



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

EDUARDO DE JESUS SOUZA

GEOLOGIA DA REGIÃO COSTEIRA DO AMAPÁ COM ÊNFASE NA
ESTRATIGRAFIA, MORFOTECTÔNICA E GEOMORFOLOGIA

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELEM - PARÁ

FEVEREIRO - 2010

EDUARDO DE JESUS SOUZA

**GEOLOGIA DA REGIÃO COSTEIRA DO AMAPÁ COM ENFASE NA
ESTRATIGRAFIA, MORFOTECTÔNICA E GEOMORFOLOGIA**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia da
Universidade Federal do Pará - UFPA, em
cumprimento às exigências para a
obtenção do grau de Bacharel em
Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima
Pinheiro

Co-Orientador: Prof. Dr. Afonso César
Rodrigues Nogueira

BELÉM

2010

EDUARDO DE JESUS SOUZA

**GEOLOGIA DA REGIÃO COSTEIRA DO AMAPÁ COM ENFASE NA
ESTRATIGRAFIA, MORFOTECTÔNICA E GEOMORFOLOGIA**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia da
Universidade Federal do Pará - UFPA, em
cumprimento às exigências para obtenção
do grau de Bacharel em Geologia.

Data de Aprovação: ___/___/___

Conceito: _____

Banca Examinadora:

Prof. Roberto Vizeu Lima Pinheiro – Orientador
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Francisco de Assis Matos de Abreu – Membro
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Maurício da Silva Borges – Membro
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

***Aos meus pais, Miguel Silva e Maria Marinete, e ao meu
irmão Diogo Luiz.***

AGRADECIMENTOS

Gostaria de externar meus sinceros agradecimentos às pessoas e instituições que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho. De modo particular ressalto:

A Deus por ter me concedido a vida e a paz de espírito necessária para superar os obstáculos.

Aos meus pais, Miguel Silva e Maria Marinete e ao meu irmão Diogo Luiz por sempre me incentivarem durante toda a minha vida.

A toda a minha família que sempre me apoio e acreditou em minha capacidade.

A Universidade Federal do Pará (UFPA), Instituto de Geociências (IG) pela valiosa oportunidade de realizar o curso de graduação.

A Agência Nacional do Petróleo (ANP) que através do Programa de Recursos Humanos para o Setor do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (PRH), me concedeu bolsa de graduação durante dois anos e apoio tal pesquisa, na pessoa do coordenador do convênio UFPA/ANP/PRH-06, professor André Andrade.

Ao projeto “*Integração de dados Geológicos, Geofísicos e Geoquímicos na reconstrução da paleogeografia da costa amazônica do Neógeno ao Recente – AMASIS*”, que na pessoa da Prof. Dra. Odéte Fátima Machado da Silveira financiou os meus trabalhos de campo.

Ao professor, orientador e amigo Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro pela oportunidade, confiança, paciência e amizade durante os anos de convivência. Obrigado pelos ensinamentos, críticas e sugestões durante o desenvolvimento deste trabalho, as quais foram muito válidas para o meu crescimento intelectual e moral (Valeu Chefe!!!!!!).

Ao professor e amigo Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira pela co-orientação, críticas e sugestões que valorizaram o ainda mais este trabalho.

Ao grupo PET-GEOLOGIA, em especial ao Prof. Dr. Vladimir de Araújo Távora, pela amizade e apoio durante toda a minha graduação.

A minha namorada Liliane Lima pelo apoio, amizade e companheirismo durante todos esses anos de convivência.

Ao amigo de grupo Roberto Barbalho pela ajuda durante todas as fases deste trabalho.

Ao amigo Paulo José (LAIT-UFPA) pela ajuda com o programa ArcGis.

Ao Grupo de Geologia Estrutural – GES (Geane, Fuzileiro, Robertinho, Guga, Fábio, Camila e Lívio) pela divertida e valorosa convivência.

A todos os meus amigos de turma, em particular ao Fabrício, João, Jeremias, Patrick, Diogo, Bruno e Luciana Brelaz, pela excelente convivência durante toda a graduação.

Por fim gostaria de agradecer a toda a equipe docente do curso de Geologia que contribuiu para a minha formação, assim como a todos os funcionários do IG que nos proporcionam um ambiente de trabalho mais agradável

“Feliz aquele que transfere o que sabe e aprende o que ensina.”

Cora Coralina.

RESUMO

O presente estudo reúne dados referentes à geologia das rochas do embasamento arqueano – paleoproterozóico e das rochas sedimentares e sedimentos que afloram na região costeira do estado do Amapá e adjacências, através de uma avaliação multidisciplinar com base no Sensoriamento Remoto, Geologia Estrutural, Sedimentologia, Estratigrafia, Geomorfologia e datação absoluta por Luminescência Oticamente Estimulada (LOE). O trabalho teve como objetivo a investigação das possíveis relações entre a tectônica neógena / recente com a evolução geológica e paisagística dos ambientes costeiros e marinhos rasos, relacionados a distintos eventos morfotectônicos, no contexto da dinâmica deposicional da desembocadura do rio Amazonas e adjacências. A leitura e análise das imagens de sensores remotos e aerogeofísicas mostram um padrão de lineamentos tridirecional, com direções: NE-SW, N-S e NW-SE. Estas direções são observadas nas rochas do embasamento através de foliações, lineações, bandas de cisalhamento e fraturas. A relação entre estes lineamentos sugerem a presença de compartimentos neotectônicos, controlados por prováveis falhas do embasamento, responsáveis por reajustes de relevo / drenagem em decorrência de reativações tectônicas recente a sub-recentes. O estudo sedimentológico e estratigráfico feito nos depósitos sedimentares, com o auxílio da datação geocronológica por Luminescência Oticamente Estimulada (LOE), permitiram classificá-los como depósitos pleistocênicos sobrepostos discordantemente sobre as rochas do embasamento, onde foram individualizadas duas unidades morfológicas distintas: *Terraço arenoso* e *Terraço arenoso-argiloso*. As idades obtidas por LOE para esses terraços mostram um intervalo de 80.000 a 30.000 anos AP, o que descarta a possibilidade de enquadrá-lo no Grupo Barreiras, de idades Miocena-Pliocena. A história geológica pleistocênica na região costeira do Amapá foi amplamente influenciada por processos glácio-eustáticos, conduzidos por variações substanciais do nível do mar e por fatores tectônicos, com atuação de fenômenos de soerguimento e subsidência, associados a blocos falhados, em conjunto com processos isostáticos. Provavelmente os mecanismos de reativações observados têm relação com os episódios tectônicos mais recentes da Bacia da Foz do Amazonas e precisam ser melhor investigados.

Palavras-chave: Estratigrafia. Morfotectônica. Depósitos Pleistocênicos. Luminescência Oticamente Estimulada (LOE).

ABSTRACT

The present work is based on the study of the archaean-paleoproterozoic basement rocks, sedimentary rocks and also the pleistocenic sediments exposed along the Amapá state coast and surroundings. It is a multidisciplinary study that uses Remote Sensing Analysis, Structural Geology, Sedimentology, Stratigraphy, Geomorphology and Optically Stimulated Luminescence (OSL) Geochronology. The aim of the research is based on the investigation of the possible relationships between the neotectonic effects over the coastal and shallow marine landscape development and the presence of the Foz do Amazonas basin placed along the marine platform of the Amapá state. The remote sensing analysis showed the presence of three main sets of fractures and lineaments striking NE-SW, N-S and NW-SE. These directions correspond to the structural trends of the main fractures, shear zones, shear bands and lineations observed in the basement rocks. The geomorphologic domains present in the area are closely controlled by the basement faults and shear structures, affecting the drainage and relieve patterns, strongly suggesting a recent to sub-recent tectonic reactivation. The sedimentary studies pointed out the presence of two morphologic units: a *sandy terrace* and a *sandy-muddy terrace* with OSL ages from 80.000 to 30.000 years BP, differently from the early mappings that refer to these sediments as Miocene-Pliocene sedimentary rocks of the Barreiras Group. The Pleistocenic history of the coastal Amapá region was strongly affected by glacioeustatic processes and also neotectonic reactivations coeval with isostatic uplift and subsidence that are mostly related to the latter tectonic activities of the adjacent Foz do Amazonas basin.

Key-words: Stratigraphy. Morphotectonics. Pleistocenic Deposits. Optically Stimulated Luminescence (OSL).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- FIGURA 1 - Mapa de localização da área de trabalho (polígono vermelho) na região costeira e adjacências do estado do Amapá. 20
- FIGURA 2 - Hierarquia dos ciclos estratigráficos. 33
- FIGURA 3 - Espaço de acomodação em sistemas deposicionais. 35
- FIGURA 4 - Arquitetura deposicional em função do volume de acomodação e da taxa de suprimento sedimentar. 36
- FIGURA 5 - Trato de Sistema de Mar Baixo. 38
- FIGURA 6 - Trato de Sistema Transgressivo. 39
- FIGURA 7 - Trato de Sistema de Mar Alto. 40
- FIGURA 8 - Curva glacio-eustática do nível do mar inferida (linha sólida) derivada de dados de isótopos de oxigênio de foraminíferos plantônicos calibrado com terraços marinhos de Barbados (curva delineada por SCACKLETON e OPDYKE, 1973). Curva sintética (linha tracejada) calibrada com dados de terraços de Barbados e Nova Guiné e associada (os últimos 18.000 anos) a dados de curva do nível do mar de Nardin et al., (1981) (curva delineda por JOHNSON, 1973). O gráfico mostra a relação entre dados de isótopos de oxigênio e flutuações do nível do mar no Quaternário (modificado de IRION et al.,. 1997). 42
- FIGURA 9 - Mapa geológico de parte da região costeira do estado do Amapá, com destaque para as rochas do embasamento arqueano-paleoproterozóico aflorantes a oeste de Tartarugalzino e o domínio das rochas sedimentares a leste, estendendo-se por mais de 50km. 48
- FIGURA 10 - Mapa dos principais traços estruturais que delineam as bacias mesozóicas no litoral norte do Brasil. Observar particularmente a posição das dalhas da plataforma oceânica adjacente a costa do Amapá, com direções N-S destacadas. Em vermelho têm-se a seção sísmica W-E. 49
- FIGURA 11 - Seção sísmica W-E do Graben de Caciporé, mostrando o espessamento estratigráfico de seu depocentro, controlado por falha de alto ângulo com mergulho para leste. 50
- FIGURA 12A - Primeiro episódio distensivo (Neotriássico-Eojurássico), ligado à formação do Oceano Atlântico Central no Triássico, o qual formou o Gráben de Calçoene, da Bacia da Foz do Amazonas. 51
- FIGURA 12B - Segundo episódio distensivo (pré-Barremiano a Albiano) que levou a formação do Atlântico Equatorial Norte, do Gráben de Caciporé e das bacias do Marajó, Bragança-Vizeu, São Luis e Ilha Nova. 51

- FIGURA 12C - Terceiro episódio distensivo (Albiano) que levou a abertura do Oceano Atlântico Equatorial a partir do extremo leste da Placa Sul-Americana, dando início a formação das bacias Potiguar, Ceará, Barreirinhas e Pará-Maranhão. 52
- FIGURA 13 – Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas. 53
- FIGURA 14 - Mapa dos principais lineamentos estruturais interpretados a partir de imagens de sensores (SRTM e aerogeofísicas), com destaque para três direções principais: NE-SW (traços azuis), N-S (traços pretos) e NW-SE (traços vermelhos). O polígono vermelho indica a área de estudo e a linha tracejada (marrom) marca o limite de imageamento aerogeofísico a leste. 58
- FIGURA 15 - Mapa de drenagens interpretados a partir de imagens de sensores (SRTM, LANDSAT, GEOCOVER e RADARSAT), utilizado para análise e interpretação dos padrões morfológicos (drenagem e relevo) e individualização de possíveis compartimentos litoestruturais. 59
- FIGURA 16 - Mapa de compartimentos morfoestruturais do estado do Amapá, com destaque para a localização da área de trabalho (polígono vermelho). 64
- FIGURA 17 - Exemplo de relevo típico da planície sujeita a inundações periódicas, principalmente durante os meses de chuva, localizado aproximadamente 10km a nordeste de Tartarugalzinho (PT-08). 65
- FIGURA 18 - Relevo de serras, ao fundo, típicas da região estudada, moderadamente alinhadas na direção NW-SE, representadas por rochas do embasamento arqueano-proterozóico, tendo a frente parte da planície rebaixada. 66
- FIGURA 19 - Capas ferruginosas representadas por blocos de rochas concrecionadas de origem intempérica, responsáveis pelo aumento de resistência ao relevo diante da erosão. Ponto localizado na Serra do Tartarugalzinho (PT-29). 67
- FIGURA 20 - Quadro evolutivo esquemático de retrabalhamento da planície costeira do Amapá, com destaque para as mudanças nos padrões morfológicos (drenagem e relevo), em função da influência de maré (enchente e vazante) e processos neotectônicos. 69
- FIGURA 21 - Canal de drenagem abandonado, escavado no domínio de planícies fluviais, cercado por elevações de baixa amplitude (PT-23), observado a aproximadamente 10 km a oeste da vila Tucumã. 70
- FIGURA 22 - Mapa geológico da região do município de Tartarugalzinho e adjacências, com destaque para os pontos visitados ao longo da área. 72

- FIGURA 23 - Rocha granítica isotrópica de granulação média a grossa, com textura porfirítica observada no PT-19 (A). Corte de estrada na rodovia BR-156 no PT-32, mostrando rochas do embasamento intensamente alteradas, formando saprólito (B). 73
- FIGURA 24 - Blocos de rochas graníticas rolados sobre a paisagem (PT-17), sendo resultado do intenso intemperismo ocorrido na região (A). Lajedo de rocha granítica encontrada no leito do rio Flexal (PT-21), onde é possível observar a rocha fresca, pouco alterada (B). 73
- FIGURA 25 - Bandas de cisalhamento (PT-04) com 2 a 4 cm de espessura, orientadas em duas direções principais: NW-SE (110°Az) e aproximadamente E-W (A). Veio pegmatítico (PT-19) de composição quartzo-feldspática, orientado na direção N-S (B). A seta preta indica a direção do norte. 74
- FIGURA 26 - Anfibolitos aflorando do leito e nas margens do rio Tartarugalzinho (PT-02). Estes corpos estão dispostos em uma faixa quilométrica, orientada na direção NW-SE. 74
- FIGURA 27 - Anfibolito com foliação espaçada disjuntiva em posição ($60/220$), orientada na direção NW-SE (A). Lineação de estiramento mineral na posição $25/150$, observada nos anfibolitos (B). Ambas as fotos foram tiradas no PT-02, às margens do rio Tartarugalzinho. 75
- FIGURA 28 - Veio pegmatóide de composição quartzo-feldspática, com 40 cm de largura por 15 m de comprimento, cortando discordantemente os anfibolitos na direção N-S (A). Fraturas com direção NE-SW observadas nos anfibolitos (B). Ambas as fotos foram tiradas no PT-48, no leito do rio Tartarugal Grande. 75
- FIGURA 29 - Afloramento mostrando pacotes de quartzito subverticais métricos, orientados na direção NW-SE (120°Az), em um garimpo desativado 10 km a sul de Tartarugalzinho (PT-28). 76
- FIGURA 30 - Foto em detalhe do quartzito (PT-28), mostrando que parece ter sido preservada a estruturação primária (S0) do protólito sedimentar, com atitude $45/205$. 77
- FIGURA 31 - Afloramento de rocha granulítica, com foliação espaçada disjuntiva anastomótica orientada na direção NE-SW (40°Az). Estas rochas afloram (PT-49) no leito de um dos afluentes do rio Tartarugal Grande, a sudoeste de Tartarugalzinho. 78
- FIGURA 32 - Dique de rocha básica (diabásio) orientado na direção N-S, cortando discordantemente as rochas do embasamento (A). Foto em detalhe do dique, mostrando a coloração cinza e textura porfirítica fina, sendo classificado no campo como diabásio (B). Ambas as fotos foram tiradas

no PT-32, 5 km a sul de Tartarugalzinho, às margens da rodovia BR-156. 78

FIGURA 33 - Rocha granítica alterada (PT-43), onde ainda é possível observar a trama dúctil, orientada na direção de estruturação regional (NW-SE) observada na área. 80

FIGURA 34 - Saprólito do embasamento (setas vermelhas) observada próximo a margem oeste do Lago Novo (PT-44), mostrando que intensa alteração gerou solos argilosos, de coloração branco-avermelhada. 81

FIGURA 35 - Contato discordante desenvolvido em onlap entre o Terraço areno-argiloso (pleistocênico) com o embasamento arqueano-paleoproterozóico, observado em corte de estrada na rodovia BR-156 no ponto PT-34. 82

FIGURA 36 - Quadro morfológico dos depósitos pleistocênicos, comparando as idades geocronológicas obtidas por LOE com a curva do nível do mar criada para a região costeira do Amapá a partir de 80.000 anos AP. 85

FIGURA 37 - Seção geológica (S-N) obtida a partir de fotomosaico em corte de estrada na rodovia BR-156 (Local PT-33), mostrando a distribuição do Terraço areno-argiloso que recobre discordantemente às rochas do embasamento (Perfil 2). Indicação da Amostra (Am-03) na base do afloramento para a datação por LOE (Detalhe A). 86

FIGURA 38 - Seção geológica (S-N) em corte de estrada na BR-156 (local PT-36), mostrando a distribuição contínua do Terraço Marinho. Foram coletadas duas amostras (AM-01 e AM-02) para a datação por LOE, uma no topo do afloramento (Detalhe A) e outra próxima a base (Detalhe B). Nesse afloramento observa-se da base para o topo, estratificação heterolítica inclinada e acamamento wavy (Perfil). 87

FIGURA 39 - Seção geológica (S-N) em corte de estrada na BR-156 (Local PT-34), mostrando a distribuição do Terraço Marinho que recobre discordantemente às rochas do embasamento. Nesse afloramento observa-se uma espessa camada de argila com laminação plano-paralela (Perfil), depositada provavelmente, no ambiente de inframaré. 88

FIGURA 40 - Bloco de arenito ferruginizado, apresentando estratificação cruzada tabular com set de 40cm de espessura (PT-51). 90

FIGURA 41 - Blocos de arenitos intensamente ferruginizados, dificultando a observação e descrição faciológica desses depósitos. Estes blocos atuam como sustentação do relevo (PT-51). 91

FIGURA 42 - Estratificação cruzada acanalada (linha tracejada), observada em corte de estrada na rodovia BR-156 (PT-33). 92

- FIGURA 43 - Estratificação heterolítica inclinada, com intercalações de pelito e areia fina, observada em corte de estrada (N-S) na rodovia BR-156 (PT-36). 93
- FIGURA 44 - Estratificação cruzada tangencial com mud drapes formando pares (setas pretas). Observa-se ritmitos areia/pelito na base do set (seta vermelha). Corte de estrada (N-S) na margem da rodovia BR-156 (PT-33). 93
- FIGURA 45 - Camadas tabulares de argila com laminação plano-paralela na base (seta preta) e ritmitos silte/areia, formando camadas tabulares acima. Corte de estrada (N-S) na rodovia BR-156 (PT-33). 94
- FIGURA 46 - Ritmito areia/pelito, com acamamento wavy. Observado em corte de estrada na rodovia BR-156 (PT-33). 95
- FIGURA 47 - Reconstituição paleoambiental dos depósitos pleistocênicos da região costeira do Amapá, característico de um sistema de canais meandrantés que evoluem sobre a planície de inundação. 99
- FIGURA 48 - Seções esquemáticas mostrando a evolução da planície costeira do Amapá, a partir do Pleistoceno Superior (80.000 anos AP) até o recente, com destaque para relação entre as variações do nível do mar, a sedimentação e os movimentos neotectônicos ocorridos. 101

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
1.1 APRESENTAÇÃO	17
1.2 OBJETIVOS	18
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À AREA ESTUDADA	19
1.4 MÉTODOS E ATIVIDADES REALIZADAS	20
1.5 DEFINIÇÕES DE TERMOS E CONCEITOS APLICADOS	23
1.5.1 Geomorfologia Fluvial	24
1.5.2 Geomorfologia Costeira	25
1.5.3 Neotectônica e Morfotectônica	27
1.5.4 Estratigrafia de Sequências em Sistemas Depositionais Costeiros e Marinhas	31
1.5.4.1 Hierarquia dos Ciclos Estratigráficos.....	31
1.5.4.2 Aspectos Fisiográficos de Sistemas Depositionais Costeiros e Marinhas	34
1.5.4.3 Espaço de Acomodação em Sistemas Depositionais.....	34
1.5.4.4 Superfícies Depositionais em Sistemas Costeiros e Marinhas.....	35
1.5.4.5 Tratos de Sistemas Depositionais	37
1.5.5 Variações Eustáticas do Nível do Mar Durante o Pleistoceno	40
1.5.6 Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE)	42
2 GEOLOGIA REGIONAL	46
2.1 ÁREA EMERSA - EMBASAMENTO E COBERTURAS FANEROZÓICAS	46
3 ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS	57
3.1 LEITURA E ANÁLISE DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS	60
3.2 INTERPRETAÇÕES DOS LINEAMENTOS	61
4 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS	63
5 GEOLOGIA DA REGIÃO COSTEIRA DO ESTADO DO AMAPÁ	71
5.1 ROCHAS DO EMBASAMENTO	71
6 DEPÓSITOS PLEISTOCÊNICOS	82
6.1 ASPECTOS MORFOLÓGICOS	82
6.2 IDADES (LOE)	83
6.3 ANÁLISE FACIOLÓGICA.....	89
6.3.1 Descrição e Interpretação das Fácies	89
6.3.1.1 Arenito grosso a conglomerático com estratificação cruzada tabular - At	89

6.3.1.2 Arenito grosso a conglomerático / estratificação cruzada acanalada - Aa	90
6.3.1.3 Cascalho / areia com estratificação cruzada acanalada - Caa.....	91
6.3.1.4 Areia / pelito com estratificação heterolítica inclinada - APh.....	92
6.3.1.5 Pelito laminado - PL	94
6.3.1.6 Ritmito areia / pelito com acamamento wavy - RAPw	95
6.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES (AF).....	96
6.4.1 Canal Fluvial (AF₁).....	96
6.4.2 Canal de Maré Meandrante (AF₂).....	97
6.4.3 Planície de Maré (AF₃).....	97
6.5 MODELO DEPOSICIONAL	98
7 DISCUSSÕES FINAIS	100
8 CONCLUSÕES	105
REFERÊNCIAS.....	107

1 INTRODUÇÃO

O embasamento do Cráton Amazônico, na região do litoral norte do Brasil, é formado por zonas de cisalhamento que compõem os sistemas estruturais dos cinturões de alto grau metamórfico e terrenos granito-greenstone, com origens no Arqueano (BIZZI et al., 2003).

Muitas dessas zonas de cisalhamento experimentaram reativações desde o Meso a Neoproterozóico, continuando até o recente, com alternância de eventos de fragmentação e compressão relacionados aos estágios iniciais de diversos ciclos de Wilson (COSTA et al., 2002).

Os demais períodos de reativação das principais zonas de fraqueza do Pré-Cambriano referem-se aos eventos tectônicos que respondem pela formação das bacias paleozóicas, mesozóicas, cenozóicas e recentes (SOARES, 2007).

O controle da geometria e cinemática das zonas de cisalhamento na propagação dos sistemas estruturais que ocorreram desde o Mesozóico, está associado aos pulsos extensionais que promoveram a separação dos continentes e a formação do Atlântico Norte e Atlântico Equatorial (SOARES, op. cit.; COSTA, op. cit.).

A caracterização cinemático-geométrica destes sistemas, bem como o desenvolvimento geodinâmico da margem passiva equatorial em consonância com a evolução da paisagem na região costeira do Amapá, têm sido apenas localmente investigados (SOARES, op. cit.; COSTA, op. cit.).

A interação entre os processos tectônicos, erosivos, sedimentológicos e a dinâmica costeira, incluindo os fatores glacio-eustáticos, interferem de modo rápido no modelamento da paisagem desse segmento, com reconfigurações importantes no padrão de sedimentação e no relevo (SOARES, op. cit.).

A leitura destas modificações pode ser feita nos depósitos sedimentares, mas o estudo destes depósitos ainda é incipiente, principalmente no que concerne a última fase de deposição pleistocênica. Os dados referentes a esta fase são pontuais e por isso são geralmente homogêneos nos mapeamentos regionais.

A falta de sistematização dos dados associada a uma investigação estratigráfica incipiente tem prejudicado uma avaliação mais precisa no tempo e no espaço dos principais processos e eventos ocorridos na região costeira do Amapá.

A coluna estratigráfica neógena desta região é ainda pouco conhecida e, até o momento, as unidades sedimentares pleistocênicas têm sido apontadas como pertencentes ao Grupo Barreiras, de idade miocênica (CPRM, 2004; IBGE, 2007; ROSSETI et al. 1989, LIMA et al., 1991; SILVEIRA, 1998; ROSSETI, 2001).

Para desvendar esta história evolutiva, o presente estudo envolveu uma avaliação multidisciplinar dos depósitos sedimentares com base no sensoriamento remoto, geologia estrutural, sedimentologia, estratigrafia, geomorfologia e datação absoluta por Luminescência Oticamente Estimulada (LOE).

Na plataforma oceânica adjacente à costa do Amapá está presente a Bacia da Foz do Amazonas, representando parte do conjunto de bacias costeiras relacionadas à abertura do oceano Atlântico no Mesozóico. A história geológica desta bacia é relativamente bem conhecida em função de investigações de hidrocarbonetos.

Não há, até o momento, nenhuma tentativa de se estudar a relação evolutiva dos ambientes de deposição da região costeira do Amapá e da Bacia da Foz do Amazonas. Logo, as histórias evolutivas para essas duas regiões permanecem distintas, sem aparente relação.

1.1 APRESENTAÇÃO

O presente trabalho reúne dados referentes à geologia das rochas do embasamento arqueano – paleoproterozóico e das rochas sedimentares que afloram na região costeira do estado do Amapá e adjacências.

Para este trabalho foi escolhida como área-piloto o polígono com bordas meridionais localizadas a oeste cidade de Tartarugalzinho, compreendendo grande parte da região dos lagos, ao norte do rio Araguari, incluindo indiretamente a área submersa da Bacia da Foz do Amazonas.

Neste aspecto, o trabalho tem como objetivo a investigação das possíveis relações entre a tectônica neógena / recente com a evolução geológica e

paisagística dos ambientes costeiros e marinhos rasos, relacionados a distintos eventos morfotectônicos, no contexto da dinâmica deposicional da desembocadura do rio Amazonas e adjacências.

Pretende estudar as relações cartográficas entre as principais unidades litoestratigráficas que afloram na porção leste da área estudada, além da caracterização estratigráfica e sedimentológica dos depósitos sedimentares expostos.

Para este estudo leva-se em consideração preliminar a possibilidade de esta área estar vinculada à borda oeste da Bacia da Foz do Amazonas, cujo atual depocentro encontra-se submerso na plataforma continental adjacente.

Essa situação será investigada neste trabalho levando em conta as ferramentas disponíveis, considerando-se a necessidade de se estabelecer vínculo geológico em regiões adjacentes e contínuas geologicamente.

O trabalho foi dividido em três etapas: (1) a pesquisa bibliográfica e confecção de mapas base na escala regional 1:500.000, através da leitura e análise visual de imagens de sensores remotos; (2) coleta de dados de campo com ênfase em observações estruturais, geomorfológicas e estratigráficas; complementarmente foram feitas datações de sedimentos pelo método da Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE), finalizado com (3) análise, integração e interpretação dos dados obtidos.

Neste contexto, na região costeira do estado do Amapá, estão expostas rochas do embasamento e rochas sedimentares ditas neógenas, sobrepostas por sedimentos recentes cujas relações estratigráficas e tectônicas encontram-se ainda pouco estudadas (CPRM, 2004; IBGE, 2007; SILVEIRA, 1998).

1.2 OBJETIVOS

A pesquisa aqui proposta tem como objetivos:

- 1) Elaboração da cartografia geológica da região compreendida entre a região dos lagos, na costa leste do Amapá e a região de domínio de rochas do embasamento arqueano-paleoproterozóico, proeminentemente exposto a oeste da cidade de Tartarugalzinho;

2) Iniciar estudos de re-estruturação estratigráfica para as rochas sedimentares e sedimentos expostos na área, com base em observações e datações por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE);

3) Investigar a possibilidade de elaboração de um modelo geométrico e cinemático regional capaz de expressar as posições e movimentos dos blocos crustais responsáveis pela composição atual entre paisagem e sedimentação/erosão.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA ESTUDADA

A área escolhida para estudos está localizada no município de Tartarugalzinho, no estado do Amapá. Tem como áreas piloto às adjacências da cidade de Tartarugalzinho, compreendendo grande parte da “região dos lagos”, ao norte do rio Araguari, incluindo indiretamente a área submersa da Bacia da Foz do Amazonas (FIGURA 1).

Para se chegar à área partindo-se de Belém para Macapá, a via aérea é a mais rápida, com vôos que duram aproximadamente 35 minutos. A partir de Macapá o acesso a área é feito por via terrestre, com duração de 4 horas, através da rodovia pavimentada BR-316 até a cidade de Tartarugalzinho, que serve oferece condições básicas como sede logística.

O deslocamento na área de estudo é feito através de estradas vicinais, sem pavimentação e que se distribuem de maneira escassa pela área, ou ainda, pelos rios que se distribuem por toda a região, principalmente os rios Araguari, Tartarugalzinho e Tartarugal Grande.

(1) Metodologia de Campo:

Foram realizadas duas campanhas de campo, a primeira de 23 a 28 de setembro de 2008 e a segunda de 23 a 30 de setembro de 2009, onde foram aplicadas técnicas de mapeamento geológico básico, para reconhecimento regional e mapeamento litoestratigráfico das rochas expostas na área.

O trabalho de campo buscou (1) coleta de dados estruturais; (2) a coleta de dados geomorfológicos e; (3) a coleta de dados estratigráficos / sedimentológicos.

❖ Coleta de dados Estruturais:

a) Estudos detalhados dos elementos tectônicos associados particularmente às rochas do embasamento pré-cambriano, com a coleta de dados relacionados à geometria e cinemática das estruturas tectônicas (rejeitos de falhas, eixos de dobras, estrias e ressaltos em planos de falhas e lineações) seguindo os procedimentos descritos por (RAMSAY et al., 1987; PASSCHIER et al., 1990; McCLAY, 1991; TWISS e MOORES., 1992; DAVIS et al., 1996). Nos afloramentos foram desenhados croquis esquemáticos orientados, com destaque para a representação geométrica e cinemática das rochas expostas.

❖ Coleta de dados Geomorfológicos:

a) Descrição da paisagem no campo com mapeamento dos diferentes domínios de acreção e erosão, e suas disposições cartográficas em relação aos principais agentes erosivos e de deposição observados na área. Os locais onde se observam mudanças na paisagem, no padrão de drenagem ou mesmo nas formas de relevo foram marcados no GPS e posteriormente transferidos para uma base de dados móvel (*Palm Top*). Estes locais foram descritos com o auxílio de croquis esquemáticos, destacando-se os registros de altitude, formas de relevo, tipos de drenagem e domínios geomorfológicos.

❖ Coleta de dados Sedimentológicos / Estratigráficos:

- a) Individualização e descrição de fácies segundo Walker (1992), compreendendo: *i)* individualização e descrição de fácies, caracterizando composição, geometria, identificação de texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente; e *ii)* a associação de fácies, que agrupa fácies contemporâneas e cogenéticas, com distintos padrões de empilhamento;
- b) A descrição dos pacotes sedimentares, na escala dos diferentes litotipos e de afloramentos, com o auxílio de perfis colunares e seções panorâmicas. Os perfis colunares foram desenhados em cadernos milimetrados através da observação e descrição das estruturas sedimentares (estratificações cruzada tabular e acanalada; laminação plano-paralela, estratificação heterolítica inclinada, etc). A espessura dos pacotes foi estimada visualmente no afloramento. As seções panorâmicas foram montadas com o auxílio do programa *FotoStitch*, que produz a superposição das fotos, gerando fotomosaicos dos afloramentos, posteriormente tratados no programa *Corel Draw* tendo como produto as seções panorâmicas.
- c) Seleção de intervalos estratigráficos em afloramentos para a coleta de amostras para a datação por LOE. Foram selecionados pontos para coleta na base, no topo e em níveis intermediários, priorizando os níveis arenosos que têm maiores concentrações de grãos de areia usados para datação. Para a coleta dos sedimentos foram utilizados tubos de PVC, com 8cm de diâmetro e 45cm de comprimento. Estes tubos foram enterrados em posição horizontal, manualmente por percussão a marreta. Após a retirada dos tubos, as duas extremidades foram vedadas para evitar contaminação e penetração de luz.

(2) Metodologia de laboratório / escritório:

- a) Foi realizada pesquisa bibliográfica e cartográfica do acervo existente, com o objetivo de reunir em textos e mapas os dados disponíveis sobre a geologia e cartografia da área, enfatizando os aspectos relacionados às

características tectônicas, geomorfológicas, estratigráficas e sedimentológicas das rochas expostas na área;

b) Interpretação visual de imagens de sensores remotos (SRTM, LANDSAT, GEOCOVER, RADARSAT E JERS), além de imagens aerogeofísicas regionais (aerogamespectometria), nas escalas disponíveis para a área estudada, com preparação de “mapas temáticos” integrados digitalizados manualmente utilizando a plataforma GIS (ArcMap 9). Este estudo seguiu o método sugerido por Veneziani e Dos Anjos (1982) e Paradella et al. (1998). As imagens aerogeofísicas fazem parte da Base de dado de Projetos Aerogeofísicos do Brasil (AERO), criado em 1995 pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

c) Identificação dos lineamentos estruturais – relevo e drenagem – e compartimentos de relevo a partir de imagens de sensores remotos. Este procedimento levou em consideração a leitura, análise e interpretação dos padrões morfológicos (drenagem e relevo) e; individualização dos domínios litoestruturais, tendo como consequência a geração do mapa base (estrutural, geológico e geomorfológico) na escala de montagem 1:500.000. Os lineamentos foram digitalizados manualmente em ambiente SIG (ArcMap 9), sendo que os atributos numéricos (direção, comprimento, densidade, interseções e espaçamento) foram computados utilizando as ferramentas do programa ArcToolBox, conforme estudo adotado por (CLARK e WILSON., 1994; ODLING, 1997; SOLOMOM e GHEBREAB, 2006).

d) Datação de amostras de sedimentos pelo método da Luminescência Oticamente Estimulada (LOE), realizadas no Laboratório de Vidros e Datação da FaTec-SP, no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG-USP).

1.5 DEFINIÇÕES DE TERMOS E CONCEITOS APLICADOS

É apresentada a seguir, uma síntese conceitual sobre aspectos relacionados à Geomorfologia, Neotectônica e Estratigrafia de Sequências, usados neste trabalho.

1.5.1 Geomorfologia Fluvial

A *Geomorfologia Fluvial* é o campo da geomorfologia que se dedica a estabelecer relações entre os processos de erosão e deposição resultantes do escoamento da água em canais fluviais e as formas de relevo dele derivadas (NOVO, 2008).

Segundo Novo (2008) a forma e o padrão dos canais fluviais estão, em geral, ajustados à hidrologia da bacia de drenagem, a qual controla a vazão sólida e líquida que escoam em um dado segmento de rio e, à geologia da bacia (litologia e arcabouço estrutural).

Os rios são poderosos agentes geomorfológicos capazes de erodir, transportar e depositar sedimentos. A potência de um rio pode ser definida como sua capacidade de erodir e transportar sedimentos. Esse material erodido e transportado compõe a sua carga, que pode ser dissolvida, em suspensão e do leito (NOVO, op. cit.).

Em termos geomorfológicos pode-se dividir o ambiente fluvial em dois subambientes: (1) *depósitos de acreção lateral* e (2) *depósitos de acreção vertical* (LEOPOLD e WOLMAN, 1957). Os primeiros são resultantes da redistribuição em área dos sedimentos disponíveis, muito ativos em barras de meandros. Por sua vez, os de acreção vertical relacionam-se a depósitos por sedimentos em suspensão, a exemplo do que acontece na planície de inundação.

Do ponto de vista prático, três são os principais grupos de depósitos fluviais, os quais incluem tipos de depósitos característicos para cada grupo (SUGUIO, 1980), conforme é mostrado na TABELA 1.

TABELA 1 - Principais grupos de depósitos fluviais, com os tipos característicos de cada grupo seguido de uma descrição sucinta.

GRUPOS DE DEPÓSITOS FLUVIAIS	TIPOS DE DEPÓSITOS	DESCRIÇÃO
DEPÓSITOS DE CANAL	<i>Depósitos residuais de canais</i>	São constituídos da fração mais grossa do sedimento (cascalho), selecionados e deixados por acumulação residual.
	<i>Depósitos de barra em meandro ou barra em pontal</i>	Formam feições conspícuas no lado convexo dos meandros tipificados por cordões recurvados. Cada cordão representa uma fase de migração do canal.
	<i>Depósitos de barras de canais</i>	São controlados, principalmente, pelos processos de acreção lateral e vertical, além da escavação e abandono do canal.
	<i>Depósitos de preenchimento de canais</i>	Representam o "entulhamento" devido ao aumento na taxa de sedimentação e a consequente redução da profundidade de um canal ativo.
DEPÓSITOS MARGINAIS	<i>Depósitos de diques naturais</i>	São corpos litológicos em forma de cordões sinuosos, com seção transversal triangular que margeia os canais fluviais.
	<i>Depósitos de rompimento de diques naturais</i>	São formados quando a cheia ultrapassa os diques naturais por meio de canais abertos através deles.
DEPÓSITOS DE PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO	<i>Depósitos de planície de inundação e pântanos</i>	São formados quando as águas ultrapassam os diques naturais, nas regiões planas que margeiam os canais fluviais, sendo em sua maioria argilosos.

Fonte: Modificado de Suguio (1980).

1.5.2 Geomorfologia Costeira

O ambiente costeiro caracteriza-se pelas freqüentes mudanças, tanto espaciais quanto temporais, que resultam em uma variedade de feições geomorfológicas e geológicas (ROSSETI, 2008).

A dinâmica no ambiente costeiro é resultante da complexa interação de processos deposicionais e erosivos, que estão relacionados com: **a) correntes de maré, b) ação de ondas e c) correntes litorâneas**, além de influências antrópicas que podem atingir proporções significativas, modificando as paisagens naturais nesse contexto (ROSSETI, op. cit.).

a) Correntes de Maré: são produtos da flutuação periódica no nível da água em função do movimento de rotação da Terra, combinado ao efeito gravitacional causado pela atração da Lua e, secundariamente, do Sol.

As variações de maré são classificadas de dois tipos: 1) *maré de sizígia* e 2) *maré de quadratura*. Na primeira a altura e amplitude de maré atingem valores máximos, durante as fases de Lua Cheia e Nova, quando o Sol e a Lua acham-se

alinhados. Na segunda a maré atinge amplitudes mínimas quando o Sol e a Lua estão alinhados formando um ângulo reto com a Terra.

As marés podem ser classificadas ainda em: **micromaré**, quando apresentam amplitude inferior a 2 m; **mesomaré** apresentam marés com amplitudes variando entre 2 m e 4 m, como é o caso do litoral nordeste do Brasil e **macromarés**, caracterizadas por marés com amplitudes superiores a 4 m, mas que podem atingir até 16 m, como é o caso do litoral norte do Brasil, principalmente entre os estados do Amapá, e Maranhão, onde a costa é tipicamente submergente com amplitude de maré atingindo médias de 6 m a 8m.

A influência da maré no ambiente costeiro gera a formação dos depósitos de planície de inundação ou planície de maré, que podem ser subdivididos em três zonas: (1) *inframaré*, (2) *intermaré* e (3) *supramaré* (ROSSETI, 2008).

A zona de *inframaré* corresponde à porção subaquosa localizada abaixo do limite de maré baixa, dominada por deposição de sedimentos argilosos, principalmente por acréscimo lateral. A zona de *intermaré* corresponde à área entre as marés baixa e alta, onde ocorre a sedimentação por acréscimo lateral e agração, sendo dominada por deposição de pelitos.

A *supramaré* é a área que se encontra acima do nível de influência da maré, sendo atingida somente quando ocorrem marés muito altas ou tempestades.

b) Ação de Ondas: ondas são rugosidades formadas na superfície da água devido à ação do vento. À medida que o vento sopra, sua energia é transferida para a superfície da água, que então se desloca pra baixo e para cima, em razão de variações locais na pressão do ar.

c) Correntes Litorâneas: incluem fluxos unidirecionais que podem se desenvolver ao longo da costa ou da costa em direção ao mar.

A zona costeira está sujeita à influência de fluxos de sedimentos provenientes do sistema fluvial, que interagem diretamente com os processos litorâneos, produzindo uma variedade de ambientes deposicionais e, conseqüentemente, de feições geomorfológicas (ROSSETI, op. cit.).

O ambiente costeiro constitui um laboratório natural que fornece informações a respeito da dinâmica de oscilação do nível do mar, tanto em tempos atuais como passados, já que os registros são preservados pelas sucessões sedimentares.

Dessa maneira a análise da paisagem costeira atual e da sua evolução no tempo geológico permite reconstruir os padrões de variações do nível do mar, assim como compreender os diversos fatores que influenciam em suas mudanças com o decorrer do tempo, seja em termos geológicos ou geomorfológicos, auxiliando na prevenção que de impactos negativos sobre as populações que vivem em áreas costeiras (ROSSETI, 2008).

1.5.3 Neotectônica e Morfotectônica

O termo *Neotectônica* foi aplicado pela primeira vez por Obruchev (1948) para referir-se aos movimentos da crosta terrestre cujas manifestações ocorreram durante o período englobando o Neógeno e o Quaternário, e assumiram um papel decisivo na formação da topografia contemporânea.

Uma definição mais recente postulou a ausência de limites temporais rígidos, assumindo para a neotectônica um período que vai dos movimentos “instantâneos” (sísmicos) até os de idade superior a 10^7 anos, quando isso for necessário ao entendimento da origem dos movimentos registrados (SAADI et al., 2008).

O termo *Morfotectônica* ou também *Morfoneotectônica* se aplica ao estudo das relações de causa - efeito entre a atividade tectônica e a geomorfogênese (SUMMERFIELD, 1986; DOORNKAMP, 1986; SAADI, 1991; 1999). Nesse contexto devem ser considerados os efeitos geomorfológicos da atividade tectônica (ou neotectônica), reservando o tempo *morfoestrutural* para as formas de relevo adaptadas, no momento de sua formação, à presença de estruturas geológicas passivas, estabilizadas, incluindo falhas (MESCHERIKOV, 1968).

De acordo com Hasui (1990), no caso da Plataforma Sul-Americana essas idades são marcadas por registros geológicos que coincidem com as manifestações finais do evento extensional Sul Atlântico.

Stewart e Hancock (1994) consideraram a neotectônica como parte da tectônica voltada para os movimentos atuais da Terra, onde estruturas e paisagens estão relacionadas a estruturas recentes. Enfatizaram aspectos do campo de *stress* contemporâneo e, particularmente os métodos que permitem o estudo das inferências sobre a orientação dos eixos desse elipsóide de *stress*.

Esses autores apresentaram definições para as disciplinas relacionadas com a neotectônica (sismotectônica, sismologia, arqueossismologia, paleossismologia, morfotectônica e tectonogeomorfologia), e conceitos de aplicação geral na neotectônica, como aqueles relacionados à sismicidade, e os relacionados à identificação de estruturas ativas (falhas ativas, inativas ou extintas, falhas potencialmente ativas, intervalo de recorrência e tempo de repetição).

Segundo Mescherikov (1968) apud Bemerguy (1997) nas regiões de plataforma continental, a amplitude da deformação neotectônica (soerguimento ou depressão) é normalmente medida em dezenas ou poucas centenas de metros (como na Planície do leste Europeu), com um valor máximo de 1 a 1,5 km (por exemplo no Platô do Colorado, Platô do leste Siberiano, Platôs Africanos).

A investigação neotectônica pode ser realizada tanto através de instrumentos sofisticados (geodésicos, geofísicos e sensores remotos), quanto pela observação e análise do registro dos fenômenos naturais, através do levantamento de dados históricos, arqueológicos e geológicos, os quais são investigados em amplitudes de tempo bastante diferentes.

Por exemplo, 10.000 a 1.000.000 de anos para os dados geológicos e, no máximo 100 anos para os sismológicos. As datações e o estabelecimento da cronologia dos eventos neotectônicos são obtidas através dos métodos de radiometria (Carbono-14), radiologia (termoluminescência e ressonância “*spin*” eletrônica), geocronologia com aminoácidos e dos experimentos com morfometria de escarpas de falhas (STEWART e HANCOCK, 1994).

Na Amazônia, os processos neotectônicos são responsáveis por gerar anomalias nas bacias hidrográficas e irregularidades nas sequências sedimentares que resultam de movimentos crustais a partir do Neógeno (Mioceno – Plioceno) e do Pleistoceno Superior ao Recente (SAADI, 2008.).

As anormalidades são marcadas por feições estruturais, sendo que as principais são: anomalias de drenagem, formas de lagos, capturas fluviais e sistemas de relevo ou compartimentos de relevo (SAADI, op. cit.).

Segundo Howard (1967) anomalia de drenagem constitui um desvio local, em algum lugar, da drenagem regional e/ou padrão de drenagem, tendo por base sua conhecida estrutura regional e/ou topografia.

De Blieux (1949) considera o padrão de drenagem esperado, como normal, e os seus desvios, como anomalias. Com efeito, entende-se que uma anomalia sugere mudanças na geologia estrutural e, como consequência, nas formas de relevo em âmbito regional.

Portanto, anomalia de drenagem significa um desvio inesperado de uma ou mais drenagens em relação ao seu padrão. Como exemplo, cita-se um padrão dendrítico que, inesperadamente, mostra padrões anelar e radial, ou então um padrão paralelo que passa a exibir repentinamente, o padrão treliça recurvado ou treliça fratura.

Howard (1967) destaca como exemplos de *anomalias de drenagem* a presença de algumas feições e suas respectivas descrições (TABELA 2).

TABELA 2 - Principais feições anômalas de drenagem, com a indicação dos possíveis processos estruturas relacionadas.

FEIÇÕES ANÔMALAS DE DRENAGEM	DESCRIÇÃO
RETILINEARIDADE	É uma feição com extensos e retilíneos canais de drenagem inseridos em um padrão de drenagem que seja retangular ou treliça e geralmente está associado a fraturas.
MEANDROS LOCAIS	A ocorrência de meandros locais em um canal essencialmente reto, sugere a presença de uma estrutura dômica ou mudança abrupta no gradiente de um canal.
MEANDROS COMPRIMIDOS	Podem ocorrer em um sequência de menor índice de sinuosidade, insinuando também a presença de altos estruturais.
CANAL ENTRELAÇADO	A ocorrência local de canais entrelaçados, pode indicar a inabilidade da corrente em transportar carga de fundo, devendo estar relacionada a mudanças no gradiente provocada por altos estruturais.
ESTREITAMENTO DE CANAL OU VALE	Podem estar relacionados a presença de altos estruturais.
LAGOS, PÂNTANOS E DEPÓSITOS ALUVIAIS	A ocorrência localizada destas feições podem sugerir a presença de subsidência ou soerguimento.
DIQUES MARGINAIS (<i>LEVÉES</i>)	Diques marginais localizados ou largos são indicativos de subsidência, soerguimento ou de estruturas geológicas encobertas.
CURVAS ANÔMALAS	São indicativas, em sua maioria, de inversão de relevo ou então de marcante controle estrutural.

Fonte: Modificado de Howard (1967).

Podem ser citadas ainda feições como: assimetria distinta em relação aos comprimentos dos afluentes de uma drenagem; presença de janelas, como por exemplo, rochas do embasamento ígneo/metamórfico mais antigo, encaixado em sedimentos cenozóicos e também grande incidência de terraços (HOWARD, op. cit.).

Outra feição muito importante a ser observada é a ausência de divisor de águas, que tem como consequência o desenvolvimento de lagos (HOWARD, op. cit.).

Segundo Schumm (2002) os lagos são feições temporárias em termos de tempo geológico, que podem ser evidências de tectonismo. Eles podem ocorrer em várias escalas, ao longo de porções primárias e secundárias de uma rede de drenagem, e geralmente desaparecem por erosão e deposição ao longo do tempo.

Podem ser isolados, mas estão comumente unidos em uma área específica, ou podem estar alinhados ao longo de direções específicas. Lagos isolados indicam geralmente eventos locais de deslizamentos de terra ou colapsos, formando barragens / represas (SCHUMM, op. cit.).

Contudo, um conjunto de lagos pode indicar processos regionais relacionados ao clima (ou paleoclima), deformação neotectônica ou frequentemente uma combinação destes processos.

Lagos extensos devem ocupar bacias geológicas, e atividades tectônicas estão parcialmente ou totalmente envolvidas em suas formações. Alguns lagos atuam como coletores de drenagem e podem ocupar várias elevações, como por exemplo os lagos do altiplano boliviano (Titicaca, Popoo e Uyuni) que se encontram a 4000 m de altitude e estão associados com convergência de placas e soerguimento (SCHUMM, op. cit.).

Lagos alongados são lagos longos e estreitos, estando normalmente, superimpostos sobre estruturas do embasamento. Em bacias de subsidência, eles estão intimamente relacionados com atividades tectônicas (SCHUMM, op. cit.).

1.5.4 Estratigrafia de Sequências em Sistemas Depositionais Costeiros e Marinheiros

1.5.4.1 Hierarquia dos Ciclos Estratigráficos

Uma sequência deposicional representa um ciclo completo de deposição limitado, no topo e na base, por discordâncias erosivas ou suas conformidades correlativas (MITCHUM JR. et. al., 1977). A duração de uma sequência sedimentar será determinada pelo evento que controla a criação e a destruição do espaço de acomodação, tais como a subsidência tectônica ou a eustasia (EMERY e MYERS, 1996).

Os ciclos tectônicos de subsidência e soerguimento e os ciclos eustáticos de subida e queda do nível do mar podem atuar sob diferentes períodos de tempo.

Esses ciclos são usados para classificar as sequências em termos de sua ordem de duração, comumente chamados de *ciclos de primeira, segunda, terceira, quarta e quinta ordens*. O preenchimento da bacia pode ser dividido em uma hierarquia de sequências, cada uma representando o produto de uma ordem de ciclo tectônico ou eustático particular (EMERY e MYERS, op. cit.).

Quatro ordens de ciclos estratigráficos foram definidas por Emery e Myers (op. cit.), conforme observado na FIGURA 2. O ciclo de separação continental é definido por ciclos sedimentares de *onlap* e *offlap* dos supercontinentes de maior escala (> 50 Ma). Há somente dois destes ciclos no Fanerozóico: (1) Proterozóico Superior ao Permiano e (2) Triássico ao Recente (VAIL et. al., 1991).

Os ciclos de *primeira ordem* são controlados pela tectono-eustasia, como o caso de mudanças no volume das bacias oceânicas relacionadas com os ciclos tectônicos (EMERY e MYERS, op. cit.). A evolução de uma bacia sedimentar é interpretada como um ciclo de primeira ordem, onde a própria bacia é sua assinatura estratigráfica (VAIL, op. cit.).

Os eventos tectônicos de *segunda ordem* (3 – 50 Ma) são controlados por mudanças na taxa de subsidência tectônica na bacia ou por mudanças na taxa de soerguimento na área fonte dos sedimentos (VAIL, op. cit.).

Os ciclos de *terceira ordem* (0,5 – 3 Ma) são identificados pelo reconhecimento de ciclos individuais de criação e destruição do espaço de acomodação. Estes ciclos podem ser controlados por flutuações climáticas (VAIL, op. cit.).

Os ciclos de *quarta* (0,08 – 0,5 Ma), *quinta* (0,03 – 0,08 Ma) e *sexta* (0,01 – 0,03 Ma) *ordens* são explicados pelas perturbações cíclicas da órbita e da inclinação da Terra (Ciclos de Milankovitch). Estes ciclos representam as menores oscilações do nível o mar, causadas por variações climáticas determinadas por estas perturbações e que são registradas na forma das *parassequências* (PLINT et. al., 1992).

Van Wagoner et. al. (1988) definem *parassequência* como uma sucessão de camadas ou conjunto de camadas relativamente concordantes, geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha ou superfícies correlatas.

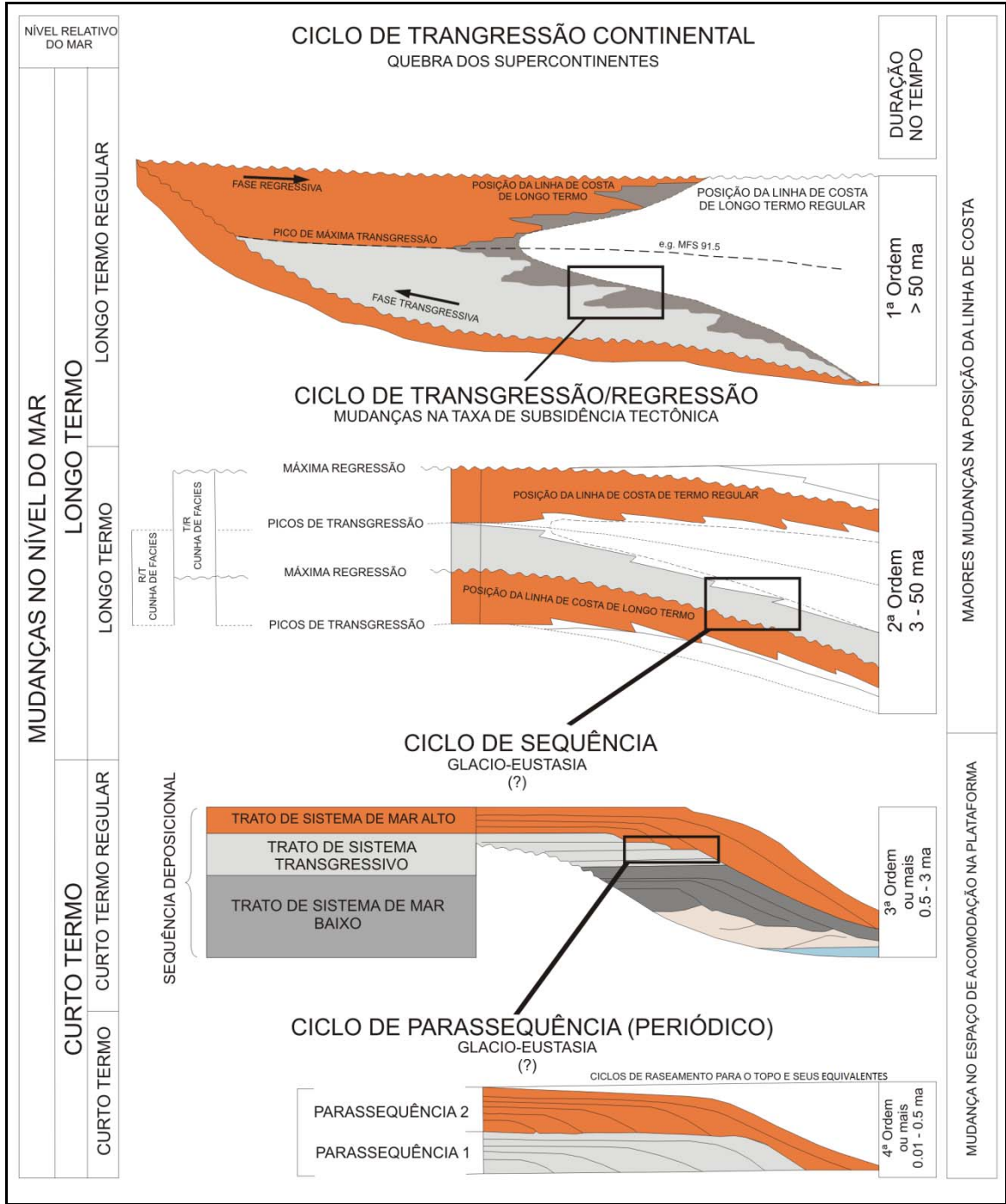


FIGURA 2 - Hierarquia dos ciclos estratigráficos.

Fonte: Modificado de Emery e Myers (1996).

1.5.4.2 Aspectos Fisiográficos de Sistemas Depositionais Costeiros e Marinhas

A planície costeira estende-se da linha da baía, setor a partir do qual desaparece a influência marinha, até a linha de costa. É caracterizada por sedimentação parálica e representa o segmento emerso do prisma sedimentar costeiro (ASSINE e PERINOTTO, 2001).

Este segmento pode ser depositado por (1) sistemas costeiros alimentados perpendicularmente à linha de costa por rios (leques costeiros e deltas), por correntes de maré (planície de maré) ou por ambos (estuários); (2) sistemas costeiros alimentados paralelamente à linha de costa por correntes marinhas litorâneas (planícies de cordões e ilhas barreiras / laguna) (ASSINE e PERINOTTO op. cit.).

A plataforma estende-se do limite inferior da antepraia até a quebra que define o limite superior do talude. Os sistemas deposicionais de plataforma são marinhos rasos e caracterizados em função do agente geológico dominante: ondas, tempestades, correntes de maré ou correntes oceânicas (ASSINE e PERINOTTO op. cit.).

1.5.4.3 Espaço de Acomodação em Sistemas Depositionais

Sedimentos em trânsito são depositados e preservados quando atingem locais situados abaixo do nível de base. O volume entre o nível de base e a superfície deposicional representa o espaço disponível para a sedimentação (FIGURA 3), ou seja, espaço de acomodação (JERSEY, 1988).

Em regiões costeiras, o nível de base é definido pelo nível do mar. Dessa forma, o espaço de acomodação é uma variável controlada pelo produto da interação entre as taxas de oscilação eustática e de subsidência da bacia (JERSEY, op. cit.).

Segundo Emery e Myers (1996) a elevação relativa do nível do mar causa aumento no espaço de acomodação e deslocamento da linha de costa em direção ao continente (transgressão marinha), ao passo que a queda relativa do nível do mar provoca diminuição e deslocamento da linha de costa em direção ao mar (regressão marinha).

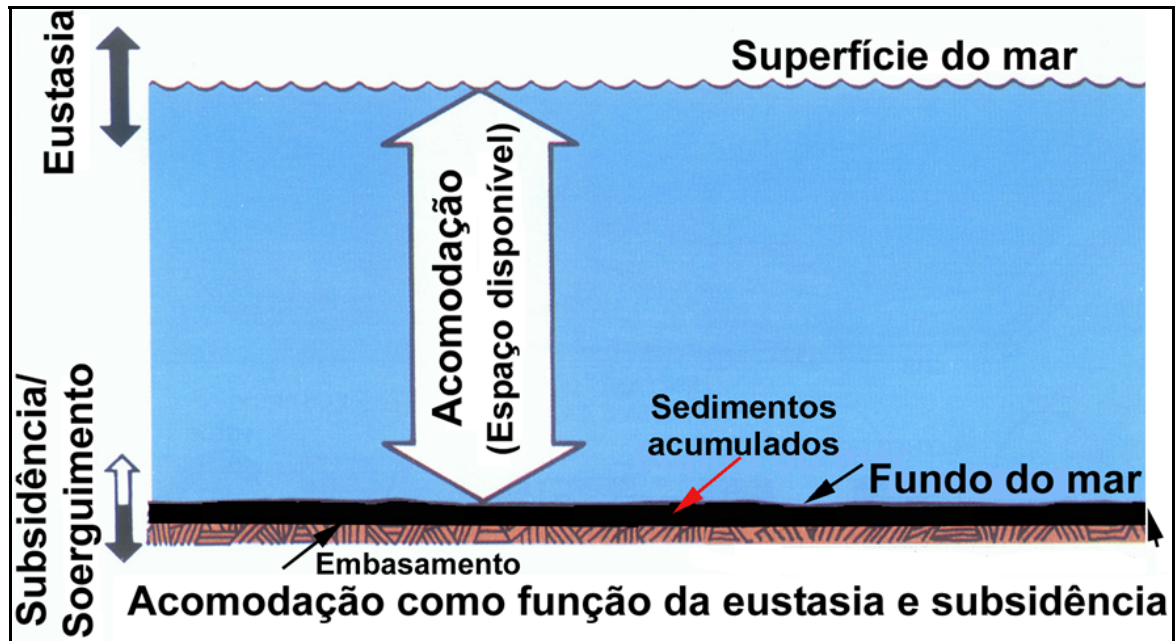


FIGURA 3 - Espaço de acomodação em sistemas deposicionais.

Fonte: JERSEY (1988).

1.5.4.4 Superfícies Depositionais em Sistemas Costeiros e Marinhas

O preenchimento sedimentar em sistemas siliciclásticos costeiros é lateral, seja no sentido do mergulho deposicional ou paralelamente à linha de costa. Neste tipo de preenchimento, as superfícies deposicionais são inclinadas em direção ao oceano, delineando formas sigmóides, denominadas *clinoformas* (EMERY e MYERS, 1996).

Superfícies deposicionais são as superfícies subaéreas (interface ar/sedimento) e subaquosas (interface água/sedimento) onde a sedimentação se processa. Uma superfície deposicional representa a morfologia do lugar de sedimentação em um determinado instante do tempo, constituindo um *horizonte cronoestratigráfico* (EMERY e MYERS, op. cit.).

A relação entre a taxa do suprimento sedimentar e a taxa de variação do nível relativo do mar controla a arquitetura do preenchimento do espaço de acomodação. Portanto, o empilhamento dos estratos será agradacional, progradacional ou retrogradacional (EMERY e MYERS, op. cit.), conforme observado na FIGURA 4.

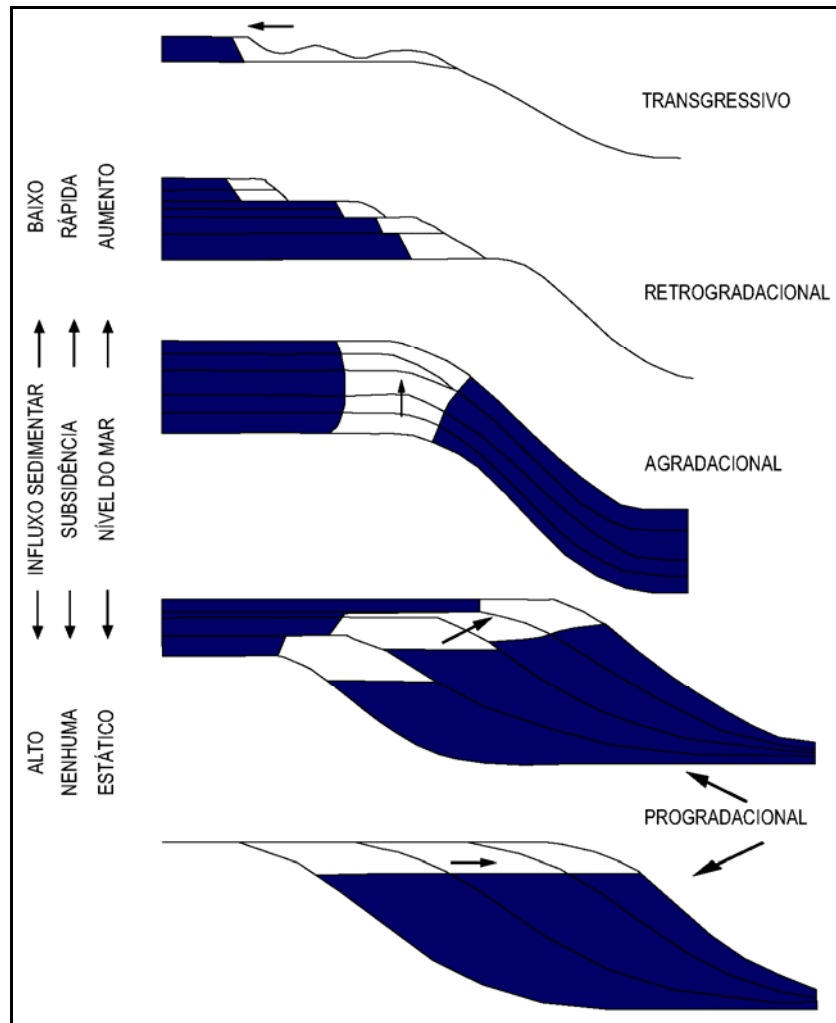


FIGURA 4 - Arquitetura deposicional em função do volume de acomodação e da taxa de suprimento sedimentar.

Fonte: Modificado de Emery e Myers (1996).

A agradação ocorre quando o suprimento de sedimentos e a geração de espaço de acomodação estão em equilíbrio. Os sucessivos conjuntos de fácies empilham-se verticalmente e não há migração de fácies (nem no sentido do continente, nem no sentido da bacia deposicional).

A *progradação de fácies* é caracterizada por um empilhamento estratigráfico vertical típico, que consiste de fácies marinhas recobertas por faixas litorâneas, que por sua vez, são recobertas por fácies de ambientes parálicos. A velocidade com que a progradação ocorre depende das taxas de suprimento sedimentar e de acomodação na plataforma.

A *progradação com regressão normal* consiste de regressão marinha deposicional, onde há progradação contínua de clinofomas sedimentares sem erosão do prisma costeiro (POSAMENTIER et. al., 1988).

A *progradação com regressão forçada* ocorre quando há queda acentuada do nível relativo do mar, exposição e erosão do prisma costeiro e de parte da plataforma, transporte dos sedimentos bacia adentro e redeposição por progradação a partir da nova linha de costa, definida pela posição mais baixa atingida pelo nível do mar (POSAMENTIER, op. cit.)

A *retrogradação* pode ocorrer quando houver regressão marinha com nível do mar em elevação, desde que a taxa de suprimento seja suficientemente alta para compensar o incremento na acomodação. Entretanto, se a taxa de suprimento for baixa e a taxa de elevação do nível do mar for alta, ocorrerá transgressão marinha.

1.5.4.5 *Tratos de Sistemas Deposicionais*

Termo proposto por Brown e Fisher (1977) para descrever sistemas deposicionais contemporâneos e geograficamente interligados. Posamentier *et al.*, (1988) ampliaram o conceito para o conjunto de sistemas deposicionais geograficamente interligados, cuja migração de fácies no tempo compreendido entre duas superfícies chave produz um empilhamento estratigráfico típico.

Trato de Sistema de Mar Baixo (TSMB) ocorre quando o gradiente da plataforma é maior que o do perfil de equilíbrio dos rios na planície aluvial / costeira, fazendo com que a queda relativa do nível do mar provoque erosão com incisão fluvial. O TSMB (FIGURA 5) superpõe a sequência sotoposta em discordância na borda e em conformidade no interior da bacia (ZAITLIN et al., 1994; ALLEN e POSAMENTIER, 1994; EMERY e MYERS, 1996).

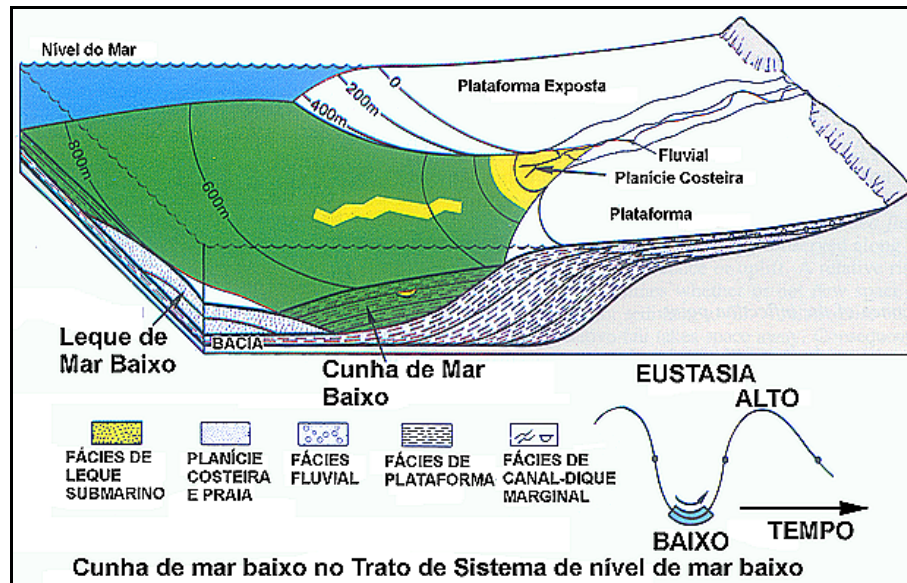


FIGURA 5 - Trato de Sistema de Mar Baixo.

Fonte: Modificado de Emery e Myers (1996).

Trato de Sistema Transgressivo (TST) tem como limite inferior um grupo de superfícies de ravinamento por onda, que constituem superfícies transgressivas (ZAITLIN et al., 1994; ALLEN e POSAMENTIER, 1994; EMERY e MYERS, 1996), conforme observado na FIGURA 6.

As *superfícies de ravinamento* são superfícies de erosão marinha formadas pela ação de ondas durante as transgressões. No processo de ravinamento pode ocorrer *winnowing* (peneiramento / separação) dos sedimentos do fundo, principalmente por tempestades. A fração mais fina tende a ser transportada no sentido costa a fora e a fração mais grossa é redepositada sobre a superfície de ravinamento, permanecendo como depósitos residuais transgressivos (ZAITLIN et al., 1994; ALLEN e POSAMENTIER, 1994; EMERY e MYERS, 1996).

Os depósitos subaéreos do TSMB são recobertos com a transgressão e retrabalhados, podendo ser removidos em até 20 m de espessura dos depósitos. A linha de costa se desloca em direção ao continente e o sistema de plataforma externa passa a ocupar o lugar dos tratos deposicionais costeiros.

Os vales incisos são afogados, desenvolvendo sistemas estuarinos e ocorre a redução do suprimento terrígeno, devido ao afogamento dos vales fluviais. O padrão de empilhamento é retrogradacional com granodecrescência ascendente em direção

ao centro bacia (ZAITLIN et al., 1994; ALLEN e POSAMENTIER, 1994; EMERY e MYERS, 1996).

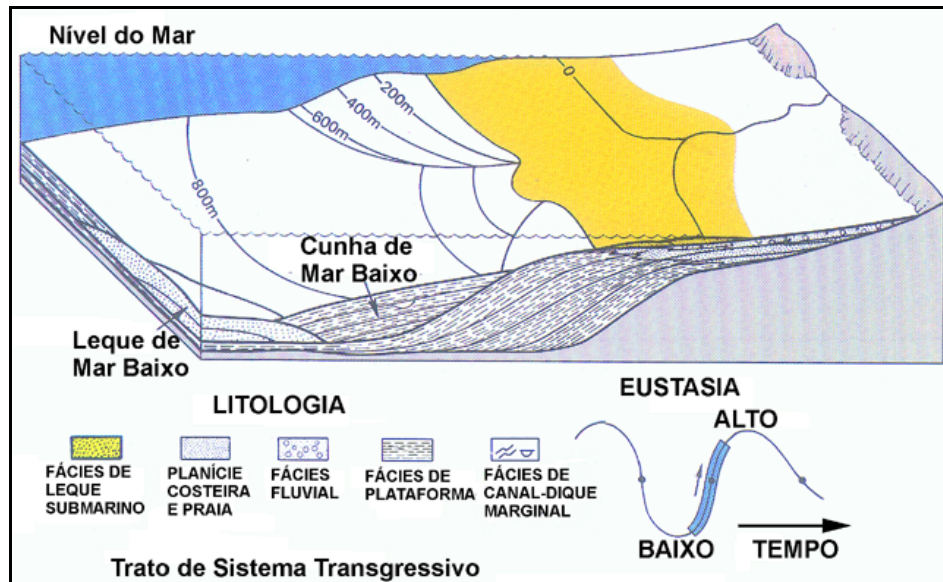


FIGURA 6 - Trato de Sistema Transgressivo

Fonte: Modificado de Emery e Myers (1996).

Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA) é composto por sistemas fluviais, costeiros e marinhos que apresentam empilhamento prográdacional, denotando regressão marinha normal por progradação de sistemas costeiros em direção ao centro da bacia (FIGURA 7). Apresenta padrão de granocrescência ascendente a partir da superfície de inundação marinha máxima (ZAITLIN et al., 1994; ALLEN e POSAMENTIER, 1994; EMERY e MYERS, 1996).

A *superfície de inundação marinha* separa o TST do TSMA e corresponde à superfície deposicional no momento da máxima transgressão da linha de costa, em direção ao continente. Como resultado, sedimentos marinhos transgressivos podem sobrepor depósitos aluviais proximais (ZAITLIN et al., 1994; ALLEN e POSAMENTIER, 1994; EMERY e MYERS, 1996).

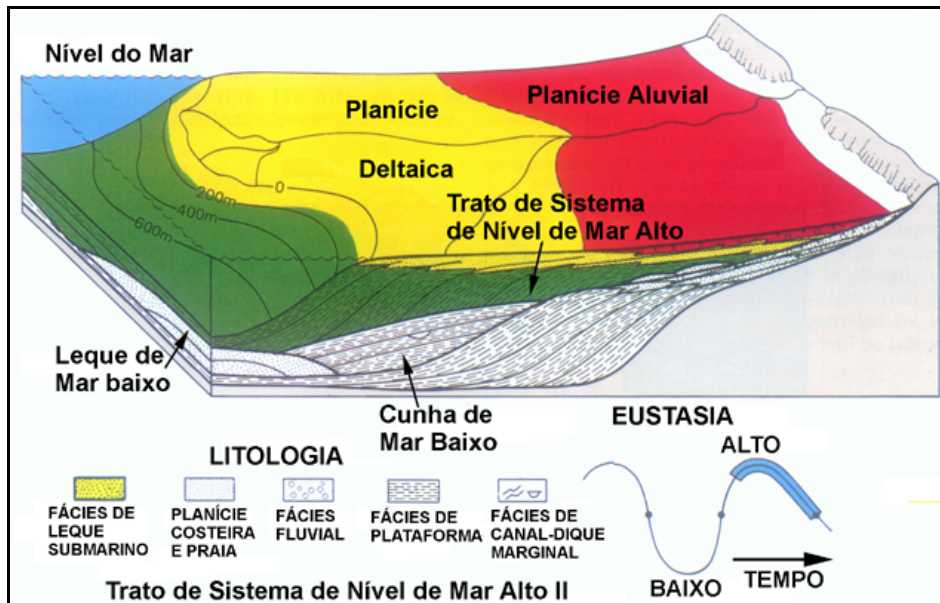


FIGURA 7 - Trato de Sistema de Mar Alto

Fonte: Modificado de Emery e Myers (1996).

1.5.5 Variações Eustáticas do Nível do Mar Durante o Pleistocênio

Representa o nível de base para a sedimentação em tratos de sistemas deposicionais costeiros e marinhos. O nível do mar apresenta variações globais de subida e descida ao longo do tempo geológico (SILVA, 2009).

A eustasia é um fenômeno em escala global e decorrente de duas causas distintas, mas que podem ocorrer simultaneamente: (1) variação no volume de água dos oceanos devido a causas climáticas (glaciações e deglaciações); (2) variação na capacidade cúbica dos oceanos devido ao soergimento e desaparecimento de cadeias mesoceânicas, em decorrência da dinâmica das placas litosféricas (ASSINE e PERINOTTO, 2001).

Entretanto, em períodos de mar estacionário, uma margem continental pode experimentar elevação relativa do nível do mar quando ocorre subsidência tectônica do continente, e queda relativa quando ocorre soergimento (SILVA, op. cit.).

Nos sistemas deposicionais costeiros atuais é possível reconhecer se a variação do nível do mar é eustática ou relativa. Se a variação é reconhecida em várias partes do mundo, a causa é eustática. Quando a movimentação vertical é observada em apenas uma margem continental, sem correlação com outras áreas

do globo, a causa é de natureza tectônica. Portanto, o mais adequado é considerar variações do nível relativo do mar (ASSINE e PERINOTTO, op. cit.).

Nos últimos 2,4 milhões de anos são conhecidos, pelo menos, seis períodos quentes com estágios de nível de mar alto, contudo, a curva de variação do nível do mar é conhecida em maior detalhe apenas para os últimos 100.000 anos AP (IRION et al., 1997), conforme o gráfico da FIGURA 8.

No Brasil, os níveis mais antigos de mar alto (> 123.000 anos AP) têm sido reconhecidos no sudeste do Rio Grande do Sul, sendo representados por terraços marinhos de 20 – 25 m de altura acima do atual nível do mar, além de registros adicionais na costa da Bahia, Sergipe, Alagoas, São Paulo, Paraná e Santa Catarina (SUGUIO et al., 1988).

Apesar de poucos registros, alguns estudos (MARTIN et al., 1979; SUGUIO et al., 1985; DOMINGUEZ et al., 1990; MARTIN, 2003) mostram curvas detalhadas de mudanças relativas do nível do mar para os últimos 7.000 AP para alguns setores da costa brasileira, mas não disponíveis para o litoral norte do Brasil, onde os dados são pontuais e pouco representativos (BEHLING, 2002; COHEN et al., 2004; SOUZA FILHO et al., 2005).

Diversos trabalhos relacionam as feições geomorfológicas desenvolvidas na planície amazônica unicamente a flutuações eustáticas do nível do mar, modeladas por sucessivos períodos de alternância de agitação e erosão, sendo portanto, um resultado direto de mudanças climáticas globais (SIOLI, 1967; IRION, 1976; 1982; 1984; KLAMMER, 1984; IRION et al., 1995).

Estas mudanças causaram alterações no declive dos rios, modificando seu comportamento de sedimentação e erosão (IRION et al., 1997).

Entretanto, na costa do Rio Grande do Norte, a Formação Touros foi datada em 120.000 anos AP pelo método da termoluminescência (SUGUIO et al., 2001) e evidências indicam uma forte influência de neotectonismo, pois a referida formação acha-se soerguida até mais de 20 m acima do nível do mar atual na área (BARRETO et al., 2002a).

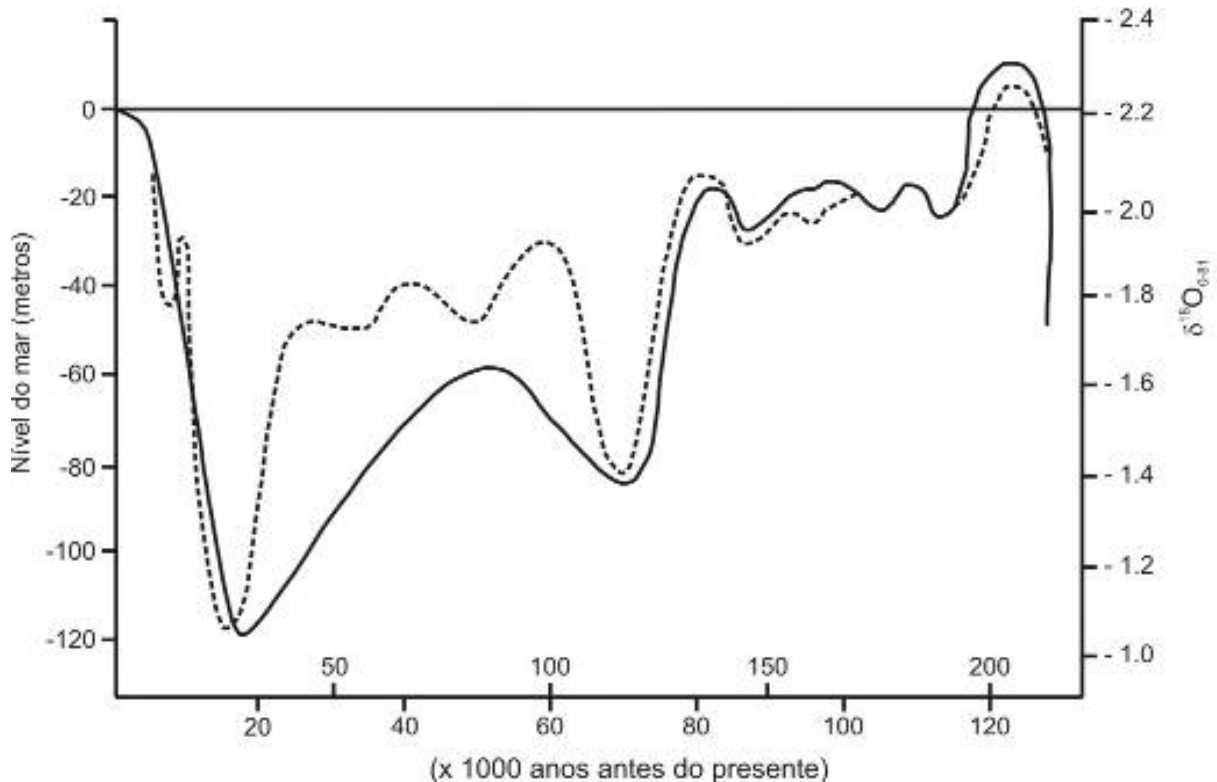


FIGURA 8 - Curva glacio-eustática do nível do mar inferida (linha sólida) derivada de dados de isótopos de oxigênio de foraminíferos plantônicos calibrado com terraços marinhos de Barbados (curva delineada por SACKLETON e OPDYKE, 1973). Curva sintética (linha tracejada) calibrada com dados de terraços de Barbados e Nova Guiné e associada (os últimos 18.000 anos) a dados de curva do nível do mar de Nardin et al., (1981) (curva delineda por JOHNSSON, 1973). O gráfico mostra a relação entre dados de isótopos de oxigênio e flutuações do nível do mar no Quaternário (modificado de IRION et al., 1997).

1.5.6 Luminescência Oticamente Estimulada (LOE)

Os métodos de datação por luminescência (Termoluminescência-TL e Luminescência Oticamente Estimulada-LOE) de cristais baseiam-se na interação da radiação ionizante (radiação- γ , partícula- β e partícula- α) com o cristal natural (SALLUN et al., 2007b).

Fundamentam-se no fato de que as idades dos materiais a serem datados podem ser calculadas pelas medidas das concentrações de defeitos induzidos nos materiais ionizantes do ambiente deposicional (SHELKOPLYAS e MOROZOV 1965; PRESCOTT e ROBERTSON, 1997).

Materiais geológicos e arqueológicos compostos de minerais (quartzo, fluorita e calcita) e fragmentos de cerâmica, recebem radiações ionizantes provenientes de raios cósmicos e da desintegração de isótopos radioativos naturais como U^{235} , U^{238} , Th^{232} e K^{40} e seus filhos radioativos (SALLUN et. al., 2007b).

Quando um mineral é aquecido termicamente (TL) ou estimulado opticamente (LOE), os elétrons aprisionados são liberados e podem recombinar-se com defeitos da rede cristalina, emitindo luminescência. O número desses defeitos, dentro de certos limites, cresce proporcionalmente à dose de radiação incidente e ao tempo de irradiação (SALLUN, op. cit.).

Assim, quando se mede a luz emitida por esses centros é possível, por exemplo, determinar quando um mineral se cristalizou ou quando um sedimento foi exposto à luz solar pela última vez durante um período mínimo de 6-8 horas (TL) e alguns minutos (LOE) segundo Aitken (1985), ou se sofreram aquecimento superior a $100^{\circ}C$ (AIKTEN, 1998).

As idades das amostras são calculadas segundo a equação (1.0) abaixo, onde: I = idade (anos); P = paleodose (Gy), que corresponde à energia total absorvida pelo cristal através da incidência de radiações ionizantes; DA_{γ} , DA_{β} , $DA_{r.c}$ = doses anuais (GY/ano) relativas às radiações- γ , partículas- β e raios cósmicos, respectivamente.

$$I = \frac{P}{DA_{\gamma} + DA_{\beta} + DA_{r.c}} \quad (1.0)$$

Existem várias formas para se determinar os valores de paleodoses, mas o método mais utilizado é da regeneração total. Por este método, a amostra é inicialmente submetida a tratamentos químicos, que variam de acordo com o mineral a ser analisado (SALLUN op. cit.).

São utilizados ácidos fluorídrico (HF) e clorídrico (HCL) para a remoção de matéria orgânica, óxidos e hidróxidos de ferro e carbonatos (MEJDAHL, 1979) e

politungstato de sódio (SPT em inglês) para separar apenas os grãos de quartzo dos minerais pesados e feldspatos.

A seguir a mostra é separada em aproximadamente seis partes e uma é submetida à leitura de luminescência natural, e as outras partes recebem tratamento térmico a 480°C por 15 minutos, para eliminar toda a TL ou são expostas à luz solar por 16 horas para LOE (SALLUN et. al., 2007b)

Em seguida, as amostras são irradiadas para receber doses conhecidas de radiações ionizantes e finalmente são medidas as razões TL / LOE.

As leituras de luminescência de amostras podem ser feitas por dois métodos distintos: (1) Alíquota Múltipla (em inglês *multiple aliquot regenerative – dose = MAR*) e (2) Alíquota Única (em inglês *single aliquot regenerative – dose = SAR*), segundo Murray e Wintle (2000) e Wintle e Murray (2006).

O mais utilizado é o método MAR, de baixo custo e envolve medições em cerca de 20 a 40 grãos minerais, nos quais são aplicados diferentes doses de radiação em laboratório. Os resultados permitem delinear uma “curva de crescimento”, que representa a resposta da luminescência do material a radiação (LI e WINTLE, 1992).

Para a coleta de amostras deve ser investigado o estado de preservação do sedimento, de modo que a idade obtida esteja ligada à sua deposição. Em seguida, devem ser definidos os níveis de coleta de amostras e escavada uma trincheira rasa para remoção da parte superficial que pode estar contaminada com material caído de cima (SALLUN, op. cit.).

Recomenda-se a coleta em local do depósito sedimentar onde a litologia é homogênea em um raio de pelo menos 30 cm, sendo que o nível superficial de coleta deve situar-se, no mínimo, 0,5 a 1 m de profundidade para evitar matérias de exposição recente aos raios solares, bem como horizontes bioturbados por animais e plantas e horizontes pedogenéticos (SALLUN, op. cit.).

As amostras devem ser coletadas em tubos opacos (geralmente de PVC ou de alumínio), de cerca de 30 cm de comprimento por 5 cm de diâmetro, os quais devem ser introduzidos, de preferência, horizontalmente em níveis de coleta, que permita a recuperação de testemunhos. Logo, após a retirada, as extremidades dos

tubos devem ser fechadas para evitar a exposição à luz solar e enviados imediatamente ao laboratório, antes da perda da umidade (SALLUN, op. cit.).

Os métodos de datação por luminescência (TL e LOE) permitem obter idades desde poucas dezenas de anos até 1,5 Ma, conforme as características das amostras e das sensibilidades dos equipamentos de medida (SALLUN et al., 2007b)

Em geral, idades maiores que 800.000 anos são obtidas somente em grãos de quartzo colocados em ambientes com baixos níveis de radiação ambiental (HUNTLEY et al., 1993a, b).

As datações por luminescência de minerais constituem os únicos métodos geocronológicos de determinação de ocorrência de eventos geológicos, que podem ser relacionados às idades de deposição de sedimentos (DULLER, 2004), e que permitem o estudo de amostras sem restos orgânicos (SALLUN, op. cit.).

As idades obtidas por luminescência de cristais em sedimentos são mundialmente aceitas no meio científico nos dias atuais. Porém, esses métodos ainda são pouco empregados no Brasil, pela falta de informações sobre a sua aplicabilidade (SALLUN, op. cit.).

Assim, tanto pelo alcance (pelo menos 1 Ma) como pelo baixo custo, e pela possibilidade de uso de diferentes minerais, constitui uma importante ferramenta na datação do período Quaternário, principalmente em sedimentos desprovidos de matéria orgânica (SALLUN, op. cit.).

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 ÁREA EMERSA - EMBASAMENTO E COBERTURAS FANEROZÓICAS

No estado do Amapá e em parte no norte do estado do Pará afloram rochas de idade arqueana, paleoproterozóica, mesoproterozóica, paleozóica, paleógena, neógena e do quaternário (HORIKAVA, 2003), conforme observado no mapa da FIGURA 9.

O Arqueano está representado por rochas granítico-gnáissicas do Complexo Guianense e do Cinturão Granulítico Tumucumaque (CGT). Segundo Moltalvão e Bezerra (1985), o Complexo Guianense faz parte de um complexo de rochas de terrenos metamórficos de médio a alto grau que representam o embasamento do estado do Amapá, que agrupa gnaisses, granitos, tonalitos e granulitos ácidos a básicos (LIMA et al., 1974).

O Cinturão Granulítico Tumucumaque está representado por granulitos ácidos e básicos, constituídos por piriclasitos, charnoquitos e enderbitos (LIMA et al., 1982).

Lima et al. (1991) redefiniram o CGT, adotando a designação de Suíte Metamórfica Ananaí – Tartarugal Grande. João e Marinho (1982b) estabeleceram as litologias desta suíte e propuseram um quadro estratigráfico para a região. A unidade mais antiga é constituída pela Suíte Metamórfica Ananaí, que inclui a unidade Piraclisito Mutum (composto principalmente por hiperstênio – piroclásio granulitos e algumas ocorrências de quartzitos bandados com leitos ferríferos).

As rochas granulíticas félsicas foram englobadas na Suíte Metamórfica Tartarugal Grande, que incluem o Granulito Charnoquito Cuatá e o Enderbito Cobra.

O Paleoproterozóico compreende o Complexo Máfico – Ultramáfico Bacuri que intrude as rochas do Complexo Guianense (PIMENTEL et al., 2002). Além deste, inclui as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Vila Nova (LIMA, op. cit.), intrusões tardi-orogênicas alcalinas e granitóides do tipo TTG.

O Mesoproterozóico está representado por rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iricoumé e pelas vulcânicas alcalinas do Grupo Mapará (HORIKAVA, op. cit.).

Enxames de diques de rochas básicas, da Suíte Intrusiva Cassiporé correspondem ao magmatismo básico ocorrido no Mesozóico (VEIGA et al., 1985).

As rochas sedimentares paleozóicas da Bacia Amazônica estão representadas pelas formações Trombetas e Curuá, respectivamente do Siluriano e Devoniano, expostas na parte oeste do estado (HORIKAVA, 2003)

Na região costeira do estado do Amapá afloram rochas sedimentares ditas neógenas (Grupo Barreiras) que estão sobrepostas por terraços mais recentes (CPRM, 2004; IBGE, 2007; SILVEIRA, 1998;).

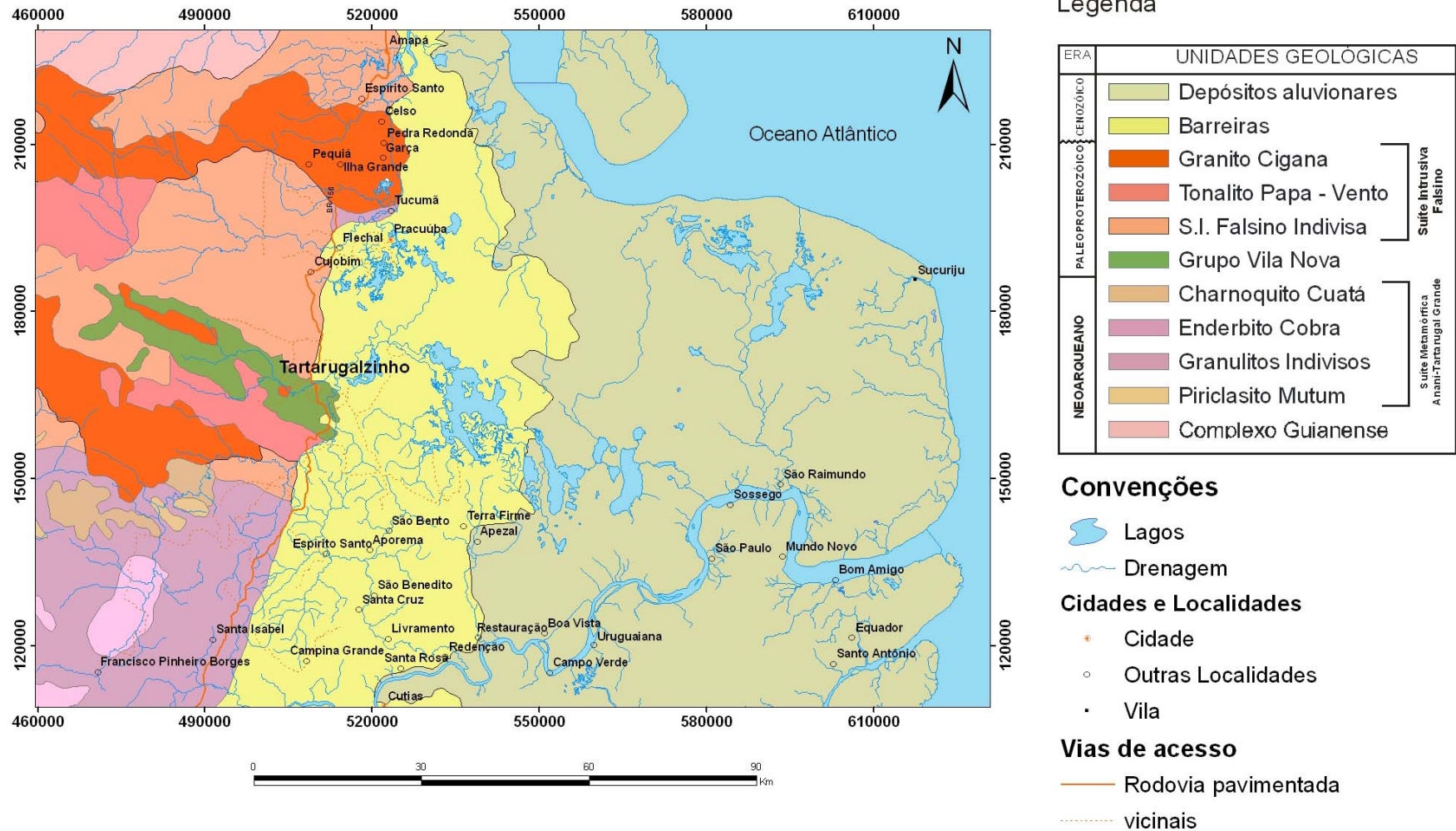


FIGURA 9 - Mapa geológico de parte da região costeira do estado do Amapá, com destaque para as rochas do embasamento arqueano-paleoproterozóico aflorantes a oeste de Tartarugalzinho e o domínio das rochas sedimentares a leste, estendendo-se por mais de 50km.

Fonte: Modificado da CPRM (2004).

2.2 ÁREA SUBMERSA - BACIA DA FOZ DO AMAZONAS

A Bacia da Foz do Amazonas está situada no extremo norte do Brasil, entre os estados do Amapá e Pará, com parte de sua borda SW emersa na região costeira do Amapá (FIGURA 10).

Essa área de sedimentação se estende da plataforma continental ao cone profundo do Amazonas (GROSSMANN, 2002) e sua evolução se iniciou no Triássico-Jurássico durante a formação do Atlântico Central (RODARTE e BRANDÃO, 1988).

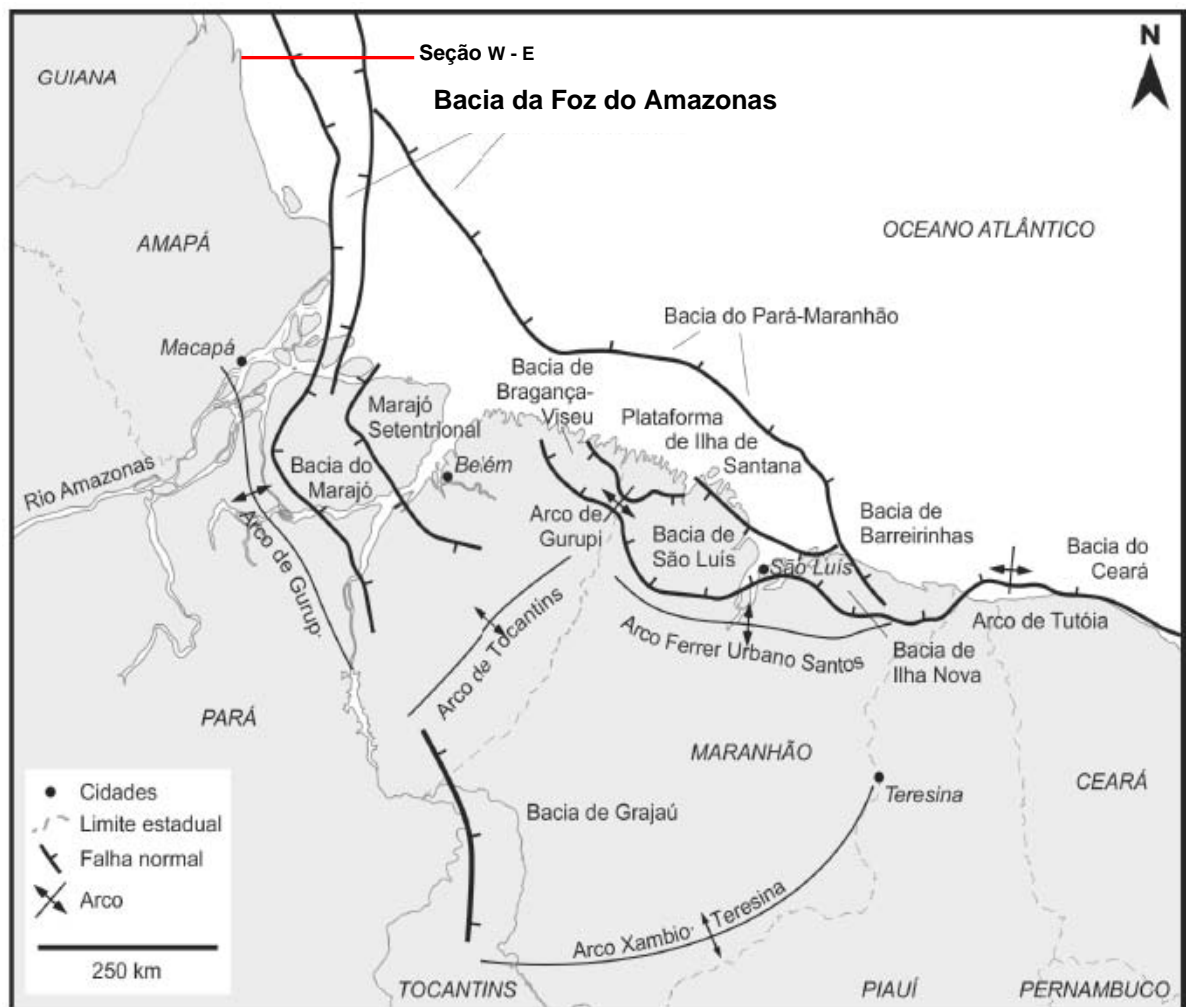


FIGURA 10 - Mapa dos principais traços estruturais que delimitam as bacias mesozóicas no litoral norte do Brasil. Observar particularmente a posição das falhas da plataforma oceânica adjacente a costa do Amapá, com direções N-S destacadas. Em vermelho têm-se a seção sísmica W-E.

Fonte: modificado de Soares et al. (2008).

A Bacia da Foz do Amazonas, na plataforma submersa do Amapá foi formada a partir de episódios distensivos iniciados no Triássico na margem equatorial do Brasil (SOARES et al., 2008), com o estabelecimento do Gráben de Calçoene, evoluindo para o Gráben de Caciporé (FIGURA 11).

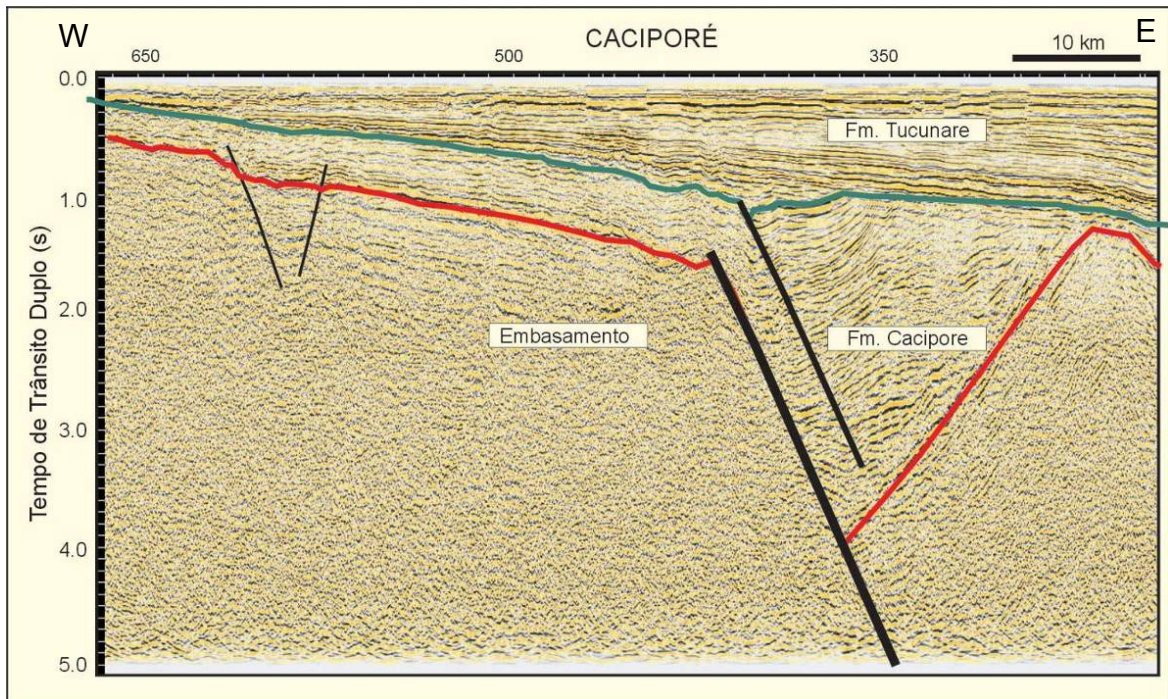


FIGURA 11 - Seção sísmica W-E do Gráben de Caciporé, mostrando o espessamento estratigráfico de seu depocentro, controlado por falha de alto ângulo com mergulho para leste.

Fonte: Modificado Bizzi et al. (2003).

A morfotectônica atual da Margem Atlântica Equatorial tem sido relacionada a três episódios distensivos, com desenvolvimento de três sub-bacias.

Segundo Soares (op. cit.) o primeiro episódio de fragmentação está ligado à formação do Oceano Atlântico Central no Triássico, o qual formou o Gráben de Calçoene, da Bacia da Foz do Amazonas (FIGURA 12A).

O segundo evento, ainda de acordo com os mesmos autores, relaciona-se a processos distensivos que formaram o Oceano Atlântico Equatorial na região norte, com sentido de rifteamento de NW para SE e que gerou o Gráben de Caciporé da Bacia da Foz do Amazonas, e ainda, mais a sul, na costa do Pará e Maranhão, as bacias de Marajó, Bragança-Vizeu, São Luis e Ilha Nova (FIGURA 12B).

1º Evento (A)

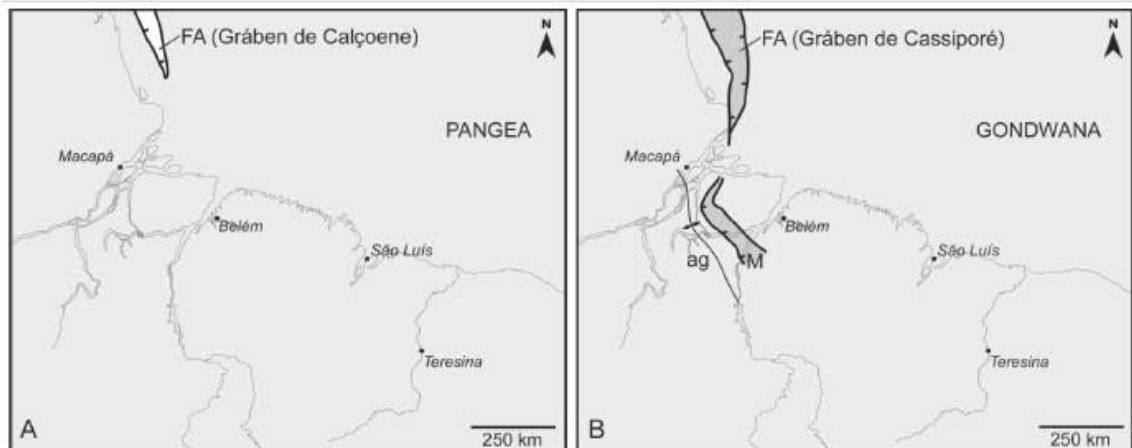


FIGURA 12A - Primeiro episódio distensivo (Neotriássico-Eojurássico), ligado à formação do Oceano Atlântico Central no Triássico, o qual formou o Gráben de Calçoene, da Bacia da Foz do Amazonas

Fonte: Modificado de Soares et al. (2008).

2º Evento

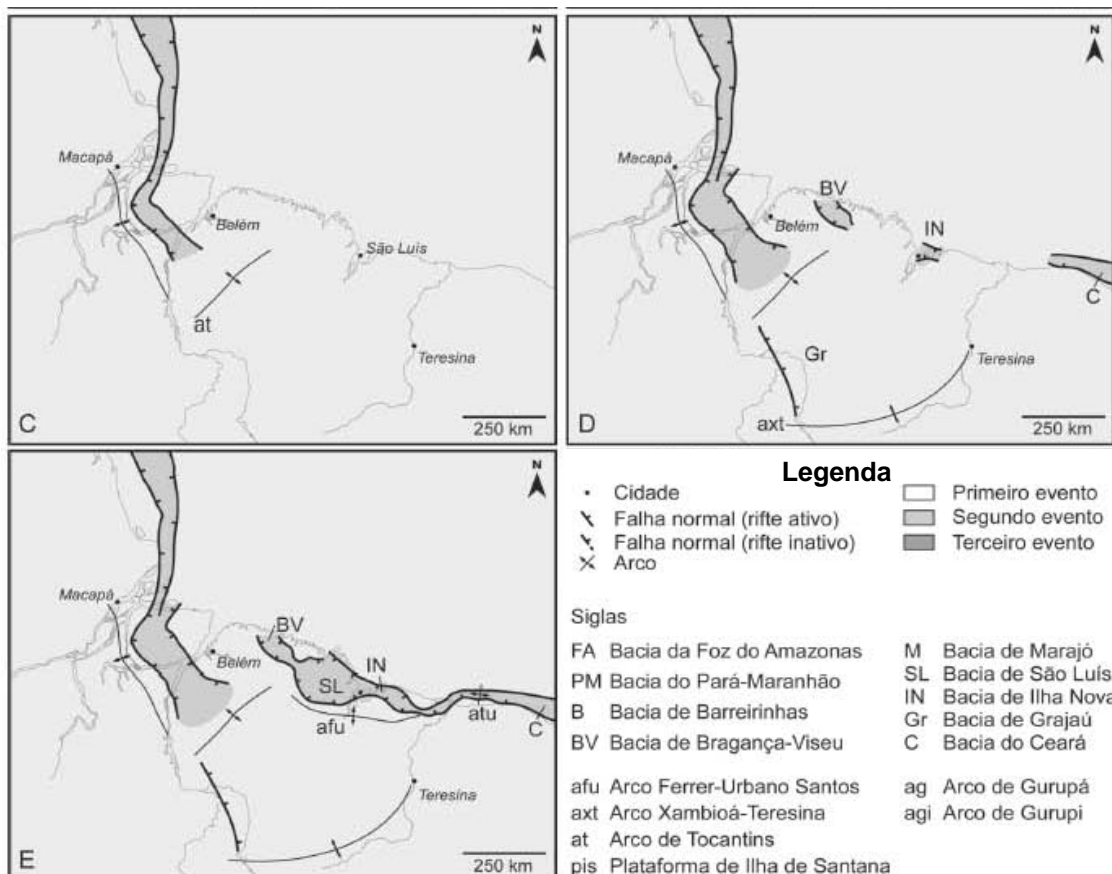


FIGURA 12B - Segundo episódio distensivo (pré-Barremiano a Albiano) que levou a formação do Atlântico Equatorial Norte, do Gráben de Caciporé e das bacias do Marajó, Bragança-Vizeu, São Luís e Ilha Nova

Fonte: Modificado de Soares et al. (2008).

O terceiro e último evento (FIGURA 12C) mais importante, reconhecido nessa bacia, está relacionado ao processo de abertura do Oceano Atlântico Equatorial a partir do extremo leste da Placa Sul-Americana, com sentido de rifteamento de SE para NW, dando início à formação das bacias Potiguar, Ceará, Barreirinhas e Pará-Maranhão, como resultado da ruptura continental (SOARES et al., 2008).

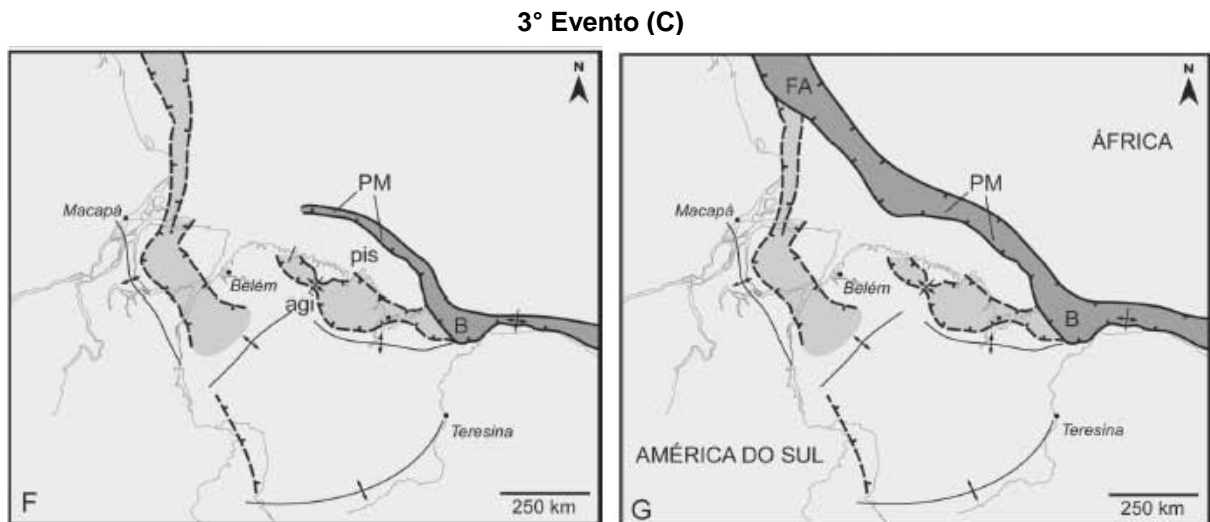


FIGURA 12C - Terceiro episódio distensivo (Albiano) que levou a abertura do Oceano Atlântico Equatorial a partir do extremo leste da Placa Sul-Americana, dando início a formação das bacias Potiguar, Ceará, Barreirinhas e Pará-Maranhão

Fonte: Modificado de Soares et al. (2008).

A estratigrafia da Bacia da Foz do Amazonas (FIGURA 13) inicia-se com o preenchimento formado por duas sequências estratigráficas das fases de rifteamento, representadas pelas formações Calçoene e Caciporé.

A Formação Calçoene (Neotriássico) é composta por clastos e rochas ígneas, depositados durante o primeiro pulso de rifteamento ligado à abertura do Atlântico Central. A Formação Caciporé (Eocretáceo: Barremiano ao Albiano), formada por depósitos siliciclásticos variados, representa resposta relativa ao segundo pulso distensivo (BRANDÃO, 1990; BRANDÃO e FEIJÓ, 1994a; MILANI e TOMAZ FILHO, 2000).

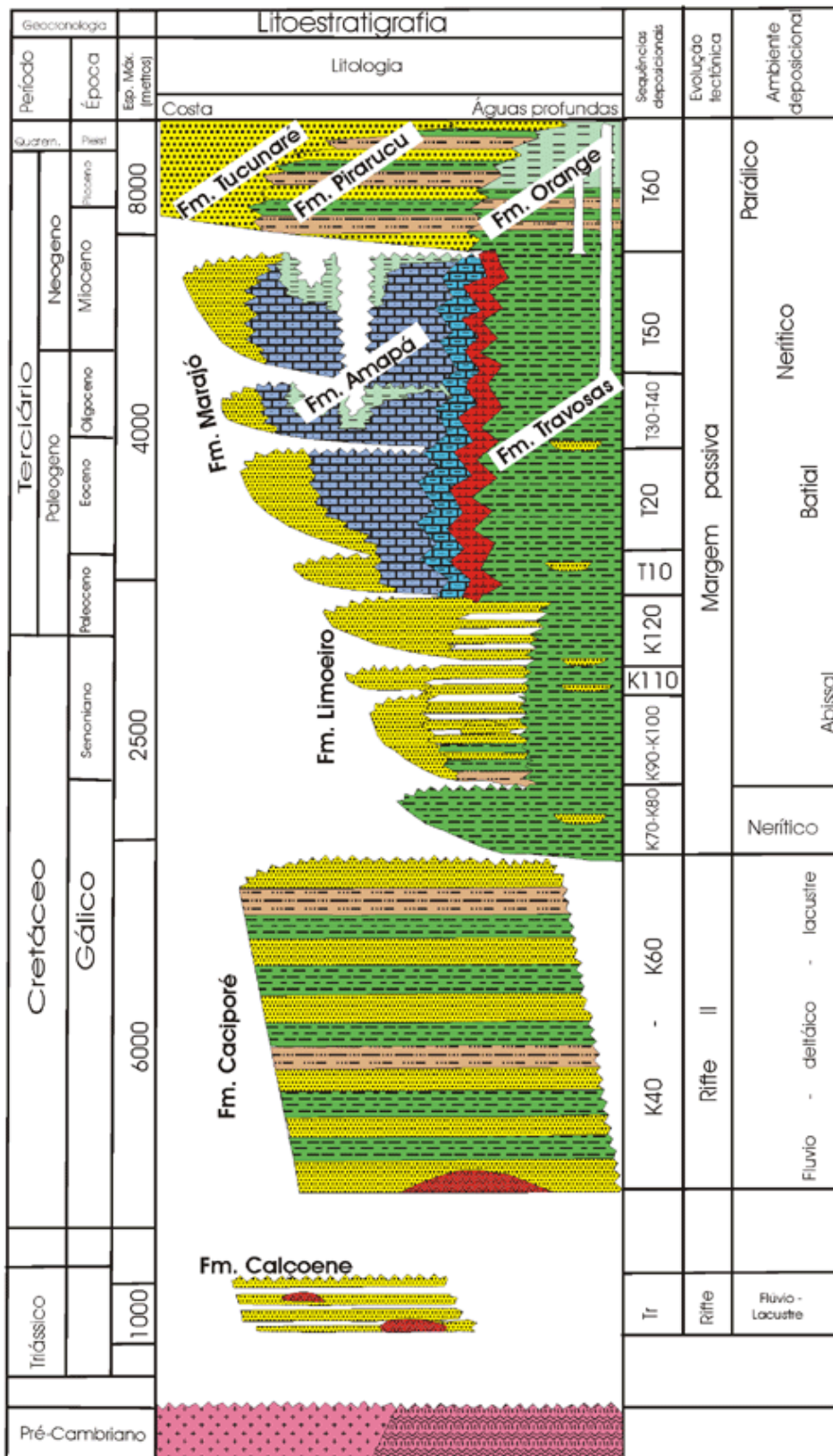


FIGURA 13 – Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas
 Fonte: Modificado de Brandão e Feijó (1994a).

A sequência de margem passiva presente nesse contexto se divide em dois intervalos distintos relacionados à: (1) Estágio *Pré-Amazonas* (Cenomaniano ao Mioceno, 96 a 11 Ma) e (2) Estágio *Leque do Amazonas* (Mioceno a Recente). O estágio *Pré-Amazonas* é representado pela deposição ocorrida anteriormente ao estabelecimento do rio Amazonas como um sistema de drenagem bem desenvolvido e é formado por duas sequências sedimentares geradas em ambientes variando de fluviodeltáico, marinho raso a marinho profundo, que compreendem as formações Limoeiro, Marajó, Amapá e Travosas (BRANDÃO, 1990; BRANDÃO e FEIJÓ, 1994a; PASLEY et al., 2004; SCHALLER et al.; 1971).

O intervalo denominado *Leque do Amazonas* corresponde à etapa de desenvolvimento do rio Amazonas após o soerguimento da Cordilheira dos Andes e é representado estratigraficamente pelo Grupo Pará (SCHALLER op. cit.), que abrange as formações Tucunaré, Pirarucu e Orange (BRANDÃO e FEIJÓ, 1994a).

A Formação Tucunaré consiste de areia grossa, passando para uma associação de areia fina e grossa e grada lateralmente para a Formação Pirarucu (SCHALLER op. cit.).

A Formação Pirarucu é formada por areia fina e argilito cinza (SCHALLER op. cit.). Em direção à costa, esta unidade grada lateralmente para a formação Tucunaré, e em direção ao cone do Amazonas para a Formação Orange (BRANDÃO e FEIJÓ op. cit.).

No topo a Formação Orange é caracterizada por uma seção pelítica, que chega a ter até 9000 m de espessura, sendo constituída por folhelhos e argilitos cinzentos e siltitos acastanhados. Os sedimentos finos dessa formação acumulam-se no chamado Cone do Amazonas, na porção externa da Bacia da Foz do Amazonas (BRANDÃO e FEIJÓ op. cit.).

Sua grande espessura e consolidação apenas parcial, além da deposição no talude, conduzem a processos de deformações em diápiros e falhas de crescimento.

O ambiente deposicional destas rochas é marinho profundo, batial, sendo que as poucas camadas de arenito fino presentes podem ter se depositado pela ação de correntes de turbidez (BRANDÃO & FEIJÓ, op. cit.)

2.3 QUESTÕES ESTRATIGRÁFICAS E CARTOGRÁFICAS DA REGIÃO COSTEIRA DO AMAPÁ

A escassez de análises sedimentológicas e estratigráficas detalhadas, aliada a falta de dados de datação das rochas pós-paleozóicas em quase toda a extensão da costa amapaense, sempre dificultaram o posicionamento estratigráfico e cartográfico mais preciso das unidades sedimentares expostas.

Os trabalhos mais recentes a cerca da estratigrafia da região costeira do Amapá, referem-se ao Grupo Barreiras como unidade que responde pela presença de rochas sedimentares expostas na região litorânea emersa, em uma faixa que se estende de norte a sul, cobrindo praticamente toda a costa do Amapá (CPRM, 2004; IBGE 2007; ROSSETI et al. 1989, LIMA et al., 1991; SILVEIRA, 1998; ROSSETI, 2001).

Sabe-se, entretanto que as rochas desta unidade estão mais diretamente relacionadas à Bacia de Barreirinhas e parte à Bacia Pará-Maranhão, de idade neógena (Mioceno e Plioceno), posicionadas mais a sul em relação à desembocadura do Amazonas (SOARES et al., 2008).

A relação temporal, espacial e deposicional entre a área emersa e a submersa na costa do Amapá ainda é pouco conhecida e o fato de se levar em consideração a presença, nesta região do Grupo Barreiras, tem feito com que ambas as áreas sejam tratadas como duas bacias deposicionais distintas.

A região costeira do Amapá, particularmente na área emersa, observa-se um ambiente geológico denominado por processos deposicionais, com importantes evidências de participação de falhas recentes ou reativadas, onde tem sido sugerida a presença das rochas do Grupo Barreiras (CPRM, 2004; IBGE 2007; SILVEIRA, 1998; ROSSETI et al. 1989, LIMA et al., 1991; ROSSETI, 2001).

Na região costeira submersa dominam também processos deposicionais relacionados à Bacia da Foz do Amazonas, com as formações Tucunaré, Piauí e Orange representando o topo estratigráfico desta feição.

Questiona-se aqui a possibilidade destas duas áreas deposicionais estarem vinculadas a um único processo tectônico sedimentar, provavelmente relacionado aos episódios tardios, geologicamente mais recentes, que tiveram lugar nesta região, distribuindo-se diferentemente sobre a zona litorânea emersa e submersa do Amapá.

Com esta questão abre-se uma excelente oportunidade de se reorganizar o contexto geológico tectônico e estratigráfico desta ampla área, conduzindo ao estabelecimento mais amplo desta região, levando em conta obrigatoriamente a história glácio-eustática evolutiva.

3 ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS

Este capítulo apresenta os resultados obtidos a partir da interpretação visual de imagens de sensores remotos (STRM, LANDSAT, GEOCOVER, RADARSAT e JERS), e imagens aerogeofísicas (aerogamaespectrometria) da área estudada, obtidas a partir da Base de Dados de Projetos Aerogeofísicos do Brasil (AERO), criado em 1995 pela CPRM.

A análise visual dos elementos adquiridos com interpretação das diferentes imagens de sensores remotos e aerogeofísicas têm como objetivo principal investigar em escala regional, os lineamentos estruturais de relevo e drenagem, associados com os diferentes compartimentos de relevo presentes na área em estudo.

Para a confecção do mapa acima mencionado foram utilizadas, principalmente, as imagens aerogeofísicas (gamaespectrométrica e primeira derivada - 1DV) na escala inicial 1:1.000.000, obtidas a partir da Base de Dados de Projetos Aerogeofísicos do Brasil (AERO), criado em 1995 pela CPRM. Estas imagens possibilitaram uma melhor visualização dos traços estruturais regionais presentes na área.

Dessa maneira, a interpretação e análise dos sensores realizadas no presente trabalho basearam-se no método sugerido por Veneziani e Anjos (1982), que possibilitou a confecção de um mapa base de lineamentos estruturais na escala 1:750.000 (FIGURA 14).

Como indicado no mapa da figura 14 o imageamento aerogeofísico disponível não cobre totalmente a área de trabalho, o que impossibilitou a interpretação visual dos lineamentos presentes na porção leste da mesma. Entretanto, pelo o que observa nas imagens essas estruturas parecem se prolongar do embasamento a oeste, em direção a plataforma oceânica a leste.

Foi gerado ainda um mapa de drenagem na escala de trabalho inicial, usado como base logística e como ferramenta auxiliar na análise e interpretação dos padrões morfológicos (drenagem e relevo) e individualização de possíveis compartimentos litoestruturais (FIGURA 15).

Para confecção do mapa de drenagem foram utilizadas imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), LANDSAT, GEOCOVER e RADARSAT nas escalas 1:000.000, 1:500.000 e 1:250.000.

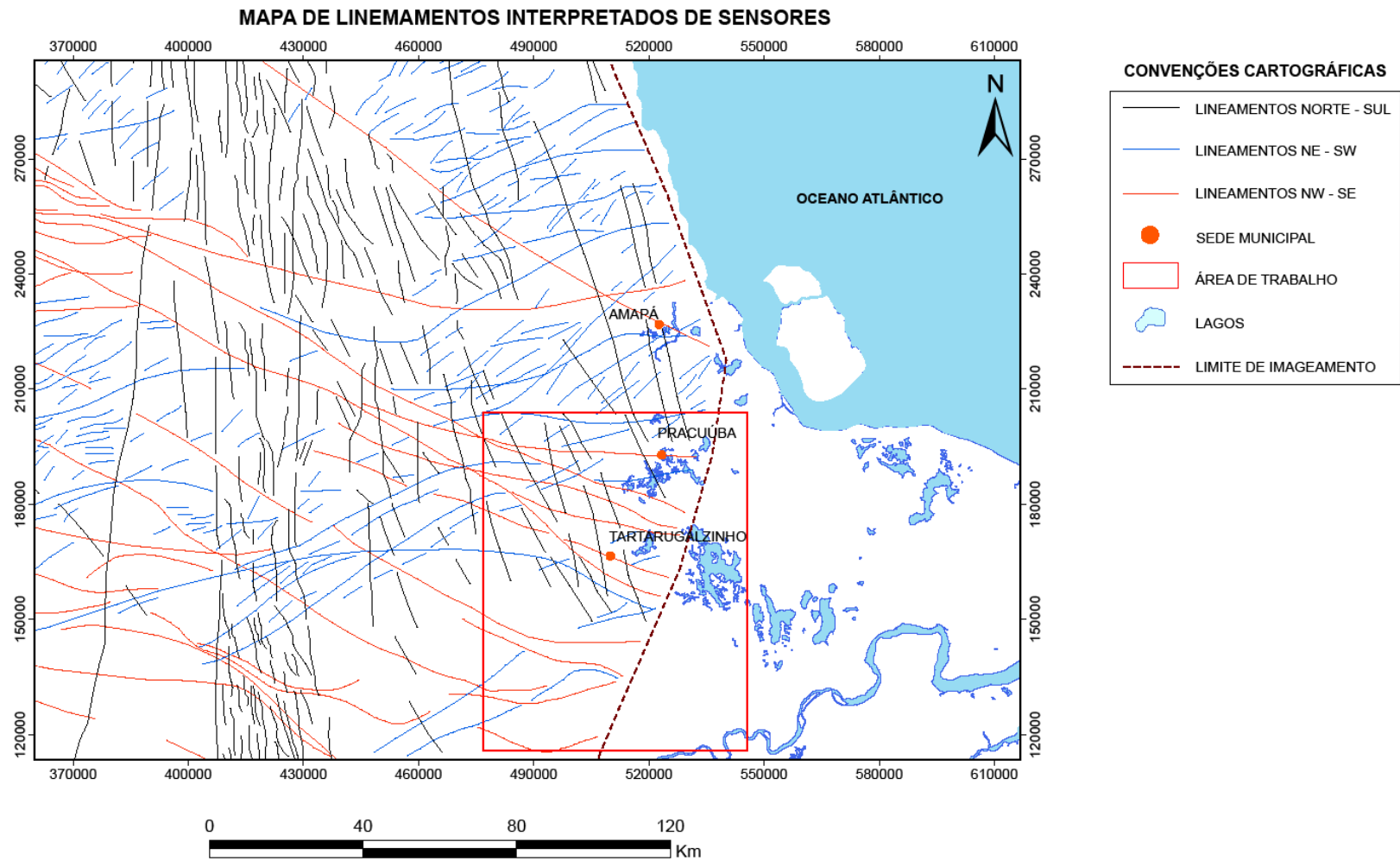


FIGURA 14 - Mapa dos principais lineamentos estruturais interpretados a partir de imagens de sensores (SRTM e aerogeofísicas), com destaque para três direções principais: NE-SW (traços azuis), N-S (traços pretos) e NW-SE (traços vermelhos). O polígono vermelho indica a área de estudo e a linha tracejada (marrom) marca o limite de imageamento aerogeofísico a leste.

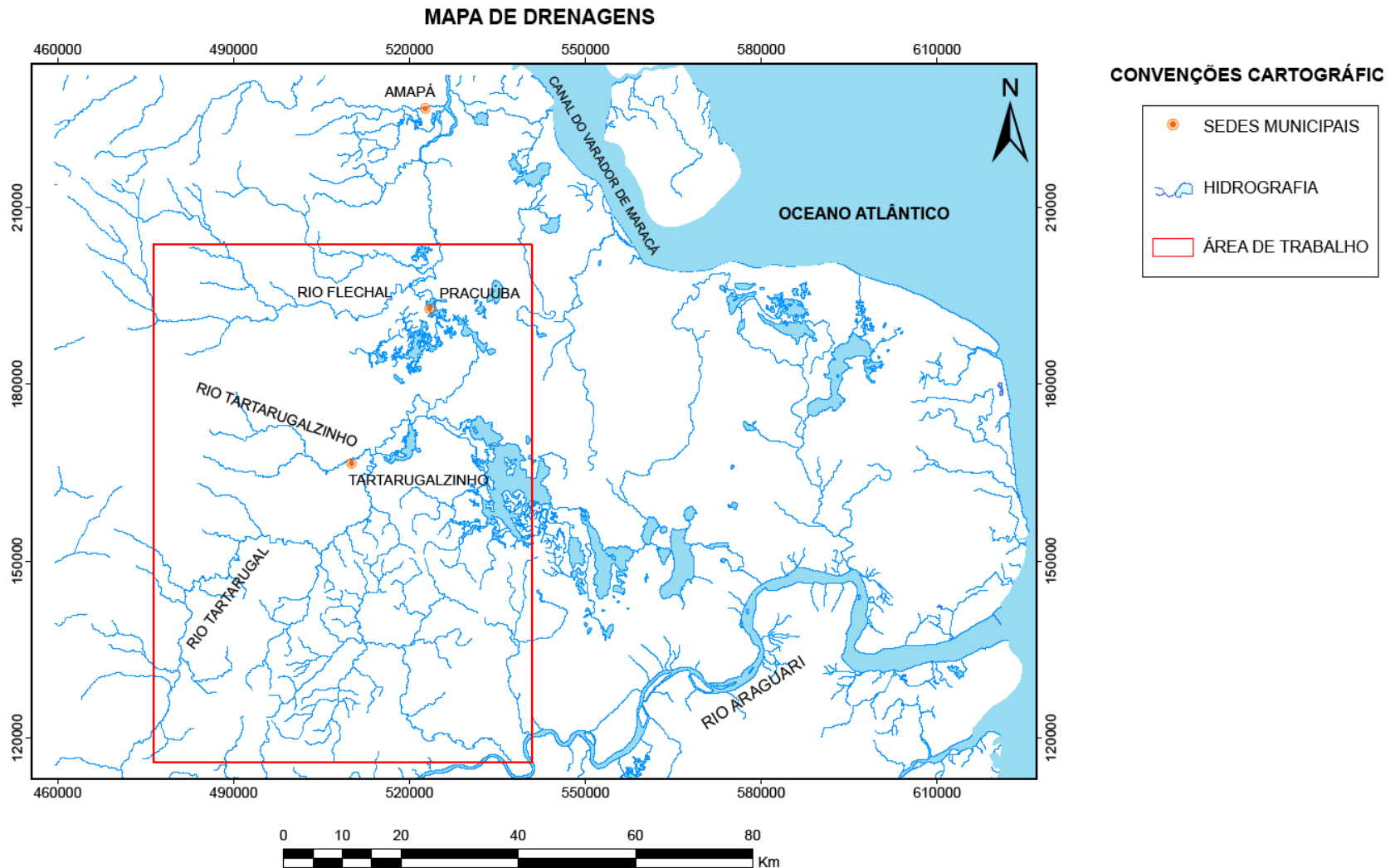


FIGURA 15 - Mapa de drenagens interpretados a partir de imagens de sensores (SRTM, LANDSAT, GEOCOVER e RADARSAT), utilizado para análise e interpretação dos padrões morfológicos (drenagem e relevo) e individualização de possíveis compartimentos litoestruturais.

3.1 LEITURA E ANÁLISE DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

A partir da leitura visual das imagens de satélite, radar e geofísicas acima mencionadas foram identificados traços fotogeológicos, analisados como lineamentos estruturais regionais.

Os lineamentos identificados através da fotoleitura apresentam traços que variam de 3 km até 500 km de comprimento. Alguns desses traços podem ultrapassar os 600 km de comprimento.

Os lineamentos mais longos observados nas imagens tem traçado mais contínuos e sinuosos, enquanto que os lineamentos menores apresentam traços retilíneos e mostram-se levemente arqueados.

A leitura dos sensores mostra um padrão tridirecional, tendo sido individualizados as direções principais: **(1)** NE-SW, **(2)** N-S e **(3)** NW-SE conforme observado na figura 14. Estas tramas podem ser observadas em escala de afloramento, principalmente nas rochas do embasamento a oeste.

Os lineamentos **NE-SW** são predominantes no contexto analisado e caracterizam-se pela densidade relativamente mais alta quando comparado com os demais. No geral, seus traços são retilíneos, com suaves feições curvas. Têm comprimentos que variam de 3 km até 200 km.

Os lineamentos **N-S** possuem densidade relativa alta e concentram-se em uma faixa com cerca de 30 a 40 km na parte centro-oeste do mapa.

Estes traços caracterizam-se por formar conjuntos contínuos, predominantemente retilíneos e relativamente pouco espaçados (espaçamento da ordem de 2 a 5 km), com comprimentos que, no geral, variam de 3 até 150 km.

Os lineamentos **NW-SE** são os mais longos e se caracterizam pela densidade aparentemente baixa, devido ao espaçamento relativamente aberto de aproximadamente 10 a 20 km entre os traços. Desenham estruturas contínuas e sinuosas, regularmente distribuídos na área, com comprimentos que variam de 10 km até 200 km.

É importante ressaltar que grande parte da drenagem observada na área apresenta-se fortemente influenciada pela presença desses três conjuntos de lineamentos, formando cotovelos e diferentes padrões de anomalias controlados por estes feixes (ver FIGURA 15).

3.2 INTERPRETAÇÕES DOS LINEAMENTOS

Como foi mostrado a partir da leitura e análise das imagens de sensores disponíveis foram identificados três conjuntos de lineamentos orientados nas direções **NE-SW**, **N-S** e **NW-SE**. Estes feixes apresentam densidades variáveis na área de estudo, com comprimentos desde 5 km a 30 km, heterogeneamente espaçados.

Estes conjuntos nos permitem atribuir para a área observada uma classificação de densidade relativamente alta de traços de lineamentos, sob o ponto de vista da presença destas feições.

A relação temporal entre os traços é definida pela seguinte ordem: Os traços NE-SW (azul) são os mais velhos, pois são truncados pelos demais. Em seguida estão os traços N-S (preto), que se apresentam truncados pelos traços NW-SE (vermelho), classificados como os mais novos.

O padrão NE-SW é reflexo de traços estruturais do embasamento arqueano-paleoproterozóico. Este *trend* estrutural não se reflete de maneira expressiva nas rochas expostas na área de trabalho. Os dados de campo não encontraram elementos capazes de identificar feições dispostas nessa direção. Foram observadas apenas algumas fraturas, mas sem formar um padrão regular.

O padrão N-S, trunca o NE-SW e se concentram em um feixe na porção centro-oeste do mapa. Este padrão marca a aparente borda de dois domínios relevo, o embasamento a oeste, com suas serras e morros de altitudes variadas (até 100 m) e o “arrasado” a leste, com suas feições anômalas de drenagem e o conjunto de lagos.

No campo este padrão é observado através de fraturas registradas nas rochas do embasamento, podendo indicar um conjunto de falhas. O limite entre esses dois domínios têm sido apontado como contato “errado” entre o embasamento e os depósitos do Grupo Barreiras.

Entretanto, este padrão pode estar associado a um feixe de falhas reativadas, associadas provavelmente com a propagação da borda da Bacia da Foz do Amazonas, que hoje, recoberta pelos sedimentos não é possível observar o seu significado no campo.

Observa-se ainda a existência de diques orientados nesta mesma direção (N-S), os quais podem estar associados com os esforços tectônicos ocorridos durante a abertura do Oceano Atlântico Equatorial, no Mesozóico.

O conjunto NW-SE, mais longo, contínuo, parece cruzar os conjuntos anteriores. Geralmente representam as direções de faixas distintas, onde se incluem rochas do embasamento como os anfibolitos e quartzitos. Estas rochas apresentam-se orientadas nessas faixas (NW-SE), sendo que nos anfibolitos é possível observar foliação do tipo espaçada disjuntiva, orientada na mesma direção.

Uma observação importante é que essa direção de estruturação “comporta” a faixa onde se pode enquadrar os lagos, sugerindo compartimentos neotectônicos associados a estas direções, que se cruzam com os lineamentos NE-SW, podendo formar blocos em losangos limitados por estas duas feições (NW-SE e NE-SW).

Observa-se ainda que grande parte das áreas de drenagem e relevo anômalas está distribuída nesta faixa (NW-SE) o que reforça a presença de blocos ativos, que se prolongam do embasamento a oeste em direção a plataforma oceânica a leste.

A identificação da posição desses domínios tectônicos precisa ser investigada em profundidade por métodos geofísicos adequados, capazes de estabelecer a posição e continuidade desses compartimentos de maneira mais precisa.

4 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

Neste tópico estão apresentadas informações a respeito da paisagem e seus aspectos geomorfológicos considerando a íntima relação existente entre o relevo, a tectônica e os processos erosivos deposicionais. Os dados aqui apresentados foram obtidos diretamente a partir de observações, descrições e medições de campo, complementadas por informações provenientes de imagens de sensores remotos (STRM e GEOCOVER), conforme discutido anteriormente.

Segundo Lima et al. (1991) apud Silveira (1998) no estado do Amapá são identificados cinco compartimentos morfoestruturais submetidos atualmente a processos predominantemente erosivos (FIGURA 16).

Estes compartimentos compreendem a *Planície Costeira do Amapá*, *Planalto Rebaixado da Amazônia*, *Planalto da Bacia da Amazônia*, *Planalto Dissecado Jari-Araguari* e *Planalto Dissecado do Norte do Amapá*.

A área de estudo está inserida predominantemente no domínio geomorfológico da *Planície Costeira do Amapá*. Segundo Lima (op. cit.) este compartimento corresponde à região de cotas topográficas mais baixas nesse contexto, sujeitas a inundações periódicas por ação da onda de maré dinâmica, que localmente alcança amplitudes bem acima de 10m.

Essa região recebe deposição de sedimentos quaternários / holocênicos de ambiente fluvial, fluvio-lacustre e flúvio-marinho, cronocorrelatos aos sedimentos lamosos que se depositam na região submersa adjacente a costa, nos domínios da Bacia da Foz do Amazonas.

Sob o ponto de vista físico, a paisagem da região costeira do estado do Amapá é classificada como imatura, ou seja, de evolução predominantemente recente, onde as modificações morfológicas são visíveis quase que sazonalmente e estão relacionadas à dinâmica física dos elementos de relevo regional (SILVEIRA, 1998).

Na faixa lateral a oeste da área de trabalho a paisagem se insere no domínio do Planalto Rebaixado da Amazônia, correspondente à região de serras e morros relacionados geologicamente a extensa faixa de rochas arqueanas e proterozóicas expostas no contexto do embasamento regional (LIMA op. cit.).

Os dados de campo referentes aos estudos da paisagem e geomorfologia foram obtidos através da observação direta em campo, com destaque para a descrição e mapeamento dos elementos geomorfológicos de acreção e erosão. Foi dada atenção especial aos sistemas de drenagens e as suas relações com os domínios morfoestruturais, cujos principais padrões foram investigados em imagens de sensores, conforme discutido no Capítulo 3.

Como já foi mencionado, a área se caracteriza predominantemente por apresentar relevo plano a levemente ondulado em amplas planícies fluviais e tidais sujeitas a inundações periódicas relacionadas às sazonalidades pluviométricas e em menor proporção, pelas marés que alcançam notadamente a parte mais a leste, adjacente a costa (FIGURA 17).



FIGURA 17 - Exemplo de relevo típico da planície sujeita a inundações periódicas, principalmente durante os meses de chuva, localizada aproximadamente 10km a nordeste de Tartarugalzinho (PT-08).

A área de planície fluvial apresenta três domínios altimétricos e morfológicos:

I - *Relevo de morro e serras* com cotas topográficas que variam desde 10 a 15 metros nos vales até mais de 120 metros nos topos dos morros e serras (FIGURA 18). Trata-se de um domínio estritamente erosivo (degradacional), marcado pela presença de serras, com deposição restrita aos lençóis de colúvios observados nas encostas côncavas das serras e morros.

As serras têm padrão moderadamente alinhado unidirecional (NW-SE), com cristas descontínuas (curtas), vertentes suaves predominantemente côncavas, dando lugar a “bacias” de colúvios. Corresponde totalmente à região de exposição das rochas do embasamento, com o controle altimétrico e morfológico diretamente condicionado a resistência mecânica dos litotipos à erosão (erosão diferencial).

Parte das áreas elevadas do relevo neste domínio é sustentada por capas ferruginosas e rochas concrecionadas de origem intempérica, que acrescentam resistência ao relevo, diante dos processos de degradação (FIGURA 19).



FIGURA 18 – Relevo de serras, ao fundo, típico da região estudada, moderadamente alinhadas na direção NW-SE, representadas por rochas do embasamento arqueano-proterozóico, tendo a frente parte da planície rebaixada.



FIGURA 19 - Capas ferruginosas representadas por blocos de rochas concrecionadas de origem intempérica, responsáveis pelo aumento de resistência ao relevo diante da erosão. Ponto localizado na Serra do Tartarugalzinho (PT-29).

II - *Relevo de planície fluvial* com piso em cotas topográficas entre 10 e 5 metros, apresenta padrão erosivo desenhando suaves ondulações de relevo, com morrotes amplos e espaçados, vertentes côncavas suaves, eventualmente ravinadas quando em encostas de maiores declividades, adjacentes as drenagens de ordens mais inferiores. As depressões suaves condicionadas a este domínio recebem a deposição de areias argilosas coluvionares, por vezes em depósitos relativamente extensos.

Neste domínio predomina solo mosqueado argiloso de cor ocre com diferentes tons de intensidades de vermelho, representando uma superfície de erosão atual, retrabalhada principalmente por agentes pluviais e localmente fluviais, com deposição discreta de colúvios em pontos isolados. Na área coberta pelo estudo estes terrenos se impõem em domínios de rochas de embasamento saprolitizadas, ferruginizadas, e muito localmente de colúvios de diferentes naturezas. Trata-se, portanto de um domínio onde atuam processos de agradacão e degradação.

III - *Relevo de planície lacustre*, com piso em cotas topográficas abaixo de 5 metros, definido por relevo plano, rebaixado, sazonalmente inundado por águas pluviais e eventualmente de drenagens sazonais ou perenes. Este domínio de relevo

mostra-se balizado lateralmente por traços de lineamentos com direção NW-SE, acompanhando aproximadamente a continuação das direções de blocos de faixas arqueanas-proterozóicas do embasamento adjacente, a oeste. Esse domínio se entende até praticamente a linha da costa amapaense (FIGURA 20).

Trata-se de um domínio onde predominam os processos deposicionais (agradção), com sedimentação de lamas e importantes contribuições de matéria orgânica juntamente com siltes e argilas.

Os lagos se apresentam alinhados seguindo a direção geral NW-SE, aparentemente represados em segmentos afogados de uma rede de drenagem pretérita.

Os lagos apresentam padrões hidrodinâmicos complexos, com enchentes sazonais, intermitentes, atingindo os níveis mais altos, variavelmente, nos meses de Dezembro a Abril. A subida de nível de água ocorre lentamente a partir do aumento da descarga pluvial, atingindo seus máximos variavelmente em meados de Fevereiro-Março, podendo se prolongar aos meses posteriores.

As águas dos lagos sofrem descargas e rebaixamento de nível a partir de fuga relativamente rápida, pelo complexo sistema de canais interligados geralmente conectados as drenagens perenes principais. O padrão de descarga e abaixamento do nível de águas se faz, pelo menos em alguns casos verificados, por rompimento de diques e represas naturais, em direção aos canais de drenagens adjacentes. Com o aumento do volume de água dos lagos há um aumento de vazão de esgoamento incompatível com os canais disponíveis, exigindo o aparecimento de novos canais de compensação.

Esse mecanismo se dá por aumento da energia potencial dos mesmos, durante as enchentes dos lagos com águas das chuvas, quando o nível da água se coloca acima do nível da água dos rios adjacentes. Essa diferença de gradiente hidráulico, e a maior ou menor proximidade do lago em relação aos canais promove o escoamento rápido e caótico, sazonal, com rebaixamento ligeiro do nível de água.

A fase final de rebaixamento máximo das águas dos lagos ocorre sob forte influência do rebaixamento do nível de águas freáticas no verão e por evaporação durante as estiagens que tem seu pico variável nos meses de Setembro-Outubro.

O mecanismo de fuga de vazante dos lagos é responsável, portanto, pela presença de canais abandonados e parte da desordem observada na rede de drenagem neste domínio (FIGURA 21).

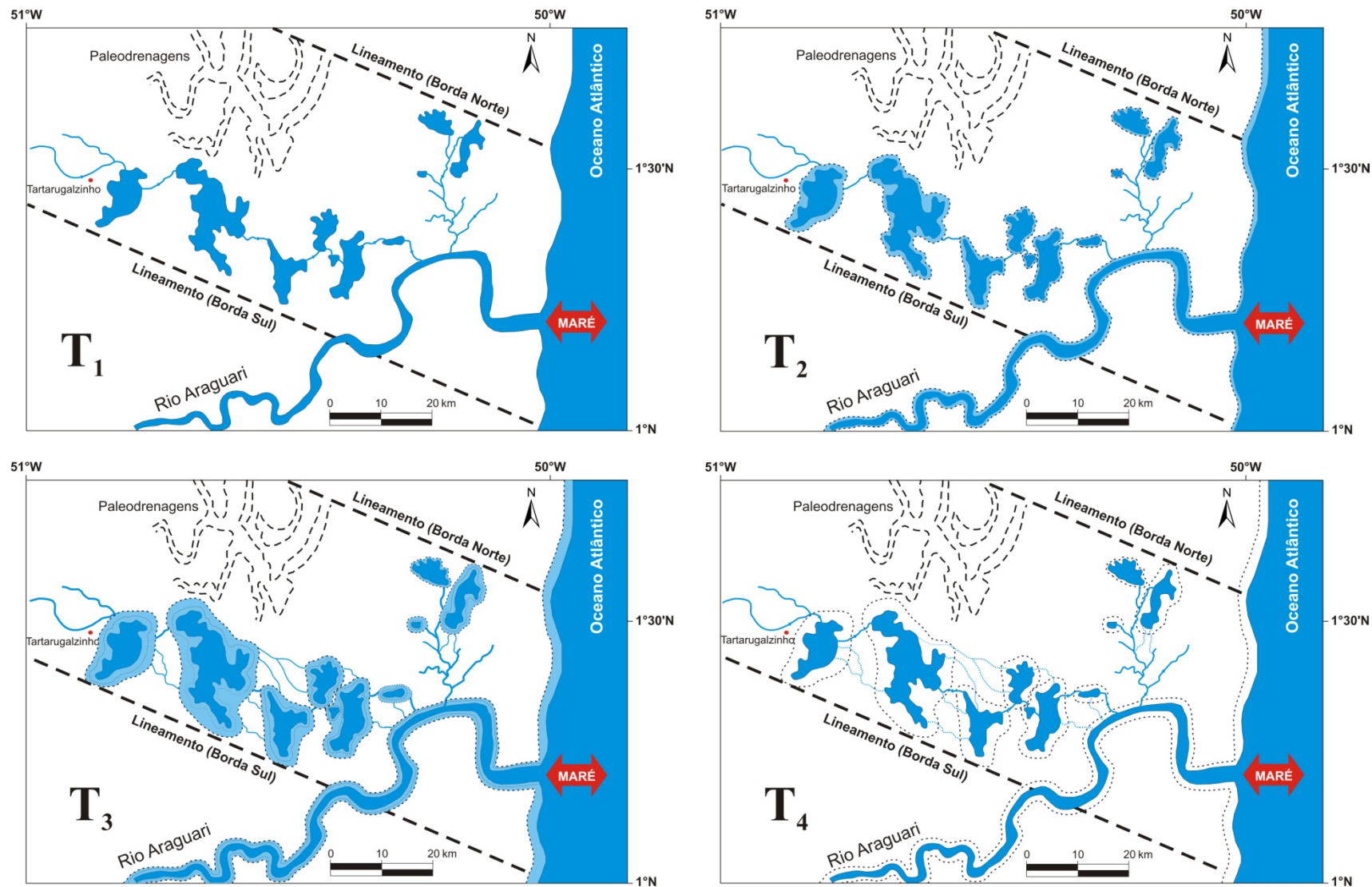


FIGURA 20 - Quadro evolutivo esquemático de retrabalhamento da planície costeira do Amapá, com destaque para as mudanças nos padrões morfológicos (drenagem e relevo), em função da influência de maré (enchente e vazante) e processos neotectônicos.



FIGURA 21 - Canal de drenagem abandonado, escavado no domínio de planícies fluviais, cercado por elevações de baixa amplitude (PT-23), observado a aproximadamente 10 km a oeste da vila Tucumã.

A drenagem presente na área caracteriza-se por um arranjo onde se sobressaem segmentos fluviais retilíneos refletindo bastante os padrões de fraturas observados em campo e em sensores remotos. Grande parte da drenagem se orienta com direções próximas aos *trends* tectônicos NE-SW, NW-SE e N-S.

São comuns trechos fluviais com segmentos retos, curvas em “cotovelo” e trechos afogados em lagos e aumento de densidade de meandros, sugerindo a presença de blocos altos e baixos. A assimetria em diferentes segmentos das drenagens é também marcante, denunciando possíveis blocos adernados por basculamentos tectônicos.

Estas observações reforçam a idéia da possível presença de marcante controle estrutural do relevo com blocos tectônicos ativos, controlados por prováveis falhas de embasamento, com reajustes de relevo/drenagem em decorrência de reativações tectônicas recente a sub-recentes.

Os compartimentos orientados de relevo observados são capazes de estabelecer domínios tectônicos distintos no contexto estudado, mas precisam ser investigados em profundidade por métodos geofísicos adequados, como a gravimetria por exemplo.

5 GEOLOGIA DA REGIÃO COSTEIRA DO ESTADO DO AMAPÁ

Este capítulo apresenta os dados obtidos nas duas campanhas de campo realizadas na área estudada, a primeira de 23 a 28 de setembro de 2008 e a segunda de 23 a 30 de setembro de 2009.

O trabalho de campo incluiu o levantamento geológico, geomorfológico, estratigráfico e sedimentológico das unidades observadas na área, além da coleta de amostras para a datação por Luminescência Ópticamente Estimulada.

O trabalho de mapeamento das unidades litoestratigráficas se concentrou inicialmente nas adjacências da cidade de Tartarugalzinho, ao longo da rodovia BR-156 e de suas vicinais.

Foi possível individualizar dois conjuntos de rochas: (1) *rochas do embasamento* e (2) *depósitos pleistocênicos* (FIGURA 22). Os depósitos pleistocênicos serão tratados em um capítulo a parte, dada a sua importância.

5.1 ROCHAS DO EMBASAMENTO

Dentre os litotipos do embasamento destacam-se principalmente rochas graníticas de granulação média a grossa, predominantemente isotrópicas, com textura porfirítica marcante e uma coloração que varia de cinza a cinza rosado, dependendo da proporção de k-feldspato (FIGURA 23A).

Essas rochas são compostas essencialmente de feldspatos (k-feldspatos e plagioclásio), quartzo e mica, em proporções que permitem classificá-las no campo como granodioríticas e/ou monzograníticas.

A maior parte dos afloramentos distribuídos pela área de trabalho encontra-se intensamente alterados, formando saprólito de rochas graníticas (FIGURA 23B). Em alguns pontos ao longo da área (Pontos 06, 16, 17) ocorrem na forma de blocos métricos rolados sobre a paisagem (FIGURA 24A).

A exceção fica por conta dos lajedos encontrados no leito das drenagens (Pontos 01, 04, 15, 18, 20, 21, 24) as quais escavam o substrato rochoso e expõem a rocha fresca, onde se torna possível descrever as características observadas na mesma (FIGURA 24B).

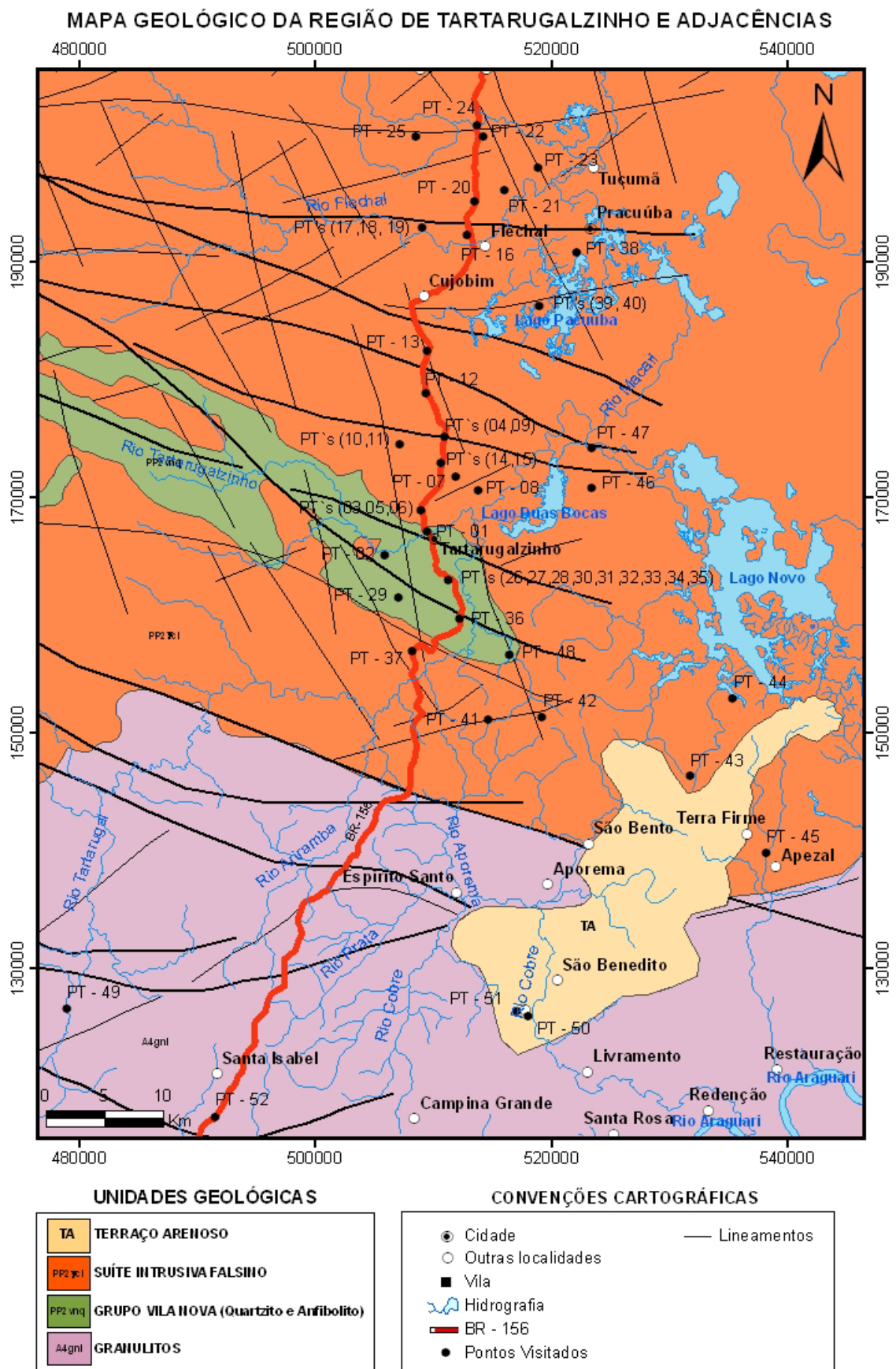


FIGURA 22 - Mapa geológico da região do município de Tartarugalzinho e adjacências, com destaque para os pontos visitados ao longo da área.

Em alguns afloramentos (PT-01 e PT-04) observar-se bandas de cisalhamento com 2 a 4 cm de espessura, orientadas nos *trends* NW-SE (110°Az) e E-W (FIGURA 25A). Estas rochas se apresentam cortadas por veios aplíticos e pegmatíticos com dimensões métricas a centimétricas, orientados na direção N-S (FIGURA 25B).

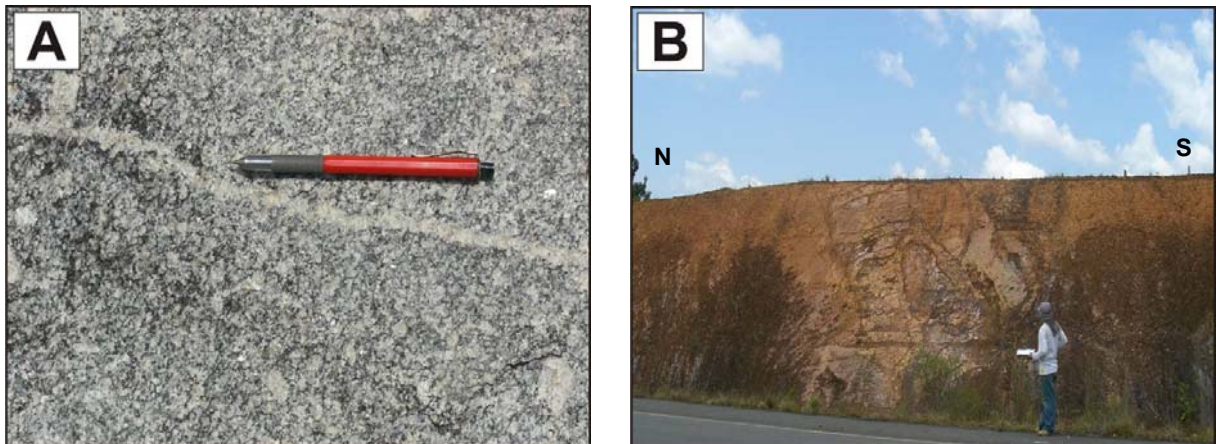


FIGURA 23 - Rocha granítica isotrópica de granulação média a grossa, com textura porfirítica observada no PT-19 (A). Corte de estrada na rodovia BR-156 no PT-32, mostrando rochas do embasamento intensamente alteradas, formando saprólito (B).

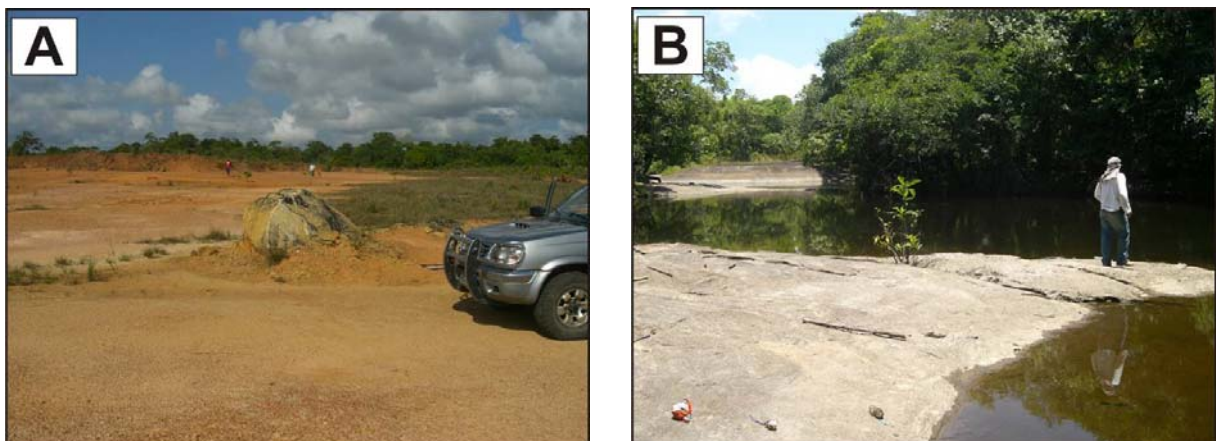


FIGURA 24 - Blocos de rochas graníticas rolados sobre a paisagem (PT-17), sendo resultado do intenso intemperismo ocorrido na região (A). Lajedo de rocha granítica encontrada no leito do rio Flexal (PT-21), onde é possível observar a rocha fresca, pouco alterada (B).

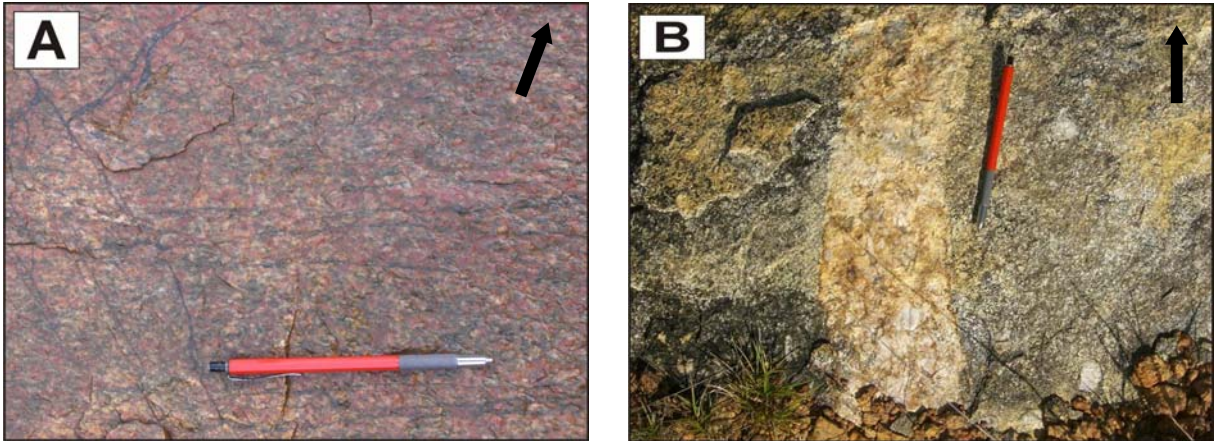


FIGURA 25 - Bandas de cisalhamento (PT-04) com 2 a 4 cm de espessura, orientadas em duas direções principais: NW-SE (110°Az) e aproximadamente E-W (A). Veio pegmatítico (PT-19) de composição quartzo-feldspática, orientado na direção N-S (B). A seta preta indica a direção do norte

Foram observados anfibolitos (Pontos 02 e 48) que parecem ocorrer na forma de corpos lenticulares em faixas quilométricas de direção NW-SE, nas adjacências de Tartarugalzinho. Estes faixas se estendem em direção a sudeste, aflorando principalmente no leito dos rios (FIGURA 26).

Esses anfibolitos têm forte foliação do tipo espaçada disjuntiva orientada na direção NW-SE ($60/220$) e uma lineação de estiramento mineral na posição $25/150$, indicando cinemática de cavalgamento oblíquo dextral (FIGURA 27A e 27B).



FIGURA 26 - Anfibolitos aflorando do leito e nas margens do rio Tartarugalzinho (PT-02). Estes corpos estão dispostos em uma faixa quilométrica, orientada na direção NW-SE.

Observaram-se ainda veios pegmatóides métricos a centimétricos de composição quartzo-feldspática, cortando estas rochas na direção N-S, assim como fraturas orientadas na direção NE-SW (FIGURA 28A e 28B).

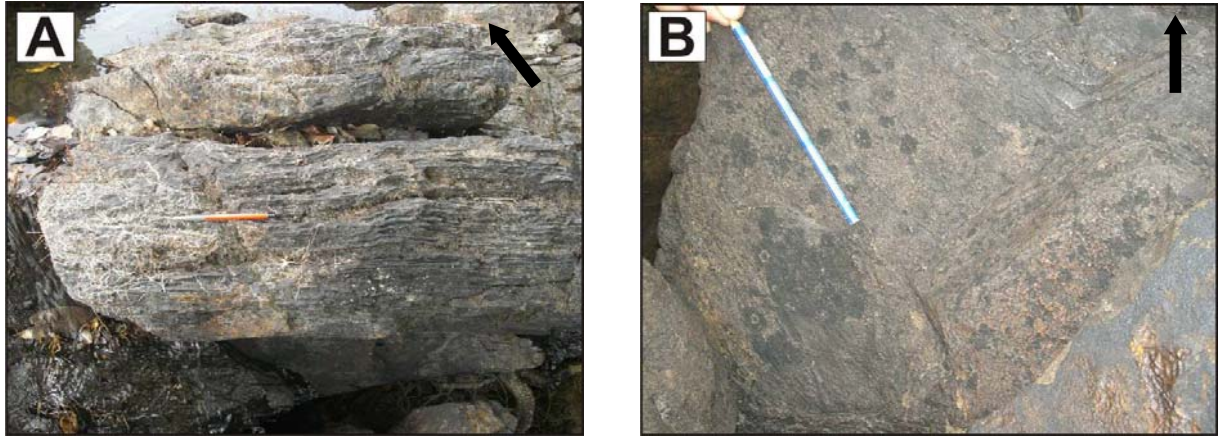


FIGURA 27 - Anfibolito com foliação espaçada disjuntiva em posição (60/220), orientada na direção NW-SE (A). Lineação de estiramento mineral na posição 25/150, observada nos anfibolitos (B). Ambas as fotos foram tiradas no PT-02, às margens do rio Tartarugalzinho.

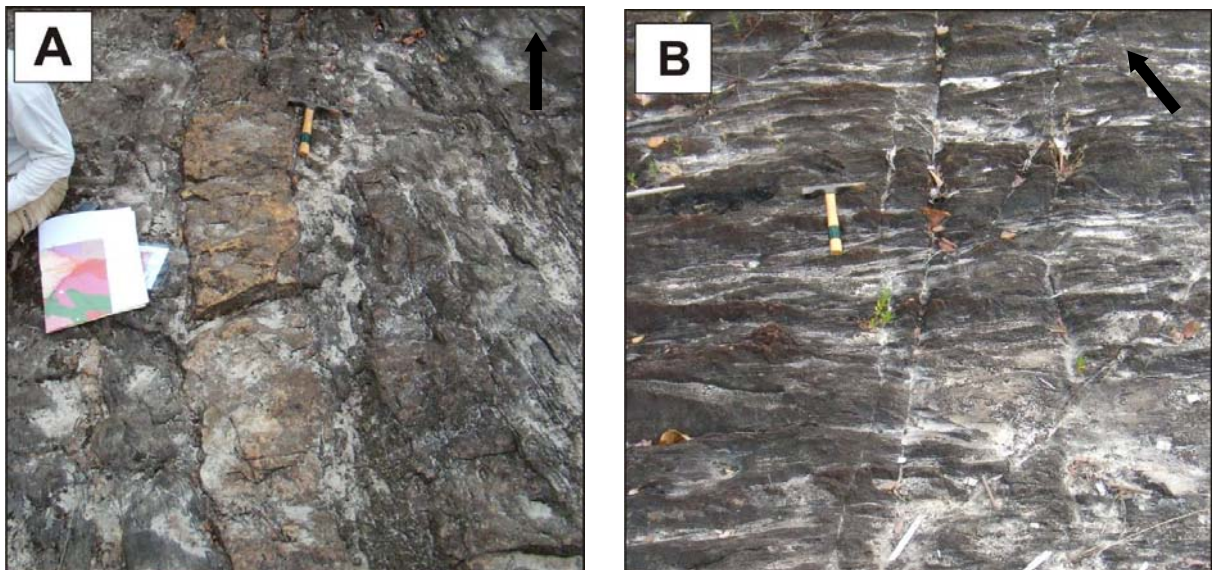


FIGURA 28 - Veio pegmatóide de composição quartzo-feldspática, com 40 cm de largura por 15 m de comprimento, cortando discordantemente os anfibolitos na direção N-S (A). Fraturas com direção NE-SW observadas nos anfibolitos (B). Ambas as fotos foram tiradas no PT-48, no leito do rio Tartarugal Grande.

Ocorrem quartzitos (Pontos 28, 31 e 32) em pacotes subverticais métricos com direção 120° Az, localizados a aproximadamente 10 km a sul de Tartarugalzinho em um garimpo desativado.

Assim como os anfibolitos essas rochas parecem ocorrer em faixas quilométricas, também orientadas na direção NW-SE (FIGURA 29).

Estas rochas parecem preservar ainda uma estruturação primária (S_0) da rocha sedimentar que lhe deu origem (FIGURA 30), com orientação na direção NW-SE ($45/205$), além de fraturas orientadas nas direções E-W e NE-SW (130° e 160° Az).



FIGURA 29 - Afloramento mostrando pacotes de quartzito subverticais métricos, orientados na direção NW-SE (120° Az), em um garimpo desativado 10 km a sul de Tartarugalzinho (PT-28).



FIGURA 30 - Foto em detalhe do quartzito (PT-28), mostrando que parece ter sido preservada a estruturação primária (S_0) do protólito sedimentar, com atitude 45/205.

Ao sul e a sudoeste de Tartarugalzinho ocorrem rochas granulíticas pouco fraturadas, com foliação espaçada disjuntiva anastomótica, orientada na direção NE-SW (40°Az).

Estas rochas foram observadas em um único ponto (PT-49), no leito de um afluente do rio Tartarugal Grande, a sudoeste de Tartarugalzinho (FIGURA 31).

Na área de estudo foi identificado uma dique (PT-32) de rocha básica, nas margens da rodovia BR-156, cinco quilômetros a sul de Tartarugalzinho.

Dispõe-se na forma de um corpo tabular, de cor cinza e com textura porfírica fina, o qual foi classificado no campo como diabásio. Este corpo está orientado na direção N-S e parece cortar discordantemente as rochas do embasamento (FIGURA 32A e 32B).

De maneira geral, as rochas do embasamento nessa região apresentam-se relativamente pouco fraturadas, com destaque para três direções principais: N-S (predominante), E-W e NE-SW (70°Az).



FIGURA 31 - Afloramento de rocha granulítica, com foliação espaçada disjuntiva anastomótica orientada na direção NE-SW (40° Az). Estas rochas afloram (PT-49) no leito de um dos afluentes do rio Tartarugal Grande, a sudoeste de Tartarugalzinho.

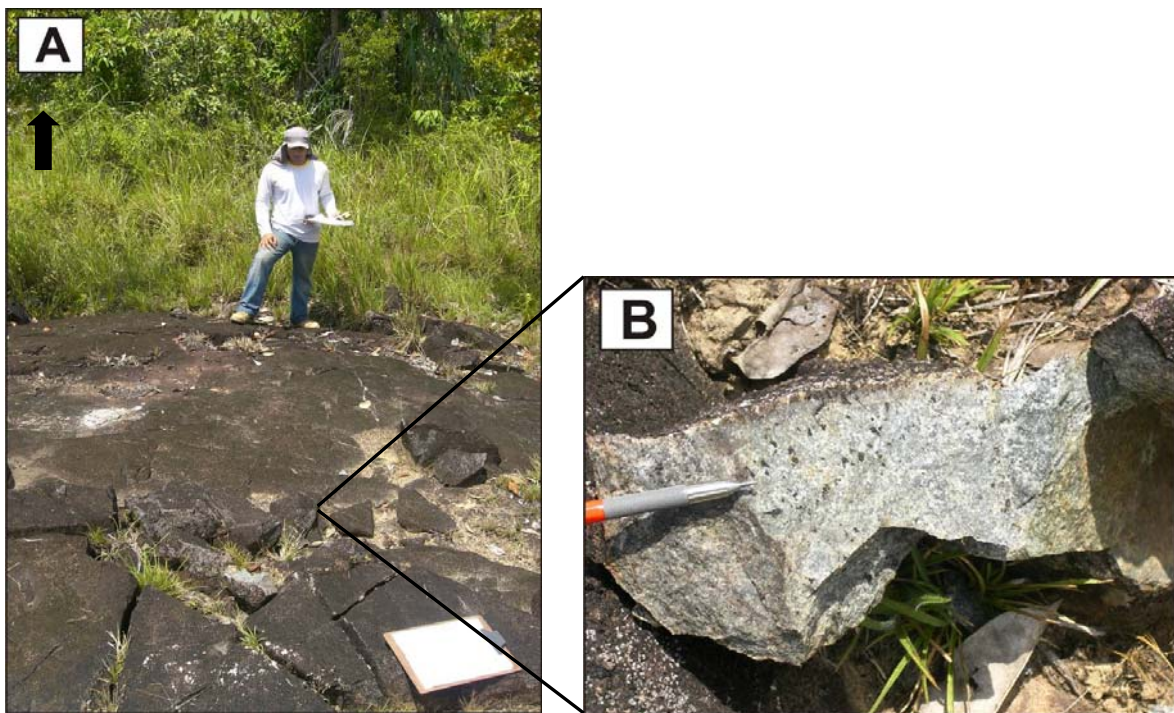


FIGURA 32 - Dique de rocha básica (diabásio) orientado na direção N-S, cortando discordantemente as rochas do embasamento (A). Foto em detalhe do dique, mostrando a coloração cinza e textura porfirítica fina, sendo classificado no campo como diabásio (B). Ambas as fotos foram tiradas no PT-32, 5 km a sul de Tartarugalzinho, às margens da rodovia BR-156.

De acordo com CPRM (2004) as rochas granulíticas encontradas na área pertencem a Suíte Metamórfica Tartarugal Grande de idade Arqueana. Dados Pb-Pb em zircão de granulitos félsicos da região de Tartarugal Grande forneceram idade mínima em torno de 2,6 Ga (LAFON et al., 1998; AVELAR et al., 2001, 2003).

Os anfibolitos e quartzitos podem ser correlacionados com as rochas do Grupo Vila Nova, que representam uma seqüência tipo *greenstone*, onde ocorrem principalmente rochas metamáfica-ultramáficas, quartzitos, formações ferríferas, anfibolitos, xistos e metavulcânicas félsicas (CPRM, 2004).

Dados em Sm-Nd obtidos em rochas anfibolíticas e actinolita xistos (*Greenstone Belt* Ipitinga) apontam idade de 2267 ± 66 Ma, o que reforça a idade paleoproterozóica dessas rochas (MACREATH e FARACO, 2006).

As rochas graníticas identificadas na área de trabalho fazem parte da chamada Suíte Intrusiva Falsino (Paleoproterozóico) que compreende granitos, sienogranitos e monzogranitos, geralmente equigranulares a porfiróides, isotrópicos, ou com trama dúctil incipiente (CPRM, 2004).

Estas rochas pertencem à granitogênese pós-Transamazônica de idade 1,75 e 1,71 Ga, regionalmente descrita (VASQUEZ e LAFON, 2001; CPRM, 2004).

O dique observado na área pode ser correlacionado à Suíte Intrusiva Cassiporé, caracterizado por diabásios, gabros, basaltos e granófiros colocados em diques, e menos comumente, em soleiras e *stocks* (CPRM, 2004). Estas rochas correspondem ao magmatismo básico ocorrido no Mesosóico durante a abertura do Atlântico Central (VEIGA et al., 1995).

Uma observação importante feita ao longo do mapeamento na região de Tartarugalzinho e adjacências é que o limite cartográfico indicado para as rochas do embasamento pelos principais mapas disponíveis e publicados não condiz com o limite sugerido neste trabalho.

Como já foram mencionadas, as rochas do embasamento expostas na área de trabalho encontram-se extremamente alteradas, em sua maioria formando saprólito, o que dificulta o trabalho de mapeamento, reconhecimento e individualização dessas rochas.

No entanto, observações de campo permitem dizer que a ocorrência das rochas do embasamento estende-se bem mais a leste, alcançando as margens dos lagos e sistema de drenagens. Em alguns afloramentos (PT- 41, 42, 43) ainda é

possível notar blocos de rochas graníticas alteradas ou até mesmo resquícios de trama dúctil, orientada na direção de estruturação regional NW-SE (FIGURA 33).



FIGURA 33 - Rocha granítica alterada (PT-43), onde ainda é possível observar a trama dúctil, orientada na direção de estruturação regional (NW-SE) observada na área.

Na margem dos lagos (Novo, Duas Bocas e Pracuúba) são identificados solos argilosos mosqueados e sem estruturação, o que sugere a presença de saprólito do embasamento, onde provavelmente, a grande quantidade de argila é resultado da alteração de rochas graníticas ricas em feldspatos (FIGURA 34).

Apesar do trabalho de mapeamento ter sido realizado até a margem esquerda do Lago Novo é provável que a interpretação feita para o limite de ocorrência das rochas do embasamento se estenda ainda mais a leste, alcançando os demais sistemas de drenagem e lagos.



FIGURA 34 - Saprólito do embasamento (setas vermelhas) observada próximo a margem oeste do Lago Novo (PT-44), mostrando que intensa alteração gerou solos argilosos, de coloração branco-avermelhada.

6 DEPÓSITOS PLEISTOCÊNICOS

6.1 ASPECTOS MORFOLÓGICOS

Os depósitos pleistocênicos estudados estão distribuídos ao longo de uma faixa de direção NW-SE, em cortes de estrada com até 5m de espessura e comprimento variando de 100 a 200m ao longo da rodovia BR-156.

Trabalhos prévios consideraram estes depósitos como Grupo Barreiras, de idades Miocena-Pliocena (ROSSETI et al. 1989; LIMA et al., 1991; SILVEIRA, 1998; ROSSETI, 2001; CPRM, 2004; IBGE 2007). No entanto, neste trabalho foram feitas datações que comprovam a idade pleistocena para esses depósitos (ver item 6.2).

Estes depósitos sobrepõem-se em discordância litológica às rochas cristalinas do embasamento arqueano - paleoproterozóico, marcados por blocos e matacões e, muitas vezes, desenvolvendo contatos em *onlap* (FIGURA 35).

Formam duas unidades morfológicas distintas, Terraço arenoso e Terraço areno-argiloso, com ambos apresentando intensa ferruginização. Este fato pode ter contribuído para a confusão com os depósitos Barreiras, que estão intensamente laterizados, sendo encontrados ao longo da costa brasileira (SUGUIO e NOGUEIRA, 1999).

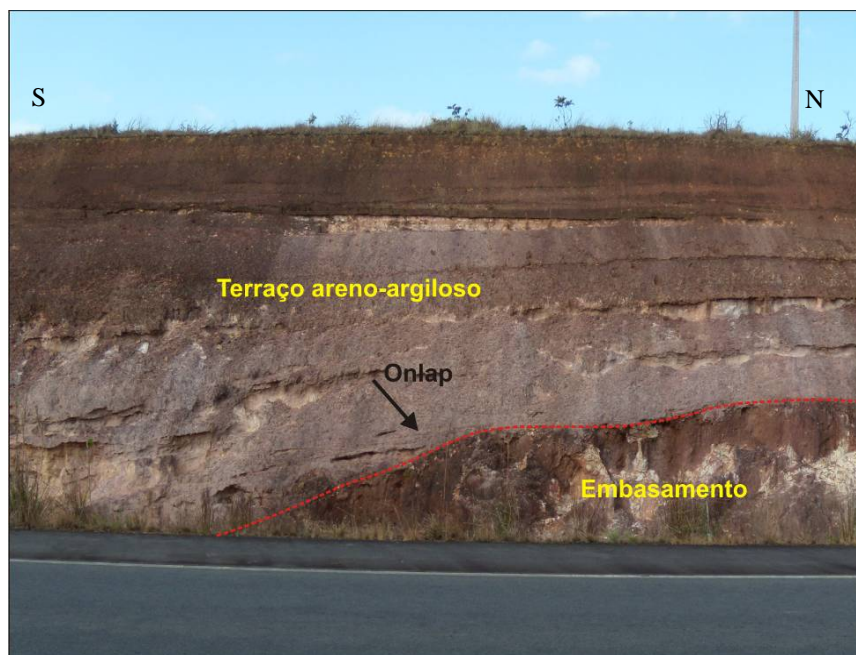


FIGURA 35 - Contato discordante desenvolvido em *onlap* entre o Terraço areno-argiloso (pleistocênico) com o embasamento arqueano-paleoproterozóico, observado em corte de estrada na rodovia BR-156 no ponto PT-34.

O *Terraço arenoso* ocorre na porção sul da área (PT-50 e PT-51), nas proximidades da localidade de São Benedito, com uma ampla distribuição cartográfica, conforme observado no mapa geológico da figura 22. Atuam como sustentação de alguns morrotes, devido a sua intensa ferruginização.

O *Terraço areno-argiloso* ocorre descontinuamente em uma pequena faixa orientada na direção NW-SE próximo a cidade de Tartarugalzinho (Pontos 14, 33, 34, 35 e 36) não sendo possível sua representação cartográfica na escala do mapa. Dessa forma foram destacados os pontos de ocorrência destes depósitos no mapa geológico.

Os seus afloramentos estão localizados atualmente em torno de 15 a 20 m acima do nível do mar e a uma distância de aproximadamente 100 km da costa amapaense.

De maneira geral, estes depósitos são constituídos de argila a cascalhos, onde predominam os ritmitos com acamamento *wavy*, estratificação heterolítica inclinada e estratificações cruzadas tabular e acanalada, com paleocorrentes predominantes para E e NE.

6.2 IDADES (LOE)

Foram identificadas duas unidades morfológicas pleistocênicas na área de trabalho, classificadas no campo como: (1) *Terraço arenoso* e (2) *Terraço areno-argiloso*.

Dentre as duas unidades morfológicas só foi possível coletar amostras para a datação no *Terraço areno-argiloso*, já que, a intensa ferruginização observada no outro terraço impossibilitou a colocação do tubo para a coleta de sedimentos.

A estratigrafia do *Terraço areno-argiloso*, estabelecida com base na datação por LOE pelo método da Alíquota Múltipla (MAR) forneceu idades que subsidiaram a classificação morfológica dos depósitos pleistocênicos da porção leste da área de trabalho (FIGURA 36).

Além destes terraços, foram identificados depósitos de areia, localizados nas margens da rodovia BR-156 (PT-05), dois quilômetros a norte da cidade de Tartarugalzinho, dispostos discordantemente sobre embasamento.

A distribuição estratigráfica e cartográfica das unidades pleistocênicas, estabelecidas em trabalho prévios para a região costeira do Amapá não coincide com a estabelecida neste estudo.

Como já foi mencionado, os trabalhos publicados acerca dos depósitos sedimentares encontrados em contato com as rochas do embasamento na costa amapaense classificam esses depósitos como pertencentes ao Grupo Barreiras, de idade Miocena-Pliocena (ROSSETI et al. 1989; LIMA et al., 1991; SILVEIRA, 1998; ROSSETI, 2001; CPRM, 2004; IBGE 2007).

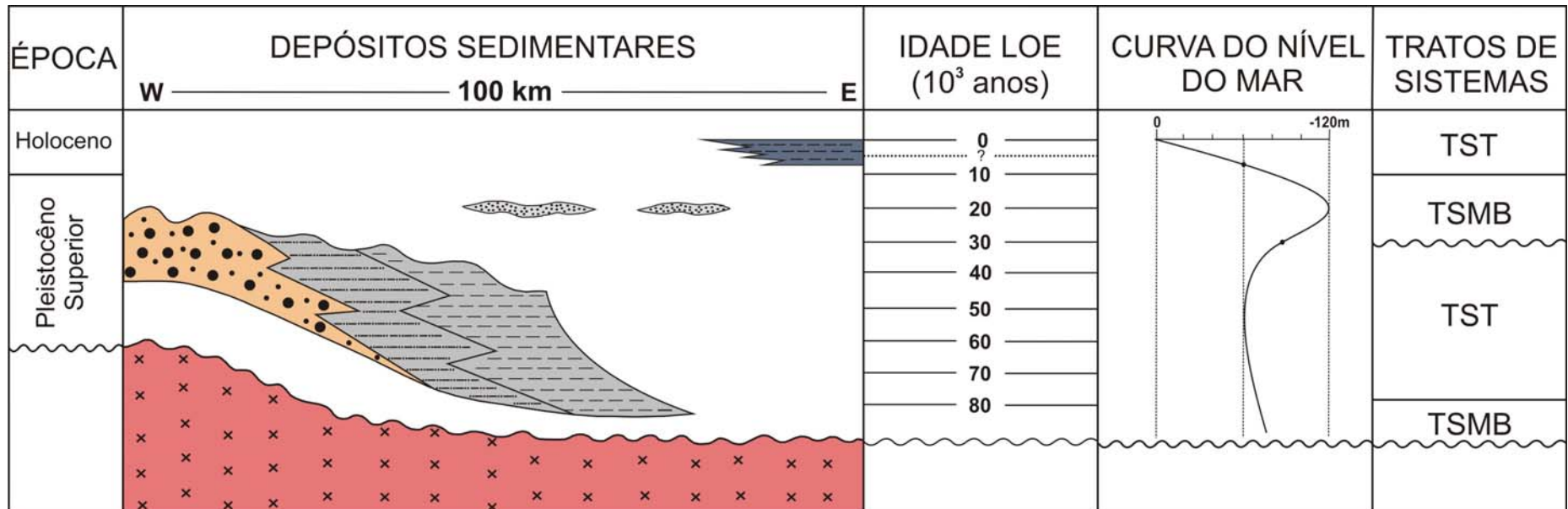
Entretanto, as datações indicam idades mais novas, com um intervalo que varia entre 30.000 e 80.000 anos AP. Portanto, esses depósitos são interpretados como pertencentes a um terraço pleistocênico (FIGURAS 37, 38 e 39).

Foram coletadas três amostras para a datação desse terraço, em horizontes estratigráficos distintos. Uma na base da sucessão de estratos, uma no topo e outra em um nível intermediário.

A idade mais velha obtida para o terraço foi de 78.000 ± 12.000 anos, coletada na base de um dos estratos (FIGURA 37) e a idade mais nova foi de 28.200 ± 2.500 anos, coletada no topo da mesma sucessão de estratos (FIGURA 38A).

A coleta no nível intermediário forneceu uma idade de 30.500 ± 6.500 anos (FIGURA 38B). A idade obtida para os depósitos de areia foi de 23.5000 ± 3.000 anos.

Quando se compara as idades obtidas com os horizontes estratigráficos em que as amostras foram coletadas, percebe-se que os resultados são compatíveis, comprovando a precisão e confiabilidade do método.



Ambiente Depositional	Depósitos	Tratos de Sistemas
Planície de maré	Argilas holocênicas	TST
Canal fluvial	Areias fluviais	TSMB
Planície de maré	Argilas (inframaré)	TST
	Pelitos (intermaré)	
Canal fluvial	Fluvial	TSMB
	Embasamento	

FIGURA 36 - Quadro morfológico dos depósitos pleistocênicos, comparando as idades geocronológicas obtidas por LOE com a curva do nível do mar criada para a região costeira do Amapá a partir de 80.000 anos AP.

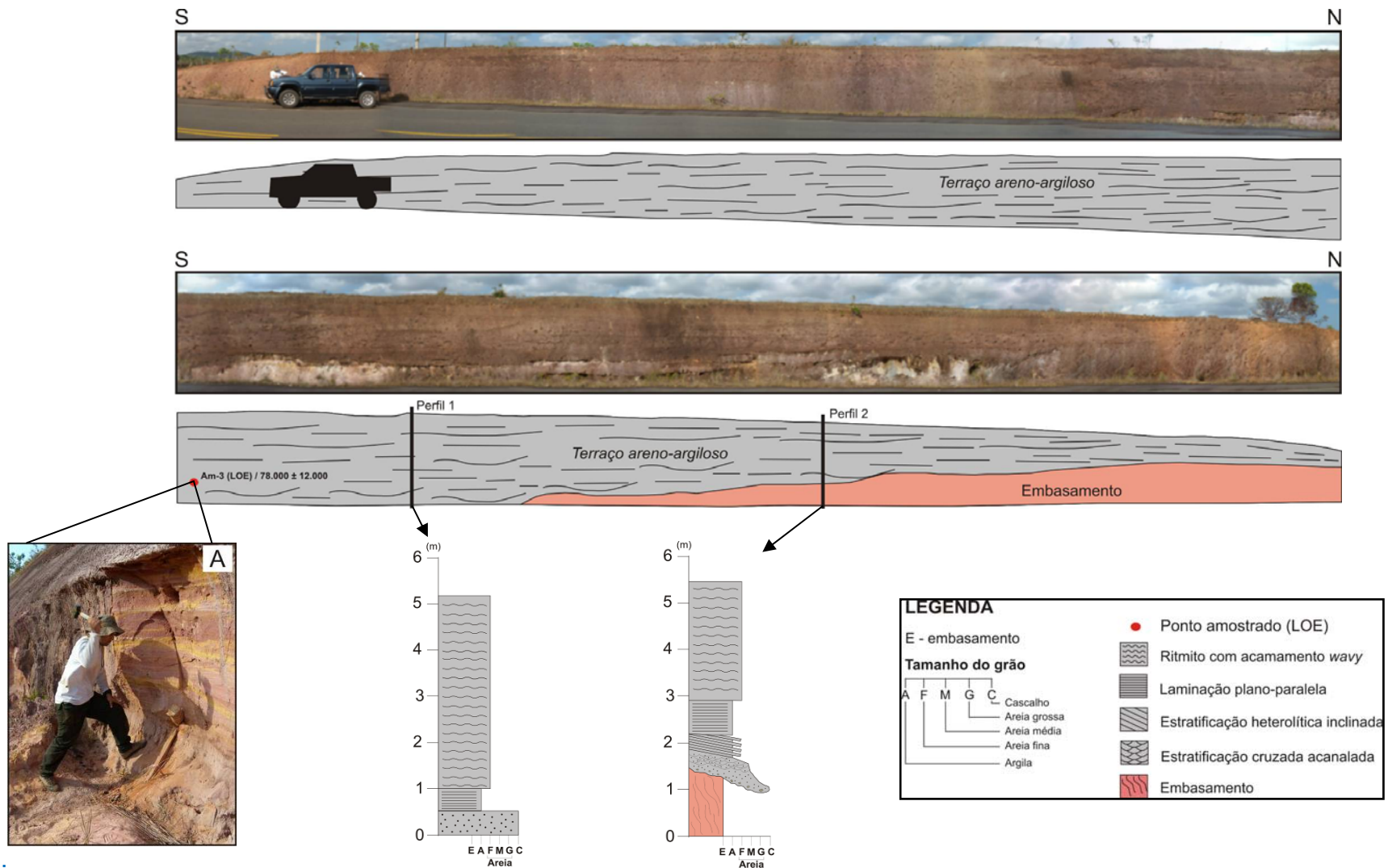


FIGURA 37 - Seção geológica (S-N) obtida a partir de fotomosaico em corte de estrada na rodovia BR-156 (Local PT-33), mostrando a distribuição do *Terraço areno-argiloso* que recobre discordantemente às rochas do embasamento (Perfil 2). Indicação da Amostra (Am-03) na base do afloramento para a datação por LOE (Detalhe A).

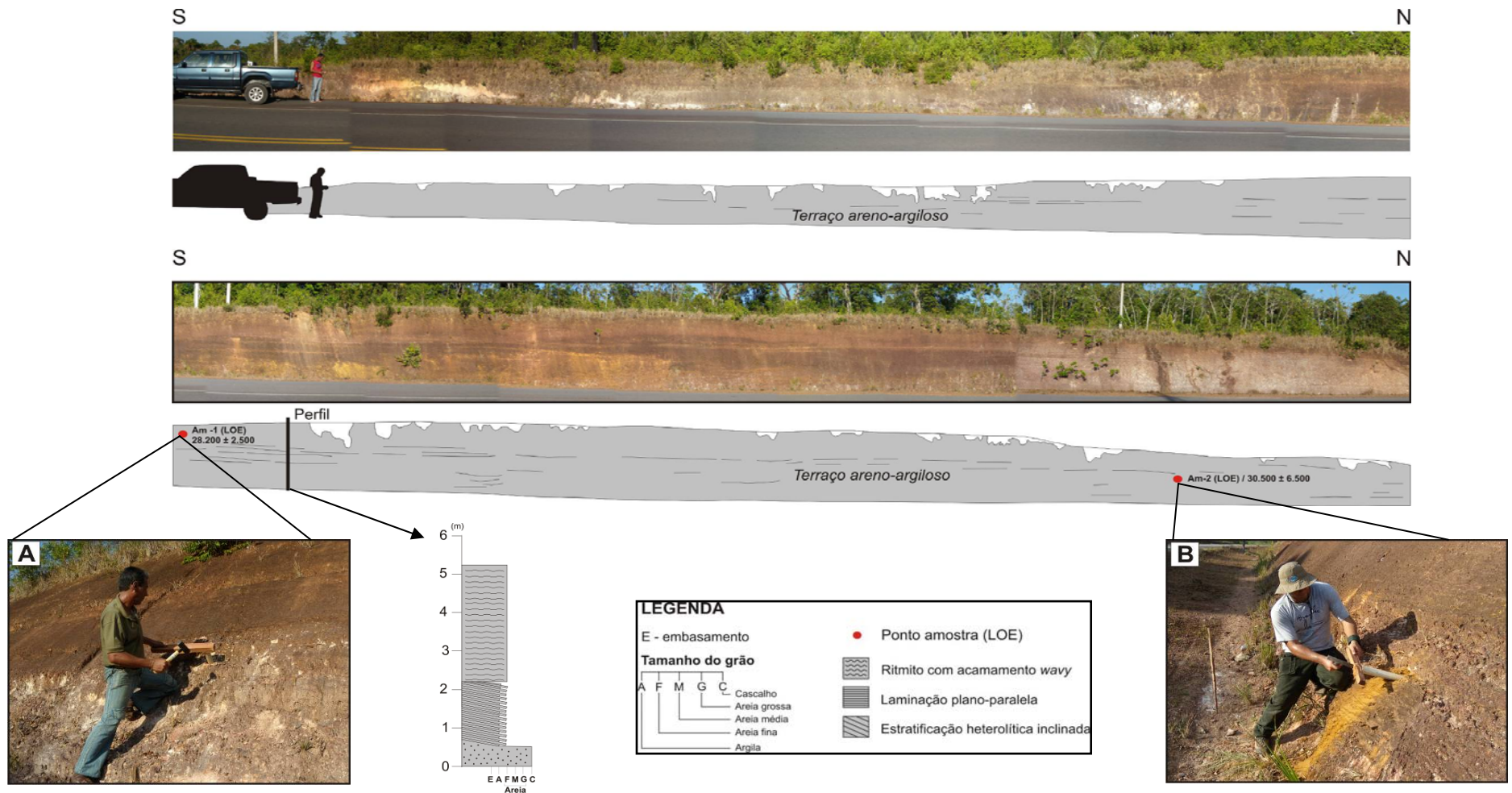


FIGURA 38 - Seção geológica (S-N) em corte de estrada na BR-156 (local PT-36), mostrando a distribuição contínua do *Terraço Marinho*. Foram coletadas duas amostras (AM-01 e AM-02) para a datação por LOE, uma no topo do afloramento (Detalhe A) e outra próxima a base (Detalhe B). Nesse afloramento observa-se da base para o topo, estratificação heterolítica inclinada e acamamento wavy (Perfil).

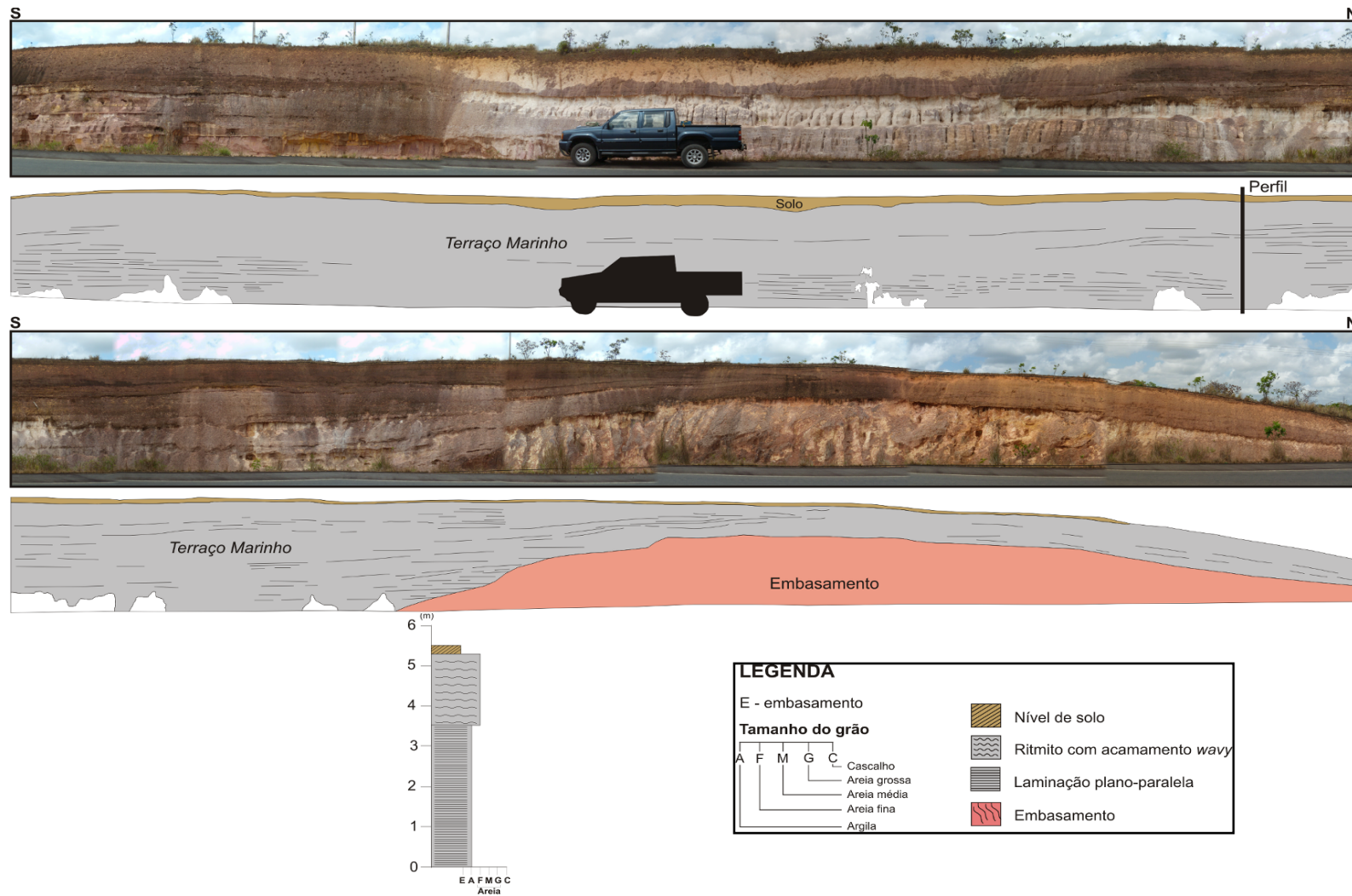


FIGURA 39 - Seção geológica (S-N) em corte de estrada na BR-156 (Local PT-34), mostrando a distribuição do *Terraço Marinho* que recobre discordantemente às rochas do embasamento. Nesse afloramento observa-se uma espessa camada de argila com laminação plano-paralela (Perfil), depositada provavelmente, no ambiente de inframaré.

6.3 ANÁLISE FACIOLÓGICA

Neste item serão descritos os aspectos gerais e análise de fácies, assim como as associações de fácies das duas unidades morfológicas pleistocênicas, *Terraço arenoso* e *Terraço areno-argiloso*.

6.3.1 Descrição e Interpretação das Fácies

Foram descritas ao todo sete fácies sedimentares para os depósitos pleistocênicos, conforme observado na TABELA 3.

TABELA 3 - Sumário das litofácies dos depósitos pleistocênicos. Identificação, descrição e interpretação dos processos sedimentares.

Fácies	Estrutura	Processos
Arenito grosso a conglomerático com estratificação cruzada tabular At	Estratificação cruzada tabular	Migração de formas de leito (2D) de cristas retas em canal fluvial com regime de fluxo inferior.
Arenito grosso a conglomerático com estratificação cruzada acanalada Aa	Estratificação cruzada acanalada	Migração de formas de leito (3D) de cristas sinuosas em canal fluvial com fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior.
Cascalho/areia com estratificação cruzada acanalada CAa	Estratificação cruzada acanalada	Migração de formas de leito (3D) de cristas sinuosas em canal de maré com regime de fluxo inferior.
Areia/pelito com seixos na base e estratificação heterolítica inclinada APh	Estratificação heterolítica inclinada	Migração de canal de maré meandrante e formação de depósitos de barra em pontal.
Pelito laminado PL	Laminação plano paralela	Deposição por suspensão em condições de baixa energia.
Ritmito areia/pelito com acamamento wavy RAPw	Acamamento wavy	Migração de canal de maré e deposição por suspensão

6.3.1.1 Arenito grosso a conglomerático com estratificação cruzada tabular - At

Esta fácies consiste predominantemente, de arenitos grossos a conglomeráticos, mal selecionados, com seixos subangulosos a subarredondados de quartzo. Apresentam estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte com *sets* que alcançam até 45cm de espessura (FIGURA 40).

Esta fácies foi gerada pela migração de formas de leito de cristas retas (2D) em canal fluvial sob regime de fluxo inferior (HARMS et al., 1982).

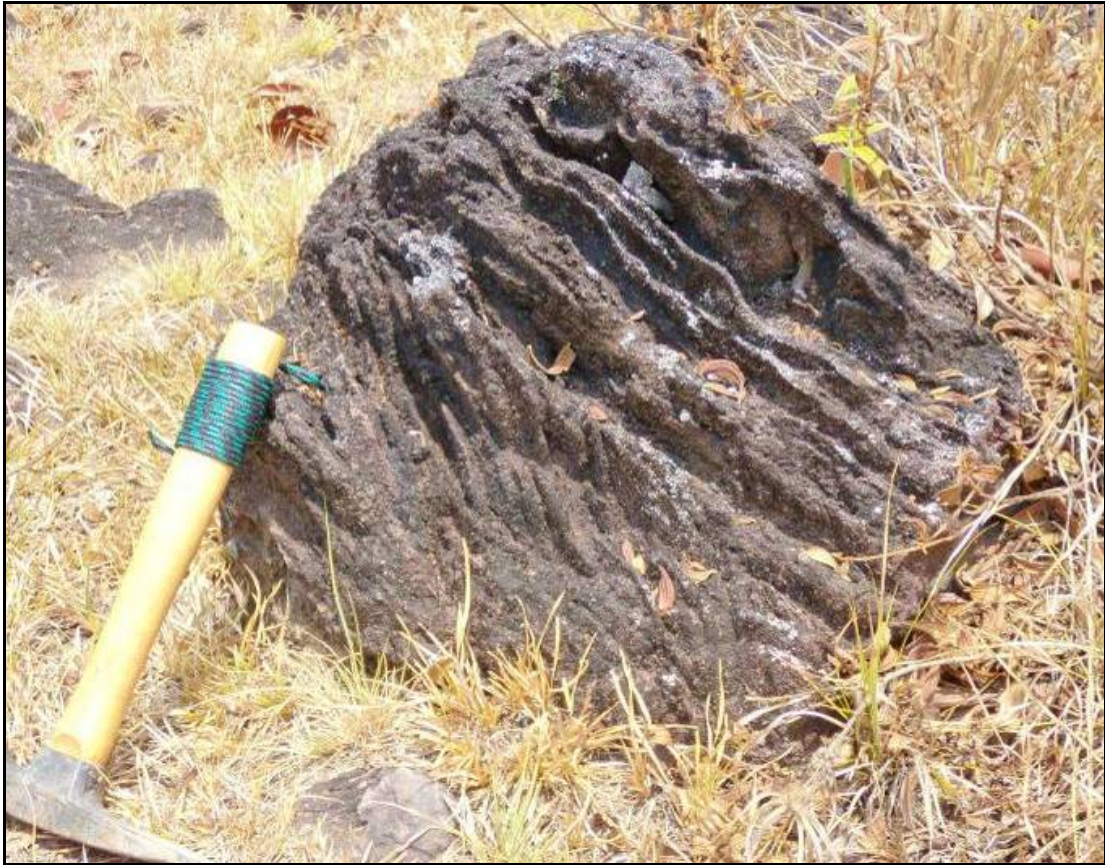


FIGURA 40 - Bloco de arenito ferruginizado, apresentando estratificação cruzada tabular com set de 40cm de espessura (PT-51).

6.3.1.2 Arenito grosso a conglomerático / estratificação cruzada acanalada - Aa

Esta fácies é constituída por camadas tabulares de arenitos de granulometria grossa a conglomerática, com grãos mal selecionados, representados por blocos intensamente ferruginizados, o que dificulta a observação e descrição faciológica (FIGURA 41). Apresenta estratificação cruzada acanalada com sets de aproximadamente 20 a 40cm de espessura.

Foi gerada através da migração de formas de leito de cristas sinuosas (3D) em canal fluvial com fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior (HARMS, op. cit.).



FIGURA 41 - Blocos de arenitos intensamente ferruginizados, dificultando a observação e descrição faciológica desses depósitos. Estes blocos atuam como sustentação do relevo (PT-51).

6.3.1.3 Cascalho / areia com estratificação cruzada acanalada - Caa

Esta fácies é constituída por camadas de areia fina a cascalho, grãos mal selecionados. Apresenta estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte com sets tabulares de variando de 20 a 80cm de espessura (FIGURA 42). Na base da sucessão ocorrem clastos subarredondados de quartzo que variam de 1 a 2 cm de diâmetro.

Notam-se nesta fácies ciclos granodecrescentes ascendentes, onde em alguns casos ocorre um aumento na quantidade de níveis pelíticos em direção ao topo.

A fácies foi gerada através da migração de formas de leito de cristas sinuosas (3D) em canal de maré, sob regime de fluxo inferior (HARMS et al., 1982).

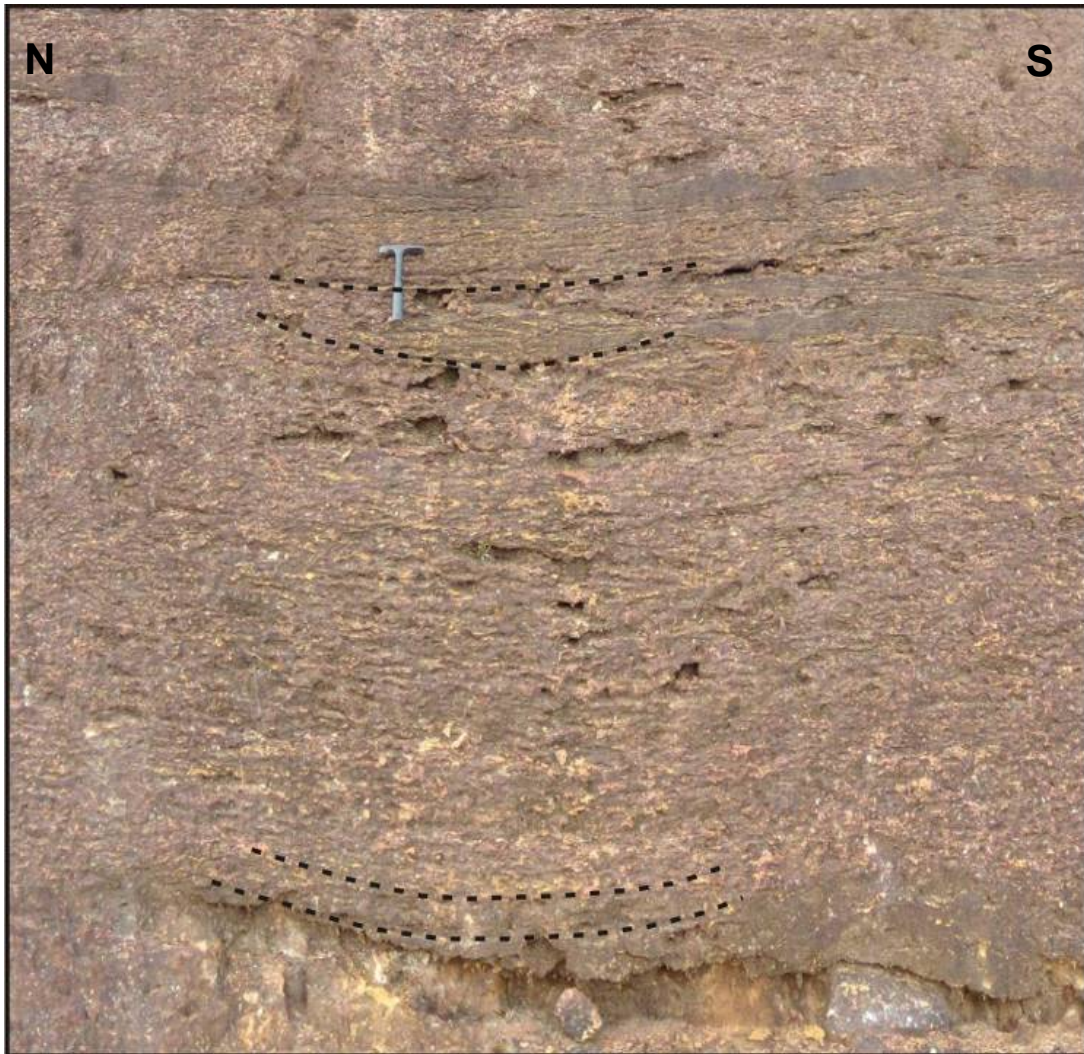


FIGURA 42 - Estratificação cruzada acanalada (linha tracejada), observada em corte de estrada na rodovia BR-156 (PT-33).

6.3.1.4 Areia / pelito com estratificação heterolítica inclinada - APh

Esta fácies é constituída por intercalações de pelito e areia fina, depositadas em *sets* inclinados formando a estratificação heterolítica inclinada (FIGURA 43).

Estas camadas apresentam mergulhos que variam de 20° a 30°. As intercalações entre o pelito e areia formam pares, dando origem a ciclos granodecrescentes ascendentes. Internamente as camadas de areia apresentam estratificação cruzada tabular com *mud drapes*, formando sequência de *tidal bundle*, enquanto no pelito ocorre laminação plano-paralela (FIGURA 44).

A estratificação heterolítica inclinada é resultado da acresção lateral de barras em pontal em canais de maré meandrantés (THOMAS et al., 1987).



FIGURA 43 - Estratificação heterolítica inclinada, com intercalações de pelito e areia fina, observada em corte de estrada (N-S) na rodovia BR-156 (PT-36).

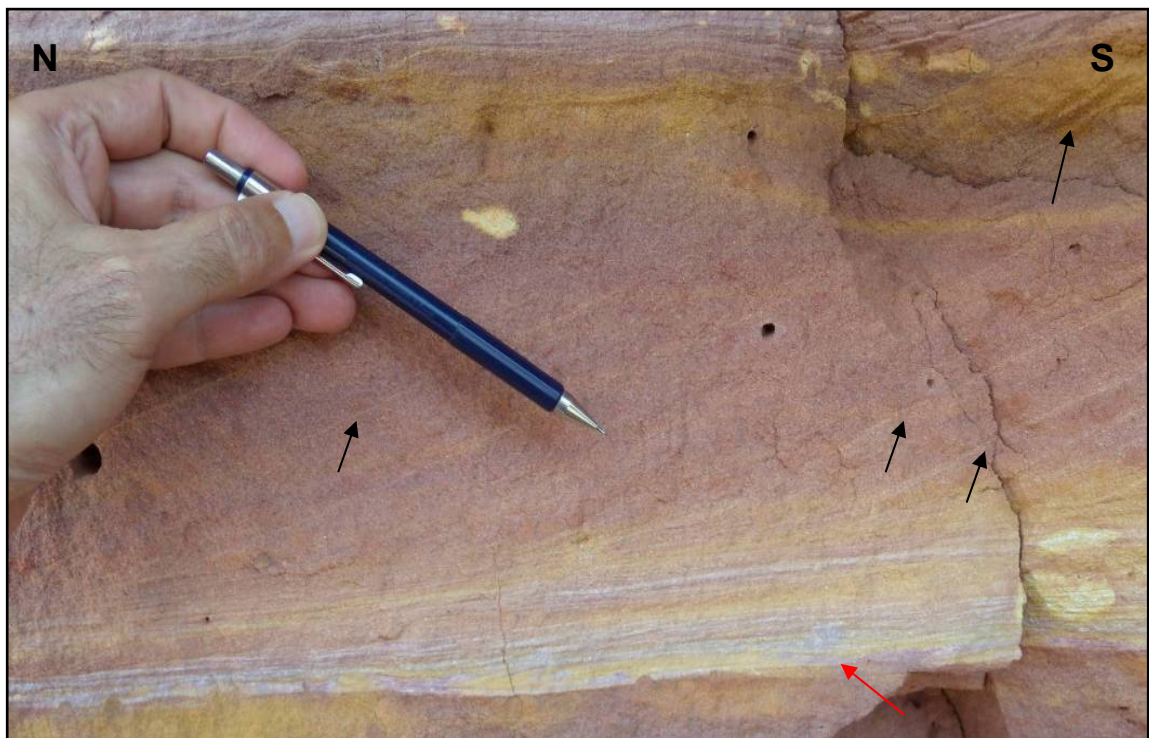


FIGURA 44 - Estratificação cruzada tangencial com *mud drapes* formando pares (setas pretas). Observa-se ritmitos areia/pelito na base do set (seta vermelha). Corte de estrada (N-S) na margem da rodovia BR-156 (PT-33).

6.3.1.5 Pelito laminado - PL

Esta fácies é composta por material de granulometria silte / argila, tendo como estrutura principal a laminação plano-paralela. A disposição desta fácies é na forma de camadas de aproximadamente 40 a 50cm de espessura, lateralmente contínuas e com geometria lenticular (FIGURA 45).

Em alguns locais a espessura ultrapassa 3m, caracterizando que a deposição se deu em ambiente mais profundo (inframaré), onde o espaço de acomodação foi suficiente para permitir a deposição de espessas camadas de pelito.

A formação desta fácies foi gerada durante períodos de inundação onde a energia da corrente é muita baixa ou quase nula, possibilitando assim a deposição dos sedimentos em suspensão.



FIGURA 45 - Camadas tabulares de argila com laminação plano-paralela na base (seta preta) e ritmitos silte/areia, formando camadas tabulares acima. Corte de estrada (N-S) na rodovia BR-156 (PT-33).

6.3.1.6 Ritmito areia / pelito com acamamento wavy - RAPw

Esta fácies é composta por material de granulometria que varia de argila a areia fina, tendo como estrutura principal o acamamento wavy. A disposição desta fácies é na forma de camadas que atingem até 3m de espessura, lateralmente contínuas (FIGURA 46).

As intercalações entre pelito e areia formam pares, dando origem a ciclos granodecrescentes ascendentes. Internamente as camadas de areia apresentam espinha de peixe, marcas onduladas e *tidal bundles*, enquanto que no pelito ocorre laminação plano-paralela, evidenciando a influência da maré durante o processo deposicional.

A formação desta fácies foi gerada na parte mais inclinada da planície intermaré, sob influência de correntes e ondas que geraram o acamamento ondulado.



FIGURA 46 - Ritmito areia/pelito, com acamamento wavy. Observado em corte de estrada na rodovia BR-156 (PT-33).

6.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES (AF)

As fácies sedimentares descritas para os depósitos pleistocênicos foram agrupadas em três associações de fácies que representam respectivamente: (1) *Canal fluvial*, (2) *Canal de maré meandrante* e (3) *Planície de maré*, conforme sintetizado na TABELA 4.

TABELA 4 - Sumário das associações das fácies, com as suas características e a interpretação do ambiente deposicional.

Associação	Descrição	Interpretação
AF₁ (At e Aa)	Arenitos grossos a conglomeráticos, com estratificações cruzadas tabular e acanalada.	Canal fluvial
AF₂ (CAa e APh)	Cascalho / areia com estratificação cruzada acanalada. Intercalações de pelito e areia, formando a estratificação heterolítica inclinada, com ocorrência interna de estratificação cruzada tabular e <i>tidal bundle</i>	Canal de maré meandrante
AF₃ (PL e RAPw)	Intrecalação entre silte e argila, formando a laminação plano-paralela. Ritmito com acamamento wavy, formado pela intercalação de pelito e areia fina.	Planície de maré

6.4.1 Canal Fluvial (AF₁)

A Associação **AF₁** é representada pelos depósitos de canal fluvial que compreendem arenitos grossos a conglomeráticos, mal selecionados, subangulosos a subarredondados, caracterizados por blocos intensamente ferruginizados que engloba as fácies At e Aa.

A estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte apresenta sets que alcançam até 45cm de espessura, enquanto que a estratificação cruzada acanalada apresenta sets que variam de 20 a 40cm de espessura.

O predomínio de formas de leitos 2D na fácies At e 3D na fácies Aa se deve, provavelmente, a variações no regime de fluxo (CANT e WALKER, 1978; CUDZIL e DRIESE, 1987).

6.4.2 Canal de Maré Meandrante (AF_2)

A Associação AF_2 é representada pelos depósitos de canais de maré meandrante que compreendem areia fina / pelitos intercalados formando ciclos granodescrescentes ascendentes que englobam as fácies *CAa* e *APh*.

Os sedimentos depositados sob influência de maré podem apresentar estruturas relativamente complexas em função da atuação de processos trativos e de suspensão ligados a correntes reversas e intervalos de água parada (KLEIN, 1970).

Nestes depósitos são comuns recobrimentos e pares de lama sobre estratos cruzados, com variação cíclica de espessura de *foresets* (*tidal bindles*) causada pela variação de maré de sizígia e quadratura (NIO e YANG, 1991).

Estes depósitos apresentam uma inclinação, que caracteriza a presença de barra em pontal, típicas de canais de maré meandrantas, com a migração lateral do canal sobre a planície de inundação, durante os períodos de maré baixa, onde a energia é maior, possibilitando a deposição de areia.

A orientação unidirecional dos estratos cruzados sugere assimetria entre as correntes de maré enchente e vazante (DE BOER et al., 1989; NIO e YANG, 1991), fato comum em ambientes de maré (DALRYMPLE, 1992).

Os indicadores de paleocorrentes desses depósitos apontam preferencialmente para E e NE, com a linha de costa aproximadamente N-S.

6.4.3 Planície de Maré (AF_3)

A Associação AF_3 é representada pelos depósitos de planície de maré que compreende areia fina/pelitos intercalados formando ciclos granodescrescentes ascendentes que englobam as fácies *PL* e *RAPw*.

A fácies *PL* é encontrada nas porções basais dos afloramentos e está disposta em camadas que variam de 40 a 50cm de espessura, lateralmente contínuas e com geometria lenticular.

Como já foi descrito anteriormente, em alguns locais a espessura ultrapassa 3m, caracterizando que a deposição se deu em ambiente mais profundo (inframaré), onde o espaço de acomodação foi suficiente para permitir a deposição de espessas camadas

A fácies *RAPw* distribui-se até o topo dos afloramentos e está disposta em camadas que atingem até 3m espessura, tendo como estrutura marcante o acamamento wavy, com intercalação entre areia/pelito, gerando internamente nas camadas de areia estratificação espinha de *peixe* e *tidal bundle*.

Esses depósitos são formados durante os períodos de cheia, quando a maré cobre a planície costeira e afoga os canais de maré meandrante da Associação **AF₂**.

Durante esse processo a energia é baixa, o que possibilita a deposição de sedimentos variando de argila a silte (REINECK e SINGH, 1980).

6.5 MODELO DEPOSICIONAL

Os depósitos pleistocênicos encontrados na região de Tartarugalzinho representam uma deposição em sistema costeiro com a presença de rios meandrantés, que se estendiam desde a parte mais alta da costa até as planícies mais baixas, sob influência das marés (FIGURA 47).

Estes rios de carga arenosa mista apresentam paleocorrentes para E e SE, com migração do canal principalmente para norte.

A predominância de arenitos grossos a conglomeráticos nas partes mais altas, a oeste da costa, pode estar associada a um rejuvenescimento da drenagem, causado provavelmente, durante um período de regressão. Este processo causou a exposição e erosão do prisma costeiro e de parte da plataforma, provocando o transporte dos sedimentos costa afora.

A presença de camadas de areia intercaladas por pelitos, a leste da costa, define ciclos granodecrescentes ascendentes com estratificação heterolítica inclinada e representa a deposição pelos canais de maré meandrantés que migravam sobre a planície de inundação, durante os períodos de maré baixa.

Os espessos pacotes de argila observados foram depositados no ambiente de inframaré, durante os períodos de maré cheia, quando a energia é baixa e permite a deposição dos sedimentos finos.

O clima seco da região amazônica juntamente com o tempo de exposição desses depósitos provocou, provavelmente, o desenvolvimento da superfície ferruginosa observada atualmente nestes depósitos.

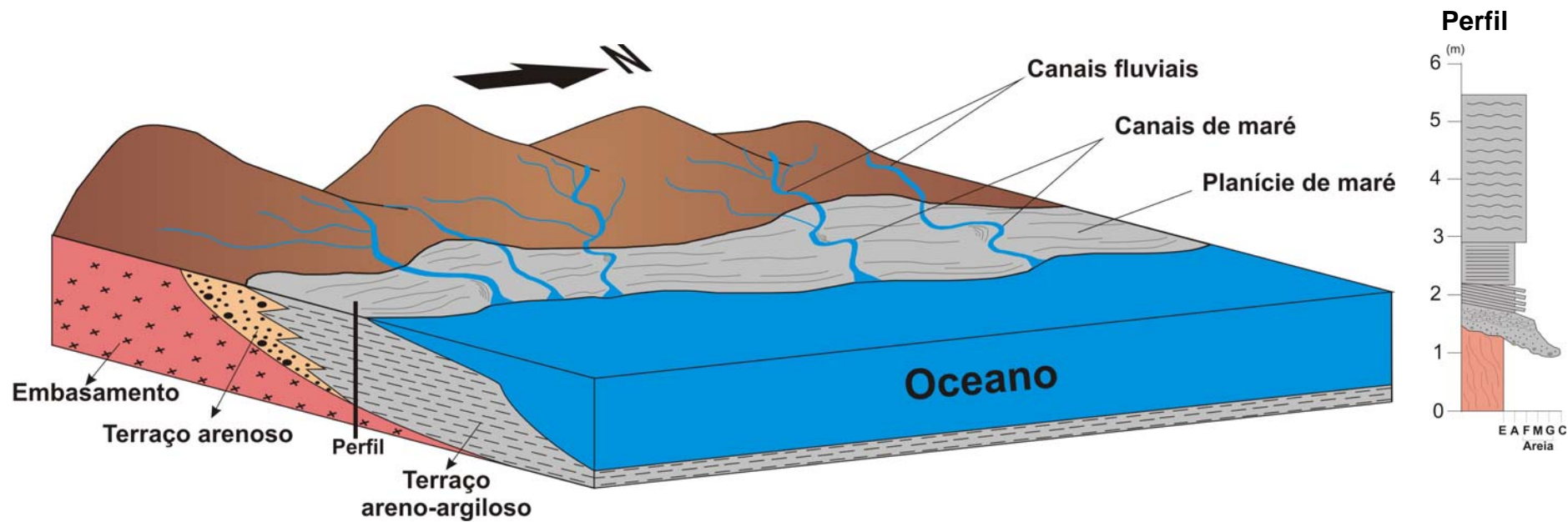


FIGURA 47 - Reconstituição paleoambiental dos depósitos pleistocênicos da região costeira do Amapá, característico de um sistema de canais meandrántes que evoluem sobre a planície de inundação.

7 DISCUSSÕES FINAIS

A história geológica pleistocênica na região costeira do Amapá foi amplamente influenciada por processos glácio-eustáticos, conduzidos por variações substanciais do nível do mar em decorrência de fatores climáticos, e de fatores tectônicos com atuação de fenômenos de soerguimento e subsidência, associados a blocos falhados, interagindo com processos isostáticos.

A posição altimétrica atual dos *terraços pleistocênicos*, situados em torno de 20m acima do nível do mar, representa forte evidência da interferência de fatores tectônicos na evolução da costa do Amapá.

Situação semelhante tem sido observada na costa do Rio Grande do Norte, com dados provenientes da Formação Touros que foi datada pelo método da termoluminescência em cerca de 120.000 anos AP (SUGUIO et al., 2001), com evidências indicativas de processos neotectônicos. A referida formação também se acha soerguida a mais de 20m acima do nível do mar atual na área (BARRETO et al., 2002a).

A partir dessas informações pode ser proposto um modelo evolutivo para planície costeira do Amapá, resumido de forma ilustrada nas seções da FIGURA 48. Esta figura mostra sete estágios diferenciados no tempo e enfocando diferentes aspectos da sedimentação e variações do nível do mar durante o Pleistoceno e suas relações com os processos neotectônicos ocorridos na costa do Amapá.

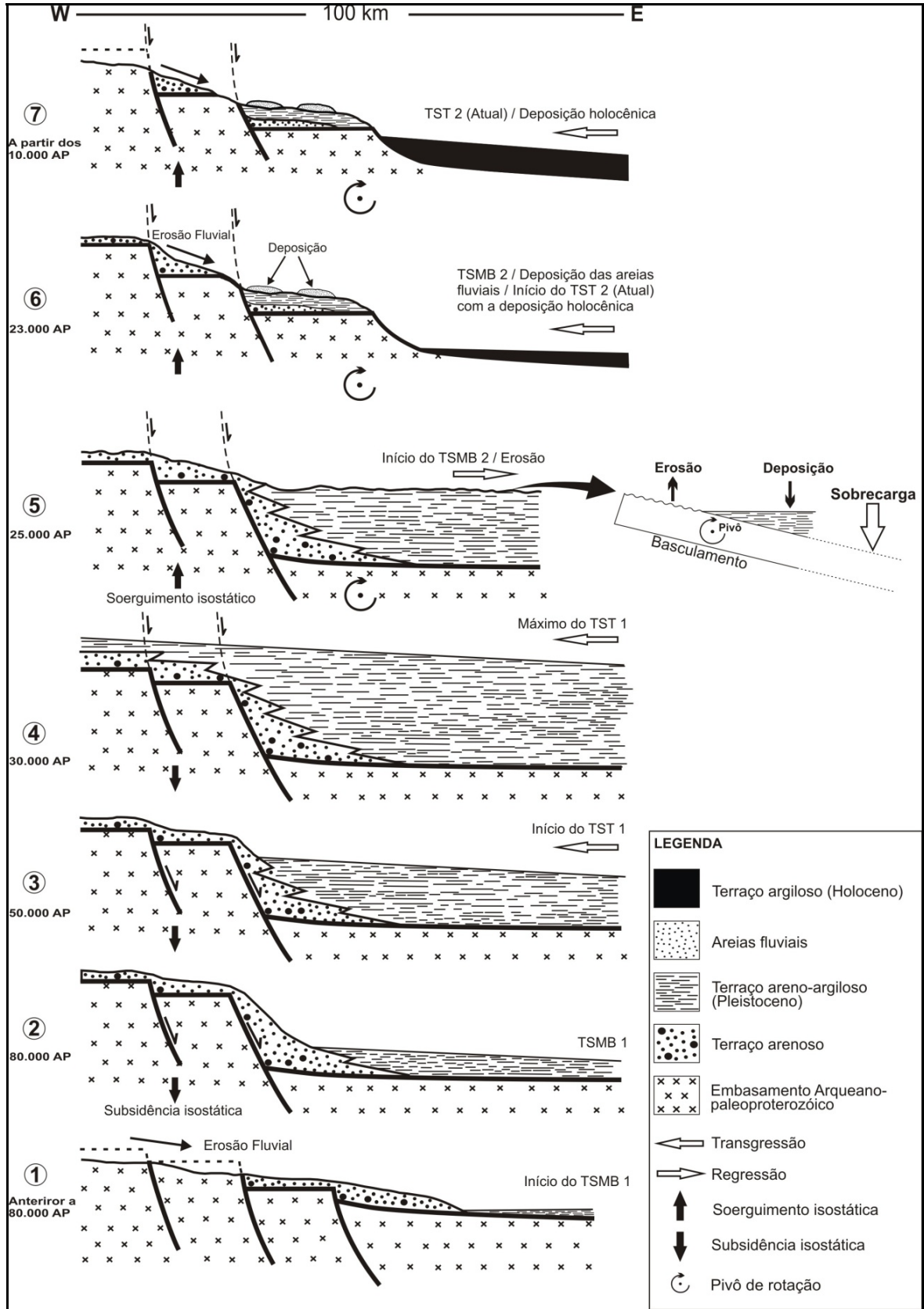


FIGURA 48 - Seções esquemáticas mostrando a evolução da planície costeira do Amapá, a partir do Pleistoceno Superior (80.000 anos AP) até o recente, com destaque para a relação entre as variações do nível do mar, a sedimentação e os movimentos neotectônicos ocorridos.

O **Estágio 1** representa um período de mar baixo (início do Trato de Sistema de Mar Baixo 1). A planície costeira do Amapá se encontrava dominada por um sistema fluvial meandrante, responsável pela erosão da área fonte (rochas do embasamento), dando início ao processo de deposição de um *terraço arenoso* basal. Apesar da ausência de dados geocronológicos de datação (LOE) para este terraço, estima-se que esse estágio se iniciou antes de 80.000 AP.

O **Estágio 2** é marcado pelo início de subsidência isostática, que provocou subida relativa do nível do mar (transgressão forçada) sobre a planície costeira, iniciando a deposição do *terraço areno-argiloso*, mesmo estando em um período de mar baixo (TSMB 1). Este teria se iniciado por volta de 80.000 AP, que é a idade obtida para este terraço através da datação por LOE (vide Capítulo 6).

No **Estágio 3** iniciou-se subida do nível do mar (início do Trato de Sistema Transgressivo 1), o qual proporcionou maior espaço de acomodação e conseqüentemente maior taxa de sedimentação do *terraço areno-argiloso*, que começou a se depositar provavelmente sobre o terraço arenoso. Este estágio ocorreu provavelmente por volta de 50.000 AP.

O **Estágio 4** representa o momento máximo relativo da transgressão (máximo do TST 1), a qual permitiu à sedimentação do *terraço areno-argiloso* de cobrir os depósitos do *terraço arenoso*. Este estágio final de sedimentação pleistocênica ocorreu em torno de 30.000 AP, o que se confirma pela idade obtida para o topo desse terraço através da datação por LOE.

No **Estágio 5** se iniciou novo período de descida do nível do mar (início do TSMB 2) juntamente com um processo de soerguimento isostático da porção oeste da planície costeira do Amapá, provocando a exposição dos terraços acompanhado de erosão. Acredita-se que a elevada sobrecarga de sedimentos na porção leste tenha influenciado para o basculamento da planície costeira do Amapá em direção à plataforma. Esta condição de adernamento da borda da plataforma pode ter ocorrido provavelmente nos momentos tardios de fechamento do Estágio 5, por volta de 25.000 AP.

No **Estágio 6** o mar provavelmente sofreu uma estabilização de nível (TSMB 2) e o processo de soerguimento isostático se intensificou, expondo ainda mais os terraços pleistocênicos. Durante esse estágio o sistema fluvial evoluiu novamente sobre a planície costeira provocando erosão dos terraços e deposição das areias fluviais. Este estágio ocorreu em torno de 23.000 AP, que é a idade obtida para as

areias fluviais através da datação por LOE. Ao final desse estágio o nível do mar atingiu o seu ponto máximo relativo de rebaixamento e começou novamente o seu processo de subida (início do TST 2 atual) com início da deposição dos terraços holocênicos (10.000 AP) observados hoje no extremo leste da planície costeira do Amapá.

No **Estágio 7** a planície costeira permanece em soerguimento isostático, com continuação dos processos erosivos. Neste estágio o mar estabilizou seu nível (TST 2 atual) e proporcionou a ampliação do espaço de acomodação, com aumento na taxa de sedimentação predominantemente no leste da planície costeira. Este quadro pode ser verificado atualmente, desenhando a paisagem local.

Um modelo que pode explicar a evolução atual da planície costeira do Amapá, particularmente na área dos lagos, está representado esquematicamente na figura 20. Esta figura mostra a dinâmica de modificação dessa área a partir da ação de variações periódicas de maré (enchente e vazante), o regime pluvial atual e o controle estrutural conduzido provavelmente por reativações neotectônicas.

O conjunto de lagos observados na região costeira do Amapá mostra-se encaixado no interior de um bloco tectônico controlado e marginado por falhas orientadas na direção geral NW-SE, as quais foram observadas e interpretadas a partir das imagens de sensores remotos (vide Capítulo 3).

O tempo T_1 indicado na figura representa a situação da paisagem na região dos lagos em um período de estiagem e com fraca influência da maré, com os lagos interligados por drenagens principais, as quais correm com fluxo contínuo em direção ao rio Araguari.

No tempo T_2 em situação de preamar assimétrica, com enchentes longas e vazantes curtas, que na costa do Amapá pode alcançar até 12m de amplitude nas sizígias, passa a influenciar no fluxo de descarga dos lagos no rio Araguari, e represando indiretamente o fluxo de saída de água dos lagos, causando progressivo transbordamento das margens dos mesmos, e de drenagens adjacentes.

No tempo T_3 o processo ainda intenso de transbordamento dos lagos por bloqueio de descarga principalmente no rio Araguari promove o rompimento de diques e criação de atalhos alternativos de drenagens secundárias, condizente com a presença de novos canais e de canais abandonados. Este processo pode ser acelerado com a presença de chuva.

Fechando o ciclo o tempo T_4 marca novamente um período de estiagem e maré baixa, com os lagos retornando ao seu estado inicial (T_1), mas deixando na planície costeira as paleodrenagens desenvolvidas durante os períodos de cheia e a presença de diversos novos canais mutuamente entrelaçados.

8 CONCLUSÕES

As investigações realizadas nas rochas que constituem parte do domínio costeira do Amapá, expostas na região de Tartarugalzinho e adjacências, conduzem às seguintes conclusões a cerca da Estratigrafia, Morfotectônica e Geomorfologia:

- ✓ A leitura e análise das imagens de sensores remotos e aerogeofísicas mostram um padrão tridirecional de elementos lineares de relevo, com conjuntos de lineamentos orientados nas direções: NE-SW, N-S e NW-SE.
- ✓ Observa-se a presença de compartimentos neotectônicos em formato losangular em vista de mapa, controlados por prováveis falhas reativadas do embasamento, com direções NW-SE e NE-SW, condicionantes em grande parte dos padrões de relevo e drenagem observados na região.
- ✓ A área da planície fluvial se divide em três domínios altimétricos e morfológicos: (1) *Relevo de morros e serras*, (2) *Relevo de planície fluvial* e (3) *Relevo de planície lacustre*.
- ✓ A distribuição espacial das rochas do embasamento arqueano-paleoproteróico, diferentemente do que se descrevia em trabalhos anteriores, estende-se bem mais para leste, alcançado o domínio dos lagos e sistemas de drenagens.
- ✓ As rochas sedimentares referidas em trabalhos anteriores como pertencentes ao Grupo Barreiras (Terciário) são na verdade depósitos pleistocênicos subdivididos neste trabalho em duas unidades morfológicas distintas: *Terraço arenoso* e *Terraço areno-argiloso*, onde as datações geocronológicas por LOE forneceram idades máximas de 78.000 anos AP (Pleistoceno Superior).
- ✓ A análise faciológica dos terraços pleistocênicos permitiu a identificação de sete fácies sedimentares: (1) *Arenito grosso a conglomerático*

estratificação cruzada tabular – At; (2) Arenito grosso a conglomerático estratificação cruzada acanalada – Aa; (3) Cascalho / areia com estratificação cruzada acanalada – Caa; (4) Areia / pelito com estratificação heterolítica inclinada – Aph; (5) Pelito laminado – PL e (6) Ritmito areia / pelito com acamamento wavy – RAPw. Estas fácies foram agrupadas em três associações que representam: (1) Canal fluvial, (2) Canal de maré meandrante e (3) Planície de maré.

- ✓ O modelo deposicional estabelecido para os depósitos pleistocênicos investigados é representado por um sistema costeiro com a presença de rios meandrantés, que se estendem desde a parte mais elevada da plataforma (oeste) até as planícies mais baixas (leste), sob influência das marés.
- ✓ A história geológica pleistocênica na região costeira do Amapá foi amplamente influenciada por processos glácio-eustáticos, conduzidos concomitantemente por variações substanciais do nível do mar e por fatores tectônicos, com soerguimentos e subsidências, associados a blocos falhados, em conjunto com processos isostáticos.
- ✓ A evolução atual da planície costeira do Amapá é fortemente influenciada por variações periódicas de maré (enchente e vazante) e pelo controle estrutural através de reativações neotectônicas. Os principais agentes fluviais envolvidos denunciam a participação de eventos tectônicos importantes que levam a formação dos lagos com seus complexos mecanismos hidrodinâmicos onde interagem: regime fluvial, regime pluvial e tectônica.
- ✓ Provavelmente os mecanismos de reativações observados têm relação com os episódios tectônicos mais recentes da Bacia da Foz do Amazonas e precisam ser melhor investigados.

REFERÊNCIAS

AITKEN, M. J. Thermoluminescence dating. London, **Academic**, 359 p. 1985.

_____. An introduction to optical dating. London, **Oxford University Press**, 230 p. 1998

ALLEN, G. P. e POSAMENTIER, H. W. Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide and wave-dominated incised valleys: example from the Gironde Estuary, France. In: Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. (Eds). **Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences**. SEPM, v.51, p.225-240. 1994.

ASSINE, M. L. e PERINOTTO, J. A. J. Estratigrafia de sequências em sistemas deposicionais siliciclásticos costeiros e marinhos. In: Ribeiro, H. J. P (Ed.). **Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações**. Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, p.305-339. 2001.

AVELAR, V. G.; LAFON, J. M.; DELOR, C. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-oeste do Amapá. Implicações para a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Belém, **atas**, CD-ROM. 2001.

AVELAR, V. G.; LAFON, J. M.; DELOR, C.; GUERROT, C.; LAHONDÉRE, D. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. **Géologie de la France**, 2-3-4, p.83-100. 2003.

BARRETO, A. M. F.; BEZERRA, F. H. R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; PAIVA, R. P.; MUNITA, C. S. Late Pleistocene marine terrace deposits in Northeastern Brazil: sea-level change and tectonics implications. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v.179, p.57-69. 2002a.

BEHLING, H. Impact of the Holocene sea-level changes on the coastal, eastern and central Amazonia. **Amazoniana**, v.17, n.2, p.41-52. 2002.

BEMERGUY, R. L. **Morfotectônica e evolução paleogeográfica da região da Calha do Rio Amazonas**. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém. 1997.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; BEARS, F. J.; DELGADO, I. M.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; SANTOS, J. O. S. (Coords.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas**. Escala 1:2.500.000. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, 4 CD-ROM's. 2003.

BRANDÃO, J. A. S. L. **Revisão e atualização estratigráfica das bacias da Foz do Amazonas e Pará-Maranhão**. Rio de Janeiro: Petrobras, 97p. 1990.

BRANDÃO, J. A. S. L e FEIJÓ, F. J. Bacia da Foz do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.8, p.91-94. 1994a.

CLARK, C. D. and C. WILSON. "Spatial-Analysis of Lineaments." **Computers & Geosciences** 20(7-8): 1237-1258. (1994).

BROWN JR, L. F. e FISHER, L. W. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C. E (Ed.). **Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration – Memoir 26**. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, p.213-248. 1977.

CANT, D. J. e WALKER, R. G. **Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River**, Canada. *Sedimentology*, 25, p.625-648. 1978.

COHEN, M. C. L.; SOUZA FILHO, P. W. M.; LARA, R. J.; BEHLING, H.; ÂNGULO, R. J. A model of Holocene development and relative sea-level changes on the Bragança peninsula (Northern Brazil). **Wetlands Ecology and Management**, v.13, n.4, p.433-442. 2004.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. L.; SOARES JÚNIOR, A. V.; VILLEGAS, J. M. Tectonic and paleogeography of the Marajó region, Northeast Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.74, p. 519-531, 2002.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. Carta geológica do Brasil 1:1.000.000, **Folha NA.22- Macapá**. CD-ROM. 2004.

CUDZIL, M. R. e DRIESE, S. G. **Fluvial, tidal and storm sedimentation in the Chilhowee Group (Lower Cambrian), northeastern Tennessee, USA**. *Sedimentology*, 34, p.861-883. 1987.

DALRYMPLE, R. W. Tidal depositional systems. In: Walker, R. G. e James, N. P. (Eds.). **Facies models: response to sea level change**. Geological Association of Canada. p. 195-218. 1992.

DAVIS, G. H. and S. J. REYNOLDS. **Structural geology of rocks and regions**. New York; Chichester, Wiley. 1996.

DE BLIEUX, C. W. Photogeology in gulf coast exploration. **Bulletin American Association of Petroleum Geologists**, Tulsa, v. 33.p.1252-1259. 1949.

DE BOER, P. L.; OOST, A. P.; VISSER, M. J. The diurnal inequality of the tidal as a Sandstone for recognizing tidal influences. **Journal of Sedimentary Petrology**, **59**, p.912-921. 1989.

DOMINGUES, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; LEÃO, Z. M. A. N.; AZEVEDO, A. E. G. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geociências**, v.20, n.1-4, p.208-215. 1990.

DOORNKAMP, J. C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal Geological of Society of London**, v.143, p.335-342, 1986.

DULLER, G. A. T. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. **Jour. Quat. Sci.**, 19, p.183-192. 2004.

EMERY, D. e MYERS. K. J. **Sequence stratigraphy**. Blackwell Science Ltd., p.297. 1996.

GROSSMANN, G. S. **Processamento e interpretação de dados sísmicos de Parasoud no delta submarino do Amazonas**. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal Fluminense. Rio de Janeiro. 78p. 2002.

HARMS, J. C.; SOUTHARD, J. B.; WALKER, R. G. Structures and sequences in clastic rocks. Tulsa. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication** (Short Couser, 9). 1982.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no SE do Brasil*, 1, Belo Horizonte. **Anais. SBG/MG**, Bol. nº 11: p.1-31.1990.

HORIKAVA, E. H. Relatório de Etapa Projeto Pedra Branca, Área Amapari Brownfield. Estado do Amapá. **Relatório interno Anglo Gold**. 2003.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: summation. **Bulletin American Association of Petroleum Geologists**, Tulsa, v.5, n.11, p.2246-2259. 1967.

HUNTLEY, D. J.; HUTTON, J. T.; PRESCOTT, J. R. The stranded beach-dune sequence of South-East South Australia: a test of thermoluminescence dating, 0-800 ka. **Quat. Sci. Rev.**,12, p.1-20. 1993a.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Base cartográfica integrada digital do Brasil ao milionésimo**: versão 1.0 para ArcGis Desktop-ArcView. Rio de Janeiro: IBGE, 1 CD-ROM. 2003

IRION, G. **Quaternary sediments of upper Amazon lowlands of Brazil**. Biogeographica, v.7, p.163-167. 1976.

IRION, G. Mineralogical and geochemical contribution to climatic history in central Amazonia during Quaternary time. **Tropical Ecology**, v. 23, n.1, p.76-85. 1982.

_____. Sedimentation and sediments of Amazonian rivers and evolution of the Amazonian landscape since Pliocene times. In: SIOLI, H (Ed.). **The Amazon: limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Dordrecht, Boston: W. Junk Publishers, p.201-214. 1984.

IRION, G.; MULLER, J.; MELLO, J. N.; JUNK, W. J. Quaternary geology of the amazonian lowland. **Geo-Marine Letters**, v.15, n.3-4, p.172-178. 1995.

IRON, G.;JUNK, W. J.; NUNES de MELO, J. A. S. The larg central Amazonian river floodplains near Manaus geological, climatological, hydrological and geomorphofological aspects. In: JUNK, W. J. (Ed.). **The central Amazon floodplains: ecology of a pulsing system**. Berlin: Springer Verlag (Ecological Studies, 126), p.23-46. 1997.

JERSEY, M. T. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. S. T. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (Eds.). Sea-level changes: An Integrated Approach. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication** 42, p.47-69. 1988.

JOÃO, X. S. J. e MARINHO, P. A. C. Catametamorfitos Arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, **Atas**, v. 2, p.207-228. 1982b.

JONHSON, D. L. The Californiacontinental borderland: landbridges. Watergaps and biotic dispersals. In: MARTERS, P. M., FLEMMING, N. C. (Ed). **Quaternary coastlines and marine archeology: towards the prehistory of land bridges and continental shelves**, London: Academic Press, p. 481-527. 1973.

KLAMMER, G. The relief of the extra-Andean Amazon basin. In: SIOLI, H. The Amazon: limnology and landscape ecology of mighty tropical river and its basin. Boston: **Kluwer Academic Publishers** (Monographiae Biologicae, 56), p.47-83. 1984.

KLEIN, G. de V. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. **Journal of Sedimentary Petrology**, 40, p.1095-1127. 1970.

LAFON, J. M.; ROSSI, P.; DELOR, C.; AVELAR, V. G.; FARACO, M. T. L. Novas testemunhas de relíquias arqueanas nas crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (sudeste do Escudo das Guianas). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40 Belo Horizonte, **Anais**, p.64. 1998.

LI, S-H. e WINTLE, A. G. Luminescence sensitivity change due to bleaching of sediments. **Nucl. Tracks Radiat. Meas.**, 20(4), p.567-57. 1992.

LIMA, M. I. C.; BEZERRA, P. E. L.; ARAÚJO, H. J. T. Sistematização da geologia do estado do Amapá In: Simpósio de Geologia da Amazônia. **Anais**. Belém, SBG-Núcleo Norte, 3, p. 322-335. 1991.

LIMA, M. I. C.; MONTALVÃO, R. M. G. de.; ISSLCR, R. S.; OLIVEIRA, A. da S.; BASEI, M. A. S.; ARAÚJO, J. F. V. de.; SILVA, G. G. da. Geologia Folha NA/22 (Macapá). Levantamento de Recursos Naturais 6, p.1-120. **Projeto RADAM**, Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro. 1974.

LIMA, M. I. C.; OLIVEIRA, E. P.; TASSINARI, C. C. G. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, **Atas**, v. 1, p.147-162. 1992.

LEOPOLD, L. B. e WOLMAN, M. G. River channel patterns; braided, meandering and straight. **U. S. Geological Survey Professional Paper**, Washington, D.C., v.282B, p.29-84, 1957.

MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; VILAS BOAS, G. S.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; GUIMARÃES, M. M. M. Courbe de variation du niveau relative de la mer au cours des 7000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador). In: **International symposium on coastal evolution in the quaternary**. Proceedings....São Paulo: IGC/USP, p.264-274. 1979.

MARTIN, L. Holocene sea-level history along eastern-southeastern Brazil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v.26, p.13-24. 2003.

MACREATH, I., e FARACO, M. T. L. Paleoproterozoic *greenstone-granite belts* in northern Brazil and the former Guyana Shield-West African craton province. *Revista do Instituto de Geociências-USP. Geol. Sér. Cient.*, 5(2), p.49-63. 2006.

MCCLAY, K. R. **The Mapping of Geological Structures**, John Wiley and Sons Ltd. 1991.

MEJDAHL, V. Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. **Archaeometry**, 21, p.61-72. 1979.

MESCHERIKOV, Y. A. Neotectonics. In: FAIRBRIDGE, R.W. (Coord.). **Encyclopedia of geomorphology**. New York, p.768-773. 1968.

MILANI, E. J. e THOMAZ Filho. Sedimentary basins of South America. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p.389-449. 2000.

MITCHUM JR, R. M.; VAIL, P. R.; THOMPSON III, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C. E. (Ed.). **Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration** – Memoir 26. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, p.53-62. 1977.

MONTALVÃO, R. M. G. de e TASSINARI, C. C. G. Geocronologia Pré-Cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil) In: Symposium Amazônico, 2. **Anais**. Manaus, Departamento Nacional de Produção Mineral. p. 53-58. 1984.

MURRAY, A. S. e WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative dose protocol. **Rad. Meas.**, 32, p.57-73. 2000.

NARDIN, T. R.; OSBORNE, R. H.; BOTTEJER, D. J.; SCHEIDEMANN JR, R. C. **Holocene sea-level curves for Santa Monica shelf**, California continental bordland. *Science*, v.17, p.331-333. 1981.

NIO, S. D. e YANG, C. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: REINSON, G. E.; ZAITLIN, B. A.; RAHMANI, R. A. (Eds.). *Clastic Tidal Sedimentology*. Calgary, **Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16**, p.3-28. 1991.

REINECK, H. E. e SINGH, I. B. 1980. **Depositional Sedimentary Environments**. New York, Springer-Verlag, 549p. 1990.

NOVO, E. M. de M. Ambientes Fluviais In: **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais** / Teresa Gallotti Florenzano (org.), São Paulo, Oficina de Textos, p. 219-246, 2008.

OBRUCHEV, V. A. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektoniki. *Akad. Nauk. SSSR Izv. Serviço Geológico*, v. 5, p. 13-24, 1948.

ODLING, N. E. Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway. **Journal of Structural Geology** 19(10): 1257-1271. (1997).

PARADELLA W. R.; DOS SANTOS A. R.; DALL'AGNOL R.; PIETSCH R. W.; SANT'ANNA M. V. **A geological investigation based on airborne (SAREX) and spaceborne (RADARSAT-1) SAR integrated products in the central Serra dos Carajás granite area**, Brazil Editeur.Canadian Aeronautics and Space Institute, Ottawa, ON, Canada (1975) (Revue). 1988

PASLEY, M. A.; SHEPHERD, D. B.; POCKANALL, D. T.; BOYD, K. P.; ANDRADE, V.; FIGUEIREDO, J. P. Sequence stratigraphy and basin evolution of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. In: AAPG International Conference e Exhibition. **Extended Abstracts Volume**...Boulder: American Association of Petroleum Geologist, Cancun, p.12. 2004.

PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRONER, A. **Geologia de Campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau**. Editora da Universidade de São Paulo. 189p. 1993.

PIMENTEL, M. M.; FERREIRA FILHO, C. F.; SPIER, C. A. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. **Revista Brasileira de Geociências**, 32, p 371-376. 2002.

PLINT, A. G.; EYLES, N.; EYLES, C. H.; WALKER, R. G. Control of sea level changes. In: WALKER, R. G. e JAMES, N. P. (Eds.). **Facies Models – Response to sea level change**. Canada: Geological association of Canada, p.15-25. 1992.

POSAMENTIER, H. W.; JERSEY, M. T.; VAIL, P. R. Eustatic control on clastic deposition I – Conceptual framework. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. S. T. C.; POSAMENTIER, C. A. R.; VAN WAGONER, J. C. (Eds.). **Sea-level changes: An Integrated Approach**, Tulsa, SEPM, p.109-124. 1988.

PRESCOTT, J. R. e ROBERTSON, G. B. Sediment dating by luminescence: a review. *Rad. Meas.*, 27(5/6):893-922. 1997.

RAMSAY, J. G. e M. I. HUBER. **The techniques of modern structural geology. Folds and fractures**, v. 2, London, Academic P. (1987).

RODARTE, J. B. M. e BRANDÃO, J. A. S. L. **Arcabouço estrutural, estratigrafia e perspectivas exploratórias da área de Cassiporé, porção noroeste da Bacia da Foz do Amazonas**. Rio de Janeiro: Petrobras, p.82. 1988.

ROSSETTI, D. F.; TRUKENBRODT, W.; GÓES, A. M. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi** (Série Ciências da Terra), 1, p. 25-74, 1989.

ROSSETTI, D. F. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. **Journal of South American Earth Sciences**, 14, p. 77-89, 2001.

_____. Ambientes Costeiros In: **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais** / Teresa Gallotti Florenzano (org.), São Paulo, Oficina de Textos, p. 247-283, 2008.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese**. Tese (Professor Titular) Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte. 300p. 1991.

_____. Cenozoic tectonics and patterns of morphotectonic behaviour in the Brazilian Plateform. **Journal of Conf. Abstracts**, Cambridge, v.4, n.1, p.234. 1999.
SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, R. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira In: **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais** / Teresa Gallotti Florenzano (org.), São Paulo, Oficina de Textos, p. 219-246, 2008.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F.. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. São Paulo: **Revista Brasileira de Geociências**, 37(2), p. 401-412. 2007b.

SCACKLETON, N. J. e OPDYKE, N. D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. **Quaternary research**, v.3, p.39-55. 1973.

SCHALLER, H.; VANCONCELOS, D. N.; CASTRO, J. C. DE. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da Foz do Amazonas, In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo. **Resumos...**Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p.189-202.1971.

SCHUMM, S. S.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. Active Tectonics and Alluvial Rivers. **Published in the United States of America by Cambridge University Press**, New York, 276p. 2002.

SHELKOPLYAS, V. N. e MOROZOV, G. V. Some results from in investigation of Quaternary deposits by the thermoluminescence method. In: **INQUA**, Inter. Quat. Assoc. Cong., 7, Proceedings, p. 83-90. 1965.

SILVA, P. D. A. **Apoio à coleta, preparação e análise composicional da diatomoflórula em sedimentos do estuário do rio Marapanim, Pará**. Edital MCT/CNPq 06/2006 – CTPetro/CT-Amazônia – Formação e fixação de recursos humanos para Amazônia. 29p (relatório Técnico). 2009.

SILVEIRA, O. F. M. **A Planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciada por grandes fontes fluviais quaternárias**. Tese (Doutorado). Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 215f, 1998.

SIOLI, H. Studies in Amazonian waters. In: Simpósio sobre a biota Amazônica. **Atas...**Rio de Janeiro: CNPQ, v.3, p.9-50. 1967.

SOARES JÚNIOR, A. V. **A fragmentação do Gondwana na região do meio-norte do Brasil durante o Mesozóico**. Dissertação (Tese de Doutorado) – Universidade Federal do Pará. 193 p. Belém, 2007.

SOARES JÚNIOR, A. V.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. **Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: Três fases distensivas**. São Paulo, Unesp, Geociências, v.27, n.4, p.427-437. 2008.

SOLOMON, S. and W. GHEBREAB. Lineament characterization and their tectonic significance using Landsat TM data and field studies in the central highlands of Eritrea. **Journal of African Earth Sciences** 46(4): 371-378. (2006).

SOUZA FILHO, P. W.; QUADROS, M.L. E. S.; COHEN, M. C. L.; LARA, R. J.; LESSA, G. C.; KOCH, B.; BEHLING, H. Holocene coastal evolution and fácies model of the Bragança macrotidal flat on the Amazon mangrove coast, Northern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v.39, p.306-310. 2005.

STEWART, I. S. E HANCOCK, P. L. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. (ed.), **Continental Deformation**. Pergamon Press, p.370-409. 1994.

SUGUIO, K. **Rochas sedimentares: propriedades, gênese , importância econômica**. São Paulo: Edgard Blücher e Ed. Universidade São Paulo, 500p. 1980.

SUGUIO, K.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do Nível Relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas implicações na Sedimentação Costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, 15(4): 273-286. 1985.

SUGUIO, K., MARTIN, L., FLEXOR, J. M. **Quaternary sea levels of the coast Brazilian: recent progress**. Episodes, v. 11, n.3, p.203-208. 1988.

SUGUIO, K. e NOGUEIRA, A.C.R. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. **Geociências**, Rio Claro, 2, p. 461-479, 1999.

SUGUIO, K.; BARRETO, A. M. F.; BEZERRA, F. H. R. Formações Barra da Tabatinga e Touros: evidências de paleoníveis do mar pleistocênicos da costa norteriograndense. In: Congresso da ABEQUA, 8. Imbé. **Boletim de resumos**, p. 108-110. 2001.

SUMMERFIELD, M. A., **Tectonic geomorphology: macroescale perspectives**. **Progress in Physical Geography**, v. 10, n. 2, p. 227-238, 1986.

THOMAS, R. G.; SMITH, D. G.; WOOD, J. M.; VISSER, J.; CALVERLEY-RANGE, E. A.; KOSTER, E. H. Inclined heterolithic stratification – terminology, description, interpretation and significance. **Sedimentary Geology**, v.53, p.123-179. 1987.

TWISS, R. J. e MOORES, E. M. **Structural Geology**. New York, Freeman & Company, 532p. 1992.

VAIL, P. R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S. A.; EISNER, P. N.; PEREZ CRUZ, C. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (Eds.). **Cycles and Events** in Stratigraphy. Berlin, Heidelberg: Springer-verlag, p.617-659. 1991.

VAN WAGONER, J. C.; POSAMENTIER, H. W.; MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; SARG, J. F.; LOUTIT, T. S.; HARDENBOL, J. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. S. T. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (Eds.). **Sea-level changes: An Integrated Approach**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p.39-46. 1988.

VASQUEZ, M. L. e LAFON, J. M. Magmatismo tipo A de 1,75Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estado do Amapá e Pará, Brasil. In: SBG, Simp. De Geol. Da Amazônia, 7. Belém, **Resumos Expandidos**, CD-ROM. 2001.

VEIGA, A. T. C.; FILHO, L. B.; OLIVEIRA, C. A. C. Geologia da Província Aurífera do Cassiporé - Amapá. **Anais** do II Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, p.135-146. 1985.

VENEZIANI, P. e DOS ANJOS, C. E. Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicação em geologia. INPE-2227-MD/014, São José dos Campos, p.14. 1982.

WALKER, R. G. **Facies, facies models and modern stratigraphic concepts**. In: Walker, R. G. e James, N. P. eds. **Facies Models: response to sea level change**. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, p.1-14 p. 1992.

WINTLE, A. G. e MURRAY, A. S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Rad. Meas.**, 41, p.369-391. 2006.

ZAITLIN, B. A.; DALRYMPLE, R. W.; BOYD, R. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. **Incised-valley**

Systems: Origin Sedimentary Sequences. **SEPM Special Publications**, 51, p.45-60. 1994.

Site consultado:

<http://webcarta.net/carta/mapa>. Dia 7/06/2009 (11:00h).