UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

KLEBER CARVALHO LIMA

O HOLOCENO SUPERIOR NA BACIA DO RIO ITAPICURU (BAHIA/BRASIL): PROPOSIÇÃO DE CENÁRIO PARA O BAIXO CURSO E PLANÍCIE COSTEIRA

CAMPINAS
2017

KLEBER CARVALHO LIMA

O HOLOCENO SUPERIOR NA BACIA DO RIO ITAPICURU (BAHIA/BRASIL): PROPOSIÇÃO DE CENÁRIO PARA O BAIXO CURSO E PLANÍCIE COSTEIRA

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas para obtenção do título de doutor em Geografia na área de Análise Ambiental e Dinâmica Territorial.

ORIENTADOR: PROF. DR. ARCHIMEDES PEREZ FILHO

Este exemplar corresponde à versão final da tese defendida pelo aluno Kleber Carvalho Lima e orientado pelo Prof. Dr. Archimedes Perez Filho.

CAMPINAS

2017

Agência(s) de fomento e nº(s) de processo(s): CNPq, 408333/2013-8; FAPESP, 2012/00145-6

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

Lima, Kleber Carvalho, 1981-
L628h O Holoceno Superior na bacia do rio Itapicuru (Bahia/Brasil) : proposição de cenário para o baixo curso e planície costeira / Kleber Carvalho Lima. – Campinas, SP : [s.n.], 2017.

Orientador: Archimedes Perez Filho.
Tese (doutorado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Geocronologia. 2. Geomorfologia - Itapicuru, Rio (BA). 3. Geomorfologia costeira. 4. Terraços fluviais. I. Perez Filho, Archimedes,1947-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: The Upper Holocene in Itapicuru river basin : proposition of scenario for the lower course and coastal plain
Palavras-chave em inglês:
Geocronology
Geomorphology - Itapicuru River (Brazil)
Coastal geomorphology
Fluvial Terraces
Área de concentração: Análise Ambiental e Dinâmica Territorial
Titulação: Doutor em Geografia
Banca examinadora:
Archimedes Perez Filho [Orientador]
Antônio Carlos de Barros Corrêa
Cenira Maria Lupinacci da Cunha
Emerson Martins Arruda
Regina Célia de Oliveira
Data de defesa: 01-06-2017
Programa de Pós-Graduação: Geografia

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AUTOR: Kleber Carvalho Lima

"O Holoceno Superior na bacia do rio Itapicuru (Bahia/Brasil): proposição de cenário para o baixo curso e planície costeira"

ORIENTADOR: Prof. Dr. Archimedes Perez Filho

Aprovado em: 01 / 06 / 2017

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Archimedes Perez Filho – Presidente

Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa

Profa. Dra. Cenira Maria Lupinacci da Cunha

Prof. Dr. Emerson Martins Arruda

Profa. Dra. Regina Célia de Oliveira

A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora, consta no processo de vida acadêmica do aluno.

Campinas, 01 de junho de 2017.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus pois, por mais contraditório que possa parecer, me faz ver a sua grandiosidade por meio da ciência e por meio dos processos geomorfológicos responsáveis pelas elaboração e evolução das formas de relevo ao longo da escala geológica.

Aos meus pais, Antônio Lima (*In memorian*) e Maria Vinete Carvalho (*In memorian*) e irmã, Rake Lima, que sempre compreenderam que o ser humano se transforma e evolui por meio da educação.

Agradeço à minha esposa, Cinthia Brum, por ser o meu suporte, o meu auxílio e incentivadora em todo o tempo.

Ao prof. Archimedes Perez Filho pela oportunidade, pelas discussões acerca do Quaternário climático no Brasil e pela orientação ao longo desses quatro de trajetória acadêmica na Unicamp.

Agradeço ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo financiamento da pesquisa através do processo n° 408333/2013-8 e à FAPESP (Fundação de Amparo à pesquisa do Estado de São Paulo) através do processo nº 2012/00145-6, pelo financiamento parcial da pesquisa.

Agradeço à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão de bolsa de estudos de doutorado e pela concessão de bolsa na modalidade do Programa de Doutorado-sanduíche no Exterior (PDSE), processo n° 99999.004969/2014-06.

Agradeço ao prof. Jonathan Benjamin Laronne da *Ben-Gurion University of the Negev,* juntamente com os doutores Yoav Avni (*Geological Survey of Israel* - GSI) e o prof. Dan Bowman (*Ben-Gurion University of the Negev)* pela supervisão e discussões realizadas durante o período de intercâmbio em Israel.

Aos amigos do IG/UNICAMP, Silas Melo, Douglas Leal, Luciano Duarte e Gustavo Teramatsu, agradeço pelos momentos de descontração no prédio da pós-graduação. Agradecimentos especiais são reservados aos amigos Everton Valézio e Diego Nascimento pelas discussões, pelo compartilhamento de ideias sobre temas da Geomorfologia e pela companhia no grupo de pesquisa.

“Tudo deve ser feito o mais simples possível,
mas não mais simples do que isso”

Albert Einstein

RESUMO

A ocorrência de processos geomorfológicos associada ao Holoceno ainda é uma incógnita em muitas áreas do Estado da Bahia, no entanto, as regiões litorâneas são aquelas com maior disponibilidade de informações. Na literatura nacional, foram elaborados modelos de evolução de planícies costeiras e curvas de variação do nível do mar, ao passo que as regiões continentais precisam ser melhor investigadas. Essa tese buscou contribuir com informações sobre os processos de deposição ocorridos durante o Holoceno no baixo curso do rio Itapicuru e estabelecer relações entre eventos ocorridos na planície costeira e no baixo curso, responsáveis pela elaboração de coberturas superficiais de terraços marinhos, baixos terraços fluviais e sedimentos fluviais recentes. Com o objetivo de propor o cenário evolutivo para esse período, foram realizadas análises granulométricas e datações absolutas por LOE, correlacionando-as com variáveis ambientais e pesquisas realizadas por outros autores. Foi possível inferir que durante o Holoceno, especificamente o Holoceno Superior, predominaram ciclos deposicionais grosseiros nas formas fluviais, com variações na classe granulométrica das areias e fases de deposição recentes na planície costeira. No litoral, os últimos 2.500 anos foram marcados por processos bruscos de regressão marinha e no vale, os últimos 3.000 anos foram marcados pelo predomínio de condições secas, intercaladas por eventos climáticos úmidos cíclicos e esporádicos.

Palavras-chave: Holoceno, Rio Itapicuru, Planície Costeira, Terraços fluviais.

ABSTRACT

The occurrence of geomorphological processes associated with the Holocene is still unknown in many areas of the Bahia State (Brazil). However, the coastal regions are those with greater availability of information. In the Brazilian literature, models of coastal plains evolution and sea level variation curves have been develop while the continental regions need to be better investigate. This thesis contributed information about the deposition processes occurring during the Holocene in the low course of the Itapicuru river and to establish relations between events occurring in the coastal plain and in the lower course, responsible for the elaboration of superficial coverings of marine terraces, fluvial terraces and alluvial deposits. In order to propose the evolutionary scenario for this period the particle size analysis and absolute dating by OSL were correlate them with environmental variables and previous researches. It was possible to infer that during the Holocene, specifically the Upper Holocene, coarse depositional cycles predominated in fluvial landforms, with variations in the sand grading class and recent deposition phases in the coastal plain. On the coast the last 2,500 years were characterized by abrupt processes of marine and coastal regression, the last 3,000 years were marked by the predominance of dry conditions alternated by cyclic and sporadic wet climatic events.

Keywords: Holocene, Itapicuru River, Coastal Plain, Fluvial Terraces.

APRESENTAÇÃO

A presente tese de doutorado está estruturada em seis capítulos onde três deles apresentam os resultados e discussões de maneira independente, em formato de artigo, porém, conectados a hipótese da pesquisa, onde os objetivos específicos estão distribuídos pelos capítulos. No capítulo 1, apresenta-se a introdução ao tema com a hipótese da pesquisa, os objetivos, justificativas e o método de análise utilizado. O capítulo 2 trata das características gerais da bacia hidrográfica do rio Itapicuru, uma vez que características ambientais específicas estão distribuídas ao longo dos capítulos independentes.

O capítulo 3 apresenta discussões acerca da planície costeira, apresentando resultados de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) das coberturas superficiais de terraços marinhos e planície fluvial e da análise granulométrica dos sedimentos. Foi delineado um possível cenário evolutivo durante o Holoceno Superior, comandado por regressão marinha, alicerçado nas idades obtidas e na literatura regional.

Os capítulos 4 e 5 focam a evolução do vale fluvial sendo que, o capítulo 4, propõe estabelecer o grau de influência dos elementos litológicos, tectônicos e estruturais na organização espacial dos terraços fluviais ao longo do Itapicuru. Nas discussões são apresentados dados sobre o perfil longitudinal e resultados dos índices morfométricos, relacionados a possíveis atuações neotectônicas no baixo curso.

O capítulo 5 aborda os processos de formação das coberturas superficiais dos baixos terraços e aluviões recentes, identificando ciclos de deposição diferenciados, estabelecidos através de idades absolutas obtidas por datação absoluta (LOE) e pela análise granulométrica. Assim como na planície costeira, foi delineado um possível cenário de deposição para o Holoceno Superior, provavelmente comandado por eventos climáticos de curta duração e elementos geológicos.

No capítulo 6, discute-se os resultados dos capítulos anteriores de maneira conjunta e se estabelecem correlações entre os ciclos deposicionais identificados nas coberturas superficiais dos terraços marinhos, baixos terraços fluviais e depósitos aluvionares recentes, situando-nos na escala de tempo proposto. O possível cenário evolutivo holocênico é apresentado, fundamentado nas análises

dos resultados e em pesquisas anteriores, onde as discussões retomam ideias apresentadas inicialmente.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO 13

1. Hipótese 18
2. Objetivos 18
3. Justificativas 18

CAPÍTULO 2 - CARACTERÍSTICAS AMBIENTAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITAPICURU 20

CAPÍTULO 3 - CENÁRIO EVOLUTIVO DA PLANÍCIE COSTEIRA DURANTE O HOLOCENO 27

1. Introdução 27
2. Características Regionais 28
3. Procedimentos Metodológicos 31
4. Resultados 35
5. Discussão 45
6. Conclusões 48

Referências 50

CAPÍTULO 4 - VARIÁVEIS GEOLÓGICAS NA ORGANIZAÇÃO ESPACIAL DOS TERRAÇOS FLUVIAIS DO BAIXO CURSO 53

1. Introdução 53
2. Características Regionais 54
3. Procedimentos Metodológicos 62
4. Resultados 65
5. Discussão 70
6. Conclusões 74

Referências 74

CAPÍTULO 5 - ANÁLISE DE COBERTURAS SUPERFICIAIS DE BAIXOS TERRAÇOS FLUVIAIS E ALUVIÕES RECENTES 78

1. Introdução 78
2. Características Regionais 80
3. Seleção das Áreas Amostrais 84
4. Resultados 86
5. Discussão 99
6. Conclusões 103

Referências 104

CAPÍTULO 6 - DISCUSSÕES E PROPOSIÇÃO DE CENÁRIO 107

1. Oscilações de NRM Durante o Holoceno 107

2. Correlações entre os Ciclos de Deposição 109
3. Cenário Regional de Deposição para o Baixo Curso do Itapicuru 112
CONCLUSÕES 114
REFERÊNCIAS 115
APÊNDICES 119

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Durante o Quaternário, especialmente no Pleistoceno, a Terra vivenciou fases glaciais relativamente longas, assim como fases interglaciais que deixaram importantes evidências no relevo, especialmente nas regiões polares e temperadas. As regiões tropicais também vivenciaram grandes modificações ambientais, sendo que os reflexos mais importantes ocorridos na paisagem não estão relacionados a resfriamentos generalizados, mas sim, à sucessão de fases secas, com redução da pluviosidade e expansão dos desertos tropicais, e as fases úmidas, com melhoria no regime hidrológico e expansão de florestas (FERREIRA, 2002).

No Holoceno, a escala temporal das fases secas e úmidas foram mais curtas onde a humanidade presenciou mudanças abruptas na temperatura, marcando um ritmo de alternâncias climáticas mais elevadas, combinadas, muitas vezes, por transições bruscas, verificadas em intervalos de séculos, décadas e até de um ano, ou seja, em escala humana (FERREIRA, 2002). São exemplos conhecidos a Pequena Idade do Gelo (LIA - *Little Ice Age*), e a Anomalia Climática Medieval (MCA – *Medieval Climate Anomaly*), ocorridas entre 1.400-1.700 e 950-1.250, respectivamente (MANN *et al*., 2009).

Ainda que a sucessão entre fases secas e fases úmidas durante o Holoceno tenha ocorrido, muitas vezes, de maneira brusca, Wanner *et al*. (2008) concluiu que não ocorreram mudanças drásticas no clima global nos últimos 6.000 anos. No entanto, eventos associados à LIA e a deslocamentos da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ – *Intertropical Convergence Zone*) provocaram períodos de maior umidade e períodos de seca e/ou períodos mais quentes e períodos mais frios. Essas conclusões foram sustentadas por *proxies* como variações das atividades solares, grandes erupções vulcânicas tropicais, variações na órbita da Terra e gases do efeito estufa, obtidas entre o Holoceno Médio e o período Pré-Industrial (WANNER *et al*., 2008).

Igualmente, fenômenos cíclicos em escala anual causaram alterações bruscas nas temperaturas de diversas regiões do mundo durante o Holoceno como o *El Niño* (ENSO – *El Niño – Southern Oscillation*) e a Oscilação do Atlântico Norte (NAO – *North Atlantic Oscillation*) (REUTER *et al*., 2009; NOVELLO *et al*., 2012) e possuem significado especial pois continuam atuando na escala de tempo presente em nível planetário (Mann *et al*., 2009; WANG *et al*., 2014), possuindo grande

número de registros. Regiões do mundo com volume de dados capazes de estabelecer padrões de alterações climáticas holocênicas são inúmeras, no entanto, para o Nordeste do Brasil pesquisas com essa temática são escassas, sendo necessário o maior desenvolvimento de investigações dessa natureza.

Novello *et al*. (2012) pesquisou a variabilidade climática no Nordeste brasileiro nos últimos 3.000 anos e obteve significantes resultados acerca das flutuações no volume de chuvas da região. De acordo com os autores, as flutuações pluviométricas abruptas ocorridas nesse período de tempo (correspondente ao Holoceno Superior), foram causadas por variações de intensidade das Monções de Verão Sul Americanas (SASM – *South American Summer Monsoon*), incluindo os períodos correspondentes à LIA, a MCA e a um evento ocorrido entorno de 2.800 anos A.P. Os resultados indicaram que a região tem experimentado condições climáticas secas sem precedentes nos últimos 3.000 anos, exceto para o período correspondente à LIA e que os eventos úmidos abruptos ocorreram com periodicidade aproximada de 210 anos (NOVELLO, *et al*., 2008).

É notório que o Quaternário é caracterizado por mudanças drásticas nas condições climáticas, como sugerido por Wanner *et al*. (2008), relacionadas às glaciações ocorridas no Pleistoceno e que, o Holoceno é marcado por alterações bruscas de temperatura e umidade, causadas por fenômenos cíclicos ocorridos em intervalos de tempo de séculos, décadas e anos (RAMAGE, 1986; FERREIRA, 2002; REUTER *et al*., 2009; WANG *et al*., 2014). As respostas dadas pelas paisagens às mudanças climáticas pleistocênicas podem ser encontradas no modelado, sendo variável responsável pela elaboração de compartimentos geomorfológicos e formas de relevo de pequena escala, de evolução rápida, podem apresentar reflexos das variações climáticas ocorridas durante o Holoceno (FERREIRA, 2002). No entanto, os impactos dessas variações holocênicas, de intervalo de tempo curto, precisam ser melhor pesquisados, destacando-se aqui a necessidade de pesquisas com esse objetivo na região Nordeste do Brasil.

Tricart (1958), ao realizar estudos geomorfológicos no Estado da Bahia, afirmou que o relevo do Estado, de forma geral, reflete as consequências das oscilações paleoclimáticas quaternárias, pois o mesmo indica alternâncias entre climas úmidos e climas secos. Outras pesquisas acerca da gênese e evolução do relevo Quaternário da Bahia foram desenvolvidas, no entanto, foram restritos à região costeira. King (1956) introduziu análises gerais acerca das mudanças

climáticas quaternárias e formas de relevo na Bahia, associadas aos ciclos de aplainamento do relevo. Também, Tricart (1958) considerou que além das mudanças climáticas ocorridas entre o final do Neógeno e durante o Quaternário a tectônica e as superfícies de aplainamento são os principais aspectos que influenciam a morfologia regional.

Tricart e Silva (1968) pesquisaram a evolução geomorfológica da Bahia e de Sergipe no Quaternário e enfatizaram, tanto a zona costeira, quanto a região continental. Apesar do caráter preliminar das informações apresentadas pelos autores, o estudo contém os fatores da morfogênese baiana, levando-se em consideração o quadro estrutural e a evolução geomorfológica desde o Neógeno. Apesar das limitações relacionadas à extensão territorial da área e a ausência de métodos e técnicas mais eficazes, que servissem de base para análises mais detalhadas, o estudo contém os fatores da morfogênese baiana e serve de base para o entendimento geral sobre o quadro estrutural e a evolução geomorfológica durante o Quaternário, desde final do Neógeno.

Dentre os estudos mais recentes sobre a evolução geomorfológica quaternária em áreas continentais da Bahia, destacam-se os trabalhos desenvolvidos por Barreto (1993, 1996) e Ab'Sáber (2006), que tratam da gênese e evolução do campo de dunas continentais do Rio São Francisco durante o Pleistoceno e a pesquisa desenvolvida por Santos (2015) na bacia do rio Vaza-Barris sobre os terraços fluviais quaternários. Enquanto que as áreas continentais carecem de estudos detalhados acerca das modificações ocorridas no relevo durante o Quaternário, nas zonas costeiras as pesquisas foram desenvolvidas em maior quantidade e se tornaram referência na literatura nacional.

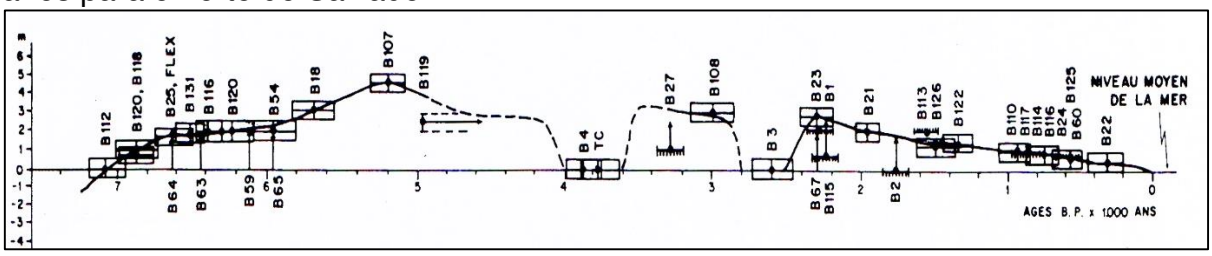
Nas zonas litorâneas, flutuações do nível do mar durante o Quaternário deixaram inúmeros registros na paisagem e oferecem informações importantes acerca da evolução de zonas costeiras. Com base em evidências encontradas em depósitos sedimentares, organismos biológicos, artefatos arqueológicos, dentre outros, indicadores como curvas de variação do nível do mar foram elaboradas, comprovando eventos de transgressão e regressão marinhas em diversos pontos da Terra.

No Brasil, curvas de variação do nível relativo do mar (NRM) foram elaboradas em diversos pontos do litoral e foram utilizadas para explicar setores relativamente curtos, com características geológicas e geomorfológicas

semelhantes. Essas curvas abrangem especificamente os últimos 7.000 anos, ou seja, são curvas representativas das flutuações ocorridas durante o Holoceno. São exemplo as curvas de variação do NRM de Salvador (MARTIN *et al*., 1979), Santos (SUGUIO; MARTIN; FLEXOR, 1980), Cananéia (SUGUIO; MARTIN; FLEXOR, 1980; ÂNGULO; LESSA, 1997), Paranaguá (ÂNGULO; LESSA, 1997), Itajaí-Laguna, Rio Grande do Norte (BEZERRA; BARRETO; SUGUIO, 2003), Pernambuco-Paraíba (SUGUIO *et al*., 2013), dentre outras.

A curva de variação do NRM desenvolvida por Martin *et al*. (1979) mostrou que as flutuações marinhas quaternárias dos últimos 7.000 anos A.P. ocorridas ao norte de Salvador, alcançaram três níveis mais altos que o nível atual (figura 1.1). Bittencourt *et al*. (1979) reconheceu três transgressões quaternárias no Estado da Bahia, denominadas de transgressão mais antiga, ocorrida no nível das falésias entalhadas nos sedimentos do Grupo Barreiras. A penúltima transgressão, ocorrida a cerca de 120.000 anos A.P., responsável pela elaboração de terraços marinhos entre 6 e 10 metros de altitude e a última transgressão, ocorrida cerca de 5.000 – 5.200 anos A.P., responsável pela formação de terraços marinhos situados cerca de 4 metros de altitude (BITTENCOURT *et al*., 1979; MARTIN *et al*., 1980).

Figura 1.1 – Curva de variação do nível relativo do mar (NRM) dos últimos 7.000 anos para o norte de Salvador.



Fonte: Martin *et al*. (1979, p.270).

Suguio *et al*. (1985) apresentou oito curvas de variação do NRM onde é possível compará-las e concluir que, de forma geral, a costa brasileira compreendida entre os Estados da Bahia e Santa Catarina, esteve submersa nos últimos 7.000 - 6.500 anos A.P., entretanto, durante esse período ocorreram episódios transgressivos com elevação do mar em cerca de 5 metros acima do nível atual, assim como ocorreram episódios regressivos. Apesar das curvas possuírem pequenas diferenças de forma e amplitude, é consenso que nos últimos 2.500 – 2.000 anos ocorreu a regressão generalizada do nível do mar, contribuindo para a

progradação da linha de costa em diversos setores do litoral brasileiro (MARTIN; DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2003).

Esses setores tem sido objeto de investigação de vários pesquisadores brasileiros que elaboraram modelos de evolução de planícies costeiras válidos para trechos do litoral com características semelhantes. Como exemplo são citados os modelos desenvolvidos por Martin *et al*. (1980) para o litoral da Bahia, Lessa *et al*. (2000) para o litoral de São Paulo, Tomazelli e Villwock (1996) e Dillenburg *et al*. (2000) para o litoral do Rio Grande do Sul, Dominguez *et al*. (1990) para o litoral de Pernambuco, Martin *et al*. (1996) para o Espírito Santo e Guedes (2009) para a Ilha Comprida - SP.

Dos modelos de evolução de planícies costeiras desenvolvidos no Brasil, o modelo elaborado por Dominguez, Bittencourt e Martin (1981) é o que possui a maior representatividade espacial litorânea, abrangendo o trecho situado entre o norte do Estado do Rio de Janeiro e o Estado de Pernambuco. Esse modelo apresentou a evolução quaternária das planícies costeiras dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul, os maiores rios desse trecho do litoral. A sedimentação costeira ocorreu em oito estágios evolutivos (DOMINGUEZ; BITTENCOURT; MARTIN, 1981), associados aos processos de regressão e transgressão marinha que, por sua vez, foram impulsionadas por variações climáticas quaternárias (BITTENCOURT *et al*.,1979; MARTIN *et al*., 1979).

A evolução geológico-geomorfológica de diversas planícies costeiras inseridas nesse setor passou a ser explicada pelos oito estágios que, apesar de terem sido contestados em casos locais, a exemplo da planície costeira do rio São Francisco (LIMA *et al*., 2014), ainda são considerados válidos (SUGUIO, 2010). Baseados em Dominguez, Bittencourt e Martin (1981), modelos de evolução de planícies costeiras foram elaborados em escala local, a exemplo da planície costeira de Caravelas (ANDRADE *et al*., 2003) e da planície costeira de Conde/Itapicuru (ESQUIVEL, 2006).

Na planície do Itapicuru, pesquisas anteriores apresentaram idades absolutas de material deposicional de cerca de 2.500 anos onde os dados convergem para ocorrência de processos locais de regressão marinha durante o Holoceno, assim como registrados na curva de variação do nível do mar de Salvador. Dessa maneira é possível que a regressão marinha ocorrida na planície

costeira do Itapicuru tenha se prolongado nos últimos 2.500 anos, tendo repercussões nos trechos do vale de maior proximidade com o litoral.

1. Hipótese

Mudanças ocorridas na planície costeira repercutiram na dinâmica geomorfológica do baixo curso do rio Itapicuru, como forma de adaptação às mudanças no nível de base regional, decorrentes de eventos regressivos do nível relativo do mar e fenômenos climáticos de curta duração ocorridos durante o Holoceno. Os episódios atuaram de maneira conjunta, sendo responsáveis pela formação de terraços marinhos na planície costeira e de baixos terraços fluviais ao longo do rio, sendo estes correlacionáveis do ponto de vista cronológico.

2. Objetivos

Objetiva-se estabelecer o cenário regional de deposição para o baixo curso do rio Itapicuru durante o Holoceno, incluindo o vale fluvial e a planície costeira. Como forma de subsidiar o objetivo geral, foram delineados os seguintes objetivos específicos:

- Identificar os diferentes níveis de terraço fluvial e terraço marinho;
- Interpretar dados das coberturas superficiais como forma de compreender os processos deposicionais mais recentes;
- Estabelecer relações cronológicas entre os terraços fluviais e terraços marinhos;
- Correlacionar os dados obtidos com dados da literatura regional.

3. Justificativas

A região costeira da Bahia foi amplamente pesquisada na diretiva de estabelecer as bases dos processos de gênese e evolução no Quaternário, lançando mão de modelos e dados absolutos. Ainda assim, é necessário o desenvolvimento de pesquisas em outras regiões do litoral, na tentativa de melhor compreender as variáveis atuantes sobre o modelado durante o Pleistoceno e o Holoceno. Isso se faz ainda mais necessário na porção continental onde, segundo

Tricart e Silva (1968), os reflexos das oscilações climáticas são notórios e onde justamente as pesquisas são insuficientes.

O estudo dos baixos terraços fluviais do rio Itapicuru e dos terraços marinhos da planície costeira, permitirá estabelecer relações com as variações climáticas e as oscilações do NRM levantadas pelos autores anteriormente citados, fornecendo dados que, somados aos conhecimentos já existentes, contribuirão para a melhor elucidação dos eventos ocorridos regionalmente no Holoceno, além de contribuir com o conhecimento geomorfológico do Estado da Bahia e da região Nordeste.

Os resultados obtidos na planície costeira poderão contribuir para a complementação dos dados anteriormente obtidos, sendo possível a sistematização das informações sobre a evolução geomorfológica nos últimos 2.500 anos. Não existem dados que estabeleçam relações entre as oscilações eustáticas e possíveis modificações sucedidas no sistema fluvial do Itapicuru, como resposta ao ajustamento do rio às oscilações do nível de base.

CAPÍTULO 2 - CARACTERÍSTICAS AMBIENTAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITAPICURU

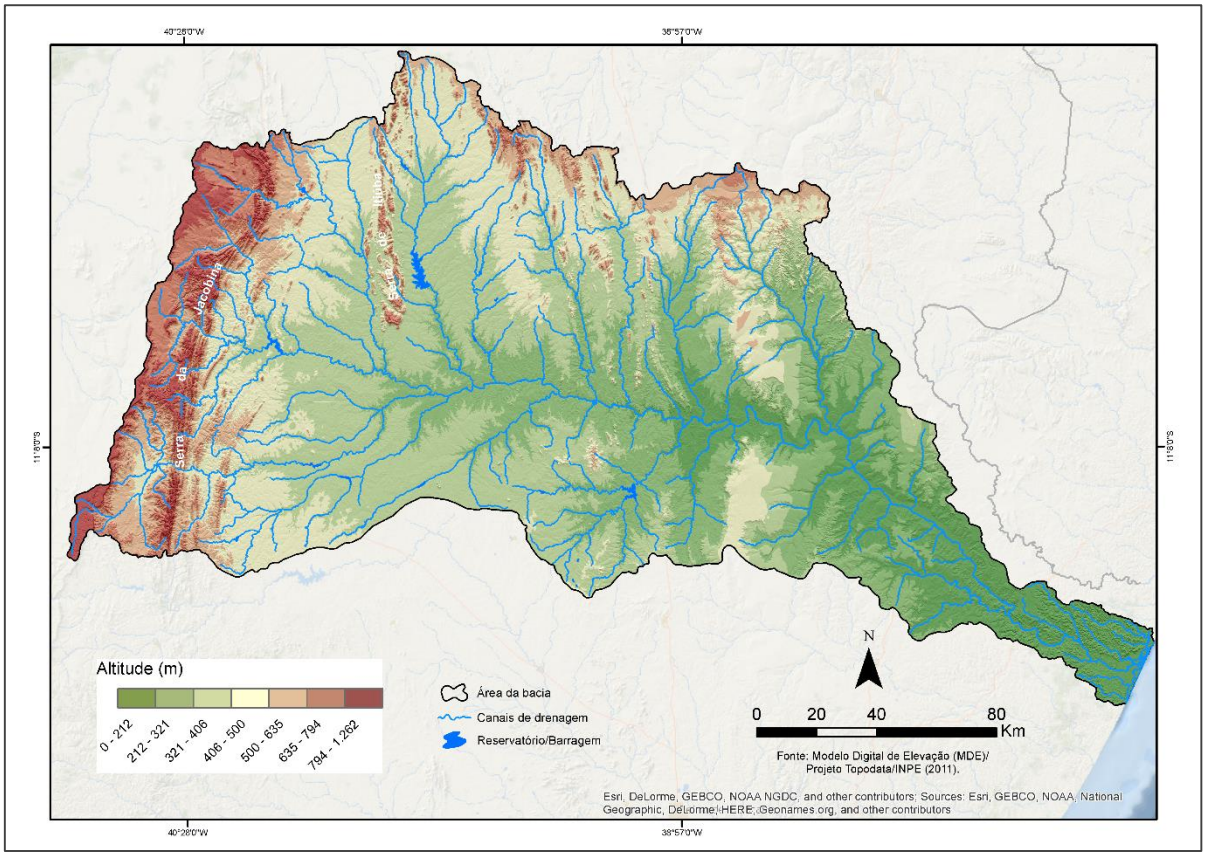
A bacia hidrográfica do rio Itapicuru é considerada uma das maiores bacias hidrográficas do Estado da Bahia, pois o seu sistema fluvial drena área de cerca de 36.121 km². Segundo Virães (2013), o Itapicuru nasce a oeste, no município de Campo Formoso a 766m de altitude e possui extensão de 534,8 km até desaguar no Atlântico. Porém, nessa pesquisa, escolheu-se a nascente com maior distância da foz do rio para estabelecer a extensão do Itapicuru, atendendo a critérios geomorfológicos. Dessa maneira, o rio Itapicuru nasce no município de Morro do Chapéu a 900m de altitude, porção norte da Chapada Diamantina, e percorre cerca de 567 km até o Oceano Atlântico, entre os municípios de Conde e Jandaíra, litoral norte do Estado (figura 2.1).

Por ser uma bacia hidrográfica de grande dimensão areal no contexto da Bahia, a variedade de paisagens é significativa, formadas pelas relações entre os diversos componentes do sistema ambiental. A variação topográfica ocorre longitudinalmente, com baixas altitudes no litoral, aumentando gradativamente em direção à montante, com variações médias entre 200 e 500m, compreendendo toda a parte central da bacia (figura 2.2). No extremo oeste, o relevo torna-se movimentado, com serras, morros e colinas, chegando a atingir mais de 1.200m em trechos da serra de Jacobina. A variação espacial do clima também ocorre longitudinalmente e este é considerado o principal elemento que contribuiu para diversificação da paisagem, condicionando os demais componentes sistêmicos, modelando feições distintas.

A área apresenta clima úmido a subúmido no litoral, diminuindo gradativamente a pluviosidade e índice de umidade na medida que se interioriza (SEI, 2006), passando para subúmido a seco, semiárido e chegando a árido na porção centro norte da bacia (figura 2.3). Entretanto, o predomínio na bacia do Itapicuru é de clima semiárido (SEI, 1998) com estações pluviométricas que registram média anual entre 400 e 700mm de chuva, a depender da localização na bacia.

Figura 2.1 – Localização da Bacia Hidrográfica do rio Itapicuru.

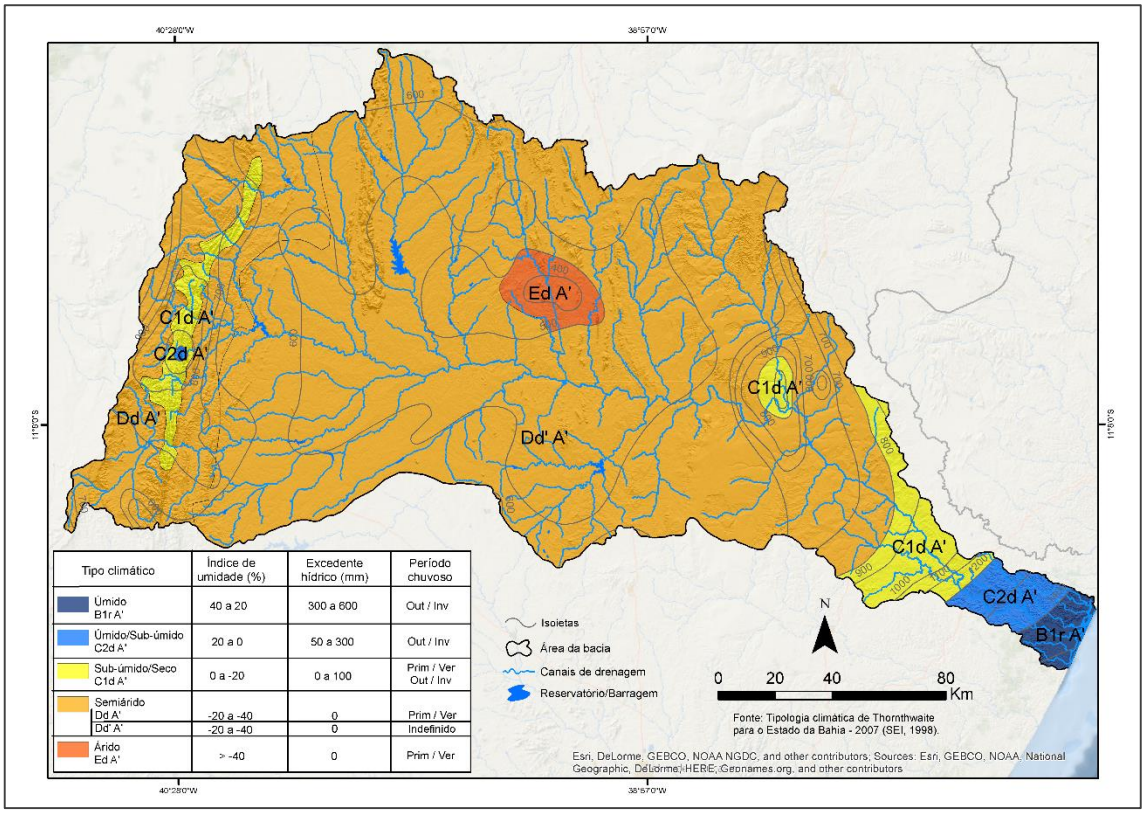
Figura 2.2 – Hipsometria da Bacia Hidrográfica do rio Itapicuru.



A oeste da bacia, a Serra da Jacobina atua como barreira orográfica e favorece a formação de áreas com clima úmido a subúmido (figura 2.3) em altitudes superiores a 900m. Na faixa úmida do litoral, as precipitações são relativamente elevadas e diminuem gradativamente em direção ao interior (SEI, 2006), ao passo que no semiárido ocorrem longas estações secas e curto período chuvoso que comumente ocorre entre novembro e março (SEI, 2006).

A atuação dos diferentes climas sobre a geologia do Itapicuru promoveu a elaboração de diferentes formas de paisagem, compartimentada por SEI (2006) em unidades geomórficas, para fins de caracterização das diferentes variáveis de maneira sistêmica.

Figura 2.3 – Tipologia climática da bacia hidrográfica do rio Itapicuru.

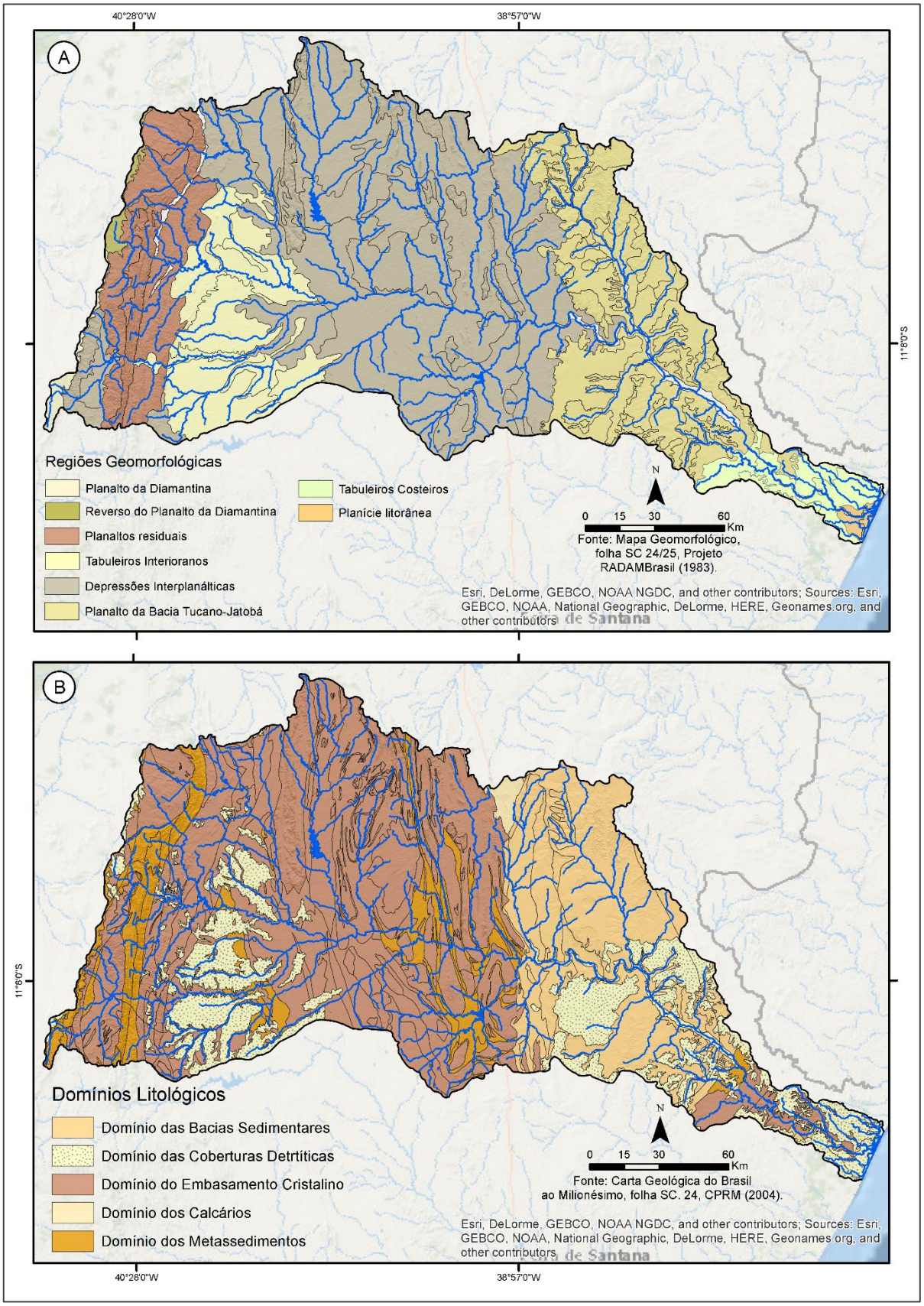


Tipo climático	Índice de umidade (%)	Excedente hídrico (mm)	Período chuvoso
Úmido B1r A'	40 a 20	300 a 600	Out / Inv
Úmido/Sub-úmido C2d A'	20 a 0	50 a 300	Out / Inv
Sub-úmido/Seco C1d A'	0 a -20	0 a 100	Prim / Ver Out / Inv
Semiárido Dd A'	-20 a -40	0	Prim / Ver
Dd' A'	-20 a -40	0	Indefinido
Árido Ed A'	> -40	0	Prim / Ver

O domínio dos depósitos sedimentares ou Coberturas Detríticas (figura 2.4 b) é caracterizado pela presença de material pouco consolidado que se reflete na morfodinâmica na região da Planície Litorânea e dos Tabuleiros Costeiros e Interioranos (figura 2.4 a). A Planície Litorânea ocupa uma faixa estreita, entre os Tabuleiros Costeiros, com cerca de 60 km de extensão, onde se encontra a desembocadura do rio Itapicuru, constituindo-se de depósitos arenosos e argilo-arenosos do Quaternário, recobrindo rochas granulíticas alteradas (VIRÃES, 2013). Ao longo da planície distinguem-se manchas de restingas em forma de cordões estreitos e dunas entremeadas por áreas alagadas e lagoas (SEI, 2006).

De acordo com SEI (2006), as dunas apresentam coloração diferenciada, relacionada com os períodos de deposição. As mais antigas são de cor branca e estão situadas mais para o interior da planície, enquanto que as de coloração creme, mais recentes, encontram-se próximas à linha de costa. Nesse setor, a drenagem é dendrítica e relativamente densa, formada pelos afluentes do Itapicuru.

Figura 2.4 – Regiões Geomorfológicas (a) e Domínios Litológicos (b) da bacia hidrográfica do rio Itapicuru.



Os Piemontes Inumados são caracterizados por baixos planaltos, compostos por coberturas detríticas (figura 2.4 b), onde estão incluídos os Tabuleiros Costeiros e dos Tabuleiros Interioranos (figura 2.4 a). Os Tabuleiros Costeiros alcançam em média 40 km no sentido sul-norte, se interiorizam na parte central e fazem limite com os tabuleiros do Planalto da Bacia Tucano-Jatobá (figura 2.4 a), atingindo quase 80 km de largura. Essa unidade ocupa faixa próxima à Planície Litorânea, onde o clima úmido a subúmido (figura 2.3) favorece os processos erosivos e influenciam o modelado com feições dissecadas, e, em menor extensão as superfícies de aplanamento (SEI, 2006).

Os Tabuleiros Interioranos encontram-se na parte oeste, entre os planaltos residuais (Serra da Jacobina) e a Depressão Interplanáltica, seguindo a orientação Sul-Norte, com extensão aproximada de 90 km, atingindo largura média de 60 km (figura 2.4 a). Essa unidade é formada por coberturas detríticas inconsolidadas do Neógeno-Quaternário, com feições aplanadas, vales de fundos chatos preenchidos por materiais transportados da Serra de Jacobina, caracterizando relevo tabular com planos inclinados e altitudes em torno de 500 m (SEI, 2006).

Os Planaltos da Bacia Tucano-Jatobá, no domínio das bacias e coberturas sedimentares (figura 2.4 b), posicionam-se a leste, entre Depressão Interplanáltica e os Tabuleiros Costeiros (figura 2.4 a). Ocupam grande extensão, cerca de 180 km no sentido sul-norte, com largura variando de 40 a 110 km. São compostos de arenitos, folhelhos, siltitos e calcários, sob domínio do clima semiárido (SEI, 2006). A drenagem é do tipo subdendrítico, representada pelo rio Itapicuru, que corre de noroeste para sudeste configurando setores retilíneos.

Os Planaltos Residuais, na sua parte ocidental, são constituídos pela unidade geomorfológica da Serra da Jacobina (SEI, 2006), com configuração alongada no sentido norte-sul (figura 2.4 a), atingindo cerca de 200km de extensão e no sentido longitudinal cerca de 37km. O modelado apresenta graus de dissecação diferenciados, com aprofundamento grosseiro na sua parte oriental. A estrutura geológica, com vales encaixados, adaptados às fraturas e falhas dos metassedimentos (figura 2.4 b) no sentido oeste-leste, que cortam a serra no sentido transversal, direcionam a rede de drenagem (SEI, 2006).

Na parte central encontra-se a Depressão Interplanáltica sob clima semiárido e árido (figuras 2.3 e 2.4 a), onde predominam formas de aplanamento com cobertura de material geralmente arenoso e com coloração acinzentada. É comum a

presença de afloramentos rochosos do embasamento cristalino (figura 2.4 b), geralmente em forma de inselbergues e cristas residuais, a exemplo da Serra de Itiúba. A drenagem segue a estrutura, adaptando-se às falhas e fraturas de dissecação média.

CAPÍTULO 3 - CENÁRIO EVOLUTIVO DA PLANÍCIE COSTEIRA DURANTE O HOLOCENO

1. Introdução

A planície costeira do rio Itapicuru, também conhecida por planície costeira de Conde, está situada na Costa dos Coqueiros, ao norte do litoral baiano, e é considerada a mais desenvolvida desse trecho. Sua gênese e evolução foram previamente explicitadas em pesquisas desenvolvidas por Bittencourt *et al*. (1979) e Martin *et al*. (1980) em modelos gerais desenvolvidos para todo o litoral da Bahia. Entretanto, o modelo geral de evolução elaborado por Dominguez; Bittencourt e Martin (1981) foi o mais empregado para compreender a sedimentação e estabelecimento da planície costeira local. Posteriormente, outros autores contribuíram com pesquisas realizadas na planície costeira do Itapicuru.

Esquivel (2006) realizou a reconstituição paleogeográfica da planície e identificou os mesmos estágios de evolução apresentados por Dominguez; Bittencourt e Martin (1981), ocorridos há aproximadamente 3 milhões de anos. Em seguida, Santana (2007) apresentou dados inéditos obtidos com a datação de sítios sambaquis que indicaram estágios de mar alto durante o Holoceno. Por conseguinte, Costa Júnior (2008) datou material de Espodossolos em leques aluviais elaborados em fases regressivas, situados na área de contato entre os tabuleiros do Grupo Barreiras e a planície costeira.

Fundamentados nos resultados obtidos, os autores identificaram uma fase regressiva do nível do mar local ocorrida de forma lenta e gradual, entre 5.100 e 2.500 anos, sucedendo até os dias atuais (ESQUIVEL, 2006; SANTANA, 2007; COSTA JÚNIOR, 2008). No entanto, dados que indiquem a continuidade dos processos regressivos do nível do mar local nos últimos 2.500 anos são inexistentes, o que permite questionamentos acerca da ocorrência do último evento regressivo e sua duração no período correspondente ao Holoceno. Dessa maneira, objetiva-se estabelecer relações cronológicas entre coberturas superficiais de terraços marinhos da planície costeira do Itapicuru e dados obtidos em pesquisas anteriores.

Terraços marinhos são superfícies horizontais relativamente planas ou suavemente inclinadas com gradiente entre 1° e 5°, delimitada por uma inclinação ascendente íngreme em direção ao continente e por um declive íngreme em direção

ao mar (CANTALAMESSA; DI CELMA, 2004; PIRAZZOLI, 2005). A largura é variável e pode estender-se por dezenas de quilômetros, paralelo à costa. Terraço mais antigos podem ser recobertos por sedimentos de origem marinha e/ou por sedimentos aluviais ou coluviais sendo que, os níveis mais altos de terraço comumente encontram-se menos preservados (PIRAZZOLI, 2005).

Indícios de regressões do nível do mar podem ser encontrados em terraços marinhos pois são formas de relevo cujas variáveis genéticas incluem flutuações do nível relativo do mar e movimentos crustais, servindo como evidência de paleoníveis situados acima do nível atual (KOSS; ETHRIDGE; SCHUMM, 1994; PIRAZZOLI, 2005; SUGUIO, 2010). O estudo dos terraços marinhos possibilita a interpretação de paleoníveis glaucioeustáticos pretéritos (SUGUIO, 2010), sendo objeto de investigação por parte de geomorfólogos costeiros, em pesquisas sobre a evolução de zonas litorâneas durante o Quaternário.

2. Características Regionais

Também conhecida por planície costeira de Conde, a área está situada na Costa dos Coqueiros, litoral norte da Bahia, distante cerca de 184 km de Salvador e 156 km de Aracaju (figura 3.1).

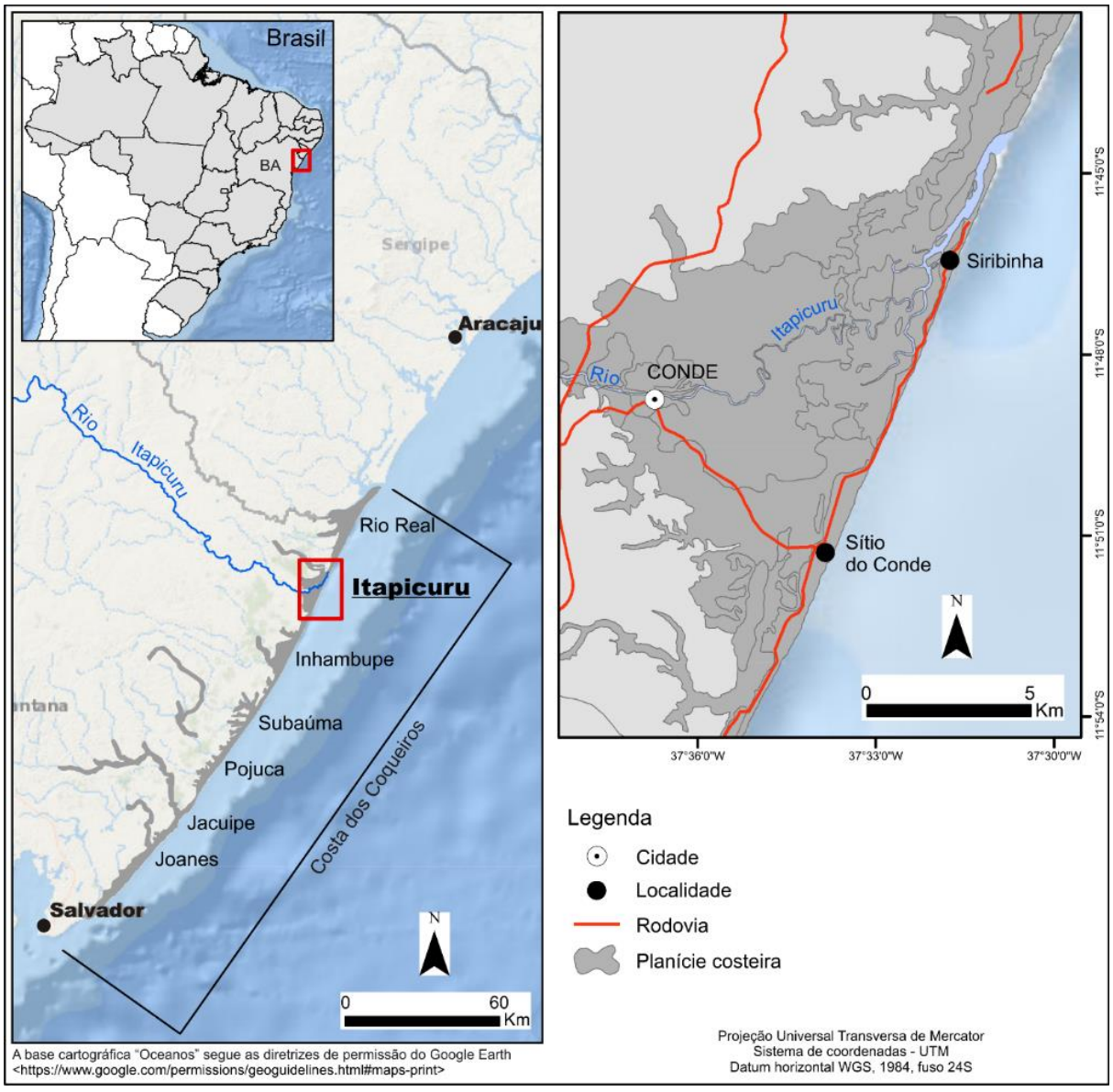
A planície costeira do Itapicuru se desenvolveu em área adjacente aos tabuleiros costeiros do Grupo Barreiras (Neógeno) sobre sedimentos de origem pleistocênica e holocênica, de gênese diversificada. Martin *et al*. (1980) identificou unidades litológicas associadas a depósitos de origem marinha, eólica, flúviomarinha, lacustre, flúviolacustre e fluvial, compostos predominantemente por areias com diferentes graus de seleção, e também a ocorrência de depósitos argilosos, arenoargilosos e siltosos (figura 3.2).

Do ponto de vista climático, a área está inserida em região tropical com média térmica anual de 24,7° C, pluviosidade média de 1.422 mm/ano, excedente hídrico de 305 mm/ano e período de maior incidência de chuvas entre os meses de abril e julho (SEI, 1999).

As formas de relevo que compõem a planície costeira se desenvolveram sobre os depósitos quaternários e incluem predominantemente feições deposicionais como planícies aluviais, terraços fluviais, planícies flúviolacustres, planícies flúviomarinhas, dunas e terraços marinhos. Na zona de transição entre os tabuleiros

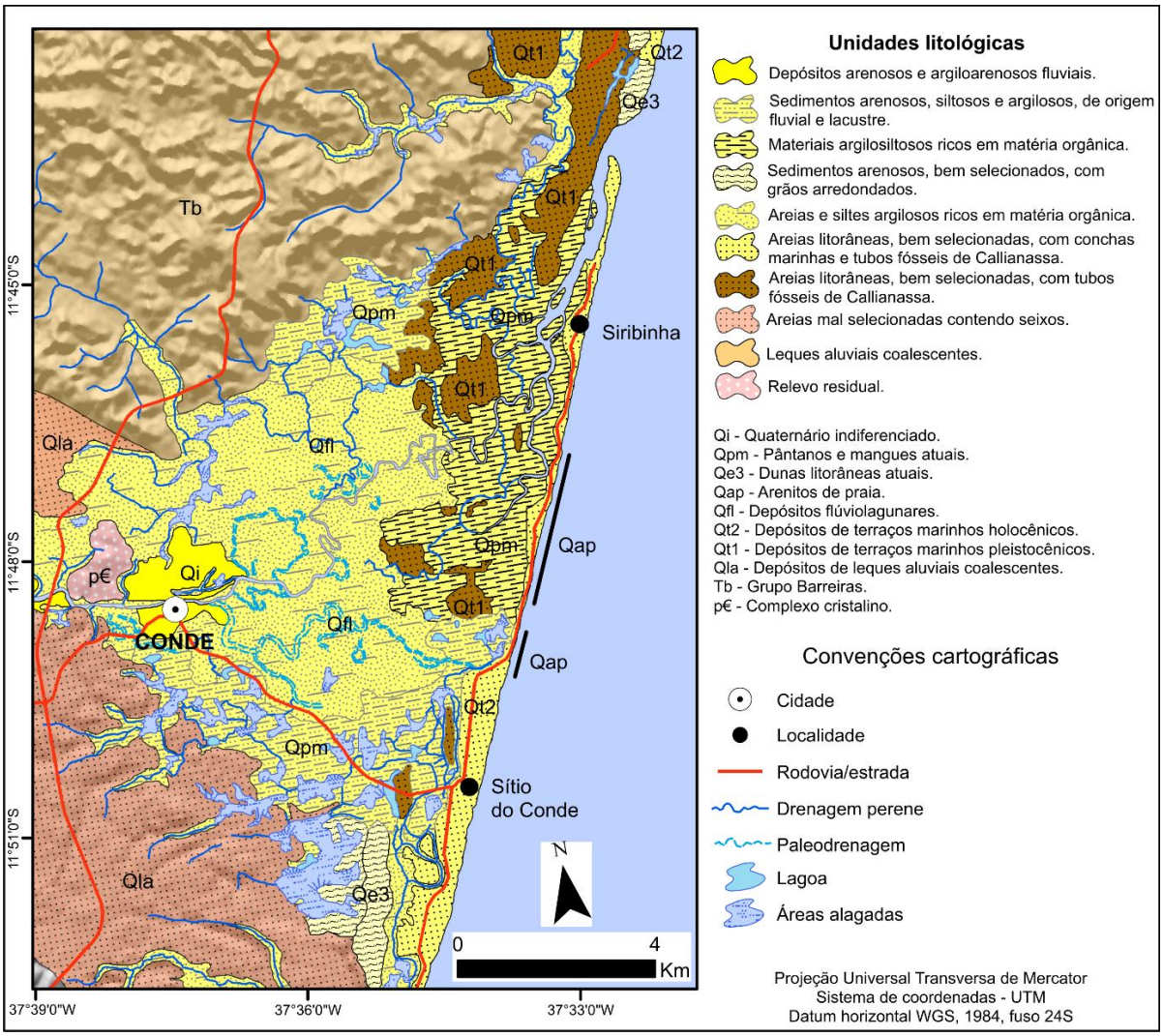
do Grupo Barreiras e a planície costeira, ocorrem leques aluviais na borda das paleofalésias.

Figura 3.1 – Mapa de localização da Planície Costeira do Itapicuru.



Feições neotectônicas são comuns nos sedimentos do Grupo Barreiras nas proximidades de Conde, cujas evidências demonstram o tectonismo atuante nesse setor, durante e após a deposição (VILAS BOAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001; LIMA, 2010). É comum a presença de estruturas de liquefação em conglomerados e estruturas de fluidificação, dobras sinclinais e anticlinais, falhas normais e juntas tectônicas com direção preferencial NW-SE, que contribuem significativamente para a evolução das vertentes (DANTAS e LIMA, 2008; LIMA, 2010).

Figura 3.2 – Esboço geológico da planície costeira do Itapicuru.



Fonte: adaptado de Martin *et al*. (1980).

Esquivel (2006) classificou os terraços marinhos com base nos depósitos de areias litorâneas que compõem essas formas de relevo, onde a deposição do material teria ocorrido em dois momentos distintos. O primeiro teria ocorrido durante a progradação da linha de costa local sucedida após o máximo da Penúltima Transgressão identificada por Bittencourt *et al*. (1979), aproximadamente a 120.000 anos atrás (ESQUIVEL, 2006), ou seja, durante o Pleistoceno. O segundo momento de deposição teria ocorrido durante a regressão marinha sucedida após o máximo da Última Transgressão em, aproximadamente, 5.100 anos atrás (BITTENCOURT *et al*., 1979; ESQUIVEL, 2006).

Os terraços pleistocênicos são compostos por areias quartzosas bem selecionadas, de coloração branca, granulometria variando entre areia fina e areia média e presença de tubos fósseis de *Callianassa* (MARTIN *et al*., 1980;

ESQUIVEL, 2006). Sobre a superfície dos terraços pleistocênicos ocorrem bacias de deflação e dunas *blowout* em alguns trechos, resultantes do retrabalhamento da superfície dos terraços por ação eólica (ESQUIVEL, 2006). Os terraços holocênicos são compostos por depósitos de areias quartzosas bem selecionadas, de coloração ocre-amarelada com ocorrência de conchas marinhas e tubos fósseis de *Callianassa* (MARTIN *et al*., 1980; ESQUIVEL, 2006). Sustentadas pelos terraços holocênicos, ocorrem dunas frontais (cordões dunas) resultantes do retrabalhamento eólico dos sedimentos depositados na face da praia (ESQUIVEL, 2006).

3. Procedimentos Metodológicos

As etapas de investigação dos terraços marinhos e coberturas superficiais foram adaptadas do roteiro metodológico desenvolvido por Cordier; Frechen e Harmand (2009) e incluíram a identificação dos diferentes níveis topográficos de terraço marinho, o levantamento dos aspectos morfológicos e aspectos sedimentológicos e cronologia das coberturas superficiais.

3.1 Identificação dos níveis de terraço

Os níveis de terraço marinho foram identificados no mapa geomorfológico onde a planície costeira foi mapeada em escala 1:25.000, além da identificação em imagens do *Google Earth* e em trabalhos de campo.

- Mapeamento geomorfológico

O mapa geomorfológico (apêndices 1 a 5) foi elaborado com base em fotografias aéreas digitais de 1974 do Projeto Rio Itapicuru, disponível no site da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM)[1]. Os pares anaglifos foram montados no aplicativo *Stereo Photo Maker*, com uso de óculos para visualização em 3D e lentes nas cores vermelho e azul (SOUZA; OLIVEIRA, 2012) e georreferenciados no ArcGIS 10.3.2. Imagens orbitais do satélite *RapidEye*[2] com

[1] < http://www.cbpm.ba.gov.br/modules/consultas_externas/index.php?cod=5>
[2] Disponibilizadas pela Companhia de Desenvolvimento Urbano e Regional da Bahia (CONDER).

resolução espacial de 5 metros, compreendendo o período entre 2009-2010, foram utilizadas com o objetivo de identificar possíveis mudanças temporais na morfologia.

Para a representação das formas de relevo e organização do mapa, foram utilizadas as propostas de mapeamento geomorfológico de Tricart (1965), Verstappen e Zuidam (1975) e IBGE (2009). Os planos de informação apresentados por Tricart (1965), foram adaptados segundo orientações de Lima; Cunha e Perez Filho (2013), de maneira a representar as variáveis morfométricas, morfográficas e morfogenéticas, além das variáveis litoestruturais e cronológicas (apêndices 2 a 5).

A morfometria do relevo foi representada pelas curvas de nível (equidistância de 50 metros) e pelos canais fluviais; a morfografia por meio da adaptação de símbolos lineares; a morfogênese através do agrupamento das formas de relevo na legenda do mapa; os dados estruturais e litológicos por meio de linhas e polígonos; e a cronologia através da idade da litologia e/ou dos depósitos sedimentares (indicadas na legenda).

Ressalta-se que a representação gráfica autêntica dos símbolos do relevo contidos nas propostas clássicas fica comprometida pelo fato de os softwares não identificarem linhas e polígonos como uma mesma entidade geoespacial (GUSTAVSSON; SEIJMONSBERGEN; KOLSTRUP, 2008). Dessa maneira, adaptaram-se algumas simbologias lineares onde, linhas, polígonos e pontos foram representados separadamente.

Para o agrupamento das formas de relevo, seguiu-se a proposta do IBGE (2009) por considerar-se a mais adequada pois associa as feições do relevo ao tipo e à gênese dos modelados, indicando os processos morfogenéticos que originaram as formas (apêndices 2 a 5).

- Trabalho de campo e seleção de áreas amostrais

Nos trabalhos de campo os níveis de terraço foram ratificados e, com base no mapa geomorfológico, foi selecionada uma área no terraço marinho I e duas áreas no terraço marinho II para amostragem de cobertura superficial. Adicionalmente, foi selecionada uma área na planície fluvial com o objetivo de compreender processos fluviais na planície costeira em fase posterior aos depósitos marinhos.

Foram abertas trincheiras com profundidade de 1 m para descrição e coleta de sedimentos em duas profundidades dos perfis, objetivando-se a análise granulométrica e morfoscopia. Para a datação absoluta por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), foram retiradas amostras a 80 cm de profundidade com auxílio de tubos opacos de PVC de 60 cm de extensão e 6 cm de diâmetro, enterrados horizontalmente. Os tubos foram fechados e acondicionados em sacos pretos para evitar exposição à luz solar (CORDIER, 2010; SUGUIO*;* BEZERRA; BARRETO, 2011; STORANI; PEREZ FILHO, 2015).

3.2 Aspectos morfológicos, sedimentológicos e cronológicos

Os aspectos morfológicos incluíram a distribuição espacial dos terraços marinhos na planície costeira e características como área, largura, extensão e altitude. Os aspectos sedimentológicos foram levantados por meio da descrição das trincheiras, da análise granulométrica e morfoscopia dos grãos. Os aspectos cronológicos foram levantados por meio da datação absoluta por LOE.

- Análise granulométrica

A análise granulométrica foi realizada pelo Laboratório de Solos da Faculdade de Engenharia Agrícola/ Universidade Estadual de Campinas. O método empregado foi o da pipeta (CAMARGO *et al.*, 1986) para a determinação da classe textural nas frações areia muito grossa (2000 µm), areia grossa (1000 µm), areia média (500 µm), areia fina (250 µm), areia muito fina (125 µm), silte (63 µm) e argila (≤ 2 µm). Após a obtenção dos resultados do laboratório, foi realizada a análise estatística pelo método gráfico (FOLK; WARD, 1957) (1) no Gradistat 6.0 (BLOTT; PYE, 2001).

(a) Método gráfico – Logarítmico (FOLK; WARD, 1957)

Média: $M_Z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$ Desvio Padrão: $\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$

Assimetria: $SK_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$ Curtose: $K_C = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$

(b) Método gráfico – Geométrico (FOLK; WARD, 1957)

Média: $M_G = \exp \frac{\ln P_{16} + \ln P_{50} + \ln P_{84}}{3}$

Desvio Padrão: $\sigma_G = \exp \left(\frac{\ln P_{16} - \ln P_{84}}{4} + \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{6.6} \right)$

Assimetria: $Sk_G = \frac{\ln P_{16} + \ln P_{84} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{84} - \ln P_{16})} + \frac{\ln P_5 + \ln P_{95} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{95} - \ln P_5)}$

Curtose: $K_G = \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{2.44(\ln P_{25} - \ln P_{75})}$

* f é a frequência em percentagem; m é o ponto médio de cada intervalo de classe no sistema métrico (mm) ou unidades phi (m_ϕ); P_x e ϕ_x são diâmetros de grãos, em unidades métricas ou phi respectivamente, no valor percentual cumulativo de x (BLOTT; PYE, 2001).

- Morfoscopia dos Grãos de Quartzo

A análise morfoscópica dos grãos foi realizada no Laboratório de Quantificação Mineral do Instituto de Geociências - Universidade Estadual de Campinas, por meio da Microscopia Eletrônica por Varredura (MEV). A rotina adotada pelo laboratório envolveu a limpeza dos grãos, metalização da amostra com carbono (metalizador Q150T) e varredura digital por meio de microscópio eletrônico por varredura (LEO 430i). As fotomicrografias foram realizadas nas escalas de zoom 500µm, 200µm, 100µm e 50µm. A morfometria foi realizada sobre as fotomicrografias onde foram observadas as propriedades de esfericidade e arredondamento, com base em Krumbein (1941) e Rittenhouse (1943).

- Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

As amostras foram datadas pelo Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda., situado na cidade de São Paulo (SP/Brasil). O material da parte central dos tubos foi extraído em ambiente de luz vermelha e passou por tratamentos químicos e separação de grãos de quartzo (100 - 160 µm) isentos de matéria orgânica e metais pesados, com o objetivo de eliminar possíveis sinais residuais. Uma parte do material foi submetida à radiação solar para decaimento dos isótopos de urânio (U), tório (Th) e potássio (K) e posteriormente obteve-se a curva

de calibração (MURRAY; ROBERTS, 1998) por meio das amostras que foram irradiadas com as doses pré-definidas (Gy).

Os valores das paleodoses foram obtidos pelo método de alíquota única *Single Aliquot Regenerative-dose* - SAR (MURRAY; WINTLE, 2000; WINTLE; MURRAY, 2006) com aplicação de 15 alíquotas para a aquisição do valor médio das doses equivalentes (De). As idades absolutas foram obtidas através da equação

$$A = \frac{De(Gy)}{D(Gya^{-1})},$$

Onde A representa a idade absoluta (*Age*), De representa a paleodose e D representa a dose anual. A acurácia do valor médio da De e o desvio padrão das amostras foram verificados (CLARKE,1996; CLARKE*;* RENDELL; WINTLE, 1999) com o objetivo de serem identificadas possíveis falhas na coleta do material.

A datação por LOE tem sido aplicada para estimar a idade absoluta de depósitos marinhos, em diversas regiões do mundo, sendo considerada uma técnica adequada para datar esse tipo de material, dada a natureza e composição granulométrica de depósitos sedimentares de gênese marinha (JACOBS, 2008).

4. Resultados

4.1 Distribuição espacial dos terraços marinhos

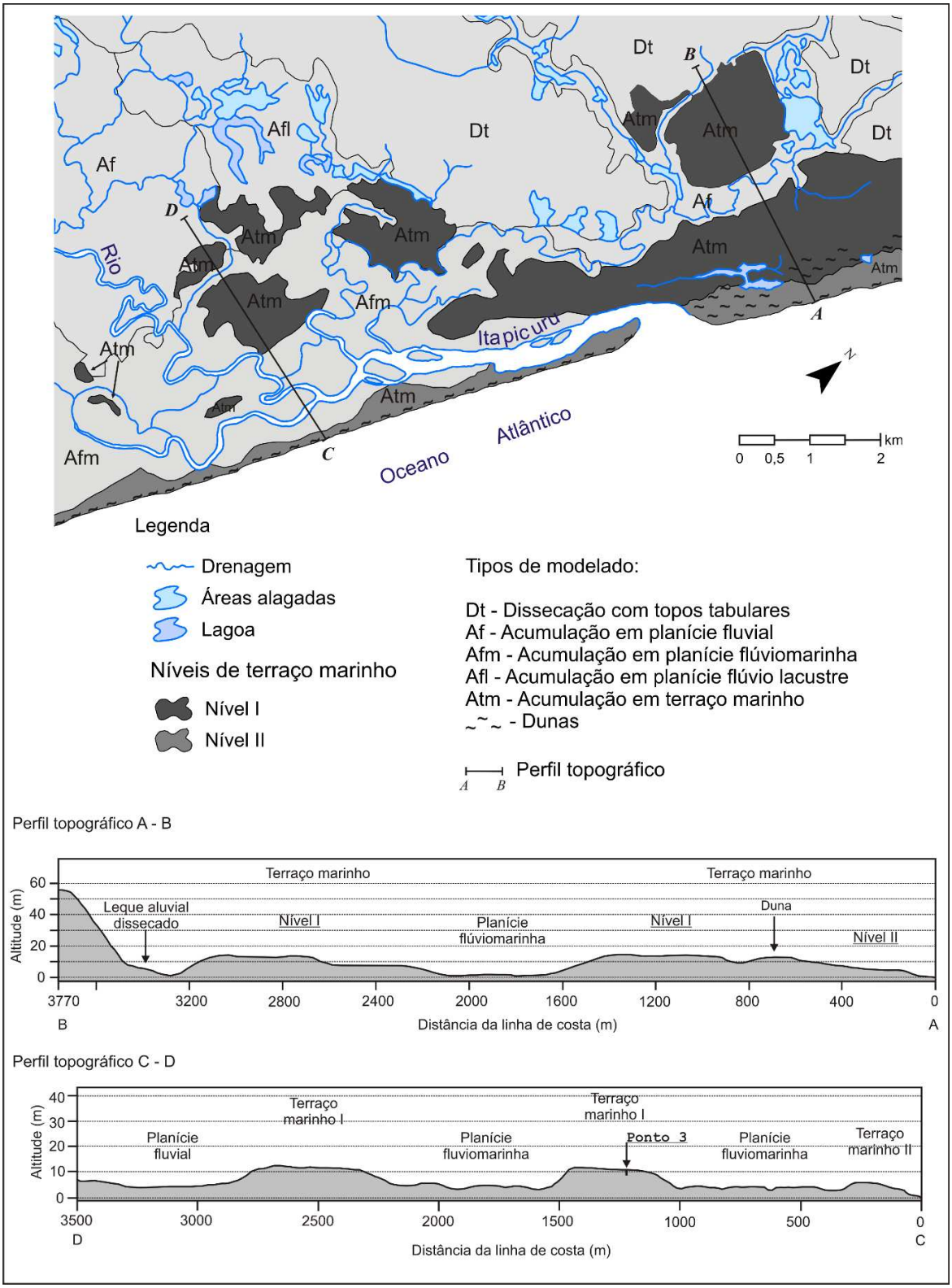
Terraços marinhos estão dispostos ao longo de 10 quilômetros da linha de costa da planície costeira, possuem área total de 20,6 km², e ocorrem em dois níveis topográficos (figura 3.3), sendo 12,4 km² correspondentes ao nível I e 8,2 km² correspondentes ao nível II.

O nível I ocorre no interior da planície costeira, cerca de 1 – 3 km de distância da linha de costa (figura 3.3) em altitudes que variam entre 10 e 12 metros. São terraços descontínuos, dissecados por canais de drenagem da planície flúviomarinha, instalados em fase posterior à época da sua deposição. Seus remanescentes ocorrem em maior quantidade na porção norte da planície costeira, margem esquerda do rio Itapicuru. Do total de remanescentes do terraço I, apenas o

terraço próximo à localidade de Costa Azul está conectado diretamente com o terraço II.

O nível II é constituído por terraços estreitos predominantemente contínuos ao longo da costa com altitude entre 3 e 6 metros, e faz limite com a praia e a planície flúvio marinha. Ao sul da foz do Itapicuru ocorrem dunas frontais ou cordões-duna na face oriental do terraço. À norte da foz, os terraços são limitados por dunas *Blowout* na face ocidental e por dunas frontais na face oriental.

Figura 3.3 – Perfis topográficos com os diferentes níveis de terraço marinho da Planície Costeira do Itapicuru.



4.2 Idades LOE

As idades LOE apresentaram idades entre 170 e 1.110 anos (tabelas 3.1 e 3.2), admitindo que as coberturas superficiais dos terraços marinhos e da planície fluvial são de origem do Holoceno Superior. A sequência dos terraços mais altos (nível I) para os mais baixos (terraço II) e a planície fluvial, apresentou padrão decrescente nas idades, considerando a margem de erro das amostras. Assim, pode-se afirmar que as idades obtidas apresentaram coerência cronológica com os eventos de regressão marinha.

As amostras apresentaram baixo grau de dispersão das doses equivalentes por alíquota única (figura 3.4), resultando no desvio padrão com valores abaixo de 5 Gy (tabela 3.1), próximo ao valor médio das DE. Os valores demonstraram a ausência de sinal residual, o que permite afirmar que são amostras confiáveis.

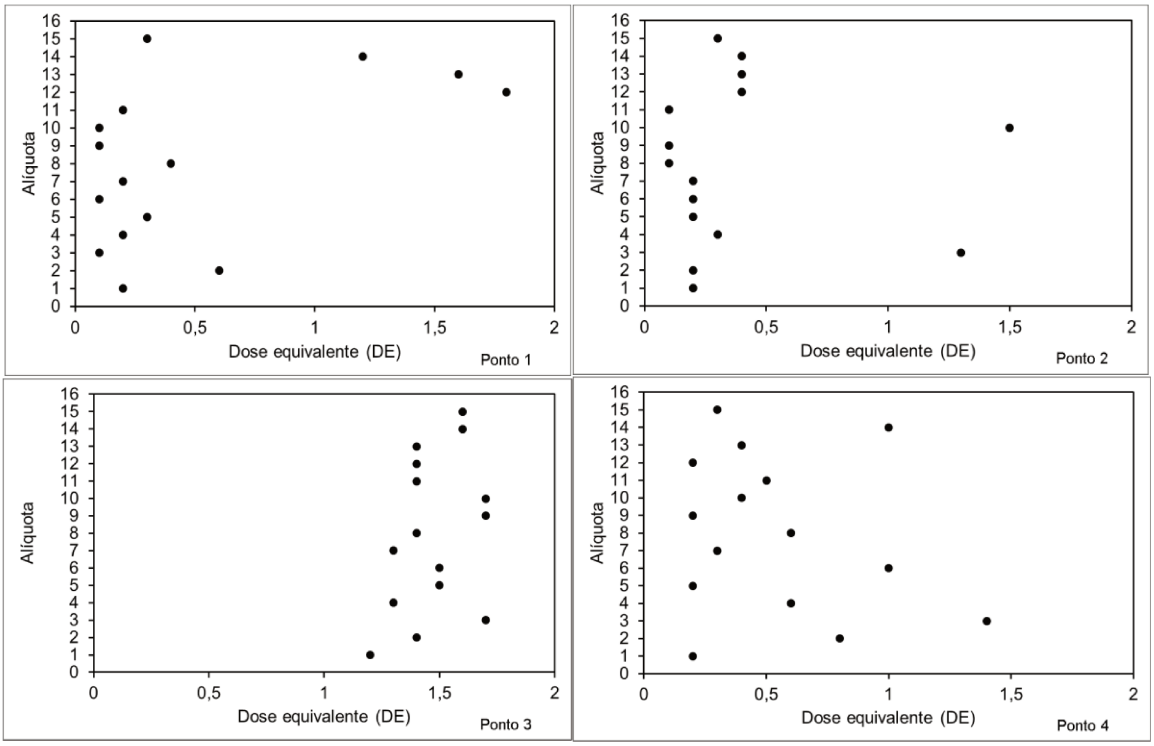
Tabela 3.1 – Idades LOE para os níveis de terraço marinho e planície fluvial.

Amostra	Cód. Lab.	Altitude (m)	Profundidade (m)	Dose anual (µGy/ano)	P (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos)
P.1	4111	3	0,80	720±85	0,5	0,5	700 ± 120
P.2	4112	6	0,80	465±50	0,4	0,4	860 ± 130
P.3	4113	10	0,80	1.355±163	1,5	0,15	1.110 ± 190
P.4	4114	6	0,70	3.560 ± 310	0,6	0,3	170 ± 25

Tabela 3.2 – Concentrações de isótopos radioativos ^{232}Th, ^{238}U+^{235}U, ^{40}K e umidade.

Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade (%)
P.1	1,499±0,054	0,443±0,136	0,303±0,044	12,2
P.2	1,393±0,070	0,380±0,142	0,034±0,005	12,6
P.3	4,062±0,146	1,075±0,256	0,578±0,084	5,0
P.4	10,911 ± 0,393	2,797 ± 0,015	1,877 ± 0,272	10,3

Figura 3.4 – Gráficos de dispersão das doses equivalentes (DE) por alíquota única nas amostras.



4.3 Características granulométricas

O grupo textural das coberturas superficiais é arenoso com areias bem selecionadas a moderadamente bem selecionadas e representam mais de 90% da granulometria das seis amostras dos terraços marinhos (tabela 3.3). O grupo textural das coberturas superficiais da planície fluvial é lama arenosa pobremente selecionada nas profundidades 0-20 cm e 40-70 cm, com percentuais consideráveis de elementos finos (tabela 3.3).

Tabela 3.3 – Classes granulométricas dos sedimentos dos perfis 1, 2, 3 e 4.

Perfil / Classe	Perfil 1 0-45cm	Perfil 1 45-100cm	Perfil 2 0-65cm	Perfil 2 65-100cm	Perfil 3 0-45cm	Perfil 3 45-100cm	Perfil 4 0-20cm	Perfil 4 40-70cm
AMG	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
AG	0,3%	1,1%	1,1%	3,7%	1,0%	1,2%	0,5%	4,4%
AM	73,4%	82,7%	54,0%	53,9%	22,3%	19,9%	1,0%	10,3%
AF	25,3%	15,7%	41,0%	40,4%	42,6%	42,8%	10,2%	8,4%
AMF	0,1%	0,0%	1,4%	1,4%	29,0%	31,9%	38,2%	13,2%
AT	99,1%	99,5%	97,5%	99,4%	94,9%	95,8%	49,4%	36,8%
S	0,7%	0,2%	0,2%	0,1%	0,7%	0,7%	29,9%	29,9%
AR	0,2%	0,3%	1,3%	0,5%	1,8%	0,5%	20,7%	33,3%

*AMG – Areia Muito Grossa; AG – Areia Grossa; AM – Areia Média; AF – Areia Fina; AMF – Areia Muito Fina; AT – Areia Total; S – Silte; AR – Argila.

A cobertura superficial do perfil 1 é composta por areias bem selecionadas com predomínio da fração areia média e coloração amarelo claro (amostra seca) nas duas profundidades (figura 3.5). O teor de matéria orgânica não variou entre as duas profundidades e apresentou valor de 3,00 g/dm³, relacionada com a baixa ocorrência de raízes ao longo do perfil. Não foram encontrados vestígios de conchas e madeiras, assim como não foram observadas estruturas deposicionais.

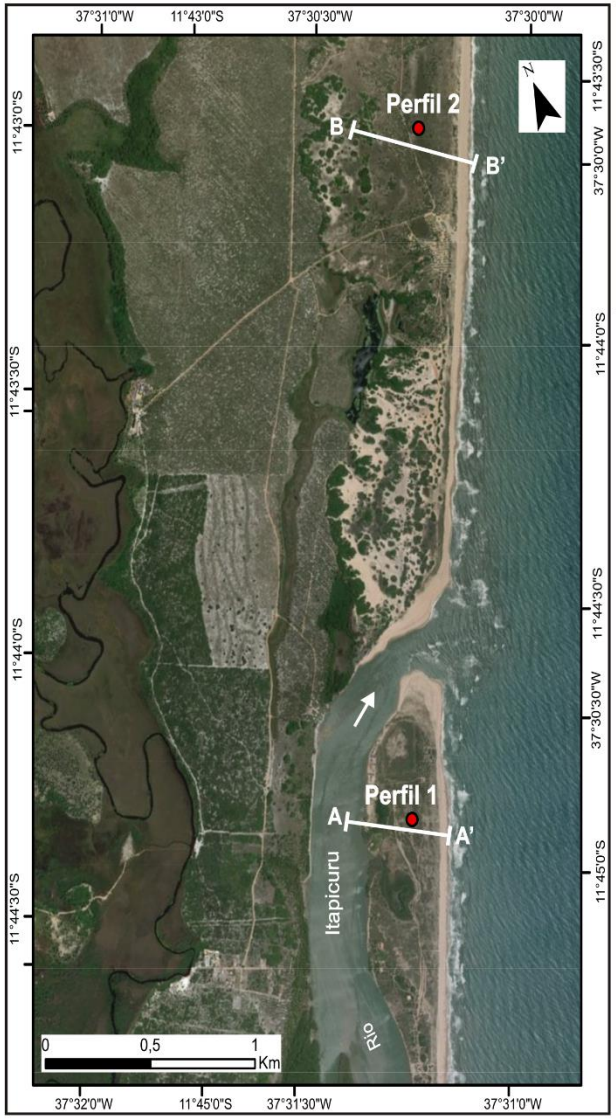
O perfil 2 é composto também por areias bem selecionadas onde predomina a fração areia média e coloração cinza claro (amostra seca) nas duas profundidades (figura 3.5). O teor de matéria orgânica variou de 5,00 g/dm³ entre 65-100 cm de profundidade a 9,00 g/dm³ de 0-65 cm. Da mesma maneira, os fragmentos de raízes foram observados entre 0 e 40 cm de profundidade, no entanto, vestígios de conchas, madeira e estruturas sedimentares não foram observadas.

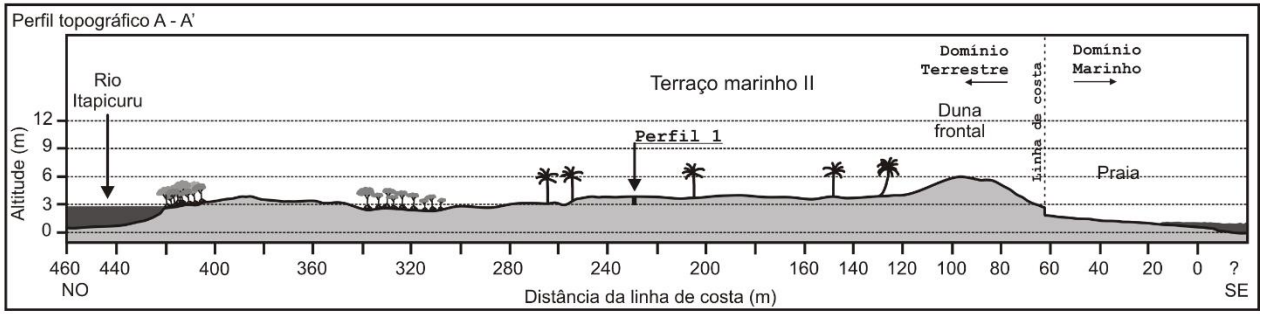
No perfil 3 as coberturas superficiais são compostas por areias moderadamente selecionadas com predomínio da fração areia fina nas duas profundidades. Na profundidade 0-45 cm as areias são cinza (amostra seca) e apresentaram 5,00 g/dm³ de matéria orgânica, ao passo que na profundidade 45-100 cm as areias são cinza claro (amostra seca) com 4,00 g/dm³ de matéria orgânica (figura 3.6). Não foram identificadas estruturas deposicionais nem conchas ou restos de madeira.

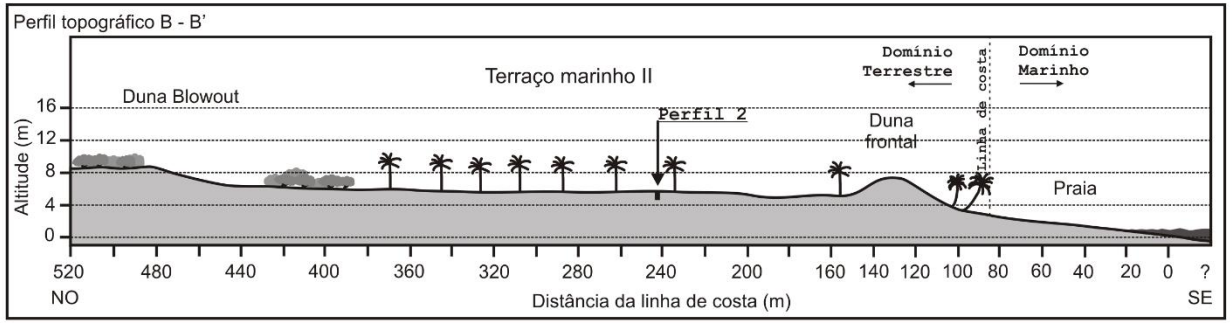
Ocorrem com maior frequência no perfil 4 sedimentos finos nas frações silte e argila (tabela 3.3 e figura 3.6). Na profundidade 0-20 cm, cerca de 50,6% dos sedimentos são compostos por elementos finos ao passo que na profundidade 40-70 cm o teor de elementos finos é de 63,2%. O teor elevado de silte e argila nas profundidades amostradas indicam a natureza fluvial do depósito. Não foram identificadas estruturas deposicionais, no entanto, foi observado mosqueamento entre 20 e 60 cm de profundidade.

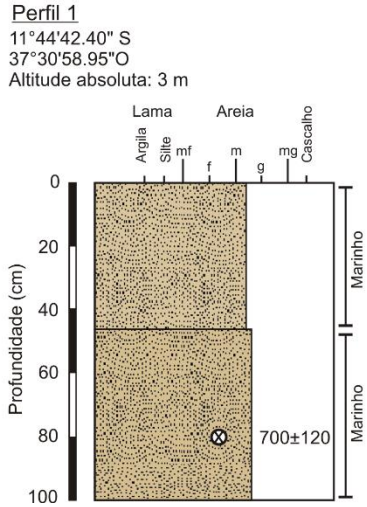
O diâmetro médio dos grãos foi classificado entre areia muito fina e areia média nas duas profundidades dos três perfis, o que significa que são sedimentos de praia depositados em ambientes de alta energia de ondas (MARTINS, 2003). Quanto ao grau de seleção, os sedimentos foram classificados entre bem selecionados e moderadamente selecionados (figura 3.7), ou seja, sedimentos praiais (FOLK; WARD, 1957; MARTINS, 2003).

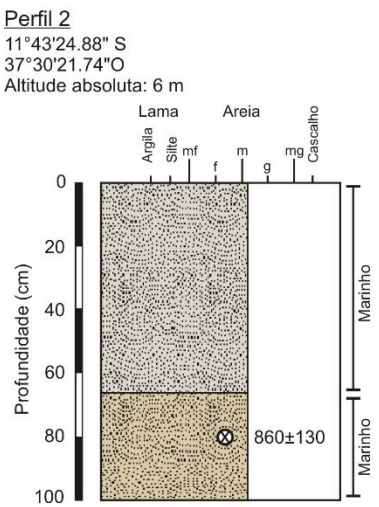
Figura 3.5 - Localização, posição topográfica e características dos perfis 1 e 2.

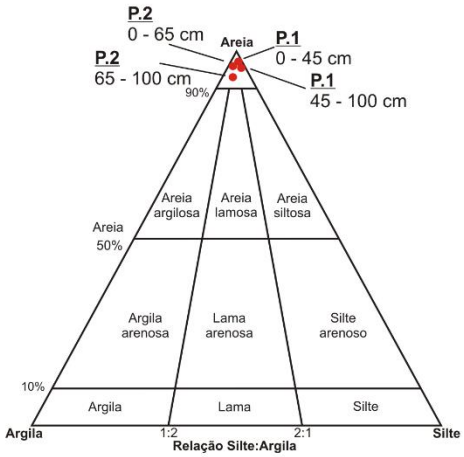








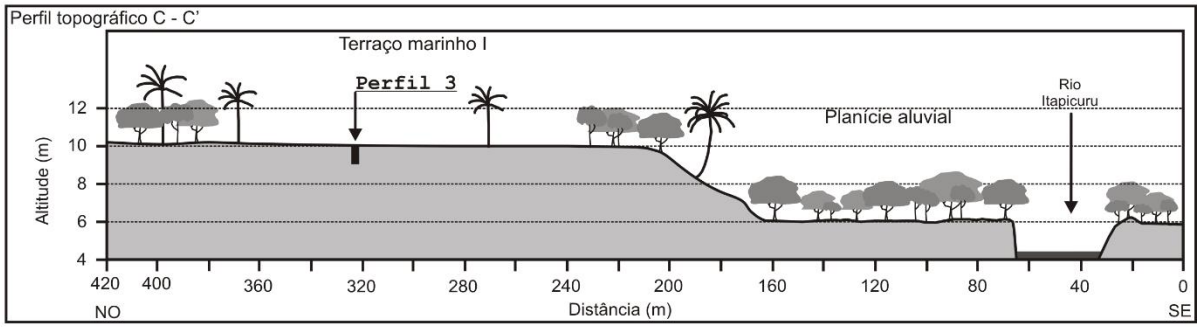


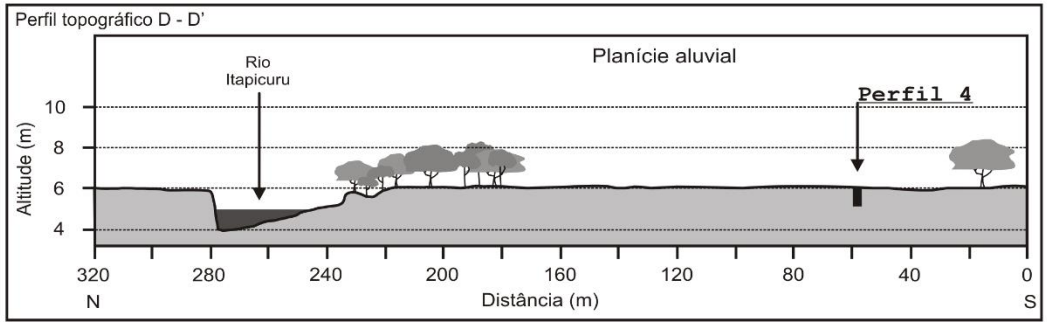


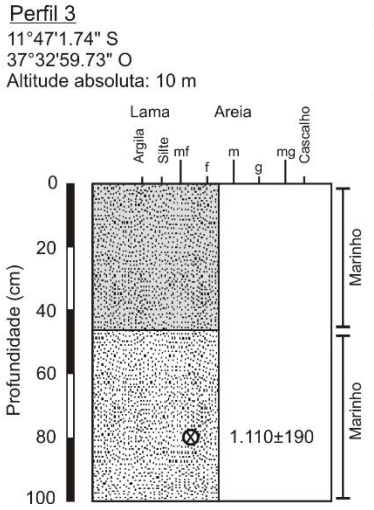
As imagens utilizadas seguem as diretrizes de permissão do Google Earth <https://www.google.com/permissions/geoguidelines.html#maps-print>

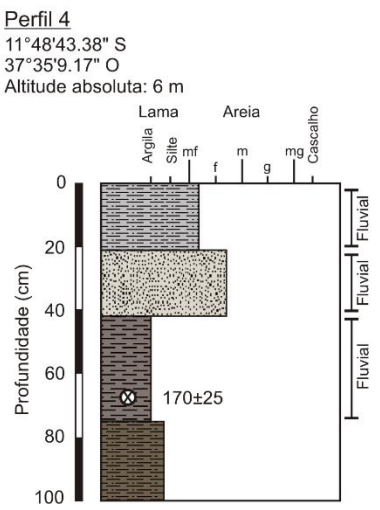
Figura 3.6 - Localização, posição topográfica e características dos perfis 3 e 4.

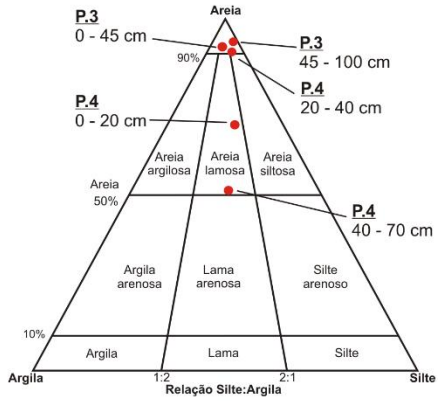
As imagens utilizadas seguem as diretrizes de permissão do Google Earth.
<https://www.google.com/permissions/geoguidelines.html#maps-print>









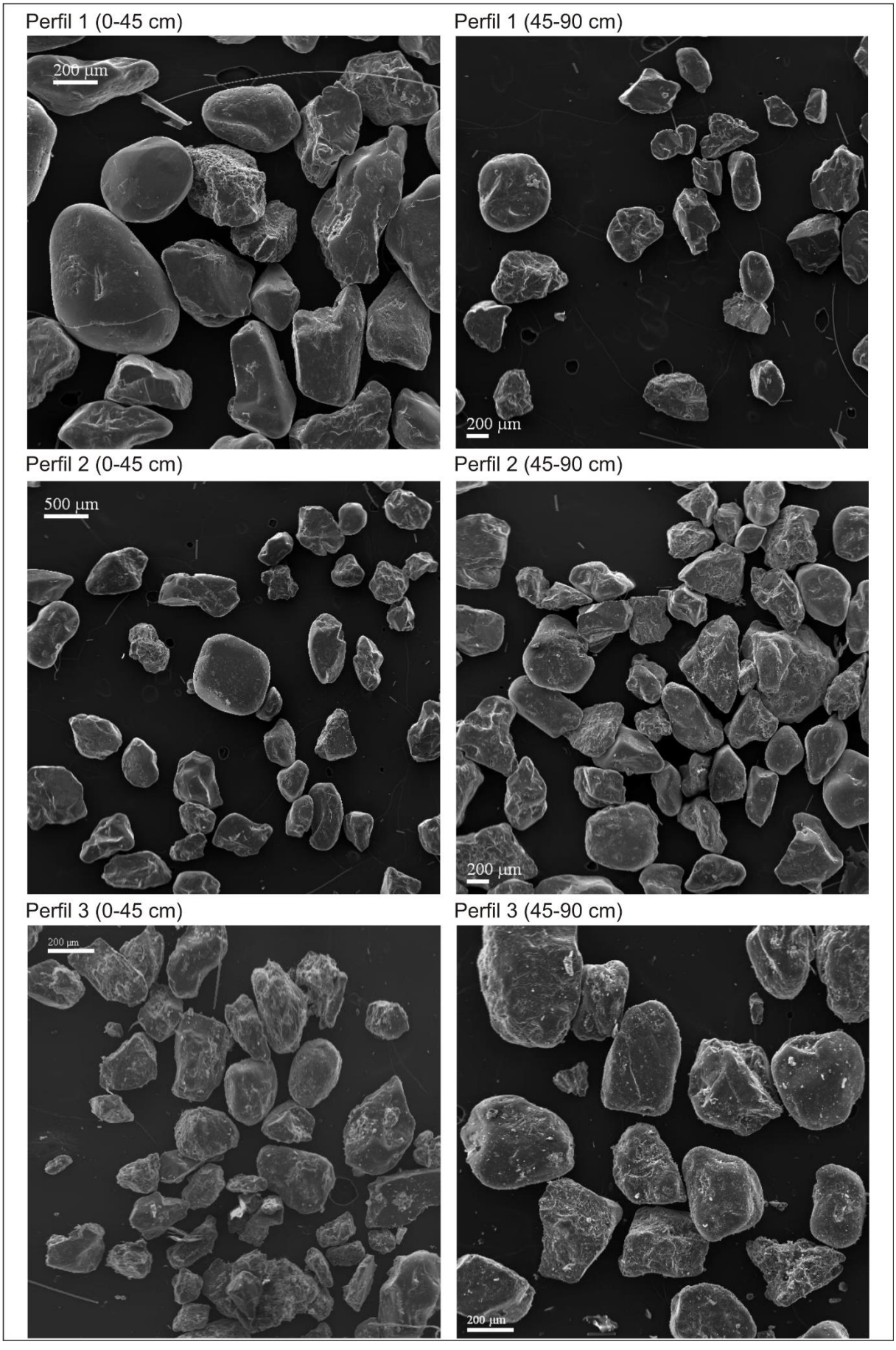


A deformação das curvas de frequência, que representam a assimetria dos sedimentos, apresentou padrões semelhantes em cinco amostras e um padrão diferente em uma das amostras dos terraços marinhos. A assimetria negativa nos perfis 1 e 2, além da profundidade 0-45 cm do perfil 3 indicam ambiente de deposição de praia (MARTINS, 2003; FRIEDMAN, 1961, 1967). A curva de frequência simétrica apresentada para a profundidade 45-100 cm do perfil 3 indica que a moda, a média e a mediana são iguais, embora tenha ocorrido tendência ao padrão assimétrico positivo. Isso pode indicar influência eólica ou fluvial no ambiente no momento em que ocorreu a deposição dos sedimentos, no entanto, o grau de seleção da amostra correspondente a profundidade 45-100 cm do perfil 3 (figura 3.7), a distingue como areia de praia (FRIEDMAN, 1961).

As curvas de distribuição da curtose apresentaram resultados diferenciados entre as amostras. No perfil 1, a profundidade 0-45 cm apresentou curtose muito platicúrtica, indicando mistura de sedimentos finos e grossos (MARTINS, 2003), como pode ser visto na figura 3.7. A curtose muito leptocúrtica na profundidade 45-100 cm, indicou se tratarem de sedimentos de praia, já que esse tipo de curva mostra o grau de seleção elevado (figura 3.7). No perfil 2, a curtose muito platicúrtica foi obtida para as duas profundidades, ou seja, ocorreu mistura de sedimentos finos e grosseiros (figura 3.7), assim como na amostra da profundidade 0-45 cm do perfil 1.

No perfil 3, a profundidade 0-45 cm apresentou curtose mesocúrtica, indicando ação eólica (MARTINS, 2003). Esse resultado pode indicar a ocorrência de retrabalhamento eólico no material de recobrimento superficial do terraço após 1.110 anos. Porém, foi perceptível nas fotomicrografias (figura 3.7) a ausência de grãos bem arredondados com esfericidade elevada. Na profundidade 45-100 cm, a curtose apresentou curva platicúrtica, ou seja, mistura de sedimentos finos e grosseiros, porém, em quantidade menos elevada se comparadas com as demais amostras com curtose platicúrtica (figura 3.7).

Figura 3.7 - Fotomicrografias dos grãos de quartzo dos perfis 1, 2 e 3.



5. Discussão

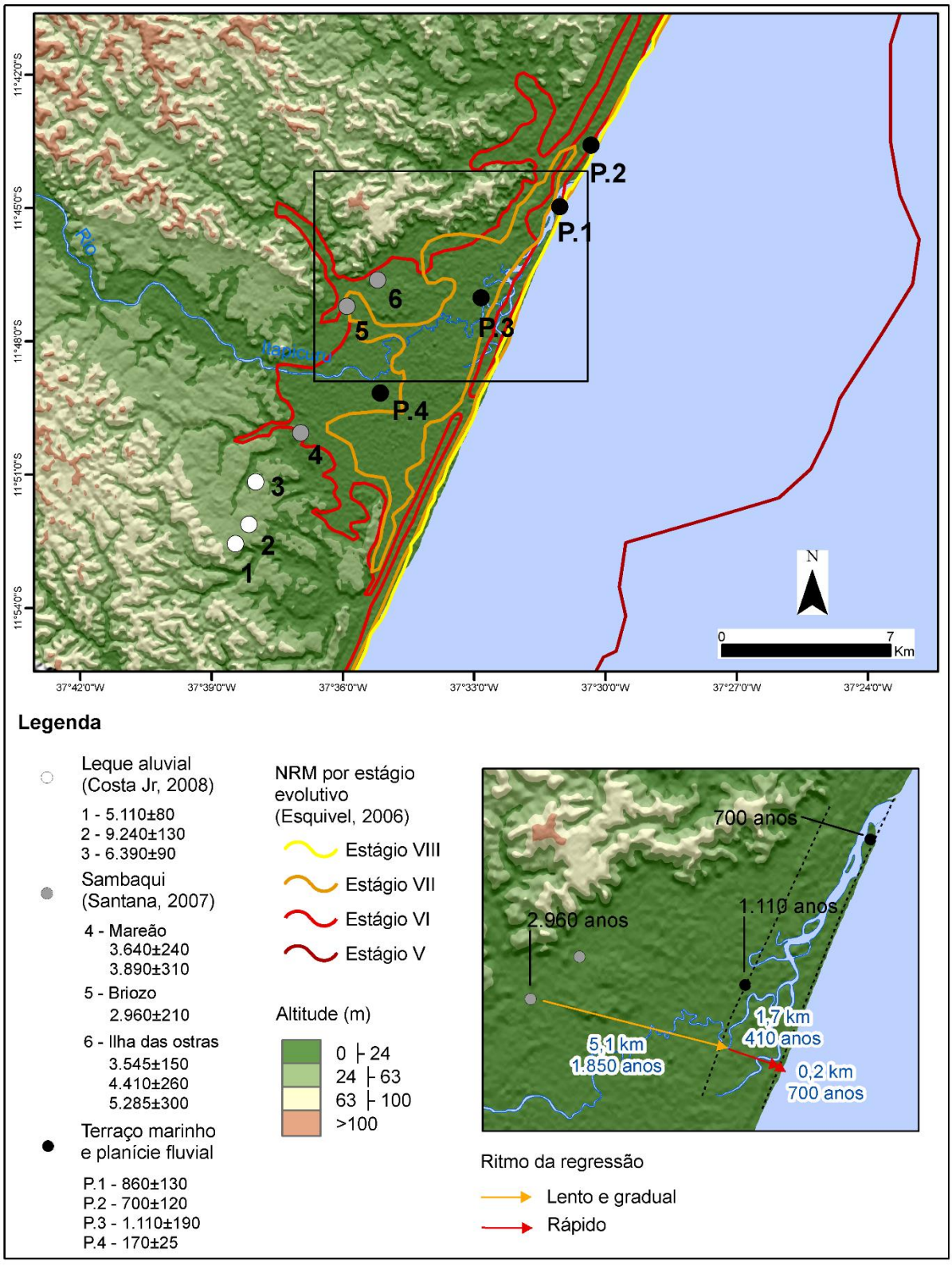
A 1.110 ± 190 anos, o ambiente de deposição do terraço I era de alta energia com atuação de ondas e correntes litorâneas que depositaram areias finas moderadamente bem selecionadas. A curva de frequência da profundidade 0-45 cm do perfil 3 apresentou deformação assimétrica positiva, o que poderia nos indicar origem fluvial ou eólica dos sedimentos. No entanto, o grau de seleção da amostra retificou a origem praial. Assim, considera-se que além das ondas e correntes litorâneas, a descarga do rio também pode ter influenciado o ambiente de deposição, o que justificou a assimetria positiva (DUANE, 1964; FRIEDMAN, 1967; MARTINS, 2003).

A granulometria dos perfis 1 e 2 indicou que o ambiente deposicional também era de alta energia, com atuação de ondas e correntes litorâneas. O diâmetro médio das areias e o grau de seleção confirmaram esse fato, embora o grau de seleção da camada 0-45cm do perfil 1 tenha indicado um possível retrabalhamento eólico do material após 700 ± 120 anos, como afirmou Martin *et al*. (1980). As curvas de frequência apresentaram deformação para a esquerda, ou seja, são curvas assimétricas negativas que também atestaram o ambiente deposicional praial de alta energia (DUANE, 1964).

A curtose, por sua vez, foi a variável que apresentou os resultados mais controversos. Apesar da curva Platicúrtica na profundidade 0-45cm do perfil 1, o perfil 2 e na profundidade 45-90cm do perfil 3 indicarem uma possível deposição fluvial (FOLK, 1957), o que seria comum por se tratarem de terraços associados à desembocadura de rio, o conteúdo de silte nas amostras foi insignificante. Isso nos permite afirmar que os agentes de deposição foram ondas e correntes litorâneas (MARTINS, 2003). No perfil 3, a curva Mesocúrtica na profundidade 0-45cm indicou serem de sedimentos retrabalhados por ação eólica, porém, o grau de seleção verificados pela análise estatística e morfométrica, permitiu afirmar que se tratou de ambiente de praia.

Os resultados alcançados, em conjunto com as idades obtidas por Santana (2007), Costa Júnior (2008), e a reconstituição das antigas linhas de costa apresentadas por Esquivel (2006), possibilitaram a organização do quadro evolutivo da planície costeira do Itapicuru (figura 3.8) no intervalo de tempo que abrange a transição Pleistoceno-Holoceno e o Holoceno Superior.

Figura 3.8 – Quadro evolutivo da planície costeira do Itapicuru, período de transição Pleistoceno-Holoceno ao Holoceno Superior.



Aproximadamente a 16.000 anos, o nível do mar local regrediu cerca de 120 metros abaixo do NRM atual durante o máximo glacial ou, o estágio V (ESQUIVEL, 2006) (figura 3.8). Por atuação de condições climáticas áridas, leques aluviais foram formados entre os tabuleiros e a planície costeira (COSTA JÚNIOR, 2008). Essa condição teria durado até aproximadamente 5.500 – 5.100 anos, quando ocorreu a última transgressão marinha que marcou o estágio VI (figura 3.8).

A partir de então, teria iniciado o processo lento e gradual de regressão marinha que favoreceu a formação de uma laguna durante o estágio VII (ESQUIVEL, 2006) e a instalação dos grupos humanos de pescadores coletores que construíram os sambaquis (SANTANA, 2007). Essa regressão perdurou até aproximadamente 2.900 anos, quando o último sambaqui foi abandonado (SANTANA, 2007). Após 2.500 anos, iniciou-se o estágio VIII, onde o rebaixamento do NRM continuou em ritmo lento e gradual (figura 3.8) até se estabelecer em posição semelhante à atual, de acordo com as pesquisas anteriores (DOMINGUEZ; BITTENCOURT; MARTIN, 1981; ESQUIVEL, 2006).

Por meio de generalizações, Martin *et al*. (1980) e Esquivel (2006) afirmaram que os depósitos dos terraços marinhos no nível I foram formados no Pleistoceno, durante o estágio V, e os depósitos dos terraços do nível II foram formados durante o Holoceno (estágio VIII). No entanto, a amostra do perfil 3 indicou a ocorrência de deposição marinha a 1.110 anos, evidenciando uma fase deposicional mais recente do que a colocada pelos autores, denominada aqui de Fase Antiga II (quadro 3.1).

Após a Fase Antiga II, o NRM rebaixou cerca de 4 metros até 860 - 700 anos, corroborando com o indício de que, posteriormente a 2.500 anos, ocorreu a regressão gradual do nível do mar e que no intervalo de aproximadamente 200 anos (figura 3.8), o processo regressivo local ocorreu rapidamente (figura 3.8), em oposição ao proposto por Martin *et al*. (1980), Dominguez; Bittencourt; Martin (1981) e Esquivel (2006). Isso pode sugerir a atuação neotectônica na área em estudo, uma vez que evidências de sua atuação foram encontradas por Dantas e Lima (2008) e Lima (2010).

Conclusões semelhantes foram obtidas por Gonçalves (2016) ao reavaliar o comportamento do nível médio do mar (NMM) nos últimos 8.000 anos ao norte de Salvador, com base na datação por radiocarbono de testemunhos de recife de coral das praias de Guarajuba, Itacimirim e do Forte (cerca de 100 km de distância da planície costeira do Itapicuru). Nesse trecho do litoral, o NMM experimentou certa

estabilidade e regrediu de forma suave até cerca de 2.6 metros de altitude entre 3.920 e 800 anos A.P. Após 800 anos, o NMM teria experimentado uma fase brusca de regressão até alcançar o nível médio atual, possivelmente impulsionado por neotectônica (GONÇALVES, 2016).

O período de formação das coberturas superficiais dos terraços marinhos do Itapicuru, entre 700 – 860 anos, foi denominado de Fase Antiga I (quadro 3.1). Em seguida, considera-se que as coberturas superficiais foram retrabalhadas parcialmente onde a ação eólica favoreceu a formação de dunas frontais e dunas *blowout*, sustentadas pelos terraços do nível II, a cerca de 500 anos (MARTIN *et al*., 1980).

O rebaixamento do nível de mar local favoreceu o entalhamento do talvegue do rio Itapicuru e dos seus afluentes, corroborando com a dissecação dos terraços mais elevados e o estabelecimento de canais de drenagem de primeira e segunda ordem entre os fragmentos de terraço. As amostras do perfil 4 demonstraram a predominância de processos de deposição fluvial nos últimos 170 anos, sendo essa denominada de Fase Atual (quadro 3.1), por ser a que mais se assemelha às condições climáticas atuais.

Quadro 3.1 – Fases deposicionais das coberturas superficiais dos terraços marinhos e planície fluvial durante o Holoceno Superior.

	Idade (Anos)	**Altitude (Metros)**	**Processos predominantes**
Fase Atual	170	2 – 3	Dissecação fluvial
Fase Antiga I	700 – 860	3 – 4	Nível alto de deposição marinha
Fase Antiga II	1.110	10	Nível mais alto de deposição marinha

6. Conclusões

O processo de rebaixamento do NRM durante o Holoceno Superior ocorreu em ritmo lento e gradual até cerca de 2.500 anos, provavelmente desencadeado por eventos climáticos de curta duração, como posto pelas pesquisas anteriores. Essa condição se estendeu até cerca de 1.110 anos onde, a ocorrência de três fases deposicionais contribuiu para novas interpretações sobre a regressão marinha local e o desencadeamento de processos geomorfológicos em escala de tempo recente.

É admissível a hipótese de que a mudança brusca no ritmo de regressão local, também identificada em outros pontos do litoral norte baiano, tenha sido impulsionada por eventos neotectônicos que afetaram esse trecho da costa, dada a diferença altimétrica entre os terraços de nível I e II. Também é admissível que a formação das dunas frontais sobre os terraços de nível II após 700 anos, está relacionada com o retrabalhamento das coberturas superficiais por ação eólica, associada à força, duração e incidência dos alísios de SE, em conjunto com o transporte lateral de areias ao longo da linha de costa.

O estabelecimento de fases de deposição das coberturas superficiais contribuiu para o entendimento das dinâmicas recentes em escala de tempo geológico, embora novos dados de datação absoluta nos níveis de terraço e em outras formas de relevo, além do levantamento de novos dados relacionados à neotectônica sejam necessários para melhor balizar a questão. Acredita-se que as fases de deposição recentes da planície costeira possuam correlação com eventos responsáveis pela deposição de coberturas superficiais dos baixos terraços fluviais do Itapicuru, situados nas proximidades da planície costeira, como resposta aos processos regressivos ocorridos durante o Holoceno Superior.

Referências

BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T.R.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. (Ed.). **Proceedings of the 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**. São Paulo: [s.n.], 1979. p. 232-253.

BLOTT, S. J.; PYE, K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. **Earth Surface Processes and Landforms**, 26, p. 1237–1248, 2001.

CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas.** Campinas: Instituto Agronômico de Campinas, 1986. 94 p.

CANTALAMESSA, G.; DI CELMA, C. Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabı`, Ecuador). **Journal of South American Earth Sciences**, 16, p. 633–648, 2004.

CLARKE, M.L. IRSL dating of sands: bleaching characteristics at deposition inferred from the use of single aliquots. **Radiation Measurements**, 26, p. 611-620, 1996.

CLARKE, M.L.; RENDELL, H.M.; WINTLE, A.G. Quality assurance in luminescence dating. **Geomorphology**, 29, p. 173-185, 1999.

CORDIER, S.; FRECHEN, M.; HARMAND, D. The pleistocene fluvial deposits of the moselle and middle rhine valleys: new correlations and compared evolutions. **Quaternaire**, v. 20, n. 1, p. 35-47, 2009.

CORDIER, S. Optically stimulated luminescence dating: procedures and applications to geomorphological research in France. **Géomorphologie**, n.1, p. 21-40, 2010.

COSTA JÚNIOR, M. P. **Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do grupo barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no litoral norte do Estado da Bahia – município de Conde**. 2008. 246 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2008.

DANTAS, J.J.R.; LIMA, C.C.U. As juntas tectônicas e a evolução das encostas no extremo norte do litoral da Bahia, Brasil. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia. **Anais...** Belo Horizonte: UFMG, 2008. p. 1-8.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A.C.S.; MARTIN, L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária das feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n.4, p. 227-237, 1981.

DUANE, D. B. Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 34, p. 864-874, 1964.

ESQUIVEL, M.S. **O Quaternário costeiro do município de Conde**: implicações para a gestão ambiental. 2006. 103 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2006.

FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, 27, p. 3-26, 1957.

FRIEDMAN, G. M. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 31, p. 514-529, 1961.

FRIEDMAN, G. M. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 37, p. 327-354, 1967.

GONÇALVES, P.M. **Contribuição aos registros do nível do mar e ambientais do Holoceno no litoral norte da Bahia**. 2016. 142 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2016.

GUSTAVSSON, M.; SEIJMONSBERGEN, A. C.; KOLSTRUP, E. Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map — With an example from Liden, central Sweden. **Geomorphology**, v. 95, p. 335-349, 2008.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA (IBGE). **Manual Técnico de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2. ed., 2009.

JACOBS, Z. Luminescence chronologies for coastal and marine sediments. **Boreas**, v. 37, p. 508–535, 2008.

KOSS, J.; ETHRIDGE, F.G.; SCHUMM, S.A. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. **Journal of Sedimentary Research**, v. 64, n. 2, p. 90-98, 1994.

KRUMBEIN, W.C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, 11, p. 64-72, 1941.

LIMA, C.C.U. Evidências da ação tectônica nos sedimentos da formação Barreiras presentes no litoral de Sergipe e ao norte da Bahia. **Revista de Geografia**, v. 27, n.1, p. 140-151, 2010.

LIMA, K.C.; CUNHA, C.M.L.; PEREZ FILHO, A. Dificuldades e possibilidades da cartografia geomorfológica no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 65, n. 6, p. 1063-1073, 2013.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. **Mapa geológico do quaternário costeiro do estado da Bahia – 1:250.000**: texto explicativo. Salvador: Secretaria das Minas e Energia/coordenação da produção mineral, 1980.

MARTINS, L.R. Recent sediments and grain size analysis. **Revista Gravel**, 1, p. 90-105, 2003.

MURRAY, A.S.; ROBERTS, R.G. Determining the burial of single grains of quartz using optical dating. **Earth and Planetary Science Letters**, 152, p. 163-180, 1998.

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

PIRAZZOLI, P.A. Marine Terraces. In: SCHWARTZ, M.L. (Ed.) **Encyclopedia of Coastal Science**. Dordrecht: Springer, 2005, p. 632-633.

RITTENHOUSE G. A. visual method of estimating two-dimensional sphericity. **Journal of Sedimentary Petrology**, 13, p. 79-81, 1943.

SANTANA, C.C.S. **Sambaquis perilagunares da zona costeira de Conde, Bahia**. 2007. 172 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2007.

SOUZA, T. A.; OLIVEIRA, R. C. Avaliação da potencialidade de imagens tridimensionais em meio digital para o mapeamento geomorfológico. **Revista Geonorte**, edição especial, v. 2, n. 4, p. 1348 – 1355, 2012.

STORANI, D.L.; PEREZ FILHO, A. Novas Informações Sobre Geocronologia na Planície de Inundação do Rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, 2, p. 191-199, 2015.

SUGUIO, K. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010, 408 p.

SUGUIO, K.; BEZERRA, F.H.R.; BARRETO, A.M.F. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil. In: **Annals of the Brazilian Academy of Sciences,** 83, p. 907-920, 2011.

SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS DA BAHIA (SEI). **Balanço hídrico do estado da Bahia**. Salvador: SEI, 1999.

TRICART, J. **Pinciples et méthodes de la géomorphologie**. Paris: Masson, 1965. 496 p.

VERSTAPPEN, H.T.; ZUIDAM, R.A. VAN. **ITC System of geomorphological survey.** 3. ed., Enschede: ITC, 1975, Vol. VII, 52 p.

VILAS BOAS, G.S.; SAMPAIO, F.J.; PEREIRA, A.M.S. The Barreiras Group in the northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. **Annals of the Brazilian Academy of Sciences**, v. 73, n. 3, 2001, p. 417-427.

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

CAPÍTULO 4 - VARIÁVEIS GEOLÓGICAS NA ORGANIZAÇÃO ESPACIAL DOS TERRAÇOS FLUVIAIS DO BAIXO CURSO

1. Introdução

Terraços fluviais são antigas planícies de inundação compostos por uma superfície plana e por vertentes levemente inclinadas em direção ao canal fluvial atual, situadas à frente do terraço (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964; SCHUMM, 1977). Sua gênese pode estar associada a quatro processos sendo, em alguns casos, resultantes da ação combinada desses fatores. Os terraços podem ser elaborados por processos de captura de drenagem, por processos tectônicos e movimentos isostáticos, por oscilações eustáticas do nível do mar, ou por mudanças climáticas (HUGGETT, 2007).

A sequência de deposição e incisão contribuem para a ocorrência de diferentes níveis de terraço no vale fluvial (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964; SCHUMM; PARKER, 1973; BLUM; TÖRNQVIST, 2000) e, características como largura, posicionamento topográfico e profundidade do depósito que preenche o terraço, estão associadas à magnitude e a frequência dos eventos responsáveis pela sua formação (FRYIRS e BRIERLEY, 2013). Grande parte dos terraços que compõem as paisagens contemporâneas são de idade pleistocênica ou holocênica (GOUDIE, 2010), e possuem registros das mudanças relacionadas aos regimes fluviais decorrentes das variações climáticas e de possíveis atividades tectônicas e neotectônicas.

Tricart e Silva (1968) descreveram as sequencias de terraços fluviais do Itapicuru e indicaram a ocorrência de níveis bem definidos no baixo curso, com evidências de mudanças morfoclimáticas profundas entre o período atual e o período de deposição do material que compõe os terraços. Para os autores, os terraços resultaram de oscilações climáticas entre fases secas e úmidas, e de variações do nível relativo do mar (NRM) ocorridas localmente durante o Quaternário.

Os autores apontaram a litologia como elemento fundamental para o processo de erosão remontante do vale e recomendaram “A antiga ação de blocos falhados parece, pois, ter prosseguido no Quaternário [...]. Será preciso levar em conta isto, quando se estudam os terraços fluviais”. (TRICART e SILVA, 1968, p.

86). Apesar disso, o papel desempenhado pelas atividades tectônicas e neotectônicas como variáveis importantes na morfogênese dos terraços não foi inserido nas suas discussões.

Nesse sentido, objetiva-se discutir a organização espacial dos terraços fluviais, partindo-se da hipótese que atividades tectônicas contribuíram para a sua ocorrência ao longo do rio e que possíveis atividades neotectônicas[3] atuaram em setores específicos do baixo curso, colaborando com o processo de elaboração dos terraços.

2. Características Regionais

O baixo curso do Itapicuru está inserido no contexto de transição entre a Província do São Francisco e a Bacia Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), especificamente entre as sub-bacias do Tucano Central e Tucano Sul, separadas pela falha do Itapicuru (figura 4.1). Regionalmente, o contato do rifte com o embasamento ocorre na porção leste onde as rochas sedimentares neojurássicas/eocretácias estão em contato lateral direto com as rochas pré-cambrianas através do rejeito da falha de Inhambupe (GUIMARÃES, 2002) (figuras 4.1 e 4.2).

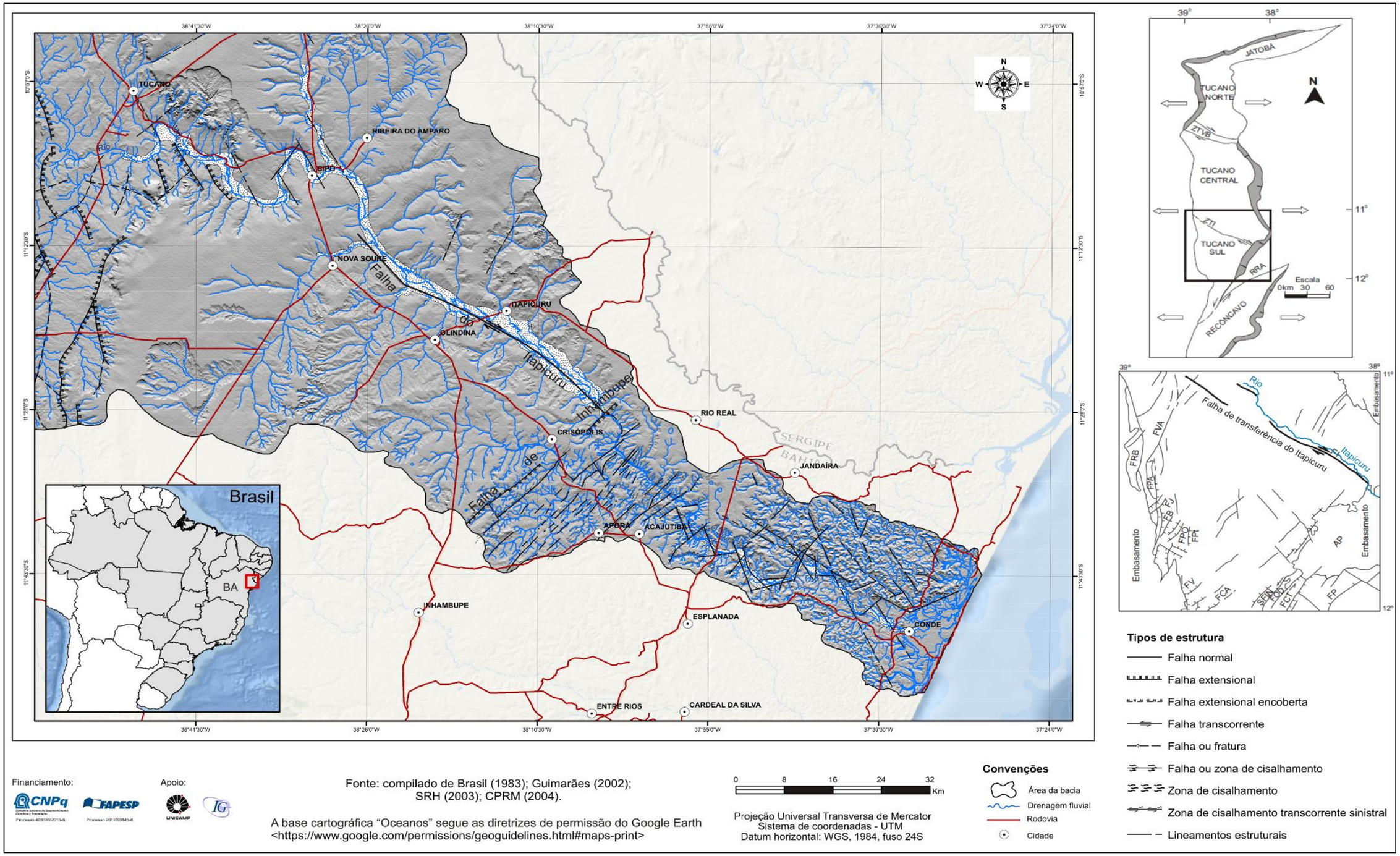
A bacia RTJ foi formada durante o Cretáceo, cuja gênese está associada à abertura do Atlântico, com a separação América do Sul – África, entre 144 e 120 milhões de anos A.P. (SANTOS; REIS; PEDREIRA, 2009). Durante a abertura do Atlântico na porção sul, um dos ramos das junções tríplices foi abortado, sendo implantado posteriormente um sistema flúviolacustre que desaguava no lago do Recôncavo e preencheu e sedimentou o rifte.

Um semigráben corresponde às sub-bacias Tucano Sul e Central, cujo sistema de falha de borda possui geometria planar do tipo dominó, correspondente ao sistema falhas de Inhambupe (GUIMARÃES, 2002). A falha do Itapicuru é do tipo falha de transferência, possui orientação NW-SE (figura 4.1) e funciona como elemento controlador do rio Itapicuru e dos principais afluentes situados no baixo curso. Guimarães (2002) considera que em uma bacia do tipo rifte, a tectônica é o elemento que controla o seu processo evolutivo, onde são derivadas as taxas de

[3] Considera-se como o período que abrange o início da deposição do Grupo Barreiras, durante o Mioceno, até os dias atuais (HASUI, 1990).

subsidência, de sedimentação e de erosão, a elaboração do relevo e o desenvolvimento dos ambientes e sistemas deposicionais.

Figura 4.1 – Mapa estrutural do baixo curso do Rio Itapicuru.

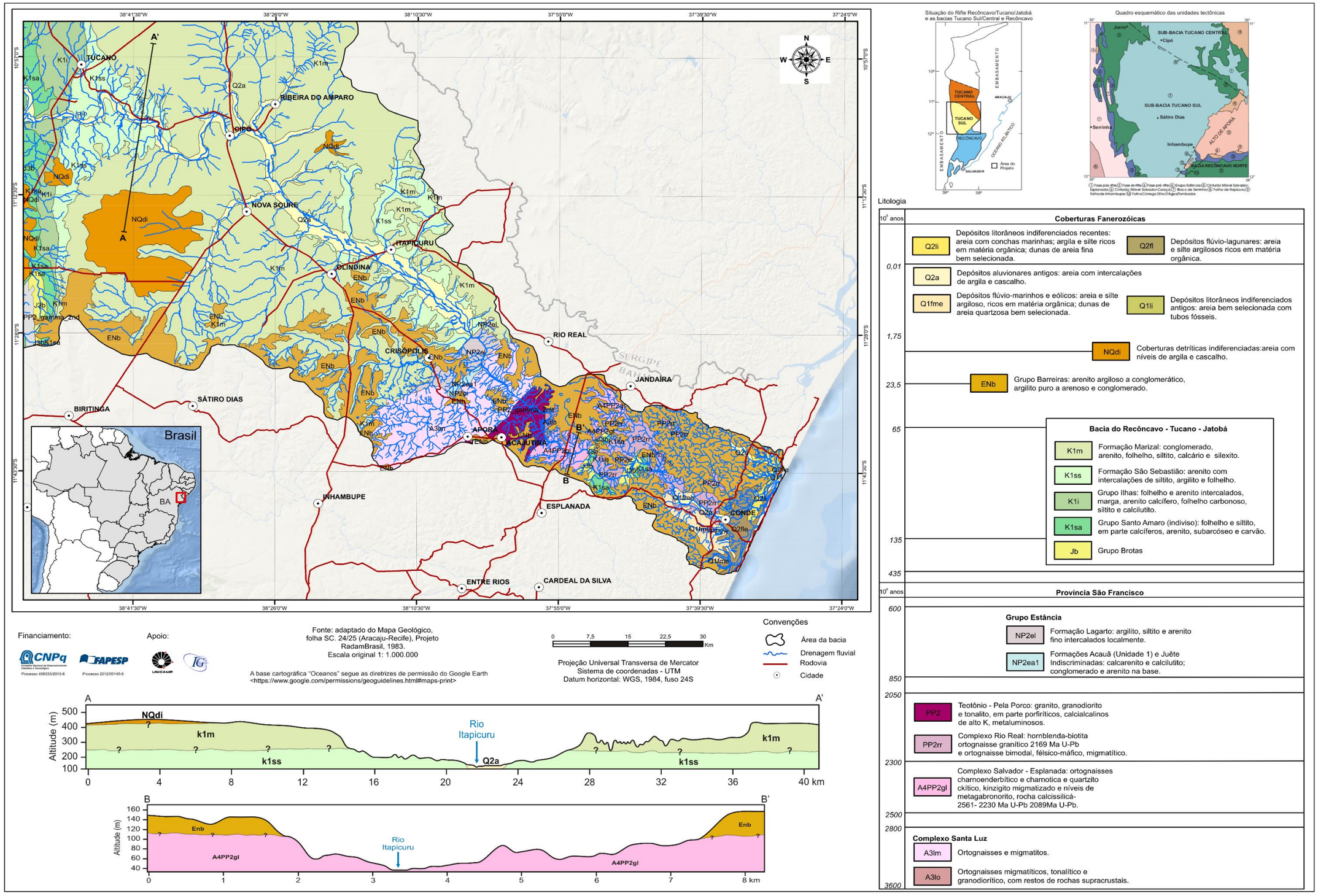


A Província São Francisco está representada por conjuntos litoestruturais composta por rochas muito antigas cujas unidades litológicas são o Complexo Santa Luz, Complexo Salvador-Esplanada, Complexo Rio Real, suíte granitoide Teotônio-Pela Porco e Grupo Estância (KOSIN *et al*., 2004) (Figura 4.2).

- Complexo Santa Luz: composto por ortognaisses e migmatitos e por ortognaisses tonalítico e granodiorítico, com restos de rochas supracrustais (SANTOS; REIS; PEDREIRA, 2009).
- Complexo Salvador-Esplanada: composto por metamorfitos de alto grau com estruturas maciças e bandadas, principalmente ortognaisses charnoenderbíticos, granulitos félsicos e máficos, quartzitos ckiticos e gnaisses-migmatíticos, intrudidos por corpos de composição félsica e máfica (KOSIN *et al*., 2004).
- Complexo Rio Real: está presente em grande parte do terço inferior do Itapicuru, aflorando no seu vale, assim como em alguns de seus afluentes. É composto por ortognaisses graníticos, hornblenda-biotita e ortognaisses félsico-máficos e migmatitos (SANTOS *et al*., 2001).
- Suíte granitoide Teotônio Pela-Porco: composta por granitos, granodioritos e tonalitos (KOSIN *et al*., 2004).
- Grupo Estância: ocorre à margem direita da bacia do Tucano Central, representado, no baixo curso do Itapicuru, pelas formações Lagarto e Acauã-Juetê. Em geral, os sedimentos do Grupo Estância são fracamente deformados, ocorrendo dobramentos suaves. O faturamento é intenso, porém, as estruturas sedimentares estão preservadas (SANTOS et al, 2001).

Regionalmente, o RTJ é constituído, da base para o topo, pelo Grupo Brotas, Grupo Santo Amaro, Grupo Ilhas, Formação São Sebastião e Formação Marizal (GUIMARÃES, 2002; KOSIN *et al*., 2004). As formações geológicas aflorantes são o Grupo Ilhas, a Formação São Sebastião e a Formação Marizal (figura 4.2). Ocorrem ainda sedimentos associados ao Grupo Barreiras, Coberturas Superficiais Detríticas e Depósitos aluvionares recentes.

Figura 4.2 – Mapa litológico do baixo curo do Rio Itapicuru.

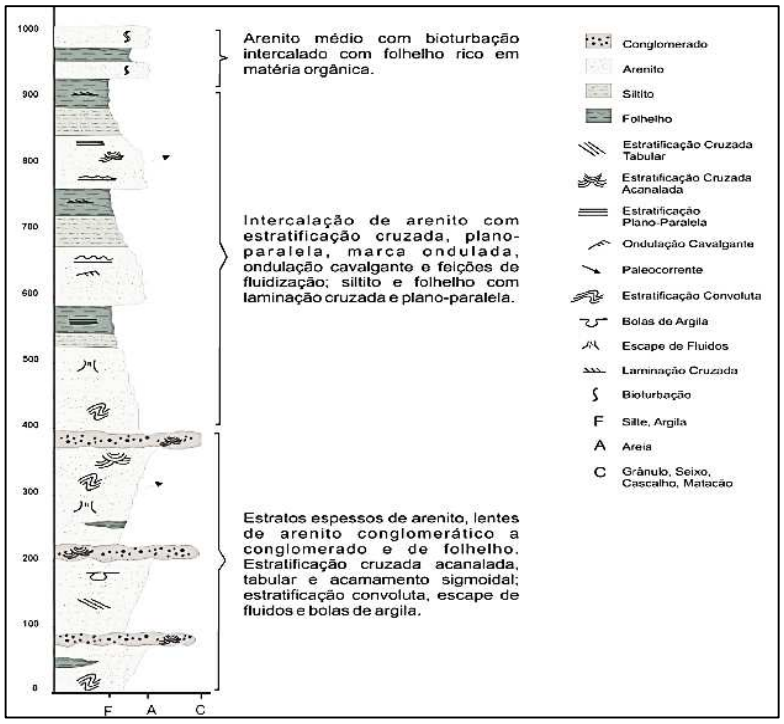


Litologia

10^6 anos		
	Coberturas Fanerozóicas	
0,01	Q2li	Depósitos litorâneos indiferenciados recentes: areia com conchas marinhas; argila e silte ricos em matéria orgânica; dunas de areia fina bem selecionada.
	Q2fl	Depósitos flúvio-lagunares: areia e silte argilosos ricos em matéria orgânica.
	Q2a	Depósitos aluvionares antigos: areia com intercalações de argila e cascalho.
	Q1fme	Depósitos flúvio-marinhos e eólicos: areia e silte argiloso, ricos em matéria orgânica; dunas de areia quartzosa bem selecionada.
	Q1li	Depósitos litorâneos indiferenciados antigos: areia bem selecionada com tubos fósseis.
1,75	NQdi	Coberturas detríticas indiferenciadas:areia com níveis de argila e cascalho.
23,5	ENb	Grupo Barreiras: arenito argiloso a conglomerático, argilito puro a arenoso e conglomerado.
65		**Bacia do Recôncavo - Tucano - Jatobá**
	K1m	Formação Marizal: conglomerado, arenito, folhelho, siltito, calcário e silexito.
	K1ss	Formação São Sebastião: arenito com intercalações de siltito, argilito e folhelho.
	K1i	Grupo Ilhas: folhelho e arenito intercalados, marga, arenito calcífero, folhelho carbonoso, siltito e calcilutito.
	K1sa	Grupo Santo Amaro (indiviso): folhelho e siltito, em parte calcíferos, arenito, subarcóseo e carvão.
135	Jb	Grupo Brotas
435		
10^6 anos	**Província São Francisco**	
600	**Grupo Estância**	
	NP2el	Formação Lagarto: argilito, siltito e arenito fino intercalados localmente.
	NP2ea1	Formações Acauã (Unidade 1) e Juête Indiscriminadas: calcarenito e calcilutito; conglomerado e arenito na base.
850		
2050		
	PP2	Teotônio - Pela Porco: granito, granodiorito e tonalito, em parte porfiríticos, calcialcalinos de alto K, metaluminosos.
	PP2rr	Complexo Rio Real: hornblenda-biotita ortognaisse granítico 2169 Ma U-Pb e ortognaisse bimodal, félsico-máfico, migmatítico.
2300	A4PP2gl	Complexo Salvador - Esplanada: ortognaisses charnoenderbítico e charnotica e quartzito ckítico, kinzigito migmatizado e níveis de metagabronorito, rocha calcissilicá- 2561- 2230 Ma U-Pb 2089Ma U-Pb.
2500		
2800	**Complexo Santa Luz**	
	A3lm	Ortognaisses e migmatitos.
	A3lo	Ortognaisses migmatíticos, tonalítico e granodiorítico, com restos de rochas supracrustais.
3600		

- Grupo Ilhas: composto por arenitos médios a grosseiros alternadamente, com intercalações de folhelhos e siltitos (figura 4.3), depositados em ambiente deltaico com canais distributários, planície e frente deltaica, onde o sistema fluvial transportava os sedimentos no sentido NNE-SSW (SANTOS; REIS; PEDREIRA, 2009). As taxas de sedimentação foram associadas a paleoclima seco com ocorrência de sistemas flúviodeltaicos responsáveis por parte do assoreamento do rifte (COSTA *et al*, 2007).
- Formação São Sebastião: é uma sequência arenosa superposta ao Grupo Ilhas, composta por arenitos médios a finos com níveis grosseiros na base e intercalações de siltitos, argilitos e folhelhos (KOSIN et al, 2004) (figura 4.3), cujo ambiente deposicional foi fluvial de alta energia, gradando para ambiente eólico. As características texturais e estruturais se assemelham às do Grupo Ilhas, especialmente os litotipos depositados em ambiente fluvial, tornando difícil a separação entre ambos em diversos trechos (SANTOS; REIS; PEDREIRA, 2009).

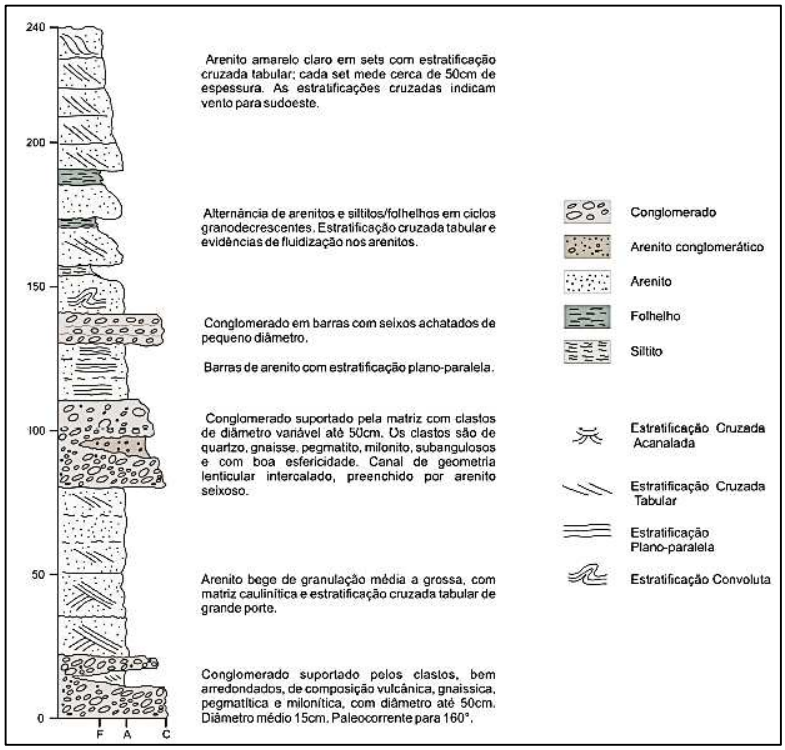
Figura 4.3 – Coluna estratigráfica composta do Grupo Ilhas-Formação São Sebastião, próximo à Ribeira do Pombal.



Fonte: Santos, Reis e Pedreira (2009, p. 49).

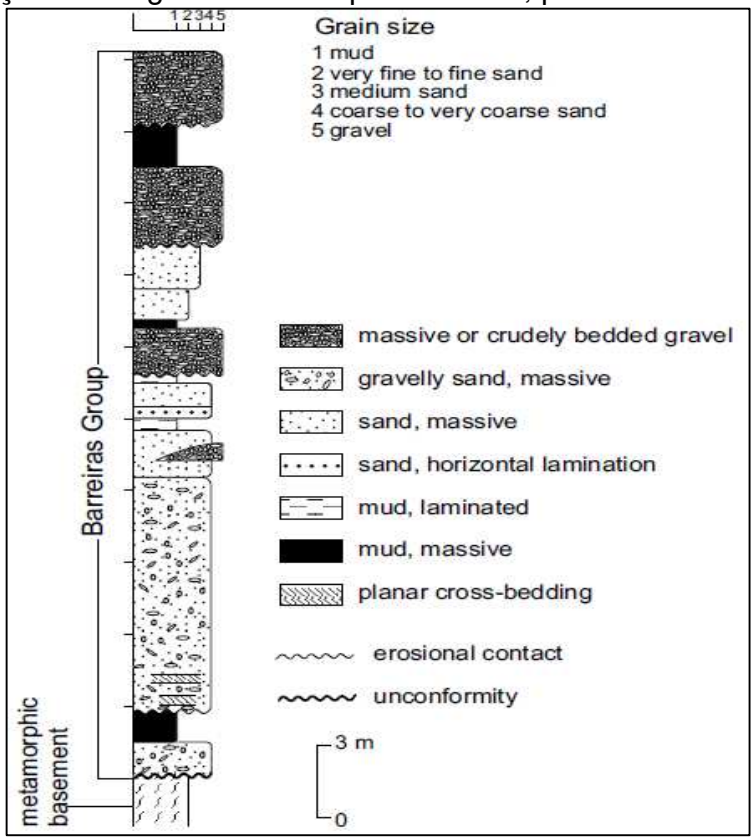
- Formação Marizal: é a sequência deposicional superposta à Formação São Sebastião, composta por associações de arenitos e conglomerados com folhelhos e calcários subordinados (KOSIN *et al.*, 2004; SANTOS; REIS; PEDREIRA, 2009) (figura 4.4). Existem características que sugerem deposição em ambiente eólico, e em ambiente fluvial pois são encontrados frequentemente sedimentos eólicos em meio a sedimentos de deposição fluvial e vice-versa, sendo o ambiente interpretado como flúvioeólico.
- Grupo Barreiras: são de idade miocênica a pleistocênica e recobrem grande parte do embasamento. Regionalmente, o Grupo Barreiras possui características sedimentológicas de sistemas deposicionais fluviais, associados a canais de drenagem entrelaçados, com carga de leito areno-cascalhosa, associadas a leques aluviais (figura 4.5), sob condições climáticas áridas e semiáridas (VILAS BOAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001). As litofácies são areno-cascalhosas depositadas por fluxos de detritos, na base do Grupo, em contexto deposicional proximal (figura 4.4). Nas porções superiores, predominam sedimentos areno-cascalhosos associados a fluxos de detritos em contexto deposicional distal (figura 4.5).

Figura 4.4 – Coluna estratigráfica composta da Formação Marizal, próximo à Ribeira do Pombal.



Fonte: Santos, Reis e Pedreira (2009, p. 49).

Figura 4.5 – Seção estratigráfica do Grupo Barreiras, próximo à Conde.



Fonte: Vilas Boas, Pereira e Sampaio (2001).

- Coberturas Superficiais Detríticas: estão associadas à desagregação dos arenitos nos topos aplainados da Formação Marizal. São sedimentos inconsolidados areno-argilosos de idade pleistocênica, que formam perfis de alteração in situ com estruturas sedimentares ausentes e presença de *stonelines* (SANTOS; REIS; PEDREIRA, 2009).
- Depósitos aluvionares: são pleistocênicos e correspondem a depósitos de areia média a grossa que preenchem grande parte do vale do Itapicuru, com presença variável de argila e níveis de cascalhos, seixos e blocos, intercalados com as areias (SANTOS; REIS; PEDREIRA, 2009). Sobre esses depósitos foram modelados níveis de terraços fluviais e planícies aluviais.

3. Procedimentos Metodológicos

3.1 Mapeamento geomorfológico e morfometria dos terraços fluviais

O mapeamento geomorfológico em escala de detalhe foi realizado com objetivo de compreender a distribuição espacial dos terraços fluviais no contexto dos grandes compartimentos geomorfológicos da bacia. Inicialmente, foram identificadas as grandes áreas de acumulação situadas ao longo do rio Itapicuru, com base no mapa geomorfológico analógico do Projeto Radam Brasil - Folha SC. 24/25, escala 1: 1.000.000 (BRASIL, 1983).

Posteriormente, as informações contidas no mapa analógico foram atualizadas no software ArcGIS 10.3.2[4], utilizando como base, além do mapa analógico, o modelo digital de elevação (MDE) e o relevo sombreado do Projeto Topodata (INPE), a base cartográfica do SIG-Bahia e imagens orbitais do satélite LandSat 5 TM (cenas 215_68 e 216_68, ano de 2008). As imagens orbitais foram tratadas por meio de correção geométrica, composição colorida, aumento de contraste e filtragem (CRÓSTA, 2002), utilizando-se o software ENVI 5.0[5].

Como os produtos orbitais possuem melhor resolução espacial que as imagens de radar utilizadas originalmente no Projeto Radam, foi possível a digitalização e refinamento dos dados em escala 1:300.000. Os dados do relevo foram representados por feições lineares do tipo ponto, linha e polígono sendo que, para cada forma mapeada foram inseridos diferentes atributos, cujos significados foram discriminados no dicionário de dados. Os atributos dos dados do relevo são os mesmos utilizados por Brasil (1983), assim como a organização da legenda do mapa geomorfológico e a taxonomia do relevo.

Foi realizado o mapeamento morfológico do baixo vale em escala 1:25.000 com base em interpretação de fotografia aéreas digitais de 1974[6]. Por meio do mapeamento dos terraços fluviais, foi possível a identificação dos diferentes níveis topográficos, posição ao longo do vale e quantificação quanto a área, largura, extensão.

3.2 Análise Litoestrutural e Perfil Longitudinal

[4] Software sob licença da Universidade Estadual de Campinas.
[5] Software sob licença da Universidade Estadual de Campinas.
[6] Projeto Rio Itapicuru – CBPM. Disponível em:
< http://www.cbpm.ba.gov.br/modules/consultas_externas/index.php?cod=5>

A análise litológica e estrutural foi realizada com base em informações geológicas compiladas do mapa geológico do baixo curso do Itapicuru, originárias do mapa geológico do Projeto Radam Brasil - Folha SC. 24/25, escala 1: 1.000.000 (BRASIL, 1983); da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha SC. 24, escala 1:1. 000.000 da CPRM[7] (2004); da base cartográfica do SIG-Bahia (SRH, 2003), escala 1:250.000.

Foi elaborado o perfil longitudinal a partir de curvas de nível com equidistância de 20 metros, extraídas do modelo digital de elevação (MDE) do Projeto Topodata (INPE[8]). Ressalta-se que grande parte do baixo curso do Itapicuru se encontra no vazio cartográfico da Bahia, onde a inexistência de cartas topográficas direcionou a utilização de curvas de nível obtidas de modo semiautomático.

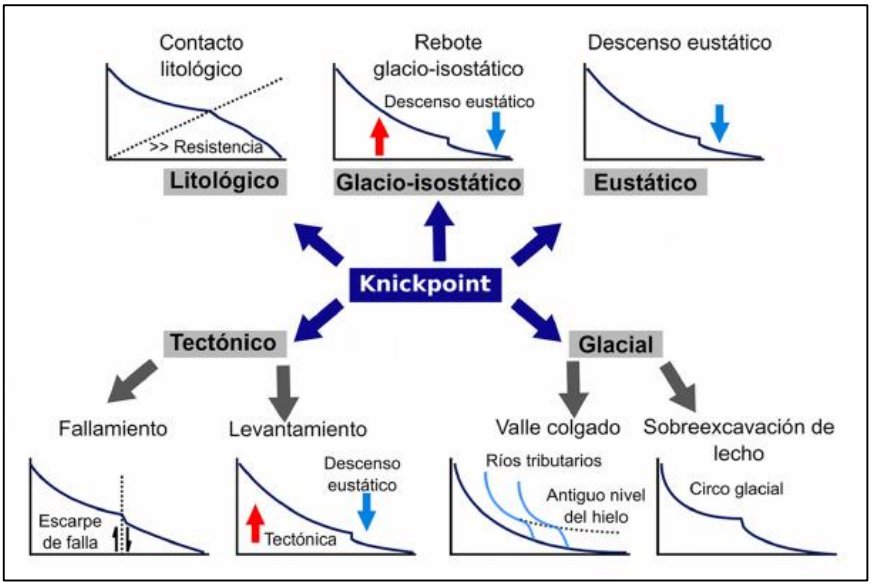
Objetivou-se identificar possíveis anomalias na forma do perfil longitudinal, a exemplo de convexidades e concavidades, além das rupturas de declive/*knickpoints* (ETCHEBEHERE *et al*., 2004; ZANCOPÉ; PEREZ FILHO, 2006; ZANCOPÉ; PEREZ FILHO; CARPI JUNIOR, 2009) que, quando correlacionadas às variáveis estruturais e litológicas, permitem a compreensão do comportamento do perfil longitudinal e a análise de possíveis ajustes realizados pelo rio como resposta a mudanças no nível de base (SCHUMM, 1993; SCHUMM, 2005), especialmente quando ocorridas por processos tectônicos (BRIERLEY e FRYIRS, 2005; CHARLTON, 2008).

Charlton (2008) definiu *knickpoint* como a ruptura abrupta da declividade do perfil longitudinal em um curto espaço que, a depender de sua amplitude de cota altimétrica, resulta em cachoeiras, rápidos e trechos com maior velocidade do fluxo hídrico. A depender de como a morfologia do perfil longitudinal é condicionada, podem haver rupturas acentuadas de declividade em um ou vários trechos do perfil.

Castillo e Hubp (2011) revisaram o termo *knickpoints* com o objetivo de inclui-lo no léxico geológico-geomorfológico da língua espanhola e classificaram os *knickpoints* de acordo com critérios genéticos (figura 4.6), reconhecendo cinco tipos relacionados a processos glaciais, litológicos, tectônico, eustático e glacioisostático ou glacioeustático. Com base nessa proposta, os *knickpoints* identificados no perfil longitudinal do Itapicuru foram classificados segundo à sua gênese, cruzando os dados do perfil com os mapas litológico e estrutural.

[7] Serviço Geológico do Brasil.
[8] Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Figura 4.6 – Principais mecanismos de formação de *knickpoints*.



Fonte: Castillo e Hubp (2011, p. 361).

3.3 Índices Morfométricos

Índices morfométricos foram aplicados com a finalidade de identificar atividades neotectônicas no baixo curso do Itapicuru e possíveis correlações com processos deposicionais e erosionais, migração preferencial, incisão do canal e formação de terraços fluviais. Nesse sentido, aplicaram-se o Fator de Assimetria Topográfica Transversal (FSTT) desenvolvido por Cox (1994), por meio da equação

$$FSTT = \frac{Da}{Dd},$$

Onde Da corresponde à distância da linha média do eixo da bacia de drenagem até a linha média do cinturão do meandro ativo e Dd é a distância da linha média da bacia ao interflúvio.

A área do baixo curso foi subdividida em nove setores com distância de 15 km entre cada linha divisória e o FSTT foi aplicado em cada um, de forma a considerar as variações de deslocamento do canal em relação ao eixo médio e interflúvio. Valores iguais ou próximos de 0 indicam que não ocorrem alterações no perfil enquanto que valores iguais ou próximos de 1 indicam basculamento por deformações associadas à tectônica ativa (COX, 1994).

Também, foi aplicado o Fator de Assimetria da Bacia (FAB) de Hare e Gardner (1985) com objetivo de quantificar o grau de deslocamento do rio com relação à linha média da bacia, por prováveis causas tectônicas ou mesmo processos fluviais. O índice foi calculado através da equação

$$FAB = 100\left(\frac{Ar}{At}\right),$$

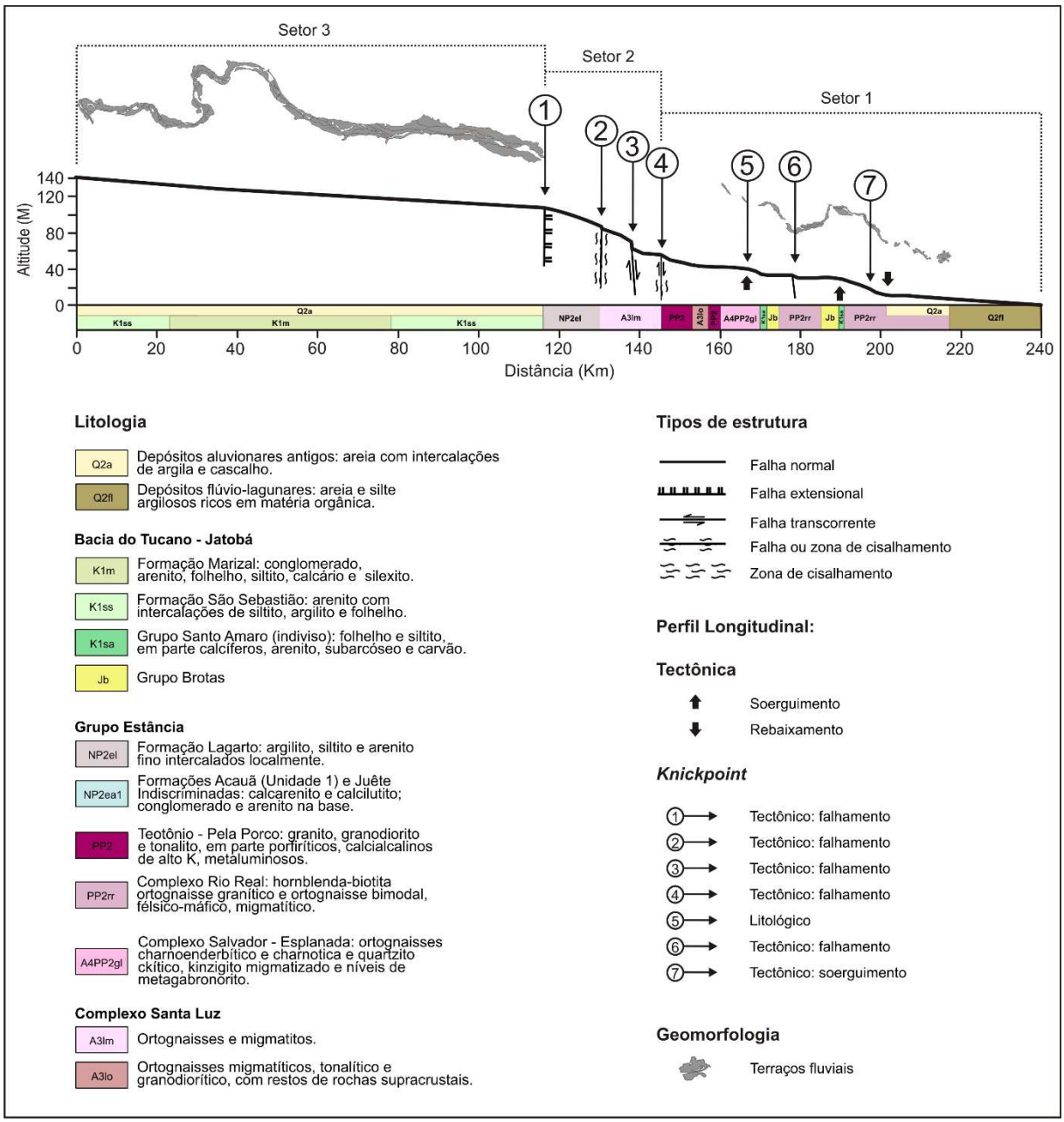
Onde FAB é o fator de assimetria, Ar é a área da bacia à direita, de montante à jusante e At significa a área total da bacia de drenagem, nesse caso, a área total correspondente ao baixo curso. Resultados com valor igual ou próximo a 50 indicam que não há atividade tectônica no local. Valores acima de 50 sugerem basculamento da margem direita do rio e valores abaixo de 50 indicam possível basculamento da margem esquerda do rio.

4. Resultados

Os eventos relacionados ao processo de descolamento crustal e abertura do RTJ favoreceram o desenvolvimento do baixo curso do Itapicuru, cujo traçado do canal está alinhado ao sistema da falha homônima (GUIMARÃES, 2002). O posicionamento da área de estudo na transição entre duas unidades tectônicas diferentes, proporcionaram ambiente de alta complexidade geológica, onde, primeiramente, os sistemas de falhas, zonas de cisalhamento e diversidade litológica contribuíram para a configuração do canal de drenagem e, posteriormente, a oferta de sedimentos e estabelecimento de zonas favoráveis à deposição fluvial e formação de terraços fluviais.

Desse modo, o baixo curso foi regionalizado em três setores, em função das variáveis que influenciaram no traçado do perfil longitudinal e, consequentemente, a organização espacial dos terraços fluviais (figura 4.7). O perfil apresentou curvatura com padrão irregular, onde foram identificados sete *knickpoints*, resultantes de diferentes graus de resistência litológica e de ação (figura 4.7). A forma do perfil possibilitou a análise do balanço entre erosão e deposição e a distribuição de energia no sistema ao longo dos setores.

Figura 4.7 – Perfil longitudinal integrado do baixo curso do rio Itapicuru.



O setor 1 corresponde parcialmente ao graben do rio Itapicuru, identificado por Costa Júnior (2008). O vale fluvial foi modelado na superfície rebaixada e definido pelos sistemas de falhas da Província São Francisco. O vale é estreito com largura máxima de 2 quilômetros, onde o soerguimento e rebaixamento de blocos dificultaram a erosão e abertura lateral do vale. A variedade litológica exerce forte influência sobre o canal de drenagem com ocorrência de *knickpoints* relacionados a diferentes graus de resistência à incisão (figura 4.7) e mudanças no padrão de drenagem em áreas de contato litológico. Ocorrem também *knickpoints* associados a

soerguimento de blocos, responsáveis por concavidades e convexidades no perfil longitudinal (figura 4.7).

Neste setor, terraços fluviais ocorrem entre as cidades de Conde e Esplanada e se desenvolveram sobre depósitos aluvionares quaternários (figura 4.7) compostos por areias com intercalações de argilas e cascalhos, assentados sobre rochas cristalinas do embasamento. Foram identificados 23 fragmentos de terraço com área total de 21,01 km², sendo 21 fragmentos de baixo terraço e 2 fragmentos de alto terraço. O terraço mais próximo à foz do Itapicuru situa-se cerca de 23 quilômetros e o mais distante, cerca de 91 quilômetros (figura 4.7). Subjacente aos terraços, ocorrem planícies aluviais com diques marginais e bacias de decantação.

O setor 2 corresponde ao trecho situado entre 118 e 145 km do perfil longitudinal, na área de contato entre a Província São Francisco e o sistema do RTJ (figura 4.7). Os efeitos do evento de separação continental são mais evidentes neste setor, através das deformações estruturais que afetaram as litologias do embasamento cristalino e se refletiram nesse trecho do perfil longitudinal (figura 4.8).

É marcadamente caracterizado pelo forte controle estrutural expresso pelo sistema de falhas transcorrentes e zonas de cisalhamento (figura 4.8). Tal situação contribuiu para a formação de *knickpoints* tectônicos de falhamentos (*knickpoints* 1 a 4) e o estabelecimento de níveis de base local. É comum a ocorrência de rápidos no leito fluvial, mudanças bruscas de direção e anastomoses. Trata-se de uma zona erosiva com aumento da velocidade do fluxo hídrico devido às sucessivas rupturas do perfil, proporcionando um ambiente fluvial de alta energia, sem ocorrência de terraços fluviais (figura 4.7).

O setor 3 corresponde ao trecho entre 0 e 118 km do perfil longitudinal, situado entre a cidade de Crisópolis e o distrito de Caldas do Jorro, seccionado nos trechos Crisópolis - Cipó e Cipó – Caldas do Jorro. O perfil longitudinal apresentou padrão retilíneo e baixo gradiente fluvial, provavelmente relacionado a homogeneidade dos extensos depósitos aluvionares por onde escoa o canal fluvial do Itapicuru e à relativa estabilidade tectônica. De origem quaternária, esses depósitos compõem o fundo do vale, desenvolvido sobre as litologias da Formação São Sebastião e Formação Marizal (figura 4.7), ambas pertencentes à bacia sedimentar do Tucano Sul e Central (vide mapa litológico).

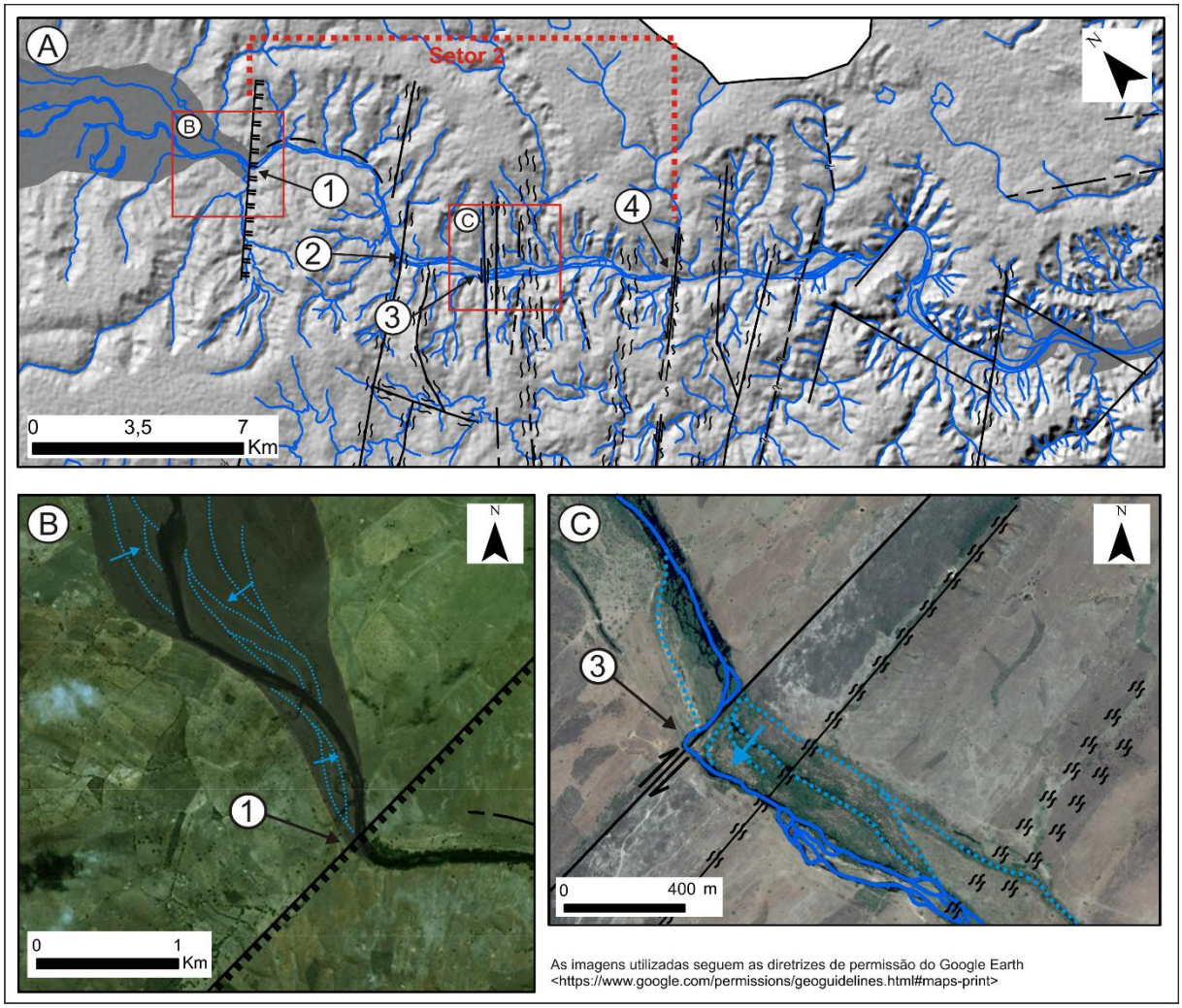
Neste setor, o vale foi modelado sobre a falha de transferência do Itapicuru e, ao contrário do trecho correspondente ao setor 1, possui dimensão elevada, alcançando cerca de 4 quilômetros de largura no trecho final, próximo à falha de Inhambupe que delimita este do setor 2. O sistema de falha extensional de Inhambupe está disposta de maneira transversal ao Itapicuru, coincidindo com o contato entre o RTJ e a Província São Francisco, como descrito por Guimarães (2002). O desenvolvimento lateral do vale cessa bruscamente neste ponto (figura 4.8) e a falha serve de nível de base local para o setor 3 do perfil (*knickpoint* 1 – vide figura 4.7).

Os terraços acompanham o desenvolvimento geral do vale até a interrupção dos processos deposicionais pela falha de Inhambupe (figura 4.8) e subsequente mudança litológica que demarcam a ruptura do RTJ. Foram identificados 55 fragmentos de terraços fluviais ao longo de todo o setor, com área total de 190, 29 km². O fragmento mais próximo à linha de costa situa-se cerca de 123 km de distância, enquanto que o mais distante, sentido montante, situa-se cerca de 237 km de distância (figura 4.7). Ocorrem nas duas margens do rio e, muitas vezes, estendem-se até à borda do canal ou entram em contato com estreitas planícies de inundação ou depósitos aluvionares no nível topográfico imediatamente abaixo.

Da mesma forma que no setor 1, ocorrem terraços nas duas margens do canal, com 29 fragmentos na margem esquerda e 26 fragmentos na margem direita. Do total de terraços mapeados, 9 fragmentos correspondem aos altos terraços sendo 5 na margem direita e 4 na margem esquerda. Um fragmento de terraço corresponde ao nível ainda mais elevado, denominado de T0.

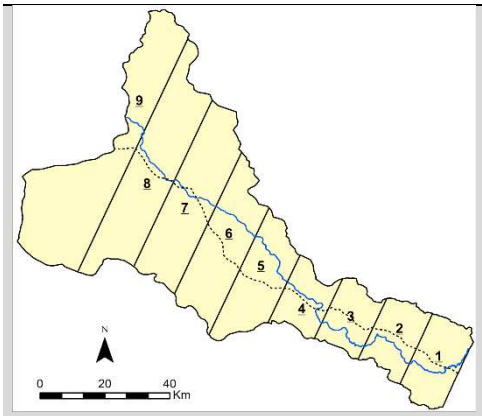
O Fator de Assimetria da Bacia (FAB) apresentou valor de 57,284 para o contexto do baixo curso. Isso pode signficar ocorrência de basculamento da porção direita, provocando deslocamento do canal com relação ao eixo central da bacia. O FAB foi aplicado em nove trechos com o objetivo de analisar as variações tectônicas locais no contexto do baixo curso. Os resultados apresentaram valores coerentes com a complexidade tectônica onde os setores de 1 a 4 apresentaram valores abaixo de 50 (tabela 4.1), o que sugere basculamento da margem esquerda. Os setores de 5 a 7 apresentaram valores acima de 50 (basculamento da margem direita). Os setores 8 e 9 apresentaram valores iguais a zero (tabela 4.1).

Figura 4.8 – Localização dos *Knickpoints* no setor 2 (A); trecho final do setor 1 delimitado pela falha de Inhambupe com localização do *knickpoint* 1 e baixos terraços com sentido preferencial de migração do canal (B); Localização do *knickpoint* 3, associado ao deslocamento do canal por falha transcorrente (C).



O FSTT apresentou resultados que demonstraram a ocorrência de mudanças na direção preferencial de deslocamento do Itapicuru com valores que sugerem simetria do vale em seis trechos e assimetria em três setores (tabela 4.1). Contudo, o valor para o baixo curso foi de 0,489, significando assimetria do vale relativamente mediana.

Tabela 4.1 – Resultados do FAB e FSTT para os trechos do baixo curso.



Trecho	FAB	Basculamento	FSTT	Simetria
1	42,748	Esquerda	0,211	Simétrico
2	34,142	Esquerda	0,328	Simétrico
3	23,239	Esquerda	0,651	Assimétrico
4	40,012	Esquerda	0,168	Simétrico
5	74,251	Direita	0,544	Assimétrico
6	71,058	Direita	0,514	Assimétrico
7	52,89	Direita	0,076	Simétrico
8	0,005	Esquerda	0,047	Simétrico
9	0,006	Esquerda	0,177	Simétrico

5. Discussão

O ambiente geológico complexo em que o baixo curso do Itapicuru foi estabelecido conferiu o caráter irregular da curva do perfil longitudinal, onde foi possível correlacionar a ocorrência de terraços fluviais às varáveis geológicas. Os resultados indicaram a influência significativa da litologia e da tectônica, atribuindo o controle estrutural sobre a configuração geral do vale e da organização espacial dos terraços, conforme foi observado por Tricart e Silva (1968).

O desenvolvimento dos ambientes deposicionais ao longo do Itapicuru foi controlado pela tectônica e o sistema de falhas e fraturas controla o rio (GUIMARÃES, 2002). O elevado aporte de sedimentos depositados no fundo do vale, no trecho correspondente ao setor 3, é facilitado pela litologia da bacia sedimentar, favorecendo o amplo desenvolvimento do vale e formação de quatro níveis de terraço. Situação semelhante ocorre no rio Vaza-Barris onde Santos (2015) identificou maior grau de desenvolvimento do vale e maior ocorrência de níveis de terraço fluvial no trecho em que o rio escoa sobre rochas sedimentares da bacia do Tucano Central e Tucano Norte.

Níveis de terraço são bem definidos nesse setor do perfil onde o rio encontrou condições favoráveis para o entalhamento do canal no próprio sedimento, favorecido pelo nível de base local, a falha de Inhambupe. Ao gerar a ruptura do perfil longitudinal, a falha contribuiu para a redução da energia fluvial, modificando os mecanismos de transporte e deposição de sedimentos, facilitando o preenchimento do vale. Essa condição de deposição foi mencionada por Schumm (1993, 2005) e Burbank e Anderson (2001) como típica de vales com sistema de

falhas transversais ao canal de drenagem. Exemplos dessa mesma condição foram observadas por Magalhães Júnior e Moreira (1998) no córrego Topazinho, onde os terraços fluviais ocorrem à montante do sistema de falhas transversais ao canal. Zancopé e Perez Filho (2006) identificaram uma falha transversal ao canal do rio Mogi Guaçu que modificou o gradiente do canal e promoveu o amplo desenvolvimento da planície fluvial à montante.

A atuação dos blocos falhados se fez presente na organização espacial dos terraços no setor 1 e na erosão remontante do vale, como observou Tricart e Silva (1968). O terço inferior do baixo curso do Itapicuru foi estabelecido entre as escarpas de falha dos blocos soerguidos e o fundo do vale, modelado sobre os blocos rebaixados, foi entulhado gradativamente por ação dos eventos de deposição fluvial condicionados ao controle litológico e às oscilações eustáticas ocorridas na planície costeira do Itapicuru, como sugerido por Esquivel (2006) e Costa Júnior (2008). Os ajustes do perfil longitudinal às mudanças no nível de base geral do Itapicuru permitiram o desenvolvimento de dois níveis de terraço nesse trecho do vale por ação da erosão remontante, no entanto, acredita-se que a continuidade do processo em direção à montante ocorreu lentamente devido às resistências litológicas e aos consecutivos sistemas de falha e zonas de cisalhamento associados às rupturas do perfil longitudinal.

Acredita-se que os efeitos da erosão remontante desencadeada pelas mudanças no nível de base na planície costeira repercutem de maneira significativa em parte do setor 1, corroborando para a formação dos terraços situados nos trechos mais próximos à costa. Entretanto, a resistência litológica contribui para o retardamento do processo em direção ao restante do setor 1 e demais setores. No setor 3, o desenvolvimento de terraços esteve condicionado a mudanças em níveis de base locais, situados no setor 2, em conjunto com processos de ordem climática, como sugerido anteriormente por Tricart e Silva (1968). Desse modo, a distribuição da energia ao longo do Itapicuru está relacionada a tais condições, com o estabelecimento de uma zona de baixa energia no setor 1 com predomínio de processos deposicionais, zona de alta energia no setor 2 com predomínio de processos erosivos e zona de baixa energia no setor 3, onde ocorre estabilidade do perfil e predomínio de processos deposicionais.

Guimarães (2002) sugeriu que atividades neotectônicas possam ter afetado o baixo curso do Itapicuru durante o Quaternário, após a sedimentação do Grupo

Barreiras. Observações dessa natureza também foram realizadas por Lima (2010) para o litoral entre o norte da Bahia e o Estado de Sergipe, trecho que inclui parcialmente a área em estudo. Os autores concluíram que diversas estruturas observadas nos depósitos do Barreiras foram resultantes de atividades sísmicas significativas ocorridas durante e após a sua deposição, ou seja, entre o Neógeno e o Quaternário.

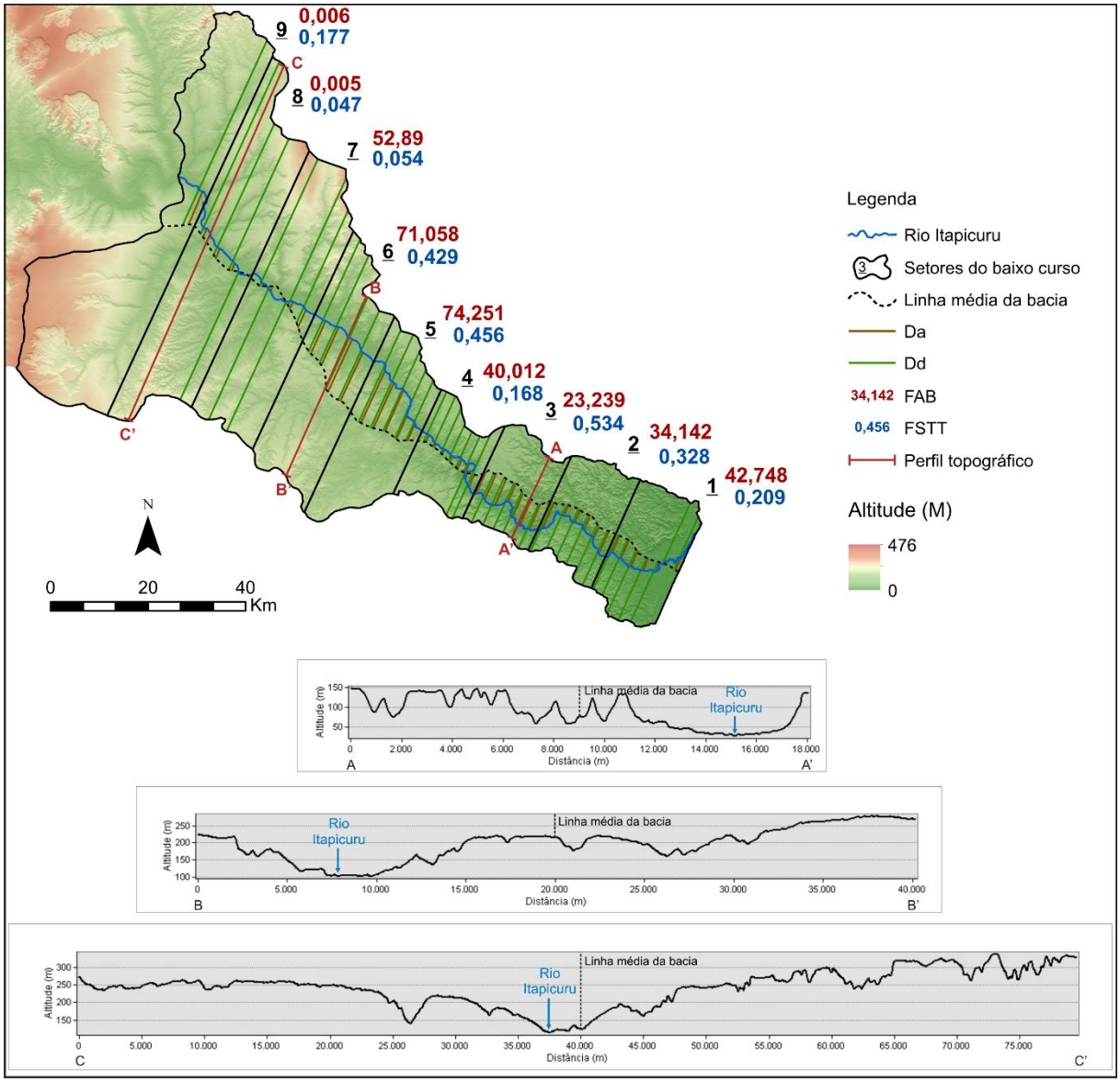
Deslocamentos laterais do canal de drenagem em trechos de falha transcorrente são comuns em regiões sob controle tectônico (BURBANK; ANDERSON, 2001; SUGUIO, 2010; FRYIRS; BRIERLEY, 2013). No Itapicuru foi identificado o deslocamento do canal com sentido preferencial de migração acompanhando o movimento de falha transcorrente (*knickpoint* 3. Vide figura 4.8), que pode ter sido resultado de ação neotectônica. Os valores dos índices morfométricos também corroboraram para essa interpretação, embora os valores locais tenham sido mais relevantes.

No contexto do baixo curso, o FAB indicou relativo basculamento da margem direita, contudo, nos trechos da área as diferenças locais indicaram predominância de basculamento da margem esquerda (figura 4.9). Ainda assim, os trechos 5 e 6, com FAB mais distantes e superiores a 50 apresentaram possível basculamento da margem direita (HARE; GARDNER, 1985) com deslocamento preferencial do canal para a margem oposta. O trecho 3 apresentou o valor mais inferior que 50 (figura 4.9), indicando basculamento da margem esquerda, com relação à linha média do baixo curso. Correlacionando os valores do FAB com os valores do FSTT dos três trechos, percebe-se a assimetria do canal com relação à linha média da área, indicando provável ação neotectônica com capacidade de provocar assimetrias no vale (figura 4.9).

Na maior parte da área, basculamentos foram pouco significativos, predominando simetria nos trechos situados a montante do setor 3 do perfil longitudinal. Os setores assimétricos correspondem ao segmento final do setor 3 (figura 4.9), onde ocorre a ruptura do perfil longitudinal relacionada à falha de Inhambupe. Constata-se que, mesmo se tratando de ambiente de margem passiva, possíveis atividades tectônicas pós deposição do Grupo Barreiras atuaram no baixo curso, não apenas na planície costeira e trecho final do vale, como indicaram Tricart e Silva (1968), Guimarães (2002) e Lima (2010), mas também em porções mais

interioranas do baixo curso, influenciando a dinâmica de formação dos terraços fluviais.

Figura 4.9 – Baixo curso do Itapicuru com valores locais de FAB e FSTT. Perfis topográficos transversais ao vale demonstram simetria e assimetria com relação à linha média.



6. Conclusões

O posicionamento do baixo curso entre duas estruturas tectônicas complexas e distintas imprimiu-lhe características particulares onde os processos de erosão e deposição estão a essas condicionadas, sendo as diferenças litológicas, as características tectônicas e estruturais, importantes variáveis na organização espacial dos terraços ao longo do rio.

Possibilidades de atividades neotectônicas em trechos específicos da área são consideráveis, visto que indícios dessa atuação foram encontrados, somada às literaturas que apontam para essa hipótese. Acredita-se que essas atividades afetaram o baixo vale após o estabelecimento da rede de drenagem durante o Quaternário recente, contribuindo também para a configuração diferenciada dos terraços fluviais nos diferentes trechos. Outra possibilidade é que sistemas de falhas e fraturas desenvolvidas durante o processo de abertura do atlântico e formação do RTJ tenham sido reativadas, provocando atividades neotectônicas em pontos específicos do baixo curso.

Acredita-se que o vale do Itapicuru se estabeleceu durante o Quaternário, orientado pelas estruturas muito antigas. O balanço erosão e deposição é controlado pela resistência litológica e pelos *knickpoints*, no entanto, a componente climática e eustática são de elevada importância para a formação dos terraços, atuando de maneira sistêmica na sua evolução. Os dados aqui apresentados servem de ponto de partida para discussões futuras onde o levantamento de informações em maior número e detalhe, acerca do tema no baixo curso do Itapicuru é necessário, fazendo uso de outras técnicas de análise.

Referências

BLUM, M.D.; TÖRNQVIST, T. E. Fluvial responses to climate and sea level change: a review and look forward. **Sedimentology**, 47, suppl. 1, p. 2-48, 2000.

BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folhas SC 24/25 Aracaju/Recife:** geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**.** Rio de Janeiro: Projeto RADAMBRASIL, 1983.

BRIERLEY, G.J.; FRYIRS, K.A. **Geomorphology and river management**: applications of the rivers styles framework. Oxford: Blackwell, 2005. 398 p.

BURBANK, D.W.; ANDERSON, R.S. **Tectonic geomorphology**. Blackwell publishing, p. 274, 2001.

CASTILLO, M; HUBP, J.L. Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término knickpoint en el léxico geológico-geomorfológico del español. **Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana**, v. 63, n. 2, p. 353-364, 2011.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. New York: Routledge, 2008. 234 p.

COSTA, I. P.; MILHOMEM, P.S.; BUENO, G.V.; SILVA, H.S.R.; KOSIN, R.D. Sub-bacias de Tucano Sul e Central. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.15, n.2, p. 433-443, 2007.

COSTA JÚNIOR, M. P. **Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do grupo barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no litoral norte do Estado da Bahia – município de Conde**. 2008. 246 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2008.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin simmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quartenary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, p. 571-581, May 1994.

CRÓSTA, A. P. **Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto**. 4. ed. Campinas: IG/UNICAMP, 2002. 164 p.

ESQUIVEL, M.S. **O Quaternário costeiro do município de Conde**: implicações para a gestão ambiental. 2006. 103 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J.A. de J. Aplicação do índice “relação declividade-extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

FRYIRS, K.A.; BRIERLEY, G.J. **Geomorphic Analysis of River Systems**: An Approach to Reading the Landscape. Wiley-Blackwell, 2013. 345 p.

GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**. London: Springer, 2010. 578 p.

GUIMARÃES, J.T. (Org.). **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil**: Projeto bacia do Tucano Sul. Salvador: CPRM, 2002, 83 p.

HARE, P.H. AND GARDNER, T.W.M. Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA, M.; HACH, J.T. (Ed.). **Tectonic Geomorphology**. Boston: Allen and Unwin, 1985. p. 75-104.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação continental no sudeste brasileiro. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1990. p. 11-31.

HUGGETT, R.J. **Fundamentals of geomorphology**. 2.ed. New York: Routledge, 2007. 458 p.

KOSIN, M.; ANGELIM, L.A.A.; SOUZA, J.D.; GUIMARÃES, J.T.; TEIXEIRA, R.L.; MARTINS, A.A.M.; BENTO, R.V.; SANTOS, R.A.; VASCONCELOS, A.M. (Ed.).

Carta do Brasil ao milionésimo, Folha Aracaju SC. 24. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-Rom.

LEOPOLD, L.; WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: W.H. Freeman and Company, 1964. 522 p.

LIMA, C.C.U. Evidências da ação tectônica nos sedimentos da formação Barreiras presentes no litoral de Sergipe e ao norte da Bahia. **Revista de Geografia**, v. 27, n.1, p. 140-151, 2010.

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P.; MOREIRA, P.F. Eventos de "desequilíbrio morfodinâmico" na evolução geomorfológica de Minas Gerais – o caso de Teófilo Otoni/Caraí – região nordeste do estado. **Geonomos**, v.6, n.2, p. 23-32. 1998.

COSTA, I. P.; MILHOMEM, P.S.; BUENO, G.V.; SILVA, H.S.R.; KOSIN, R.D. Sub-bacias de Tucano Sul e Central. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.15, n.2, p. 433-443, 2007.

SANTOS, R. A.; MARTINS, A.A.M.; NEVES, J.P.; LEAL, R.A. (Org.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe**. Escala 1:250.000. Texto explicativo do Mapa geológico do Estado de Sergipe. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT; CODISE, 2001.

SANTOS, L.A. **Geomorfologia e Quaternário do rio Vaza-Barris, Nordeste, Brasil.** 2015. 79 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho". Rio Claro: 2015.

SANTOS, C.C.; REIS, C.; PEDREIRA, A.J. **Projeto Bacia do Tucano Central**: Estados da Bahia e Sergipe: texto explicativo. Salvador: CPRM, 2009.

SCHUMM, S.A.; PARKER, R.S. Implications of complex response of drainage systems for quaternary alluvial stratigraphy. **Nature Physical Science**, 243, p. 99 – 100, 1973.

SCHUMM, S.A. **The fluvial system**. New York: John Wiley & Sons, 1977, 338 p.

SCHUMM, S.A. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**, v.1, n. 2, p. 279-294, 1993.

SCHUMM, S.A. **River variability and complexity**. Cambridge University Press, 2005, 220 p.

SUGUIO, K. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010, 408 p.

TRICART, J.; SILVA, T. C. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe**. Salvador: Fundação para o Desenvolvimento da Ciência da Bahia, 1968. 167 p.

VILAS BOAS, G.S.; SAMPAIO, F.J.; PEREIRA, A.M.S. The Barreiras Group in the northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. **Annals of the Brazilian Academy of Sciences**, v. 73, n. 3, 2001, p. 417-427.

ZANCOPÉ, M.H.C.; PEREZ FILHO, A. Considerações a respeito da distribuição das planícies fluviais do rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 7, n. 1, p. 65-71, 2006.

ZANCOPÉ, M. H. de. C.; PEREZ FILHO, A.; CARPI JUNIOR, S. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 1, 2009.

CAPÍTULO 5 - ANÁLISE DE COBERTURAS SUPERFICIAIS DE BAIXOS TERRAÇOS FLUVIAIS E ALUVIÕES RECENTES

1. Introdução

Grande parte das sequências de terraços ocorrem no contexto de rios e vales modernos, refletindo processos dominantes no Quaternário, ou ainda, de maneira temporal restrita, ao Holoceno (GOUDIE, 2010). Os terraços fluviais são considerados testemunhas das condições de mudança ambiental quaternária, especialmente aquelas relacionadas às instabilidades climáticas, sendo expressão de processos deposicionais e erosivos ocorridos na escala da bacia de drenagem (PAZZAGLIA, 2010), comandados pelo nível de base (SCHUMM, 1993; STORZ-PERETZ *et al*., 2011), pela vazão fluvial dos canais de drenagem, pelo fluxo de sedimentos provenientes das vertentes e pelo calibre dos sedimentos transportados.

Essas variáveis não são estáveis ou necessariamente uniformes, sendo possível que processos autogênicos, ocorridos dentro dos limites da bacia hidrográfica, possam conduzir à instabilidade, entretanto, é mais comum que o nível de base e o clima, forças externas à bacia hidrográfica, dominem os processos erosionais e os processos de deposição (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964; HOLBROOK; SCHUMM, 1999; STORZ-PERETZ *et al*., 2011). As alterações no nível de base podem ocorrer por combinações de processos eustáticos e de soerguimento crustal, sendo o último predominante nas áreas continentais distantes do litoral.

Influências do clima sobre os processos de erosão e deposição não se referem apenas à pluviosidade média anual e à variação anual de temperatura, mas principalmente à intensidade da precipitação, às sazonalidades e à sua variabilidade interanual (SCHUMM, 1977; PAZZAGLIA, 2010). Em grandes bacias hidrográficas, o clima geralmente não é uniforme, resultando em diferentes condições genéticas e de preservação espacial de terraços fluviais (SCHUMM, 1977). Observações dessa natureza foram realizadas por Tricart e Silva (1968) que distinguiram as diferentes condições de formação e de preservação dos níveis de terraço no rio Itapicuru, relacionadas às mudanças no nível de base regional e a atuação do clima sobre o modelado no Quaternário.

Devido ao seu estreito vínculo genético com o nível de base e o clima, os terraços possuem informações paleohidrológicas, no entanto, é necessário compreender que a sua gênese não está relacionada apenas a uma fase climática uniforme (SCHUMM, 1973), mas os terraços representam respostas a variações ocorridas no “interior” dos climas (PAZZAGLIA, 2010), e estão na dependência das condições de aridez e da resistência do substrato a erosão. Em fases secas, predominam a erosão lateral do canal fluvial e alargamento dos vales, com deposição de sedimentos grosseiros ao longo do rio, por força de complexos processos morfogenéticos desencadeados por climas áridos e semiáridos (LARONNE; REID, 1993; REID; LARONNE, 1995; REID; FROSTICK, 2011). Em condições de maior umidade, predominam depósitos fluviais com sedimentos de menor calibre (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964).

No Itapicuru, Tricart e Silva (1968) afirmaram que os terraços fluviais resultaram de oscilações climáticas entre fases secas e úmidas, e de variações do nível relativo do mar (NRM) ocorridas localmente e que os depósitos que preencheram os terraços apresentam características que denunciam as oscilações climáticas do Quaternário. Segundo os autores, ocorrem três níveis de terraço sendo que o baixo terraço estava a 5 metros acima do leito da época pesquisada (EP), o terraço médio a cerca de 8 metros (EP) e o alto terraço entre 30-35 metros acima do leito na EP. Aspectos relacionados a morfologia, composição e cronologia de terraços fluviais foram investigados em outros dois rios da Bahia por outros autores e apresentam informações relevantes a serem destacadas como forma de serem estabelecidas possíveis correlações.

Almeida (1973) pesquisou os sedimentos que compõem aluviões recentes e níveis de terraços no médio curso do rio de Contas, sudoeste da Bahia. O autor concluiu que o material foi depositado por escoamento fluvial instável, onde sucessões entre clima mais seco que o atual e clima ligeiramente mais úmido que o atual, marcaram o Quaternário regional. A irregularidade do escoamento e condições de acumulação distintas, contribuíram para a elaboração de três níveis de terraço nesse trecho do rio de Contas que, por sua vez, são correlacionáveis com os terraços observados por Tricart e Silva (1968) nos vales do rio Vaza-Barris e do rio Itapicuru (ALMEIDA, 1973).

Santos (2015) realizou pesquisas sobre o Quaternário da bacia do rio Vaza-Barris, nordeste da Bahia e centro-sul de Sergipe, que incluíram investigações

acerca dos diferentes níveis de terraços fluviais. Foram identificadas seis sequências de terraço, atribuídos a gêneses diferentes, no entanto, com forte influência climática (SANTOS, 2015). O autor concluiu que os baixos terraços, situados na porção mais distante do litoral, foram elaborados durante o Holoceno Superior, entre 1.660 e 105 anos, em condições de alternâncias climáticas. Os terraços próximos ao litoral foram elaborados pelo recuo do nível do mar (SANTOS, 2015). As posições topográficas de grande parte dos níveis de terraço também foram correlacionáveis com os níveis identificados por Tricart e Silva (1968).

Isto posto, esse capítulo tem como objetivo discutir as dinâmicas de deposição fluvial em trechos do baixo curso do rio Itapicuru, por meio da análise e interpretação de dados das coberturas superficiais de baixos terraços e aluviões recentes. Considera-se que as coberturas superficiais possuem registros significativos acerca das dinâmicas de deposição ocorridas durante o Holoceno Superior (NEVES *et al*., 2015), pois podem evidenciar processos de estabilização e reativação das formas de relevo (QUEIROZ NETO, 2011; STORANI; PEREZ FILHO, 2015). Objetiva-se também, estabelecer relações com os trabalhos desenvolvidos anteriormente, contribuindo para o entendimento das dinâmicas geomorfológicas fluviais.

2. Características Regionais

No baixo curso do Itapicuru ocorrem quatro regiões geomorfológicas com suas respectivas unidades geomorfológicas (figura 5.1), onde os Piemontes Inumados estabeleceram-se essencialmente sobre as rochas dos cinturões orogenéticos, com elevada densidade de drenagem e com os níveis de dissecação mais elevados regionalmente (figura 5.1) (BRASIL, 1983). Essas rochas afloram no fundo dos vales, sendo que maior parte da litologia se encontra recoberta pelos sedimentos do Grupo Barreiras, especialmente nos topos dos tabuleiros e parte das vertentes.

O Planalto da Bacia Tucano-Jatobá está inserido no contexto das Coberturas Fanerozóicas, assim como a porção regional da Depressão Interplanáltica (figuras 5.1). Na unidade dos planaltos, predominam formas tabulares com modelados de aplanamento nas superfícies mais elevadas e modelados de dissecação nas porções mais baixas do terreno (BRASIL, 1983) (figura 5.1), onde a

densidade de drenagem varia conforme o controle exercido pela litologia e pela estrutura. Na Depressão Interplanáltica predomina modelado de aplanamento representado por superfície plana e inumada, entre o planalto (figura 5.1).

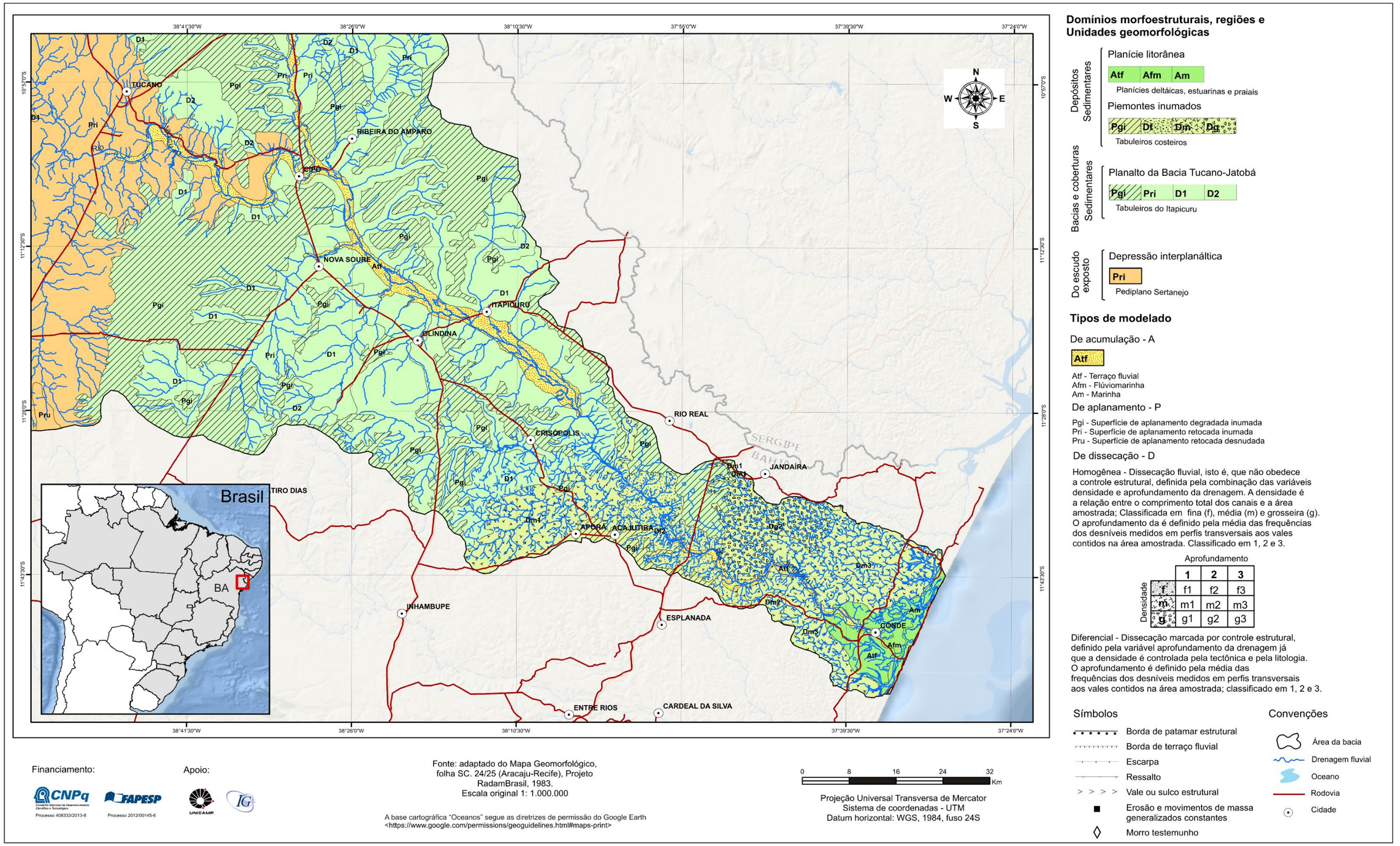
Também de idade quaternária, destacam-se no baixo curso, modelados de acumulação fluvial desenvolvidos sobre depósitos aluvionares pleistocênicos e holocênicos, cujas áreas mais representativas estão associadas ao vale do Itapicuru (figuras 5.1), nas unidades geomorfológicas do Planalto Tucano-Jatobá e dos Piemontes Inumados (BRASIL, 1983).

Segundo Brasil (1983), ocorrem modelados de acumulação em forma de terraço fluvial de maneira expressiva ao longo do vale do Itapicuru, no trecho associado às formações sedimentares da Bacia do Tucano (figuras 5.1). No trecho associado ao embasamento cristalino, os modelados de acumulação fluvial são menos expressivos, com terraços em menor proporção (figuras 5.1).

Do ponto de vista climático, o baixo curso do Itapicuru é um trecho de transição climática entre o regime quante e seco do interior e o regime quente e úmido litorâneo (figura 5.2). Ocorrem climas semiárido, subúmido a seco, subúmido/úmido e clima úmido (SEI, 1999). O clima semiárido predomina, atuando sobre o Pediplano Sertanejo e os Tabuleiros do Itapicuru, ao passo que os climas de transição e o clima úmido atuam sobre os Tabuleiros costeiros (SEI, 1999) (figura 5.2).

Os rios que formam o Itapicuru são o Itapicuru Açu e o Itapicuru Mirim, ambos com regime intermitente, cujas nascentes situam-se no Planalto da Diamantina, e se encontram à montante da cidade de Queimadas, no médio curso. A partir desse trecho, o rio se torna perene até à sua foz. Quando drena o baixo curso, sua vazão média anual aumenta (VIRÃES, 2013) à medida que ocorre a transição do clima semiárido para o clima úmido (figura 5.3); e que o aquífero situado na Bacia Sedimentar do Tucano (figura 5.3), contribui com a recarga do rio.

Figura 5.1 – Mapa geomorfológico do baixo curso do Itapicuru.



Domínios morfoestruturais, regiões e Unidades geomorfológicas

Depósitos Sedimentares

Planície litorânea

Atf | Afm | Am

Planícies deltáicas, estuarinas e praiais

Piemontes inumados

Pgi | Dt | Dm | Dg

Tabuleiros costeiros

Bacias e coberturas Sedimentares

Planalto da Bacia Tucano-Jatobá

Pgi | Pri | D1 | D2

Tabuleiros do Itapicuru

Do escudo exposto

Depressão interplanáltica

Pri

Pediplano Sertanejo

Tipos de modelado

De acumulação - A

Atf

Atf - Terraço fluvial
Afm - Flúviomarinha
Am - Marinha

De aplanamento - P

Pgi - Superfície de aplanamento degradada inumada
Pri - Superfície de aplanamento retocada inumada
Pru - Superfície de aplanamento retocada desnudada

De dissecação - D

Homogênea - Dissecação fluvial, isto é, que não obedece a controle estrutural, definida pela combinação das variáveis densidade e aprofundamento da drenagem. A densidade é a relação entre o comprimento total dos canais e a área amostrada; Classificada em fina (f), média (m) e grosseira (g). O aprofundamento da é definido pela média das frequências dos desníveis medidos em perfis transversais aos vales contidos na área amostrada. Classificado em 1, 2 e 3.

Densidade \ Aprofundamento	1	2	3
f	f1	f2	f3
m	m1	m2	m3
g	g1	g2	g3

Diferencial - Dissecação marcada por controle estrutural, definido pela variável aprofundamento da drenagem já que a densidade é controlada pela tectônica e pela litologia. O aprofundamento é definido pela média das frequências dos desníveis medidos em perfis transversais aos vales contidos na área amostrada; classificado em 1, 2 e 3.

Símbolos

- Borda de patamar estrutural
- Borda de terraço fluvial
- Escarpa
- Ressalto
- Vale ou sulco estrutural
- Erosão e movimentos de massa generalizados constantes
- Morro testemunho

Convenções

- Área da bacia
- Drenagem fluvial
- Oceano
- Rodovia
- Cidade

Financiamento:

CNPq – Processo 408333/2013-8

FAPESP – Processo 2012/00145-6

Apoio:

UNICAMP

IG

Fonte: adaptado do Mapa Geomorfológico, folha SC. 24/25 (Aracaju-Recife), Projeto RadamBrasil, 1983.
Escala original 1: 1.000.000

A base cartográfica "Oceanos" segue as diretrizes de permissão do Google Earth <https://www.google.com/permissions/geoguidelines.html#maps-print>

0 8 16 24 32 Km

Projeção Universal Transversa de Mercator
Sistema de coordenadas - UTM
Datum horizontal: WGS, 1984, fuso 24S

Figura 5.2 - Tipologia climática do baixo curso do Itapicuru.

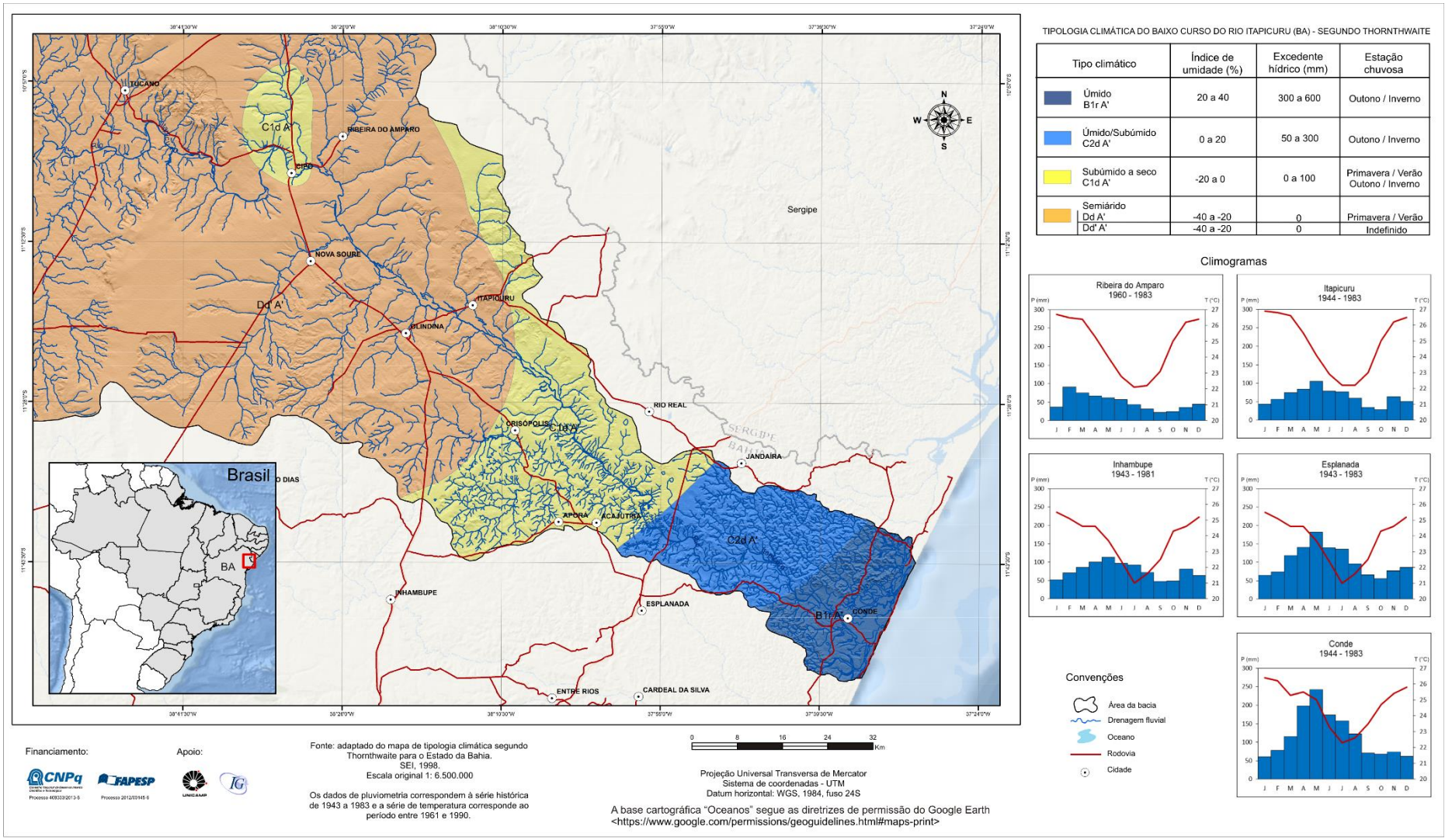
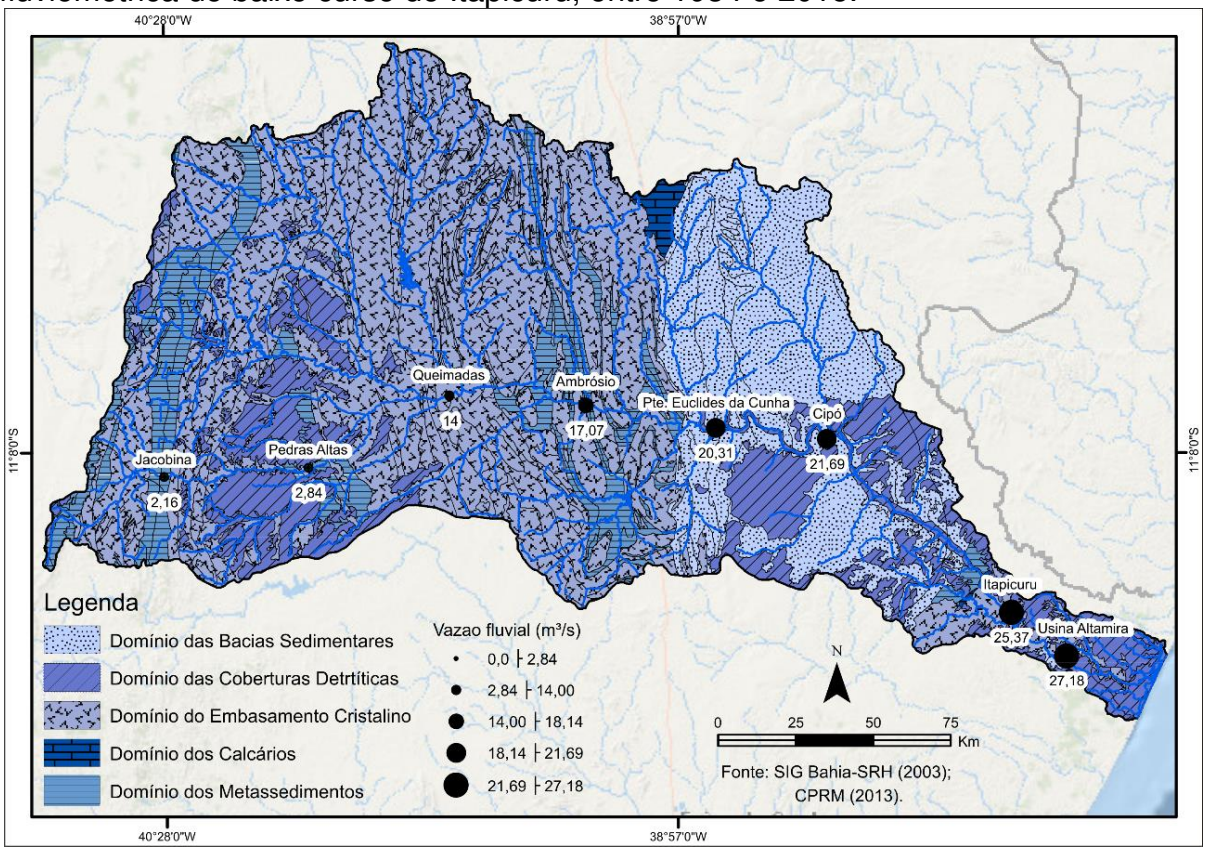


Figura 5.3 – Domínios hidrogeológicos e vazão anual média por estação fluviométrica do baixo curso do Itapicuru, entre 1934 e 2015.



3. Seleção das Áreas Amostrais

Foram selecionadas três áreas com ocorrência de terraços fluviais (figura 5.4), baseadas no mapa morfológico (apêndices 6, 7 e 8) e nas descrições realizadas por Tricart e Silva (1968). Em cada área foram selecionadas sequências de terraços fluviais e aluviões recentes - dique marginal e *point bar*, situados abaixo do terraço inferior.

Em campo, foram abertas trincheiras com profundidade total entre 0,70 m e 1,00 m. Os perfis foram descritos e, na sequência, coletadas as amostras de cobertura superficial em duas profundidades para a análise granulométrica dos sedimentos (STORANI; PEREZ FILHO, 2015) e análise estatística (FOLK; WARD, 1957) e, para datação por LOE, foi tomada uma amostra por perfil, na profundidade entre 0,70 e 0,80 m (MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2011; STORANI; PEREZ FILHO, 2015). Buscou se a seleção de áreas com o mínimo de atividades humanas possíveis pois, o próprio ambiente deposicional semiárido pode interferir no sinal da luminescência (PORAT *et al.*, 2010; FRUCHTER *et al.*, 2011).

3.1 Área 1: Esplanada – Jandaíra

Na área situada entre as Cidades de Esplanada e Jandaíra foi selecionada uma sequência de médio e baixo terraço fluvial, situada na margem esquerda do rio (figura 5.4). O fundo do vale do Itapicuru é composto por rochas cristalinas do Complexo Salvador-Esplanada e os topos dos tabuleiros são formados sobre argilitos puros, arenitos argilosos a arenosos e conglomerados do Grupo Barreiras (KOSIN *et al*, 2004). Nessa área predomina clima úmido com chuvas bem distribuídas ao longo do ano (SEI, 1999).

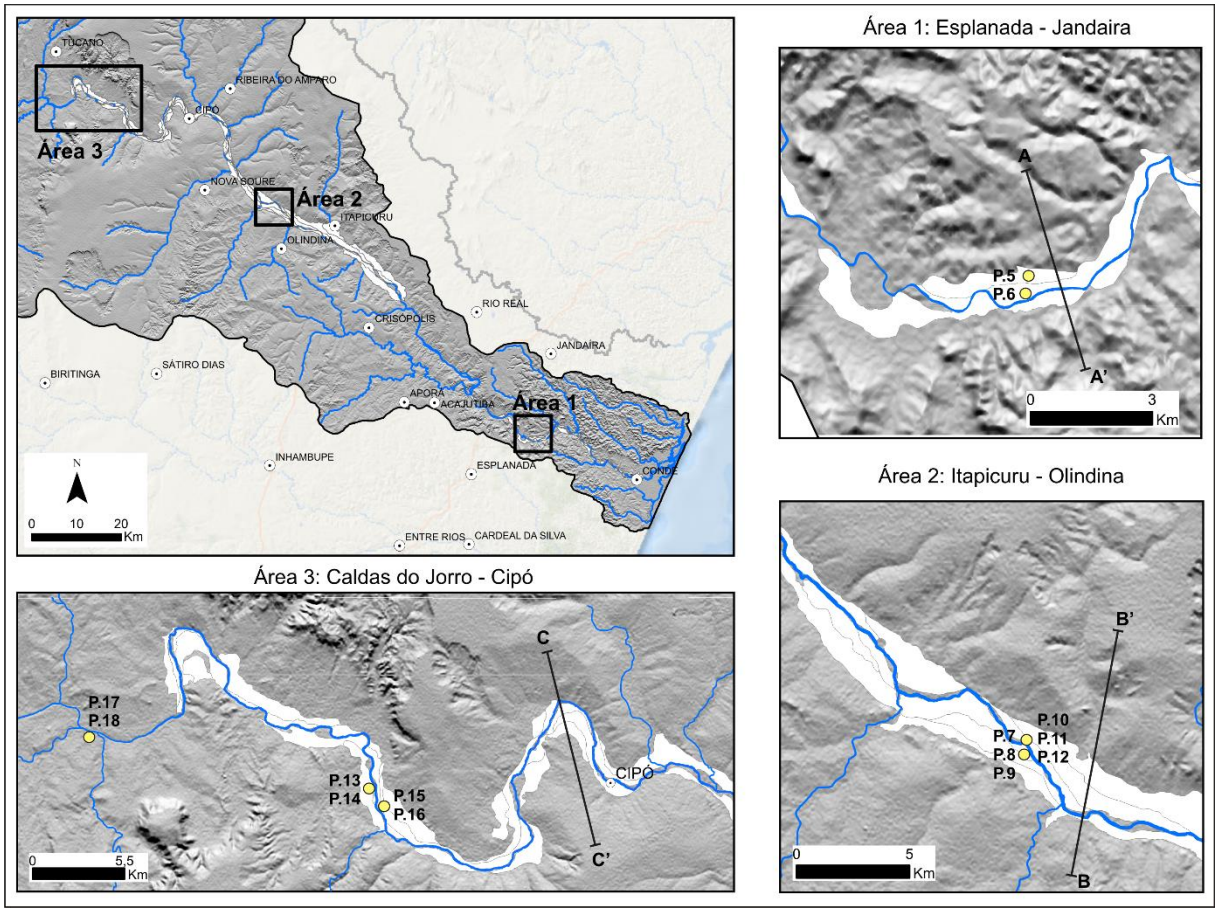
3.2 Área 2: Itapicuru - Olindina

Nas proximidades das cidades de Itapicuru e de Olindina, foi selecionada uma sequência de médio terraço, baixo terraço e point bar na margem direita e uma sequência de médio terraço, baixo terraço e dique marginal na margem esquerda do rio (figura 5.4). Esta área está sob atuação de clima semiárido, transicionando para clima subúmido a seco (SEI, 1999). Os terraços fluviais ocorrem em três níveis, segundo descrições de Tricart e Silva (1968), sobre os depósitos aluvionares situados entre a Formação São Sebastião e os conglomerados e arenitos da Formação Marizal (KOSIN *et al*, 2004).

3.3 Área 3: Cipó - Caldas do Jorro

No trecho situado entre o distrito de Caldas do Jorro e a cidade de Cipó, foram selecionadas uma sequência de baixo terraço e dique marginal na margem direita do rio e duas sequências de baixo terraço e *point bar*, cada uma em uma margem do canal (figura 5.4). Nessa área, os depósitos aluvionares estão associados aos folhelhos e arenitos do Grupo Ilhas e os arenitos e argilitos da Formação São Sebastião (KOSIN *et al*., 2004), sob atuação de clima semiárido (SEI, 1999). Segundo Tricart e Silva (1968), ocorrem nessa área três níveis de terraço bem desenvolvidos.

Figura 5.4 – Localização das áreas amostrais no baixo curso do rio Itapicuru com respectivas sequencias de terraços fluviais e aluviões recentes.



4. Resultados

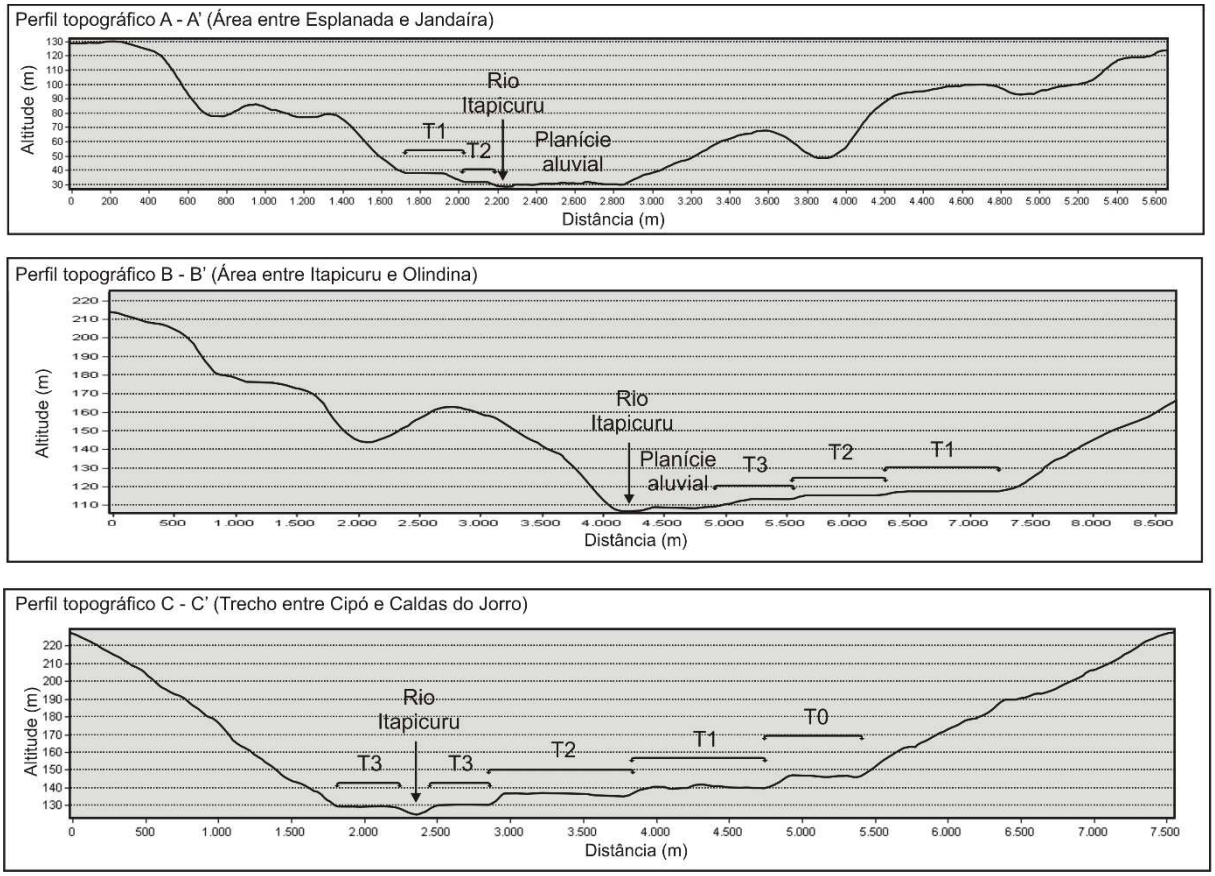
4.1 Níveis de terraço

No trecho entre Esplanada e Jandaíra, foram identificados dois níveis de terraço sendo o nível mais elevado pouco frequente (T1), sendo observados apenas dois fragmentos. Os baixos terraços (T2) situam-se cerca de 3 metros acima do rio e o mais elevado cerca de 6 metros (figura 5.5). Acredita-se que a ocorrência de apenas dois níveis de terraço nesse trecho esteja associada a baixa disponibilidade de material depositado lateralmente, já que o vale se desenvolveu sobre rochas cristalinas. A resistência do material também teria contribuído para a baixa incisão do canal.

Nas proximidades de Olindina e Itapicuru, foram identificados três níveis de terraço bem desenvolvidos sendo que, ora os terraços são assimétricos (figura 5.5),

indicando o deslocamento preferencial do canal, ora são simétricos e parelhados, indicando longos processos de aplainamento e rápidas incisões do canal. O nível mais baixo encontra-se a 5 metros do canal atual, o intermediário a 9 metros e o superior a cerca de 15 metros (figura 5.5). Ao contrário do que ocorre nas demais áreas, a planície aluvial é frequente e os aluviões recentes estão cerca de 2 metros acima do canal fluvial (figura 5.5).

Figura 5.5 – Perfis topográficos transversais ao vale do Itapicuru, evidenciando a ocorrência dos níveis de terraço nas três áreas.



Entre Caldas do Jorro e Cipó, foram identificados três níveis de terraços assimétricos cujo nível mais baixo está posicionado cerca de 5 metros acima do leito atual, o nível intermediário a cerca de 10 metros e o nível superior a cerca de 15 metros (figura 5.5). Os baixos terraços são simétricos e ocorrem em ambas as margens do rio (figura 5.5). O seu posicionamento topográfico ratificou o posicionamento topográfico indicado por Tricart e Silva (1968).

Cerca de 5 km de Cipó, em direção à montante, foi identificado um nível de terraço elevado (T0), a aproximadamente 23 metros de altitude acima do leito atual,

compondo uma sequência de 4 níveis de terraço (figura 5.5). Essa sequência contradiz as descrições de Tricart e Silva (1968) para esse ponto específico, pois os autores posicionaram o nível mais elevado a cerca de 30 metros acima do canal atual. Nesse trecho, a ocorrência de apenas um nível de terraço na margem esquerda e de quatro níveis na margem direita do rio, indica o sentido preferencial da migração do canal fluvial e sugere influência estrutural.

4.2 Granulometria das coberturas superficiais

Em geral, o grupo textural das amostras de terraço variou entre areia, areia lamosa e lama arenosa, pobremente a muito pobremente selecionada, sugerindo a origem fluvial dos sedimentos. Nas amostras de aluviões recentes, predominou o grupo textural arenoso moderadamente selecionado com ocorrência de cascalho em *point bar* e intercalações de areia lamosa e lama arenosa muito pobremente selecionados nos diques marginais.

Nas amostras dos baixos terraços, predominou a classe textural areia lamosa onde as coberturas superficiais apresentaram intercalações com lama arenosa, areia e lama. As intercalações de grupos texturais diferentes em um mesmo perfil podem indicar variações no débito fluvial. As coberturas superficiais dos terraços intermediários apresentaram uniformidade nas trincheiras com relação ao grupo textural, com predomínio de areia lamosa nos terraços da região de Itapicuru-Olindina (T2) e lama arenosa no terraço (T1) próximo a Esplanada. As variações entre as classes granulométricas nas profundidades dos perfis podem ser observadas nas tabelas 5.1 e 5.2 e na figura 5.6.

O agrupamento das amostras granulométricas por formas de relevo no diagrama de Folk permitiu o estabelecimento de correlações entre as classes texturais das coberturas superficiais. Nos depósitos recentes, predominaram coberturas superficiais de textura grosseira com a seguinte distinção: as amostras representativas de *pointbars* são compostas por cerca de 90% de sedimentos arenosos onde foram encontrados seixos em determinadas profundidades do perfil; as amostras representativas de diques marginais apresentaram alto percentual de areia, porém, com quantidades maiores de sedimentos finos, se comparadas às amostras tomadas em *pointbars*.

Tabela 5.1 – Classes granulométricas dos sedimentos por profundidade Nos perfis 5 -10.

Classe / Perfil	Perfil 5 0-20cm	Perfil 5 80-100cm	Perfil 6 0-20cm	Perfil 6 80-100cm	Perfil 7 0-20cm	Perfil 7 60-80cm	Perfil 8 0-20cm	Perfil 8 80-100cm	Perfil 9 0-20cm	Perfil 9 80-100cm	Perfil 10 0-20cm	Perfil 10 20-40cm	Perfil 10 40-60cm	Perfil 10 60-80cm
AMG	0,4%	1,7%	0,3%	0,0%	12,7%	1,1%	0,0%	0,0%	0,3%	0,5%	0,6%	0,0%	0,0%	0,1%
AG	1,6%	3,7%	3,4%	4,6%	40,0%	21,0%	0,0%	0,0%	8,7%	9,9%	4,3%	0,5%	0,3%	4,5%
AM	6,1%	7,2%	42,9%	48,8%	44,2%	74,0%	7,1%	1,1%	44,8%	46,0%	42,1%	66,8%	29,3%	80,9%
AF	12,6%	8,7%	28,2%	35,5%	1,7%	2,7%	25,0%	42,7%	13,1%	18,0%	25,9%	26,2%	28,9%	11,0%
AMF	13,8%	9,7%	3,8%	2,9%	0,1%	0,0%	21,8%	33,5%	1,4%	2,6%	4,3%	1,6%	7,9%	0,8%
AT	63,2%	50,5%	88,2%	96,6%	99,4%	99,5%	75,9%	88,3%	78,5%	83,9%	85,5%	96,9%	81,6%	98,1%
S	7,2%	4,9%	2,4%	1,2%	0,2%	0,2%	5,6%	2,8%	2,6%	1,7%	2,1%	0,5%	3,8%	0,2%
AR	29,6%	44,6%	9,4%	2,1%	0,4%	0,3%	18,5%	8,9%	18,9%	14,4%	12,4%	2,6%	14,6%	1,7%

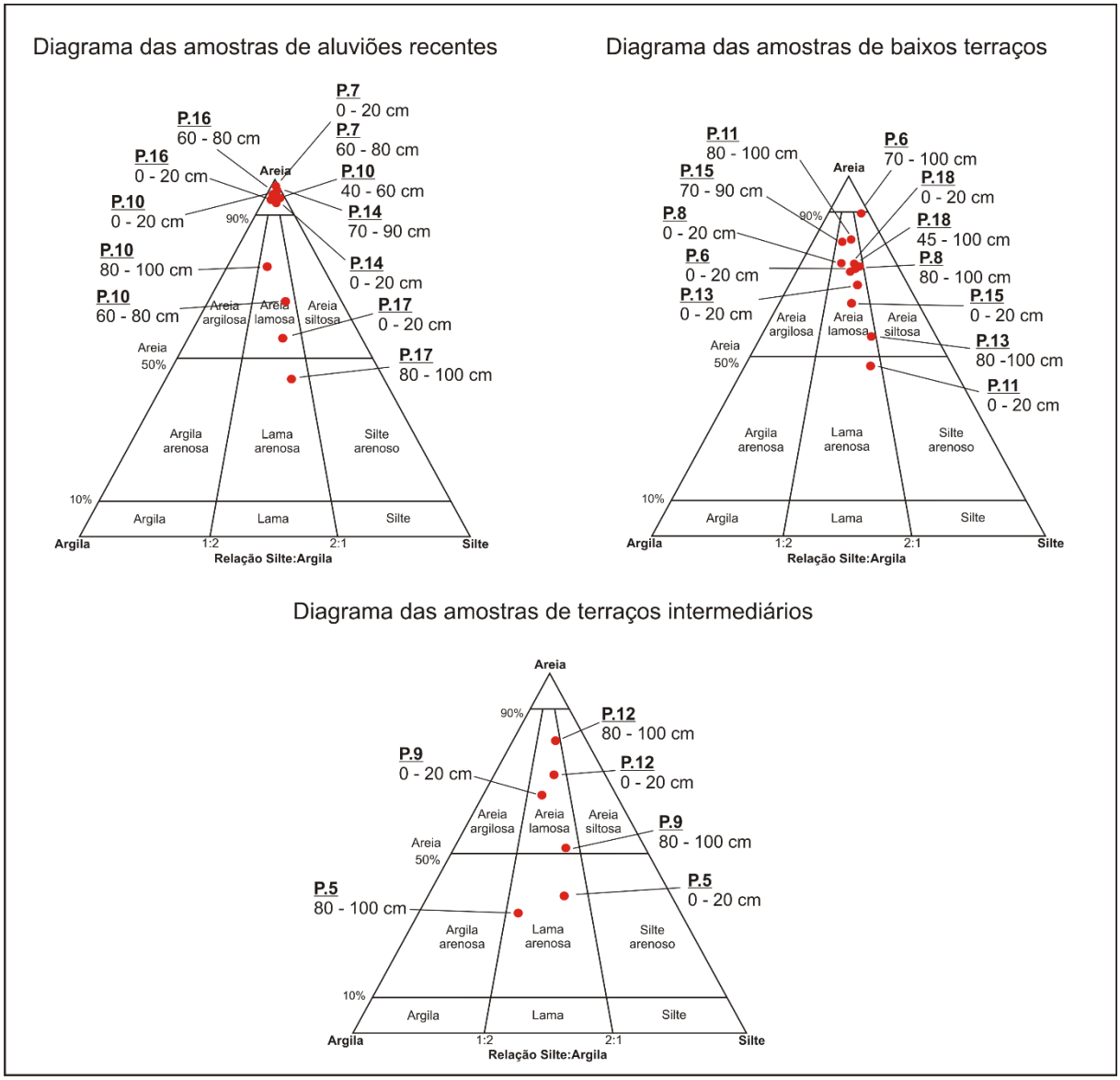
*AMG – Areia Muito Grossa; AG – Areia Grossa; AM – Areia Média; AF – Areia Fina; AMF – Areia Muito Fina; AT – Areia Total; S – Silte; AR – Argila.

Tabela 5.2 – Classes granulométricas dos sedimentos por profundidade nos perfis 11 -18.

Classe / Perfil	Perfil 11 0-20cm	Perfil 11 80-100cm	Perfil 12 0-20cm	Perfil 12 80-100cm	Perfil 13 0-20cm	Perfil 13 80-100cm	Perfil 14 0-20cm	Perfil 14 70-90cm	Perfil 15 0-20cm	Perfil 15 80-100cm	Perfil 16 0-20cm	Perfil 16 60-80cm	Perfil 17 0-20cm	Perfil 17 70-90cm	Perfil 18 0-20cm	Perfil 18 80-100cm
AMG	0,0%	0,0%	2,8%	1,1%	0,0%	0,0%	5,7%	10,6%	0,0%	0,0%	7,2%	9,7%	5,7%	10,6%	0,0%	0,0%
AG	0,0%	0,7%	9,6%	10,5%	0,0%	0,0%	30,9%	36,1%	0,2%	1,0%	39,9%	38,8%	30,9%	36,1%	0,0%	0,0%
AM	4,0%	23,4%	33,9%	39,4%	10,2%	0,2%	47,9%	43,0%	11,3%	25,8%	49,3%	48,6%	47,9%	43,0%	10,2%	0,2%
AF	20,2%	38,1%	19,0%	23,7%	37,9%	22,0%	10,4%	9,0%	27,8%	37,4%	2,7%	2,3%	10,4%	9,0%	37,9%	22,0%
AMF	22,8%	12,8%	10,0%	11,2%	21,2%	35,3%	2,0%	0,4%	28,5%	18,3%	0,0%	0,0%	2,0%	0,4%	21,2%	35,3%
AT	72,6%	85,6%	85,8%	92,1%	83,1%	79,1%	97,9%	99,2%	83,8%	90,8%	97%	96%	97,9%	92%	83,1%	79,1%
S	6,5%	2,7%	2,6%	1,5%	3,5%	5,4%	0,2%	0,0%	4,0%	2,1%	0,2%	0,0%	0,2%	0,0%	3,5%	5,4%
AR	20,9%	11,7%	11,6%	6,4%	13,4%	15,5%	1,9%	0,8%	12,2%	7,1%	0,1%	0,4%	1,9%	0,8%	13,4%	15,5%

*AMG – Areia Muito Grossa; AG – Areia Grossa; AM – Areia Média; AF – Areia Fina; AMF – Areia Muito Fina; AT – Areia Total; S – Silte; AR – Argila.

Figura 5.6 – Diagrama de Folk com distribuição das amostras por classes texturais, agrupadas em formas de relevo.



As amostras correspondentes aos baixos terraços apresentaram tendência a ocorrência de sedimentos arenosos, onde o baixo terraço situado entre Esplanada e Jandaíra (perfil 6) predominou areia média, nos baixos terraços entre Itapicuru e Olindina predominaram areia fina e areia muito fina, assim como nos níveis de baixo terraço situados entre Cipó e Caldas do Jorro.

O agrupamento das amostras de terraços intermediários apresentou granulometria diversificada onde, no terraço mais alto, entre Esplanada e Olindina (perfil 5) predominaram sedimentos finos (argila e silte) e nos terraços intermediários, correspondentes topograficamente (cerca de 117 metros de altitude),

entre Itapicuru e Olindina (perfis 9 e 12), predominaram areias médias com percentuais consideráveis de elementos finos.

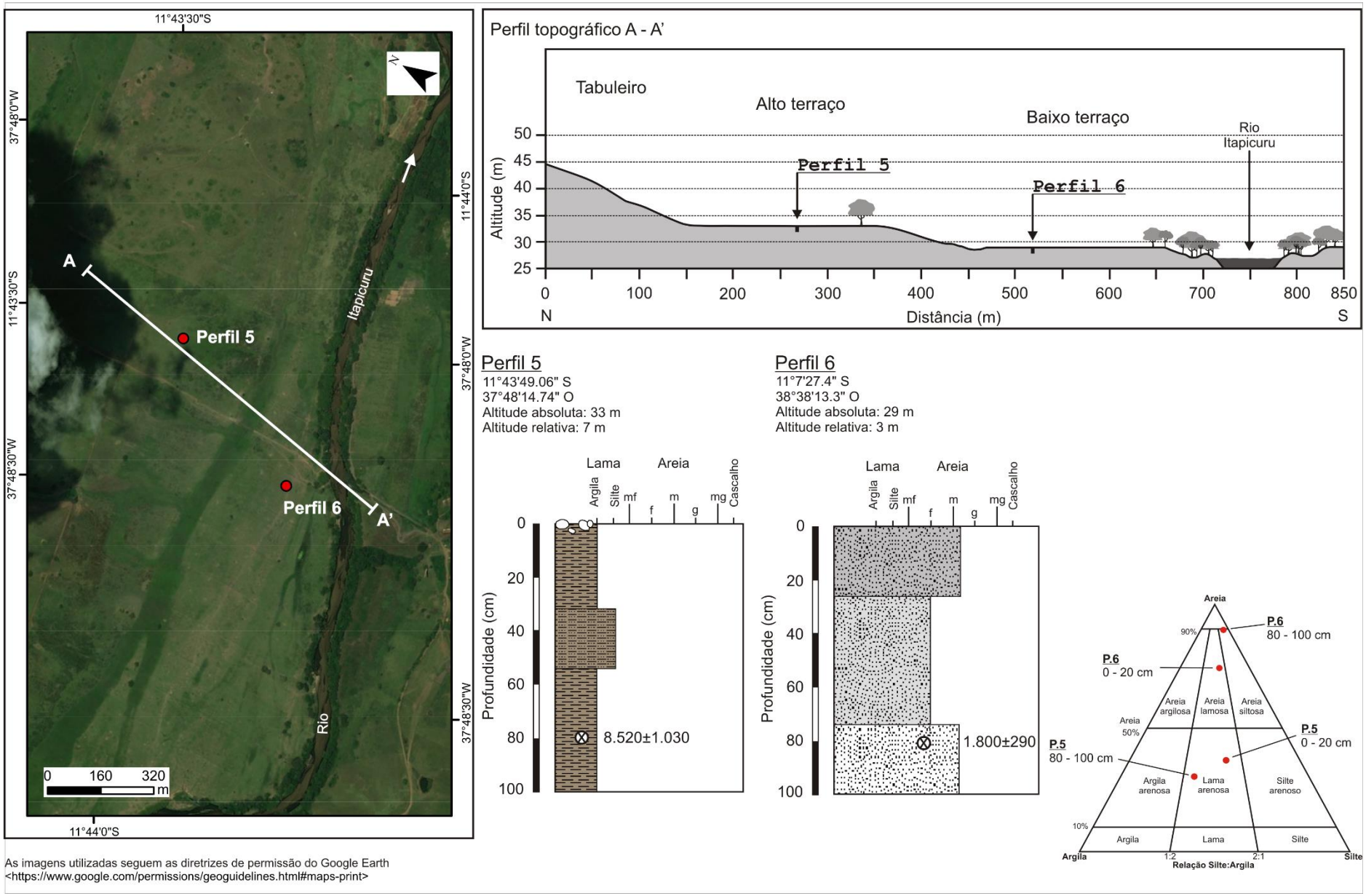
4.3 – Idades LOE

O desvio padrão das amostras apresentou valores abaixo de 2 e o grau de dispersão das doses equivalentes por alíquota única foi baixo (tabela 5.3), atestando a confiabilidade do resultado. As idades obtidas são cronologicamente consistentes – as coberturas superficiais do médio terraço são mais antigas e as coberturas superficiais em aluviões recentes, mais jovens (tabela 5.3). As amostras correspondem a eventos deposicionais ocorridos durante o Holoceno Superior, com exceção da amostra do perfil 5, correspondente a evento deposicional ocorrido no Holoceno Médio. A profundidade das amostras obtidas para datação, juntamente com as características do perfil e sua posição topográfica nas áreas selecionadas podem ser visualizadas nas figuras 5.7, 5.8, 5.9, 5.10, 5.11 e 5.12.

Tabela 5.3 – Idades calculadas a partir de amostras LOE de coberturas superficiais de terraços fluviais e aluviões recentes.

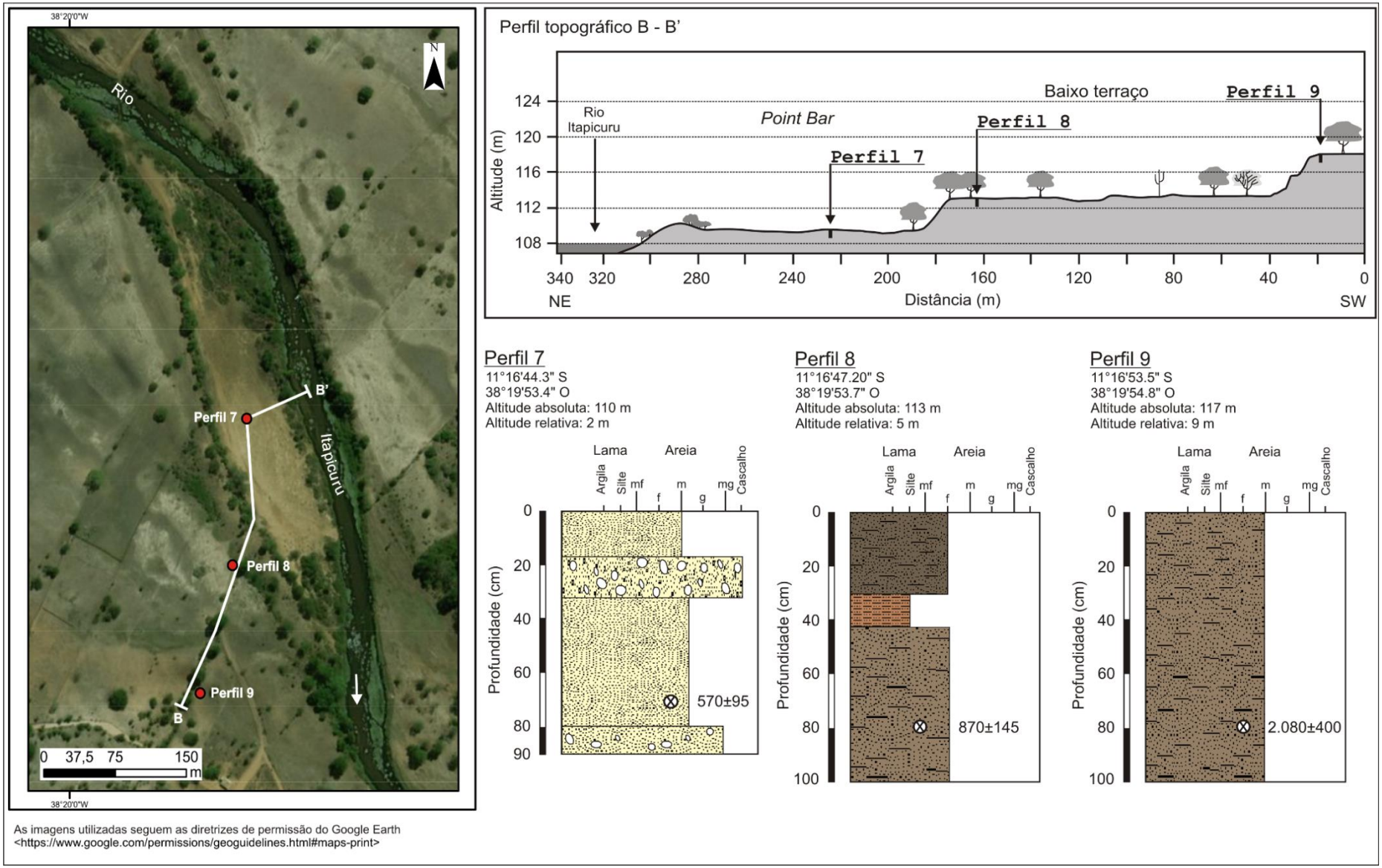
Amostra	Forma	DP	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	D_an (µGy/ano)	P (Gy)	Idade (anos)
Perfil 5	Terraço	2	7,384±0,266	1,556±0,036	0,633±0,092	1.750±125	14,9	8.520 ± 1.030
Perfil 6	Terraço	0,4	3,255±0,117	0,752±0,134	0,696±0,101	1.335±150	2,4	1.800 ± 290
Perfil 7	*Point bar*	0,6	1,392±0,070	0,400±0,115	0,607±0,088	1.060±125	0,6	570 ± 95
Perfil 8	Terraço	0,5	4,175±0,150	0,766±0,196	0,664±0,096	1.390±160	1,2	870 ± 145
Perfil 9	Terraço	0,4	4,146±0,149	0,907±0,355	0,551±0,080	1.300±185	2,7	2.080 ± 400
Perfil 10	Dique	0,3	4,037±0,145	1,192±0,315	1,613±0,234	2.450±330	1,4	570 ± 105
Perfil 11	Terraço	0,5	3,984±0,143	1,093±0,296	0,894±0,130	1.700±220	1,2	710 ± 130
Perfil 12	Terraço	1,1	2,169±0,078	0,718±0,246	0,369±0,053	920±125	1,5	1.650 ± 300
Perfil 13	Terraço	1,2	6,091±0,219	1,437±0,121	1,541±0,223	2.600±280	4	1.550 ± 240
Perfil 14	*Point bar*	1,1	2,748±0,099	0,816±0,290	0,679±0,098	1.300±185	1,3	1.050 ± 200
Perfil 15	Terraço	1,2	2,679±0,096	0,481±0,152	0,967±0,140	1.500±190	2,9	1.920 ± 340
Perfil 16	*Point bar*	2,6	6,428±0,231	1,526±0,056	1,415±0,205	2.510±240	2,4	950 ± 140
Perfil 17	Dique	1,1	6,307 ± 0,227	1,534 ± 0,209	1,361 ± 0,197	2.450 ± 270	2,5	1.020 ± 165
Perfil 18	Terraço	1,7	6,880 ± 0,248	1,816 ± 0,101	1,310 ± 0,190	2.520 ± 240	4,0	1.590 ± 230

Figura 5.7 - Localização, posição topográfica e características dos perfis 5 e 6.



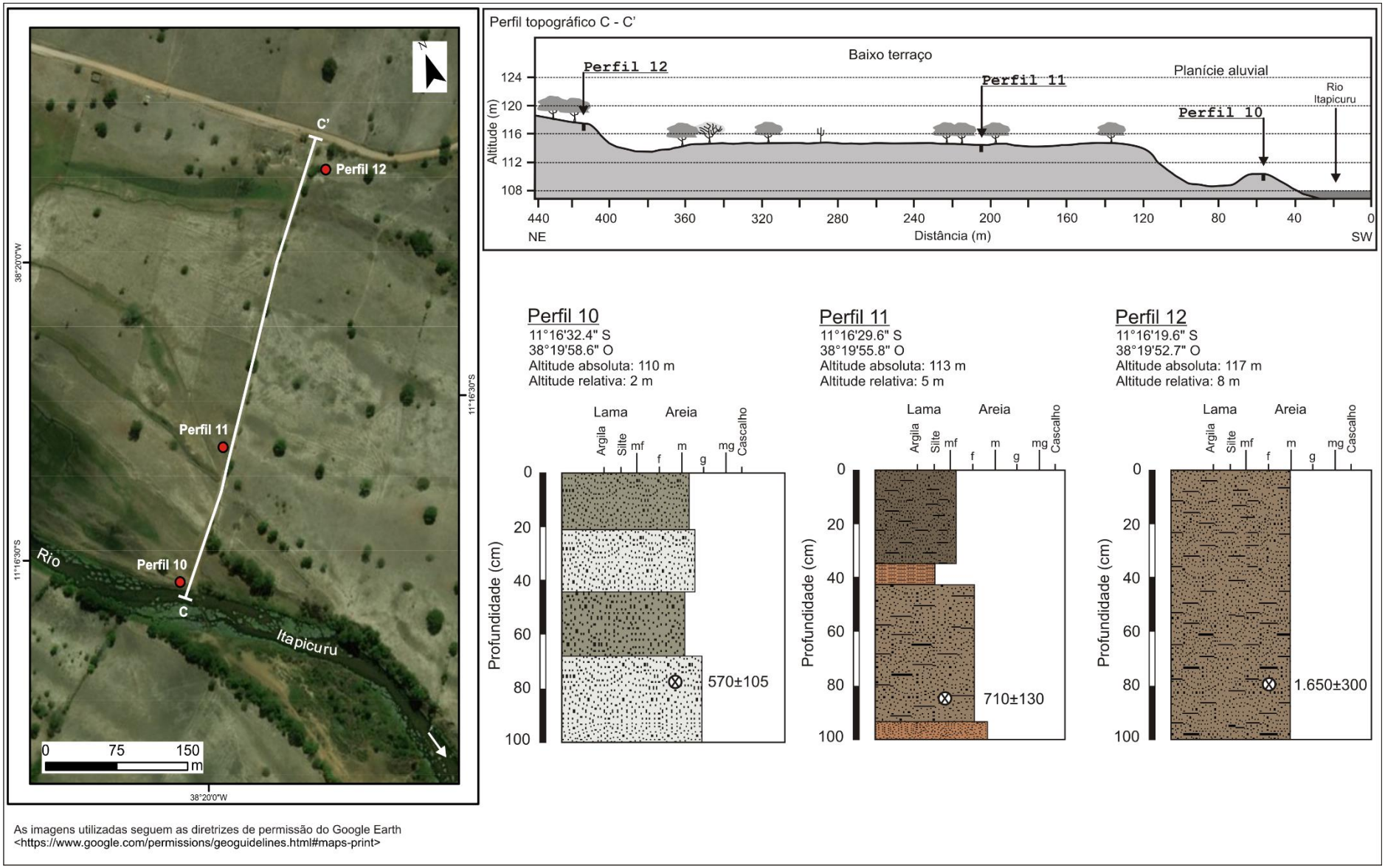
As imagens utilizadas seguem as diretrizes de permissão do Google Earth <https://www.google.com/permissions/geoguidelines.html#maps-print>

Figura 5.8 - Localização, posição topográfica e características dos perfis 7, 8 e 9.



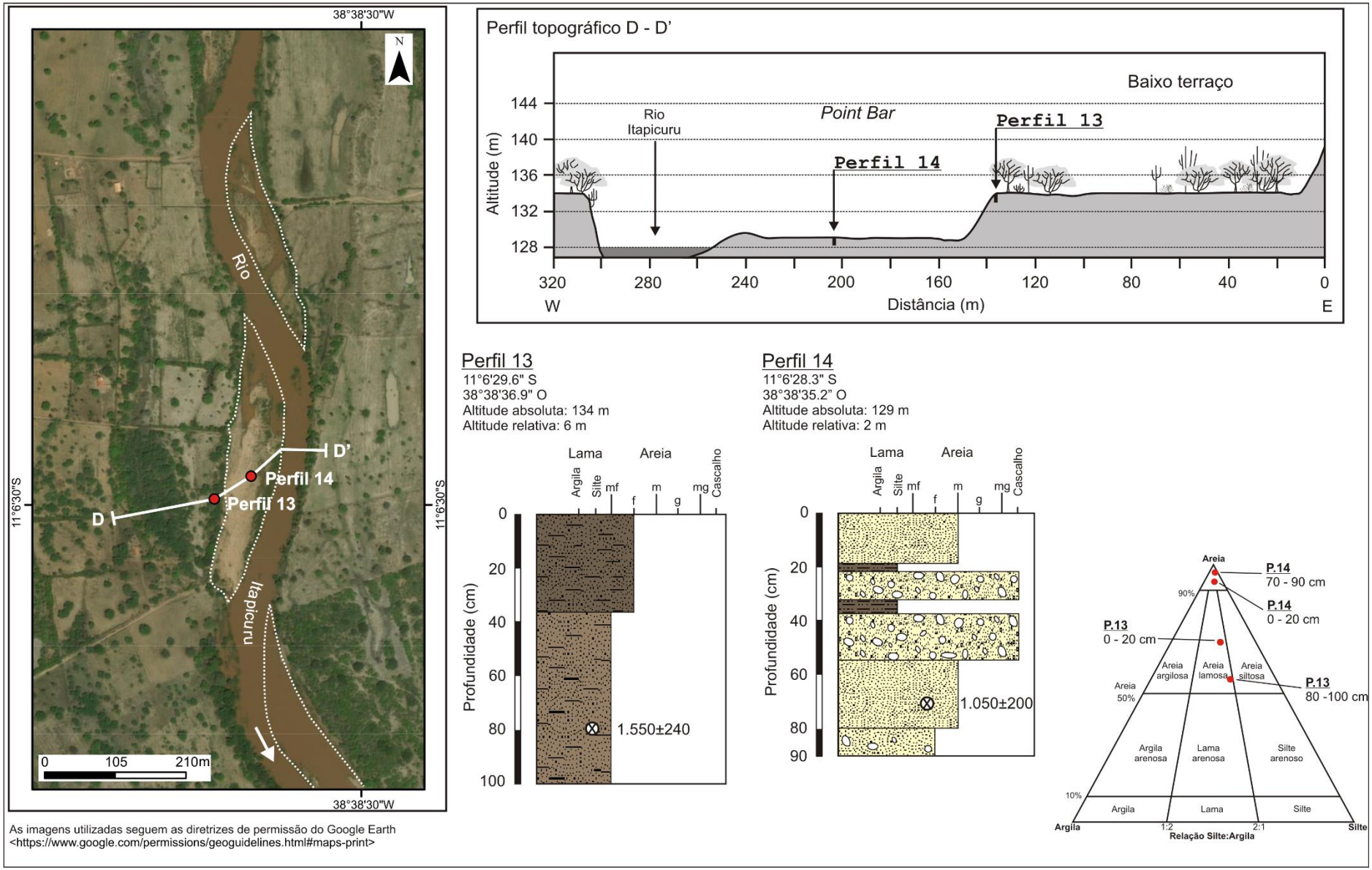
As imagens utilizadas seguem as diretrizes de permissão do Google Earth <https://www.google.com/permissions/geoguidelines.html#maps-print>

Figura 5.9 - Localização, posição topográfica e características dos perfis 10, 11 e 12.



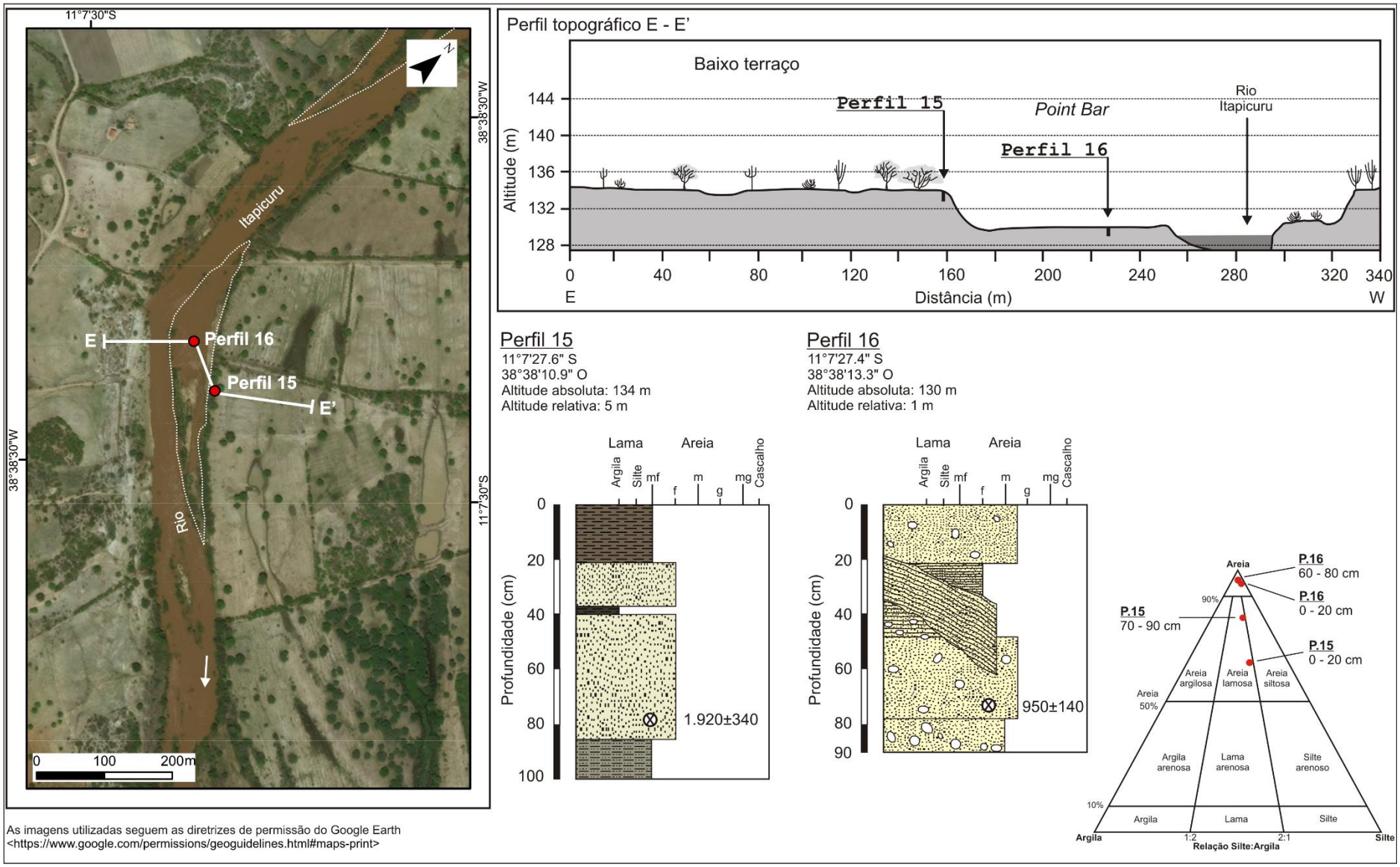
As imagens utilizadas seguem as diretrizes de permissão do Google Earth <https://www.google.com/permissions/geoguidelines.html#maps-print>

Figura 5.10 - Localização, posição topográfica e características dos perfis 13 e 14.



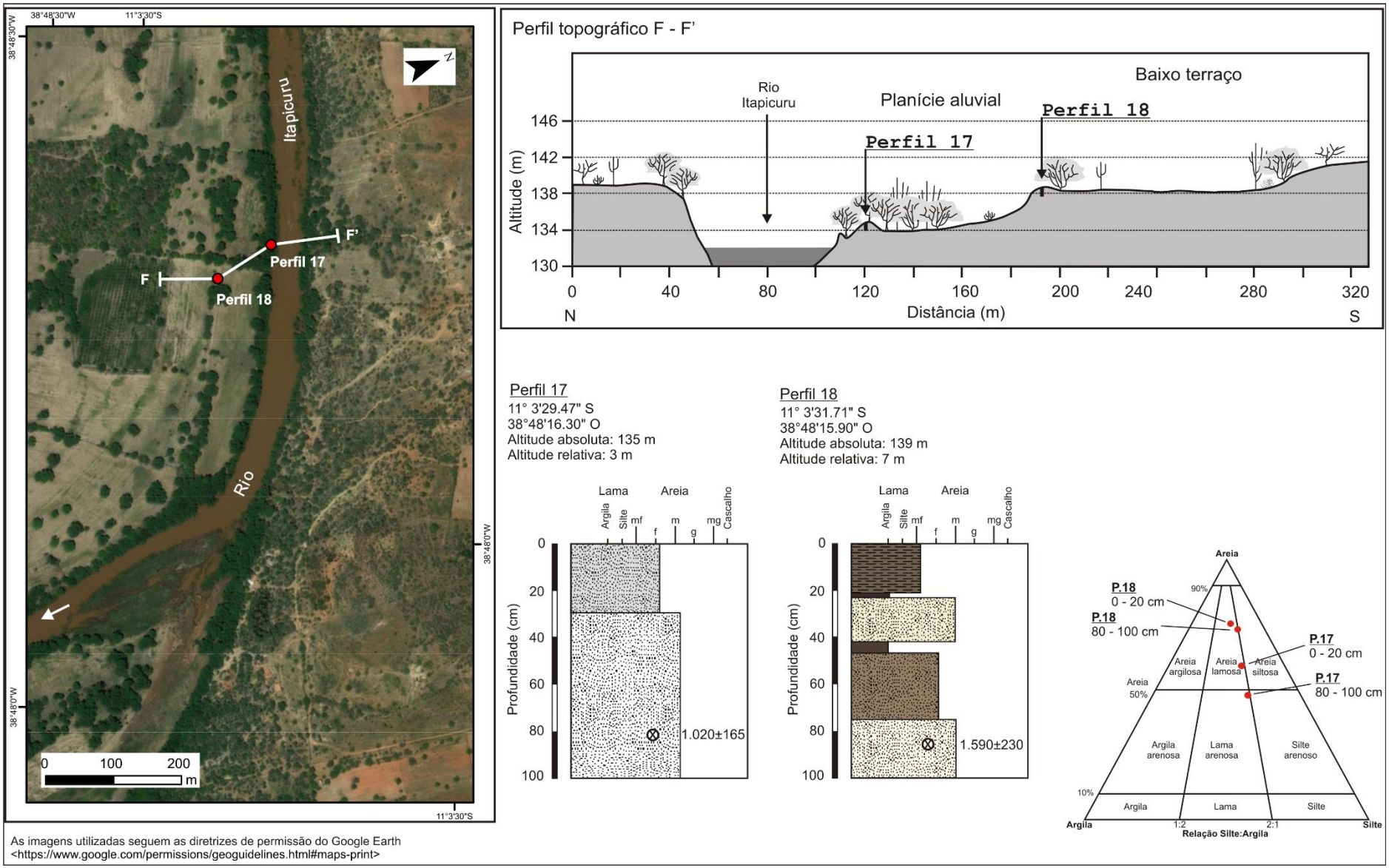
As imagens utilizadas seguem as diretrizes de permissão do Google Earth <https://www.google.com/permissions/geoguidelines.html#maps-print>

Figura 5.11 - Localização, posição topográfica e características dos perfis 15 e 16.



As imagens utilizadas seguem as diretrizes de permissão do Google Earth <https://www.google.com/permissions/geoguidelines.html#maps-print>

Figura 5.12 - Localização, posição topográfica e características dos perfis 17 e 18.



As imagens utilizadas seguem as diretrizes de permissão do Google Earth <https://www.google.com/permissions/geoguidelines.html#maps-print>

A análise de coberturas superficiais permitiu o estabelecimento de ciclos de deposição para as áreas de recorte espacial, baseadas no tipo de forma do relevo, nas características granulométricas e na cronologia dos depósitos (tabela 5.4). O ciclo mais antigo, ou ciclo 1, ocorreu aproximadamente entre 9.550 e 7.490 anos A.P. (8.520±1.030 anos), registrado apenas no T1 (perfil 5) do trecho entre Esplanada e Jandaíra. Este ciclo foi caracterizado pela deposição de sedimentos pobremente selecionados com predomínio de argila, seguido de areia muito fina e areia fina.

O ciclo 2 (tabela 5.4) sucedeu aproximadamente entre 2.260 e 1.310 anos A.P. (1.920±340 e 1.550±240 anos), registrado no T3 (baixos terraços) do trecho entre Cipó e Caldas do Jorro, no T2 (terraços intermediários) do trecho entre Itapicuru e Olindina e no T2 (baixo terraço) do trecho entre Esplanada e Jandaíra. Apesar de fazerem parte do mesmo ciclo deposicional quanto ao aspecto cronológico, a composição granulométrica das coberturas superficiais foi caracterizada por areia muito fina e fina nos perfis 13, 15 e 18 (Cipó e Caldas do Jorro) e areia média, seguida de areia fina no perfil 6 (trecho entre Esplanada e Jandaíra) e nos perfis 9 e 12 (Itapicuru e Olindina).

O ciclo 3 (tabela 5.4) ocorreu aproximadamente entre 1.185 e 810 anos A.P. (1.020±165 e 950±140 anos) e foi registrado em *point bars* e diques marginais do trecho situado entre Cipó e Caldas do Jorro (perfis 14, 16 e 17). As características granulométricas demonstraram um ciclo deposicional com predomínio de areia média seguida de areia grossa nas duas formas relevo subatuais.

O ciclo 4 (tabela 5.4) foi estabelecido aproximadamente entre 1.015 e 580 anos A.P. (870±145 e 710±130 anos), sendo registrado no T3 (baixo terraço) do trecho entre Itapicuru e Olindina (perfis 8 e 11). Os níveis de terraços amostrados compõem uma sessão topográfica posicionada entre as duas margens do Itapicuru e possuem correlação altimétrica entre si, com coberturas superficiais compostas por areia fina seguida por areia muito fina.

O ciclo 5 foi registrado apenas no trecho entre Itapicuru e Olindina, no depósito em *point bar* e no dique marginal (perfis 7 e 10). Os processos deposicionais ocorreram entre 675 e 465 anos A.P. (570±105 anos) com predomínio de areia média seguida de areia grossa no depósito em point bar e de areia média seguida por areia fina no dique marginal.

Tabela 5.4 – Ciclos de deposição dos terraços fluviais e aluviões recentes do baixo curso do rio Itapicuru.

Ciclo	Anos (A.P.)	Sedimento predominante	Altitude (M)	Área de ocorrência
5	675 - 465	Areia média	110	2
4	1.015 - 580	Areia fina	113	2
3	1.185 - 810	Areia média/Areia grossa	129-135	3
2	2.260 - 1.310	Areia média e fina	29	1 e 2
		Areia muito fina e fina	134-138	3
1	8.520	Argila	33	1

5. Discussão

Os ciclos de deposição indicaram fases de recuperação de energia do sistema deposicional, onde o depósito com idade de 8.500 anos provavelmente corresponde a uma fase mais úmida do Holoceno com o aumento da vazão do Itapicuru e deposição de argilas. Esse período úmido coincide com o ótimo climático ocorrido durante o Holoceno Médio, a 6.000 anos A.P., como fase de retardo na resposta do sistema geomorfológico, ainda se ajustando à reentrada de umidade na atmosfera, após a transição entre o Pleistoceno e o Holoceno.

Os últimos 2.500 anos foram caracterizados por ciclos de deposição mais grosseiros, sugerindo a possível diminuição da vazão do Itapicuru com relação ao ciclo deposicional mais antigo. Os intervalos cronológicos entre as coberturas superficiais nos diferentes níveis de terraço e formas subatuais na escala de tempo do Holoceno Superior, indicaram a ocorrência de cheias significativas em intervalos de tempo seculares.

Características sedimentológicas semelhantes também foram observadas em níveis de terraço fluvial e depósitos recentes do Rio de Contas, região semiárida no sudoeste da Bahia, por Almeida (1973). Os terraços mais baixos evidenciaram depóstios sedimentares com predomínio de areia fina, intercalados com material fino (silte e argila), ao passo que nos aluviões recentes predominaram depósitos compostos por areia grossa com presença de cascalhos em algumas áreas amostradas. Os resultados indicaram grande instabilidade das condições climáticas regionais que contribuíram para o escoamento fluvial irregular, com diversas fases de baixa umidade, intercaladas por fases intermediárias de maior umidade.

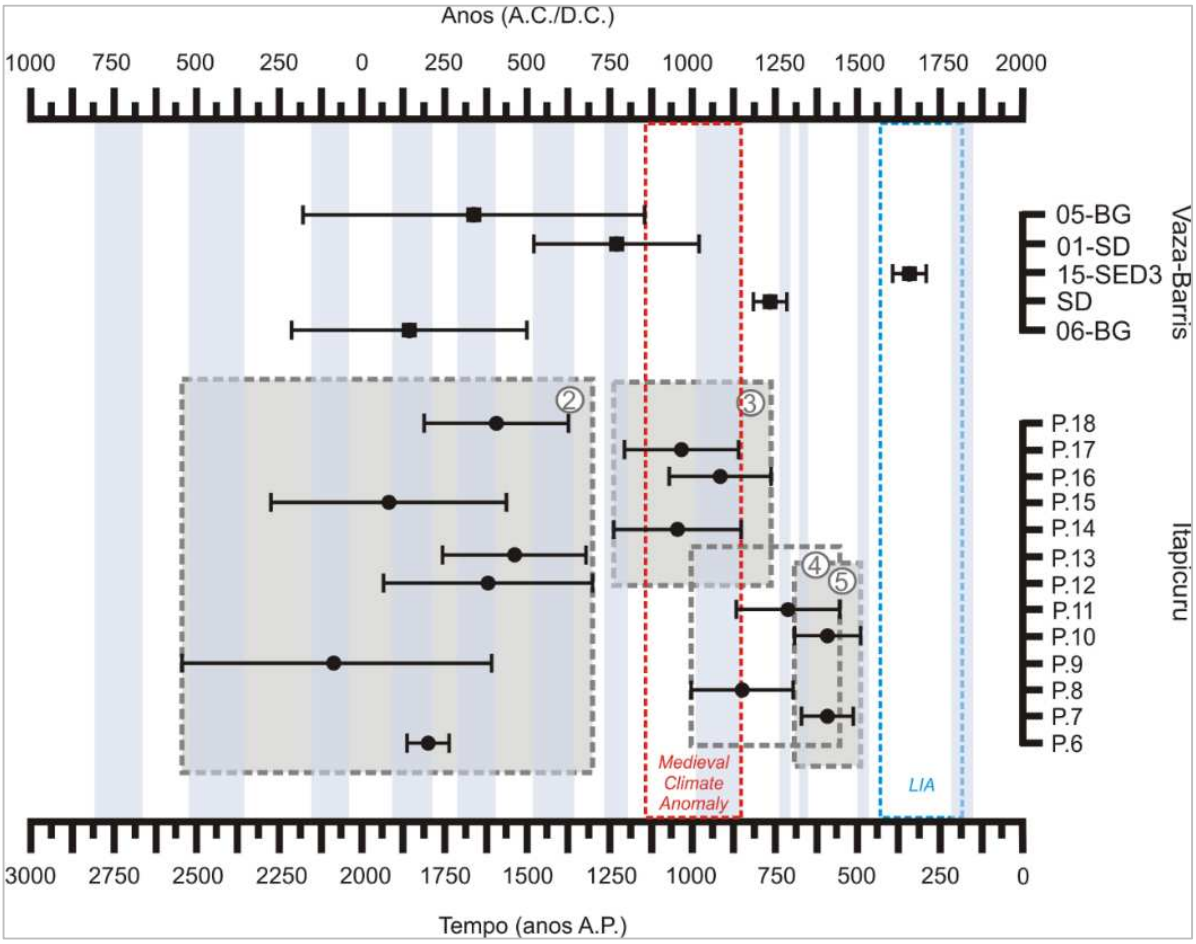
No Rio Vaza-Barris, limite norte com a bacia do Itapicuru, Santos (2015) estabeleceu a cronologia de níveis de terraço fluvial com base na datação por LOE e ^{14}C e obteve idades correspondentes ao Holoceno Médio em um terraço de nível intermediário e idades correspondentes ao Holoceno Superior em níveis de baixo terraço e depósitos recentes (tabela 5.5). De maneira geral, o autor concluiu que prevaleceram condições climáticas regionais secas na bacia com intevalos úmidos suficientes para provocar picos de cheias associados a eventos pluviométricos subatuais.

Novello *et al*. (2012) elaboraram a primeira reconstrução contínua de paleoprecipitação representativa dos últimos 3.000 anos na Região Nordeste com base na datação por ^{230}Th de registros de $\delta\ ^{18}O$ e identificou a ocorrência de eventos úmidos regionais em escala secular e decadal, dentro de uma condição climática geral de seca. Esses eventos foram superimpostos às idades das coberturas superficiais do Itapicuru e aos ciclos deposicionais, juntamente com as idades obtidas por Santos (2015) e a eventos climáticos holocênicos, no sentido de estabelecer correlações regionais e globais (figura 5.13).

É possível visualizar que os intevalos entre os ciclos deposicionais 2, 3 e 5 são relativamente curtos e bem definidos, ao passo que o ciclo 4 demonstrou variações cronológicas quando levada em consideração a margem de erro das amostras correspondentes (figura 5.13). Considera-se que os ciclos 2 e 3 estão bem posicionados com relação aos eventos úmidos ocorridos no Nordeste, assim como as idades entre 2.200 e 1.000 anos do Vaza-Barris.

Ao mesmo tempo, o ciclo 3 apresentou boa correspondência com o período global de ocorrência da Anomalia Climática Medieval (MCA – *Medieval Climatic Anomaly*), período marcado pelo aumento global nas temperaturas e por longos e intensos períodos de La Niña intercalados por el Niños curtos no Nordeste. Os ciclos 4 e 5, por sua vez, não apresentaram correlações seguras quanto à MCA e à LIA (*Little Ice Age* – Pequena Idade do Gelo), assim como com os eventos úmidos da região Nordeste. A cronologia obtida para estes dois ciclos mostra que a idade das formações superficiais dos baixos terraços é semelhante, dentro da margem de erro das amostras, à idade dos depósitos aluviais recentes (figura 5.13).

Figura 5.13 – Gráfico de posição de idades absolutas sobrepostas a eventos climáticos holocênicos regionais e globais.



As faixas azuis correspondem aos períodos úmidos identificados por Novello *et al.* (2012) para o Nordeste do Brasil, com sobreposição das idades obtidas por Santos (2015, p.43), dos ciclos de deposição do Itapicuru (clos 2, 3, 4 e 5) e dos eventos climáticos globais LIA e MCA.

O intervalo cronológico entre os ciclos 4 e 5 pode demonstrar a ocorrência de eventos deposicionais locais mais curtos nos últimos 800 anos, seguindo o padrão de eventos climáticos regionais úmidos de curta duração, interrompidos abruptamente por eventos secos de relativa durabilidade (figura 5.13). A semelhança cronológica entre os dois ciclos pode sugerir a ocorrência de uma incisão relativamente rápida dos baixos terraços neste trecho e a deposição inicial imediata dos aluviões recentes, seguida do abandono dos terraços.

O posicionamento dos ciclos mais recentes em intevalos de condições secas (figura 5.13) podem indicar a ocorrência pretérita de cheias resultantes de eventos extremos de grande magnitude, não necessariamente relacionadas a eventos úmidos ocorridos com maior frequência na região. Isso pode estar relacionado à complexidade dos ambientes fluviais semiáridos (LARONNE *et al.*, 1992; PORAT *et*

al., 2010) ou mesmo a ajustes locais de nível de base, impulsionados por eventos eustáticos e/ou tectônicos.

Compreende-se que os eventos climáticos que atuaram no Itapicuru nos últimos 3.000 anos resultaram de alternâncias entre fases secas e úmidas com retomadas de energia do débito fluvial, sem a ocorrência de mudanças bruscas mas sim de variações abruptas nas condições de umidade, assim como em outros sistemas fluviais do semiárido baiano (ALMEIDA, 1973; SANTOS, 2015), nos campos de dunas eólicas continentais do Rio São Francisco, porção noroeste da Bahia (BARRETO, 1996; DE OLIVEIRA; BARRETO; SUGUIO, 1999) e na Região Nordeste como um todo (NOVELLO *et al*., 2012).

De fato, os eventos deposicionais holocênicos ocorridos no Itapicuru só podem ser melhor compreendidos dentro dos controles climáticos sub recentes do Nordeste brasileiro, com raras exceções para os eventos ocorridos em escala global, como por exemplo os terraços do Holoceno Médio identificados no Itapicuru e no Vaza-Barris, correlacionáveis ao Ótimo Climático do Holoceno. Os eventos deposicionais ocorridos no Holoceno Superior, por sua vez, estão intrinsicamente associados a atuação regional do fenômeno ENSO (ENSO – *El Niño – Southern Oscillation*) e às anomalias na temperatura do mar relacionadas ao Dipolo do Atlântico, que interferem diretamente nos sistemas produtores de chuva (MARENGO *et al*., 2011).

Em condições atuais, as anomalias positivas (*El Niño*) do fenômeno ENSO para o Nordeste resultam em períodos de estiagem muitas vezes severas e as anomalias negativas (*La Niña*) favorecem o aumento das precipitações e possíveis enchentes bruscas quando atuam de maneira conjunta com a fase fria do Dipolo do Atlântico. As variações nas condições de umidade podem ter influenciado a vazão fluvial do Itapicuru durante o Holoceno Superior, com características que se assemelhariam à condição atual.

Quanto aos controles internos à sedimentação dos depósitos fluviais exercidos pelo substrato geológico, acredita-se que as variações na granulometria das formações superficiais podem estar condicionadas às características de maior e menor resistência à erosão onde as rochas do embasamento oferecem maior resistência a esse processo. A influência da tectônica é significativa no baixo Itapicuru, onde as estruturas falhadas dificultam a deposição no fundo do vale

(HOLBROOK; SCHUMM, 1999) e os controles de nível de base locais exercem forte controle nos processos de sedimentação.

6. Conclusões

As coberturas superficiais exibiram mudanças nas condições de transporte e deposição de sedimentos com variações granulométricas sutis, associadas a composição do substrato litológico, e fases cronológicas deposicionais relacionadas à retomada de energia do sistema fluvial ao longo do Holoceno. O tempo de resposta do sistema fluvial no baixo curso do Itapicuru às variações ocorridas no interior do clima semiárido é complexa e depende de fatores como a natureza da área fornecedora de sedimentos, a frequência temporal e espacial dos fenômenos climáticos relativamente cíclicos e a intensidade dos fenômenos climáticos esporádicos e extremos, característicos de ambientes quentes e secos.

Isso posto em uma bacia de drenagem de grande dimensão areal, a complexidade dos processos deposicionais se torna ainda maior, que, no caso do Itapicuru, possui variações de pluviosidade significativas no baixo curso. Faz-se necessária a análise e interpretação de coberturas superficiais em outros trechos do Itapicuru e também nos níveis superiores dos terraços, no sentido de complementar as informações referentes aos processos deposicionais ocorridos durante o Holoceno e Pleistoceno.

Correlações de dados entre áreas semiáridas inseridas no Nordeste do Brasil e mesmo no Estado da Bahia são possíveis, porém, devem ser feitas com cautela devido à heterogeneidade dos regimes pluviométricos a nível regional que podem possuir características distintas de intensidade e sazonalidade. Correlações entre as mesmas formas de relevo em áreas próximas também são possíveis, porém, devem ser realizadas levando-se em consideração variáveis locais como níveis de base e diversidade lito estrutural.

Referências

ALMEIDA, M.C.B. Estudo sedimentológico dos aluviões do médio rio de Contas – Bahia. **Estudos Sedimentológicos**, v.3/4, p. 155-188, 1973.

BARRETO, A.M.F. Interpretação paleoambiental de dunas fixas do Médio Rio São Francisco, Bahia. 1996. 174 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folhas SC 24/25 Aracaju/Recife:** geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**.** Rio de Janeiro: Projeto RADAMBRASIL, 1983.

DE OLIVEIRA, P.E.; BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 152, p. 319–337, 1999.

FERREIRA, A. B. Variabilidade climática e dinâmica geomorfológica. **Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos**, v. 1, p. 7-15, 2002.

FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, 27, p. 3-26, 1957.

GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**.v.1. London: Routledge, 2010. 578 p.

FRUCHTER, N.; MATMON, A.; AVNI, Y.; FINK, D. Revealing sediment sources, mixing, and transport during erosional crater evolution in the hyperarid Negev Desert, Israel. **Geomorphology**, 134, p. 363–377, 2011.

HOLBROOK, J.; SCHUMM, S.A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, 305, p. 287-306, 1999.

KOSIN, M.; ANGELIM, L.A.A.; SOUZA, J.D.; GUIMARÃES, J.T.; TEIXEIRA, R.L.; MARTINS, A.A.M.; BENTO, R.V.; SANTOS, R.A.; VASCONCELOS, A.M. (Ed.). **Carta do Brasil ao milionésimo, Folha Aracaju SC. 24**. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-Rom.

LARONNE, J.B.; REID, I.; YITSHAK, Y.; FROSTICK, L.E. Recording bedload discharge in a semiarid channel, Nahal Yatir, Israel. **Proceedings** of the Oslo Symposium, August 1992. IAHS Publ. n. 210, p. 79-152, 1992.

LARONNE, J.B.; REID, I. Very high rates of bedload sediment transport by ephemeral desert rivers. **Nature**, 366, p. 148-150, 1993.

LEOPOLD, L.; WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: W.H. Freeman and Company, 1964. 522 p.

MAGALHÃES JR., A.P.; CHEREM, L.F.S.; BARROS, L.F.P.; SANTOS, G.B. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology,** 132, p. 187–194, 2011.

MANN, M.E.; ZHANG, Z.; RUTHERFORD, S.; BRADLEY, R.S.; HUGHES, M.K.; SHINDELL, D.; AMMANN, C.; FALUVEGI, G.; NI, F. Global Signatures and

Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. **Science**, v. 326, 1256-1260p, 2009.

MARENGO, J.A.; ALVES, L.M.; BESERRA, E.A.; LACERDA, F.F. Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. *In*: MEDEIROS, S.S.; GHEYI, H.R.; GALVÃO, C.O.; PAZ, V.P.S. (Eds.) **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas**. Campina Grande: IJUSA, 2011, p. 384-422.

NEVES, W.V.; MENEZES, E.P.; OLIVEIRA, F.S.; AUGUSTIN, C.H.R.R.; ARANHA, P.R.A. Estudo das Coberturas Superficiais na Interface Cerrado-Vereda no Norte de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, n.3, p.351-367, 2015.

NOVELLO, V.; CRUZ, F.W.; KARMANN, I.; BURNS, S.J.; STRIKIS, N.M.; VUILLE, M.; CHENG, H.; EDWARDS, R.L.; SANTOS, R.V.; FRIGO, E.; BARRETO, E.A.S. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. **Geophysical Research Letters**, v. 39, 1-6p, 2012.

PAZZAGLIA, F.J. **Fluvial terraces**. In: WOHL, E. (ed.) Treatise on Geomorphology. New York: Elsevier, 2010, p. 1-55.

PORAT, N.; AMIT, R.; ENZEL, Y.; ZILBERMAN, E.; AVNI, Y.; GINAT, H.; GLUCK, D. Abandonment ages of alluvial landforms in the hyperarid Negev determined by luminescence dating. **Journal of Arid Environments**, 74, p. 861–869, 2010.

QUEIROZ NETO, J. P. O estudo de formações superficiais no Brasil. **Revista do Instituto Geológico de São Paulo**, v. 22, p. 1-12, 2011.

REID, I.; LARONNE, J.B. Bed load sediment transport in an ephemeral stream and a comparison with seasonal and perennial counterparts. **Water Resources Reserach**, v. 31, n. 3, p. 773-781, 1995.

REID, I.; FROSTICK, L.E. Channel form, flows and sediments in deserts. In: DAVID, S.G (Ed.). **Arid Zone Geomorphology**. 3. ed. Chichester, England: John Willey and Sons, 2011. p. 301-332.

REUTER, J.; STOTT, L.; KHIDER, D.; SINHA, A.; CHENG, H.; EDWARDS, L. A new perspective on the hydroclimate variability in northern South America during the little ice age. **Geophysical Research Letters**, v. 36, 1-5p, 2009.

SANTOS, L.A. **Geomorfologia e Quaternário do rio Vaza-Barris, Nordeste, Brasil.** 2015. 79 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Rio Claro, SP, 2015.

SCHUMM, S.A.; PARKER, R.S. Implications of complex response of drainage systems for quaternary alluvial stratigraphy. **Nature Physical Science**, 243, p. 99 – 100, 1973.

SCHUMM, S.A. **The fluvial system**. New York: John Wiley & Sons, 1977. 338 p.

SCHUMM, S.A. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**, v.1, n. 2, p. 279-294, 1993.

STORANI, D.L.; PEREZ FILHO, A. Novas Informações Sobre Geocronologia na Planície de Inundação do Rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, p. 191-199, 2015.

STORZ-PERETZ, Y.; BOWMAN, D.; LARONNE, J.B.; SVORAY, T. Rapid incision of a small, coarse and steep fan-delta in response to base-level fall: the case of Nahal

Qedem, the Dead Sea, Israel. **Earth Surface Processes and Landforms** 36, p. 467–480, 2011.

SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS DA BAHIA (SEI). **Balanço hídrico do estado da Bahia**. Salvador: SEI, 1999.

TRICART, J.; SILVA, T. C. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe**. Salvador: Fundação para o Desenvolvimento da Ciência da Bahia, 1968. 167 p.

VIRÃES, M. V. **Regionalização de Vazões nas Bacias Hidrográficas Brasileiras**: estudo da vazão de 95% de permanência da sub-bacia 50 – Bacias dos rios Itapicuru, Vaza Barris, Real, Inhambupe, Pojuca, Sergipe, Japaratuba, Subaúma e Jacuípe. Recife: CPRM, 2013. 154 p.

WANG, S.; HUANG, J.; HE, Y.; GUAN, Y. Combined effects of the Pacific Decadal Oscillation and El Niño – Southern Oscillation on global land dry-wet changes. **Nature**, Scientific Reports, 4: 6651, p.1-8, 2014.

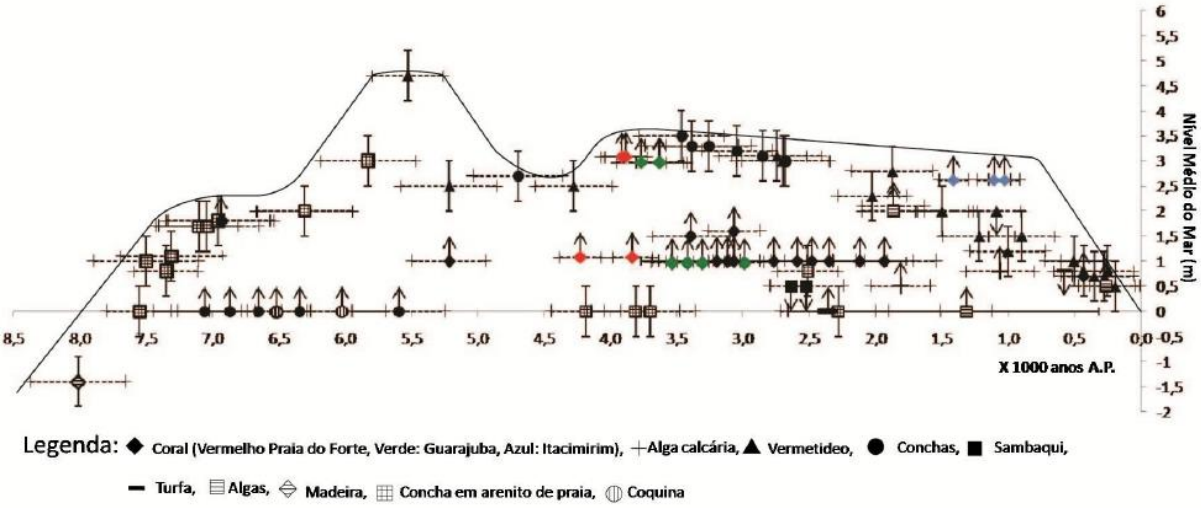
WANNER, H.; BEER, J.; BÜTIKOFER, J.; CROWLEY, T.J.; CUBASCH, U.; FLÜCKIGER, J.; GOOSSE, H.; GROSJEAN, M.; JOOS, F.; KAPLAN, J.O.; KÜTTEL, M.; MÜLLER, S.A.; PRENTICE, I.C.; SOLOMINA, O.; STOCKER, T.F.; TARASOV, P.; WAGNER, M.; WIDMANN, M. Mid to Holocene climate change: na overwiel. **Quaternary Science Reviews**, 27, p. 1797-1828, 2008.

CAPÍTULO 6 - DISCUSSÕES E PROPOSIÇÃO DE CENÁRIO

1. Oscilações de NRM Durante o Holoceno

Embora correlações realizadas com curvas de variação do nível médio do mar em outras áreas devam ser realizadas com cautela, há de se considerar que o trecho norte do litoral da Bahia possui relativa homogeneidade do ponto de vista estrutural, litológico e climático, sendo possível o estabelecimento de algumas analogias entre os dados obtidos nessa pesquisa, as idades absolutas obtidas na planície costeira do Itapicuru por outros autores e a curva representativa das flutuações do nível médio do mar para o norte de Salvador, elaborada por Gonçalves (2026). Optou-se pela correlação com essa curva (figura 6.1), e não com a curva elaborada por Martin *et al*. (1979) pois, essa é uma revisão da mais antigas onde, o comportamento do NMM mais se assemelha com o comportamento observado na planície costeira do Itapicuru.

Figura 6.1 – Proposta de curva de flutuações do nível médio do mar (NMM) nos últimos 8.000 anos para a região de Salvador, elaborada por Gonçalves (2016).



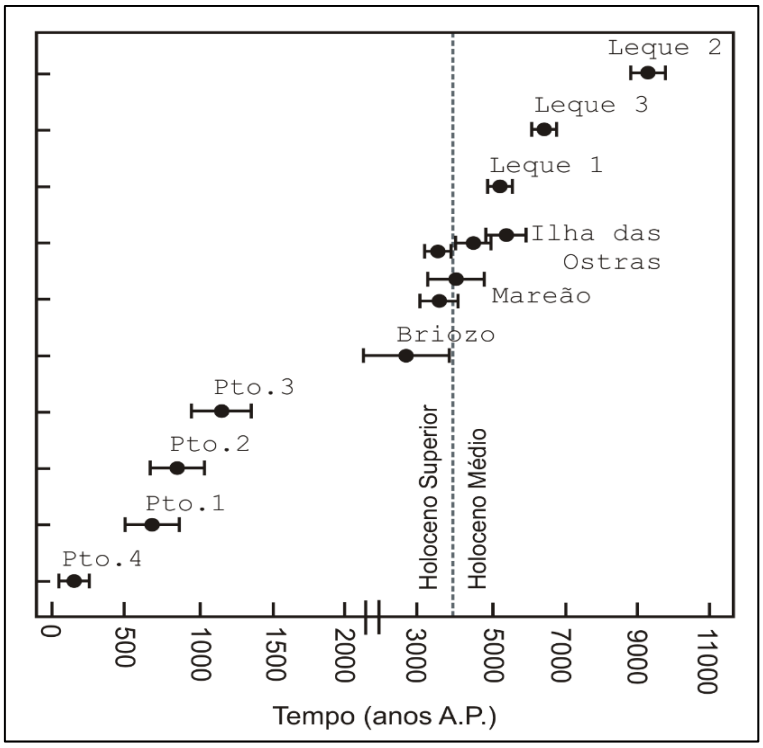
Fonte: Gonçalves (2016, p. 27).

Com base na curva, é possível observar que a partir de 4.000 anos o NMM regrediu lentamente, cerca de 1 metro, e que aproximadamente a 800 anos, esse processo ocorreu de maneira brusca, cerca de 3 metros, até alcançar o nível médio atual (figura 6.1). Embora Gonçalves (2016) não aponte as causas da mudança repentina no comportamento da curva nos últimos 800 anos, o autor traz à luz a

possibilidade de atuação de eventos neotectônicos regionais, pesquisados em trabalhos anteriores.

O comportamento semelhante pode ser visualizado a partir da sobreposição das idades absolutas da planície costeira do Itapicuru (figura 6.2). Como o material datado por Santana (2007) e Costa Júnior (2008) possuem relação com processos de regressão marinha, percebe-se a cronologia entre as amostras e as idades das coberturas superficiais dos terraços marinhos e planície fluvial (figura 6.2). Para as deposições em leques aluviais durante o Holoceno Médio, Costa Júnior (2008) atribuiu a atuação de oscilações no NRM, influenciada por clima mais seco que o atual, em conjunto com eventos neotectônicos.

Figura 6.2 – Gráfico de posição de idades absolutas das coberturas superficiais, leques aluviais e sambaquis na planície costeira do Itapicuru durante o Holoceno.



Fonte: Elaborado com base em Santana (2007) e Costa Júnior (2008).

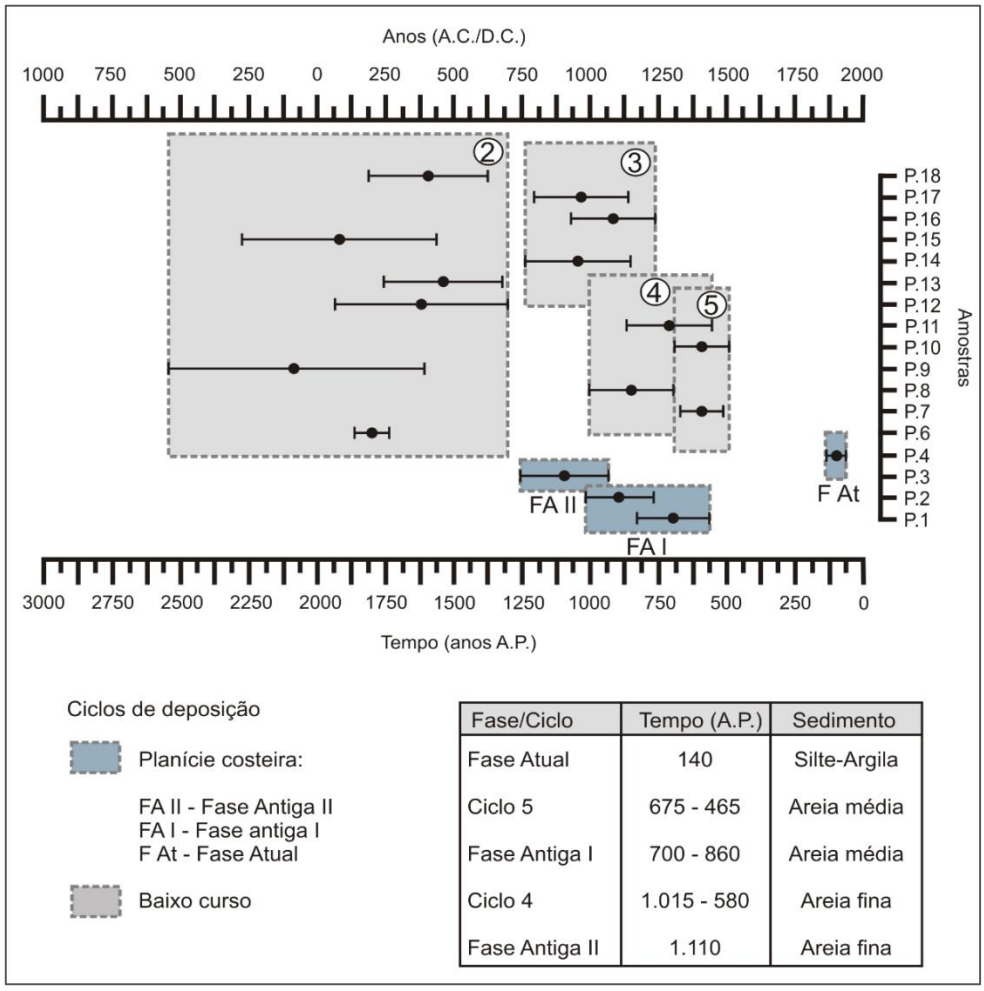
Com efeito, a regressão marinha ocorrida durante o Holoceno alterou o nível de base regional, favorecendo a reorganização dos sistemas erosionais e deposicionais na planície costeira, bem como no baixo vale ao longo do rio Itapicuru. Os ajustes no sistema fluvial, em decorrência dos novos níveis de base regionais estabelecidos durante o Holoceno, possivelmente contribuíram para a elaboração de

terraços e deposição de coberturas superficiais à montante da linha de costa, por meio de erosão remonte.

2. Correlações entre os Ciclos de Deposição

Foi possível verificar correlações cronológicas e granulométricas entre as fases de deposição das coberturas superficiais na planície costeira e os ciclos deposicionais mais recentes do baixo curso (figura 6.3). As fases de deposição marinha e os ciclos de deposição fluvial dos últimos 1.100 anos se assemelharam quanto a cronologia do Holoceno Superior, onde é possível verificar que, à cada fase de deposição na planície costeira, ocorreram ciclos de deposição com características granulométricas semelhantes (figura 6.3), com exceção da fase deposicional mais recente verificada na planície aluvial, sob atuação de clima úmido atual.

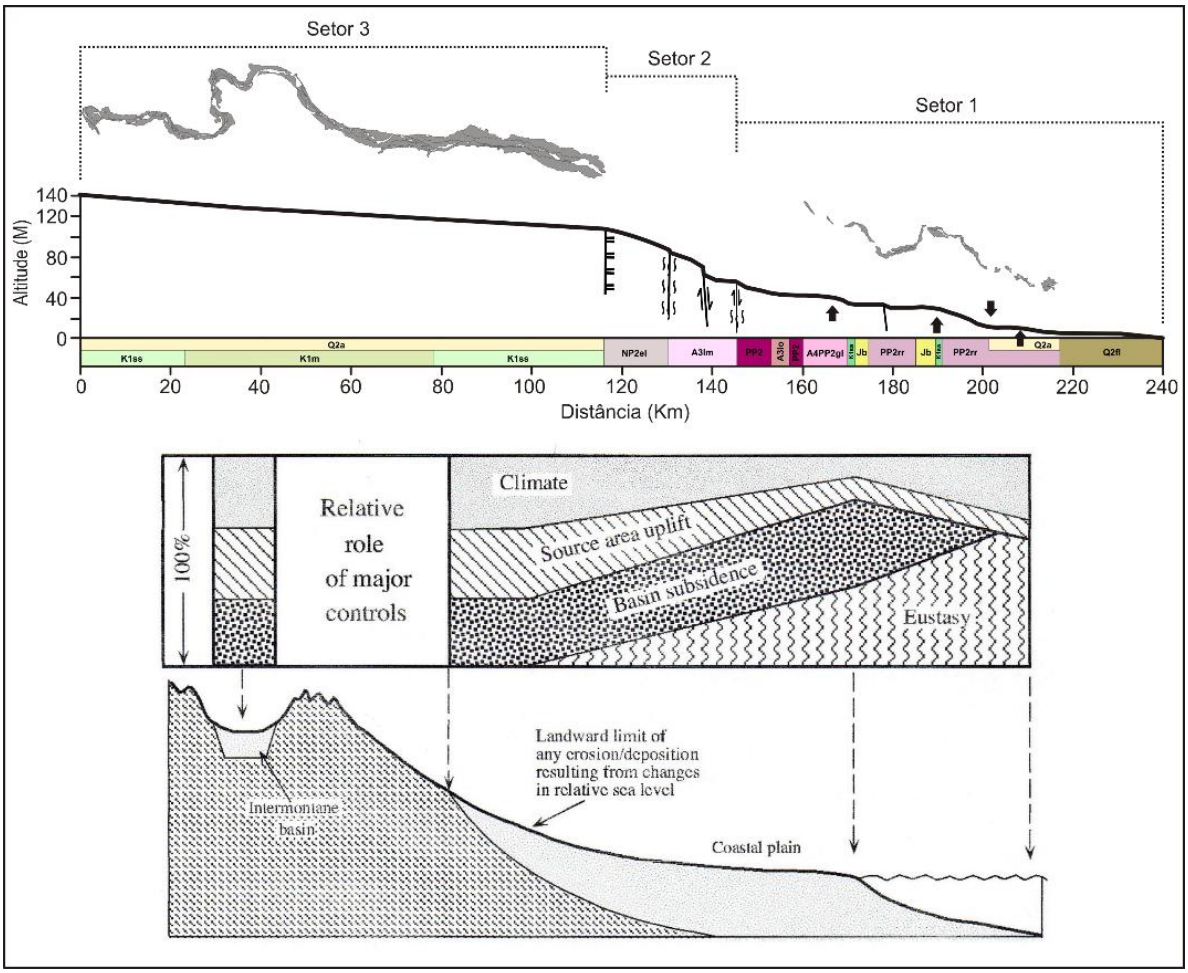
Figura 6.3 – Gráfico de correlação entre as fases/ciclos deposicionais da planície costeira e baixo curso do Itapicuru.



Fase/Ciclo	Tempo (A.P.)	Sedimento
Fase Atual	140	Silte-Argila
Ciclo 5	675 - 465	Areia média
Fase Antiga I	700 - 860	Areia média
Ciclo 4	1.015 - 580	Areia fina
Fase Antiga II	1.110	Areia fina

Embora pareça possível estabelecer correlação direta entre as fases de deposição identificadas na planície costeira e ciclos de deposição mais recentes de trechos do rio, para o caso do Itapicuru, algumas considerações se tornam adequadas. Shanley e Mc Cabe (1994) elaboraram esquema demonstrando os efeitos dos agentes controladores dos processos erosivos e deposicionais em uma bacia hidrográfica (clima, eustasia e tectônica) onde é possível observar (figura 6.4) que os processos eustáticos diminuem sua capacidade de provocar erosão remontante, à medida que se distancia do litoral em direção ao continente. Os autores especularam que os controles eustáticos são relevantes até cerca de 100 - 150 km à montante. Nesse sentido, a influência das oscilações do NRM ocorridas na planície costeira do Itapicuru teria sido mais eficaz no trecho correspondente ao setor 1 do perfil longitudinal (figura 6.4).

Figura 6.4 – Perfil longitudinal do baixo curso do Itapicuru, associado ao esquema demonstrativo dos agentes de controle da erosão e deposição em uma bacia hidrográfica.



Fonte: Elaborado com base em Shanley e Mc Cabe (1994).

Todavia, Schumm (1993) observou que a intensidade com que os processos ocorrem pode provocar ajustes no sistema em velocidade de tempo variáveis. A despeito disso, Blum e Torbjörn (2000) também observaram que, no caso de ajustes de sistemas fluviais às mudanças no nível de base, os controles geológicos podem causar o “atraso” na propagação da erosão remontante ou até mesmo fazer com que o mesmo cesse, na medida que encontre resistências que corroborem para o atraso ou fim do processo.

Essa é uma possibilidade oportuna para o Itapicuru, pois: [1] o trecho correspondente ao baixo curso possui cerca de 240 km, onde correlações entre processos ocorridos na planície costeira e a formação de terraços fluviais em trechos mais distantes se tornam difíceis, como já apontado na literatura (SCHUMM; PARKER, 1973; SCHUMM, 1993; SHANLEY; MC CABE, 1994; KOSS; ETHRIDGE;

SCHUMM, 1994; HOLBROOK; SCHUMM, 1999; BLUM; TÖRNQVIST, 2000); [2] a complexidade litológica do baixo curso (figura 6.2), expressa nos diferentes graus de resistência à erosão pelo canal fluvial, teriam favorecido o retardamento dos processos erosivos á montante; [3] a propagação da erosão teria encontrado obstáculos no primeiro *knickpoint* estrutural, situado a aproximadamente 40 km da linha de costa, ainda no setor 1 do perfil longitudinal (figura 6.2); e [4] processos tectônicos e estruturais contribuíram para a intensidade de processos erosivos no setor 1 do perfil, dificultando a preservação de níveis de terraço.

Com base nisso, acredita-se que não houve como as oscilações do nível de base na linha de costa, ocorridas no Holoceno, especialmente no Holoceno Superior, terem vencido os *knickpoints* estruturais situados a montante, em função de uma regressão marinha de pequena dimensão, na escala espacial do baixo curso. A sedimentação fluvial nas áreas analisadas ao longo do rio Itapicuru depende, antes de mais nada, dos controles exercidos pelos níveis de base locais, das áreas de fornecimento de material sedimentar para cada um desses compartimentos e dos fenômenos climáticos externos à bacia.

Correlações com as deposições de terraço marinho e formas no interior do vale são complexas no contexto do Itapicuru, devido às variáveis já apontadas. Entretanto, não se encerram as discussões sobre a possibilidade de um processo de erosão remontante durante o Holoceno Superior, causado pelo ajuste na linha de costa local, ter se propagado à montante, ao menos até o trecho onde os ciclos de deposição mais recentes foram identificados ao longo do rio.

3. Cenário Regional de Deposição para o Baixo Curso do Itapicuru

A correlação dos resultados e discussões realizadas permitiram o conhecimento acerca dos processos deposicionais no baixo curso do Itapicuru e planície costeira, sendo possível o estabelecimento do possível cenário para os últimos 3.000 anos, ou seja, para o Holoceno Superior. Variáveis internas e externas à bacia atuaram de maneira sistêmica na elaboração dos terraços fluviais e marinhos, com participação efetiva das oscilações no nível relativo do mar local, da resistência do substrato litológico aos processos erosivos, do arcabouço estrutural em contexto regional, da variabilidade e intensidade de fenômenos de natureza climática e, possivelmente, da ação neotectônica.

A planície costeira do Itapicuru vivenciou processos de regressão marinha nos últimos 3.000 anos com duas fases regressivas recentes que, podem ter sido impelidas por eventos climáticos holocênicos, como proposto pelos modelos clássicos de evolução do litoral oriental brasileiro, ou por atuação de uma tectônica ativa local e regional, após a deposição do Barreiras, como sugerido por autores anteriores. No entanto, observa-se que a atuação conjunta das duas variáveis seja possível, sendo que se considera, nessa pesquisa, mesmo em caráter não definitivo, que a fase lenta e gradual de regressão marinha ocorrida entre 5.100 e 2.900 anos A.P. foi comandada por processos de ordem climática com possível atuação de clima mais seco que o atual.

Entre 2.900 e 1.110 anos A.P. o NRM continuou regredindo lentamente, cerca de 5 quilômetros, até depositar as coberturas superficiais dos terraços marinhos mais altos (Fase Antiga II de deposição marinha). Entre 1.110 anos e cerca de 800 – 700 Anos A.P., o nível relativo do mar rebaixou 6 metros por cerca de 1,7 km, contribuindo para a ocorrência da Fase Antiga I. Após esse período, a regressão perdurou em ritmo acelerado, cerca de 3 - 4 metros de altitude em aproximadamente 200 metros de extensão, até os dias atuais, com atuação de clima úmido no trecho litorâneo e atuação fluvial na dissecação dos níveis de terraço marinho mais antigos.

De forma simultânea e sistêmica, processos tectônicos recentes teriam atuado na zona costeira, alterando o ritmo da regressão durante o Holoceno Superior, desencadeando o reajuste do sistema fluvial a essas mudanças em direção à montante. Porém, a influência do rebaixamento no NRM durante o Holoceno Superior ao longo do vale fluvial provavelmente se limitou aos terraços situados antes do primeiro *knickpoint* estrutural.

No interior do vale, a sedimentação nos últimos 3.000 anos sofreu forte influência das cheias associadas aos eventos climáticos relativamente cíclicos e de curta duração, assim como aos eventos pluviométricos ocasionais extremos, típicos de clima semiárido. A prevalência de condições secas, intercaladas por fases de maior umidade, associadas a eventos climáticos sub atuais, teriam contribuído para a retomada sucessiva de energia do fluxo hídrico, refletida nos ciclos de deposição das coberturas superficiais dos baixos terraços e aluviões recentes.

CONCLUSÕES

O baixo curso do Itapicuru é uma unidade sistêmica extremamente complexa, não apenas do ponto de vista litológico e estrutural, mas também do ponto de vista climático, sendo necessário o desenvolvimento de mais pesquisas relacionadas às dinâmicas deposicionais e a elaboração de formas de relevo como resposta a processos climáticos, eustáticos e tectônicos, muitas vezes abruptos, ocorridos durante o Holoceno.

O cenário proposto não é definitivo e conduz a indagações relacionadas à eficácia dos processos eustáticos ocorridos na costa baiana para o ajustamento de sistemas fluviais em bacias que, embora drenem para o atlântico e possuam contribuições significativas do clima úmido do litoral, são regidos por regime hídrico de clima semiárido, e drenam terrenos de alta complexidade estrutural e variedade litológica.

Indícios de atividades neotectônica na em parte no baixo curso do Itapicuru induzem a questionamentos acerca do ambiente tectônico da margem passiva brasileira. Os modelos evolutivos da costa elaborados anteriormente, atribuíram essencialmente aos fatores climáticos, refletidos nas regressões e transgressões marinhas, a gênese de diversas planícies litorâneas, onde não se considerava a participação de uma tectônica ativa, por se acreditar na relativa estabilidade da margem continental do Brasil.

Acredita-se que essa é uma questão que deve ser melhor investigada em setores do litoral do Brasil, no sentido de fomentar novas discussões acerca da evolução do relevo, notadamente durante o Holoceno. Pesquisas realizadas nos últimos dez anos em diversas regiões do país, demonstraram que as paisagens quaternárias brasileiras estão posicionadas em escala de tempo ainda mais recente dentro do próprio Quaternário, do que propunham modelos clássicos de evolução da paisagem.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A.N. O paleodeserto de Xique-Xique. **Estudos avançados**, v. 20, n. 65, p. 301-308, 2006.

ANDRADE, A.C.S.; DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. Quaternary evolution of the Caravelas strandplain - Southern Bahia State – Brazil. **Annals of the Brazilian Academy of Sciences**, 75 (3), 2003, p. 357-382.

ANGULO, R. J.; LESSA, G.C. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranagua and Cananéia regions. **Marine Geology**, 140, p. 141-166, 1997.

BARRETO, A. M. F. **Estudo morfológico e sedimentológico da porção norte do mar de areia fóssil do médio Rio São Francisco, Bahia**. 1993. 98 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

BARRETO, A.M.F. **Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia**. 1996. 174 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

BEZERRA, F. H. R.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Holocene sea-level history on

The Rio Grande do Norte State coast, Brazil. **Marine Geology**, 196, 1-2, p. 73-89, 2003.

BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T.R.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. (Ed.). **Proceedings of the 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**. São Paulo: [s.n.], 1979. p. 232-253.

BLUM, M.D.; TÖRNQVIST, T. E. Fluvial responses to climate and sea level change: a review and look forward. **Sedimentology**, 47, suppl. 1, p. 2-48, 2000.

DILLENBURG, S.R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J.; TOMAZELLI, L.J. Influence of the antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). **Journal of Costal Research**, 16, 71-81, p. 2000.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A.C.S.; MARTIN, L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária das feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n.4, p. 227-237, 1981.

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

ESQUIVEL, M.S. **O Quaternário costeiro do município de Conde**: implicações para a gestão ambiental. 2006. 103 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2006.

FERREIRA, A. B. Variabilidade climática e dinâmica geomorfológica. **Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos**, v. 1, p. 7-15, 2002.

GUEDES, C. C. F. **Evolução sedimentar quaternária da Ilha Comprida, estado de São Paulo.** 2009. 131 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

HOLBROOK, J.; SCHUMM, S.A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, 305, p. 287-306, 1999.

HUGGETT, R.J. **Earth surface systems**. Berlin: Springer Verlag, 1985.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista brasileira de geografia**, v.18 n.2, p. 3-121, 1956.

KOSS, J.; ETHRIDGE, F.G.; SCHUMM, S.A. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. **Journal of Sedimentary Research**, v. 64, n. 2, p. 90-98, 1994.

LESSA, G.C.; ÂNGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; ARAÚJO, A.D. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in South Brazil. **Marine Geology**, 165, p. 87-108, 2000.

LIMA, C.C.U.; BEZERRA, F.H.R.; NOGUEIRA, F.C.C.; MAIA, R.P.; SOUSA, M.O.L. Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of the São Francisco coastal plain, Brazil. **Tectonophysics**, 633, p. 98–114, 2014.

MANN, M.E.; ZHANG, Z.; RUTHERFORD, S.; BRADLEY, R.S.; HUGHES, M.K.; SHINDELL, D.; AMMANN, C.; FALUVEGI, G.; NI, F. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. **Science**, v. 326, 1256-1260p, 2009.

MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; VILAS BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; GUIMARÃES, M.M.M. Courbe de variations du niveau relatif de la mera u cours des 7.000 dernières années sur um secteur homogène du litoral brésilien (Nord de Salvador-Bahia). In: SUGUIO, K; FAIRCHILD, T.R.; MARTIN, L; FLEXOR, J.M. (Ed.) **Proceedings of the 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary.** São Paulo, 1979. p.264-274.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. **Mapa geológico do quaternário costeiro do estado da Bahia** – 1:250.000: texto explicativo. Salvador: Secretaria das Minas e Energia/coordenação da produção mineral, 1980.

MARTIN, L. ; SUGUIO, K. ; FLEXOR, J. M. ; ARCHANJO, J. D. , Coastal quarternary formations of the southern part of the state of Espírito Santo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências.** v. 68, 1996. p. 389-404.

MARTIN, L., DOMINGUEZ, J. M. L., BITTENCOURT, A. C. S. P. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and Geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, v. 19, n. 1, p. 101–124, 2003.

NOVELLO, V.; CRUZ, F.W.; KARMANN, I.; BURNS, S.J.; STRIKIS, N.M.; VUILLE, M.; CHENG, H.; EDWARDS, R.L.; SANTOS, R.V.; FRIGO, E.; BARRETO, E.A.S. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. **Geophysical Research Letters**, v. 39, 1-6 p, 2012.

RAMAGE, C.S. El niño. **Scientific American**, 254, p. 76-83, 1986.

REUTER, J.; STOTT, L.; KHIDER, D.; SINHA, A.; CHENG, H.; EDWARDS, L. A new perspective on the hydroclimate variability in northern South America during the little ice age. **Geophysical Research Letters**, v. 36, 1-5p, 2009.

SANTOS, L.A. Geomorfologia e Quaternário do rio Vaza-Barris, Nordeste, Brasil. 2015. 79 p. **Dissertação** (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho". Rio Claro: 2015.

SCHUMM, S.A. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**, v.1, n. 2, p. 279-294, 1993.

SCHUMM, S.A.; PARKER, R.S. Implications of complex response of drainage systems for quaternary alluvial stratigraphy. **Nature Physical Science**, 243, p. 99 – 100, 1973.

SHANLEY, K.W.; MCCABE, P.J. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **AAPG Bulletin**, v. 78, n. 4, p. 544-568, 1994.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. Sea-level fluctuations during the past 6,000 years along the coast of the State of São Paulo, Brazil. In: MÖRNER, N. A. (Ed.), **Earth Rheology, isostasy and eustasy.** John Willey and Sons, 1980, p. 471-486.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; 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, p. 273 – 286, 1985.

SUGUIO, K. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010, 408 p.

SUGUIO, K.; BARRETO, A. M. F.; DE OLIVEIRA, P. E; BEZERRA, F. H. R., SANTIAGO-HUSSEIN, M. C. (2013). Indicators of Holocene sea level changes along the coast of the Pernambuco and Paraiba, Brazil. **Geologia USP**, Série Científica, 13(4), p. 141-152, 2013.

SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS DA BAHIA (SEI). **Uso atual das terras: Bacias dos Rios Itapicuru, Vaza-Barris e Real**. Salvador: SEI, 2006. 115 p.

TOMAZELLI, L.J. e VILLWOCK, J.A. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** – The LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone), v. 68, 3, p. 373-382, 1996.

TRICART, J. Alguns problemas geomorfológicos da Bahia. **Notícia geomorfológica**, Campinas, v. 1(2), p. 27-32, 1958.

TRICART, J.; SILVA, T. C. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe**. Salvador: Fundação para o Desenvolvimento da Ciência da Bahia, 1968. 167 p.

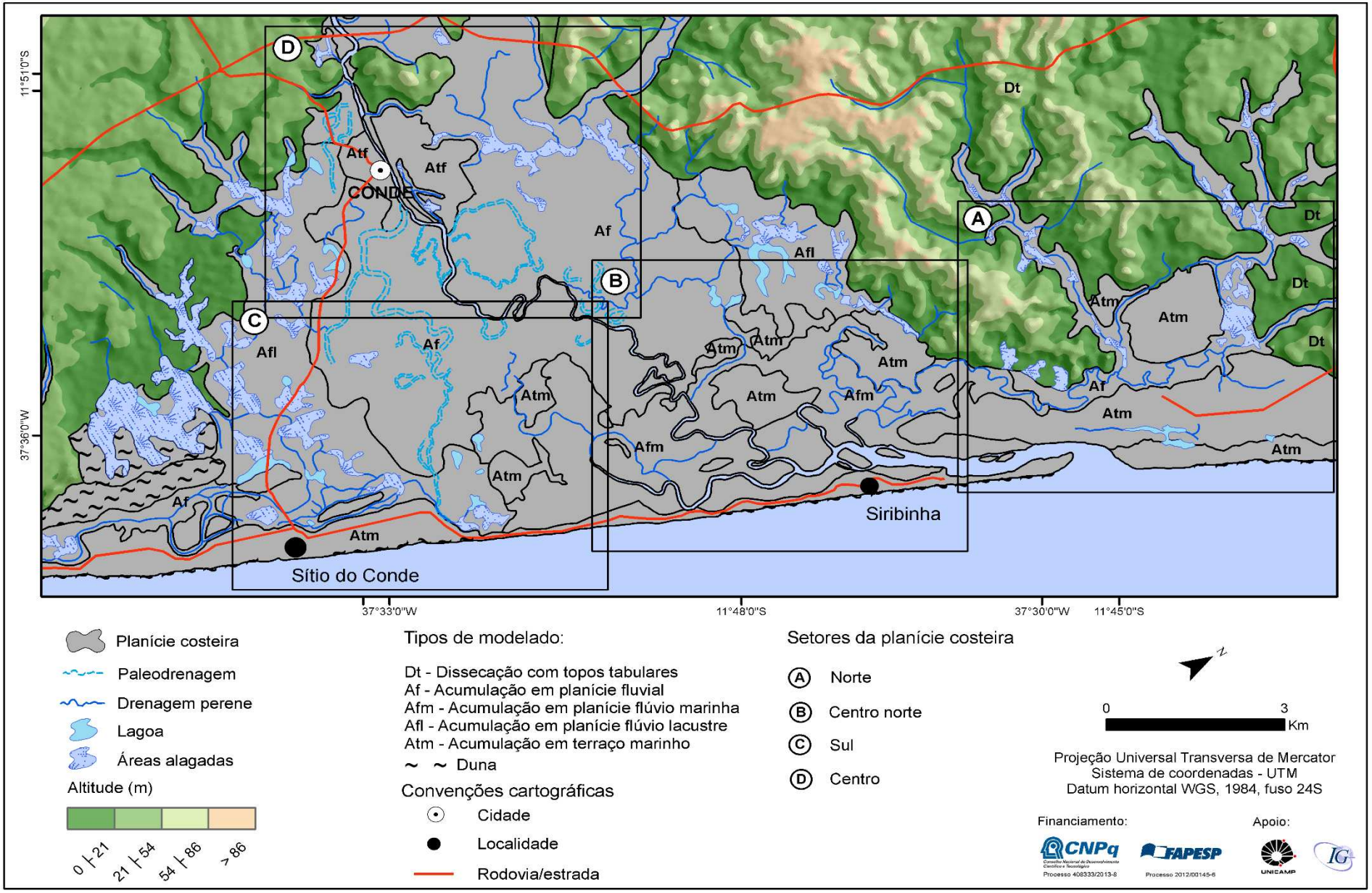
VIRÃES, M. V. **Regionalização de Vazões nas Bacias Hidrográficas Brasileiras**: estudo da vazão de 95% de permanência da sub-bacia 50 – Bacias dos rios Itapicuru, Vaza Barris, Real, Inhambupe, Pojuca, Sergipe, Japaratuba, Subaúma e Jacuípe. Recife: CPRM, 2013. 154 p.

WANG, S.; HUANG, J.; HE, Y.; GUAN, Y. Combined effects of the Pacific Decadal Oscillation and El Niño – Southern Oscillation on global land dry-wet changes. **Nature**, Scientific Reports, 4: 6651, p.1-8, 2014.

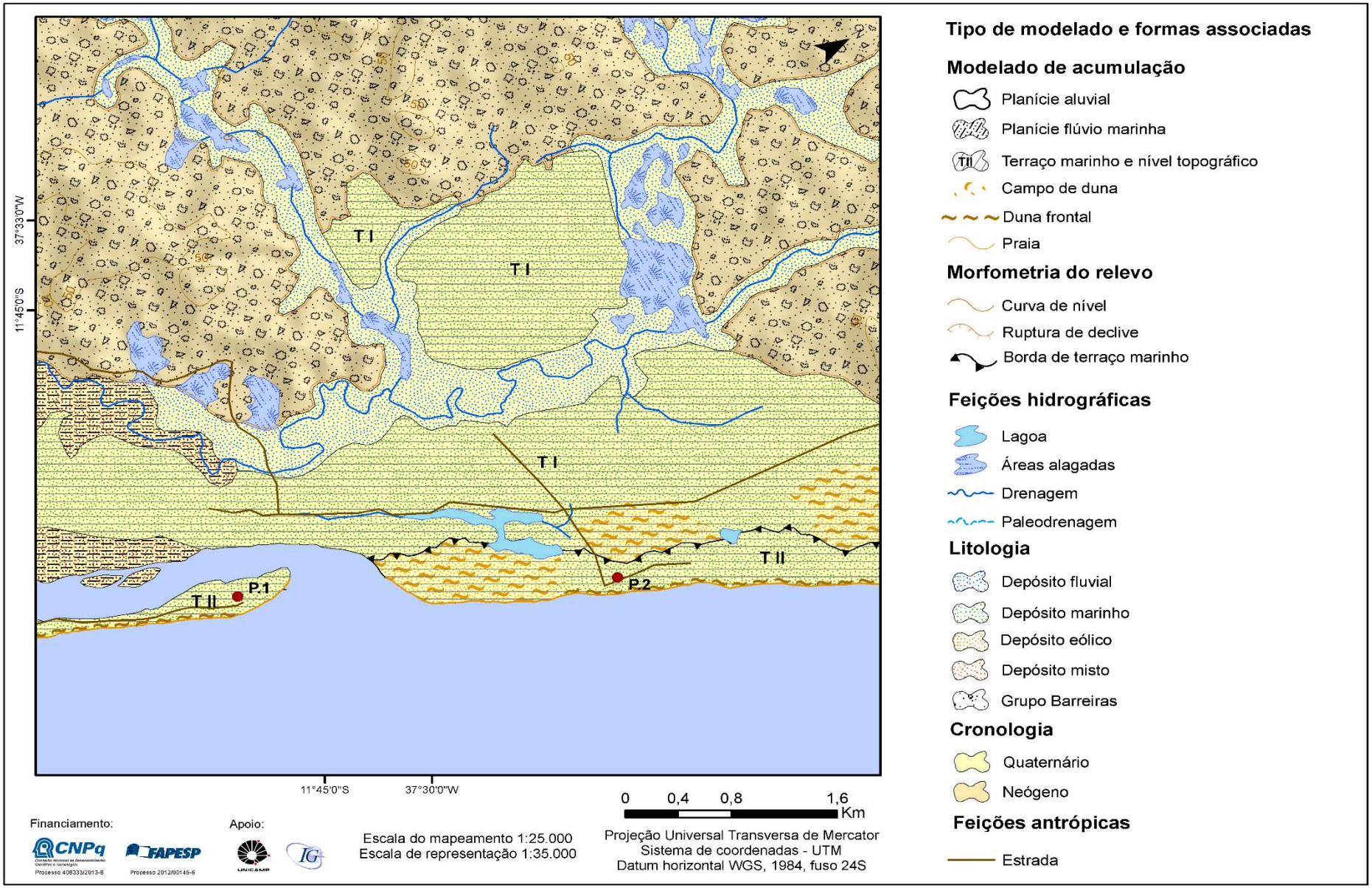
WANNER, H.; BEER, J.; BÜTIKOFER, J.; CROWLEY, T.J.; CUBASCH, U.; FLÜCKIGER, J.; GOOSSE, H.; GROSJEAN, M.; JOOS, F.; KAPLAN, J.O.; KÜTTEL, M.; MÜLLER, S.A.; PRENTICE, I.C.; SOLOMINA, O.; STOCKER, T.F.; TARASOV, P.; WAGNER, M.; WIDMANN, M. Mid to Holocene climate change: an overwiel. **Quaternary Science Reviews**, 27, p. 1797-1828, 2008.

APÊNDICES

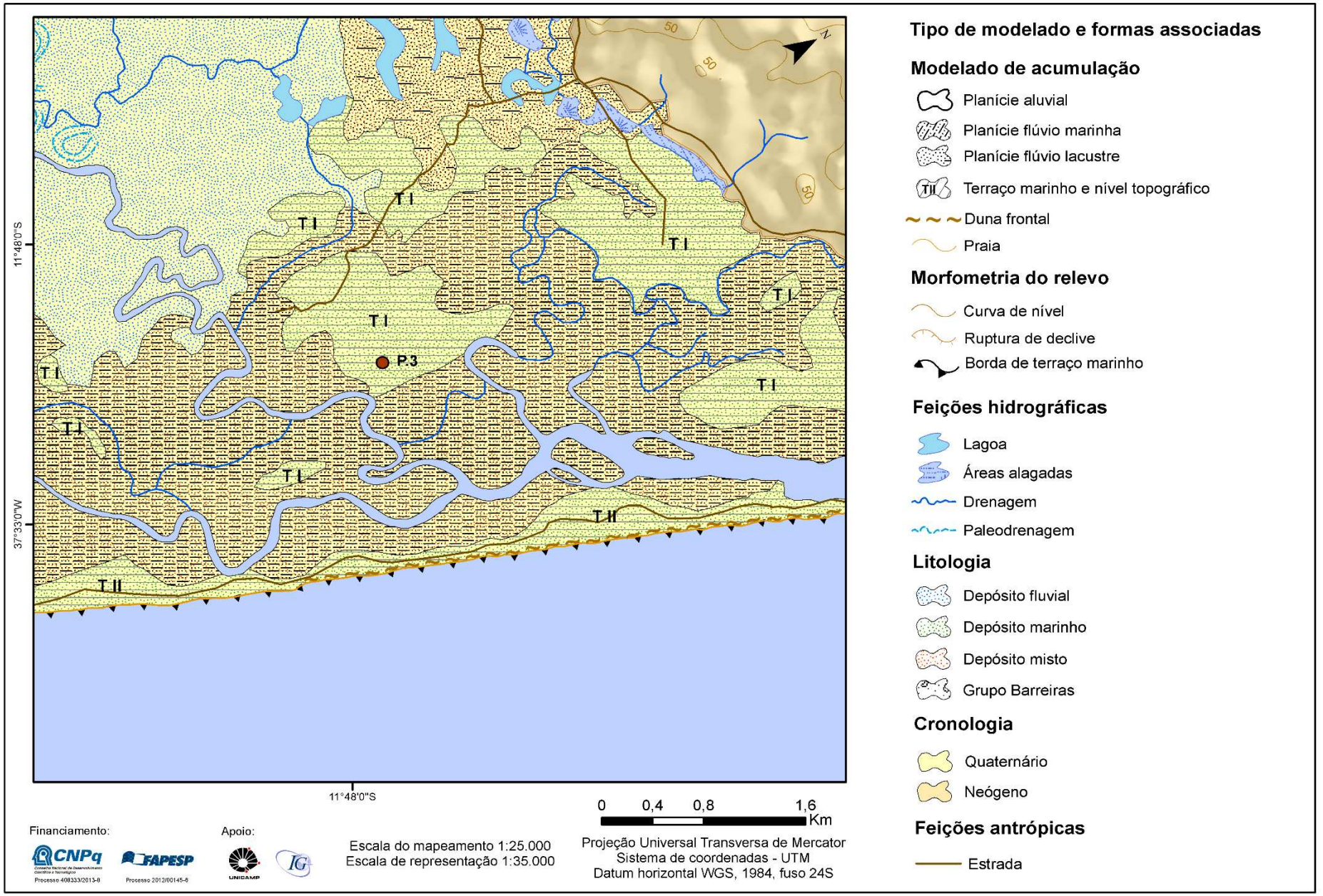
Apêndice 1 – Articulações do Mapa geomorfológico da planície costeira do Itapicuru.



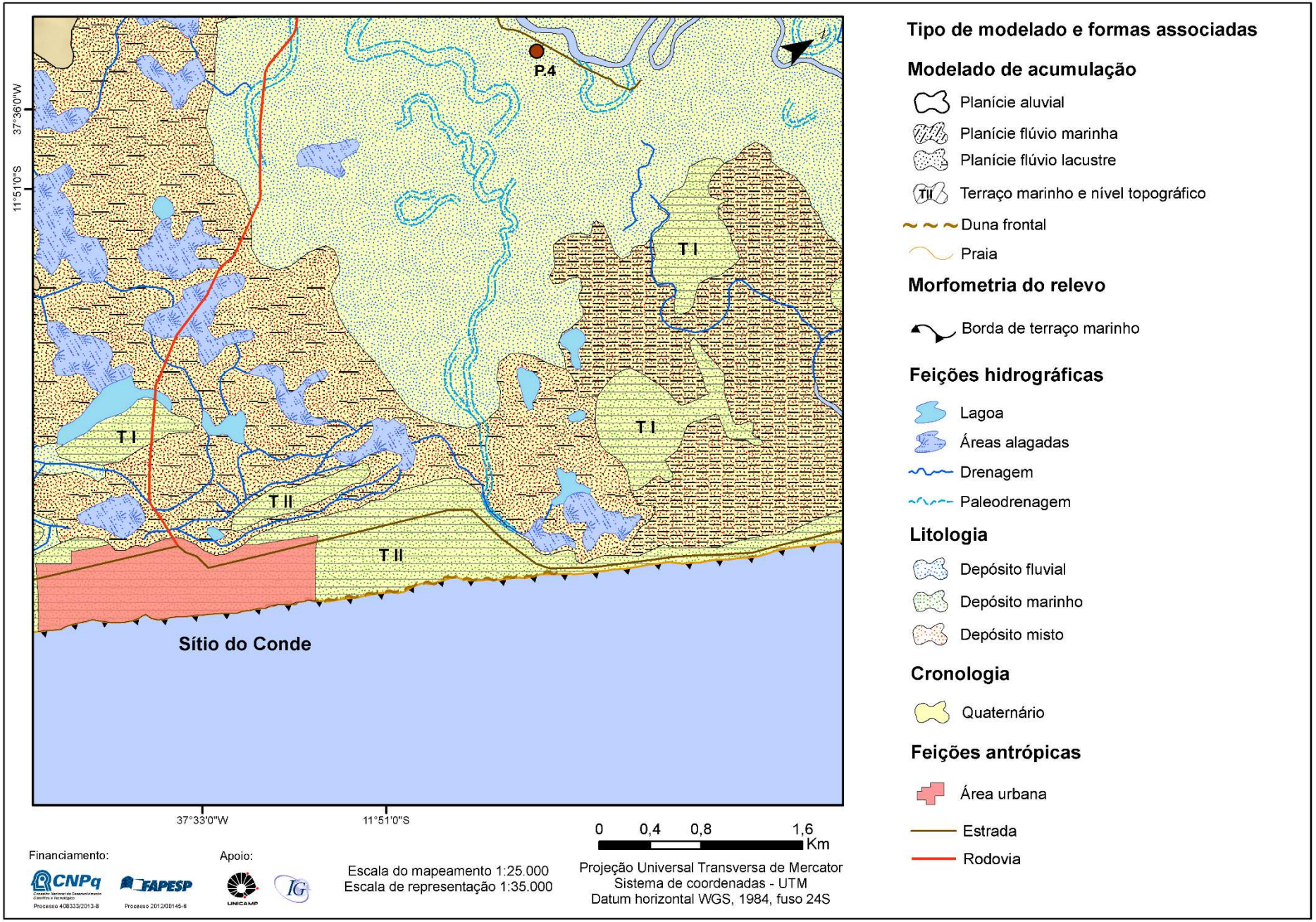
Apêndice 2 – Mapa geomorfológico do setor norte (A) da planície costeira do Itapicuru.



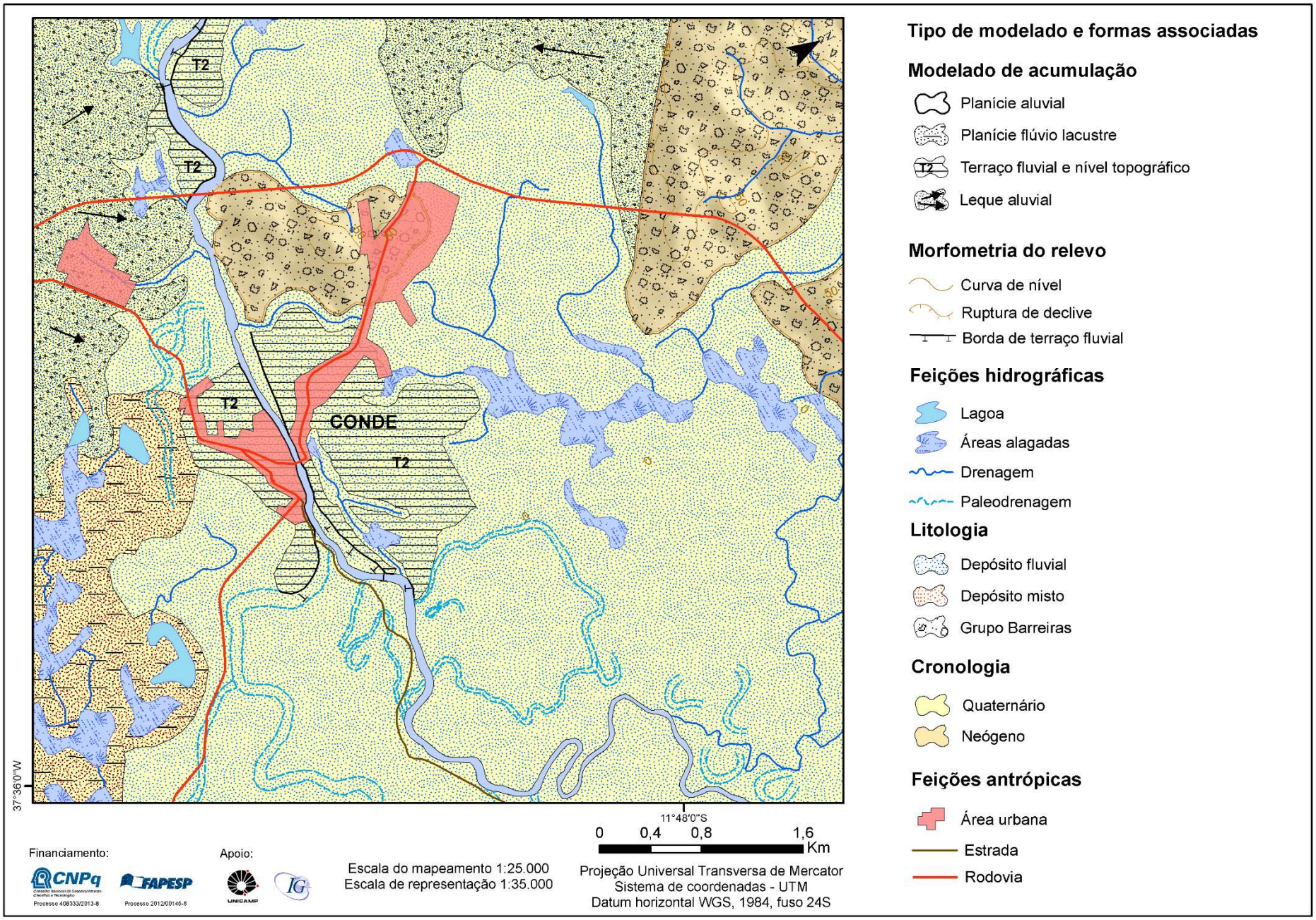
Apêndice 3 – Mapa geomorfológico do setor centro norte (B) da planície costeira do Itapicuru.



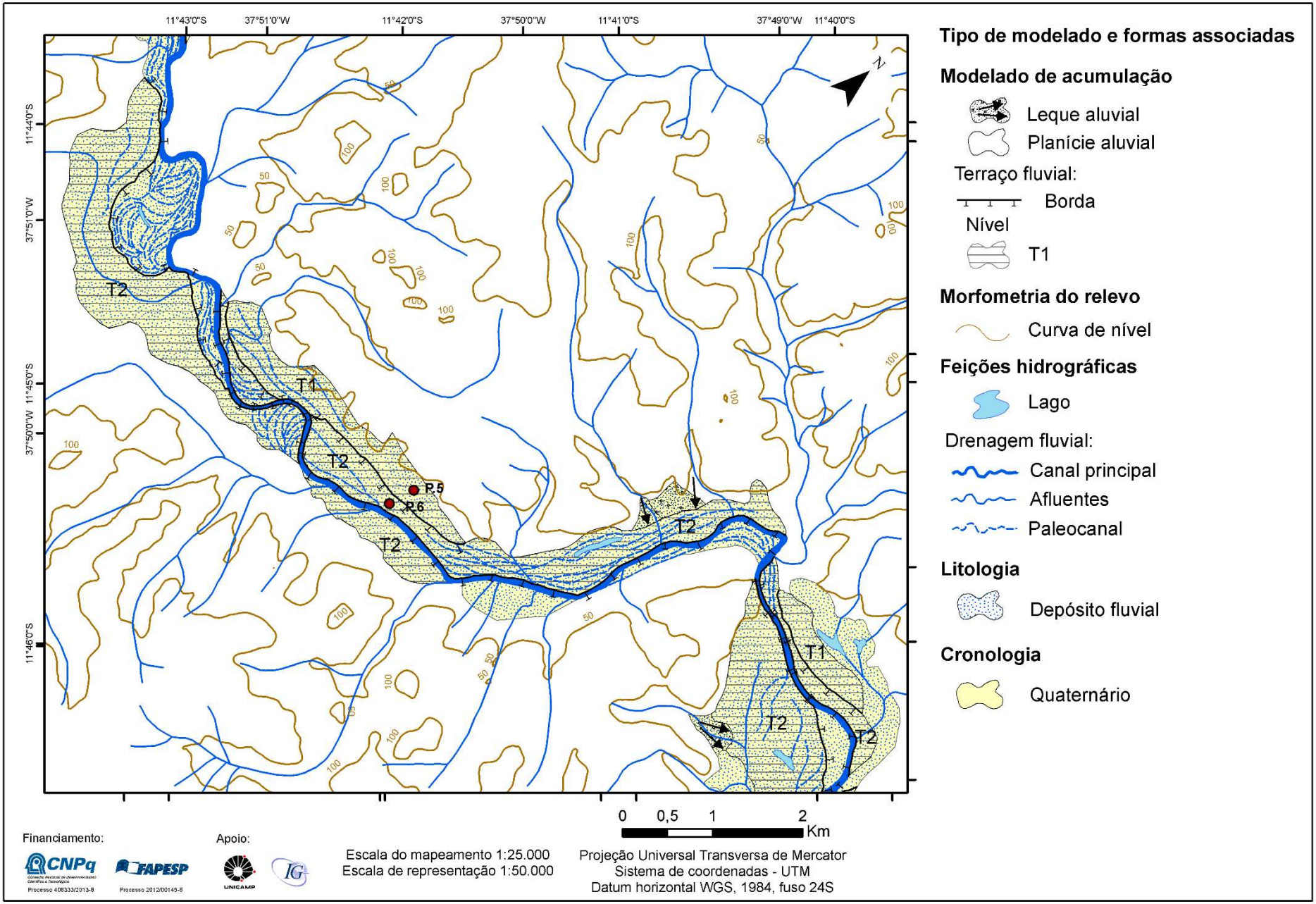
Apêndice 4 – Mapa geomorfológico do setor sul (C) da planície costeira do Itapicuru.



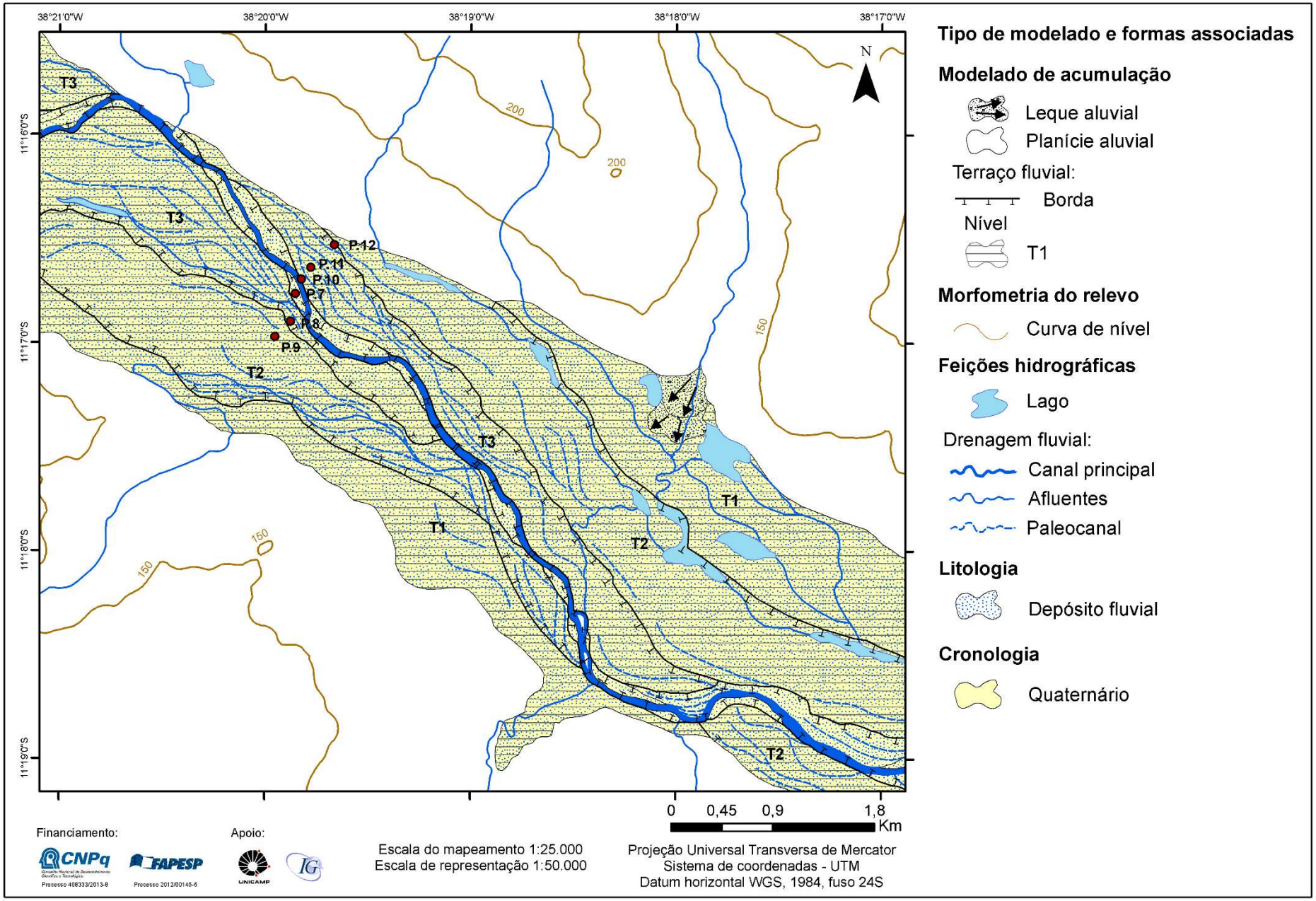
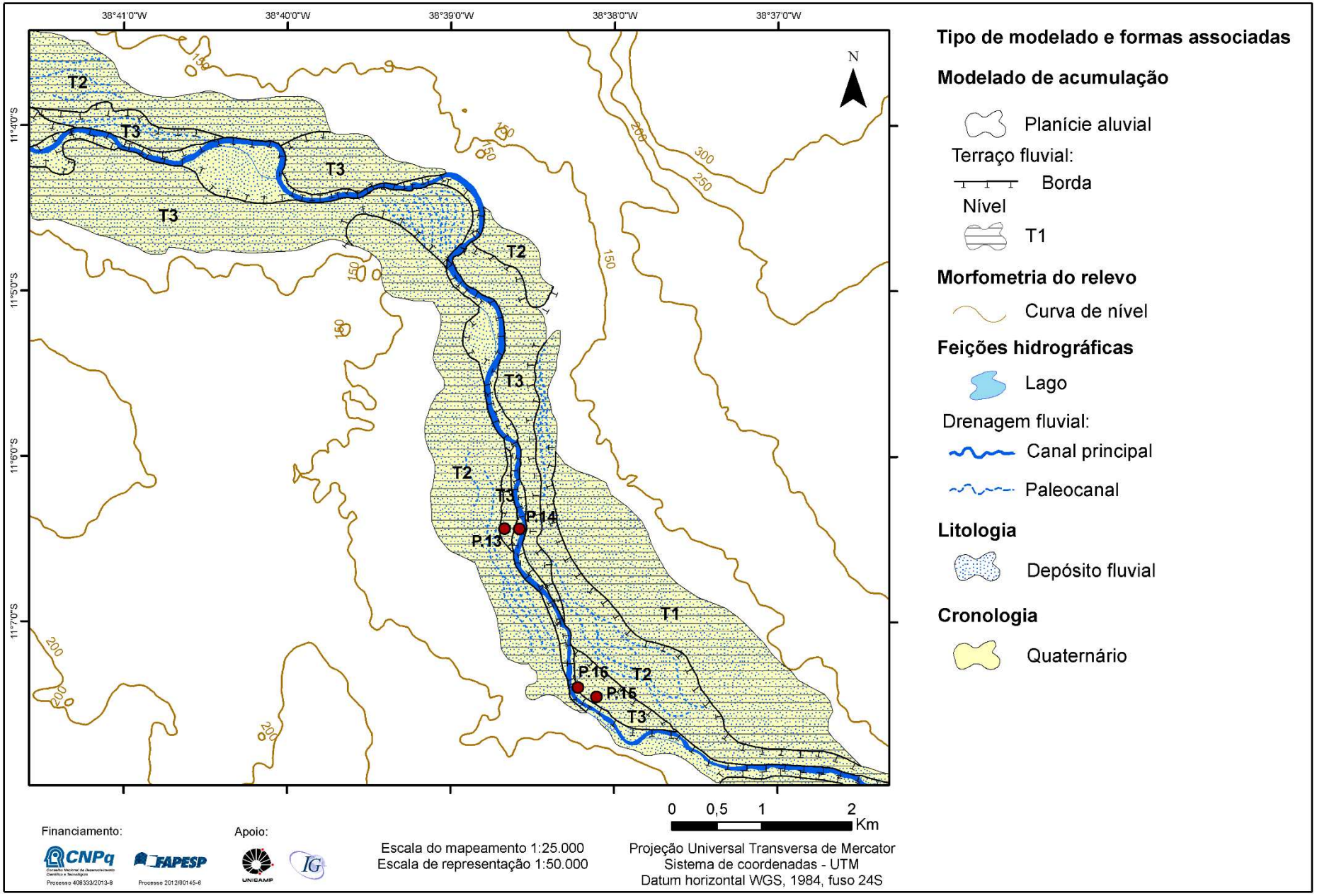
Apêndice 5 – Mapa geomorfológico do setor centro (D) da planície costeira do Itapicuru.



Apêndice 6 – Mapa geomorfológico do fundo de vale do Itapicuru em trecho entre Esplanada e Jandaíra.



Apêndice 7 – Mapa geomorfológico do fundo de vale do Itapicuru em trecho entre Itapicuru e Olindina.



Apêndice 8 – Mapa geomorfológico do fundo de vale do Itapicuru em trecho entre Cipó e Caldas do Jorro.