelho siltico		Depósitos de decantação e de correntes de turbidez de baixa densidade
FAI	Folhelhos e arenitos interlaminados		Depósitos de correntes de turbidez de baixa densidade
F SLUMP	Folhelhos escorregados	Dobras convolutas	Depósitos de colapso de pelitos intrabaciais

Tabela 5.1: fácies sedimentares observadas no Baixo do Mosqueiro e sua interpretação.

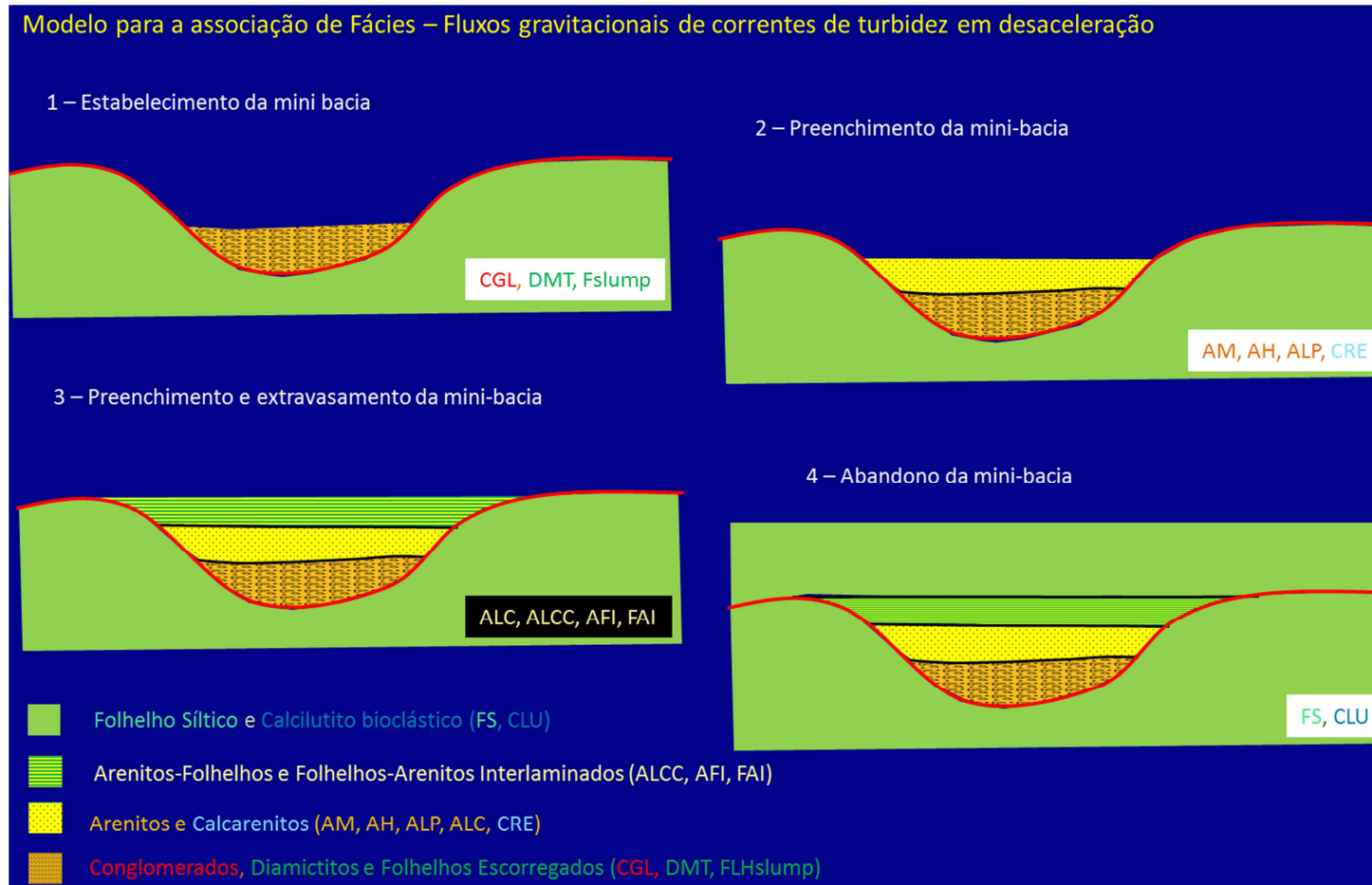


Figura 5.12: Modelo de fácies para a associação de fluxos gravitacionais do tipo correntes de turbidez em desaceleração. A direita de cada desenho estão as fácies que predominam para a etapa de sedimentação.

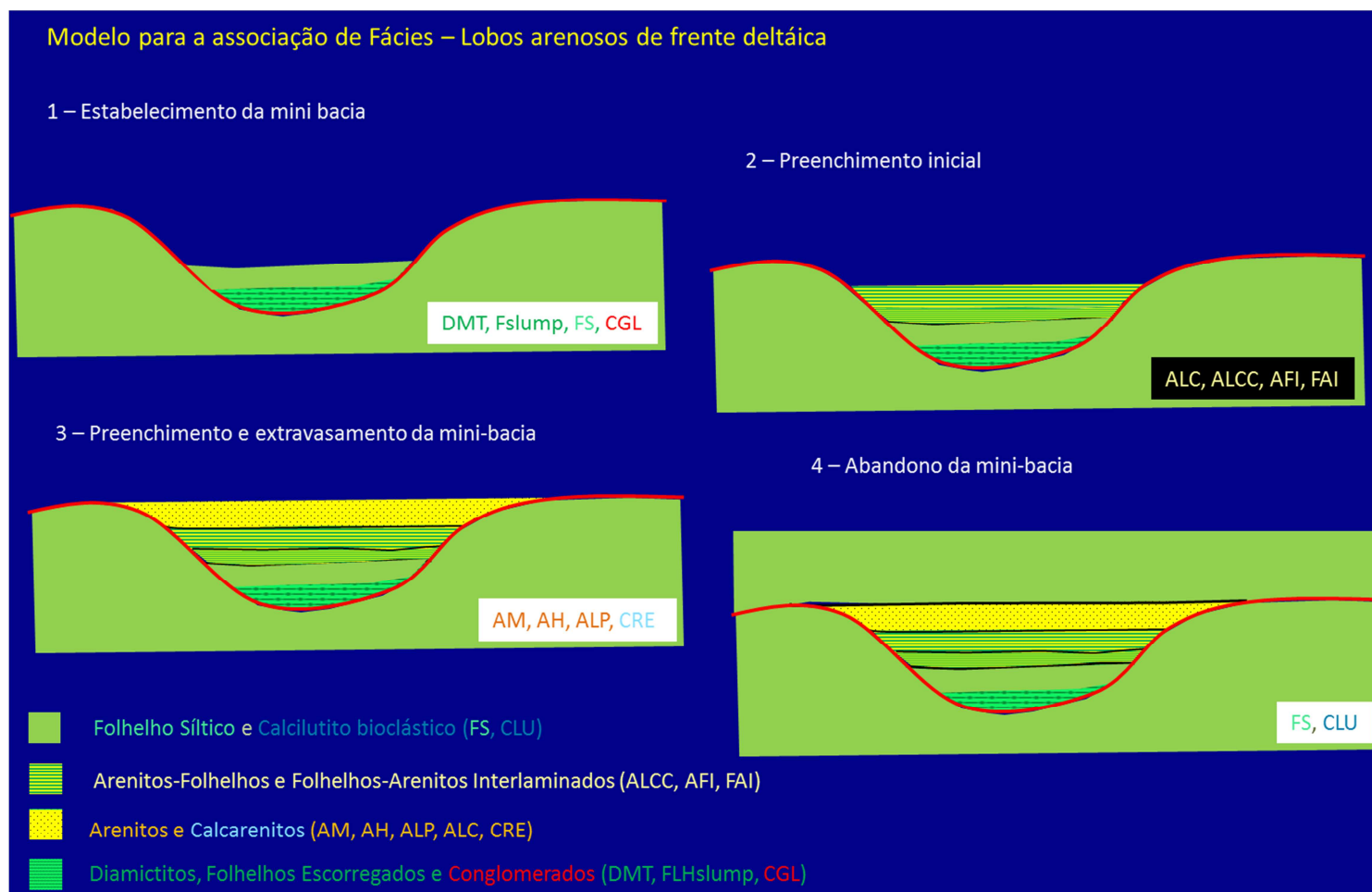


Figura 5.13: Modelo de fácies para a associação de fluxos gravitacionais do tipo lobos arenosos de frente deltáica. A direita de cada desenho estão as fácies que predominam para a etapa de sedimentação.

6 A Série Eoceno na estratigrafia do Grupo Piaçabuçu no Baixo do Mosqueiro

A caracterização da Série Eoceno no Baixo do Mosqueiro requer um zoneamento a partir da base do Grupo Piaçabuçu, devido à influência do padrão estrutural inicial sobre a sedimentação subsequente. A base do Grupo Piaçabuçu corresponde à Discordância Sub-formação Calumbi (CAMPOS NETO et al., 2007), que estratigraficamente coincide com a base do Coniaciano Superior. Além desta discordância, outros horizontes facilmente reconhecidos e usados para analisar o registro sedimentar e o controle estrutural são os topos do Cretáceo e Paleoceno, além do topo do Grupo Piaçabuçu, que coincide na bacia com o Holoceno. Este capítulo é um pequeno resumo que ilustra as características da Série Eoceno no contexto evolutivo do Grupo Piaçabuçu no Baixo do Mosqueiro, no que tange ao padrão estrutural, depocentros e natureza do preenchimento sedimentar.

Em termos de biozonas, a Discordância Sub-formação Calumbi coincide aproximadamente com a ocorrência da biozona N-260.9 ou N-265, o topo do Cretáceo com o topo da biozona N-290, o do Paleoceno com o da N-350, do Eoceno com o da N-470 (Figura 6.1). O topo do Grupo Piaçabuçu coincide com os sedimentos que jazem na plataforma, talude e bacia atuais, ou seja equivale aproximadamente à fisiografia do fundo oceânico. Esta divisão resulta no fatiamento estratigráfico do Grupo Piaçabuçu em quatro intervalos: Cretáceo Superior, Paleoceno, Eoceno e Oligoceno-Neogeno (Figura 6.1), como proposto por Cainelli (1992), com o uso de dados sísmicos. Em escala de bacia, a sedimentação marinha era carbonática no Albiano a Eocenomaniano, passou a mista (pelito-carbonatada) do Neocenomaniano ao Eoconiaciano (ambas as seções correspondem ao Grupo Sergipe) e predominantemente siliciclástica a partir do Neoconiaciano (Grupo Piaçabuçu).

A denominação Senoniano, embora não mais válida na Carta Estratigráfica Internacional, ainda é útil para designar informalmente o conjunto dos andares formais Coniaciano, Santoniano, Campaniano e Maastrichtiano na Bacia de Sergipe-Alagoas. Assim, este termo é utilizado como definição da seção neocretácea do Grupo Piaçabuçu.

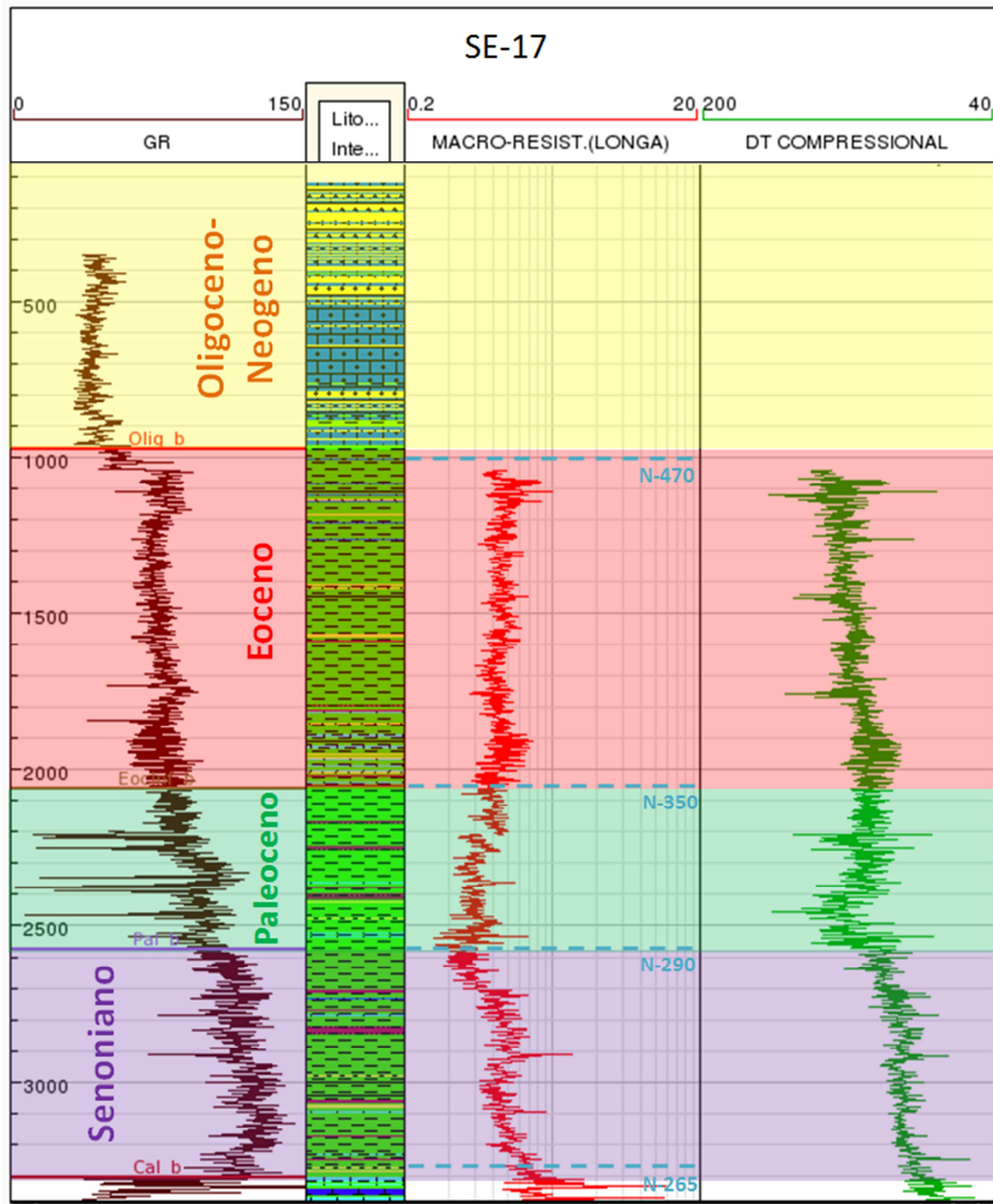


Figura 6.1: Exemplo de zoneamento estratigráfico do Grupo Piaçabuçu no poço SE-17 (escala vertical 1:11000.) Na pista 1 estão o perfil de raios gama (GR) e barras horizontais que indicam as discordâncias interpretadas como limites das séries (replicado nas outras pistas como cor de fundo). Na pista 2 está a curva de litotipos interpretados com base nos perfis. Na pista 3 estão o perfil de resistividade (Macro Resist.) e a posição original do topo das biozonas de nanofósseis lidas em amostra de calha (em azul). Na pista 4 está o perfil sônico.

6.1 Aspectos Estruturais

O zoneamento de detalhe do Grupo Piaçabuçu no Baixo do Mosqueiro permitiu a individualização de feições estruturais referidas como patamares, degraus e depressões. Os patamares correspondem a feições planas que pontuam rampas, por vezes resultantes do preenchimento das mini-bacias. Os degraus correspondem a feições negativas estruturadas por dois meio-grábens sequenciados e as depressões correspondem a feições negativas maiores, controladas por falhas normais. Estas feições migraram ao longo do tempo controladas pela deformação e sedimentação.

A superfície estrutural da Discordância Sub-formação Calumbi apresenta dois padrões estruturais distintos que controlam e compartimentam internamente o Baixo do Mosqueiro (Figura 6.2). O primeiro, mais antigo e menos destacado, corresponde a falhas que tem direção N-S e são mergulhantes para E, associadas a falhas E-W mergulhantes para S. Este padrão define a estruturação das depressões de Areia Branca e Dourado (Figuras. 6.3 e 6.4). O limite norte da Depressão de Areia Branca, assim como do Baixo do Mosqueiro, é controlado por uma falha E-W, que possivelmente corresponde à Falha de Atalaia.

O segundo padrão estrutural é predominante na área e caracterizado por falhas normais NE-SW mergulhantes para SE e mais raramente para NW (quando associadas a halocinese, Figura 6.4). Este padrão estruturou as depressões de Guaricema e Setentrional no Senoniano (Figuras. 6.2, 6.4 e 6.5). Associadas a este padrão, há falhas NW-SE, com rejeito direcional e também normal, entre as quais se destaca o Sistema de Falhas de Vaza-Barris, que limita o Baixo do Mosqueiro a W-SW com a Plataforma de Estância e estruturou, no Senoniano, a Depressão de Vaza-Barris (Figuras. 6.3 e 6.5).

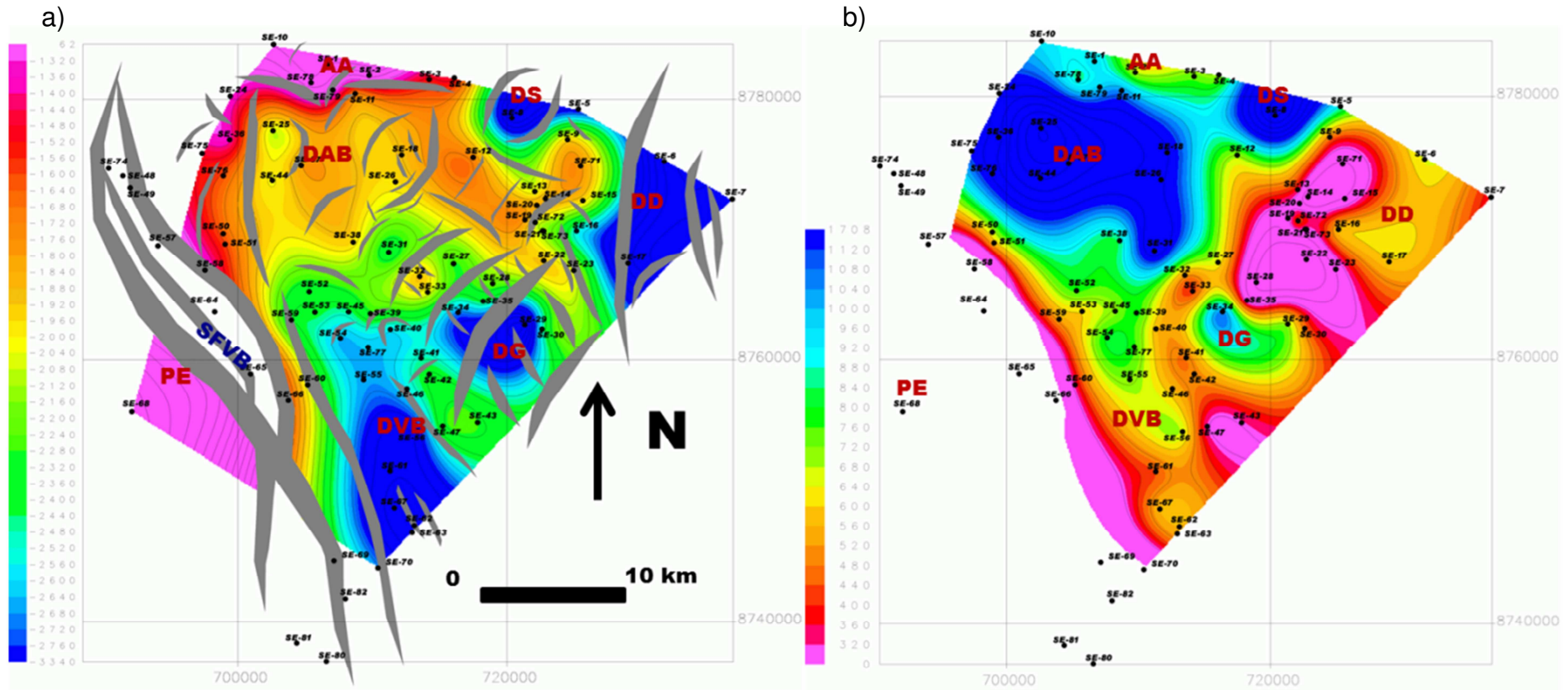


Figura 6.2: a) Mapa estrutural em cota (m) das discordâncias da base do Grupo Piaçabuçu (equivalente à Discordância Sub-formação Calumbi - DSFC), com intervalos de contorno (i.c.) de 100 em 100 metros. b) Mapas de isópacas do Senoniano (espessura em metros), intervalo de contorno=100 metros. Feições curvilineares em cinza correspondem a falhas que atravessam a superfície estrutural. AA: Alto de Atalaia, PE: Plataforma de Estância, DAB: Depressão de Areia Branca, DS: Depressão Setentrional, DVB: Depressão de Vaza-Barris, DG: Depressão de Guaricema, DD: Depressão de Dourado, SFVB; Sistema de Falhas de Vaza-Barris.

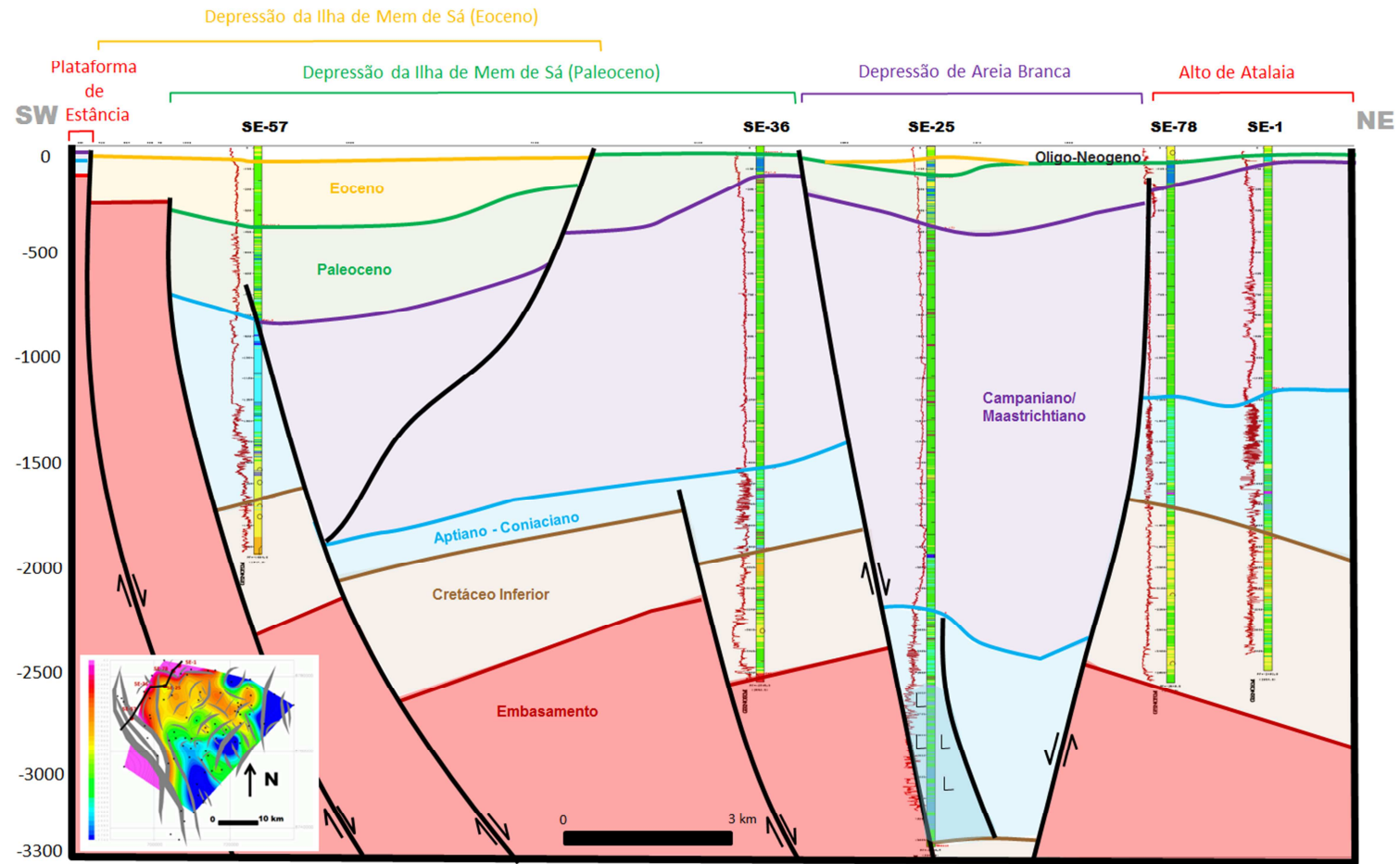


Figura 6.3: Seção geológica transversal SW-NE, desde a Plataforma de Estância até o Alto de Atalaia, que atuaram como limites do Baixo do Mosqueiro, ao longo do Sistema de Falhas de Vaza-Barris e Falha de Atalaia, respectivamente. Destaque para as depressões de Areia Branca (poço SE-25) e Vaza-Barris cretácica (poços SE-36 e SE-57). A falha que corta o poço SE-57 controla o limite W da Depressão de Vaza-Barris cretácica. Esta falha e a seguinte a SW foram as mais ativas no Paleoceno e controlam a Depressão da Ilha de Mem de Sá. Localização no mapa estrutural da Discordância Sub-formação Calumbi (m).

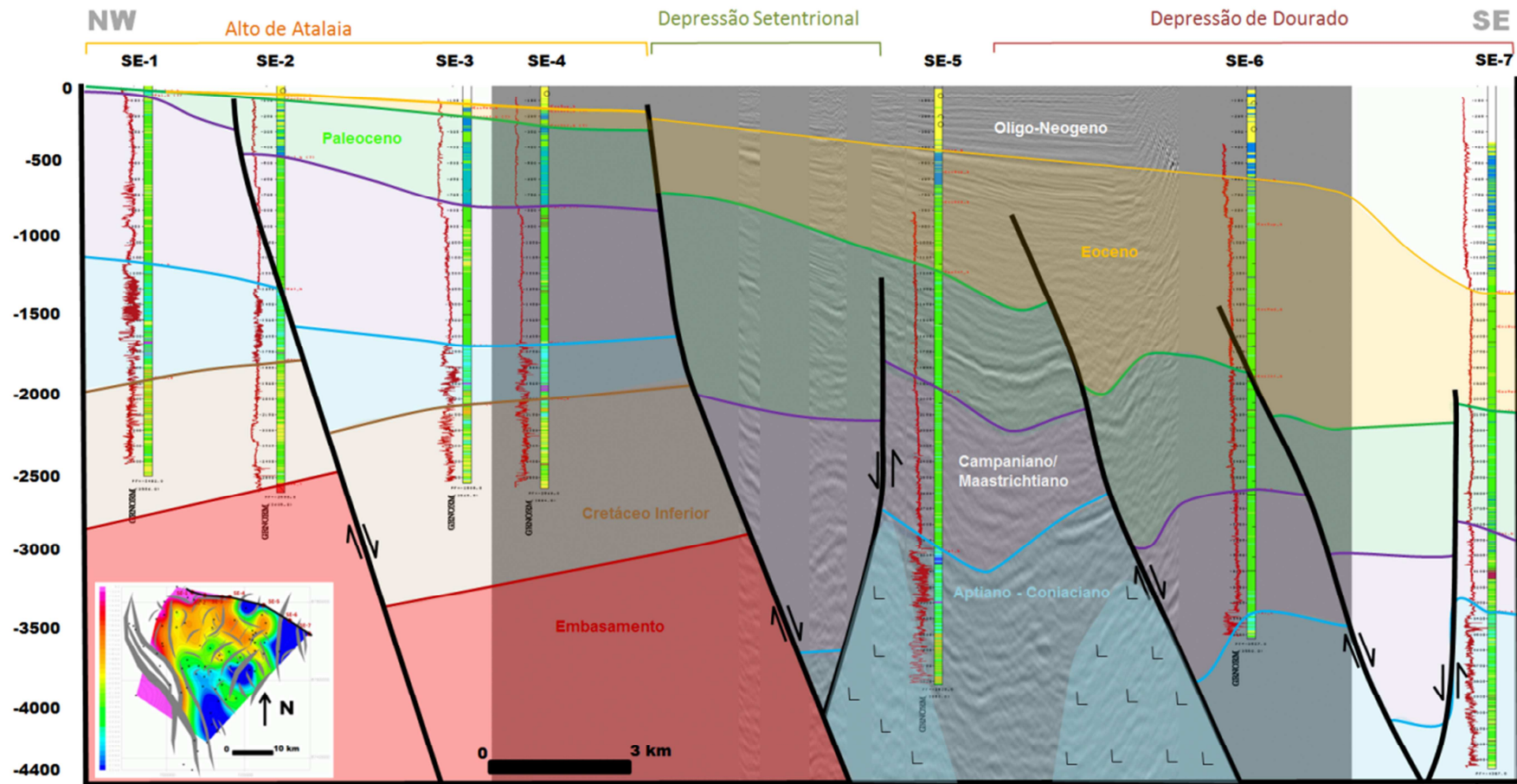


Figura 6.4: Seção geológica longitudinal NW-SE, ao longo do Alto de Atalaia, Depressão Setentrional e Depressão de Dourado. Destaque para o embasamento relativamente raso no Alto de Atalaia e seu limite meridional na falha a jusante do poço SE-4, para as falhas NE-SW sintética e antitética (estruturadas por diápiro de sal) que controlam a Depressão Setentrional e para as falhas N-S a jusante do poço SE-5, que controlam a Depressão de Dourado. Localização no mapa estrutural da Discordância Sub-formação Calumbi (m).

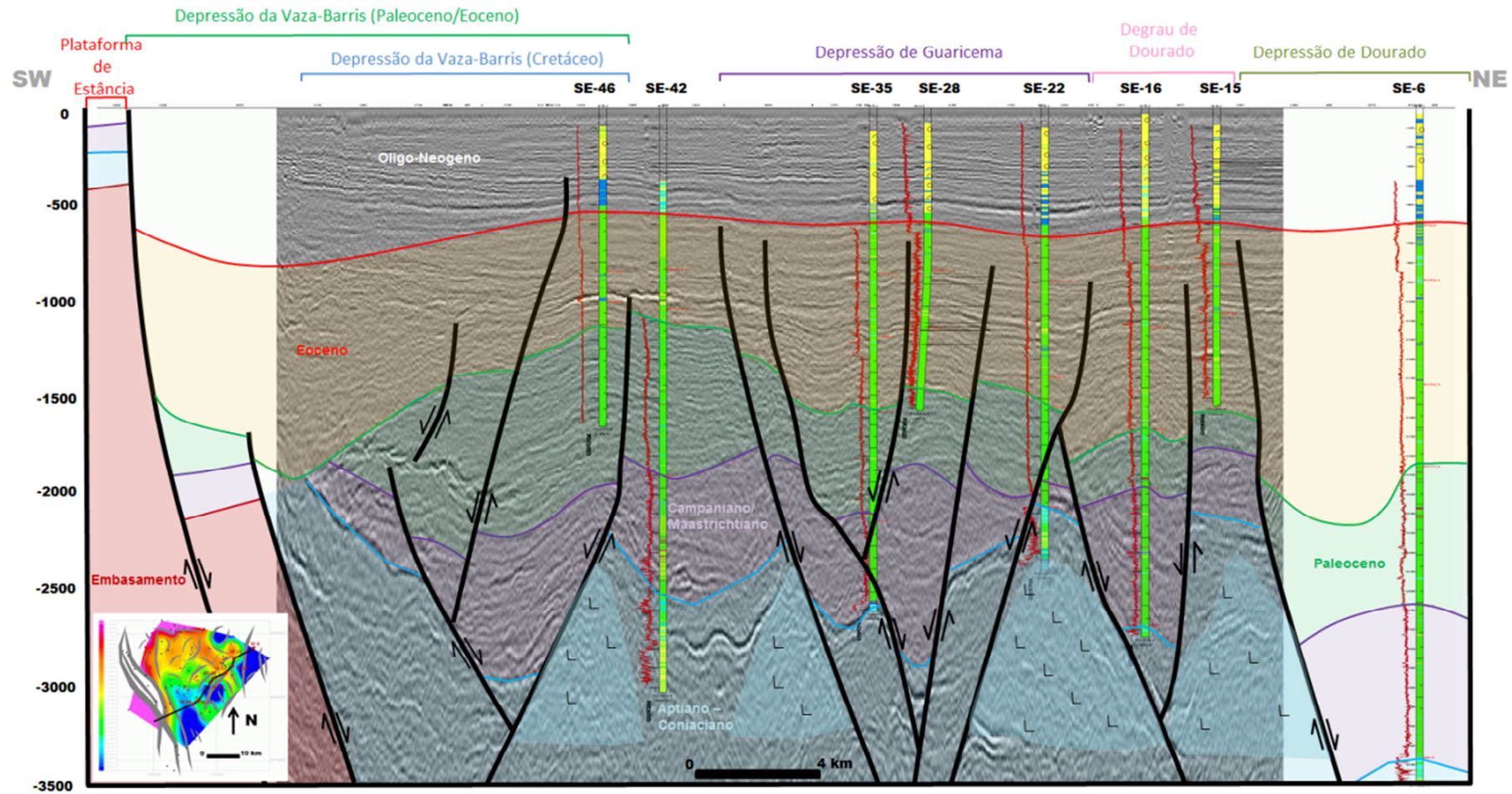


Figura 6.5: Seção geológica transversal SW-NE, ao longo da Plataforma de Estância, depressões de Vaza-Barris, Guaricema e Dourado, além do Degrau de Dourado. Destaque para as depressões de Vaza-Barris e Guaricema e Degrau de Dourado, controladas por falhas NW-SE (em associação com NE-SW), além da falha N-S que controla a Depressão do Dourado. As depressões de Dourado e Guaricema são separadas por um alto relativo na área do Degrau, controlado por falhas NW-SE. Localização no mapa estrutural da Discordância Sub-formação Calumbi (m).

A ausência de seção marcada no mapa estrutural da Discordância Sub-formação Calumbi se deve ao fato da deformação no Sistema de Falhas de Vaza-Barris ter diferentes idades conforme o segmento de falha analisado, com colapsos sucessivos a W, que ocorreram no Paleoceno e Eoceno. O segmento de falha a E deste feixe de falhas controla o limite W da Depressão de Vaza-Barris e foi a mais ativa no controle da sedimentação da Série Senoniano (Figura 6.5).

Internamente ao Baixo do Mosqueiro, as depressões são separadas entre si por altos estruturais, muitos dos quais associados a diápiros de halita. É a situação do alto que separa as depressões de Guaricema e Dourado (Figuras. 6.2b e 6.5), assim como aquele que separa a de Areia Branca da de Guaricema (Figura 6.2b, poço SE-27).

É importante mencionar que a falha que controla a ocorrência de seção senoniana no Baixo do Mosqueiro pode ser considerada ou não como parte do Sistema de Falhas de Vaza-Barris, entretanto não é a mesma que condiciona a depressão homônima no Paleoceno e Eoceno, situadas sucessivamente a W (Figura 6.2a). Portanto o uso do termo Depressão de Vaza-Barris deve ser feito considerando essa particularidade.

A Série Paleoceno apresenta padrão estrutural semelhante à senoniana, porém quase sem a trama N-S, restrita à Depressão de Dourado (Figura 6.6a). O padrão NE-SW é dominante e controla o Degrau de Guaricema e as depressões de Guaricema e Setentrional, além do Patamar de Mosqueiro. Enquanto o Degrau e a Depressão de Guaricema representam feições negativas controladas por halocinese (Figura 6.7), o Patamar de Mosqueiro representa a Depressão de Areia Branca após o seu quase completo preenchimento no Cretáceo, já que no Paleoceno ainda atua como sítio deposicional, porém sutil quando comparado ao primeiro (Figuras. 6.4a e 6.4b). Os dois segmentos de falhas mais ocidentais do Sistema de Falhas de Vaza-Barris, foram os mais ativos, dos quais o oriental controla a Depressão da Ilha de Mem de Sá (Figura 6.3). Esta feição corresponde à terminação setentrional da Depressão de Vaza-Barris, a qual conservou registro diferenciado em relação às partes central e meridional da mesma.

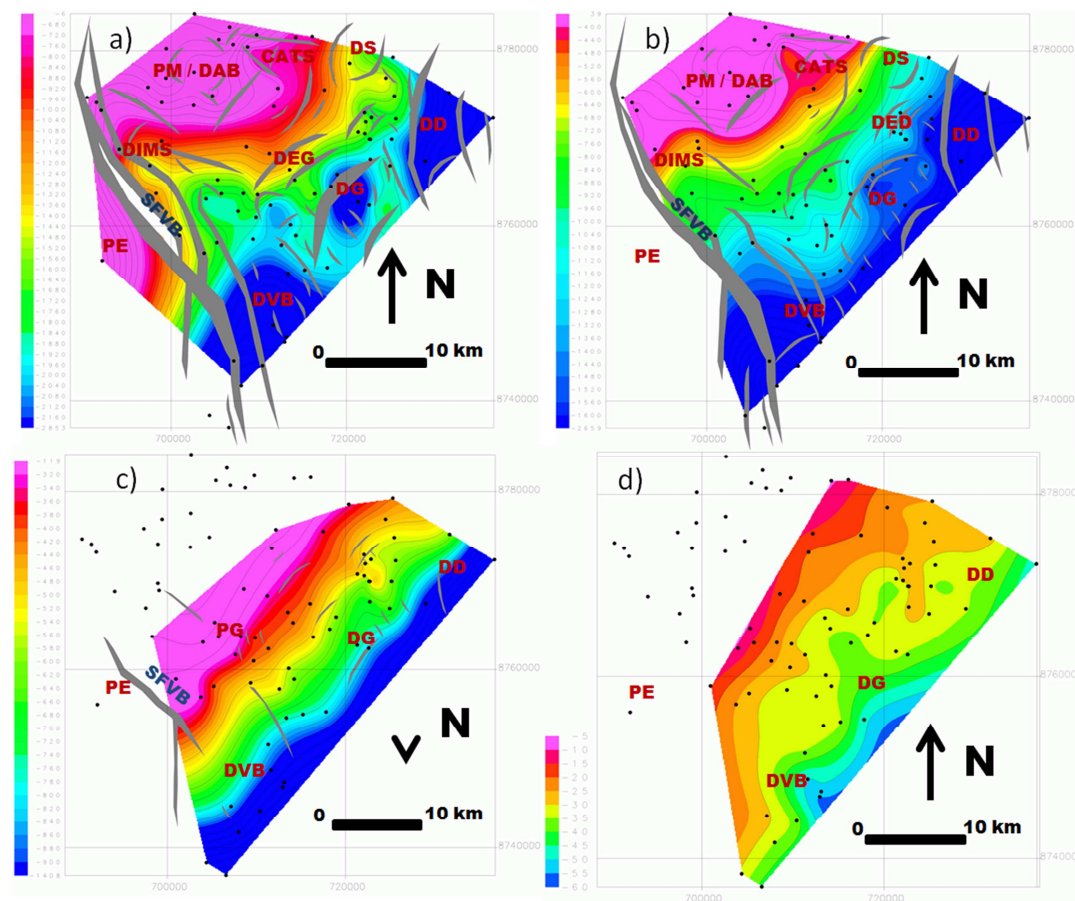


Figura 6.6: Mapas estruturais em cota (m) das discordâncias da base do a) Paleoceno, b) Eoceno, c) Oligoceno e d) Fisiografia do fundo oceânico atual, com os pontos dos poços (localizar nomes na figura 6.2). Intervalos de contorno (i.c.) de 100 em 100 metros para os três primeiros mapas e 10 em 10 metros para o último. Feições curvilineares em cinza correspondem a falhas que atravessam a superfície estrutural. PE: Plataforma de Estância, PM: Patamar de Mosqueiro, DAB: Depressão de Areia Branca, DS: Depressão Setentrional, DVB: Depressão de Vaza-Barris, DEG: Degrau de Guaricema, DG: Depressão de Guaricema, DED: Degrau de Dourado, DD: Depressão de Dourado, SFVB; Sistema de Falhas de Vaza-Barris, CATS: Canal de Atalaia Sul, PM: Patamar de Mosqueiro, DIMS: Depressão da Ilha de Mem de Sá.

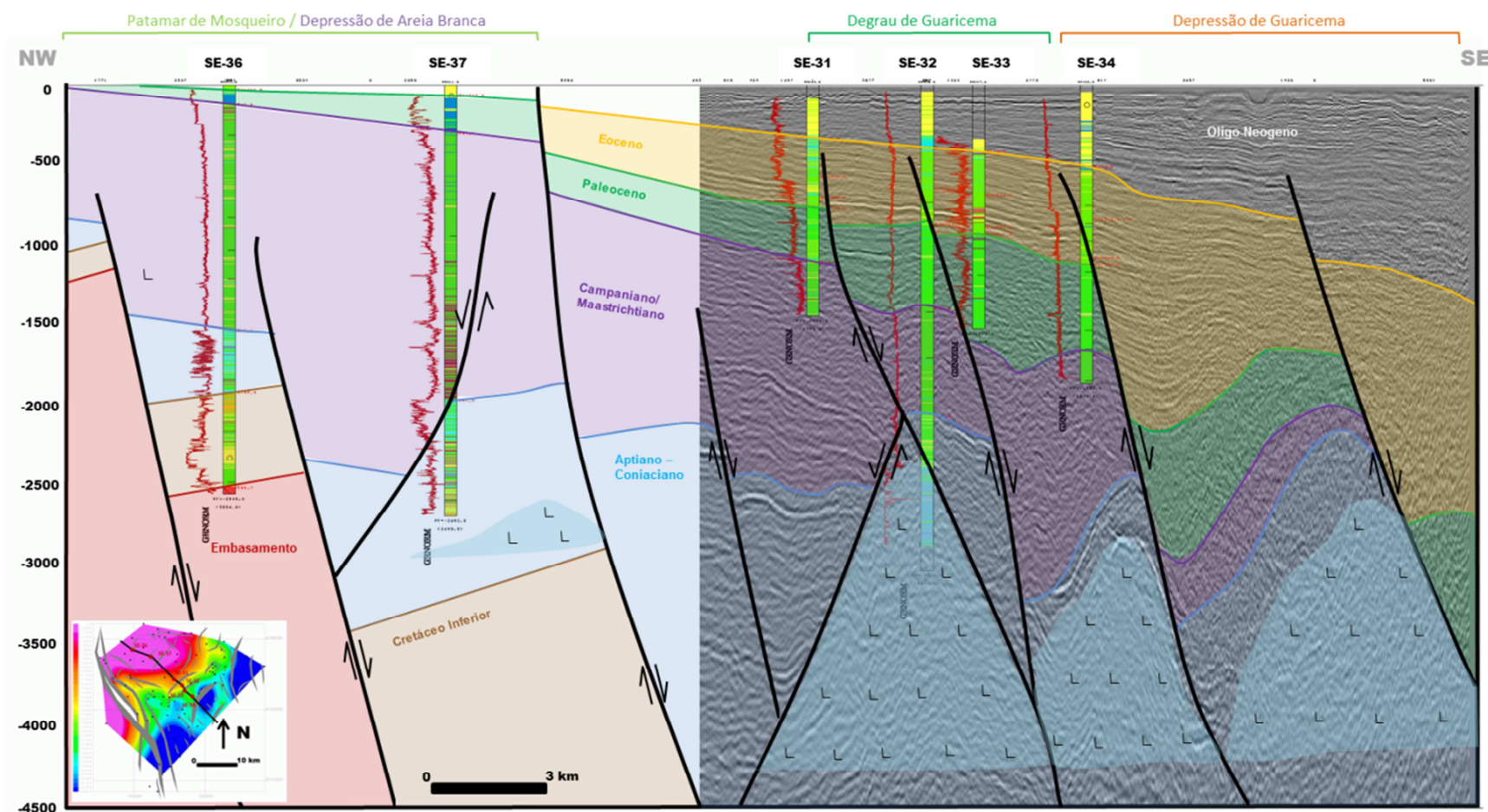


Figura 6.7: Seção geológica longitudinal NW-SE, ao longo do Patamar de Mosqueiro / Depressão de Areia Branca e Degrau de Depressão de Guaricema. Destaque para a colmatção da Depressão de Areia Branca no Cretáceo, com a estruturação do Patamar de Mosqueiro, bem como para o controle das falhas NE-SW associadas halocinese no Degrau e Depressão de Guaricema. Localização no mapa estrutural da base do Paleoceno (m).

O padrão estrutural da Série Eoceno (Figura 6.6b) também é dominado por falhas NE-SW associados a falhas NW-SE, ainda com influência local N-S (Figura 6.4). Destaca-se a deformação nas falhas NE-SW que estruturaram o Degrau de Dourado, e as depressões de Dourado e Guaricema. No Sistema de Falhas de Vaza-Barris a deformação foi expressiva no segmento mais ocidental, que controla o espessamento dessa seção contra o embasamento na Depressão da Ilha de Mem de Sá (Figura 6.3) e também na de Vaza-Barris (Figura 6.8), a jusante.

A Série Oligoceno e o Sistema Neogeno (Figura 6.6c) foram tratados de maneira conjunta em função da dificuldade na separação entre ambos. É um intervalo sedimentar quase que desprovido de deformação, com atividade de falhas restrita ao segmento principal do Sistema de Falhas de Vaza-Barris. A superfície que define a base do intervalo estrutura um homoclinal mergulhante para SE, replicado no topo com gradiente reduzido. Os efeitos das depressões de Vaza-Barris, Guaricema e Dourado estão ainda no controle da fisiografia do fundo oceânico atual, porém com pequena expressão, em um homoclinal com 60 metros de desnível máximo no Baixo do Mosqueiro (Figura 6.6d).

6.2 Depocentros e natureza do preenchimento sedimentar

Os sistemas de falhas condicionaram baixos estruturais, que, em geral, correspondem a sítios deposicionais de maior expressão, preenchidos por sedimentos de diferentes naturezas. Estas feições foram interpretadas como mini-bacias, alongadas ou não, intra-talude (Cretáceo a Eoceno) ou intra-plataformais (Oligoceno-Neogeno), posicionadas entre altos estruturais associados a halocinese ou reativações no embasamento.

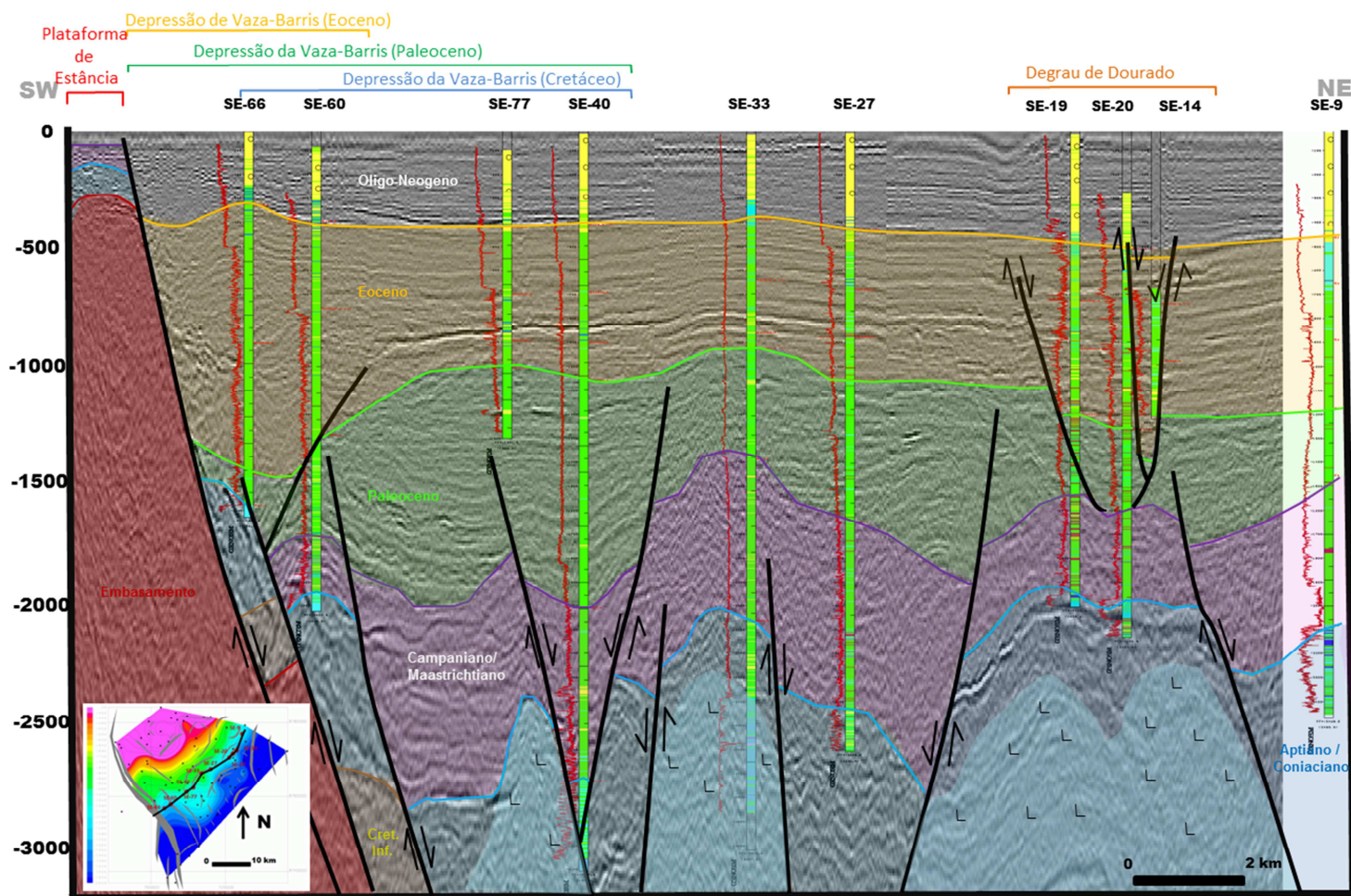


Figura 6.8: Seção geológica transversal SW-NE, ao longo da Plataforma de Estância, Depressão de Vaza-Barris (Cretáceo, Paleoceno e Eoceno) e Degrau de Dourado. Destaque para a migração para SSW da Depressão de Vaza-Barris no Paleogeno e para o Degrau de Dourado como uma feição negativa posicionada sobre um alto estrutural controlado por halocinese. Localização no mapa estrutural da base do Eoceno (m).

6.2.1 – Senoniano (Neoconiaciano a Maastrichtiano)

O intervalo senoniano apresenta o padrão de preenchimento sedimentar mais singular de todo o Grupo Piaçabuçu, com depocentro na seção proximal, isto é, a NW do Baixo do Mosqueiro. Corresponde à Depressão de Areia Branca onde a espessura máxima é de 1700 metros (Figuras. 6.9a e 6.3). Destaca-se também a Depressão Setentrional, com espessura de até 1600 metros, porém mais restrita em área (Figura 6.4). Ambas as depressões parecem estar associadas a halocinese por escape de sal ao longo de falhas antitéticas, que estruturaram os altos presentes no setor proximal de Dourado (área logo a NW do Degrau de Dourado). Ainda figuram como destacados sítios deposicionais as depressões de Guaricema e Vaza-Barris. A Plataforma de Estância apresenta seção cretácea delgada (62 metros) e foi sítio somente para sedimentação de sistemas deposicionais costeiros e deltaicos da Formação Marituba (Figura 6.9).

Os arenitos estão concentrados em dois pontos marginais à Depressão de Areia Branca, sugestivos de zonas de entrada de sedimentos de NW e NE, estes adjacentes ao Alto de Atalaia, onde alcançam mais de 200 metros de espessura (Figuras. 6.9b, 6.9d e 6.9e). Ademais estão em corpos que parecem apresentar direção W-E sugestivos de aportes a partir da Plataforma de Estância, a qual margeia e tem maior espessura no extremo meridional da Depressão de Vaza-Barris, com até 160 metros.

Os calcários têm distribuição parcialmente semelhante (Figuras. 6.9b, 6.9d e 6.9e), também com maiores espessuras na margem N da Depressão de Areia Branca, onde atingem 280 metros. Estes representam sedimentos alóctones oriundos de uma plataforma préterita (provavelmente do Grupo Sergipe) e conduzidos até a área em questão pelos mesmos sistemas que transportaram as areias supracitadas. Há ainda ocorrências de depósitos remobilizados a S e E, em direção às depressões Setentrional e de Dourado.

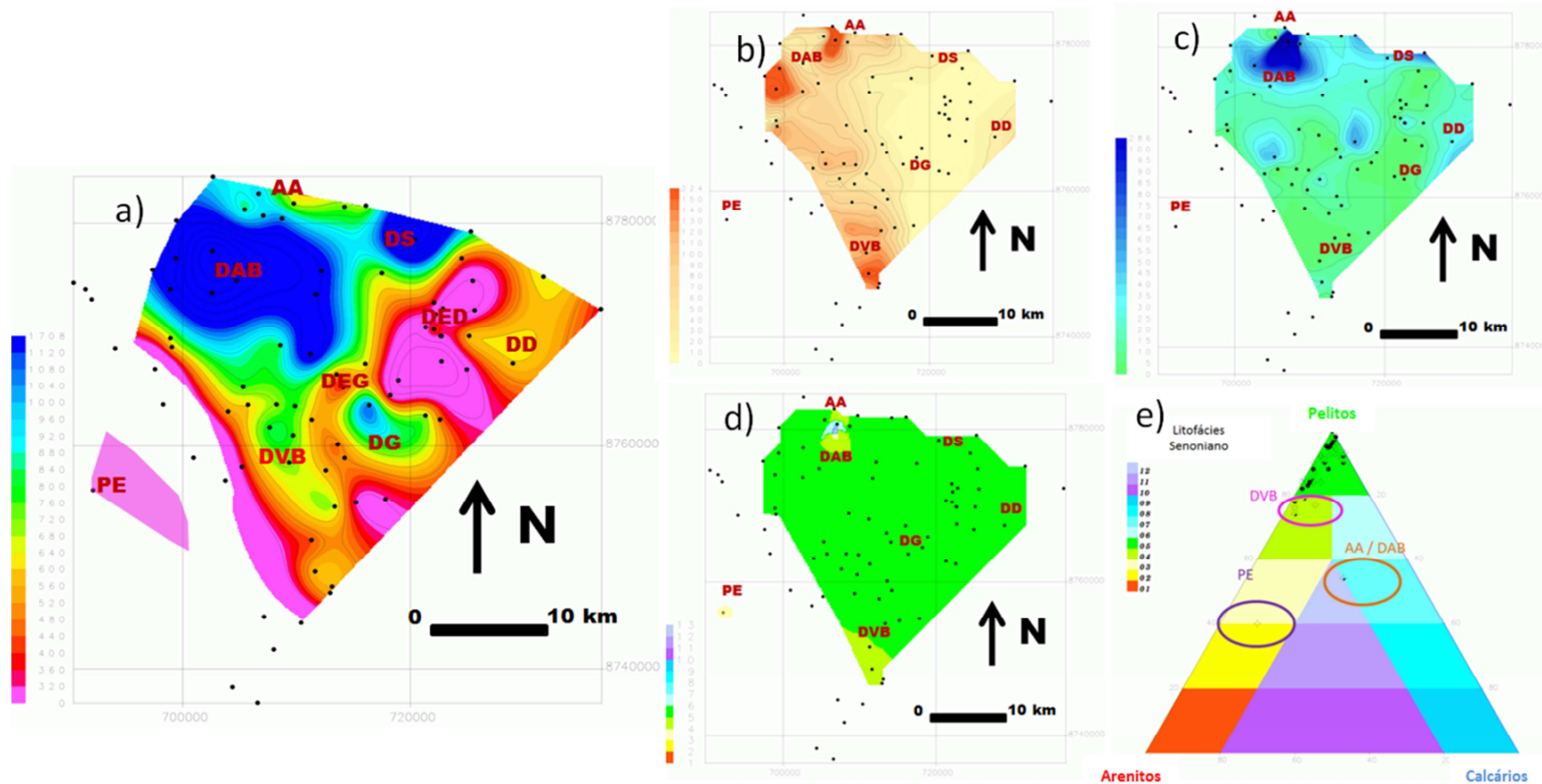


Figura 6.9: a) Mapas de isópacas do Senoniano (intervalo de contorno=100 metros), onde cores frias (azul e verde) indicam áreas de maior espessura e cores quentes (vermelho e amarelo) menores espessuras. b) Mapa de isólitos de arenitos do Senoniano (intervalo de contorno=20 metros), onde quanto mais vermelha a cor mais espesso é o litotipo. c) Mapa de isólitos de calcários do Senoniano (intervalo de contorno=10 metros), onde quanto mais azul a cor mais espesso é o litotipo. d) Mapa de classes de litotipos (legenda no diagrama ao lado). e) Diagrama de classe de litotipos, onde as cores ilustram as proporções entre os extremos de arenitos, pelitos e calcários. PE: Plataforma de Estância, AA: Alto de Atalaia, DAB: Depressão de Areia Branca, DS: Depressão Setentrional, DG: Depressão de Guaricema, DD: Depressão de Dourado, DVB: Depressão de Vaza-Barris, DED: Degrau de Dourado e DEG: Depressão de Guaricema.

A distribuição das litofácies permite caracterizar o intervalo senoniano como predominantemente lamoso, com ocorrências significativas de arenitos e calcários restritas às proximidades do Alto de Atalaia e à Depressão de Vaza-Barris (Figuras. 6.9d e 6.9e). Os sistemas costeiros eram restritos à Plataforma de Estância, dominada por sedimentação arenosa.

6.2.2 – Paleoceno

O depocentro da Série Paleoceno foi a Depressão de Vaza-Barris, onde a seção tem mais de 1000 metros de espessura (Figuras. 6.10a e 6.11). Destacam-se, ainda, como importantes sítios de sedimentação as depressões de Guaricema (controlada por halocinese, Figura 6.7) e Ilha de Mem de Sá (controlada por deformação em um dos segmentos do Sistema de Falhas de Vaza-Barris, Figura 6.3). De forma secundária, as depressões Setentrional e de Dourado (Figura 6.4), além do Canal de Atalaia Sul (Figura 6.11) também atuaram como feições que capturaram sedimentos. Esta última feição, estabelecida no extremo N da área, representa um importante ponto de entrada de sedimentos, tanto no Paleoceno como no Eoceno. A Depressão de Areia Branca, preenchida por pelitos no Cretáceo, foi praticamente colmatada no Paleoceno, ao fim do qual perdeu expressão como sítio de sedimentação e deu lugar ao Patamar de Mosqueiro (Figura 6.7).

Os arenitos mais uma vez ocorrem na Depressão de Areia Branca e adjacências do Alto de Atalaia (Figuras. 6.10b, 6.10d e 6.10e), onde alcançam até 100 metros e com espessuras similares nas depressões de Vaza-Barris (95 metros) e da Ilha de Mem de Sá (80 metros). As concentrações de isólitais paralelas ao Sistema de Falhas de Vaza-Barris sugerem mais uma vez aportes oriundos da Plataforma de Estância, sem no entanto excluir aportes a partir de NW (Alto de Aracaju), a montante da Depressão da Ilha de Mem de Sá. Há ainda arenitos com até 30 metros na Depressão de Dourado.

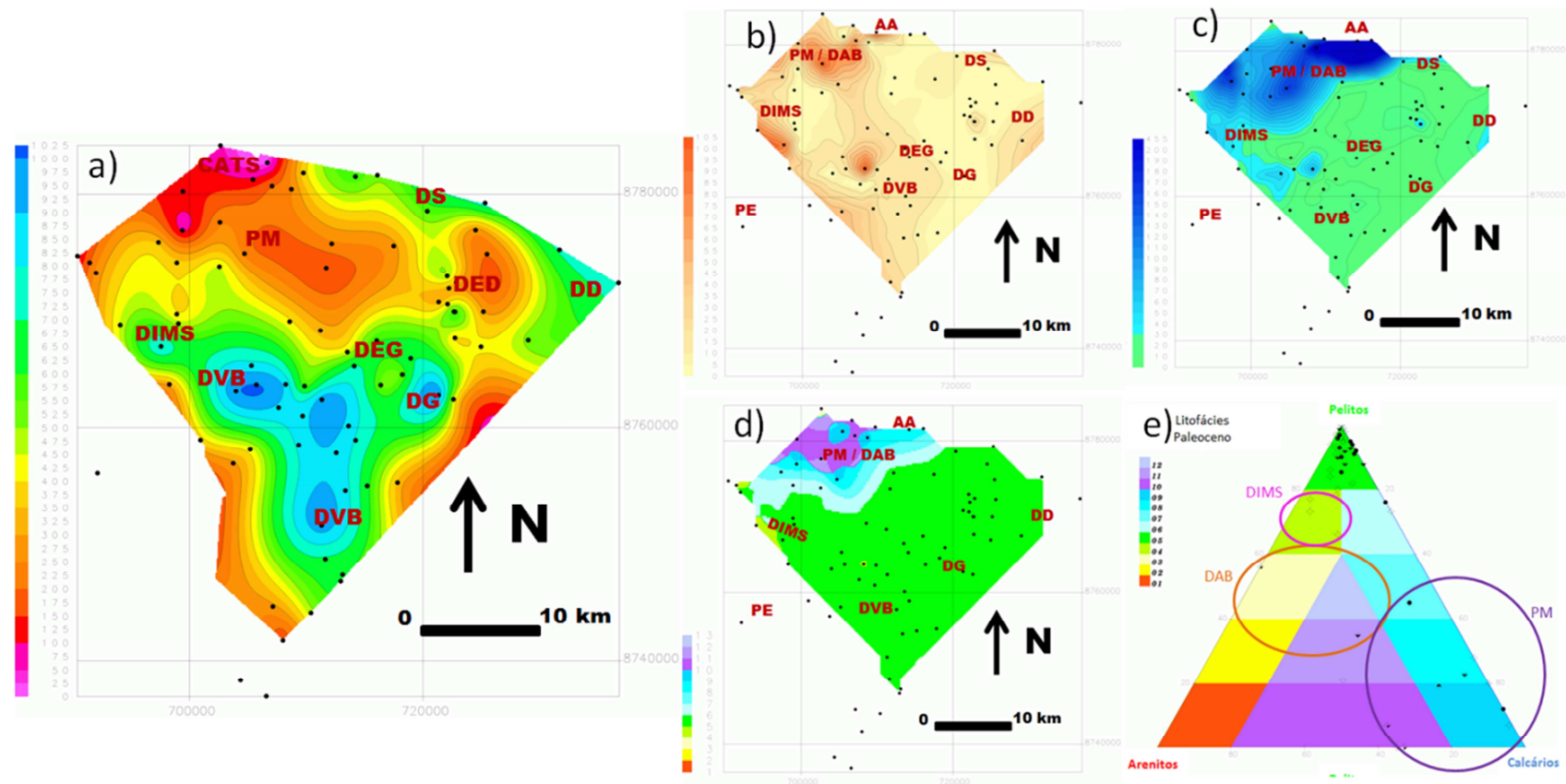


Figura 6.10: a) Mapas de isópacas do Paleoceno (intervalo de contorno=100 metros), onde cores frias (azul e verde) indicam áreas de maior espessura e cores quentes (vermelho e amarelo) menores espessuras. b) Mapa de isólitos de arenitos do Paleoceno (intervalo de contorno=10 metros), onde quanto mais vermelha a cor mais espesso é o litotipo. c) Mapa de isólitos de calcários do Paleoceno (intervalo de contorno=10 metros), onde quanto mais azul a cor mais espesso é o litotipo. d) Mapa de classes de litotipos (legenda no diagrama ao lado). e) Diagrama de classe de litotipos, onde as cores ilustram as proporções entre os extremos de arenitos, pelitos e calcários. PE: Plataforma de Estância, AA: Alto de Atalaia, DAB: Depressão de Areia Branca, DS: Depressão Setentrional, DG: Depressão de Guaricema, DD: Depressão de Dourado, DVB: Depressão de Vaza-Barris, DED: Degrau de Dourado, DEG: Depressão de Guaricema, DIMS: Depressão da Ilha de Mem de Sá, PM: Patamar de Mosqueiro e CATS: Cana de Atalaia Sul.

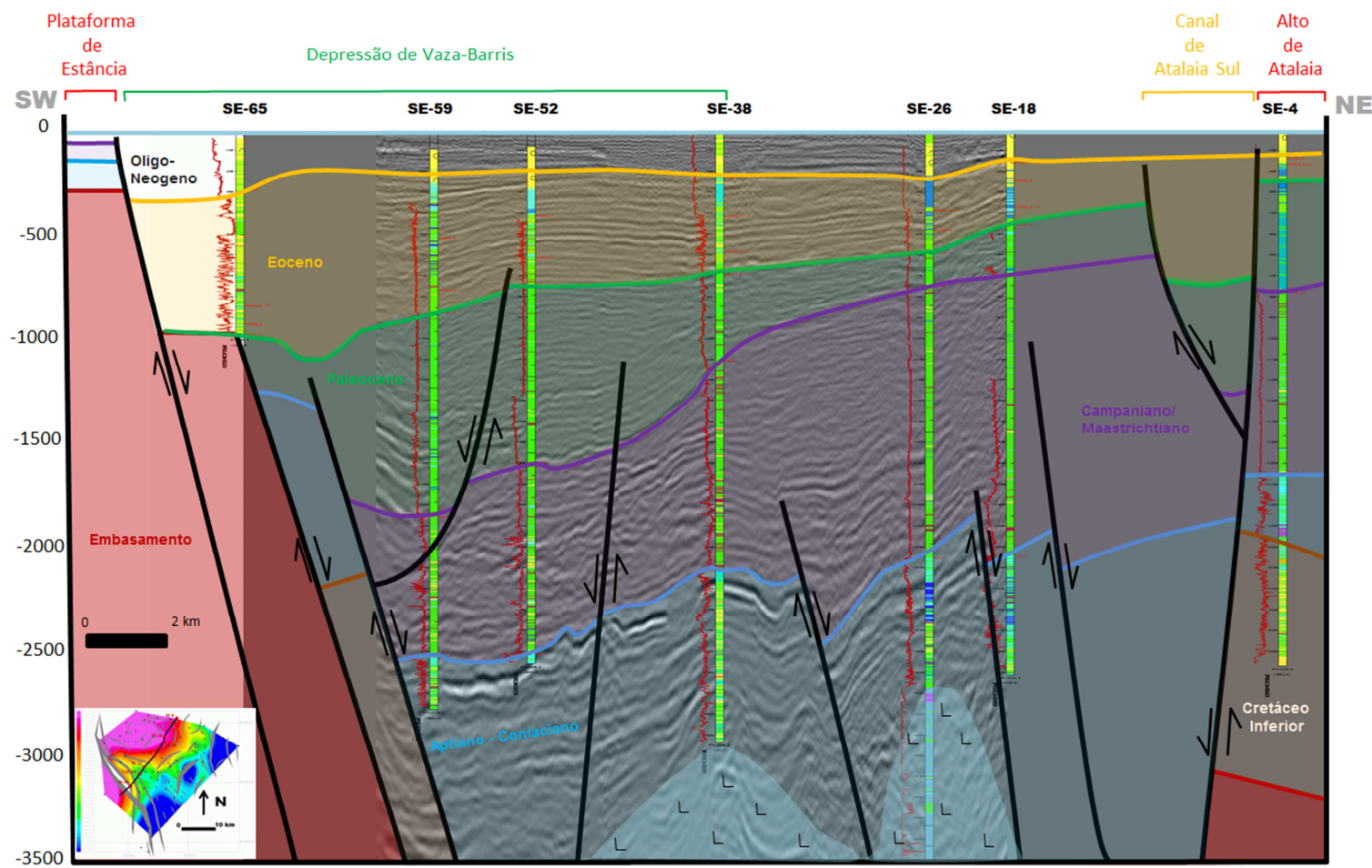


Figura 6.11: Seção geológica transversal SW-NE, ao longo da Plataforma de Estância, Depressão de Vaza-Barris (Paleoceno), Canal de Atalaia Sul e Alto de Atalaia. Destaque para a espessa seção paleocena na Depressão de Vaza-Barris (poço SE-59) e para o Canal de Atalaia Sul, adjacente ao Alto de Atalaia. Localização no mapa estrutural da base do Paleoceno (m).

Os calcários estão distribuídos em uma plataforma carbonática bem desenvolvida, a primeira do Grupo Piaçabuçu, designada como Patamar de Mosqueiro (Figuras. 6.10b, 6.10d e 6.10e). As maiores espessuras são adjacentes ao Alto de Atalaia e a SSW do mesmo, com mais de 400 metros. Estes sedimentos carbonáticos foram eventualmente remobilizados por meio de fluxos gravitacionais de sedimentos em direção às depressões de Ilha de Mem de Sá e Dourado.

A distribuição das litofácies ilustra a Série Paleoceno como um sistema progradacional em relação à senoniana, já que há amplo desenvolvimento de uma plataforma carbonática, acompanhada por sedimentação arenosa na área da Depressão de Areia Branca e Alto de Atalaia (Figuras. 6.10d e 6.10e). A sedimentação arenosa está pontualmente presente nas depressões de Vaza-Barris (intercalada a pelitos) e Ilha de Mem de Sá; ademais, a área é dominada por pelitos de talude.

6.2.3 Eoceno

O depocentro da Série Eoceno situa-se no setor meridional da Depressão de Vaza-Barris, com cerca de 1600 metros (Figuras. 6.12a, 6.5 e 6.8). A montante desta, a Depressão da Ilha de Mem de Sá representa quase que a sua continuidade como zona alimentadora a NW, situação vigente desde a Série Paleoceno (Figura 6.3). Além desta, são importantes sítios de sedimentação as depressões de Dourado (com 1250 metros, Figura 6.4) e Guaricema (com quase 1000 metros, Figura 6.7), ambas condicionadas por halocinese. A Depressão de Dourado corresponde à zona deposicional supostamente alimentada ao longo do degrau homônimo pelo Canal de Atalaia Sul, também em continuidade com a sedimentação paleocena (Figuras. 6.6b, 6.11 e 6.12a).

Os arenitos estão distribuídos ao longo de toda a área (Figuras. 6.12b, 6.12d e 6.12e), com destaque para as acumulações na Depressão de Vaza-Barris (onde alcançam até 250 metros) e Patamar de Guaricema (com

espessura similar), onde os sedimentos arenosos e carbonáticos passaram a ser aprisionados ao final dessa série. Há ainda sedimentação arenosa no nordeste do baixo, ao longo do degrau e depressão de Dourado, com 60 metros de espessura.

Os calcários estão distribuídos em uma larga faixa de direção SW-NE, aqui designada como Plataforma de Atalaia, com espessura de até 230 metros (Figuras. 6.12c, 6.12d e 6.12e). Esta se expandiu e avançou a sul em relação ao Paleoceno, até a área do Degrau de Dourado. Há ainda fácies remobilizadas a sul, em direção às depressões de Dourado e Guaricema.

A distribuição de litotipos sugere o Eoceno como uma série em que houve expressivo avanço da plataforma carbonática em relação ao Paleoceno e intenso aporte de sedimentos arenosos, portanto com caráter predominantemente progradacional (Figuras. 6.12d e 6.12e). Os arenitos intercalam-se a estes calcários plataformais no Patamar de Guaricema e adjacências do Degrau de Dourado ou ocorrem intercalados a pelitos na Depressão de Vaza-Barris.

6.2.4 Oligoceno-Neogeno

Após a Série Eoceno, a sedimentação pelítica de talude vigente desde o Neocretáceo no Baixo do Mosqueiro passa a plataformal. Os sedimentos são distribuídos em um homoclinal mergulhante para SE (Figura 6.13a), situação também observada nos mapas estruturais de topo e base do intervalo (Figuras. 6.6c e 6.6d). A espessura é crescente a jusante e o depocentro situa-se na Depressão de Vaza-Barris com 1355 metros e espessura similar na Depressão de Dourado, onde atinge 1255 metros (Figura 6.14). Os arenitos ocorrem de maneira generalizada ao longo de toda a área do Baixo do Mosqueiro, com maiores espessuras a SE, onde há maior espaço de acomodação na plataforma, com cerca de 400 metros (Figura 6.13b). No extremo SE, as isólitafinam de maneira sutil no contato com a plataforma carbonática (Figura 6.10a).

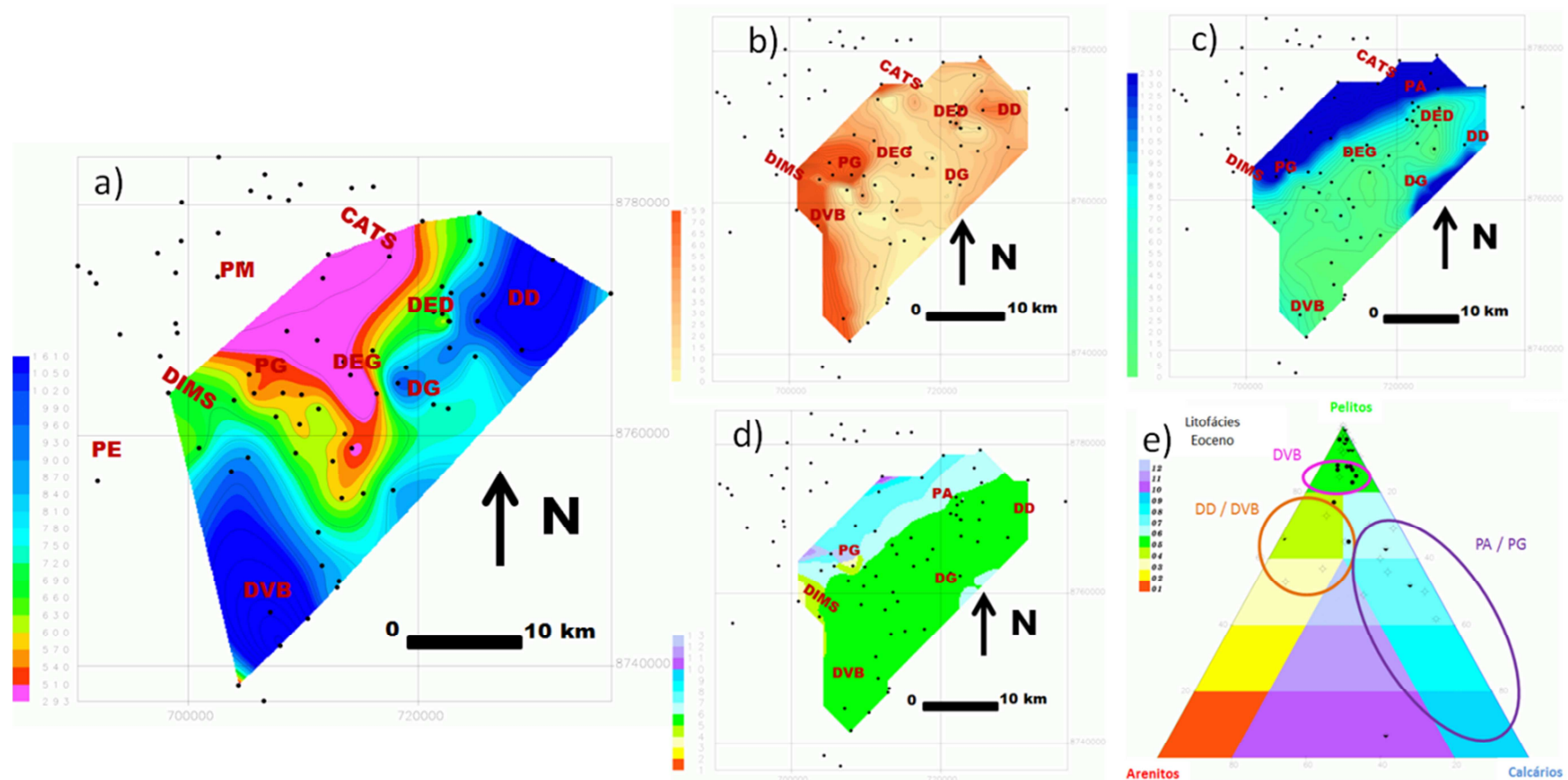


Figura 6.12: a) Mapas de isópacas do Eoceno (intervalo de contorno=100 metros), onde cores frias (azul e verde) indicam áreas de maior espessura e cores quentes (vermelho e amarelo) menores espessuras. b) Mapa de isólitas de arenitos do Eoceno (intervalo de contorno=20 metros), onde quanto mais vermelha a cor mais espesso é o litotipo. c) Mapa de isólitas de calcários do Eoceno (intervalo de contorno=10 metros), onde quanto mais azul a cor mais espesso é o litotipo. d) Mapa de classes de litotipos (legenda no diagrama ao lado). e) Diagrama de classe de litotipos, onde as cores ilustram as proporções entre os extremos de arenitos, pelitos e calcários. PE: Plataforma de Estância, DG: Depressão de Guaricema, DD: Depressão de Dourado, DVB: Depressão de Vaza-Barris, DED: Degrau de Dourado, DEG: Depressão de Guaricema, DIMS: Depressão da Ilha de Mem de Sá, PM: Patamar de Mosqueiro e CATS: Cana de Atalaia Sul.

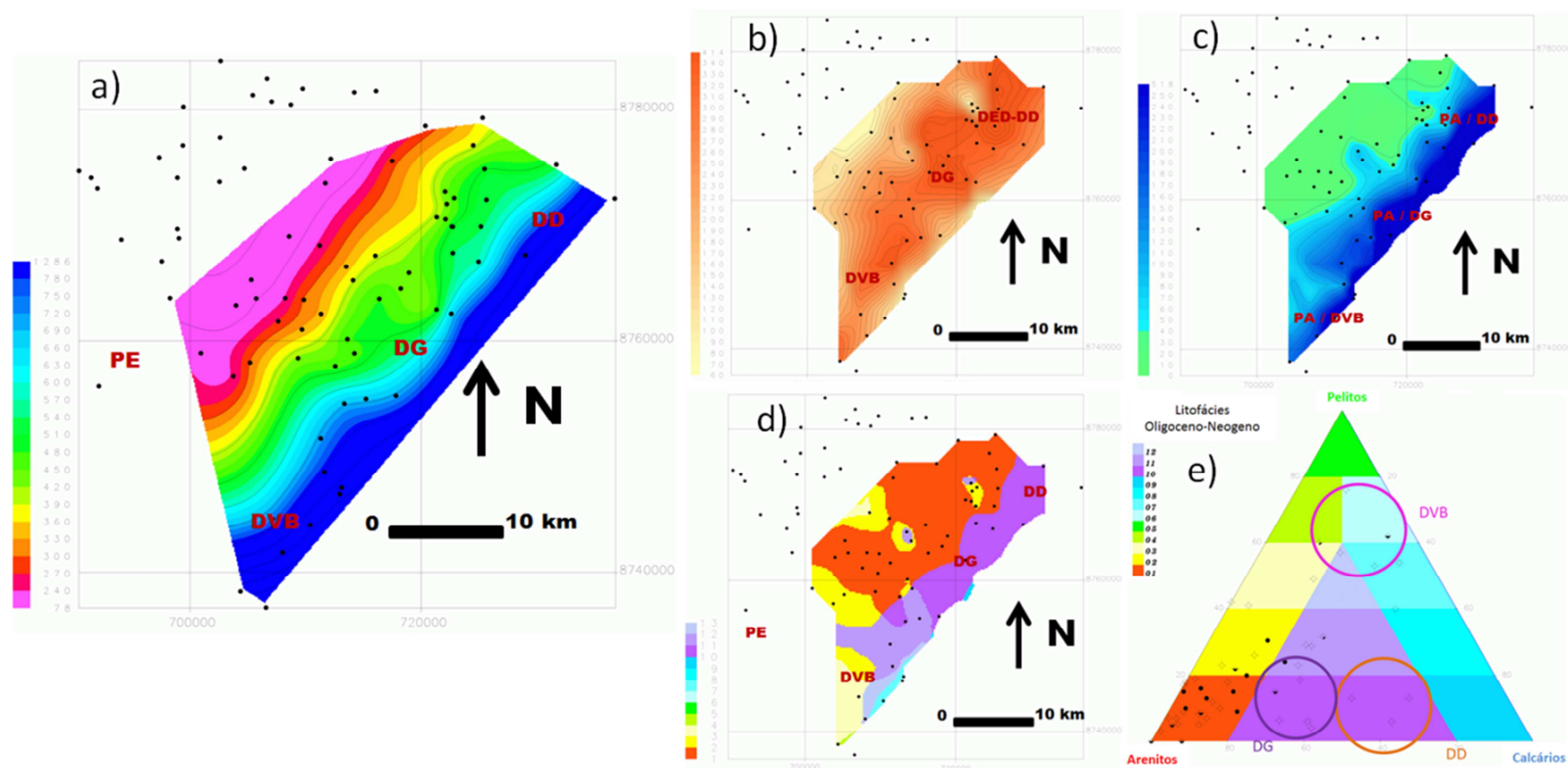


Figura 6.13: a) Mapas de isópacas do Oligo-Neogeno (intervalo de contorno=100 metros), onde cores frias (azul e verde) indicam áreas de maior espessura e cores quentes (vermelho e amarelo) menores espessuras. b) Mapa de isólitais de arenitos do Oligo-Neogeno (intervalo de contorno=10 metros), onde quanto mais vermelha a cor mais espesso é o litotipo. c) Mapa de isólitais de calcários do Oligo-Neogeno (intervalo de contorno=10 metros), onde quanto mais azul a cor mais espesso é o litotipo. d) Mapa de classes de litotipos (legenda no diagrama ao lado). e) Diagrama de classe de litotipos, onde as cores ilustram as proporções entre os extremos de arenitos, pelitos e calcários. PE: Plataforma de Estância, DG: Depressão de Guaricema, DD: Depressão de Dourado, DVB: Depressão de Vaza-Barris, DED: Degrau de Dourado e PA: Plataforma de Atalaia.

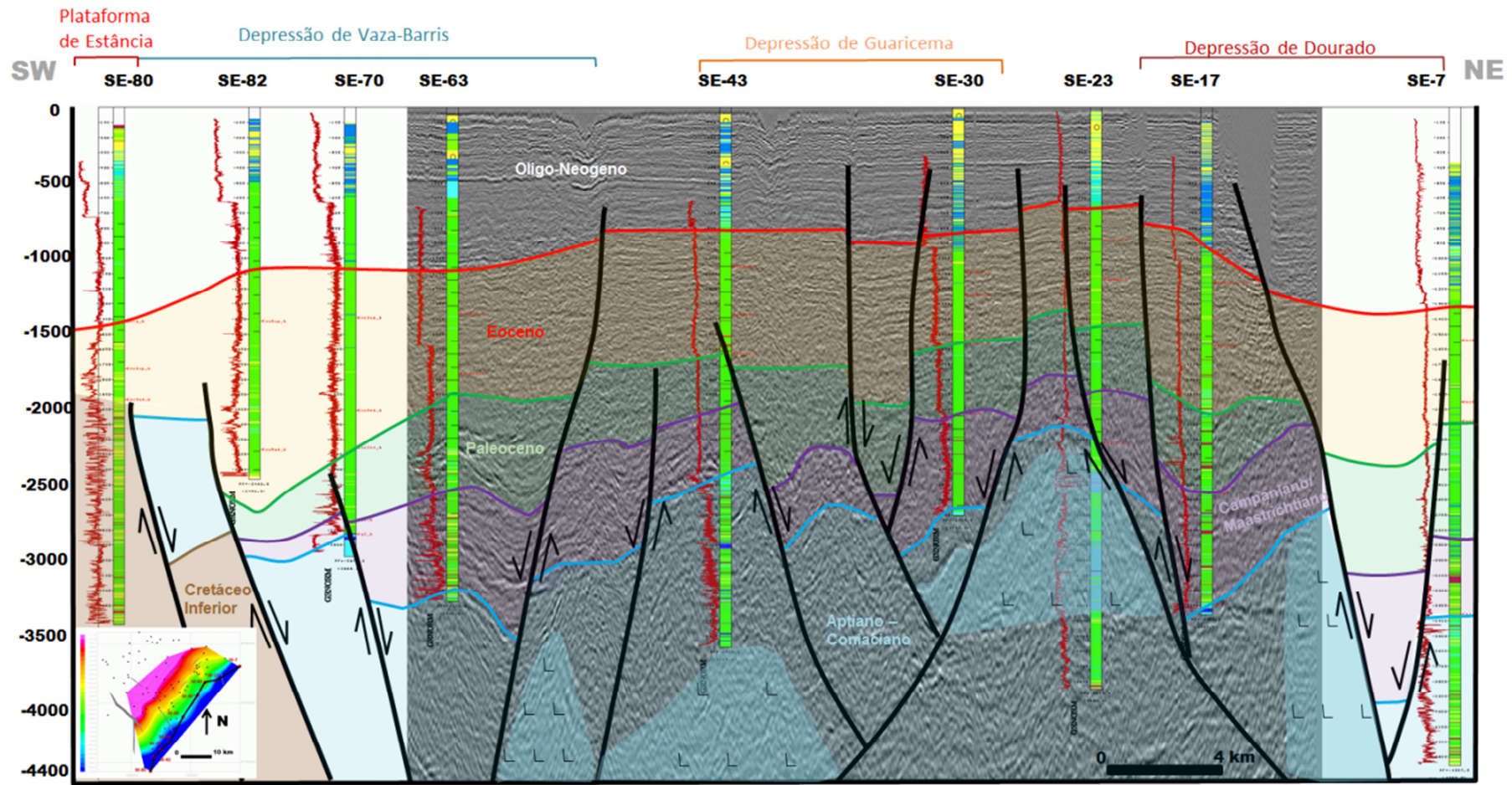


Figura 6.14: Seção geológica transversal SW-NE, ao longo das depressões de Vaza-Barris, Guaricema e Dourado, no setor meridional da área. Destaque para o depocentro oligo-neogeno na Depressão de Vaza-Barris, poço SE-80, migrado a SW em relação aos depocentros paleoceno e eoceno. Localização no mapa estrutural da base do Oligoceno (m).

Os calcários são delgados a WNW e espessam a SE, assim como os arenitos, com maior espessura na Depressão de Dourado, onde atingem cerca de 500 metros, com espessura similar na Depressão de Guaricema (Figura 6.12c). A Plataforma de Estância ainda tem influência na sedimentação, já que a jusante a espessura é menor do que a constatada nas demais áreas, em torno de 300 metros. Mais uma vez a plataforma carbonática avançou a jusante em relação a sua posição pretérita e ocupa o extremo SE da área, com possibilidade de ocorrência de alguns corpos isolados em meio a plataforma siliciclástica.

A distribuição dos litotipos ilustra que a sedimentação oligo-neogena é dominada por areias e calcários, em uma plataforma rasa mista, siliciclástico-carbonática (Figuras 6.12d e 6.12e). Os arenitos (ou areias) apresentam espessamento máximo na área que está posicionada logo atrás da plataforma carbonática, a qual atuou como barreira parcial ao fluxo destes sedimentos. Os sistemas deposicionais deltaicos, costeiros e carbonáticos progradaram sobre espaço de acomodação resultante da subsidência térmica e colmataram o que outrora fora o talude da bacia no Baixo do Mosqueiro durante a maior parte da Série Eoceno.

A análise dos diferentes depocentros do Grupo Piaçabuçu ao longo do tempo sugere que estes migraram gradualmente para sul e oeste (Figura 6.15).

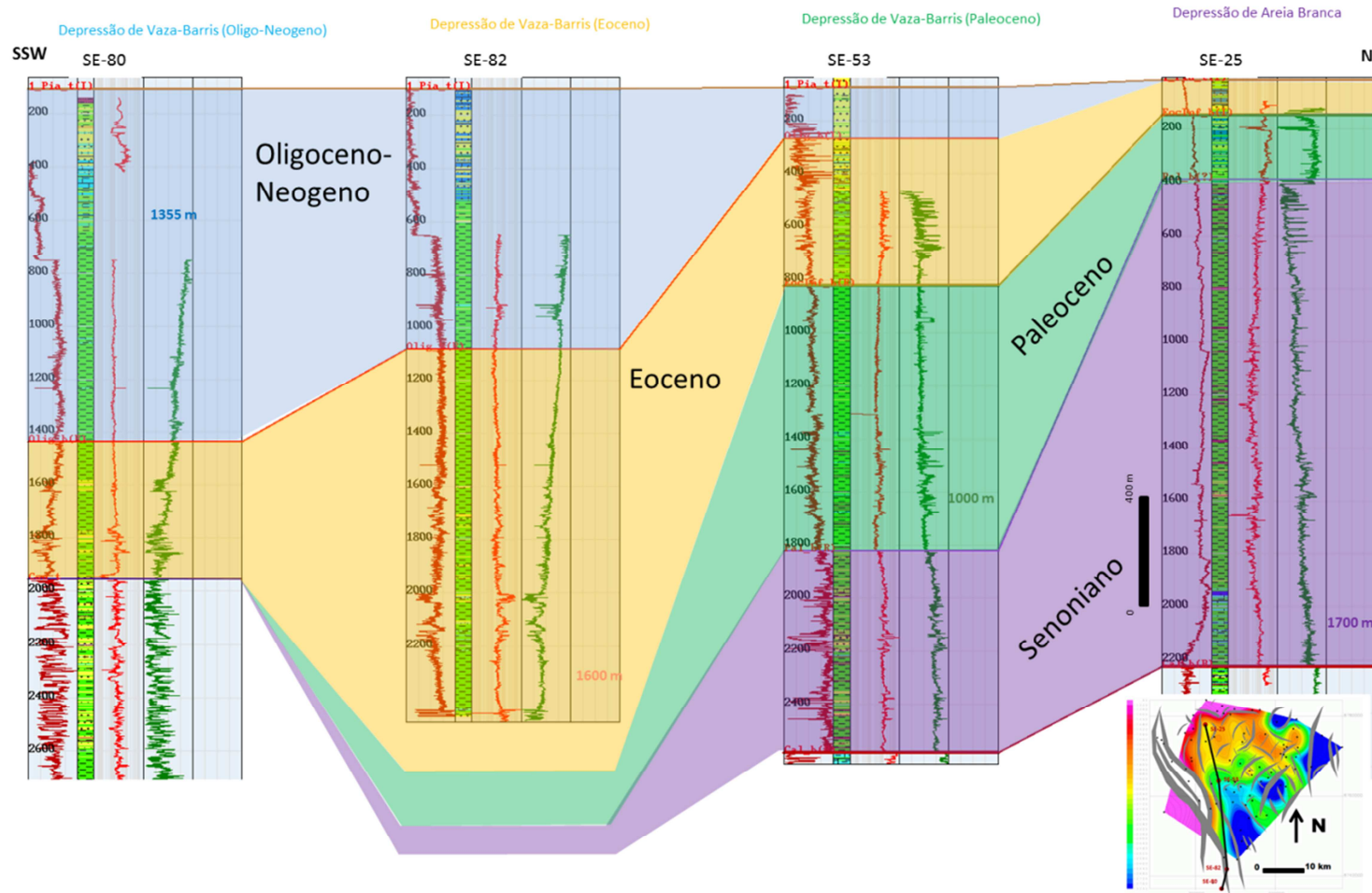


Figura 6.15: Seção estratigráfica arbitrária SSW-N, com datum aproximado no fundo do mar. Nela estão destacados os depocentros do Grupo Piaçabuçu ao longo do tempo, desde a Depressão de Vaza-Barris no Oligo-Neogeno (poço SE-80), Eoceno (poço SE-82) e Paleoceno (poço SE-53), até a Depressão de Areia Branca (poço SE-25, depocentro da Série Senoniano). Sugere migração de depocentro para SSW do Cretáceo ao Holoceno. Para cada poço, na pista 1 está o perfil de raios gama, na 2 a curva de litotipos, na 3 o perfil de resistividade e na pista 4 está o perfil sônico. Localização no mapa estrutural da Discordância Sub-formação Calumbi (m).

7 Estratigrafia da Série Eoceno no Baixo do Mosqueiro

A Série Eoceno foi dividida em três intervalos, definidos por descontinuidades nas tendências deposicionais em perfis elétricos (raios gama, resistividade e sônico) e conforme os limites de biozonas de nanofósseis calcários (Figura 7.1). A base do Eoceno Inferior equivale aproximadamente ao topo da biozona N-350, a base do Médio ao topo da biozona N-430, a base do Superior ao topo da biozona N-450 (localmente N-447) e a base do Oligoceno ao topo da biozona N-470 (PEDRÃO, 2004). O registro dos andares ocorre de forma particular ao longo da área, a depender de condicionantes estruturais, estratigráficos e ecológicos.

7.1 Aspectos Estruturais

O padrão estrutural da discordância do topo do Paleoceno (ou base do Ypresiano) é definido por falhas NE-SW com mergulho para SE associadas a falhas NW-SE com mergulho para NE (Figura 7.2a).

De forma geral, as falhas NE-SW estruturam hemi-grabens atuantes como mini-bacias que capturaram sedimentos ao longo de toda área, ainda com algum resquício da trama N-S (herdada da fase *Rift*) associada (Figura 7.2a). São importantes as falhas que estruturam o Degrau de Dourado, a Depressão de Dourado e a Depressão de Guaricema (Figura 7.2b).

O Degrau de Dourado é uma feição caracterizada por dois meio-grabens dos quais o primeiro representa reativação de falha ao longo do flanco de um diápiro de sal e o segundo tem raízes na Discordância Sub-formação Calumbi e no topo do Cretáceo, ambos com espessamento relativo da seção ypresiana a jusante (Figura 7.3). Adjacente ao Degrau de Dourado, a Depressão de Dourado é um baixo estrutural adjacente ao degrau homônimo, que no Ypresiano é controlada tanto por uma falha mais jovem NE-SW (Figura 7.3) quanto por uma falha normal antiga, com tendência N-S (Figura 7.4). A Depressão de Guaricema, semelhante ao Degrau de

Dourado, também é constituída por hemi-grabens controlados por falhas associadas a halocinese, porém com a falha mais oriental enraizada no topo do Paleoceno (Figura 7.5).

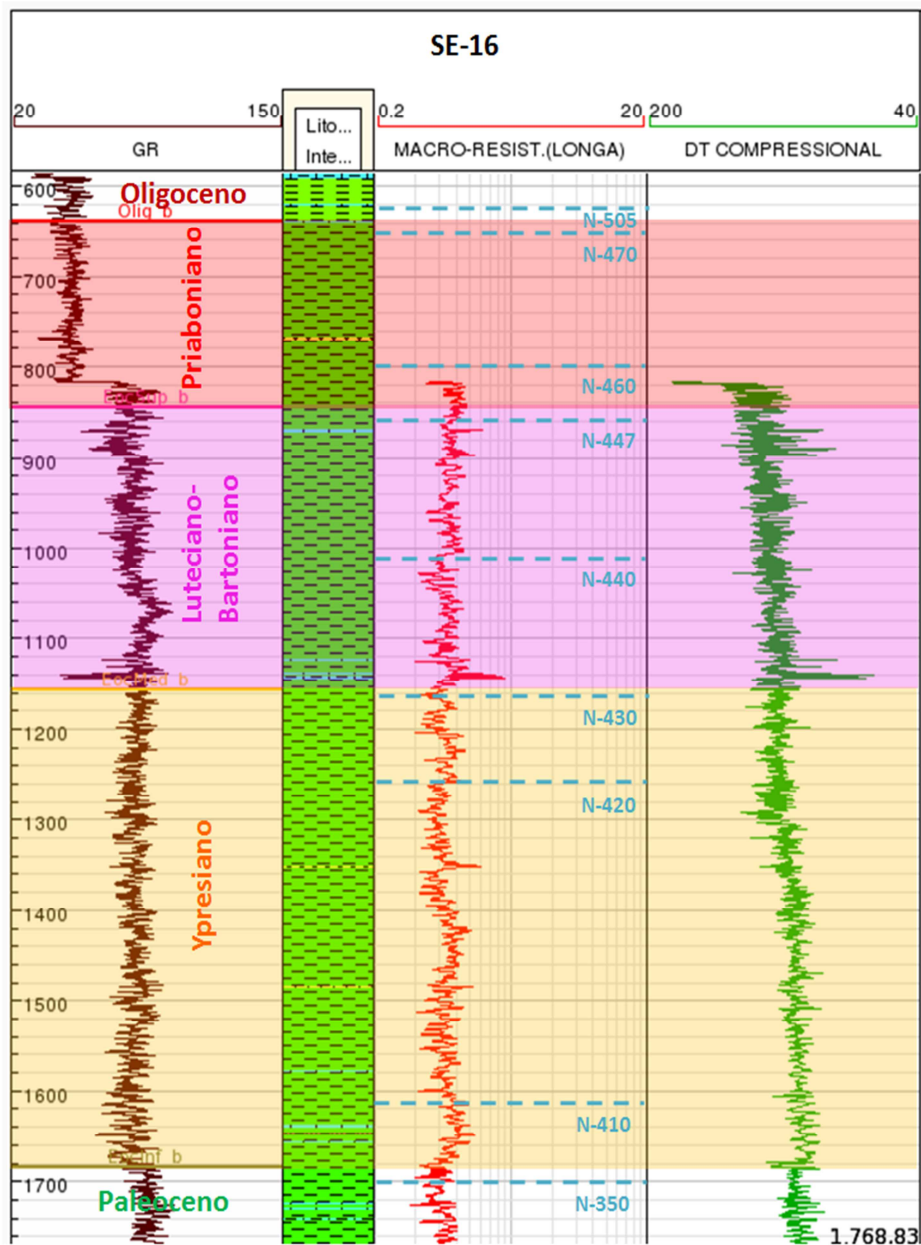


Figura 7.1: Exemplo de zoneamento estratigráfico da Série Eoceno no poço SE-16. Na pista 1 estão o perfil de raios gama (GR) e barras horizontais que indicam as discordâncias interpretadas como limites dos andares (replicado nas outras pistas como cor de fundo). Na pista 2 está a curva de litotipos interpretados com base nos perfis. Na pista 3 estão o perfil de resistividade (Macro Resist.) e a posição original do topo das biozonas de nanofósseis lidas em amostra de calha (em azul). Na pista 4 está o perfil sônico. A “quebra” no perfil de raios gama acima da base do Priaboniano é consequente de atenuação de sinal por revestimento e representa um exemplo de falsa descontinuidade estratigráfica.

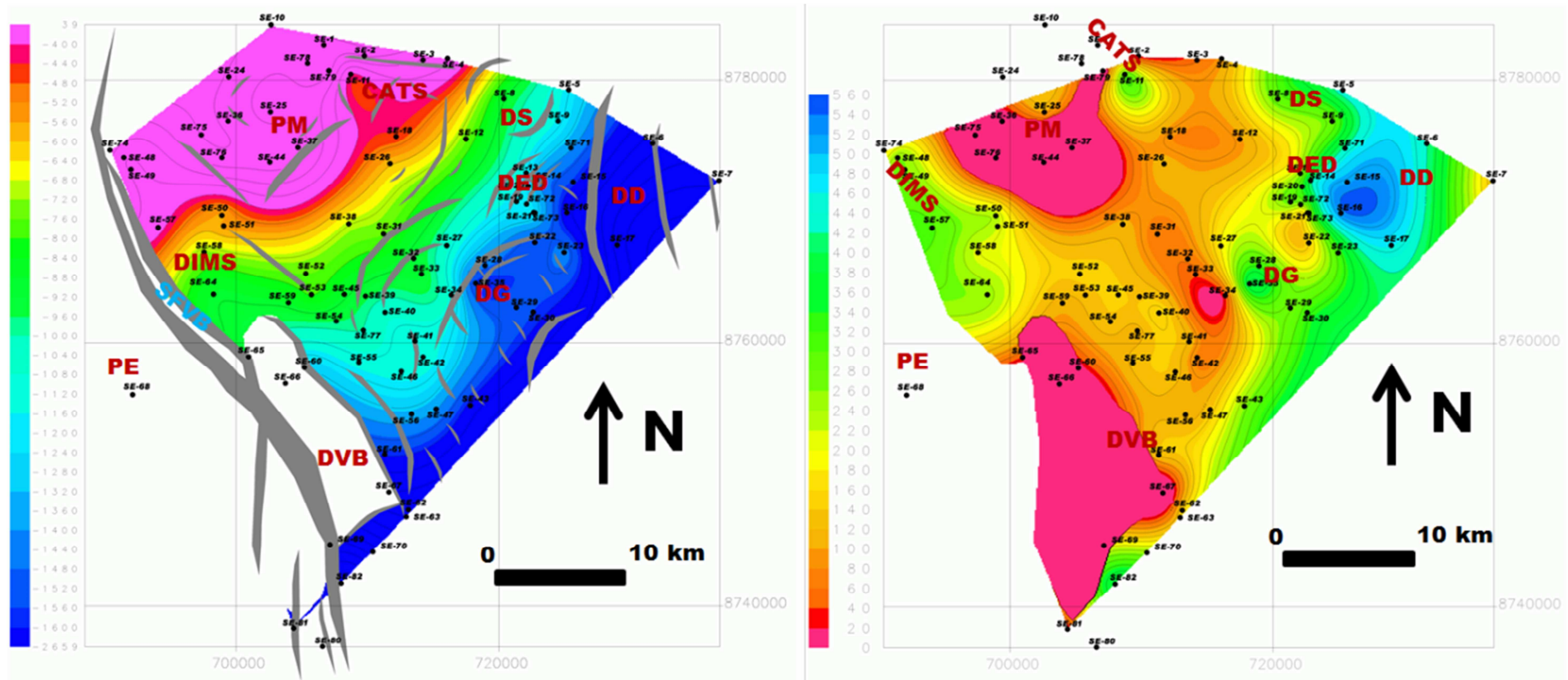


Figura 7.2: a) Mapa estrutural em cota (m) da discordância da base do Eoceno, com intervalos de contorno (i.c.) de 100 em 100 metros. Áreas estruturalmente mais altas em cores quentes (rosa, vermelho, amarelo) e mais baixas em cores frias (azul e verde). Feições curvilineares em cinza correspondem a falhas que atravessam a superfície estrutural. b) Mapas de isópacas do Ypresiano (espessura em metros), intervalo de contorno=30 metros. Cores frias (azul e verde) indicam áreas de maior espessura e cores quentes (vermelho e amarelo) menores espessuras.. PE: Plataforma de Estância, SFVB; Sistema de Falhas de Vaza-Barris, DIMS: Depressão da Ilha de Mem de Sá, DVB: Depressão de Vaza-Barris, DG: Depressão de Guaricema, DED: Degrau de Dourado, DD: Depressão de Dourado, DS: Depressão Setentrional, CATS: Canal de Atalaia Sul, PM: Patamar de Mosqueiro.

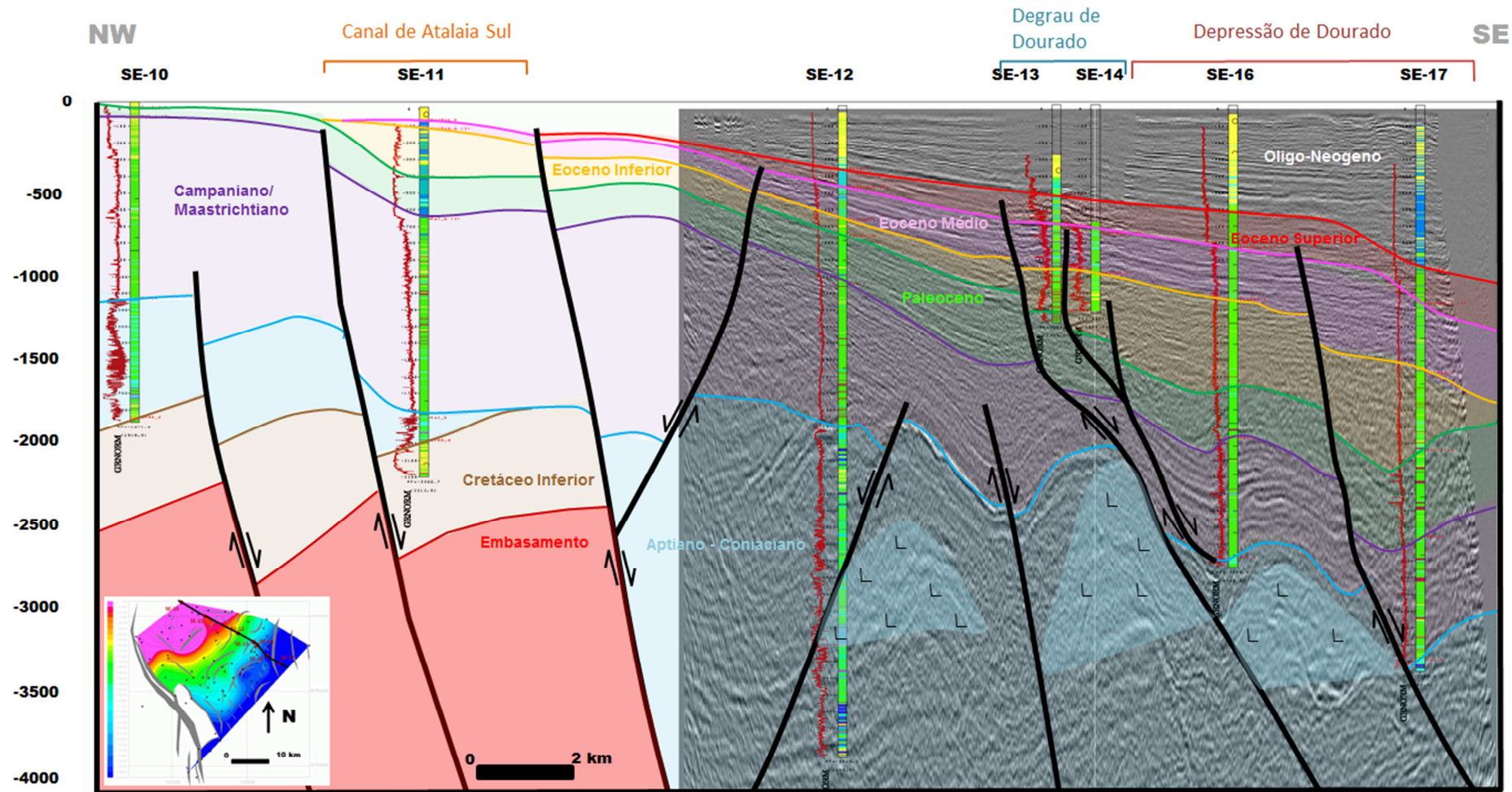


Figura 7.3: Seção geológica NW-SE longitudinal (m) ao longo do Alto de Aracaju (poço SE-10), Canal de Atalaia Sul (poço SE-11), Degrau de Dourado (poços SE-13 e SE-14) e Depressão de Dourado (poços SE-16 e SE-17). Destaque para as falhas que controlam o espessamento da seção ypresiana por reativação em flanco de diápiro de halita (poço SE-13) e a falha que enraíza no topo do Cretáceo (poço SE-14). O depocentro pontual ypresiano está no poço SE-16 (530 metros). Localização no mapa estrutural da base do Ypresiano (m).

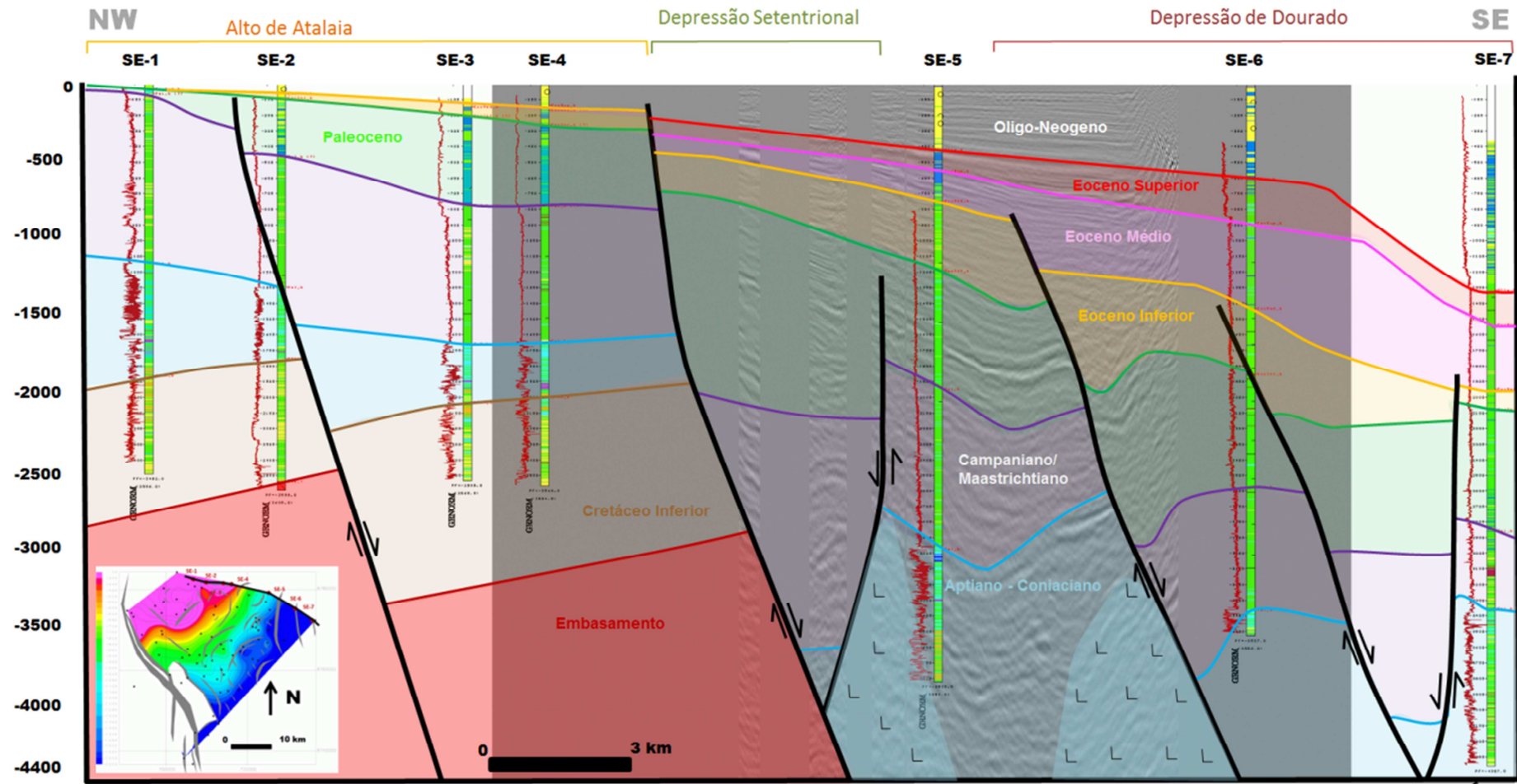


Figura 7.4: Seção geológica longitudinal NW-SE (m) do Alto de Atalaia (poços SE-1 a SE-4) à Depressão de Dourado (poços SE-6 e SE-7). Destaque para o espessamento da seção ypresiana a jusante da falha adjacente ao poço SE-4 e para a superfície erosiva que removeu parte do registro ypresiano e espessou a seção do Eoceno Médio nos poços SE-6 e SE-7. Essa diferença de espessura por erosão a jusante também ocorre no Eoceno Superior. Localização no mapa estrutural da base do Ypresiano (m).

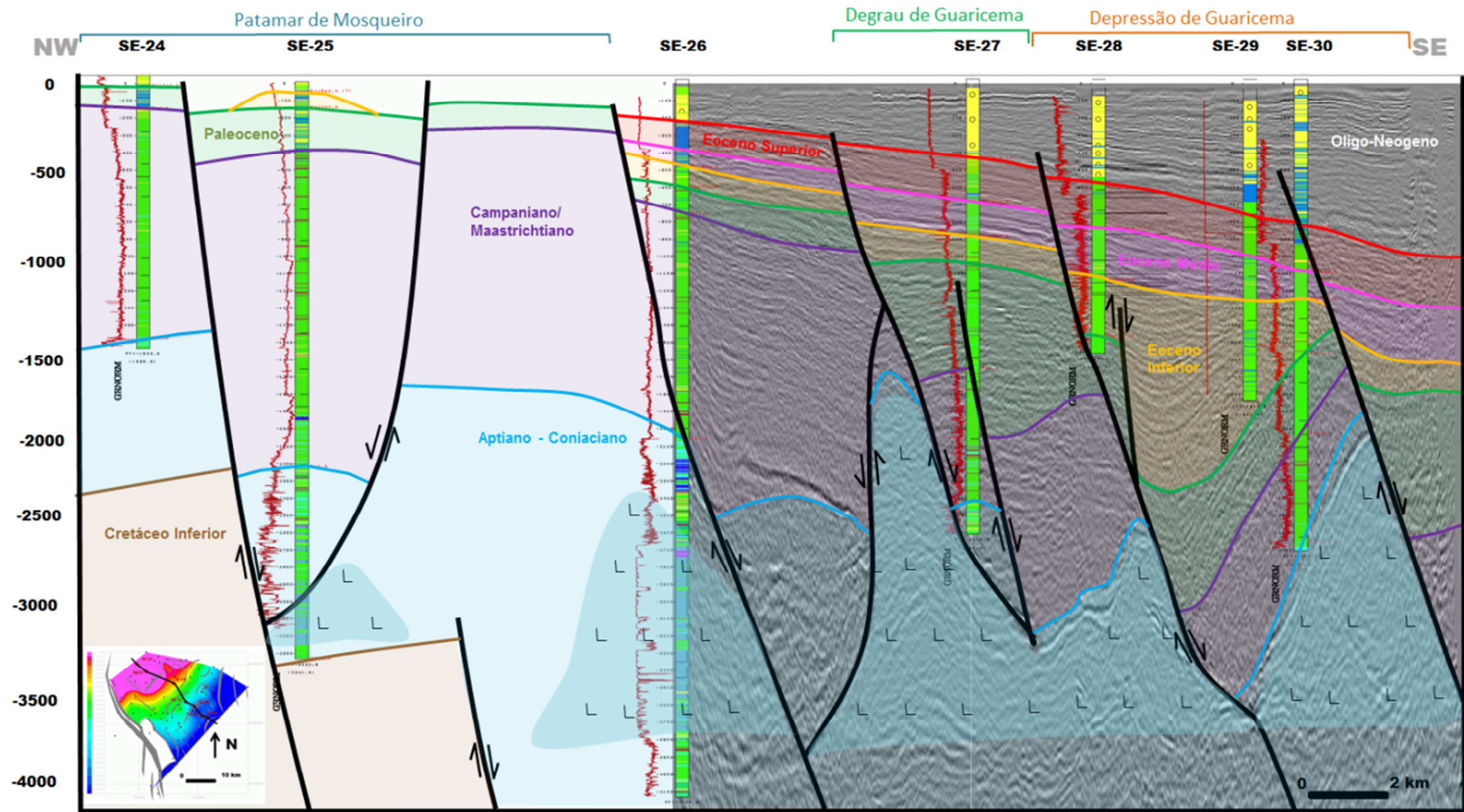


Figura 7.5: Seção geológica NW-SE longitudinal (m) desde o Alto de Aracaju (poço SE-24) até a parte distal da Depressão de Guaricema (poço SE-30). Destaque para o corpo carbonático ypresiano sobre para o Patamar de Mosqueiro (*horst* entre os poços SE-25 e SE-26) e para a mini-bacia do Eoceno Inferior, adjacente à falha do poço SE-28 (reativada ao longo do flanco do diápiro de halita), que corresponde à Depressão de Guaricema. Localização no mapa estrutural da base do Ypresiano (m).

As raras falhas NE-SW com mergulho para NW, portanto antitéticas, estão associadas à halocinese na Depressão Setentrional e Patamar de Mosqueiro (Figuras 7.2, 7.3 e 7.5), onde a seção ypresiana espessa de maneira discreta.

As falhas NW-SE controlam a ocorrência da seção ypresiana no setor ocidental da área (Figuras 7.2 e 7.6), ao longo da Depressão da Ilha de Mem de Sá, e no setor setentrional ao longo do Canal de Atalaia Sul. Estas feições são separadas pelo Patamar de Mosqueiro, uma feição positiva sobre a qual a seção ypresiana ocorre de forma pontual (Figura 7.5).

A Depressão da Ilha de Mem de Sá é controlada a W-SW por dois segmentos do Sistema de Falhas de Vaza-Barris com mergulho para NE e adjacentes à Plataforma de Estância e a E-NE por falhas mergulhantes para SW (Figura 7.6). Seu segmento mais jovem é a falha mais ocidental, que figura como o último colapso da Plataforma de Estância, em um hemi-*graben* estreito, de direção NW-SE e mergulhante para NE, adjacente à mesma. O Canal de Atalaia Sul é controlado por falhas WNW-ESE, a mais setentrional possivelmente associada à Falha de Atalaia (Figuras 7.2a e 7.6).

Além destas depressões, as falhas NW-SE, com mergulho principalmente para NE e secundariamente para SW, estruturam a Depressão de Vaza-Barris, ao longo do sistema de falhas homônimo, com trama NE-SW subordinada (Figura 7.2a). A deformação ao longo desse sistema de falhas no Ypresiano condicionou a Depressão de Vaza-Barris como sítio deposicional, porém o perfil erosivo profundo da discordância que define a base do Eoceno Médio implicou na remoção dessa seção (Figura 7.7). A Depressão da Ilha de Mem de Sá pode representar a extensão de Depressão de Vaza-Barris a NW, separadas entre si por falha e depósitos de colapso de talude ypresianos, depositados diretamente sobre o embasamento (Figura 7.8).

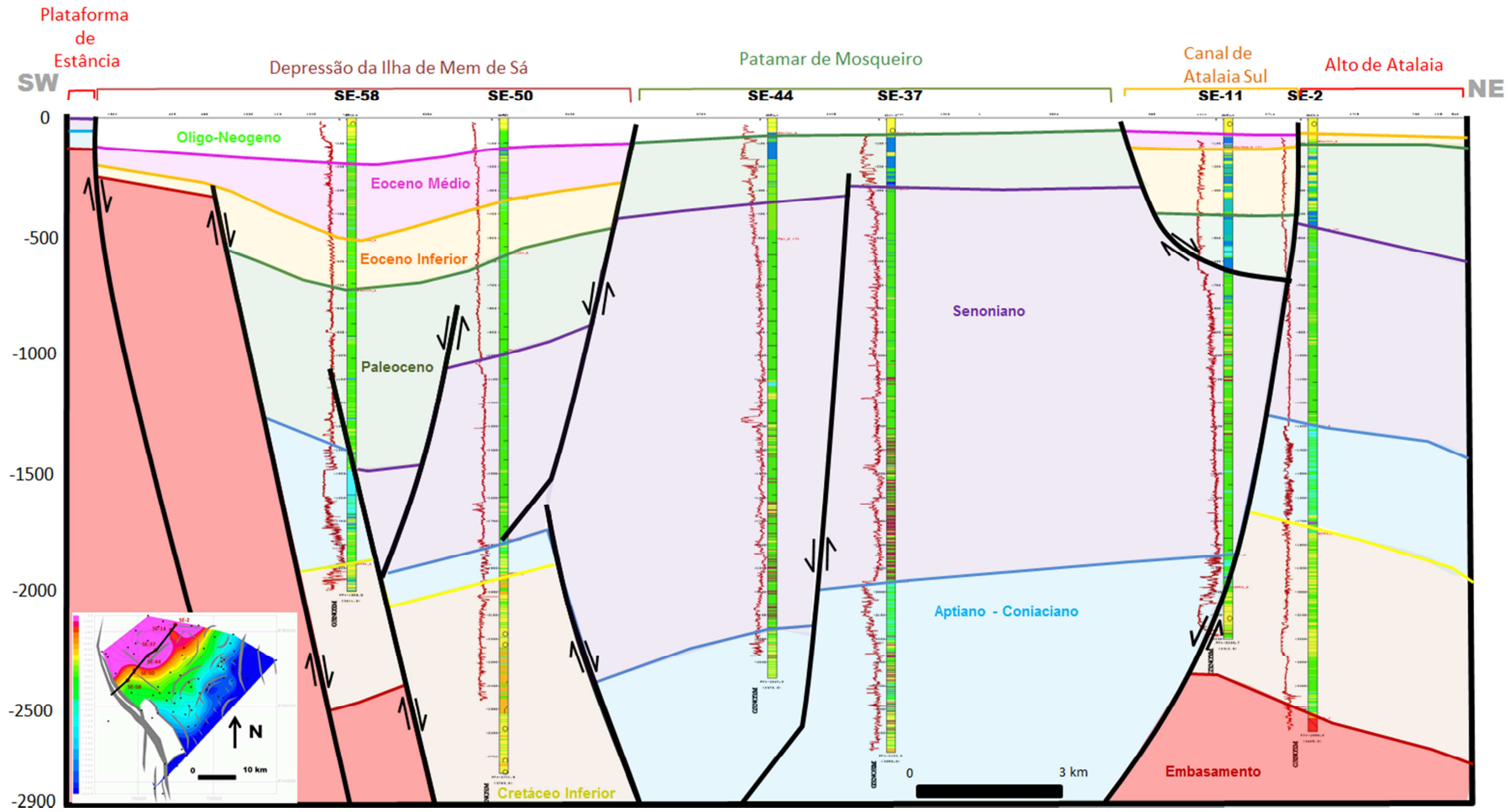


Figura 7.6: Seção geológica transversal SW-NE (m) ao longo da Plataforma de Estância (extremo SW), Depressão da Ilha de Mem de Sá (poços SE-58 e SE-50), Patamar de Mosqueiro (poços SE-44 e SE-37), Canal de Atalaia Sul (poço SE-11) e Alto de Atalaia (poço SE-2). Destaque para a ocorrência do Eoceno Médio restrita às depressões supracitadas e para a plataforma carbonática paleocena do Patamar de Mosqueiro (poços SE-44 e SE-37). Localização no mapa estrutural da base do Ypresiano (m).

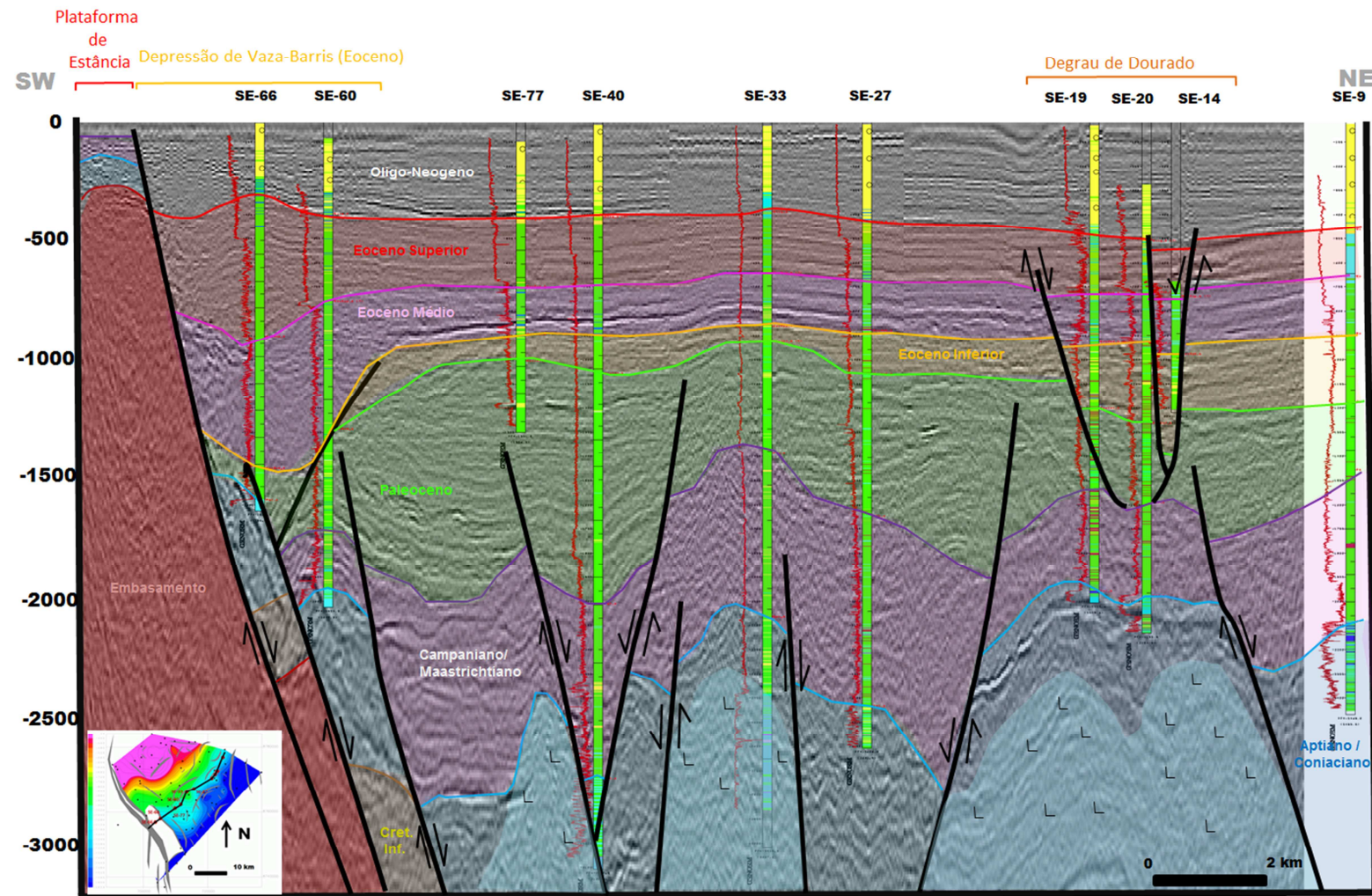


Figura 7.7: Seção geológica transversal SW-NE (m) ao longo da Plataforma de Estância, Depressão de Vaza-Barris (poços SE-66 e SE-60) e Degrau de Dourado (poços SE-19, SE-20 e SE-14). Destaque para o espessamento de seção do Eoceno Médio contra o embasamento, controlado por falha, na Depressão de Vaza-Barris e espessamento da seção ypresiana no Degrau de Dourado. O depocentro da seção priaboniana está no poço SE-66 (670 metros). Localização no mapa estrutural da base do Ypresiano (m).

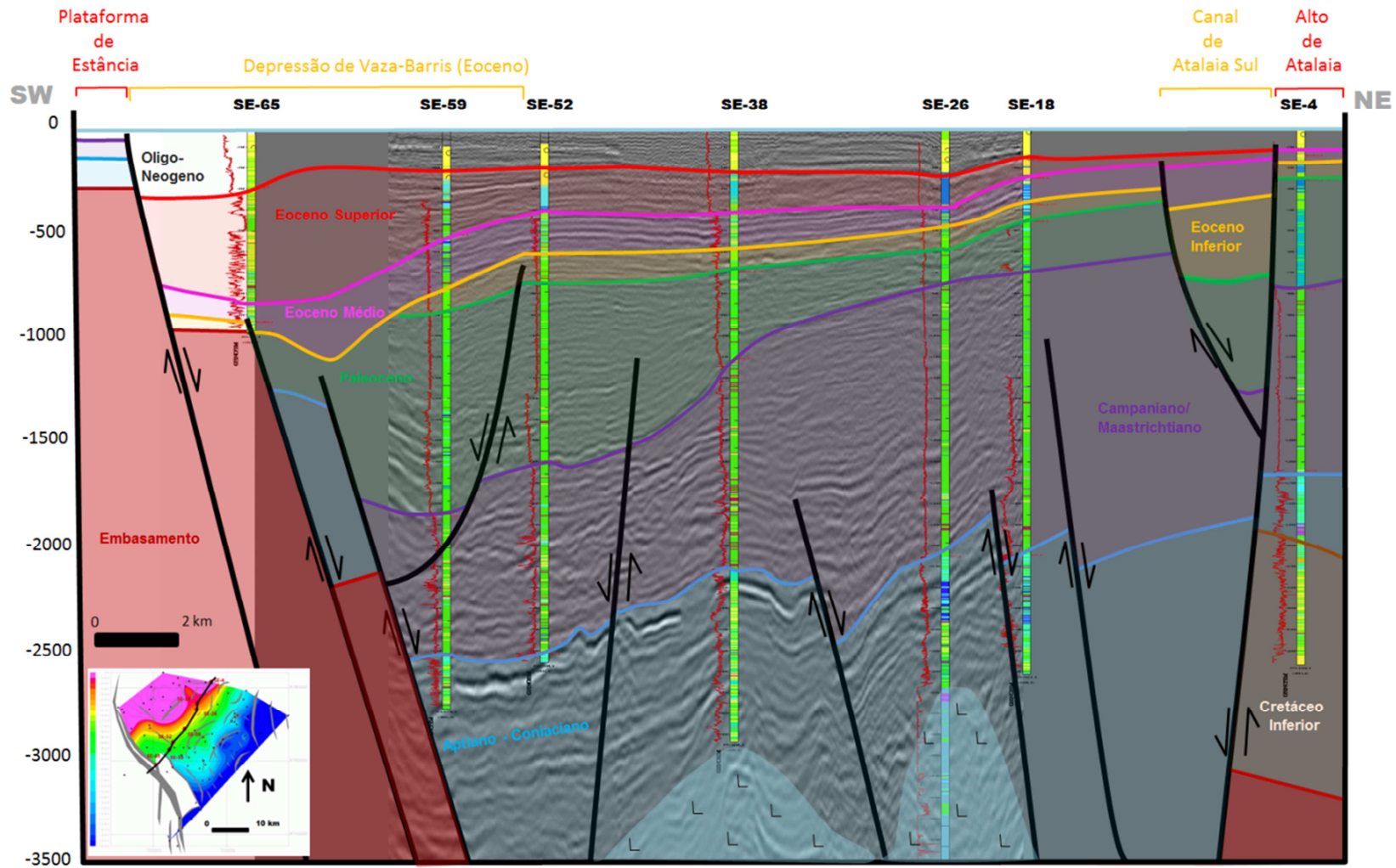


Figura 7.8: Seção geológica transversal SW-NE (m) ao longo da Plataforma de Estância, Depressão de Vaza-Barris (poços SE-65 e SE-59), Canal de Atalaia Sul e Alto de Atalaia (poço SE-4). Destaque para a ocorrência da seção ypresiana delgada e diretamente sobre o embasamento (poço SE-65), no primeiro hemi-graben adjacente à Plataforma de Estância. Localização no mapa estrutural da base do Ypresiano (m).

No Eoceno Médio o padrão estrutural é o mesmo com quiescência na deformação (Figura 7.9a). Esta ocorre de maneira pontual na Depressão de Dourado (Figura 7.4) e na Depressão de Guaricema (Figura 7.5). À montante, o padrão NW-SE controla a ocorrência do Eoceno Médio na Depressão da Ilha de Mem de Sá e Canal de Atalaia Sul (Figura 7.6). É importante no condicionamento da seção na Depressão de Vaza-Barris, que espessa contra a falha principal do sistema de falhas homônimo, em contato com o embasamento (Figura 7.7).

No Eoceno Superior a atividade é somente expressiva na Depressão de Vaza-Barris (Figuras 7.9b e 7.7), onde a falha principal controla o crescimento de seção. Há deformação discreta nos degraus e depressões de Dourado e Guaricema, onde o espessamento da seção é sutil (Figuras 7.3 e 7.5).

7.2 Depocentros e natureza do preenchimento sedimentar

Os sistemas de falhas condicionaram baixos estruturais, que, em geral, correspondem a sítios deposicionais de maior espaço de acomodação, preenchidos por sedimentos de diferentes naturezas ao longo dos diferentes andares.

7.2.1 Eoceno Inferior (Ypresiano)

O Ypresiano apresenta diversos sítios de sedimentação ou mini-bacias (Figura 7.10a), que correspondem ao Canal de Atalaia Sul, Degrau de Dourado e às depressões de Dourado, da Ilha de Mem de Sá, de Vaza-Barris, Guaricema e Setentrional. O principal depocentro ypresiano situa-se na Depressão de Dourado, onde a seção apresenta espessura de mais de 500 metros (Figuras 7.3, 7.4 e 7.11), como uma extensão do Degrau de Dourado (com 400 metros). Nessa depressão os arenitos alcançam cerca de 30 metros de espessura total (Figura 7.10b), enquanto calcários remobilizados alcançam 70 metros (Figura 7.10c).

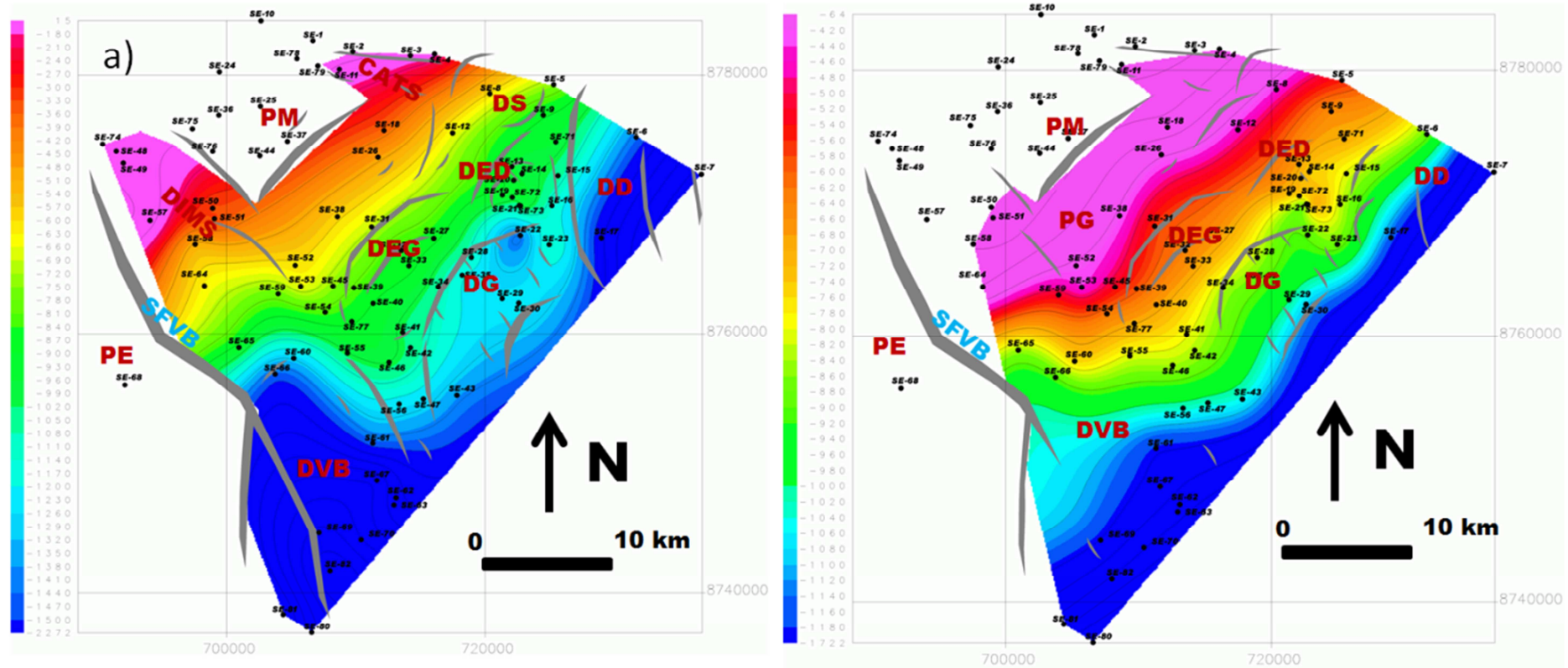


Figura 7.9: Mapas estruturais em cota (m) das discordâncias da base do Eoceno Médio (a) e Superior (b), com intervalos de contorno (i.c.) de 100 em 100 metros. Áreas estruturalmente mais altas em cores quentes (rosa, vermelho, amarelo) e mais baixas em cores frias (azul e verde). Feições curvilineares em cinza correspondem a falhas que atravessam a superfície estrutural PE: Plataforma de Estância, SFVB; Sistema de Falhas de Vaza-Barris, DIMS: Depressão da Ilha de Mem de Sá, DVB: Depressão de Vaza-Barris, DEG: Degrau de Guaricema, DG: Depressão de Guaricema, DED: Degrau de Dourado, DD: Depressão de Dourado, DS: Depressão Setentrional, CATS: Canal de Atalaia Sul, PM: Patamar de Mosqueiro, PG: Patamar de Guaricema.

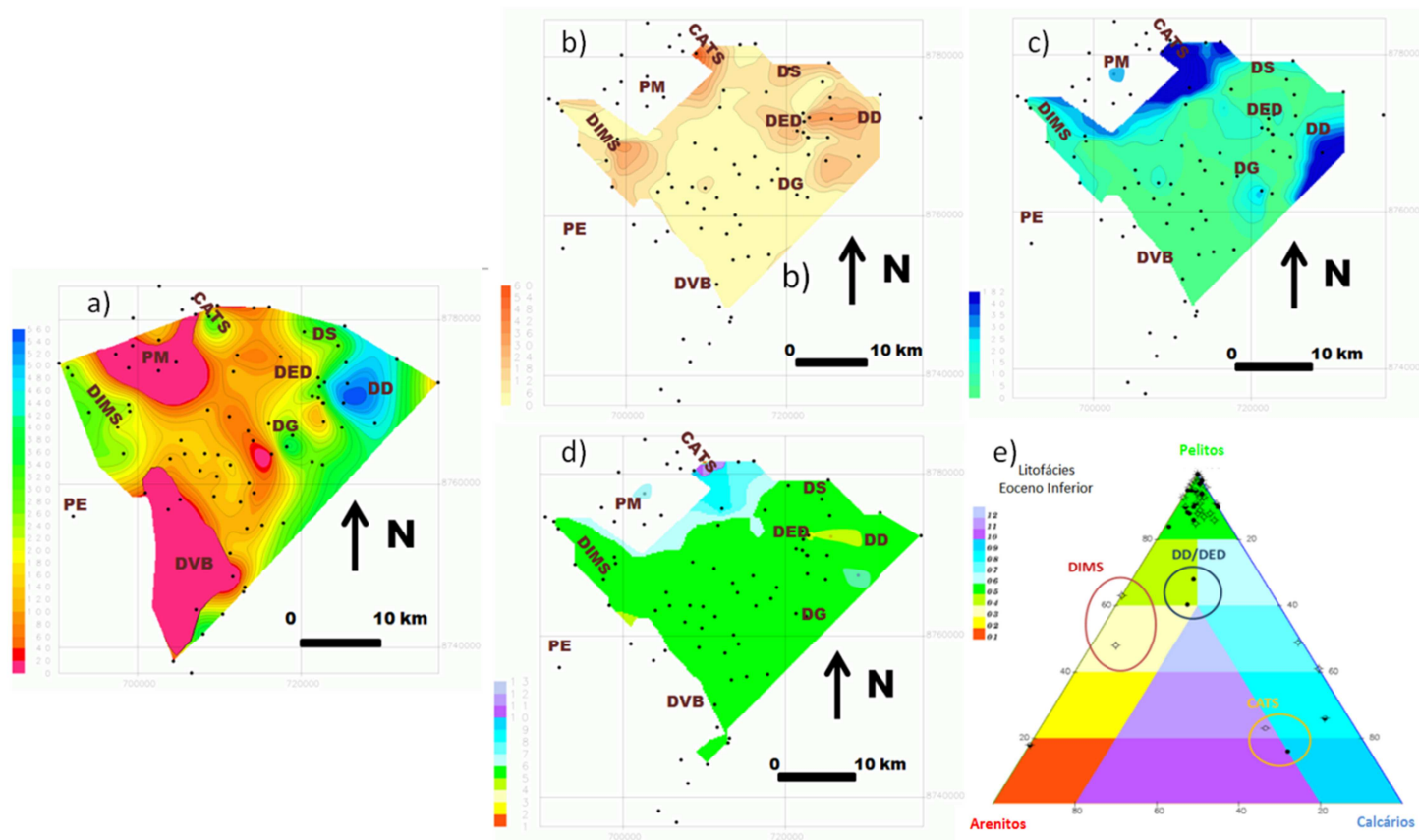


Figura 7.10: Mapas estratigráficos do Eoceno Inferior. a) Mapa de isópacas (i.c.=30 metros, vermelho e amarelo indicam áreas mais delgadas, verde e azul áreas mais espessas). b) Mapa de isólitas de arenitos (i.c.=6 metros, maiores espessuras em laranja e menores em bege). c) Mapa de isólitas de calcários (i.c.=10 metros, maiores espessuras em azul e menores em verde). d) Mapa de classes de litotipos (Pelitos em verde, arenitos em amarelo e vermelho, pelitos + arenitos em verde claro, calcários em azul e calcários+arenitos em roxo). e) Diagrama ternário de classes de litotipos para o Eoceno Inferior (escala para a figura d). Feições curvilineares em cinza correspondem a falhas que atravessam a superfície estrutural PE: Plataforma de Estância, DIMS: Depressão da Ilha de Mem de Sá, DVB: Depressão de Vaza-Barris, DG: Depressão de Guaricema, DED: Degrau de Dourado, DD: Depressão de Dourado, DS: Depressão Setentrional, CATS: Canal de Atalaia Sul, PM: Patamar de Mosqueiro.

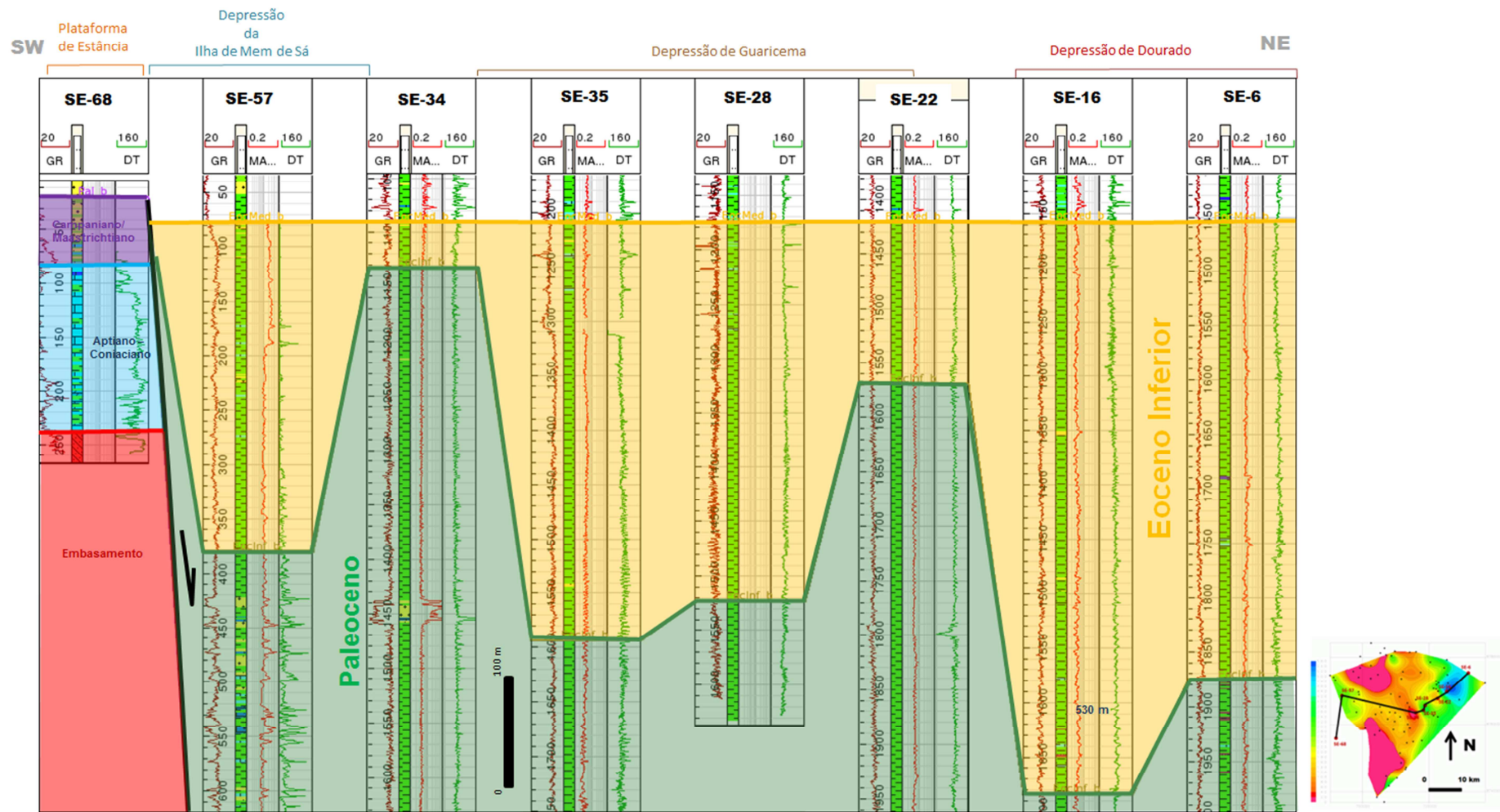


Figura 7.11: Seção estratigráfica arbitrária SW-NE, com datum aproximado na base do Eoceno Médio, ao longo da Plataforma de Estância (poço SE-68), e depressões da Ilha de Mem de Sá (poço SE-57), Guaricema (poços SE-35 e SE-28) e de Dourado (poços SE-16 e SE-6). Destaque para o depocentro do Eoceno Inferior no poço SE-16, com 530 metros de espessura. Localização no mapa de isópacos do Ypresiano.

A NW dessas feições, o Canal de Atalaia Sul (Figuras 7.3, 7.6, 7.8 e 7.10) representa o sítio mais proximal de sedimentação, com 300 metros de espessura e preenchimento misto, predominantemente carbonático (em torno de 180 metros), com ocorrência subordinada de arenitos (cerca de 60 metros).

A Depressão da Ilha de Mem de Sá também foi importante sítio de sedimentação ypresiano, onde a seção sedimentar alcançou cerca de 300 metros (Figuras 7.6 e 7.11). Seu preenchimento é predominantemente lamoso, com arenitos pontuais de cerca de 30 metros de espessura (Figura 7.10b). Estes sedimentos supostamente procederam de W (Plataforma de Estância) e secundariamente de NW (Alto de Aracaju). À jusante, a seção ypresiana é ausente em quase toda a Depressão de Vaza-Barris por erosão e só ocorre em sua porção meridional (7.10a e 7.2).

Entre a Depressão da Ilha de Mem de Sá e o Canal de Atalaia Sul, sobre o Patamar de Mosqueiro, há calcários ypresianos isolados (Figuras 7.5 e 7.10).

Na Depressão de Guaricema, a exemplo da Depressão de Dourado, também houve deposição expressiva de sedimentos, predominantemente lamosos, com algum conteúdo carbonático (Figura 7.10 e 7.5).

A análise de litotipos ilustra o Eoceno Inferior como um intervalo predominantemente pelítico, com ocorrência de arenitos e calcários alóctones no Canal de Atalaia Sul e Degrau de Dourado - Depressão de Dourado, além de pontualmente na Depressão da Ilha de Mem de Sá (Figuras 7.10d e 7.10e). Há resquícios de rochas carbonáticas nas adjacências do Canal de Atalaia Sul e no Patamar de Mosqueiro.

7.2.2 Eoceno Médio (Luteciano/Bartoniano)

No Mesoeoceno, o Canal de Atalaia Sul e a Depressão da Ilha de Mem de Sá continuaram como zonas entrada de sedimentos, mas o primeiro perdeu expressão como sítio deposicional (Figura 7.12).

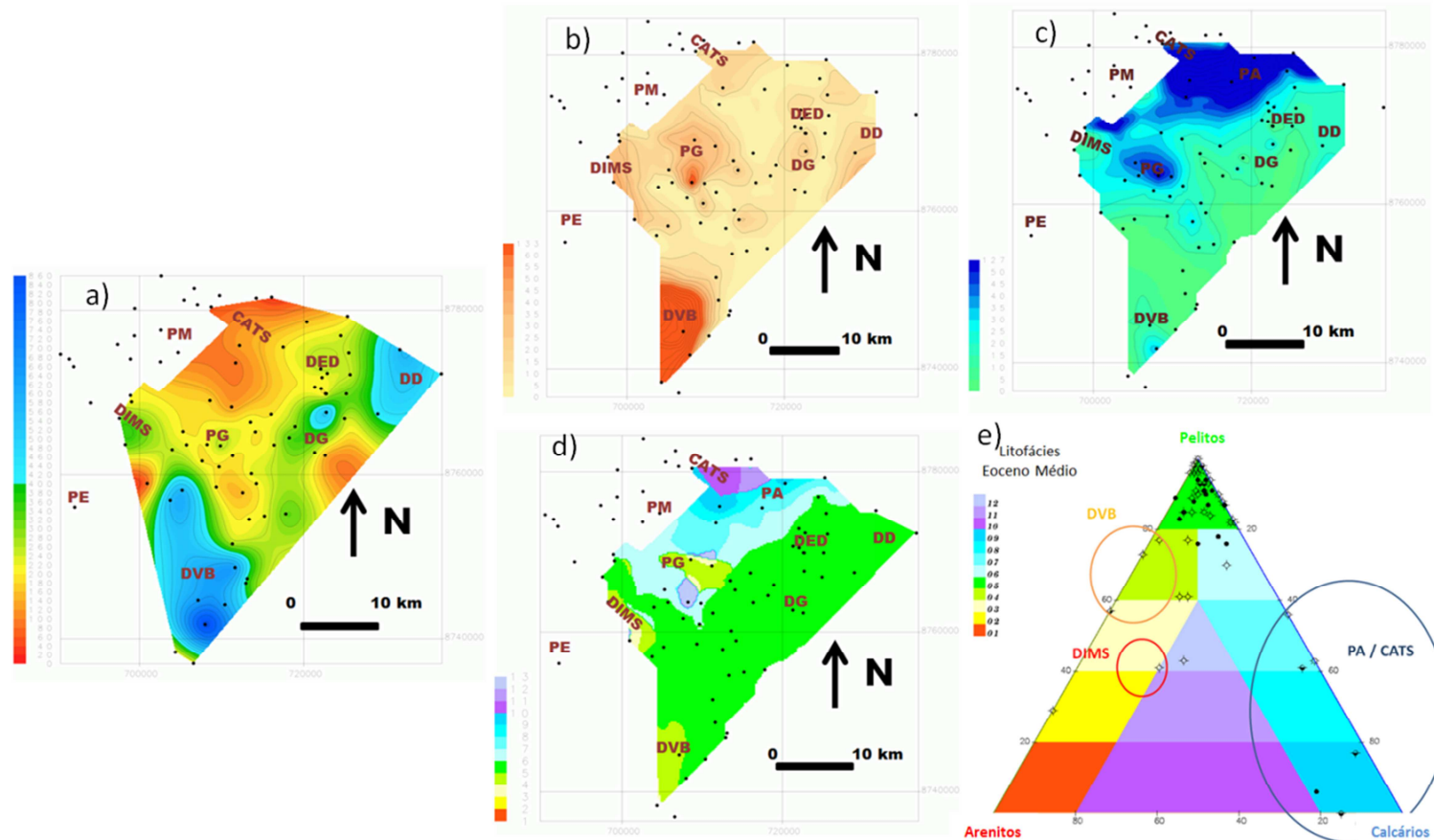


Figura 7.12: Mapas estratigráficos do Eoceno Médio. a) Mapa de isópacas (i.c.=50 metros, vermelho e amarelo indicam áreas mais delgadas, verde e azul áreas mais espessas). b) Mapa de isólitas de arenitos (i.c.=10 metros, maiores espessuras em laranja e menores em bege). c) Mapa de isólitas de calcários (i.c.=10 metros, maiores espessuras em azul e menores em verde). d) Mapa de classes de litotipos (Pelitos em verde, arenitos em amarelo e vermelho, pelitos + arenitos em verde claro, calcários em azul e calcários+arenitos em roxo). e) Diagrama ternário de classes de litotipos para o Eoceno Médio (escala para a figura d). Feições curvilineares em cinza correspondem a falhas que atravessam a superfície estrutural PE: Plataforma de Estância, DIMS: Depressão da Ilha de Mem de Sá, DVB: Depressão de Vaza-Barris, DG: Depressão de Guaricema, DED: Degrau de Dourado, DD: Depressão de Dourado, CATS: Canal de Atalaia Sul, PM: Patamar de Mosqueiro, PA: Plataforma de Atalaia, PG: Patamar de Guaricema.

O depocentro migrou da Depressão de Dourado para a de Vaza-Barris, onde o intervalo alcançou mais de 800 metros de espessura (Figuras 7.12a e 7.13). Nessa feição, a discordância que define a base do Luteciano eliminou boa parte da seção ypresiana e colocou o Eoceno Médio em contato direto com a seção paleocena e por vezes com a seção coniaciana (Figura 7.14). A W-SW, a seção afina contra a Plataforma de Estância, em uma das falhas do Sistema de Falhas de Vaza-Barris, sobreposto às rochas da Supersequência *Rift* e é erodida pela discordância de base do Priaboniano (Figura 7.15). Também é nessa depressão que os arenitos são mais espessos, com até 130 metros (Figura 7.12b).

A Depressão da Ilha de Mem de Sá teve seu depocentro reduzido em área e migrado a jusante (Figura 7.12a), onde os arenitos alcançam 40 metros de espessura (Figura 7.12b). Ainda no Mesoeoceno, a sedimentação colmatou o limite entre as depressões da Ilha de Mem de Sá e de Vaza-Barris, que passaram a atuar como um compartimento único.

Na Depressão de Dourado houve espessamento da seção luteciana-bartoniana para mais de 500 metros controlada por falha, com erosão de parte do registro ypresiano (Figura 7.4). Os arenitos ficaram concentrados em sua porção meridional, com cerca 30 metros de espessura (Figura 7.12b), enquanto sua porção setentrional é lamosa. De forma semelhante, na Depressão de Guaricema, há espessamento pontual da seção do Eoceno Médio para 500 metros (Figura 7.14), com natureza essencialmente lamosa e algum conteúdo arenoso próximo à base da seção.

A fábrica carbonática, incipiente no Ypresiano, expandiu sua área de ocorrência e migrou para SE, adjacente ao Degrau de Dourado (Figura 7.12c), onde passou a representar a primeira plataforma carbonática eocena expressiva, referenciada como Plataforma de Atalaia.

Encaixado entre a Depressão da Ilha de Mem de Sá e o Patamar de Mosqueiro, o Patamar de Guaricema foi sítio local de sedimentação mista, onde há arenitos siliciclásticos e carbonáticos, com cerca de 100 metros de espessura total (Figuras 7.12b e 7.12b).

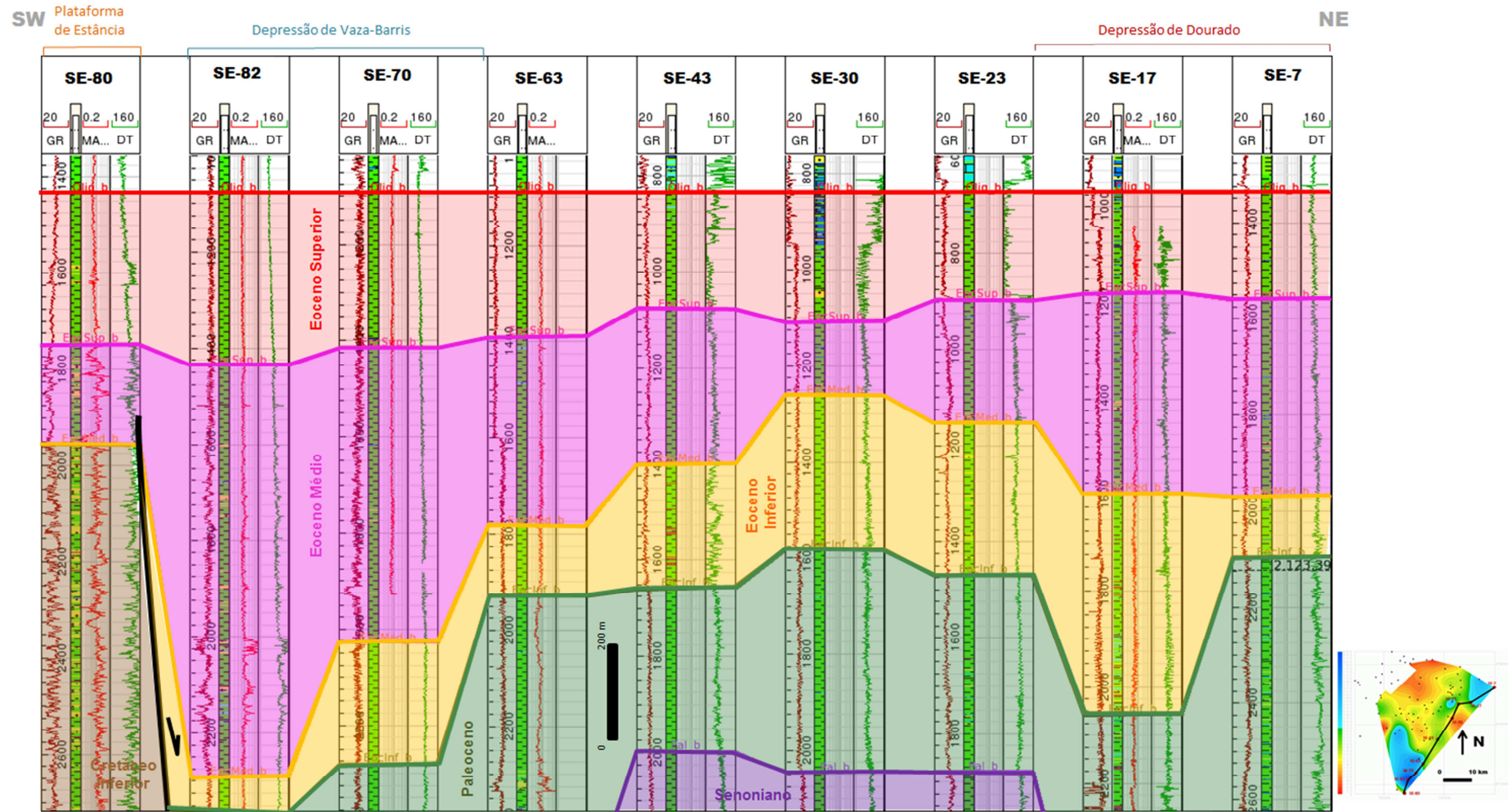


Figura 7.13: Seção estratigráfica arbitrária SW-NE, com datum aproximado na base do Eoceno Superior, ao longo da Plataforma de Estância (poço SE-80), e depressões de Vaza-Barris (poços SE-82 e SE-70) e Dourado (poços SE-17 e SE-7). Destaque para o depocentro do Eoceno Médio no poço SE-82, com 860 metros de espessura. Localização no mapa de isópacas do Eoceno Médio.

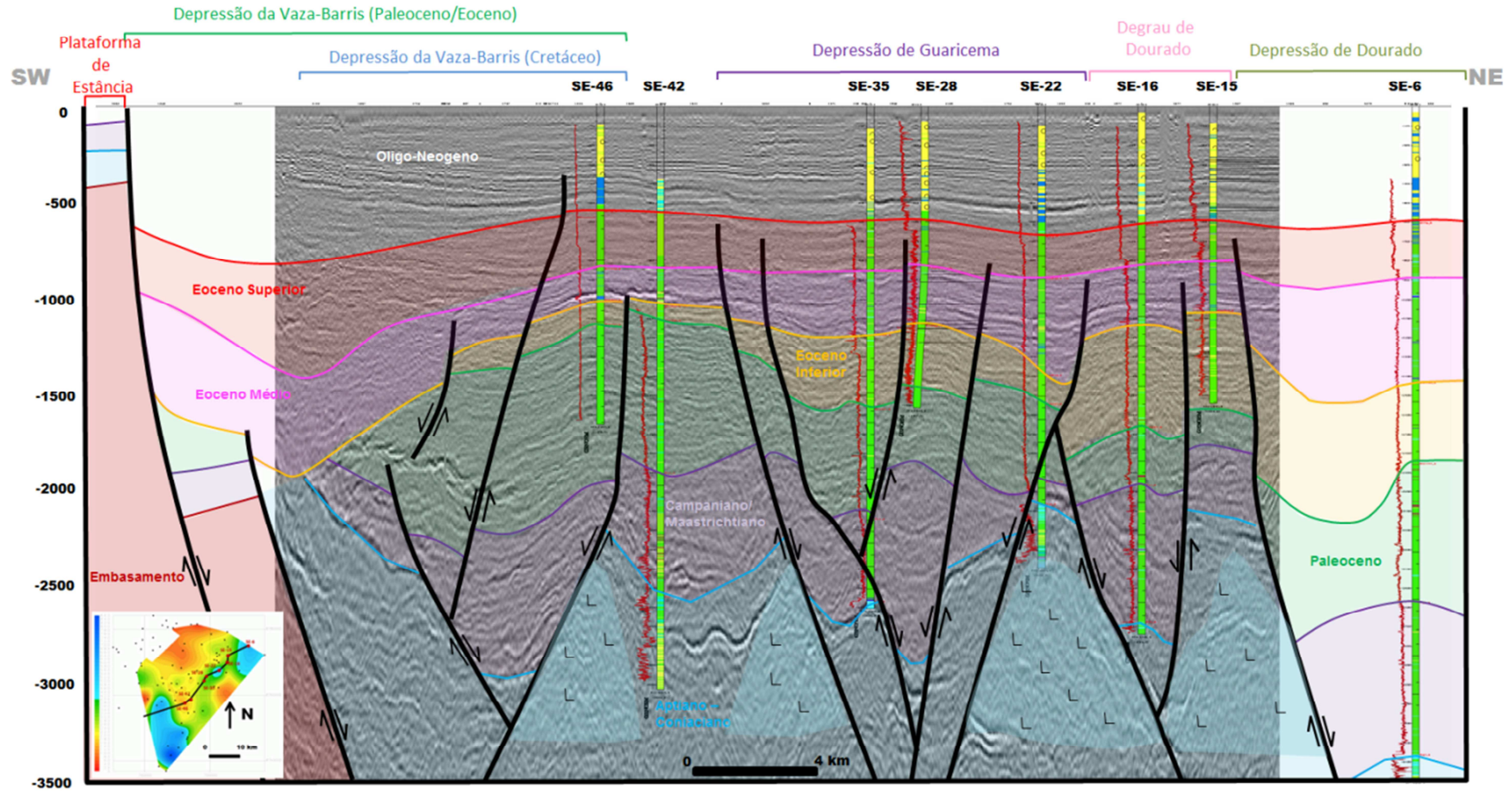


Figura 7.14: Seção geológica transversal SW-NE, desde a Plataforma de Estância até a Depressão de Dourado (poços SE-6). Destaque para o perfil erosivo da discordância que define a base do Eoceno Médio, a SW do poço SE-46, que implicou em remoção das seções ypresiana, paleocena, e senoniana, com contato direto entre o Luteciano e o Coniaciano. Também se destaca o espessamento da seção luteciana-bartoniana por falha no poço SE-22 (Depressão de Guaricema). Localização no mapa de isópacas do Eoceno Médio.

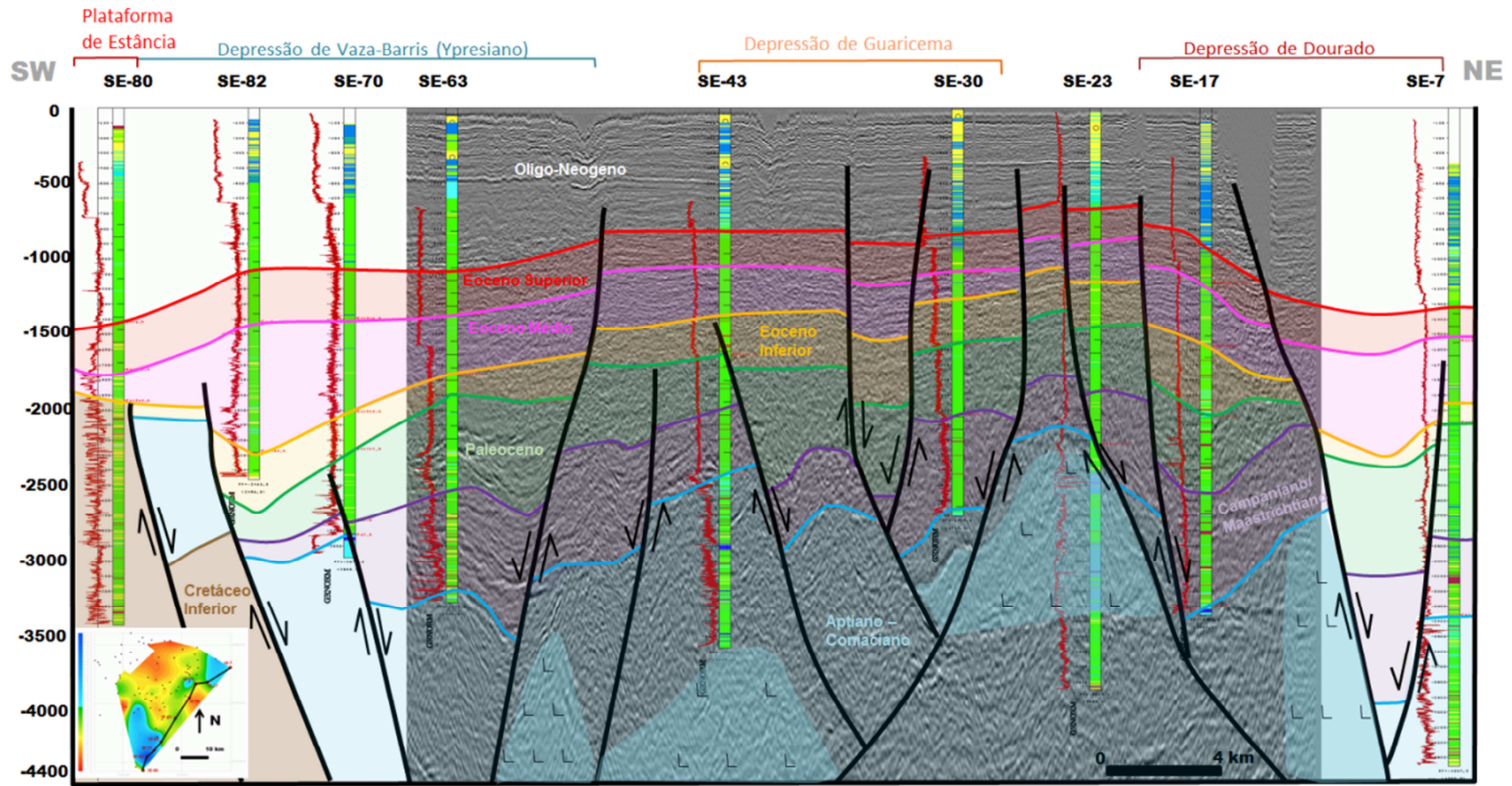


Figura 7.15: Seção geológica transversal SW-NE, desde a Plataforma de Estância (poço SE-80) até a Depressão de Dourado (poços SE-17 e SE-7). Destaque para a erosão da seção do Eoceno Médio pela discordância de base do Priaboniano na área do poço SE-80. A Plataforma de Estância passa a ser sítio de sedimentação a partir do Mesoeoceno. Localização no mapa de isópacas do Eoceno Médio.

A análise de litotipos (Figura 7.12d e 7.12e) ilustra o Eoceno Médio como um intervalo menos lamoso, de expansão na ocorrência e distribuição das fácies carbonáticas se comparado ao Eoceno Inferior, que constituem a Plataforma de Atalaia. Os arenitos estão na Depressão de Vaza-Barris e secundariamente na da Ilha de Mem de Sá, intercalados a pelitos. Fácies mistas, siliciclástico-carbonáticas, ocorrem em um novo sítio de sedimentação em relação ao Ypresiano, o Patamar de Guaricema, além de um intervalo delgado no Canal de Atalaia Sul.

7.2.3 Eoceno Superior (Priaboniano)

Três sítios principais de sedimentação são bem definidos para o Priaboniano nas depressões de Vaza-Barris, Guaricema e de Dourado (Figura 7.16a). Não há registro desse andar no Canal de Atalaia Sul e o que outrora fora a Depressão da Ilha de Mem de Sá passou a fazer parte da seção setentrional da Depressão de Vaza-Barris.

O depocentro priaboniano situa-se novamente na Depressão de Vaza-Barris (Figura 7.17), porém mergulho acima em relação ao Eoceno Médio (a NW), onde alcança cerca de 700 metros (Figura 7.7).

Na Depressão de Dourado, a seção alcança cerca de 300 metros, porém adelgaça a jusante devido à superfície erosiva que delimita o topo do Eoceno (Figura 7.4), o que restringe a depressão em área, se comparada ao andar anterior (comparar Figuras 7.12a e 7.16a). Na Depressão de Guaricema a seção espessa para até 300 metros, em depocentro local controlado pela falha adjacente a mesma (Figura 7.17, poço SE-41).

Os arenitos ficaram concentrados no Patamar de Guaricema, onde a espessura atinge cerca de 100 metros (Figura 7.16b), e no setor setentrional da Depressão de Vaza-Barris, onde tem em torno de 300 metros.

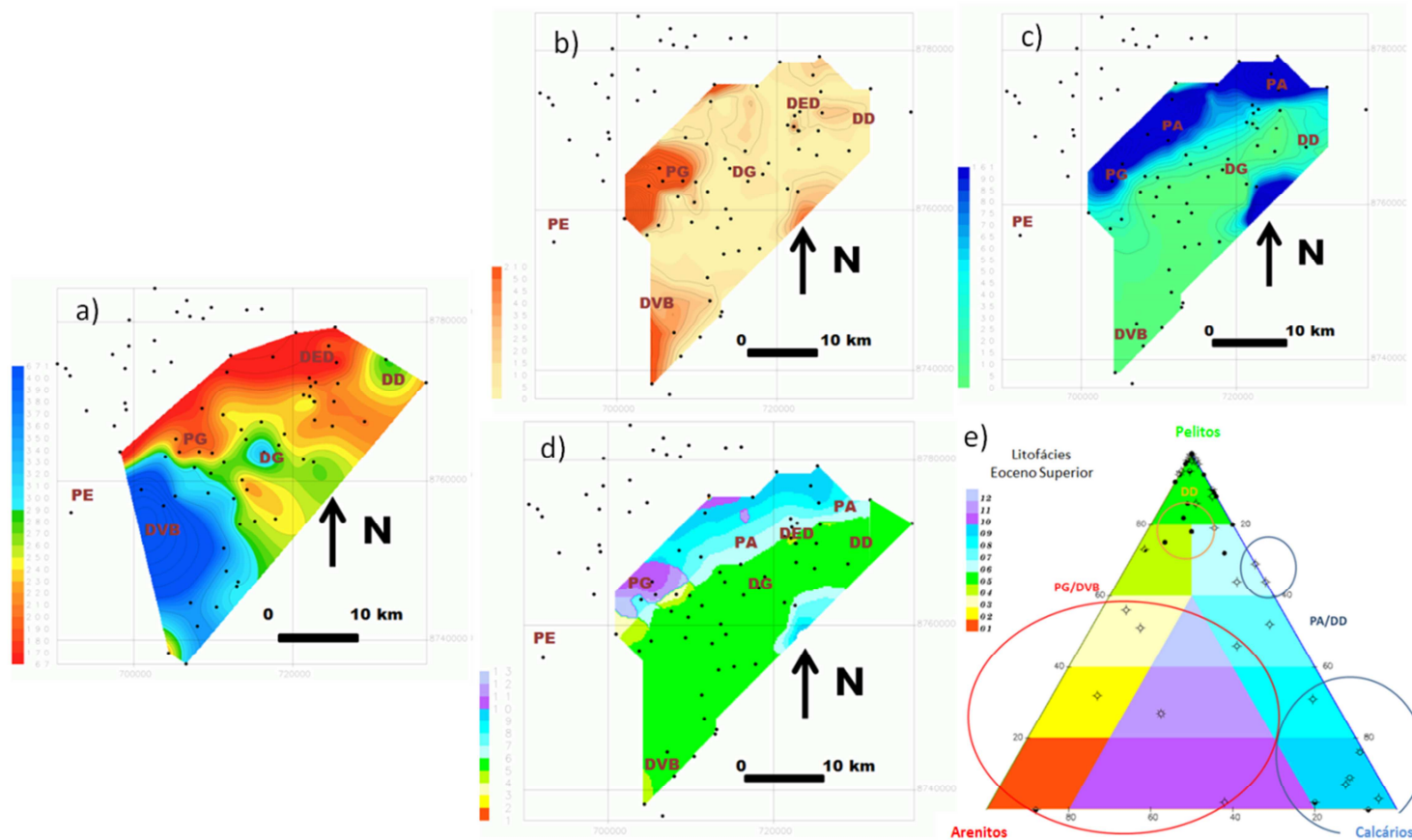


Figura 7.16: Mapas estratigráficos do Eoceno Superior. a) Mapa de isópacas (i.c.=50 metros, vermelho e amarelo indicam áreas mais delgadas, verde e azul áreas mais espessas). b) Mapa de isólitas de arenitos (i.c.=10 metros, maiores espessuras em laranja e menores em bege). c) Mapa de isólitas de calcários (i.c.=10 metros, maiores espessuras em azul e menores em verde). d) Mapa de classes de litotipos (Pelitos em verde, arenitos em amarelo e vermelho, pelitos + arenitos em verde claro, calcários em azul e calcários+arenitos em roxo). e) Diagrama ternário de classes de litotipos para o Eoceno Superior (escala para a figura d). Feições curvilineares em cinza correspondem a falhas que atravessam a superfície estrutural PE: Plataforma de Estância, DVB: Depressão de Vaza-Barris, DG: Depressão de Guaricema, DED: Degrau de Dourado, DD: Depressão de Dourado, PA: Plataforma de Atalaia PG: Patamar de Guaricema.

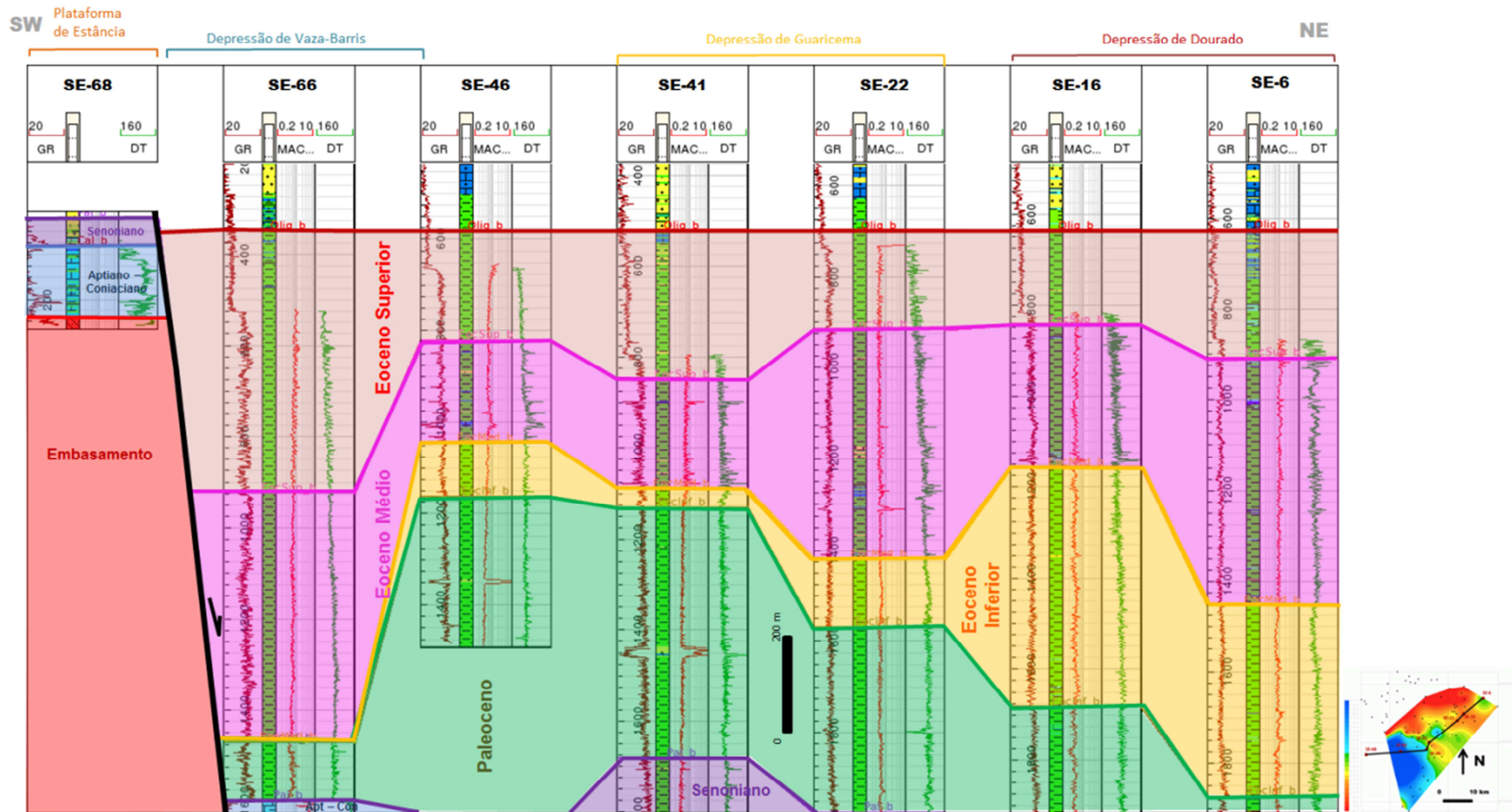


Figura 7.17: Seção estratigráfica arbitrária SW-NE, com datum aproximado na base do Oligoceno, ao longo da Plataforma de Estância (poço SE-68), e depressões de Vaza-Barris (poço SE-66), Guaricema (poços SE-41 e SE-22) e Dourado (poços SE-16 e SE-6). Destaque para o depocentro do Eoceno Superior no poço SE-66, com 670 metros de espessura. Localização no mapa de isópacas do Eoceno Superior.

A fábrica carbonática avançou para SE e também SW em relação ao Mesoeoceno (Figura 7.16c), pela progradação da Plataforma de Atalaia para as proximidades da Depressão de Dourado e também intercalada a arenitos no Patamar de Guaricema. Houve sedimentação carbonática alóctone expressiva na parte meridional da Depressão de Guaricema, onde a espessura máxima dos depósitos preservados atinge 160 metros.

A análise de litotipos (Figura 7.16d e 7.16e) ilustra o Neoeoceno como o intervalo de maior expansão da plataforma carbonática eocena, desde a Plataforma de Atalaia até as proximidades da Depressão de Dourado e Patamar de Guaricema. Há arenitos no setor meridional da Depressão de Vaza-Barris, mas a maior parte da areia ficou aprisionada na parte proximal do sistema, na cabeceira desta e no Patamar de Guaricema. Este aprisionamento é mais acentuado supostamente por crescimento da fábrica carbonática que atuou como uma barreira física à passagem de sedimentos. Localmente, há ainda fácies de calcários remobilizados nas depressões de Dourado e Guaricema.

Portanto, os principais depocentros eocenos no Baixo do Mosqueiro foram as depressões de Dourado (Eoceno Inferior) e Vaza-Barris (Eoceno Médio e Superior). A análise comparada entre os depocentros do Meso e Neoeoceno sugere aparente migração mergulho acima (*backstepping*) dos últimos em relação aos primeiros, que pode ser efeito da superfície erosiva de base do Oligoceno. A parte meridional da Plataforma de Estância passou a sítio de sedimentação a partir do Eoceno Médio (Figuras 7.13 e 7.16).

7.3 Estratigrafia Genética

A análise dos ciclos estratigráficos foi feita de acordo com a proposta de CATUNEANNU et al. (2011) para superfícies e depósitos genéticos. Como limites de ciclos foram escolhidas discordâncias e concordâncias correlativas do tipo 1 (equivalente ao início da regressão forçada), que essencialmente correspondem à base dos sistemas progradacionais. Internamente a cada ciclo, foram marcadas as superfícies de máxima regressão (início do trato de sistema transgressivo, pico negativo de radioatividade) e máxima inundação (início do trato de sistema de mar alto, pico positivo de radioatividade ou vaza de microfósseis). As concordâncias correlativas tipo 2, que separam depósitos genéticos de regressão forçada e normal em trato de mar baixo, foram pontualmente mencionadas onde os padrões de empilhamento ou rochas sugeriram sua presença. Para cada ciclo, portanto, foram definidos os depósitos genéticos de tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e mar alto (Figura 7.18).

O ciclo do Ypresiano é caracterizado por uma continuidade no padrão de empilhamento retrogradacional iniciado na passagem do Selandiano para o Tanethiano (Paleoceno Superior), pontuado por um depósito genético progradacional que constitui o trato de sistema de mar baixo deste andar (Figura 7.18 e 7.19). São diamictitos e folhelhos escorregados (poço SE-12) e heterolitos de folhelhos e siltitos (poço SE-13) e folhelhos, arenitos e calcários (poços SE-16 e SE-17) que representam depósitos fluxos gravitacionais de sedimentos de frentes deltaicas e sua ressedimentação por correntes de turbidez. Os depósitos de fluxos gravitacionais de sedimentos estão concentrados na Depressão e Degrau de Dourado e espessam a SE. O padrão progradacional é nítido nos heterolitos do poço SE-17, onde há espessamento de camada até aproximadamente 1950 metros e é possível marcar uma concordância correlativa tipo 2 (limite entre regressão forçada e normal), acima da qual o padrão de empilhamento fica progradacional efêmero a agradacional.

Os depósitos progradacionais e agradacionais são sucedidos por depósitos genéticos transgressivos, compostos predominantemente por pelitos, com heterolitos subordinados, presentes nos poços SE-13, SE-16 e SE-17.

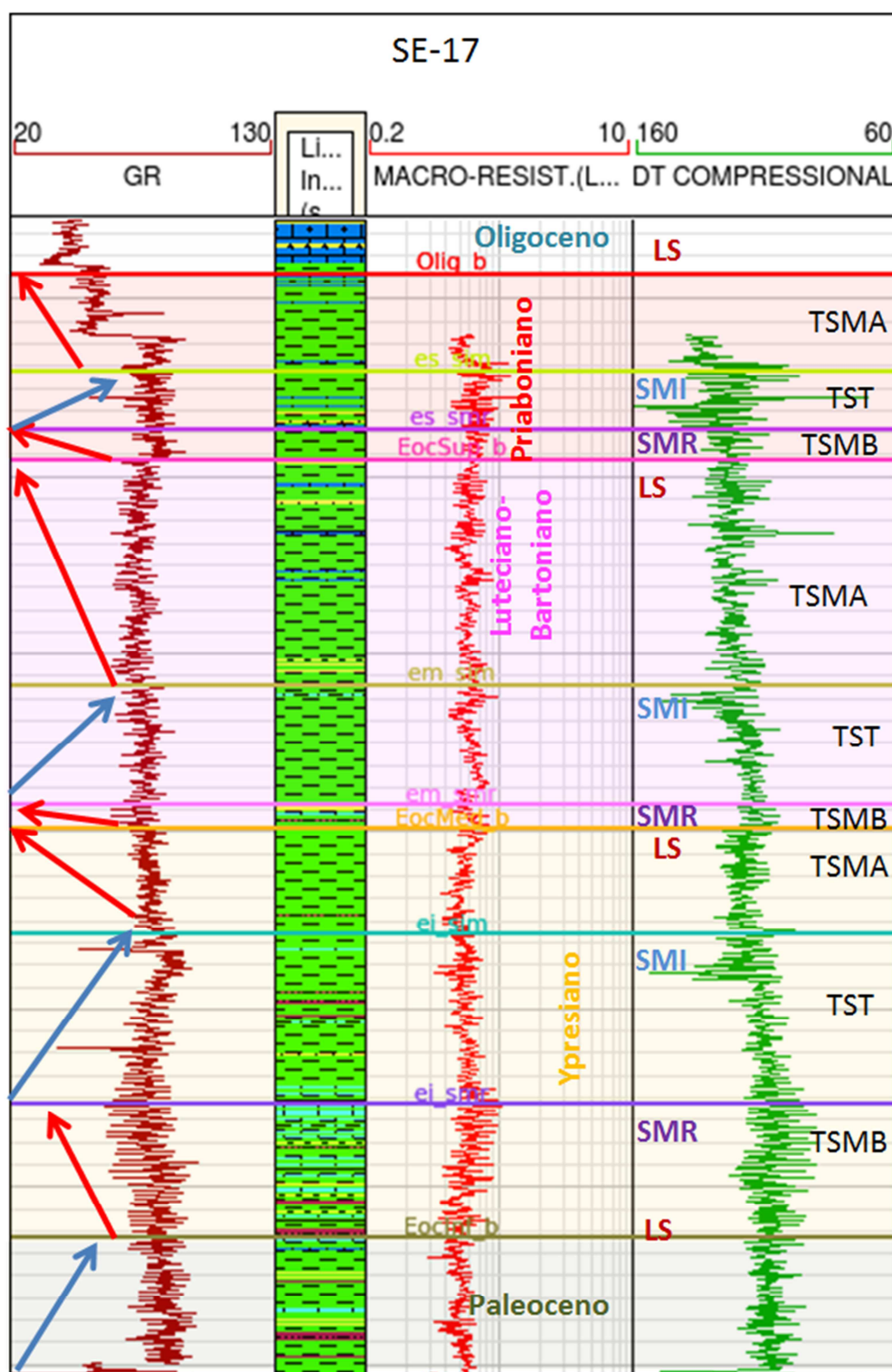


Figura 7.18: Interpretação das superfícies genéticas que definem e compartimentam os ciclos sedimentares, em exemplo do poço SE-17. Destaque para o afogamento no Eoceno Inferior, como continuidade do Paleoceno e a tendência progradacional dominante no Eoceno Médio e Superior. Setas vermelhas apontam padrão de empilhamento progradacional e azuis retrogradacionais. LS: limite de sequência, SMR: superfície de máxima regressão, SMI: superfície de máxima inundação, TSMB: trato de sistema de mar baixo, TST: trato de sistema transgressivo, TSMA: trato de sistema de mar alto. GR: perfil de raios gama, MACRO RESIST (LONGA): perfil de resistividade, DT COMPRESSIONAL: perfil sônico (nas seções estratigráficas repetem-se na mesma ordem).

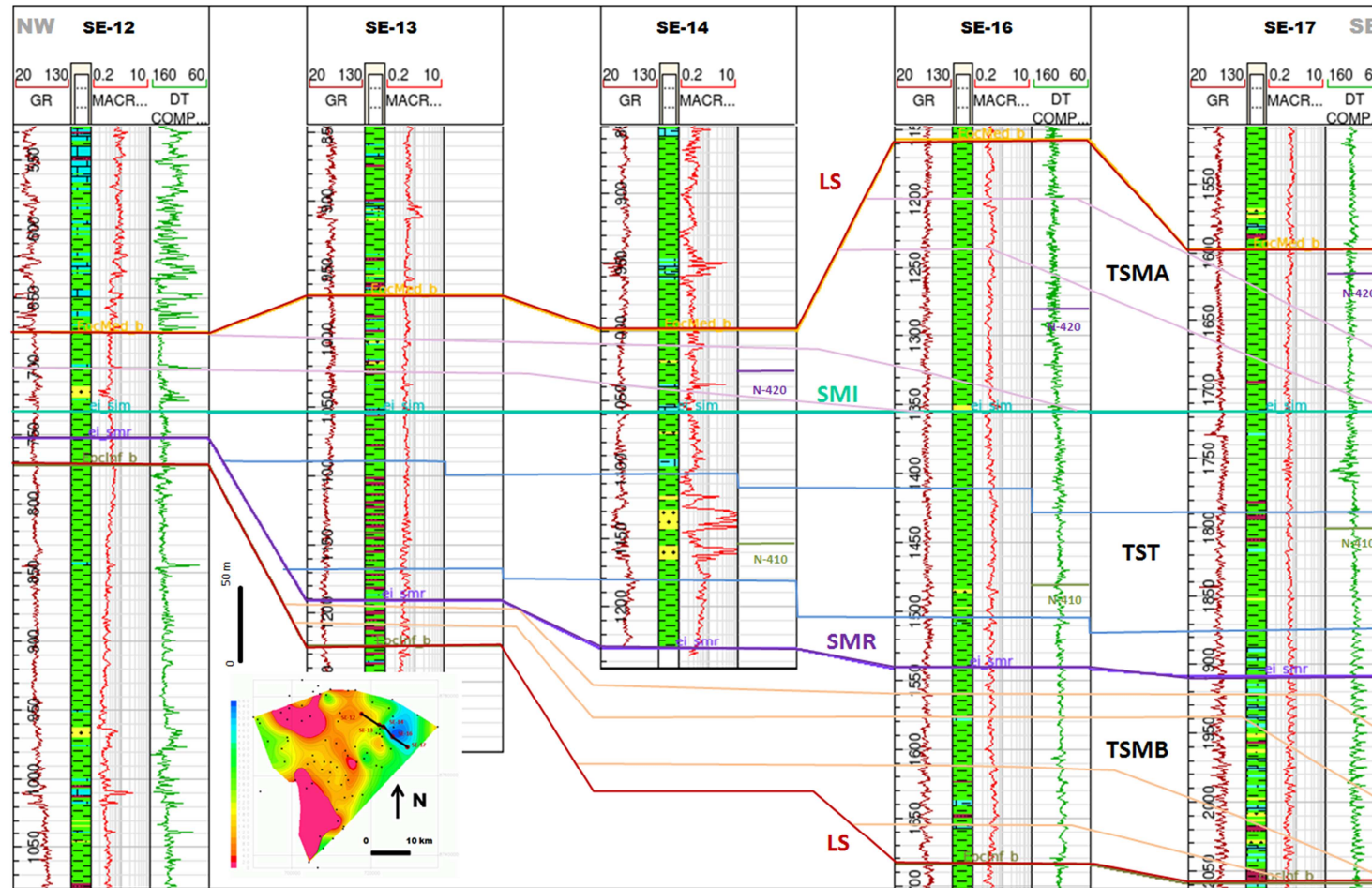


Figura 7.19: Seção estratigráfica NW-SE horizontalizada na superfícies de máxima inundação do Ypresiano. Destaque para os espessos depósitos de fluxos gravitacionais de sedimentos nos poços SE-16 e SE-17 e para os arenitos transgressivos do SE-14. LS: limite de sequência, SMR: superfície de máxima regressão, SMI: superfície de máxima inundação, TSMB: trato de sistema de mar baixo, TST: trato de sistema transgressivo, TSMA: trato de sistema de mar alto. A posição do LS e SMR no poço SE-14 foi estimada com o uso das imagens sísmicas. Localização no mapa de isópacas do Eoceno Inferior.

No Degrau de Dourado (área do poço SE-14) estão os arenitos individualmente mais espessos do Ypresiano, independente do trato ser transgressivo. Esta alta taxa de suprimento sedimentar relativo é interpretada como associada a alta taxa de precipitação e sua captura relacionada a atividade de falhas. O afogamento do Eoceno Inferior corresponde ao maior evento dessa natureza em toda a série, cuja superfície de máxima inundação se situa ao longo do intervalo de tempo interpretado como referente ao da biozona N-420 (folhelhos com maior radioatividade e vazas de nanofósseis). É sucedido por depósitos genéticos de mar alto deltaicos, pouco expressivos, predominantemente pelíticos, com algum conteúdo carbonático e arenoso. O padrão progradacional é sugerido pela geometria das clinoformas. Boa parte destes depósitos de mar alto foram erodidos pela discordância que define a base do Luteciano.

O Eoceno Médio representa uma quebra notável na tendência de sedimentação que definia o Paleogeno até então (Figura 7.20). Sua base é definida por uma discordância marcante, que se assemelha a uma superfície basal de regressão forçada ou concordância correlativa tipo 1 (forte caráter erosivo). Sobre esta estão os depósitos genéticos de trato de mar baixo, caracterizados por pelitos na seção distal (poços SE-29 e SE-30) e pelitos, calcários e arenitos na seção proximal. Estes são expressivos na Depressão de Guaricema (área dos poços SE-28 e SE-27), onde o preenchimento é mais espesso e diferenciado, com fluxos de massa, de detritos e gravitacionais de sedimentos. São diamictitos intercalados a folhelhos escorregados basais, sucedidos por heterolitos de arenitos e pelitos (Figura 5.11). Na seção inferior podem representar depósitos de regressão forçada. Na superior os heterolitos apresentam padrão de empilhamento francamente progradacional, semelhante a parassequências, com espessamento de camada em direção ao topo, em lobos arenosos de frente deltaica. O padrão de clinoformas progradacionais é sugerido pela correlação entre os perfis.

O depósito genético de trato de sistema transgressivo apresenta padrão retrogradacional característico e é predominantemente composto por pelitos, com intercalações esparsas de arenitos (poço SE-30) e calcários (poços SE-27, SE-28 e SE-29).

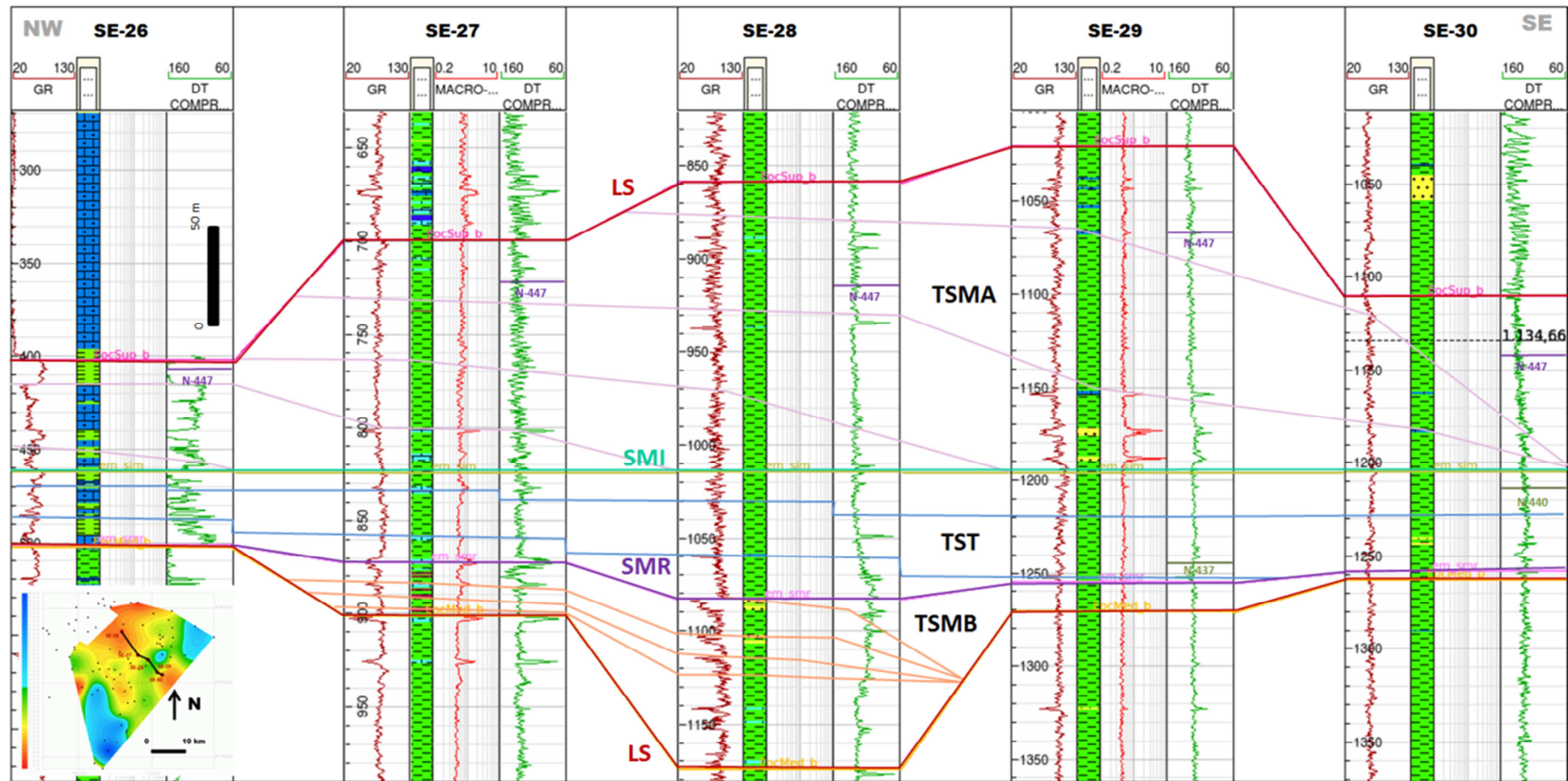


Figura 7.20: Seção estratigráfica NW-SE horizontalizada na superfícies de máxima inundação do Eoceno Médio. Destaque para as clinoformas progradantes do poço SE-28, para o intervalo retrogradacional delgado e para o espesso trato de mar alto. LS: limite de sequência, SMR: superfície de máxima regressão, SMI: superfície de máxima inundação, TSMB: trato de sistema de mar baixo, TST: trato de sistema transgressivo, TSMA: trato de sistema de mar alto. Localização no mapa de isópacas do Eoceno Médio.

Na área do poço SE-26, os calcários estão intercalados a pelitos, em sucessivos afogamentos de uma plataforma carbonática heterolítica, a Plataforma de Atalaia, que inicia seu desenvolvimento de maneira significativa nesse trato de sistema. Este depósito genético é consideravelmente mais delgado no Eoceno Médio do que no Ypresiano. Sua superfície de máxima inundação é interpretada como posicionada ao nível da biozona N-447.

Os depósitos do trato de mar alto são predominantemente pelíticos, com ocorrências esparsas de arenitos e calcários como sedimentação alóctone. A depressão falhada do poço SE-28 foi preenchida ainda durante a regressão em trato de mar baixo e o sítio de sedimentação arenosa migrou para o poço SE-29, durante o trato de mar alto, onde ficaram concentrados os sedimentos alóctones. Destaca-se o desenvolvimento ainda maior da plataforma carbonática do poço SE-26 em relação ao depósito transgressivo. A discordância de base do Priaboniano erodiu parcialmente estes depósitos.

A tendência de sedimentação progradacional iniciada do Eoceno Médio continua no Priaboniano (Figura 7.21). Os depósitos genéticos de mar baixo são predominantemente pelíticos, com ocorrência de arenitos no poço SE-72, onde são espessos e preencheram uma depressão controlada por falha. Estes arenitos, interpretados como de frentes deltaicas, apresentam padrão de empilhamento de parassequências progradacional, cuja porção mais diluída dos fluxos a jusante implicou na deposição de alóctones na área do poço SE-21. Nos depósitos genéticos transgressivos, parte deste conteúdo alóctone ficou aprisionado a montante, motivo pelo qual as camadas são mais delgadas, ainda concentradas na área do poço SE-72. Os depósitos de trato de mar alto são os mais desenvolvidos deste andar, com o estabelecimento da margem da plataforma carbonática no Degrau de Dourado (área do poço SE-19). A ocorrência de arenitos é destacada na área do poço SE-72, onde as camadas espessam em caráter progradacional. Dentre todos os andares, o Priaboniano é o que apresenta o trato de mar alto mais bem desenvolvido.

A Série Eoceno representa um período de transição na sedimentação do Paleogeno. A tendência de afogamento do Tanethiano foi pontuada por delgados depósitos genéticos de regressão forçada e normal, mas continuou

ao longo do Ypresiano, onde se destaca o depósito genético transgressivo (Figura 7.22). O início do Eoceno Médio é definido por uma superfície basal de regressão forçada que elimina boa parte do registro dos depósitos de regressão de trato de mar alto ypresianos. Sobre ela os depósitos tem geometria em *offlap* que sugere avanço de clinoformas isoladas em regressão forçada. Esta tendência progradacional continua em depósitos de regressão normal que se estendem ao Priaboniano.

A fábrica carbonática ypresiana foi incipiente e localizada às margens do Canal de Atalaia Sul. Esta fábrica iniciou o desenvolvimento de uma plataforma carbonática no afogamento momentâneo da sequência progradacional do Eoceno Médio, a atinge amplo desenvolvimento na retomada do caráter progradacional da sedimentação (Figuras 7.23 e 7.22). Ainda no Eoceno Médio alcança a área a jusante do Patamar de Mosqueiro e no Priaboniano as áreas do Patamar de Guaricema e Degrau de Dourado. No Oligoceno, esta plataforma alcançaria as adjacências da Depressão de Guaricema.

A presença expressiva de arenitos no Eoceno parece condicionada a depressões relacionadas a atividade de falhas, mas sua ocorrência no Ypresiano como depósitos genéticos de tratos de sistemas transgressivo sugere influência climática.

O ciclo seguinte é caracterizado pelo avanço de arenitos e calcários sobre o Baixo do Mosqueiro, no estabelecimento da plataforma oligo-neogena sobre o talude eoceno previamente depositado, em continuidade com a tendência progradacional iniciada no Luteciano.

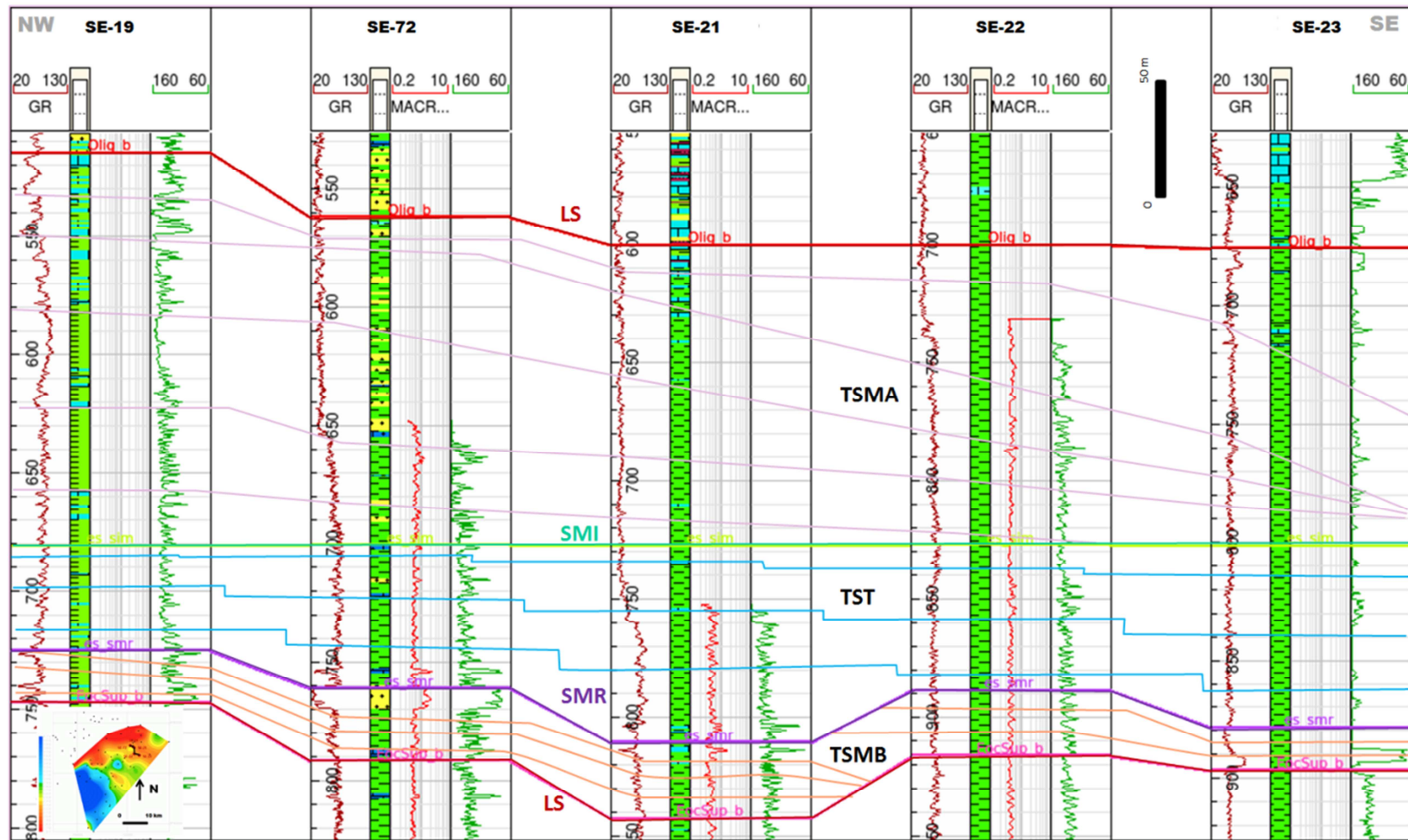


Figura 7.21: Se  o estratigráfica NW-SE horizontalizada na superfícies de máxima inundação do Eoceno Superior. Destaque para os arenitos espessos no trato de sistema de mar baixo do po o SE-72, para os depósitos retrogradacionais delgados na área como um todo e para os calcários e arenitos dos po os SE-19 e SE-72 no trato de mar alto. LS: limite de seq ncia, SMR: superfície de máxima regressão, SMI: superfície de máxima inundação, TSMB: trato de sistema de mar baixo, TST: trato de sistema transgressivo, TSMA: trato de sistema de mar alto. Localização no mapa de isópacas do Eoceno Superior.

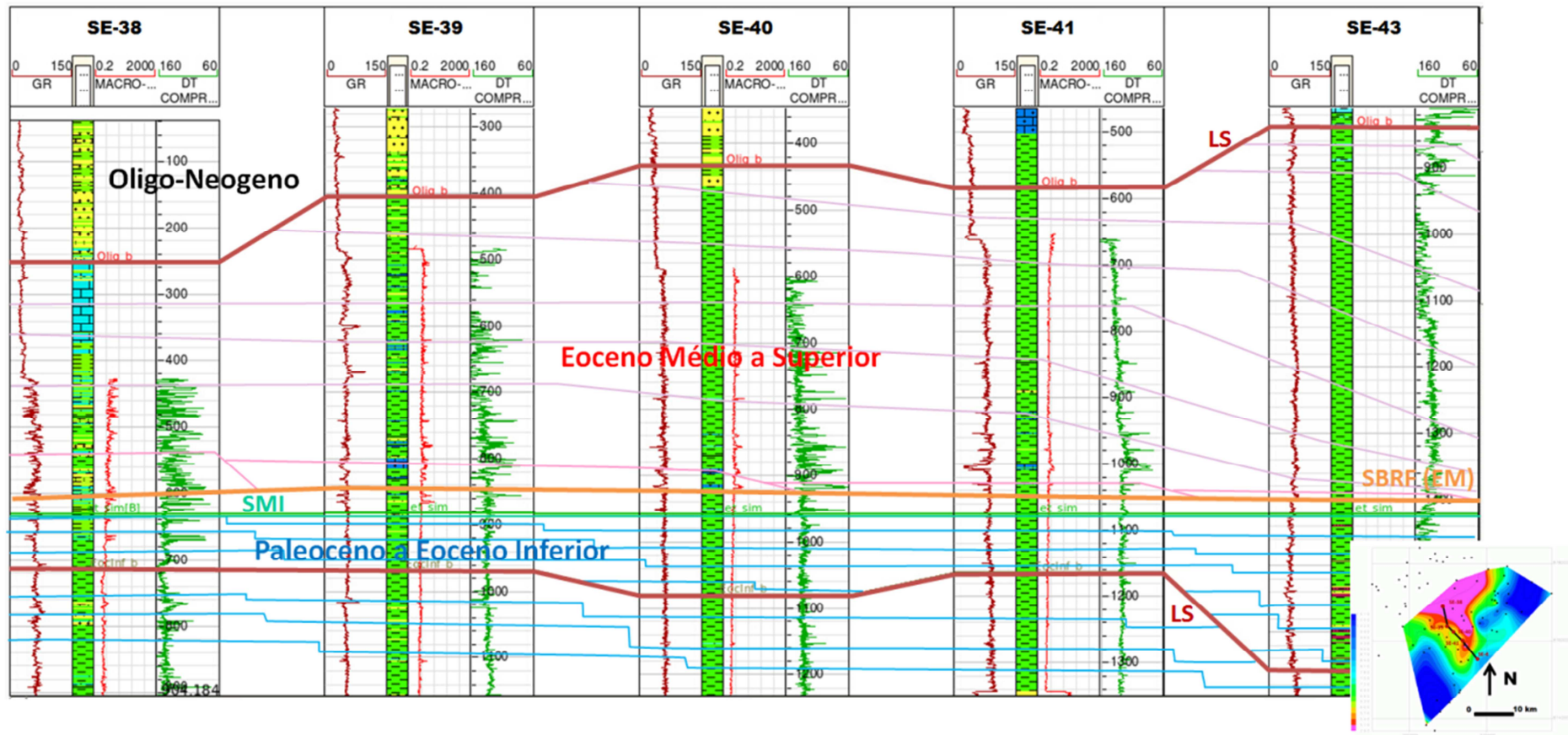


Figura 7.22: Seção estratigráfica NW-SE horizontalizada na superfícies de máxima inundação do Eoceno. Destaque para os depósitos genéticos predominantemente transgressivos no Paleoceno e Eoceno Inferior e predominantemente regressivos do Eoceno Médio ao Superior. O Oligoceno   dominado por arenitos e conglomerados (prograda o da plataforma). LS: limite de seq ncia, SMI: superfície de máxima inunda o, SBRF(EM): Superfície basal de regressão forçada do Eoceno Médio. Localiza o no mapa de isópacas do Eoceno.

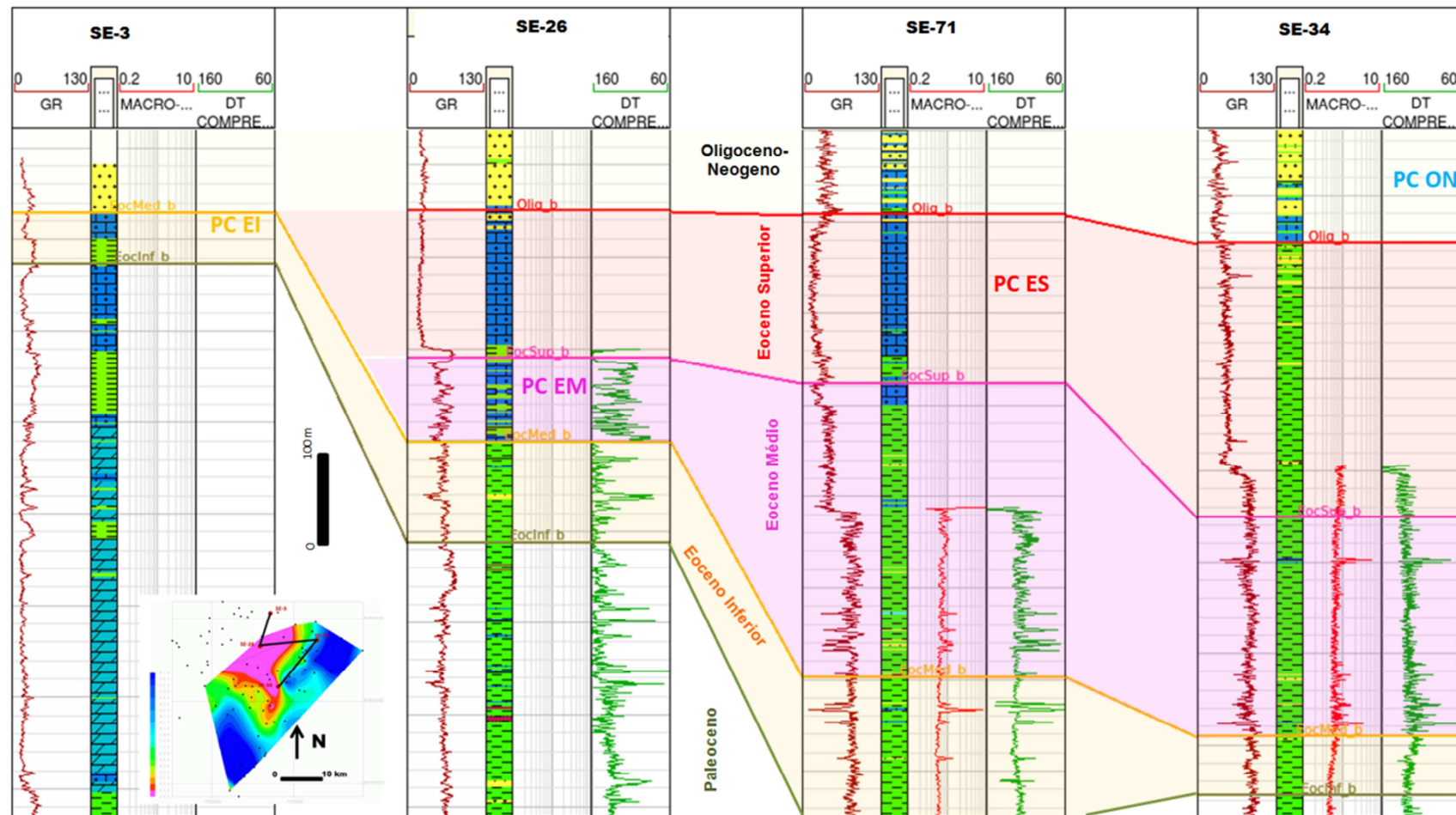


Figura 7.23: Seção estratigráfica arbitrária, com datum aproximado na superfície de máxima inundação do Eoceno Superior. Nela está ilustrada a migra o da plataforma carbonática ao longo do tempo; o poço SE-3 para o Eoceno Inferior (PC EI, adj c ncias do Canal de Atalaia Sul), no SE-26 para o Eoceno Médio (PC EM, jusante do Patamar de Mosqueiro), no SE-71 no Eoceno Superior (PC ES, Degrau de Dourado) e no SE-34 para o Oligoceno-Neogeno (PC ON, adj cente   Depressão de Guaricema), portanto, com migra o crescente da plataforma carbonática para SE. Localiza o no mapa de isópacas do Eoceno.

7.4 Paleogeografia

A paleogeografia do Eoceno no compartimento estrutural Baixo do Mosqueiro foi ilustrada através de três blocos diagramas confeccionados de acordo com mapas estruturais, de isópacas e de isólitais, além das informações de seções geológicas e estratigráficas. Por ser uma abstração interpretativa da paleofisiografia da bacia em cada andar, os blocos incluem informações interpretadas de áreas sobretudo a montante, mas também a jusante, que não apresentam a seção por erosão posterior. O objetivo é o de ilustrar os sistemas deposicionais da área em cada um dos subintervalos analisados.

7.4.1 Eo-eoceno (Ypresiano)

No Ypresiano havia sistemas siliciclásticos plataformais costeiros na Plataforma de Estância e Patamar de Mosqueiro nos extremos W e N da área e depósitos de talude nas demais partes (Figura 7.24). A Plataforma de Estância é controlada pelo Sistema de Falhas de Vaza-Barris e figura como um alto estrutural do embasamento pré-cambriano, recoberto por sistemas siliciclásticos costeiros. O Patamar de Mosqueiro corresponde a uma plataforma siliciclástica com ocorrências de bioacumulados carbonáticos isolados, tanto em sua parte interna como em sua parte externa, os últimos na forma de uma barreira carbonática incipiente. Esta barreira é cortada pelo Canal de Atalaia Sul, uma depressão que inicialmente capturou sedimentos carbonáticos e siliciclásticos na plataforma e depois atuou como zona de transferência de sedimentos a jusante.

A Plataforma de Estância e o Patamar de Mosqueiro são separados pelo Sistema de Falhas de Vaza-Barris, de direção NW-SE, que estrutura a Depressão da Ilha de Mem de Sá a montante e a Depressão de Vaza-Barris a jusante, separadas por uma barreira física constituída por pelitos de colapso de talude em um alto relativo do embasamento.

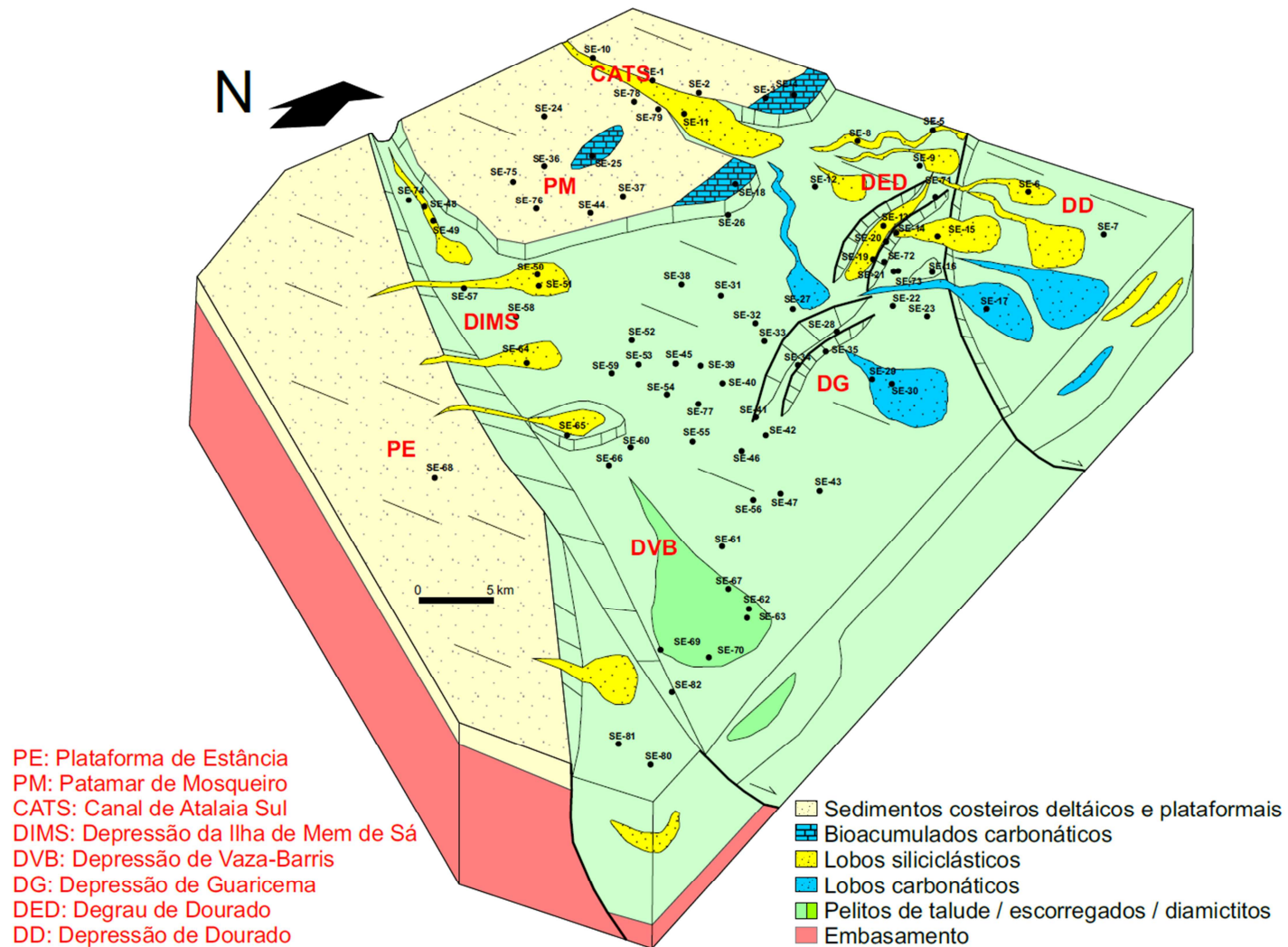


Figura 7.24: Paleogeografia do Eo-eoceno.

A Depressão da Ilha de Mem de Sá capturou boa parte dos arenitos oriundos de NW, com aportes também de W (a partir da Plataforma de Estância). A Depressão de Vaza-Barris tem estruturação mais complexa, com um degrau a SSW que pode ter atuado como área de entrada de sedimentos arenosos, além de preenchimento por fluxos de detritos e folhelhos escorregados a partir de NNW. O perfil erosivo da discordância de base do intervalo, associado a subsidência no Sistema de Falhas de Vaza-Barris, permitiu que localmente o registro ypresiano repousasse diretamente sobre o embasamento.

Após seu preenchimento inicial, o Canal de Atalaia Sul alimentou a jusante o Degrau de Dourado e a Depressão de Dourado. Estes correspondem a duas mini-bacias intra-talude (a segunda maior em área) controlados por falhas NE-SW e N-S, associadas a halocinese. São sistemas deltaicos e turbidíticos siliciclásticos e carbonáticos que preencheram feições negativas estruturadas pelas falhas. O Degrau de Dourado teria atuado inicialmente como zona de passagem de sedimentos para a Depressão de Dourado, quando o suprimento sedimentar foi mais intenso e depois passou a zona deposicional, com a sedimentação de corpos menores de lobos arenosos, alimentados axialmente à falha que o estrutura. O Canal de Atalaia Sul também alimentou a jusante a Depressão de Guaricema, outra mini-bacia intra-talude associada a halocinese, que capturou sedimentos essencialmente carbonáticos.

A paleogeografia do Ypresiano ilustra que durante este intervalo houve preenchimento predominantemente lamoso, com principal depocentro na Depressão de Dourado, alimentado pelo Canal de Atalaia Sul ao longo do Degrau de Dourado.

7.4.2 - Mesoeoceno (Luteciano-Bartoniano)

No Mesoeoceno houve mudanças expressivas na paleogeografia do Baixo do Mosqueiro (Figura 7.25).

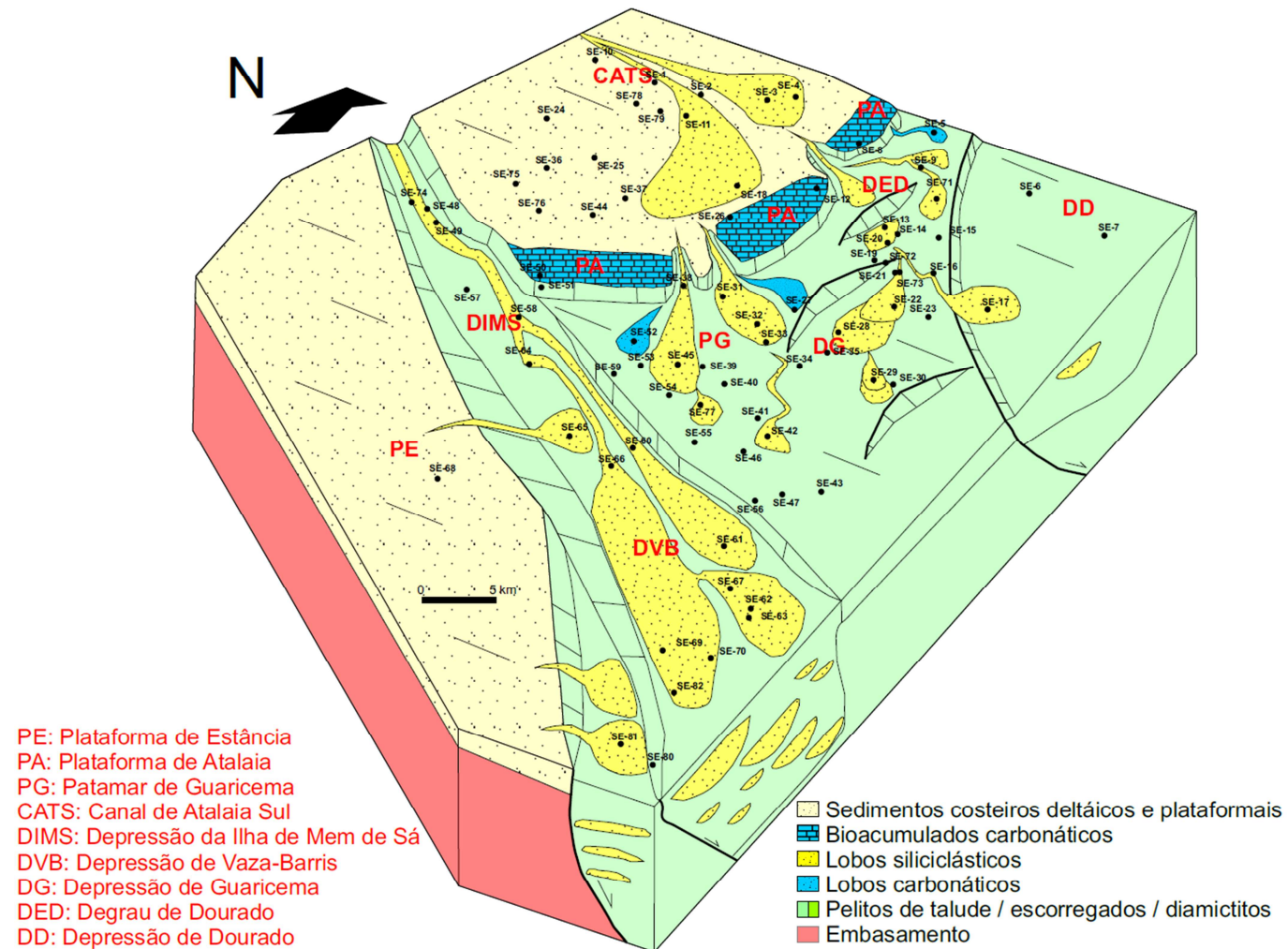


Figura 7.25: Paleogeografia do Mesoeoceno.

O Canal de Atalaia Sul ainda atuou como zona de passagem de sedimentos para os sistemas deltaicos e turbidíticos que alimentavam o Degrau e a Depressão de Dourado, mas ficam menos expressivos, com a sedimentação arenosa mais concentrada no primeiro, por vezes encaixada ao longo de rampas de revezamento e com composição essencialmente siliciclástica. A Depressão de Dourado ficou quase que faminta, com ocorrência restrita de sedimentos arenosos.

A primeira plataforma carbonática expressiva do Eoceno, a Plataforma de Atalaia, foi estabelecida nessa idade, a jusante do Patamar de Mosqueiro, essencialmente constituída por bioacumulados carbonáticos, misturados com sedimentos siliciclásticos costeiros. Esta plataforma se estendeu até o limite oriental da Depressão da Ilha de Mem de Sá, recortada por sistemas deltaicos e turbidíticos que adentraram o talude. Além do já mencionado preenchimento do Degrau e Depressão de Dourado, esses sistemas são expressivos no Patamar de Guaricema, uma feição relativamente plana entre as depressões da Ilha de Mem de Sá e de Guaricema, que foi sítio de sedimentação de deltas e turbiditos siliciclásticos e carbonáticos.

A Depressão da Ilha de Mem de Sá passou a atuar como zona de passagem de sedimentos a jusante, para a Depressão de Vaza-Barris. São sistemas de canais entrelaçados que perderam confinamento a SE, onde expandiram e depositaram lobos arenosos extensos, que representam o principal aporte de sedimentos arenosos de toda a série. Houve contribuição significativa de aportes oriundos da Plataforma de Estância, mas a principal alimentação de sedimentos arenosos veio de NW, controlado pelo Sistema de Falhas de Vaza-Barris. A Depressão de Vaza-Barris foi mais profunda e entranhada, com erosão significativa dos depósitos prévios, desde aqueles do Eoceno Inferior até o Coniaciano, induzidos pelo principal pulso de deformação cenozoico ao longo do Sistema de Falhas de Vaza-Barris. O preenchimento apresentou espessamento de camadas arenosas em direção ao topo da seção sugestivos de progradação do sistema. Nessa representação, a feição que compartimentava a Depressão da Ilha de Mem de Sá e Depressão de Vaza-Barris foi superada pelo soterramento da mesma.

A paleogeografia do Mesoeoceno ilustra este como um intervalo caracterizado por ocorrência expressiva de depósitos arenosos e carbonáticos que representam uma progradação do sistema em relação ao Eo-eoceno, com migração de depocentro para a Depressão de Vaza-Barris.

7.4.3 Neoeoceno

O Neoeoceno foi o tempo de menor deformação associada à sedimentação de toda a época (Figura 7.26). Foi também o de maior expansão da plataforma carbonática, que migrou a jusante para as áreas do Degrau de Dourado e Patamar de Guaricema. Com este desenvolvimento, a Plataforma de Atalaia passou a ser uma barreira efetiva à passagem de sedimentos, o que resultou em acúmulo expressivo de areia siliciclástica e também carbonática nas feições supracitadas, em sistemas costeiros. Como consequência, as áreas a jusante das mesmas ficaram relativamente famintas no que concerne a sedimentos alóctones. Ainda houve acúmulo de areia em rampas de revezamento nos segmentos de falha que compõem o limite setentrional da Depressão de Dourado. A remobilização de parte do conteúdo carbonático plataformar alimentou alguns lobos na Depressão de Guaricema e secundariamente na de Dourado.

Na Depressão de Vaza-Barris, o desnível que controlava o degrau entre esta e a Plataforma de Estância foi colmatado pela sedimentação do Mesoeoceno. O depocentro migrou a montante para as proximidades do Patamar de Guaricema e da antiga posição da Depressão da Ilha de Mem de Sá, onde ficaram concentrados boa parte dos sedimentos arenosos siliciclásticos, na forma de deltas de talude proximal, alimentados por remobilização de sedimentos costeiros. Na etapa de maior suprimento sedimentar, os fluxos transportaram areia até áreas tão distais quanto o depocentro no Mesoeoceno, entretanto os arenitos ficaram concentrados em lobos mais proximais.

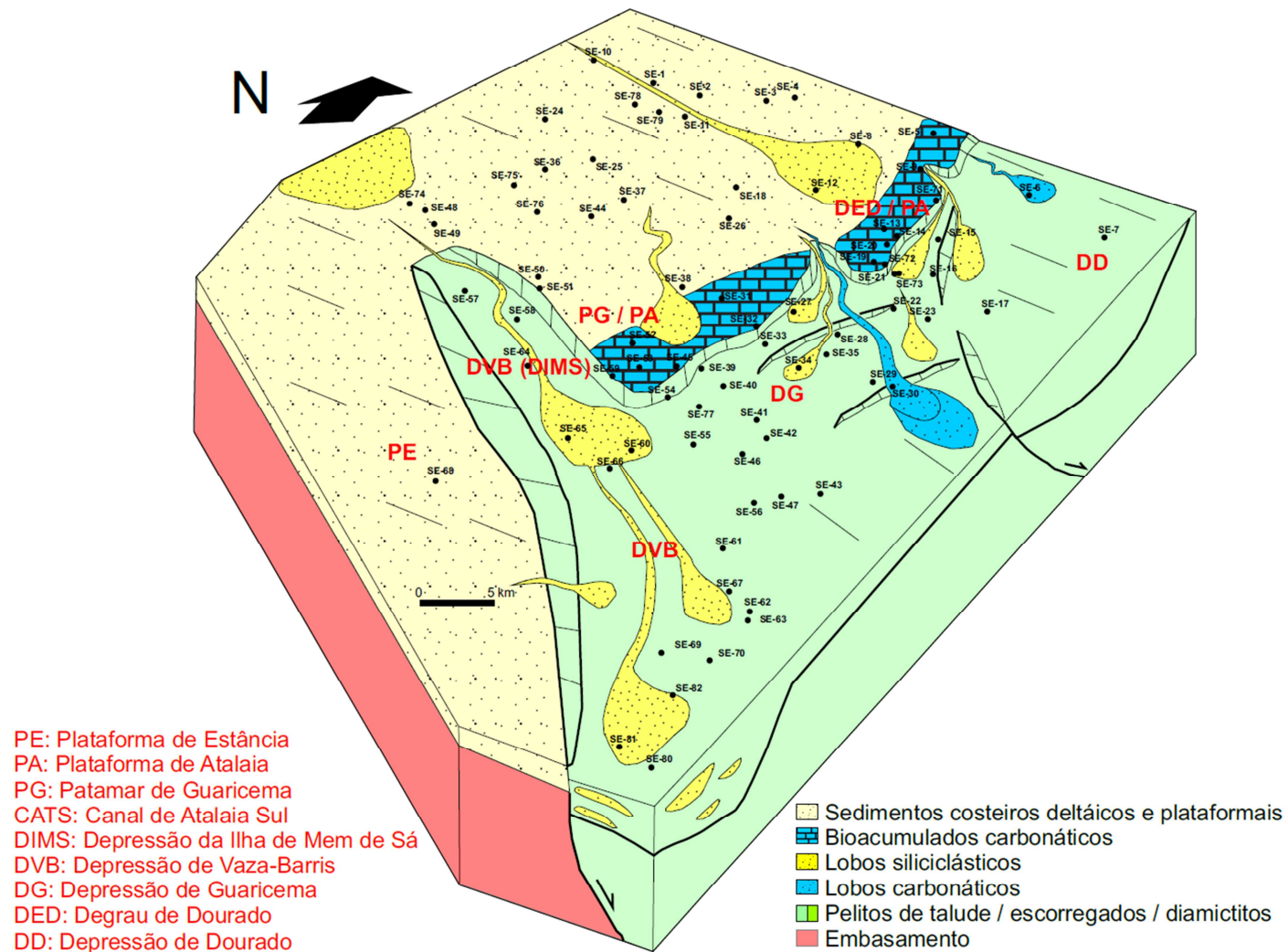


Figura 7.26: Paleogeografia do Neoeoceno.

Nessa etapa de maior suprimento sedimentar, o sistema fluvio-deltaico alimentador se aproximou do limite plataforma-talude. Ainda houve suprimento arenoso da Plataforma de Estância, porém pouco expressivo.

Uma comparação entre os blocos diagrama permite interpretar que ao longo da Série Eoceno os sistemas deposicionais costeiros prograram sobre o talude, com avanço da quebra da plataforma para SE. A Depressão de Dourado foi o depocentro do Ypresiano, onde foi concentrada a deposição de arenitos siliciclásticos e carbonáticos, possivelmente por subsidência diferencial dessa feição. O principal aporte sedimentar e também fase de deformação ocorreu no Mesoeoceno, quando se estabeleceu a primeira plataforma carbonática e os lobos arenosos alcançaram as porções mais meridionais (e espessas) da Depressão de Vaza-Barris, seu depocentro também no Priaboniano, porém migrado mergulho acima. A Depressão de Vaza-Barris migrou gradualmente a W-SW ao longo da série.

8 Discussão

CAINELLI (1992) propôs o fatiamento estratigráfico do Grupo Piaçabuçu nas sequências Cretáceo Superior, Paleoceno, Eoceno e Oligoceno-Quaternário e de que o principal limite de sequência para o Grupo Piaçabuçu como um todo corresponde à discordância que separa as séries Paleoceno e Eoceno.. A análise estratigráfica do Grupo Piaçabuçu no Baixo do Mosqueiro (Capítulo 6) está de acordo a interpretação de CAINELLI (1992), tanto no fatiamento da seção em quatro intervalos (Figura 8.1), quanto de que, nessa escala de análise, o principal limite de sequências do Grupo Piaçabuçu é a discordância de base do Eoceno. É importante mencionar que a seção cretácea superior do Grupo Piaçabuçu atingiu espessuras similares às da seção eocena. Além disso, no Capítulo 6 foi feita a compartimentação interna do Baixo do Mosqueiro e sua variação ao longo do tempo, inédita até então (Figuras 6.2 e 6.6).

O registro estratigráfico do Paleogeno no Baixo do Mosqueiro foi subdividido por PEDRÃO (2004) em duas sequências ou unidades genéticas: Paleoceno-Eoceno Inferior e Eoceno Médio-Superior, com base em bioestratigrafia de palinomorfos, coletados em poços. A primeira sequência tem tendência transgressiva, com superfície de máxima inundação ao da biozona N-410 e tendência regressiva até a N-430, enquanto a segunda tem tendência predominantemente regressiva (Figuras 8.2 e 3.24).

A integração das informações na análise de detalhe do Capítulo 7 permitiu fatiar o Eoceno em três intervalos: Inferior, Médio e Superior (Figuras 8.3 e 7.1). No Baixo do Mosqueiro, a posição do principal limite de sequência do Grupo Piaçabuçu é um pouco mais jovem que o proposto por CAINELLI (1992), pois situa-se na passagem entre o Ypresiano e o Luteciano (ou seja, a base do Eoceno Médio, Figura 8.3).

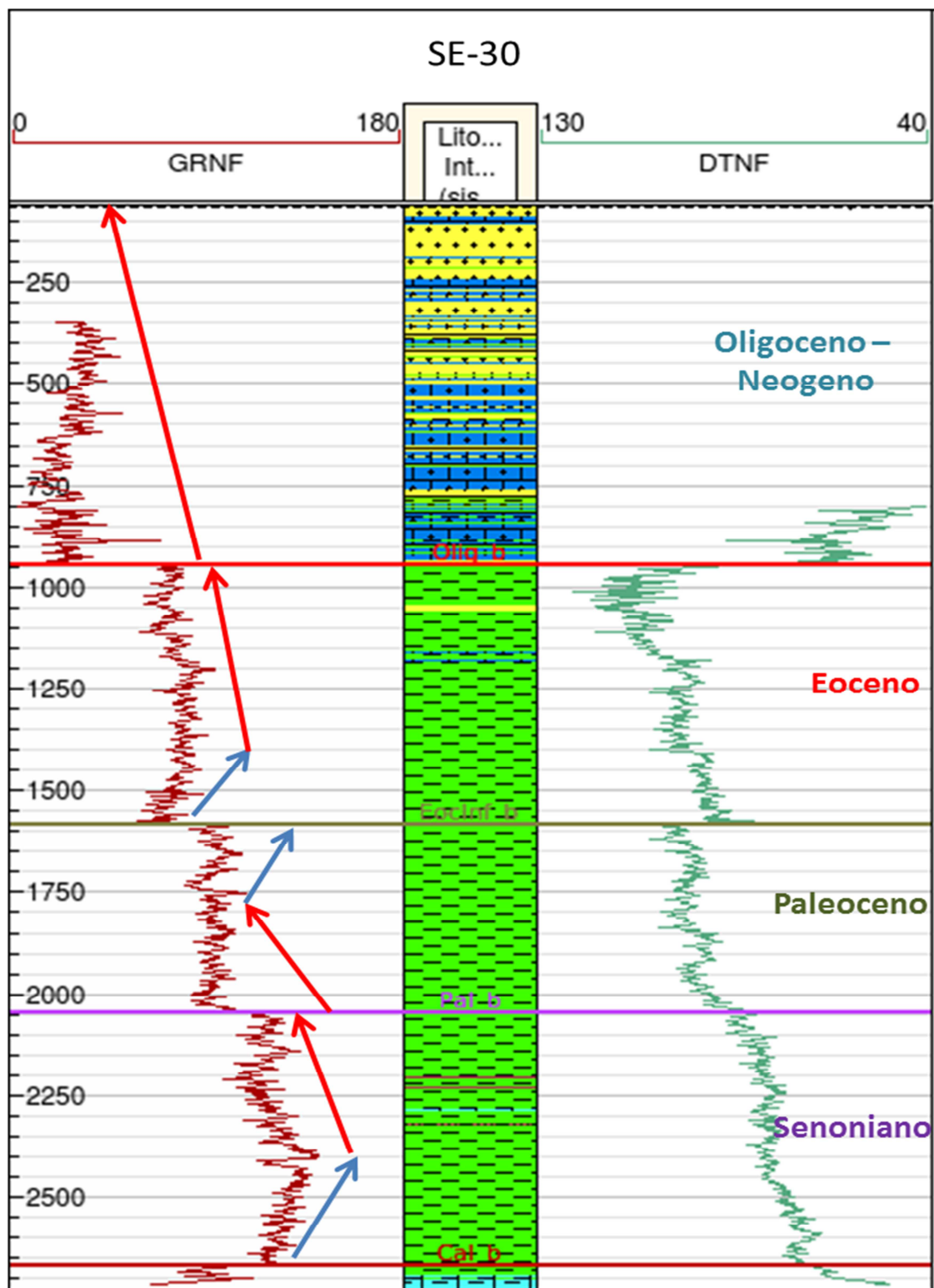


Figura 8.1: Interpretação das discordâncias que compartmentam o Grupo Piaçabuçu e padrões de empilhamento, em exemplo do poço SE-30. Setas vermelhas apontam padrão de empilhamento prográdacional e azuis retrogradacionais. GRNF: perfil de raios gama, Lit Int; Curva de litotipos e DT NF: perfil sônico.

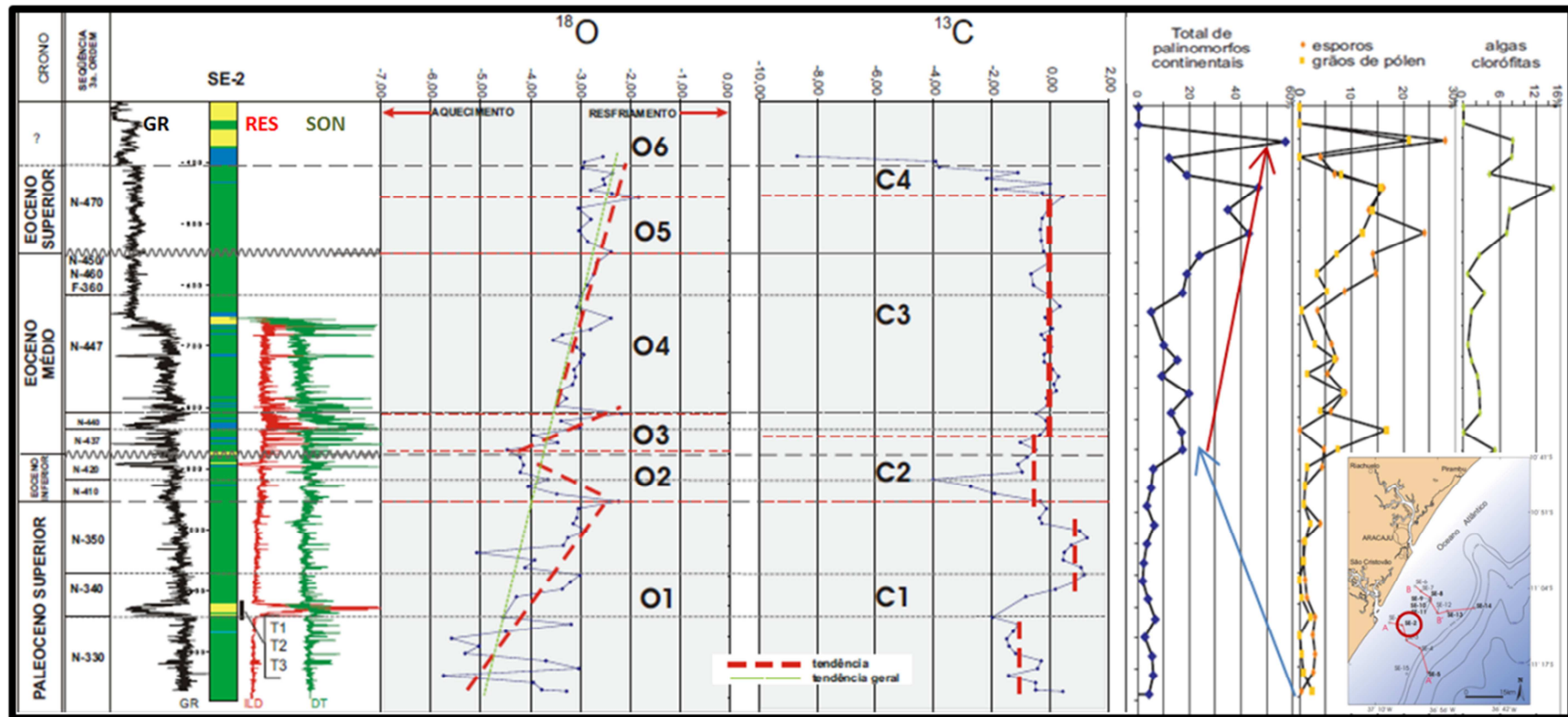


Figura 8.2: Curvas de perfis elétricos (GR, RES e SON), litotipos, isótopos ^{18}O e ^{13}C para o poço SE-2, além das curvas de palinórmorfos continentais (seta azul – afogamento, seta vermelha – raseamento), esporos e pólen e algas clorófitas (modificado de PEDRÃO, 2004). Sugerem afogamento no Eoceno Inferior e raseamento no Eoceno Médio e Superior. A curva de ^{18}O sugere máximo afogamento ao nível da N-420.

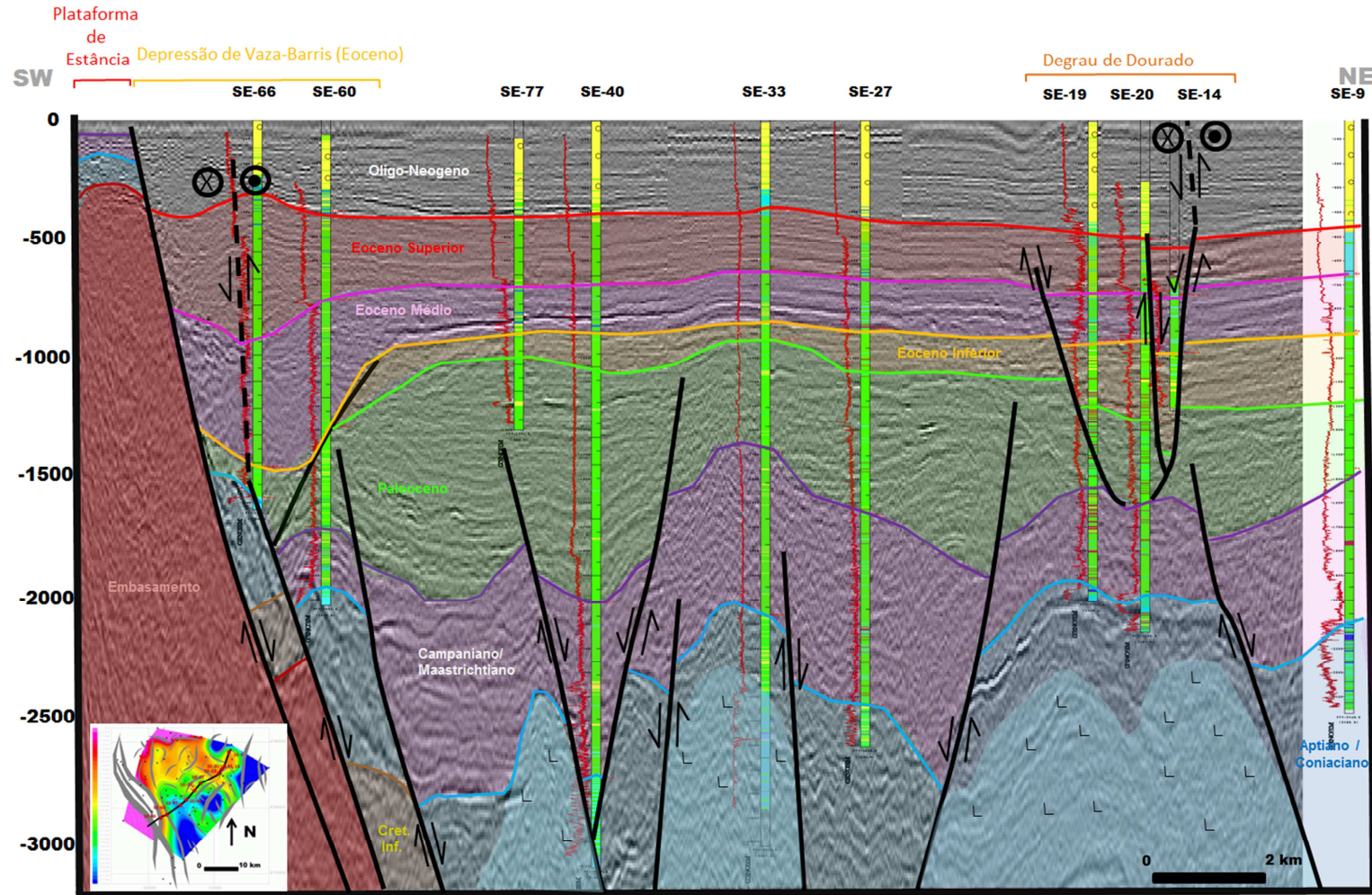


Figura 8.3: Seção geológica transversal SW-NE (m), ao longo da Plataforma de Estância, Depressão de Vaza-Barris e Degrau de Dourado. Destaque para o principal limite genético do Grupo Piaçabuçu e do Eoceno na discordância de base do Luteciano (horizonte laranja). Também se destaca a falha de rejeito direcional dextral com caráter transpressivo que inverte a seção no depocentro do poço SE-66, consequente de deformação do Oligoceno ou mais jovem. Também há sugestão de deformação transtensiva no Degrau de Dourado. Localização no mapa estrutural da Discordância Sub-formação Calumbi (m).

Também ilustra que a tendência no padrão de empilhamento do Eoceno Inferior é predominantemente retrogradacional e que para o Eoceno Médio e Superior é predominantemente progradacional, como proposto por PEDRÃO (2004), e também de acordo com o PETM e EECO de ZACHOS et al. (2001, Figura 4.5). Entretanto, a superfície de máxima inundação constatada no presente trabalho não se situa ao nível da biozona N-410, mas sim da N-420 (Figura 7.19). Já a superfície de máxima inundação do Eoceno Médio situa-se ao nível da biozona N-447 (Figura 7.20), em um afogamento que depositou 1/3 da espessura da seção sedimentar do Ypresiano. Os sistemas deposicionais migraram a jusante do Ypresiano para o Luteciano (*downstepping*) e a montante do Bartoniano para o Priaboniano (*backstepping*), a última possivelmente como efeito de erosão posterior (Figuras 7.3 e 7.4).

A análise de detalhe dos perfis elétricos, somadas às fácies apresentadas no Capítulo 5 (Figuras 5.12 e 5.13), ilustra que na Depressão de Vaza-Barris predominam associações de fácies do tipo fluxos gravitacionais de correntes de turbidez em desaceleração enquanto nas depressões menores e degraus (Guaricema e Dourado) predominam associações de fácies do tipo lobos arenosos de frentes deltaica (Figura 8.4). Tal diferença pode estar relacionada à maior declividade e instabilidade gravitacional na Depressão de Vaza-Barris, além de alta energia (conglomerados extrabacinais estão restritos a ela), que implica em ressedimentação de depósitos deltaicos plataformais e de talude como fenômeno comum.

As seções geológicas direcionais SW-NE apresentadas neste trabalho apresentam localmente espessuras anômalas em feições positivas (convexas para cima), semelhantes a estruturas em arpão, que sugerem deformação compressiva associada a cisalhamento direcional (Figuras 8.3 e 8.5). Ao longo do Sistema de Falhas de Vaza-Barris, a geometria das falhas sugere possibilidade de cisalhamento dextral, enquanto na área do Degrau e Depressão de Dourado pode ser sinistral, porém ainda mais especulativo do que na primeira (Figura 7.15 na área do poço SE-23).

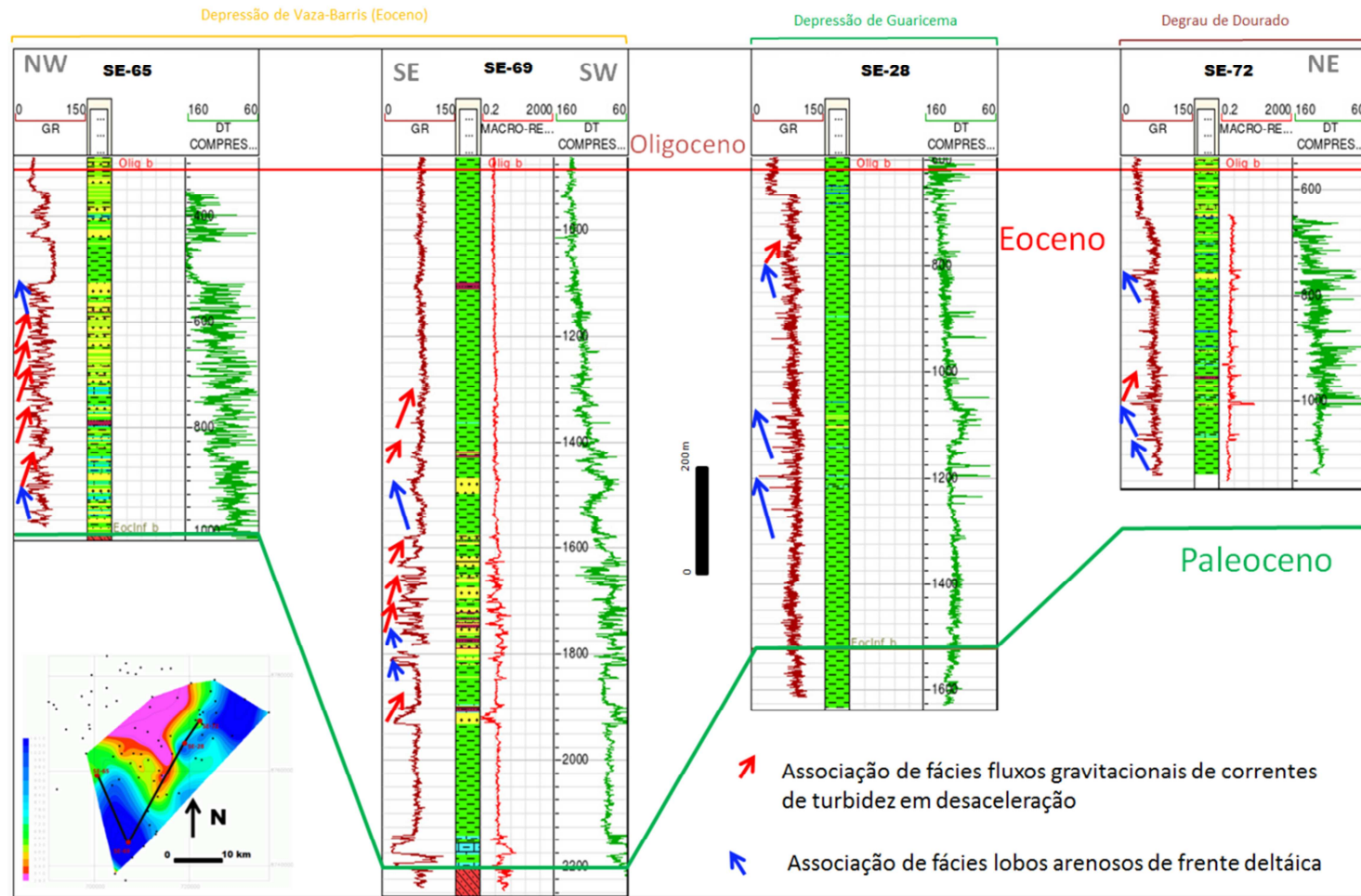


Figura 8.4: Seção estratigráfica arbitrária NE-SW a SE-NW horizontalizada na discordância da base do Oligoceno, que contempla a Série Eoceno como um todo. Setas azuis indicam padrão de espessamento de camada em direção ao topo (associação de fácies de lobos arenosos de frente deltaica) e vermelhas padrão de afinamento de camada para o topo (associação de fácies de fluxos gravitacionais de correntes de turbidez em desaceleração). O primeiro padrão predomina no Degrau de Dourado e Depressão de Guaricema (SE-72 e SE-28) e o segundo na Depressão de Vaza-Barris (SE-69 e SE-65). Localização no mapa de isópacas do Eoceno.

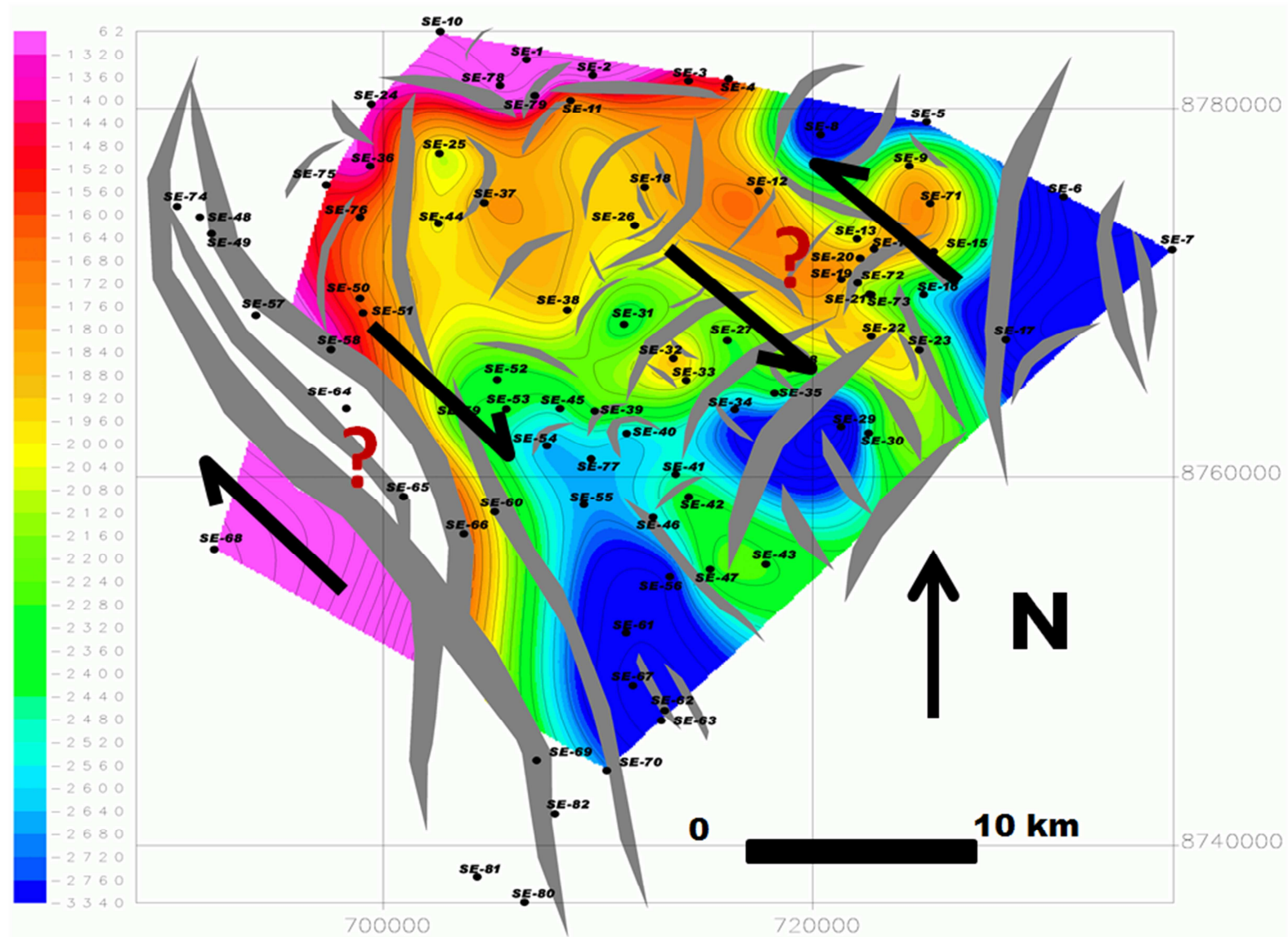


Figura 8.5: Mapa estrutural da Discordância Sub-formação Calumbi (m), com as falhas de rejeito vertical interpretadas (feições curvilineares em cinza), além da interpretação de zonas de cisalhamento direcional, dextra ao longo do Sistema de Falhas de Vaza-Barris e sinistral no Degrau de Dourado.

Além de compressão ligada ao rejeito direcional (transpressão), também é provável que tenha havido distensão (transtensão), a exemplo do espessamento da seção ypresiana na Depressão de Guaricema e Degrau de Dourado (Figuras 7.14 e 8.3). Na primeira, a reativação da deformação em pequenos segmentos das falhas normais é evidência sugestiva de deformação direcional. A análise estrutural preliminar sugere que houve uma fase deformação compressiva pós-eocena e que é possível e até provável que tenham havido outras sin-sedimentares ou ainda pré-eocenas. Estas fases de deformação podem estar relacionadas aos sucessivos colapsos da Plataforma de Estância associada a regime distensivo, com componente local compressiva, bem como a halocinese nas áreas central e leste do Baixo do Mosqueiro. Uma análise estrutural apurada se faz necessária para compreender as diferentes fases de deformação a que esteve sujeito este compartimento estrutural.

Em escala continental e litosférica, é importante mencionar que no Bartoniano houve intensa deformação e magmatismo da Fase Incaica na Orogênese Andina (PARDO-CASAS e MOLNAR, 1987), a qual pode ter influenciado a Plataforma Sul-americana como um todo. Em escala regional, houve magmatismo generalizado na margem divergente da Plataforma Sul-americana no início do Eo-eoceno, e localizado no nordeste brasileiro no Mesoeoceno (OREIRO, 2006; CAMPOS NETO et al., 2007; FRANÇA et al., 2007; FREIRE et al., 2012). Ambos figuram como possíveis causas para a criação de espaço de acomodação para o suprimento sedimentar que alimentou o Baixo do Mosqueiro no Eoceno.

Em escala global, o clima no Ypresiano era quente e o nível dos oceanos alto, 200 metros acima do atual, tendência que se prolongou em parte do Luteciano (HAQ *et al.*, 1988). A queda mais expressiva dos oceanos ocorreu na passagem do Eoceno para o Oligoceno (BOWEN, 2007), na etapa de “terra fria”.

As fácies, seus padrões de empilhamento e distribuição espacial no Baixo do Mosqueiro estão de acordo com um clima quente e nível relativo de base alto dos oceanos no Neopaleoceno e Eo-eoceno, coincidente com o

Máximo Termal Paleoceno-Eoceno (PETM) e o Ótimo Climático Eo-eoceno (EECO) de ZACHOS et al. (2001). Altas taxas de precipitação podem ser a causa dos principais aportes arenosos deste intervalo estarem em depósitos genéticos de trato de sistemas transgressivo. Entretanto, a inversão nessa tendência, isto é, a mudança de padrão de empilhamento retrogradacional para progradacional ocorreu logo no início do Mesoeceno (Luteciano) no Baixo do Mosqueiro, portanto com diacronismo em relação aos eventos globais. Esse diacronismo pode ter sido condicionado pelo magmatismo localizado (Luteciano), citado acima, que implicou em aceleração no soerguimento da porção proximal desse compartimento estrutural, com possível extensão à Sub-bacia de Sergipe. A continuidade da progradação pode ter correlação com a deformação supracitada nos Andes (Bartoniano) e com a queda no nível de base global dos oceanos pelo estabelecimento da corrente circumpolar (passagem Eoceno-Oligoceno).

A figura 8.6 ilustra o mapa de isópacas do Ypresiano, com a atual linha de costa em azul, assim como a reentrância que representa o Rio Vaza-Barris. Não há seção oligo-neogena neste setor da bacia e de acordo com o mapa, é provável que o topo da seção ypresiana da Depressão da Ilha de Mem de Sá seja aflorante em superfície, na seção basal das falésias descritas como Formação Barreiras.

A análise do Grupo Piaçabuçu como um todo ilustra que a história de sedimentação se iniciou com afogamento da rampa mista pelito-carbonatada coniaciana (senoniano predominantemente pelítico), tendência que mudou ainda no Cretáceo, quando esta foi sucedida por sistemas predominantemente progradacionais. Estes sistemas continuaram ao longo da história de sedimentação do Grupo Piaçabuçu, pontuados por afogamentos no Neopaleoceno e Eo-eoceno. No Mesoeceno, os sistemas voltaram a ser progradacionais, tendência que se manteve no Neoeoceno e Oligo-Neogeno (Figura 8.1). A partir do Oligoceno, fora da Depressão de Vaza-Barris, o Baixo do Mosqueiro não apresentou mais sedimentação pelítica de talude e passou a uma plataforma arenosa-carbonática (fig. 8.7).

A partir do Eoceno Médio, o limite entre o Baixo do Mosqueiro e a Plataforma de Estância foi colmatado pela sedimentação, e, portanto as sub-bacias de Sergipe e Jacuípe passaram a atuar como um único compartimento estrutural (Figura 8.7).

A hierarquização das superfícies na análise cicloestratigráfica individualizou na 1ª ordem a Supersequência Deriva, na 2ª ordem o Grupo Piaçabuçu e na 3ª ordem a divisão interna deste, ilustrada no Capítulo 6. A compartimentação interna de Série Eoceno em três intervalos (Capítulo 7) corresponde a 4ª ordem. As discordâncias mais importantes na escala de divisão interna do Grupo Piaçabuçu são a Discordância Sub-formação Calumbi (CAMPOS NETO et al., 2007) e a Discordância Pré-luteciana (este trabalho).

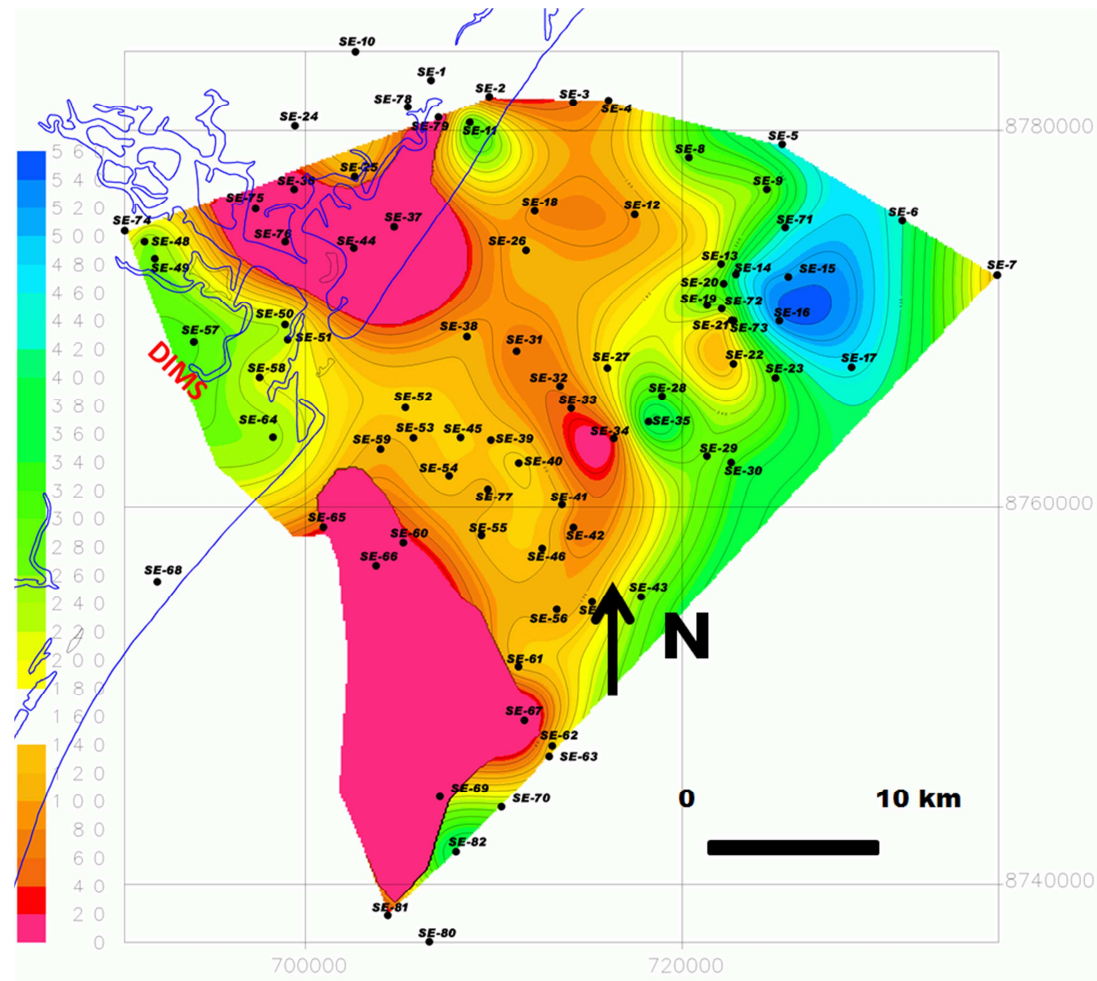


Figura 8.6: Mapa de isópacas do Ypresiano (m), somado a linha de costa atual (azul). É provável que o topo da seção ypresiana da Depressão da Ilha de Mem de Sá seja aflorante na seção terrestre da bacia.

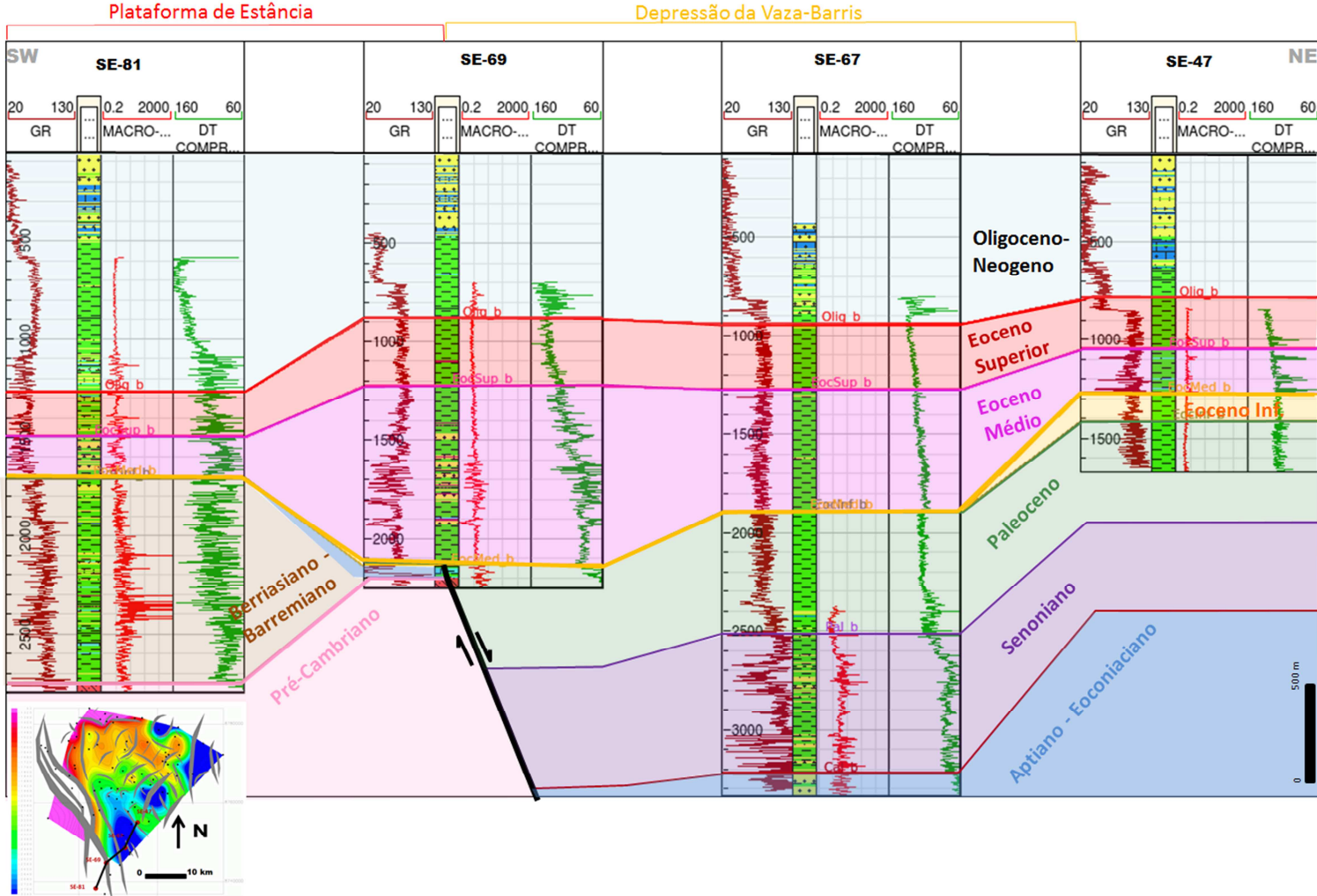


Figura 8.7: Seção estratigráfica longitudinal SW-NE, horizontalizada na superfície de máxima inundação do Eoceno Superior, ao longo da Plataforma de Estância e Depressão de Vaza-barris. Destaque para a colmatação da Depressão de Vaza-Barris no Eoceno Médio, quando o limite entre esta e a Plataforma de Estância deixou de existir e ambas passaram a atuar como o mesmo compartimento estrutural e, por conseguinte, as sub-bacias de Jacuípe (a SW) e Sergipe (a NE). Localização no mapa estrutural da Discordância Sub-formação Calumbi (m).

9 Conclusões

O Baixo do Mosqueiro foi compartimentado em diferentes feições fisiográficas, referidos como patamares, degraus e depressões que migraram ao longo do espaço-tempo. Duas tramas principais foram identificadas: N-S com mergulho para E, associada a falhas E-W com mergulho para S, e falhas NE-SW associadas a falhas NW-SE. As falhas NE-SW tem mergulho para SE e localmente para NW (quando associadas à halocinese). Entre as falhas NW-SE destacam-se o Sistema de Falhas de Vaza-Barris, que limita o Baixo do Mosqueiro com a Plataforma de Estância a WSW, reativado no Neocretáceo, Paleoceno, Eoceno e Oligoceno.

A análise integrada do Grupo Piaçabuçu permitiu sua divisão em quatro intervalos (ou sequências): Senoniano, Paleoceno, Eoceno e Oligo-Neogeno. O principal depocentro Senoniano foi a Depressão de Areia Branca (1700 metros), enquanto no Paleoceno (1000 metros), Eoceno (1600 metros) e Oligo-Neogeno (1355 metros) o depocentro foi a Depressão de Vaza-Barris, migrada gradualmente para S e W ao longo do tempo. Os arenitos são expressivos na Depressão de Areia Branca no Senoniano, na Depressão de Vaza-Barris no Eoceno e no Baixo do Mosqueiro como um todo no Oligo-Neogeno. Calcários bioacumulados autóctones são expressivos no Paleoceno, Eoceno e Oligo-Neogeno, com migração gradual de posição a jusante. A partir do Oligoceno, o Baixo do Mosqueiro (fora da Depressão de Vaza-Barris) não apresentou mais sedimentação pelítica de talude e passou a uma plataforma arenosa-carbonática.

Na Série Eoceno como um todo, os padrões de empilhamento dos perfis sugere que na Depressão de Vaza-Barris predominam associações de fácies de fluxos gravitacionais de correntes de turbidez em desaceleração, enquanto nas mini-bacias menores a leste predominam associações de fácies de lobos arenosos de frente deltaica.

A análise estratigráfica de detalhe da Série Eoceno resultou em sua divisão em três intervalos (ou sequências): Inferior, Médio e Superior. O Eoceno Inferior teve depocentro na Depressão de Dourado (500 metros), que foi migrado no Mesoeoceno para a Depressão de Vaza-Barris (800 metros), onde também se situou

no Priaboniano (700 metros), porém mergulho acima em relação ao Eoceno Médio. O Ypresiano é possivelmente aflorante nas falésias costeiras da Depressão da Ilha de Mem de Sá. Arenitos expressivos no Eoceno Médio na Depressão de Vaza-Barris e no Superior na mesma e no Patamar de Guaricema. Os calcários autóctones constituíram a Plataforma de Atalaia no Eoceno Médio, com migração a jusante e expansão no Priaboniano.

A análise cicloestratigráfica sugere que os sistemas deposicionais migraram a montante do Neopaloceno para o Ypresiano (*backstepping*), a jusante do Ypresiano para o Luteciano (*downstepping*) e a montante do Bartoniano para o Priaboniano (*backstepping*), possivelmente como efeito de erosão posterior. O principal evento de afogamento da Série está no Ypresiano e pontuou a tendência progradacional vigente desde o Neocretáceo, com superfície de máxima inundação ao nível da biozona N-420, como continuidade do Neopaleoceno. É correlato em nível global com o Máximo Termal Paleoceno-Eoceno (PETM) e o Ótimo Climático Eo-eoceno (EECO) de ZACHOS et al. (2001). Este afogamento foi sucedido por retomada da progradação no Mesoeoceno e Neoeoceno, que caracterizam a progradação eocena como a mais expressiva de toda a Era Cenozóica e da pujança daquela que depositou a Série Senoniano.

O início da progradação mesoeocena coincide localmente com o magmatismo em águas profundas na Bacia de Sergipe-Alagoas. Sua continuidade pode ter relação com o soerguimento generalizado nos Andes (Bartoniano) e queda global no nível de base dos oceanos (passagem Eoceno-Oligoceno).

O principal limite genético de sequências situa-se ao nível da base do Luteciano, quando os limites entre o Baixo do Mosqueiro e da Plataforma de Estância foi colmatado e as sub-bacias de Sergipe e Jacuípe passaram a atuar como mesmo compartimento estrutural. Em termos de hierarquia é uma discordância tão importante quanto a Discordância Sub-formação Calumbi.

A presença de feições anômalas, convexas para cima em depocentros locais sugerem deformação por compressão associada a tectônica direcional, em feições transpressivas. A reativação da deformação em pequenos segmentos das falhas normais é evidência sugestiva de deformação direcional em mini-bacias

transtensivas . Esta deformação direcional pode ter ocorrido ao longo de toda a história deposicional do Grupo Piaçabuçu.

10 Referências bibliográficas

- BARROS, M. C.; TOFFOLI L. C.; SILVA, G. R. Modelo de deposição e distribuição dos arenitos Calumbi no Baixo de Mosqueiro - Bacia Sergipe/Alagoas. Rio de Janeiro. **Relatório interno da Petrobras**. 44 pp., 36 fig., 7 tab.; apêndice 1 (2 pp., 4 fig.); apêndice 2 (6 tab.); apêndice 3 (22 fig.); apêndice 4 (10 pp.); apêndice 5 (5 pp., 2 fig.); apêndice 7 (3 tab.). 1977.
- BENDER, F. Stratigraphic Units in Sergipe Basin. DEPEX/SERDESTE. **Relatório interno da Petrobras**, 49. 23pp. Aracaju. 1957.
- BERGREEN, W. A.; KENT, D. V.; SWICHER III, C.C. AUBRY, M. P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: BERGREEN, W. A.; KENT, D. V.; SWICHER III, C.C. AUBRY, M. P & HARDENBOL, J. (eds.). **Geochronology Time Scales and Global Stratigraphy Correlation**. SEPM (Society for Sedimentary Geology). Special Publication n. 54. P. 129-212. 1995.
- BEURLIN, G. Capítulo: Introdução. In: BEURLIN, G. Bioestratigrafia das Bacias meso-cenozóicas brasileiras. PETROBRAS/CENPES/DIVEX. **Relatório Interno da Petrobras**. Volume 1. Rio de Janeiro. 1992.
- BEURLIN, G.; CUNHA, A. A. S.; FERREIRA, E. P.; GRILLO, J. de L.; MILHOMEN, P. da S. Geocronologia (2004) da bioestratigrafia da Petrobras do Jurássico ao Neógeno. **Relatório Interno da Petrobras**. Rio de Janeiro. 2007.
- BOUCOUT, A.; XU, C.; SCOTSE, C.R.; MORLEY, R. J. Phanerozoic Paleoclimate Atlas of lithologic indicators of climate. **SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology** Nº 11: Map folio. 2013.
- BOWEN, G. J. When the world turned cold. **Nature** 445, p. 607–608. 2007.
- BROOKFIELD, M.E. The emplacement of giant ophiolite nappes, I. Mesozoic-Cenozoic examples. **Tectonophysics** 37, p. 247. 1977.
- CAINELLI, C. Sequence stratigraphy, canyons and gravity mass-flow deposits in the Piaçabuçu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. **Tese de Doutorado**. University of Texas. 1992.
- CAMPOS NETO, O. P. A.; SOUZA-LIMA, W.; CRUZ, F. G. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, p. 405-415. 2007.
- CASTRO JR, A. C. M. The northeastern Brazil and Gabon basins: a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces. **Tectonics**, 6. p. 727-738. 1987.
- CATUNEANU, O.; GALLOWAY, W.E.; KENDALL, C.G.ST.C.; MIAL, A.D.; POSAMENTIER, H.W.; STRASSER, A.; TUCKER, M.E. **Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature**. Newsletter on Stratigraphy, Special Issue 44/3, 173-245. 2011.
- CHAGAS, L. S. Tectono-sedimentação das bacias do tipo rifte: aplicação na porção emersa da Bacia de Sergipe-Alagoas. **Dissertação de Mestrado**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1996.
- COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L.; FAN, J.X. **The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes** 36: p. 199-204. 2014.

CORDANI, U. G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; BASEI, M. A. S. Crustal Evolution of the South American Platform. *In*: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências. p. 19-40. 2000.

CRUZ, L. R. Caracterização tectono-estratigráfica da sequência transicional na Sub-bacia de Sergipe. **Tese de Doutorado**. Universidade Federal de Pernambuco. 2008.

DOUCETTE, J. How Antarctica got its ice sheets. **Woods Hole Oceanographic Institution**, 2004.

DUARTE, A. G. Petróleo e condições para sua ocorrência no Estado de Sergipe. **Mineração e Metalurgia**. Rio de Janeiro, 1/3: 116-117. 1936.

EXON, N. F.; KENNETT, J. P.; MALONE, M. J. Leg 189 synthesis: Cretaceous-Holocene history of the Tasmanian Gateway. **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, Volume 189. 2004.

FEIJÓ, F. J. Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.8, p. 149-162. 1994.

FISCHER, W.; GAMA JR, J. R.; OJEDA, H. A. O. Estratigrafia sísmica e sistemas deposicionais da Formação Piaçabuçu. **Congresso Brasileiro de Geologia**, 27. Anais, 3. Aracaju. 1973.

FORA TEMER, F. D. P. Corrupção legalizada no Brasil. **Anais do povo brasileiro**. Brasília, 2017.

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. de R. Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.15, p. 501-509. 2007.

FREIRE, A. F. M.; MILANI, E. J.; BUENO, G. V.; LEITE, C. M. M. Correlação de eventos tectono-magmático-deposicionais das bacias sedimentares brasileiras. **Anais do 46º Congresso Brasileiro de Geologia**. Santos. 2012.

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

HASCKE, M.; GUNTHER, A.; MELNICK; ECHTLER, H.; REUTTER, K. J.; SHEUBER, E.; ONCKEN, O. Central and southern andean tectonic evolution inferred from arc magmatism. *In*: ONCKEN, O, CHONG, G, FRANZ, G, GIESE, P, GÖTZE, H.-J, RAMOS, V, STRECKER, M, WIGGER, P. The Andes - Active Subduction Orogeny, (Frontiers in Earth Sciences), Publisher: Springer, Editors, p.337-353. 2016.

HAY, W.W. Tectonics and climate. **Geol. Rundsch**, v. 85, p. 409-437. 1996.

HAYES, D.E.; RINGIS, J. The early opening of the central Tasman Sea, EOS, Trans. **Am. Geophys. Union**. 53, p. 413 (abstract). 1972.

HERRON, E.M.; DEWEY, J.F.; PITMAN III, W.C. Plate tectonics model for the evolution of the Arctic. **Geology** 2, p. 377. 1974.

JOHNSON, D.A . Abyssal teleconnections II. Initiation of Antarctic bottom water flow in the southwestern Atlantic. *In*: HSÜ KJ, WEISSERT H (eds). **South Atlantic paleoceanography**. Cambridge University Press, Cambridge, p. 243–281. 1985.

KENNETT, J.P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. **J. Geophys. Res.**, 82. p.3843– 3860. 1977.

KENNETT, J. P.; STOTT, L. D. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of Paleocene. **Nature**, vol. 353. P. 225-229. 1991.

KRAUSS, M. J.; RIGGINS, S. Transient drying during Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM): Analysis of paleosoils in the bighorn basin, Wyoming. **Paleoecology**, vol. 245, issues 3-4. p. 444-461. 2007.

KUHN, G. The paleoceanography of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre from sedimentary records, a patchy story , **The Third Symposium on Polar Science**, Multidiciplinary session "Late Cenozoic Environmental Changes in Antarctic Cryosphere: Perspectives from Sea, Land, and Ice Sheets", Tokyo. 2012 .

LANA, M. C. Bacia de Sergipe-Alagoas: Uma hipótese de evolução tectono sedimentar. In DE RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. J. **Origem e evolução das bacias sedimentares**. Petrobras. 1990.

LARSON, R. L. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. **Geology**, vol. 19. p. 547-550. 1991.

LIMA, C. C. Estruturação pós-rift da porção sergipana da Bacia de Sergipe-Alagoas: O papel do basculamento e das descontinuidades do embasamento. **Dissertação de Mestrado**. Universidade de Ouro Preto. 1987.

MILANI, E. J.; RANGEL, H. D.; BUENO, G. V.; STICA, J. M.; WINTER, W.R.; CAIXETA, J. M.; PESSOA NETO, O. C. Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.15. p. 183-205. 2007.

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

MOHRIAK, W. U.; BASSETO, M.; VIEIRA, I. S. Observações sobre a carta estratigráfica e a evolução tectono-sedimentar das bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.11 (1/2), p. 84-115. 1997.

MOLNAR, P.; TAPPONIER, P. The collision between India and Eurasia. **Sci. Am.** 236. 30. 1977.

MOLNAR, P. The geologic history and structure of the Himalaya. **American Scientist**, 74. p.144-154. 1986.

MUTTI, E.; PAPANI, L. DI BIASE, D.; DAVOLI, G.; MORA, S.; SEGADELLI, S.; TINTERRI, R.. Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino. **Memorie di Scienze Geologiche**, 47. p. 217-244. 1995.

OJEDA, H. A. O.; FUGITA, A.M. Bacia Sergipe/Alagoas – Geologia Regional e perspectivas petrolíferas. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1976, Porto Alegre. **Anais**

do **XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 137-158. 1974.

OREIRO S.G. Magmatismo e sedimentação em uma área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior - Terciário. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 14(1). p. 95-112. 2006.

OSKIN, B.. Crash! How India slammed into Eurasia record speed.. **Live Science**. Planet Eart., 2015.

PARDO-CASAS, F.; MOLNAR, P. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. **Tectonics**, 6 (3). p. 233-248. 1987.

PEDRAO, E. P. Palinostratigrafia e caracterização de paleoambientes da seção paleocênica-eocênica da Bacia de Sergipe. **Tese de Doutorado**. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2004.

PETROBRAS. Basin Study Sergipe-Alagoas Basin. PETROBRAS /DEPEX /RPNE / DIREX. **Relatório Interno da Petrobras**, 177. 120 pp. Maceió. 1960.

PESSOA NETO, O da CRUZ; SOARES, U. M.; SILVA, J. G. F. da; ROESNER, E. H.; FLORENCIO, C. P.; SOUZA, C. A. V. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.15. p. 357-369. 2007.

PINHO, G. C. Condicionantes da deposição carbonática cenozoica (Formação Mosqueiro) na área sul da Bacia de Sergipe Alagoas. Curso de especialização em geologia sedimentar e hidroambiental aplicada a ambientes antigos e modernos. **Monografia**. Universidade Federal de Sergipe, 129p. 2007.

PONTE, F. C.; POTTER, P. E.; TOFFOLI, L. C.; BARROS, M. C. Gênese e distribuição dos Arenitos Calumbi na Foz do São Francisco, Sergipe-Alagoas. **Relatório Interno da Petrobras**. 1975.

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

QUADROS, F. B.; PEDRAO, E. F.; VIVIERS, M. C.; COSTA, D. S.; VILELA, C. G. Caracterização paleoambiental de depósitos eocênicos da Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil, com base em morfogrupos de foraminíferos bentônicos e palinomorfos. **Revista Brasileira de Paleontologia**. 18(3):413-428. 2015.

RANCAN, C. C.; LIRA, F.S.; NISHIMURA, E. M.; ARAÚJO, A. L. M. de. O Soerguimento do Domínio Macururé e sua influência na sedimentação turbidítica do Cretáceo Superior da Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 17, nº 1, p. 45-68. 2009.

REA, D.K.; ZACHOS, J.C.; OWEN, R.M. & GINGERICH, P.D. Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n. 79. p. 117-128. 1990.

RING, U.; JOHNSON, C.; HETZEL, R.; GESSNER, K. Tectonic denudation of a Late Cretaceous–Tertiary collisional belt: regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. **Geological Magazine**, Vol. 40, Issue 4. p. 421-441. 2004.

- RONA, P.A.; RICHARDSON, E.S. Early Cenozoic global plate reorganization. **Earth Planetary Science Letters**, n. 40. p. 1-11. 1978.
- ROYER, D.; BERNER, R. A.; MONTANEZ, I. P.; TABOR, N. J.; BEERLING, D. J. CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate. **GSA today**, vol. 14, nº 3. p. 4-10. 2004.
- RUEFLI, W. H. Surface-subssurface correlation Sergipe-Alagoas. DEPEX / SERDESTE. **Relatório interno da Petrobras**, 274. 104 pp. Maceió. 1963.
- SCHALLER, H. Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe / Alagoas. **Boletim técnico da Petrobrás**, 12(1), p. 21-86. 1970.
- SIBUET, J.C.; SRIVASTAVA, S.P.; SPAKMAN, W. Pyrenean orogeny and plate kinematics. **Journal of Geophysical Research**, vol 109, B08104. 2004.
- SIJP, W. P.; ENGLAND, M. H. J. Effect of the Drake Passage through flow on global climate. **J. Phys. Oceanogr.**, 34. p. 1254-1266. 2004.
- SLUJES, A.; SCHOUTEN, S.; PAGANI, M.; WOLTERING, M.; BRINKHUIS, H.; DAMSTÉ, J.S.S.; DICKENS, G. R.; HUBER, M.; REICHART, G.; STEIN, R.; MATTHIESSEN, J.; LOURENS, L. J.; PEDENTCHOUK, N.; BACKMAN, J.; MORAN, K. Subtropical Arctic Ocean temperatures during Paleocene/Eocene thermal maximum. **Nature** 441, 1. p. 610-613. 2006.
- SOBREIRA, J. F. F.; FRANÇA, R. L. Bacias Um modelo tectono-sedimentar para a região do Complexo Vulcânico de Abrolhos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.14. p. 143-147. 2006.
- SOUZA-LIMA, W. Macrofaunas campanianas e ambientes deposicionais da Formação Calumbi, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil; **Tese de Doutorado**. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2001.
- SOUZA-LIMA, W.; ANDRADE, E.J.; BENGSTON, P.; GALM, P.C. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. **Fundação Phoenix** . Aracaju. 2002.
- STOREY, M.; DUNCAN, R. A.; TEGNER, C. Timming and duration of volcanism in the North Atlantic Igneous Province: Implications for geodynamics and links to the Iceland hot spot. **Chemical Geology**, 241. p. 264-281. 2007.
- SVENSEN, H.; PLANKE, S.; MALTHER-SOERSEN, A.; JAMTVEIR, B.; MYKLEBUST, R.; EIDEM, T. R.; REY, S.S. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. **Nature**, vol. 429, 3. p. 542-545. 2004.
- TEIXEIRA, A.A.; MESITER, E. M.; SHALLER, H.; PONTES, F. C. Litoestratigrafia da Bacia de Sergipe-Alagoas – Suggrupo Igreja Nova. Parte I. PETROBRAS/RPNE, Relatório da comissão de revisão estratigráfica. **Relatório Interno da Petrobras**. 46pp. 1968.
- WEISSEL, J.K.; HAYES, D.E. Magnetic anomalies in the southeast Indian Ocean. *In*: HAYDES, D. E. Antarctic Oceanology II: The Australian-New Zealand sector. **Am. Geophys. Union**, Antarctic Res. Ser. 19. p. 165. 1972.
- WILLIAMS, C.A. An oceanwide view of Palaeogene plate tectonic. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n. 57. p. 3-25. 1986.

WILMARTH, M. G. The Geologic Time Classification of the United States Geological Survey compared with other classification. **USGS Bulletin** 769. p. 54. 1925.

ZACHOS J.C.; BREZA, J. R.; WISE, S.W. Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen plateau, southern Indian Ocean. **Geology** 20. p. 569–573. 1992.

ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L., THOMAS, E.; BILLUPS, K. Trends, rythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. **Science**, vol 292, 27. p. 686-693. 2001.

ZACHOS, J.C.; KUMP, L. R. Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene. **Global and Planetary Change**, 47. p. 56-71. 2005.

ZACHOS, J.C.; SCHOUTEN, S.; BOHATY, S.; QUATTLEBAUN, T.; SLUJIS, A.;BRINKHUIS, H.; GIBBS, S. J.; BRALOWER, T. J. Extreme warming of mid-latitude coastal ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Inferences from TEX₈₆ and isotope data. **Geology**, v. 34, no. 9. p. 737–740. 2006.

ZANAZZI, A., KOHN, M. J., MACFADDEN, B. J.; TERRY, D. O. Large temperature drop across the Eocene–Oligocene transition in central North America. **Nature**, 445. p. 639–642. 2007.