

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Landerlei Almeida Santos

**GEOMORFOLOGIA E QUATERNÁRIO DO RIO VAZA-BARRIS,
NORDESTE, BRASIL**

Orientador: Edgardo Manuel Latrubesse

Rio Claro - SP
2015

Landerlei Almeida Santos

**GEOMORFOLOGIA E QUATERNÁRIO DO RIO VAZA-BARRIS,
NORDESTE, BRASIL**

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

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Edgardo Manuel Latrubesse

Prof. Dr. José Candido Stevaux

Prof. Dr. Maximiliano Bayer

APROVADO

Rio Claro, SP, 30 de outubro de 2015.

551.42 Santos, Landerlei Almeida
S237g Geomorfologia e quaternário do Rio Vaza-Barris,
Nordeste, Brasil / Landerlei Almeida Santos. - Rio Claro,
2015
79 f. : il., figs., tabs., quadros

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Edgardo Manuel Latrubesse

1. Geomorfologia. 2. Quaternário tardio. 3.
Geomorfologia fluvial. 4. Terraço. 5. Vale inciso. I. Título.

“In memoriam do meu eterno irmão”

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela família que me concedeu, constituída por pais especiais (Dona Maria e Sr. Janderlei), irmã mimada (Marisol), irmão que não está mais entre nós (Landerson), pela namorada e amiga de todas as horas (Maura) e aos seus pais (Dona Elenaura e Sr. Antônio). Esta base familiar foi vital na conclusão de mais uma etapa acadêmica e de amadurecimento humano.

Meus sinceros agradecimentos a equipe do Laboratório Georioemar-UFS, em especial ao coordenador, professor e amigo Luiz Carlos Fontes que me proporcionou aprendizado desde o início da graduação e abriu portas para que minha caminhada acadêmica continuasse. Não se esquecendo de agradecer aos membros dessa equipe: João Bosco, Maria Santana, Jonas, Mariléia, Silvio, César, Valéria, Laysa, Ellen, Icaro, Igor, Ramon, Natali, Ludmila, Joice. Reforço o agradecimento ao Icaro, Igor, Ramon, Cesar e Jonas que sempre estiveram a minha disposição nas etapas de campo. Agradeço também a Eulália, pela parceria Petrobras-Georioemar e pelo apoio a dissertação no âmbito do Projeto Marseal.

A Dra. Lourdes e Msc. Fábio, família JPMAR, por me proporcionar um convívio enriquecedor de respeito e carinho. A meus amigos Icaro, Gustavo, Diego, Marcelo, Danilo, que sempre estão à disposição e torcem pelo meu desenvolvimento profissional. A prfa. Tatumi e em especial ao prf. Rene ambos da Universidade Federal de São Paulo (Unifesp) por contribuíram tecnicamente numa das etapas do meu trabalho. A Profa. Neise Alves (UFS) pela contribuição bibliográfica.

Aos parceiros que me concederam um convívio agradável na cidade de Rio Claro, em especial a Geregia, Pelota, Amanda, Gozado, Huck e Lambari (Rep. Lagoa Seca). Agradeço também aos camaradas da pós-graduação, Flávio (Itajubá), Gabriel (Batatinha), Talles, Irakli e Rafael (Holys).

A todos que trabalham em prol do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente da Unesp-Rio Claro desde o suporte burocrático ao acadêmico, em especial a Rosangela, a profa. Paulina e ao prf. Iata. Agradeço muito ao prf. Stevaux pelas dicas e suportes que foram fundamentais na conclusão da pesquisa.

E para concluir, um muito obrigado ao meu orientador e amigo, professor Edgardo Latrubesse, principalmente, pelas duras críticas construtivas que, com certeza, me manteve intensamente concentrado no desenvolvimento desta dissertação.

*"Ninguém entra no mesmo rio uma segunda vez,
pois quando isso acontece já não se é o mesmo,
assim como as águas que já serão outras."*

Heráclito

RESUMO

O Rio Vaza-Barris está localizado na região nordeste do Brasil, sob influência de um clima semiárido que o enquadra no grupo dos rios de áreas secas. Neste vale fluvial e na margem continental adjacente, estão preservados registros morfo-sedimentares que refletem um histórico de modificações em seu comportamento desde o final do Pleistoceno. A partir de investigações de campo, de imagens de satélites e fotos aéreas foram notados diferentes estilos de planícies aluviais ao longo do vale, o que permitiu distinguir em seis compartimentos designados de VB-1 a VB-6. No alto curso fluvial, área dos compartimentos VB-1 e VB-2, o rio está controlado por falhas, drenando um fundo de rochas resistentes e com restrita planície aluvial. Os compartimentos VB-3 e VB-4, estabelecidos sobre um arcabouço de rochas da bacia sedimentar de Tucano, apresentam planícies aluviais largas, porém, diferenciam-se na distribuição dos níveis de terraços. O compartimento VB-5 é o mais extenso, caracterizado por apresentar um canal parcialmente confinado, marcado por inúmeros *knickpoints*, e com terraço composto por depósitos eólicos de loess no fundo do vale, sendo esse o primeiro registro na região. O compartimento VB-6 representa o baixo curso fluvial, constituído por um canal meandrante e uma expressiva planície flúvio-costeira marcada por meandros abandonados, lagos de meandros e terraços. No total, em todo o vale do Vaza-Barris seis sequências de terraços foram identificadas (T0 a T5). O terraço T0, conglomerático, com superfície a ~40m é o mais antigo, provavelmente formado no Neógeno. Nas sequências de terraços T1 a T4, datações por LOE e C¹⁴ resultaram em idades desde o Pleistoceno, estando o mais elevado (T1) com superfície a 30m acima do nível do rio atual. A origem desses terraços nos compartimentos VB-3, VB-4 e VB-5 tiveram as mudanças no clima como principal controle. No baixo curso fluvial os elementos morfológicos presentes resultaram principalmente da variação do nível do mar. A partir dos resultados alcançados nesta dissertação, evidencia-se que rios de regiões semiáridas do Brasil precisam ser vistos com maior interesse, pois, as previsões de cenários futuros, com temperaturas mais elevadas e o alastramento das regiões áridas, reforçam que esses rios necessitam ser um foco de pesquisa na atualidade.

Palavras-chave: Rio Vaza-Barris. Quaternário tardio. Geomorfologia fluvial. Terraço. Vale inciso. Mudanças climáticas. Variação do nível do mar.

ABSTRACT

The Vaza-Barris River is located in Northeastern Brazil, under the influence of a semi-arid climate which falls within the group of "dryland rivers". In this river valley and adjacent continental margin, preserved morpho-sedimentary records that show a history of changes since the Last Glacial Maximum. From field investigations, satellite images and aerial photos different styles of floodplains were found along the river, which allowed them to separate into six compartments named VB-1 through VB-6. At the upstream, compartments VB-1 and VB-2, the river drains an area of hard rock, controlled by faults and a narrow floodplain. Compartments VB-3 and VB-4, are established on a framework of less resistant rocks to the erosion of the sedimentary basin of Tucano, they have expressive floodplains in common, although varying in the distribution of terraces. The VB-5 compartment is the most extensive, characterized by a partially confined channel, marked by numerous knickpoints, with terrace composed of loess deposits on the valley floor, which is the first record in the region. The VB-6 compartment is the lower river course, consisting of a wide fluvial-coastal plain with a meandering channel and a plain marked by oxbow lakes, meanders and terraces lakes. In total, across the valley of the Vaza-Barris River six sequence terraces were identified (T0 to T5). The terrace T0, conglomeratic, with surface of to ~ 40m is the oldest, probably formed in the Neógeno Period. The sequences of terraces T1 to T4, dating for LOE and C14 resulted in ages from the late Pleistocene, being the highest (T1) with surface 30 meters above the river level. The origin of the present terraces in magazines VB-3 VB-4 and VB-5 had climate change as the main control. In the compartment VB-6 present morphological elements mainly resulted from changes in the sea level. From the results achieved in this study, it is evident that rivers in arid regions of Brazil need to be viewed with greater interest, because of climatic predictions for the future, with higher temperatures and the spread of arid regions, it demonstrates that these rivers need to be focus of research today.

Key words: Vaza-Barris River. Late Quaternary. Fluvial geomorphology. Terrace. Incised valley. Climate change. Sea level change.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Mapa de localização da bacia do Rio Vaza-Barris e da área da plataforma continental que foram foco de estudo..... 16
- Figura 2:** Mapa geológico da bacia do Rio Vaza-Barris mostrando os contextos geotectônicos drenados pelo rio principal: CSF-Craton do São Francisco; FDS- Faixa de Dobramento Sergipana; BST- Bacia rift de Tucano Central e Norte; BSSA- Bacia marginal Sergipe-Alagoas. Fonte: adaptado de CPRM (1997 e 2003). 19
- Figura 3:** Mapa de clima da região do Rio Vaza-Barris. Fonte: IBGE (2002). 21
- Figura 4:** Descargas médias do Rio Vaza-Barris nas estações de Jeremoabo, localizada no médio curso do rio, e da Fazenda Belém localizada no baixo curso fluvial. Fonte dos dados: Hidroweb. 22
- Figura 5:** Compartimentos geomorfológicos do Rio Vaza-Barris (VB-1, VB-2, VB-3, VB-4, VB-5 e VB-6), separados por pontos nodais, numerados de 1 a 5. O compartimento VB-6 apresenta dois sub-compartimentos: **F**) segmento com canal meandrante fluvial; **C**) segmento estuarino. 29
- Figura 6:** Perfil longitudinal do Rio Vaza-Barris apresentando os contextos geotectônicos e modelos esquemáticos em planta e seções transversais dos compartimentos. 31
- Figura 7:** Mapa geomorfológico representativo do vale do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-1. A) imagem de satélite Google Earth apresentando o desenvolvimento restrito de planície aluvial e um traçado do canal predominantemente retilíneo. 33
- Figura 8:** Rio Vaza-Barris no compartimento VB-1, próximo à cidade de Uauá - BA (coordenadas: 9°50'42''S / 39°28'10'' W), mostrando o canal atual e a planície aluvial composta por areia..... 33
- Figura 9:** Mapa geomorfológico representativo do vale do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-2. Vale em forma de V, com canal de fundo rochoso encaixado em rochas metassedimentares, com traçados retilíneos e que tem parte inundada pelo açude de Cocorobó. 34
- Figura 10:** Mapa geomorfológico representativo do vale do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-3. Planície aluvial larga, presença de paleocanais, terraços e aportes sedimentares de leques aluviais. A) Imagem do Google Earth mostrando o desconfinamento do vale e alargamento da planície; B) Imagem do Google Earth destacando o aporte sedimentar por tributário na planície do Vaza-Barris em forma de leque aluvial. 36
- Figura 11:** Planície aluvial larga (~2500m) do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-3 próximo ao povoado Canché, Bahia..... 36
- Figura 12:** Mapa geomorfológico representativo do vale do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-4, caracterizado pela presença de terraços e um canal de padrão meandriforme. A) Imagem do Google Earth mostrando um trecho da área mapeada. 37
- Figura 13:** Mapa geomorfológico representativo do vale do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-5. (A) Imagem de satélite do Google Earth mostrando o confinamento do rio próximo à cidade de Pinhão, Sergipe..... 39
- Figura 14:** Terraço (à esquerda) e Knickpoint (à direita) presentes no compartimento VB-5, próximo à cidade de Pinhão..... 39

Figura 15: Mapa geomorfológico representativo da planície do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-6F, baixo curso fluvial. (A) Imagem de satélite do Google Earth mostrando a planície bem desenvolvida com rio meandrante; B) presença de meandros abandonados, lagos de meandros.....	41
Figura 16: Fotografia aérea mostrando a planície do rio Vaza-Barris no compartimento VB-6, na cidade de Itaporanga.....	41
Figura 17: Profundidade, largura e intensidade das correntes em diferentes seções no canal estuarino do Vaza-Barris.....	42
Figura 18: Seções transversais morfológica esquemática dos compartimentos VB-1 (configuração geotectônica do Craton do São Francisco - CSF) e VB-2 (configuração geotectônica da Faixa de Dobramento Sergipana - FDS), destacando o terraço T4 de composição arenosa sobre uma superfície basal composto por rochas resistentes.....	45
Figura 19: Terraço T4 no fundo do vale do compartimento VB-1, localizado próximo à cidade de Uauá (coordenadas: 9°50'42''S / 39°28'10'' W).....	45
Figura 20: Seção transversal morfológica esquemática do compartimento VB-3, mostra como estão posicionados os terraços nessa área de configuração geológica da Bacia de Tucano (BST); terraço T0 conglomerático com ~2m de espessura depositados sobre rochas da BST; terraço T4 a ~2m do nível do rio atual composto por depósito arenoso.....	47
Figura 21: Terraço T0, conglomerático (à esquerda) localizado próximo a cidade de Canudos (coordenadas 9°53'01'' S / 38°58'14'' W). Terraço de preenchimento T4 (à direita), arenoso com estratificações cruzadas (coordenadas 9°52'42'' S / 38°56'55'' W).....	47
Figura 22: Seção transversal morfológica esquemática do compartimento VB-4, apresentando a distribuição dos terraços e as idades obtidas por datações LOE; T0, conglomerático, provavelmente Terciário; T1, terraço de preenchimento de elevada espessura do Pleistoceno tardio, composto por areia e cascalho; T2, terraço de preenchimento do Holoceno médio composto por areia quartzosa, datado em; T3 de preenchimento e T4 de corte e preenchimento com idades no Holoceno tardio.....	49
Figura 23: Afloramento do topo do terraço de preenchimento T1 (coordenadas 10°06'10'' S / 38°25'37'' W), no compartimento VB-4, e perfil estratigráfico do terraço T1.....	49
Figura 24: Terraços T2, T3 e T4 preservados no compartimento VB4, próximo a cidade de Jeremoabo, Bahia.....	50
Figura 25: Seção transversal geomorfológica esquemática do vale do Vaza-Barris, no trecho montante do compartimento VB-5 (contexto geotectônico da Faixa de Dobramento Sergipana - FDS), e no lado direito o perfil estratigráfico do terraço T3 (coordenadas 10°37'15'' S / 37°45'08'' W), com variação de facies de sedimentos finos e conglomerático.....	51
Figura 26: Afloramento do terraço T3, no compartimento VB-5 (fig. 25), destacando a alternância de sedimentos finos e conglomeráticos.....	51
Figura 27: Seção transversal morfológica esquemática do vale do Vaza-Barris no trecho médio do compartimento VB-5, destacando o afloramento do terraço T3, composto por silte fino e de boa seleção (fig.28) e perfil estratigráfico do terraço (coordenadas 10°50'09''S / 37°34'53'' W).....	52
Figura 28: Resultado da análise granulométrica do terraço T3 localizado no trecho médio do compartimento VB-5 (fig. 27), apresentando predomínio de silte muito fino e de boa seleção, sustentando a idéia de depósito de loess.....	52

- Figura 29:** Terraço T5, preservado com superfície do topo a 1m acima do nível do rio atual, destacando a composição com seixos angulosos a sub arredondados aumentando de tamanho da base para o topo. 53
- Figura 30:** Seção transversal morfológica esquemática do compartimento VB-6F, apresentando a distribuição de terraços identificados na área; terraço T2, composto por areia grossa; T3 de preenchimento apresentando facies típicas de rio meandrante (fig. 31); T4 variado de areia grossa na base e depósitos de finos no topo. 54
- Figura 31:** Perfil estratigráfico do terraço T3 no compartimento VB-6-F (coordenadas 10°56'03'' S / 37°22'35'' W), apresentando facies com depósitos de finos na base com laminações e muita matéria orgânica coberta por depósitos de seixos e areia grossa com estratificações cruzadas, passando para o topo de forma granodecrescente. 55
- Figura 32:** Seção transversal geomorfológica e estratigráfica esquemática do compartimento VB-6-C, apresentando o terraço identificado no estuário (coordenadas 11°05'35' S / 37°11'59''W), composto por uma base de areia fina compactada, coberto por areia fina esbranquiçada e no topo areia fina amarelada. 56
- Figura 33:** Mapa de drenagens da plataforma continental adjacente à desembocadura do Rio Vaza-Barris (modificado do Projeto Marseal), e os vales incisos identificados. 58
- Figura 34:** Morfologia dos vales incisos identificados na plataforma continental adjacente ao Rio Vaza-Barris. Na plataforma interna, um complexo de vales incisos é observado, na plataforma média, o vale é largo e está totalmente preenchido por, no mínimo, duas sismofacies diferentes; na plataforma externa, o vale está em forma de caixa e semi-preenchido; na borda da plataforma verifica-se o vale sem preenchimento. 59
- Figura 35:** Profundidades máximas atingidas pelos vales incisos A, B, E, F, H, G (fig. 33) comparadas à profundidade da superfície da plataforma continental, sem incisão na mesma posição, distante da linha de costa atual. 60
- Figura 36:** Perfil longitudinal do Rio Vaza-Barris com distribuição dos seis níveis (T0-T5) identificados ao longo do vale. Destaca-se o maior número de terraços no VB-4 e a não continuidade lateral dos mesmos. 61
- Figura 37:** Hipótese evolutiva do vale do Rio Vaza-Barris no Quaternário Tardio no compartimento VB-4, analisado segundo as mudanças climáticas nos últimos 30 mil anos e uma estimativa do posicionamento do nível relativo do mar nos momentos de formação dos terraços, baseado em uma curva de variação do nível do mar global simplificada e uma curva do nível do mar Holocênica de Salvador-BA (curva do nível do mar mais próxima da região costeira do Rio Vaza-Barris) elaborada por Suguio et al, 1985 64
- Figura 38:** Modelo hipotético de processos atuantes do vale no compartimento VB-3. A) planície aluvial no momento inicial, com baixa competência fluvial e elevado aporte sedimentar, preenchendo o vale; B) Clima úmido, aumento da capacidade fluvial, degradação da planície, formando terraço; C) O clima torna-se seco novamente, baixa competência fluvial, aumento do aporte por tributários, soterramento do terraço formado anteriormente. . 66
- Figura 39:** Modelo hipotético de formação do depósito de loess presente no compartimento VB-5. A) Clima árido na região do Vaza-Barris e transporte eólico dos sedimentos presentes na planície fluvio-costeira. B) Deposição de silte no compartimento que devido a baixa capacidade fluvial permite a agradação da planície. C) A formação do terraço ocorreu ou devido a um evento de cheia extrema, onde o Rio Vaza-Barris mostrou alta capacidade de transporte, ou devido a influências do recuo do nível marinho no Holoceno tardio. 67

Figura 40: Perfil longitudinal do Rio Vaza-Barris com os níveis de terraços mapeados nos compartimentos VB-5 e VB-6, associado ao perfil hipotético de incisão na margem continental baseado na profundidade máximas dos vales incisos identificados. O ajuste do gradiente do Rio Vaza-Barris ao novo nível de base, além de erodir a plataforma continental, provavelmente, foi responsável por uma tentativa de ajuste do gradiente fluvial no continente que teve intensidade reduzida para montante devido a presença de rochas resistentes a erosão identificadas no compartimento VB-6 como knickpoints. 69

Figura 41: Modelo hipotético de convergência de rios na formação dos vales incisos identificados na margem continental do rio Vaza-Barris. A) Penúltimo estágio de nível de mar elevado, no qual os rios costeiros estavam afogados, como estuários; B) No UMG, o nível do mar recuou a aproximadamente 120m do nível atual e, assim, com a plataforma continental exposta, o Rio Vaza-Barris avançou até o talude superior. Nesse mesmo período outros rios da região também avançaram, entretanto em direção a margem continental adjacente ao Vaza-Barris, convergindo os canais no talude médio; C) No Holoceno, o nível marinho subiu rapidamente e afogou novamente o Rio Vaza-Barris e os outros rios, formando estuários, que configuram a faixa costeira regional. 71

Figura 42: Sumário ilustrativo dos distintos compartimentos geomorfológicos do Rio Vaza-Barris e seus principais processos sedimentares. 72

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
2. OBJETIVOS E ETAPAS DE PESQUISA	15
3. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL	16
3.1 Geologia.....	17
3.2 Clima.....	20
3.3 Rio Vaza-Barris	21
4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	23
4.1 Levantamento Bibliográfico e Planejamentos de Campo.....	23
4.2 Trabalhos de Campo	24
4.2.1 Vale fluvial.....	24
4.2.2 Margem Continental.....	24
4.3 Trabalhos de Laboratório.....	25
4.3.1 Datação LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) e ¹⁴ C (Carbono 14).....	25
4.3.2 Mapeamentos Geomorfológicos	26
4.3.3 Sísmica Rasa da Margem Continental	27
5. RESULTADOS.....	28
5.1 Compartimentação Morfo-Sedimentar do Rio Vaza-Barris	28
5.1.1 Compartimento VB-1.....	32
5.1.2 Compartimento VB-2.....	34
5.1.3 Compartimento VB-3.....	35
5.1.4 Compartimento VB-4.....	37
5.1.5 Compartimento VB-5.....	38
5.1.6 Compartimento VB-6.....	40
5.2 Terraços no Vale do Rio Vaza-Barris.....	43
5.2.1 Terraços dos Compartimentos VB-1 e VB-2	44
5.2.2 Terraços do Compartimento VB-3	46
5.2.3 Terraços do Compartimento VB-4.....	47
5.2.4 Terraços do Compartimento VB-5.....	50
5.2.5 Terraços do Compartimento VB-6.....	53
5.3 Vales Incisos na Margem Continental do Vaza-Barris.....	57
6. DISCUSSÕES.....	61

6.1 Idades dos Terraços e o Clima	62
6.1 Hipoteses e Processos Sedimentares no Vale do Rio Vaza-Barris	65
6.3 Vales Incisos na Margem Continental do Rio Vaza-Barris	70
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	72
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	74

1. INTRODUÇÃO

A compreensão acerca dos registros morfo-sedimentares fluviais gerados durante o Quaternário é de relevante interesse para geólogos e geomorfólogos, pois, subsidia a elaboração de modelos deposicionais geológicos mais confiáveis (BRIDGE, 2006; LATRUBESSE, *et al.* 2005), e também, torna viável uma melhor avaliação dos processos que promovem alterações ambientais nos dias atuais (ROSGEN, 1994; RICHARDSON *et al.*, 2013).

Nas últimas décadas, houve um aumento considerável de pesquisas que buscam entender o comportamento fluvial Quaternário. A maior parte delas concentradas na América do Norte (BULL, 1991; SCHUMM *et al.*, 1987; RITTER *et al.* 2002, BLUM & TORNQVIST, 2000) e Europa (MADDY *et al.*, 2001; BRIDGLAND, 2000), abordando a geomorfologia, a sedimentologia e os controles primários que atuam na formação dos terraços aluviais no continente e dos vales incisos na margem continental.

Nas discussões de Blum & Tornqvist (2000), fica evidente que os terraços e vales incisos são importantes elementos de estudo do período Quaternário, pois, proporcionam interpretações consistentes a respeito da evolução de um sistema fluvial, e permite inferir sobre as condições à que a região esteve submetida e, que, por esse motivo, devem receber cada vez mais atenção dos geocientistas.

Os terraços são expressões morfo-sedimentares, compostos por depósitos aluviais e globalmente distribuídos nos flancos dos vales fluviais (PAZZAGLIA, 2010). Em geral, esta forma de relevo é construída devido a modificações no comportamento do rio, que responde às perturbações alogênicas e/ou autogênicas, e busca um novo equilíbrio para o sistema, o que provoca a dissecação e, conseqüentemente, abandono da planície fluvial (SCHUMM *et al.*, 1993; BULL, 1990).

Segundo Pazzaglia (2010), a análise dos terraços serve para deduzir acerca das transformações de um rio no espaço e no tempo. No entanto, não tem sido fácil compreender a sua gênese. As mudanças climáticas, variação do nível do mar e a neotectônica são consideradas, na maioria dos trabalhos (BRIDGLAND & WESTAWAY, 2008; SHANLEY e MCCABE, 1991, 1993; LEGARRETA & ULIANA, 1998; PAZZAGLIA, 2010), como os principais fatores que induzem ao abandono da planície aluvial, que às vezes pode, também, acontecer de maneira complexa.

No geral, as pesquisas mostram que terraços presentes no alto e médio curso fluvial, resultam das atuações do clima e tectônica (BULL & KNUEPFER, 1987; BLUM *et al.*, 1994; KNOX, 1996; HOVIOUS, 1998), já os preservados nas planícies flúvio-costeiras são produtos derivados das variações do nível do mar e que, por vezes, estão associados aos ajustes fluviais a partir das incisões na plataforma continental (ASLAN e AUTIN, 1997; BLUM & TORNQVIST, 2000).

Os vales incisos identificados nas margens continentais são registros principalmente de períodos glaciais. Com o recuo do nível do mar a plataforma continental fica exposta subaereamente e aquela que apresentar declividade superior à planície flúvio-costeira é submetida à incisão, e assim inicia um processo de erosão remontante, na tentativa de equilibrar o gradiente fluvial ao novo nível de base, o que pode promover a formação de terraços no continente, principalmente no baixo curso fluvial (SCHUMM, 1993; POSAMENTIER & ALLEN, 1999; TORNQVIST *et al.*, 2006).

O estudo de como sucedeu a formação de depósitos fluviais e terraços possibilita interpretações a respeito do comportamento do rio ao longo do tempo. A análise destes elementos geomorfológicos ajuda na compreensão sobre o padrão do rio, a capacidade de transporte, as áreas fontes de sedimentos e, sobre o controle em que o sistema fluvial esteve submetido ao longo da sua evolução.

Apesar do grande interesse internacional pela pesquisa do Quaternário fluvial, os estudos que abordam as sequências de terraços são escassos no Brasil, devido ao maior destaque aos processos deposicionais dos grandes sistemas fluviais, tais como os resultados já obtidos na bacia do Rio Amazonas (LATRUBESSE & FRANZINELLI 2002), Rio Paraná (STEVAUX, 1993 e 1994), Rio Araguaia (LATRUBESSE *et al.*, 2009) e no Pantanal (ASSINE, 2003; ASSINE e SOARES, 2004).

O Projeto IGCP 449, que teve como objetivo a correlação global dos terraços do Cenozóico tardio em rios de diferentes países (BRIDGLAND e WESTAWAY, 2008), expôs a carência de pesquisas no Brasil na literatura internacional, sendo que os únicos trabalhos citados foram os desenvolvidos no Rio Negro (LATRUBESSE & FRANZINELLI, 2005), no Rio Ivinhema (FORTES *et al.*, 2005) e no Rio Taquari (ASSINE, 2005), os quais todos fazem parte de grandes bacias hidrográficas.

Os trabalhos em rios de pequeno e médio porte são escassos e concentram-se nas regiões Sul e Sudeste do país, com destaque para os rios das bacias das Velhas e Paraopeba no Quadrilátero Ferrífero-MG (MAGALHÃES Jr., 1993; MAGALHÃES JÚNIOR e SAADI,

1994; BACELLAR et al., 2005; CHEREM et al., 2008; RAPOSO et al., 2008). A região Nordeste tem recebido mínima atenção e, dos estudos de geomorfologia fluvial já desenvolvidos nesta área, destaca-se somente os trabalhos desenvolvidos por Tricart & Silva (1968), Fontes (2002) e Cavalcante (2012), apesar de nenhum desses ter sido submetidos à análise pelos pares a nível internacional.

O nordeste é a única região do Brasil caracterizada pela baixa precipitação, elevado teor de evapotranspiração, solo raso e vegetação escassa. A maioria dos rios desta região podem ser enquadrados como “*dryland rivers*”, como definidos por Tooth (2000), para aqueles sistemas fluviais que drenam terrenos áridos ou semiáridos. O interesse internacional pelo estudo desses rios está crescendo motivados pelas previsões de cenários futuros de aumento da temperatura e consequente propagação das áreas secas no mundo.

Dos raros trabalhos já desenvolvidos no Rio Vaza-Barris, o de Tricart & Silva (1968) é o mais abrangente e no qual são descritos três sequências de terraços. Outros estudos (FONTES, 1988; LAGE, 1996; CARVALHO & FONTES 2006; FONTES *et al.*, 2010) apresentam poucos dados e modestas discussões, com descrições gerais dos depósitos flúvio-costeiros e interpretações adaptadas a modelos de outras regiões ou, limitando-se a enquadrar a evolução do vale nas propostas de King (1956) e Mabesoone & Castro (1975).

Esses fatos são poderosos argumentos que justificam o interesse em estudar os registros morfo-sedimentares no sistema fluvial do Vaza-Barris, com uma visão conceitual mais atualizada, sendo esta uma oportunidade de contribuir com o conhecimento, não apenas local, mas também para diminuir a carência de estudos sobre a geomorfologia dos rios de áreas secas do Brasil.

2. OBJETIVOS E ETAPAS DE PESQUISA

O principal objetivo desta dissertação é apresentar uma visão regional do registro morfo-sedimentológico presente no vale fluvial do Vaza-Barris. Propor uma compartimentação geomorfológica resultante das diferenças observadas na planície aluvial e, por fim, discutir a evolução do vale no Quaternário, contemplando a cronologia dos terraços e a análise dos vales incisos.

Com isso, pretende-se investigar os processos sedimentares que ocorreram no vale e sugerir um modelo evolutivo que sirva de base para o entendimento da história Quaternária do Rio Vaza-Barris, servindo como referência para estudos futuros em rios da região nordeste do Brasil.

Para alcançar os objetivos aqui propostos, fez-se necessário cumprir algumas etapas:

- Investigação da morfologia do vale fluvial e diferenciação dos compartimentos com base na geologia, na forma do vale, nos elementos deposicionais e nos padrões de rio presentes em cada trecho;
- Identificação, mapeamento e descrição da morfologia e sedimentologia dos terraços preservados no vale;
- Datações de níveis de terraços pelos métodos de ^{14}C (Radiocarbono) e LOE (Luminescência Opticamente Estimulada);
- Interpretação dos prováveis controles primários responsáveis pelo desequilíbrio do balanço de sedimento e que, como consequência, provocaram o abandono das planícies aluviais mais antigas;
- Correlação morfológica, sedimentológica e cronoestratigráfica entre os terraços preservados nos distintos compartimentos, quando possível;
- Caracterização dos vales incisos preservados na margem continental, baseado na profundidade de incisão e distância da linha de costa, além da interpolação de um perfil longitudinal de incisão na plataforma continental;
- Sugerir os processos sedimentares atuantes na formação da planície aluvial identificada nos diferentes compartimentos do vale do Vaza-Barris.

3. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL

Com uma área de drenagem de 17000 km², a bacia do Rio Vaza-Barris faz parte do grupo de bacias do Atlântico leste, localizada no nordeste do Brasil (10⁰30' a 11⁰30'S e 37⁰ a 39⁰45'W). Este rio tem aproximadamente 510 km de extensão com sentido NW-SE desde a cabeceira na Serra da Canabrava, município de Uauá, região árida do nordeste da Bahia, até a desembocadura no Oceano Atlântico, no município de São Cristóvão, em Sergipe.

Sendo um dos objetivos investigar o registro do Rio Vaza-Barris em resposta às variações do nível do mar no Quaternário tardio, a área de estudo (**Figura 1**), também compreende a margem continental adjacente à desembocadura do rio, limitada no talude superior à profundidade de 120m no Oceano Atlântico.

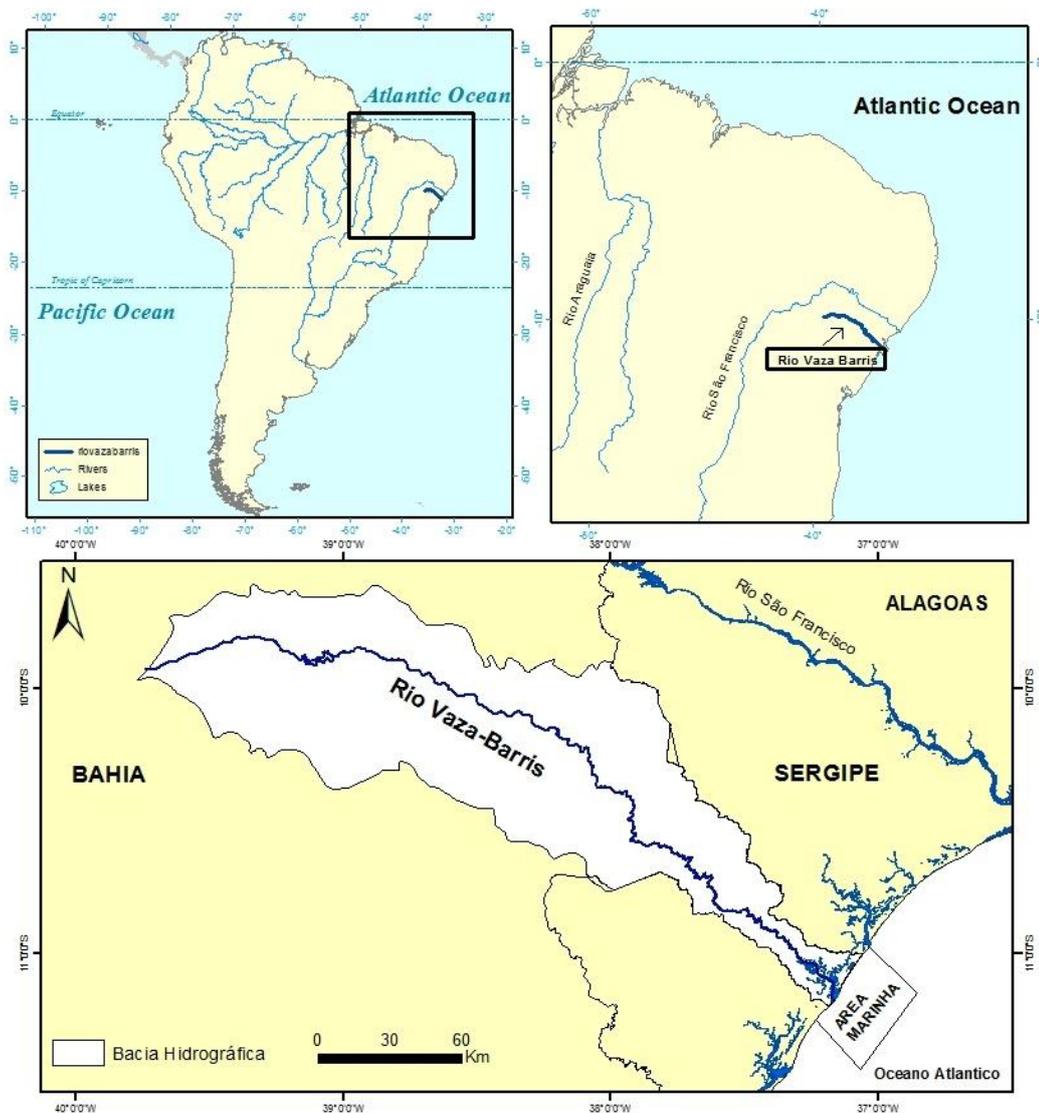


Figura 1: Mapa de localização da bacia do Rio Vaza-Barris e da área da plataforma continental que foram foco de estudo.

3.1 Geologia

Segundo os mapas geológicos dos estados de Sergipe (CPRM, 1997) e Bahia (CPRM, 2003), o Rio Vaza-Barris drena quatro unidades geotectônicas (**Figura 2**), percorrendo desde terrenos cristalinos do Cráton do São Francisco (CSF) e rochas metassedimentares da Faixa de Dobramento Sergipana a terrenos sedimentares das bacias sedimentares de Tucano e Sergipe-Alagoas.

O rio nasce sobre rochas do Arqueano-Proterozóico, da porção nordeste do Cráton do São Francisco, percorrendo rochas resistentes à erosão do Complexo Santa Luz, composto por migmatitos, paragnaisses e quartzitos subordinados (TEXEIRA e FIGUEIREDO, 1991). Um pouco mais a jusante, o rio flui sobre rochas do Complexo Metamórfico Uauá, composto por ortognaisses, gnaisses, migmatitos, anfibolitos e um enxame de diques intrusivos máficos e, antes da transição para o contexto geotectônico a jusante, drena a unidade Serra do Capim, composta por rochas metavulcânicas.

A jusante do CSF, o Rio Vaza-Barris tem seu curso sobre rochas Neoproterozóicas da Faixa de Dobramento Sergipana (FDS), interpretadas como uma sucessão de sequências sedimentares, geradas e metamorfizadas durante o Ciclo Brasileiro (ALMEIDA *et al.*, 1981). Esse arcabouço geotectônico subdivide-se em cinco domínios (Vaza-Barris, Macururé, Estância, Canindé e Marancó), de modo que o Rio Vaza-Barris drena predominantemente o Domínio Vaza-Barris, composto principalmente por metarenitos, metarritimitos, metasiltitos, metaconglomerados e metacalcários.

No curso médio do rio, o arcabouço é representado por rochas da bacia sedimentar de Tucano (BST), mais precisamente a zona limítrofe entre as bacias de Tucano Central e Norte. Este contexto compõe-se por rochas sedimentares que datam desde o Mesozóico, geradas em ambientes flúvio-lacustres, lacustres, deltáicos e de leques aluviais e aluviões que preencheram as depressões existentes após o soerguimento da bacia sedimentar, originadas durante o processo de riftiamento e separação entre Brasil e África (MAGNAVITA & CUPERTINO, 1987).

A zona limítrofe da bacia de Tucano Central e Norte são compostos por inúmeros falhamentos transcorrentes de direção NW-SE, vinculadas ao arco estrutural do Vaza-Barris (MAGNAVITA & CUPERTINO, 1987), sendo a principal feição estrutural da bacia de Tucano, corresponde ao eixo do Rio Vaza-Barris. Reativações tectônicas podem ter controlado os depósitos Neógenos-Quaternários desta área. Esta região apresenta-se

morfologicamente como um planalto semidesértico, com aspecto ruiforme, o qual apresenta rasos, tabuleiros e mesas como principais formas de relevo.

A leste da BST, o rio passa a drenar rochas metassedimentares da FDS novamente, numa região de relevo caracterizado por serras residuais do Pediplano Sergipano. À medida que se aproxima do baixo curso fluvial, o rio encaixa-se na zona de cisalhamento contracional do Rio Jacaré de direção NW-SE e segue até a bacia sedimentar Sergipe-Alagoas (BSEAL), onde essa zona de cisalhamento passa a ser chamada de Falha de Itaporanga, configurando o limite sul da BSEAL.

O substrato geológico do baixo curso fluvial é composto por rochas sedimentares pertencentes ao grupo Piaçabuçu da BSEAL. Na porção continental, as rochas do grupo Piaçabuçu estão cobertas por sedimentos areno-argiloso Neógenos da Fm. Barreiras e por depósitos Quaternários arenosos da planície flúvio-costeira, de praias e depósitos eólicos.

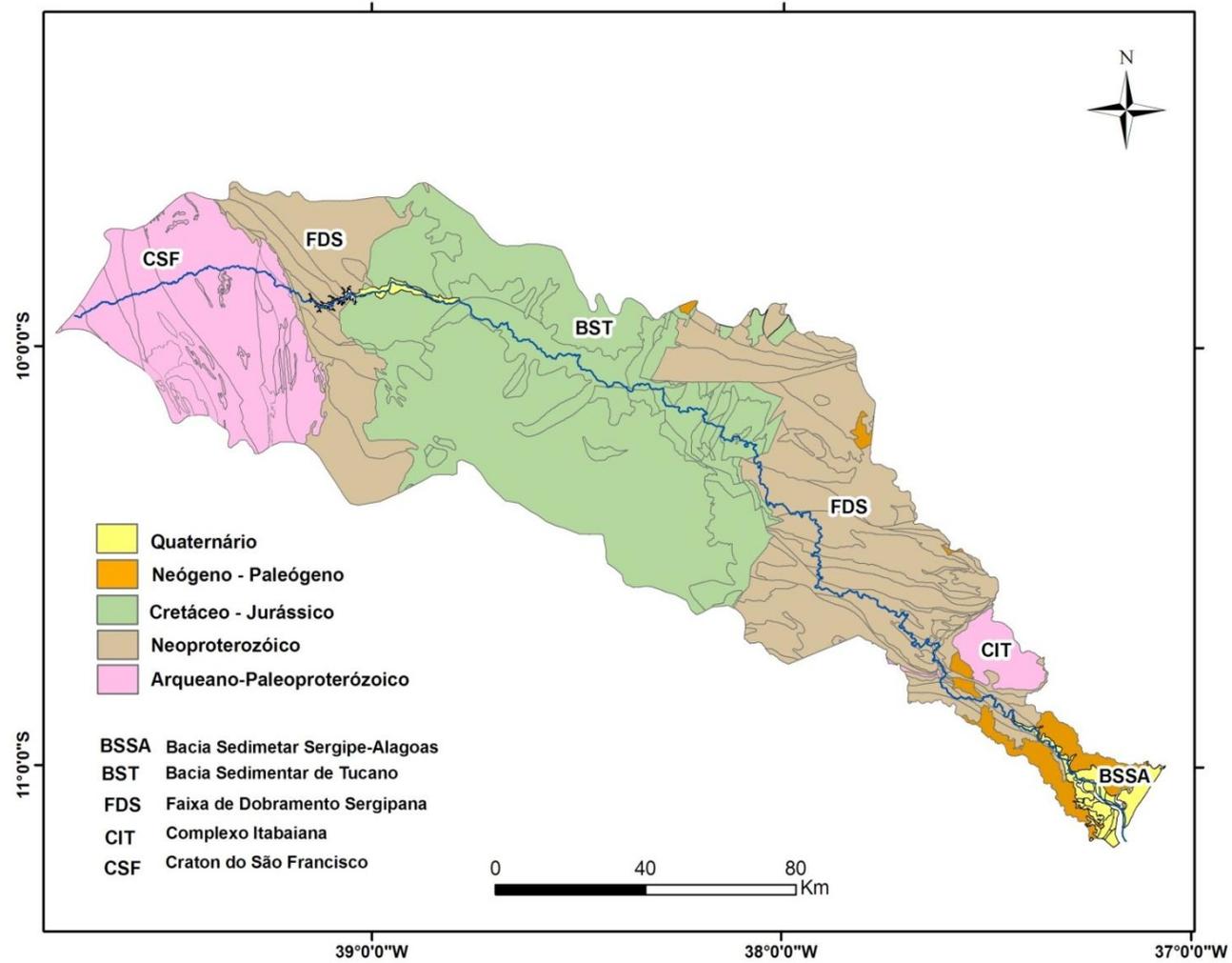


Figura 2: Mapa geológico da bacia do Rio Vaza-Barris mostrando os contextos geotectônicos drenados pelo rio principal: CSF-Craton do São Francisco; FDS- Faixa de Dobramento Sergipana; BST- Bacia rift de Tucano Central e Norte; BSSA- Bacia marginal Sergipe-Alagoas. Fonte: adaptado de CPRM (1997 e 2003).

3.2 Clima

A região nordeste é a mais árida do Brasil (IBGE, 2002). Segundo Nobre & Molion (1988), por estar localizada no extremo leste da América do Sul, a região é influenciada por fenômenos meteorológicos que a caracterizam como uma área climática única em semiaridez, e consideram que o clima semiárido nessa região é resultado dos intensos movimentos convectivos na região amazônica.

A região do Rio Vaza-Barris, segundo o mapa climático do IBGE (2002), é de clima tropical nordeste oriental e tropical zona equatorial. De um modo geral, o clima da bacia apresenta-se em três faixas: semiárido na região próxima a nascente até o limite entre os estados da Bahia e Sergipe, com 8 a 10 meses de período seco, sendo de janeiro a março o período de precipitações; na área central da bacia o clima é semiúmido, com período de seca diminuindo para 4 a 5 meses; já na área litorânea, o clima é úmido, com apenas 1 a 2 meses de período seco, com maior intensidade das chuvas nos meses de abril e junho (**Figura 3**).

O Rio Vaza-Barris percorre seu maior trecho na Bahia, onde o clima semiárido a árido predomina e a precipitação anual é inferior a 500 mm na nascente. Já no curso médio, a precipitação é de 600 mm em média, sendo os meses de dezembro a março os mais chuvosos (Plano Diretor de Recursos Hídricos da Bahia, 1996). Em Sergipe, duas faixas de precipitação podem ser definidas: uma com média anual de 800 a 1000 mm a oeste e a faixa costeira, de maior média anual da bacia, com 1200 a 1600 mm (Plano Estadual de Recursos Hídricos de Sergipe, 2010).

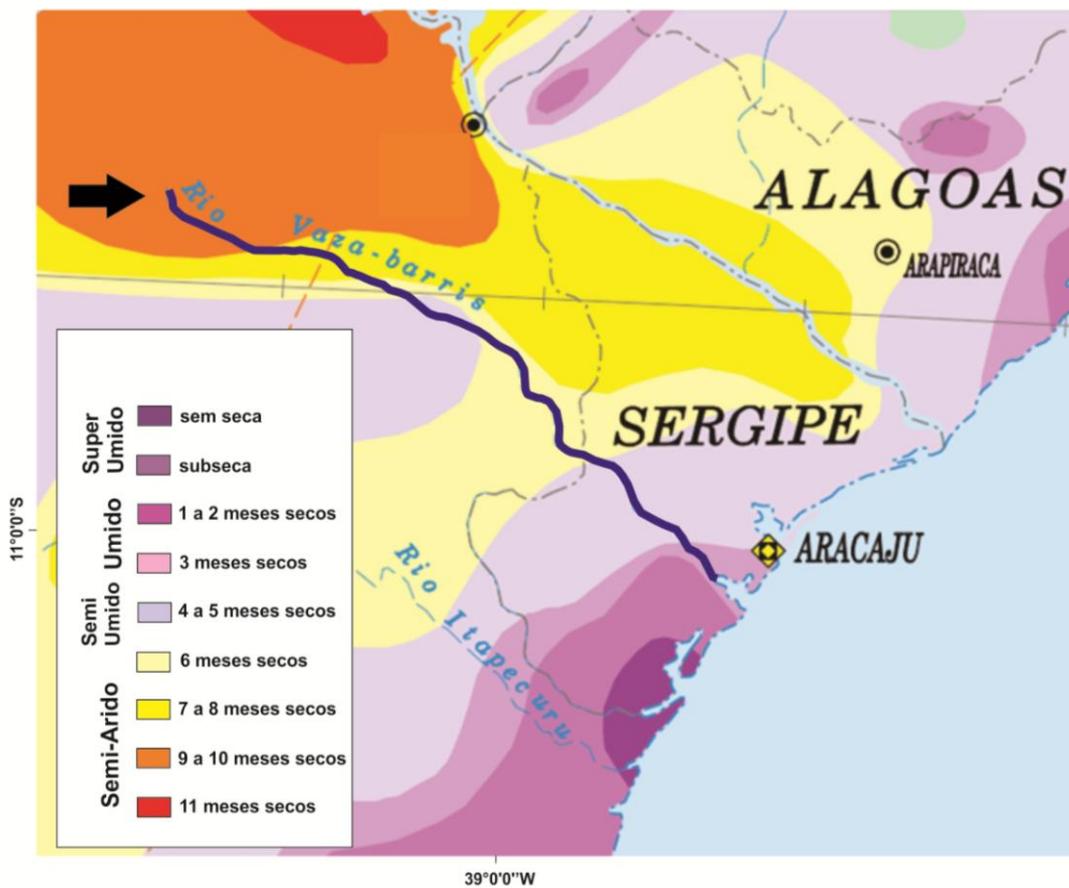


Figura 3: Mapa de clima da região do Rio Vaza-Barris. Fonte: IBGE (2002).

3.3 Rio Vaza-Barris

O regime hidrológico do Rio Vaza-Barris é intermitente na sua maior extensão, típico de regiões secas, torna-se perene apenas no baixo curso. Ao analisar dados de vazão de duas estações fluviométricas (Jeremoabo e Fazenda Belém), entre o período de 1972 a 2013 (**Figura 4**), nota-se diferentes momentos do ano em que o rio disponibiliza suas maiores e menores vazões médias mensais.

Na estação de Jeremoabo, a ~200km da nascente, o mês de março é o período no qual o rio atinge suas maiores vazões, com média mensal acima de $6\text{m}^3/\text{s}$, já a mínima ocorre nos meses de outubro e novembro, com vazões aproximadas de $1\text{m}^3/\text{s}$. Já na estação fluviométrica da Fazenda Belém, na cidade de Itaporanga, a ~30km do Oceano Atlântico, as vazões mais elevadas ocorrem entre os meses de maio a julho, sendo a vazão média mensal de $19\text{m}^3/\text{s}$, enquanto no mês de novembro, o rio apresenta a menor média mensal de $4\text{m}^3/\text{s}$.

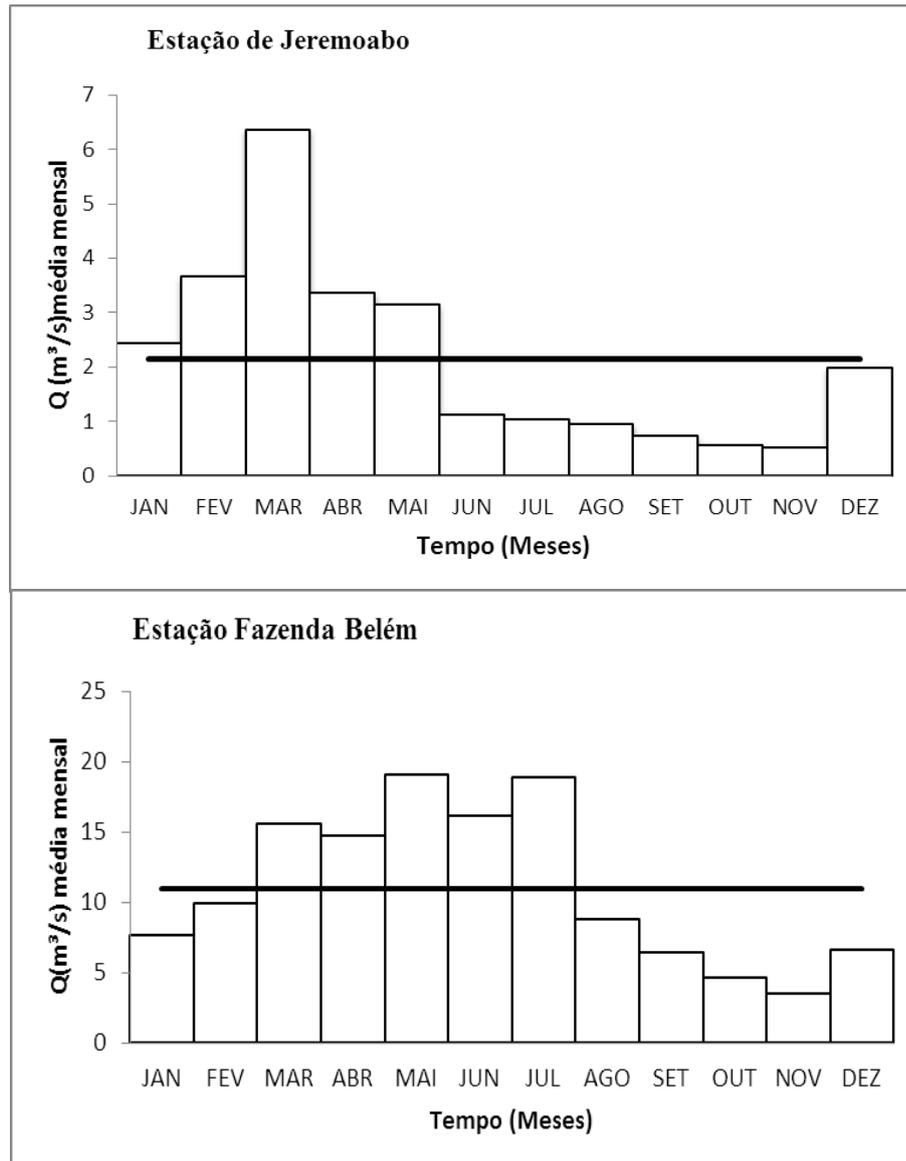


Figura 4: Descargas médias do Rio Vaza-Barris nas estações de Jeremoabo, localizada no médio curso do rio, e da Fazenda Belém localizada no baixo curso fluvial. Fonte dos dados: Hidroweb.

Informações disponibilizadas no Plano Diretor de Recursos Hídricos da Bahia (1996), referentes ao posto fluviométrico de Canudos (atualmente extinto), localizado a ~100km da nascente, mostram que o rio nessa área tem vazão média de $3\text{m}^3/\text{s}$, enquanto entre os meses de novembro a maio, durante época de chuvas, existe registro de que a vazão média diária teria atingido $684\text{m}^3/\text{s}$, e que para a região foi postulado uma recorrência de 10 anos para vazões de $388\text{m}^3/\text{s}$.

Estas informações caracterizam intervalos de elevada competência fluvial, com variabilidade sazonal da vazão e picos de cheias que podem superar em até 100 vezes mais a vazão média anual, o que demonstra características hidrológicas típicas de *dryland river*.

4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Para postular um modelo de evolução Quaternária do Rio Vaza-Barris, foi necessário o cumprimento de etapas metodológicas específicas que incluíram trabalhos de campo no vale fluvial e campanhas oceanográficas na margem continental.

O desenvolvimento desta pesquisa contou com o apoio do Laboratório Georioemar, da Universidade Federal de Sergipe (UFS) em parceria com a Petrobras. Além de autorizar o uso dos dados referentes à plataforma continental de Sergipe, do Projeto Marseal, cujo autor desta dissertação participou de todas as etapas do trabalho, o Laboratório Georioemar também disponibilizou a infraestrutura e os equipamentos para a execução das etapas de campo e laboratorial.

Nos itens abaixo são descritas as principais metodologias e estratégias de pesquisa.

4.1 Levantamento Bibliográfico e Planejamentos de Campo

O estudo teve início com o levantamento do acervo bibliográfico sobre a geomorfologia e geologia da bacia do Rio Vaza-Barris e temas de interesse, principalmente sobre o Quaternário, com foco na evolução de sistemas fluviais e nos seus principais controles (paleoclima, variação do nível do mar e neotectônica), além de pesquisas que discutem a gênese dos terraços e dos vales incisos, fundamentais para discussão dos resultados obtidos nesta dissertação.

As atividades de campo, realizadas no vale fluvial, foram planejadas a partir de mapeamentos morfológicos preliminares com uso de imagens de satélite do software *Google Earth*, fotos aéreas na escala 1:25000 e modelos digitais de elevação SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Nestes mapas, foram assinalados os locais que apresentaram evidências de patamares nas paredes do vale fluvial, que indicariam possíveis níveis de terraços, os quais, posteriormente foram avaliados em campo.

4.2 Trabalhos de Campo

4.2.1 Vale fluvial

A partir dos mapas preparados preliminarmente, foram realizados controles de campo, com mapeamento dos níveis altimétricos dos terraços, utilizando um GPS geodésico (RTK) de sistema GNSS Trimble R6, descrição faciológica e coleta de amostras para datações pelos métodos ^{14}C (Radiocarbono) e LOE (Luminescência Opticamente Estimulada).

A fim de apresentar um quadro da cronologia dos terraços presentes no vale do Rio Vaza-Barris, coletou-se um total de dez amostras, sendo seis amostras de sedimento para datação pelo método LOE e quatro amostras (carvão e madeira) para datações ^{14}C .

Na coleta das amostras para datações pelo método LOE, foram utilizados tubos de alumínio com 7cm de diâmetro e 50cm de comprimento, além de tampas de PVC, forradas com sacos plásticos pretos para não permitir a penetração de luz nas amostras. Os tubos de alumínio foram inseridos horizontalmente nos terraços com uma marreta, de maneira percussiva. Já para coleta de amostras de materiais datáveis pelo método Radiocarbono, utilizou-se espátula, luva plástica e saco de amostras.

Na região estuarina, entre os dias 19 e 21 de julho de 2013, a bordo de uma pequena embarcação motorizada, utilizou-se um correntômetro ADCP (*Acoustic Doppler Current Profile*) modelo rdi Rio Grande 600khz acoplado ao GPS (RTK) Trimble R6 para adquirir cinco perfis transversais com intuito de levantar informações sobre a morfologia e hidrodinâmica do canal estuarino.

4.2.2 Margem Continental

A obtenção das seções sísmicas de alta resolução na plataforma continental ocorreu a bordo de um barco de pesca, entre os dias 28 e 31 de outubro de 2012, durante pesquisas do Projeto MARSEAL “Caracterização Ambiental da Bacia de Sergipe e Sul de Alagoas” (Convênio UFS-Fapese-Petrobras, nº CV 4600352074). O equipamento utilizado na campanha foi o sistema Edgetech 3200-XS, modelo SB-512i, com o objetivo de identificar paleocanais na margem continental. Informações para caracterizar geral da morfologia dessa margem continental, também, foram baseadas em mapas gerados no âmbito Projeto Marseal.

As seções de sísmica rasa foram obtidas pelo método da perfilagem de subfundo (SBP), com emissão e recepção de pulsos acústicos, registrando assim, diferentes refletores sísmicos. Para a aquisição dos dados, utilizou-se o procedimento de levantamento denominado monocanal, por se tratar do registro do pulso sísmico por um único receptor, posicionado ao lado da fonte e acoplado ao GPS (RTK) Trimble R6 para posicionamento.

4.3 Trabalhos de Laboratório

4.3.1 Datação LOE (Luminescência Ópticamente Estimulada) e ^{14}C (Radiocarbono)

As amostras coletadas em campo foram conduzidas até o laboratório Georioemar-UFS, ainda nos tubos de alumínio. Numa sala sob luz vermelha (tipo Led), com baixa intensidade, os tubos foram abertos e coletadas 100g de amostras para análise da dose anual, em uma das extremidades, e, na parte central do tubo, foram coletadas 100g para análise da dose acumulada. Posteriormente, estas amostras foram conduzidas ao Laboratório de Dosimetria LOE da Unifesp (Universidade Federal de São Paulo) na cidade de Santos-SP.

Na Unifesp, as amostras coletadas para cálculo de dose acumulada foram peneiradas inicialmente na faixa de 100-250 μm e, logo após, foram tratadas quimicamente por 12 horas no H_2O_2 (20%). Em seguida, as amostras foram lavadas com água destilada e tratadas por 1 hora no HF (24%) e por 2 horas no HCl (10%), eliminando, assim, matéria orgânica, óxidos e carbonatos. Após, as amostras foram secas e peneiradas novamente na faixa de 100-160 μm , ficando prontas para datação. As demais amostras separadas para a análise da dose anual secaram a 60°C na estufa e foram encaminhadas para o Laboratório de Dosimetria LOE da Universidade de São Paulo (USP).

As quatro amostras coletadas para datação pelo método Radiocarbono foram apenas fotografadas, embaladas em sacos plásticos, catalogadas e enviadas ao laboratório Beta Analytic, nos EUA.

4.3.2 Mapeamentos Geomorfológicos

A caracterização dos distintos compartimentos do vale teve como base as investigações das imagens de satélite disponibilizadas pelos softwares Google Earth Pro e Arc Gis 10.3, fotos aéreas e descrições de campo, servindo assim, para confecção de mapas geomorfológicos de trechos representativos de cada compartimento do Rio Vaza-Barris. Através das imagens SRTM também foi interpolado um perfil longitudinal do rio atual, que serviu para cálculo de declividade e dimensões dos compartimentos.

Perfis morfológicos transversais esquemáticos dos diferentes compartimentos foram construídos a partir das imagens SRTM e ajustados com dados altimétricos obtidos com o GPS (RTK) de precisão durante as etapas de campo, indicando o posicionamento dos níveis de terraços em relação ao rio atual. Os terraços foram designados de T0 a T5, aumentando o número à medida que a superfície do topo do terraço estivesse mais próxima do rio atual.

Os terraços identificados no vale do Rio Vaza-Barris foram descritos e classificados com base nos conceitos de Bull (1991); Wegmann e Pazzaglia (2009) e Pazzaglia (2010), no qual, consideram terraços como unidades geomorfológicas e sedimentológicas que apresentam sedimentos inconsolidados e com inconformidades na base, podendo variar verticalmente e longitudinalmente quanto à estratigrafia e espessura.

Os terraços foram classificados como do tipo strath, preenchimento (fill terrace) e corte-preenchimento (terrace fill-cut). Os strath são aqueles que apresentam pouca espessura (<3m) e com uma cobertura cascalhosa sobre uma superfície basal rochosa ou de sedimentos consolidados, diferentemente do terraço de preenchimento que são espessos (>3m) compostos por depósitos areno-cascalhosas e, em alguns casos, no topo apresentam facies compostas por sedimentos finos de *overbank* ou de depósitos eólicos. Por fim, o terraço do tipo corte-preenchimento com degraus é constituído por sedimentos de uma única fase de agradação e que estão sobre a mesma superfície basal de um terraço de preenchimento, porém, formados por etapas degradacionais do vale sem que houvesse processos consideráveis de sedimentação.

4.3.3 Sísmica Rasa da Margem Continental

As seções sísmicas obtidas na campanha oceanográfica foram transferidas inicialmente para o software *Sonar Wiz* e os arquivos de localização das rotas foram sincronizados no software Arc Gis 10, nos quais foram analisados e, em seguida, os intervalos das seções que fossem interpretados como antigas incisões fluviais, foram assinalados e exportados com a captura das informações de profundidade de incisão, largura e forma do vale.

Pelo fato de os levantamentos sísmicos serem de alta resolução e os dados de maneira bruta já satisfazerem os objetivos desta pesquisa, os perfis sísmicos não foram submetidos a processamento geofísico avançado, apenas utilizou-se o software *Sonar Wiz* para ajustes básicos dos refletores, ressaltando, dessa forma, o truncamento dos refletores nos locais onde foram encontrados vales incisos.

5. RESULTADOS

5.1 Compartimentação Morfo-Sedimentar do Rio Vaza-Barris

O entendimento sobre a evolução espaço-temporal de um sistema fluvial torna-se mais completo à medida que as geoformas identificadas ao longo de um vale fluvial são relacionadas com as respostas do rio à geologia regional (litologia e tectônica), ao relevo, ao clima, e às influências das variações do nível do mar.

O vale do Rio Vaza-Barris apresenta diferenças morfológicas, consideráveis, ao longo dos 510km de extensão do canal principal. No geral, este é um rio parcialmente confinado, que drena um fundo rochoso, com exceção das áreas de menor extensão em que o rio desenvolveu relevantes planícies aluviais sobre o arcabouço da bacia sedimentar de Tucano, na Bahia, e sobre a bacia sedimentar Sergipe-Alagoas, em Sergipe.

A partir das investigações acerca da geologia, morfologia dos depósitos sedimentares, forma do vale, perfil longitudinal e, principalmente, a disposição da planície aluvial é proposto uma divisão em seis compartimentos para o vale do Rio Vaza-Barris, denominados de VB-1 a VB-6 (**Figura 5, Figura 6 e Quadro1**), três funcionam como áreas de aporte de sedimentos (VB-3, VB-4 e VB-6) e nos outros predominam o transporte sedimentar.

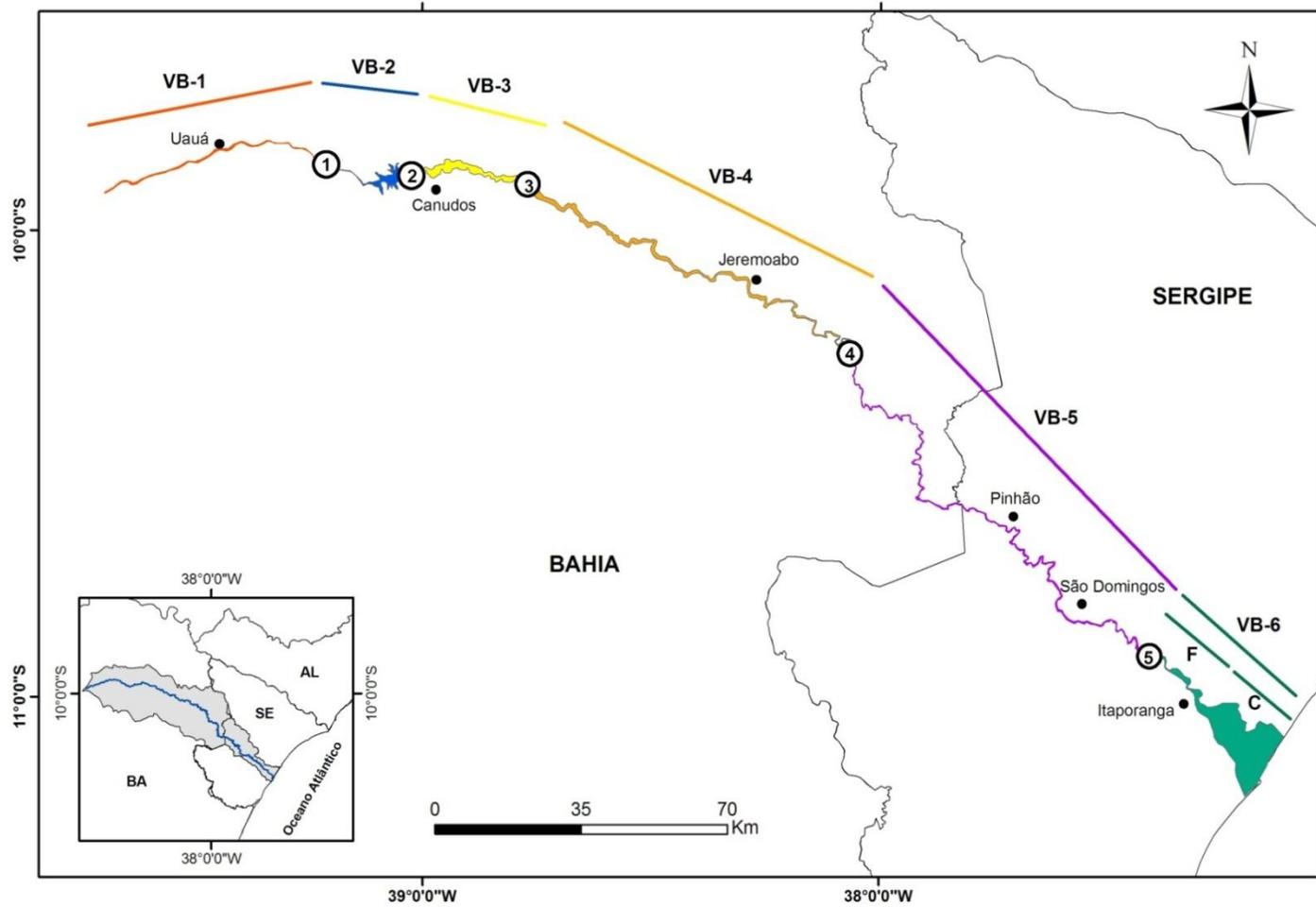


Figura 5: Compartimentos geomorfológicos do Rio Vaza-Barris (VB-1, VB-2, VB-3, VB-4, VB-5 e VB-6), separados por pontos nodais, numerados de 1 a 5. O compartimento VB-6 apresenta dois sub-compartimentos: F) segmento com canal meandrante fluvial; C) segmento estuarino.

Compartimento		Extensão (E) e Declividade (D)	Geologia	Característica	Síntese do compartimento geomorfológico
VB-1		E= 75 km D= 1,84 m/km	Cráton do São Francisco, composto por gnaisses-granitos	Rio confinado com vertentes suaves, fundo rochoso, com restrita planície aluvial.	Canal de fundo rochoso, com presença de blocos de rochas e sedimentos areno-cascalhosos. Restrita planície aluvial. Região de superfície plana.
VB-2		E=25 km D=1,42 m\km	Faixa de Dobramento Sergipana, composta por rochas metassedimentares	Rio encaixado no embasamento, com vertentes íngremes, fundos rochosos, com uma restrita planície.	Vale encaixado com canal de fundo rochoso e restritos depósitos sedimentares no fundo do vale. Atualmente, parte do compartimento está inundada pelo açude de Cocorobó.
VB-3		E=60 km D=0,33m\km	Bacia Sedimentar de Tucano (Central-Norte), predomínio de arenitos.	Vale desconfinado, com planície fluvial larga, vários paleocanais e terraços.	Canal sinuoso drenando uma planície aluvial larga (2500m). Presença de terraços, paleocanais e expressivos leques aluviais aportado na planície principal pelos rios tributários.
VB-4		E=100 km D=1m\km	Bacia Sedimentar de Tucano (Central-Norte), predomínio de arenitos.	Vale desconfinado, de planície atual estreita, com rio sinuoso, composto por cinco terraços fluviais.	Canal meandrante drenando um fundo aluvial em um cinturão sinuoso, com barras de pontal composto por areia grossa a granulo. Área de elevado grau de preservação de terraços aluviais. Regionalmente é uma área elevada, denominada Chapada de Jeremoabo.
VB-5		E=210 km D=0,85 m\km	Faixa de Dobramento Sergipana, composto por rochas metassedimentares.	Vale de vertentes íngremes, fundo rochoso, e presença de terraços.	Canal confinado drenando um fundo marcado por inúmeros knickpoints e controlado pela estrutural. No fundo do estreito vale, existe a preservação de terraços.
VB-6	F	E=40 km D=0,5m\km	Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas	Vale desconfinado lateralmente, com planície larga. Possui 3 terraços.	Planície aluvial larga (~2000m), com canal meandrante, presença de lagos de meandros, meandros abandonados e terraços.
	C			Estuário com presença de ilhas e barras. Possui 1 terraço marinho.	Estuário apresentando canais de maré, barras de maré e desenvolvimento de manguezal nas margens. Presença de um terraço marinho

Quadro 1 – Síntese dos compartimentos do Rio Vaza-Barris, apresentando a forma do vale e da planície, contexto geotectônico, declividade e detalhes que caracterizam os distintos segmentos.

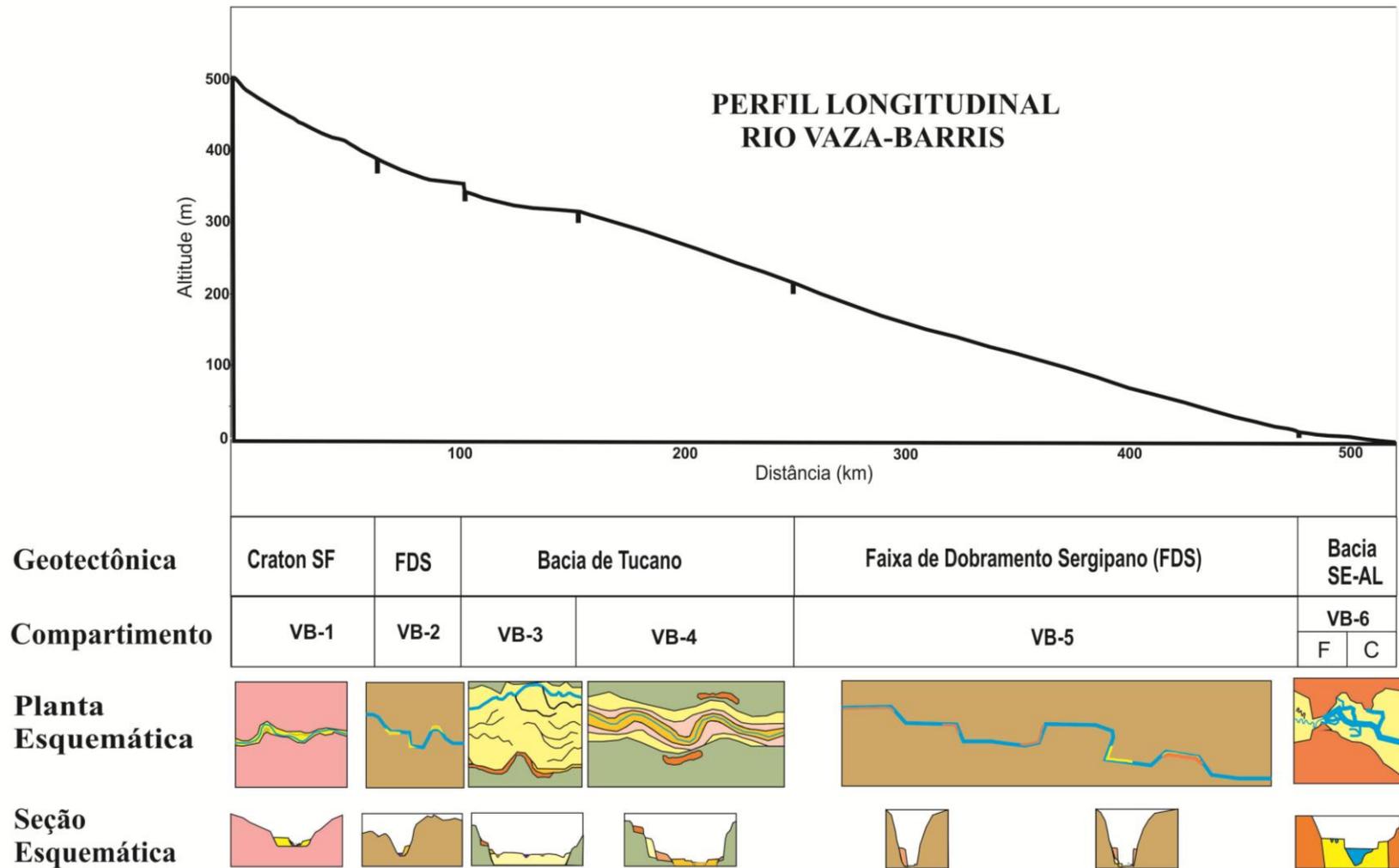


Figura 6: Perfil longitudinal do Rio Vaza-Barris apresentando os contextos geotectônicos e modelos esquemáticos em planta e seções transversais dos compartimentos.

5.1.1 Compartimento VB-1

Este compartimento tem início na cabeceira do rio, na Serra da Canabrava, a aproximadamente 500m de altura e se estende por 75 km a jusante, até o ponto nodal 1, com o curso fluvial orientado preferencialmente no sentido SW-NE em conformidade com alguns diques máficos do Complexo Metamórfico de Uauá. À medida que vai se afasta da nascente, o rio passa a ser controlado por falhas que modificam o sentido do curso fluvial para NW-SE. O vale é pouco escavado na vertical e lateral, porém, em locais de confluências, a planície aluvial atinge no máximo 200m de extensão transversal, este nível deposicional será considerado um terraço no próximo capítulo (**Figura 7**).

O canal atual drena um fundo composto por rochas gnáissicas do embasamento (**Figura 8**), e apresenta um traçado retilíneo. Nos locais onde foi aportado sedimentos e desenvolveu uma planície aluvial com largura acima da média, nota-se uma discreta sinuosidade do canal. A morfodinâmica deste segmento é típica de rios de nascentes em áreas cratônicas, com predomínio da carga de fundo composta por areias e seixos, sub-angulosos a sub-arredondados. Pode-se sugerir que, somente, nos períodos de cheias o rio transporta sedimentos, diferente da maior parte do ano, no qual não tem capacidade para movimentar os sedimentos.

A geomorfologia dessa área é relativamente plana, com vegetação de caatinga esparsa, dominada por um clima árido, com precipitação abaixo dos 500 mm/ano. Assim, o Rio Vaza-Barris, tem pouco ou nenhum fluxo durante o maior período do ano, todavia, no período das fortes enxurradas, a erosão é intensificada e, por apresentar rochas resistentes ao processo erosivo, em certos momentos promove um pequeno alargamento das margens fluviais.

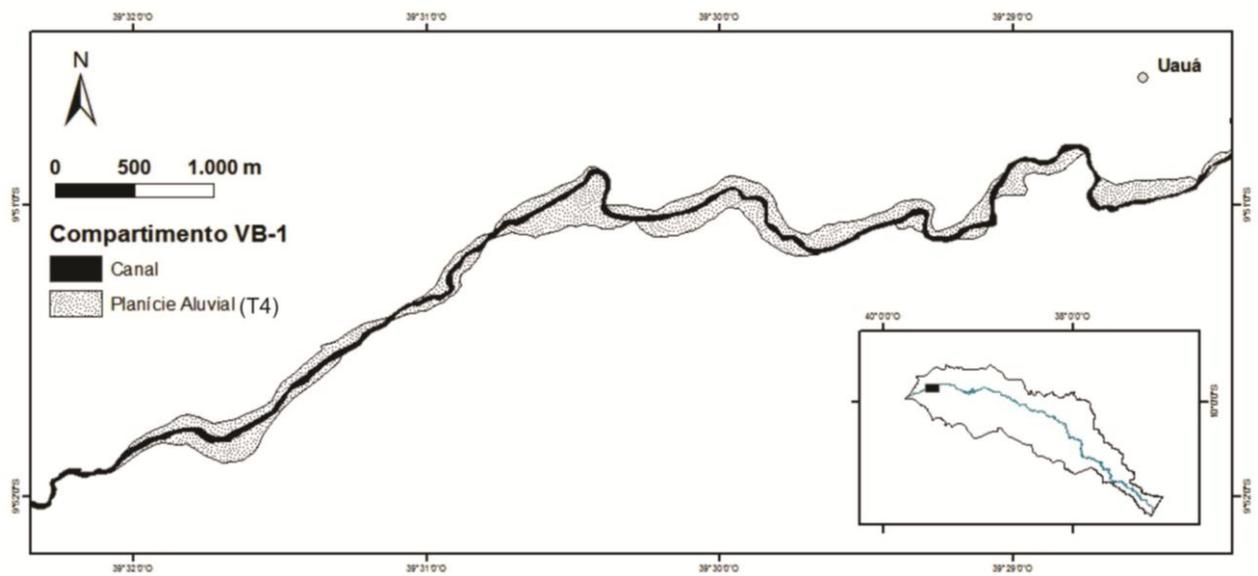


Figura 7: Mapa geomorfológico representativo do vale do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-1. A) imagem de satélite Google Earth apresentando o desenvolvimento restrito de planície aluvial e um traçado do canal predominantemente retilíneo.



Figura 8: Rio Vaza-Barris no compartimento VB-1, próximo à cidade de Uauá - BA (coordenadas: $9^{\circ}50'42''\text{S}$ / $39^{\circ}28'10''\text{W}$), mostrando o canal atual e a planície aluvial composta por areia.

5.1.2 Compartimento VB-2

Neste compartimento, o rio percorre 25 km de extensão e apresenta drenagem encaixada com padrão reto, controlado estruturalmente, numa região caracterizada pelos planaltos dissecados, constituídos por rochas metamórficas da FDS, sendo o xisto a litologia predominante. O limite jusante é o ponto nodal 2, uma zona de falha que separa o arcabouço da Faixa de Dobramento Sergipana e da bacia sedimentar de Tucano.

O que diferencia esse segmento do que está localizado a montante é que o referido compartimento tem as vertentes do vale mais acentuadas, tende à forma de “V”. O fundo do vale passa a ser mais confinado com, no máximo, 100m de extensão e em restritos locais do fundo do vale apresenta uma restrita planície aluvial (**Figura 9**), com características semelhante ao compartimento a montante, que será considerada um nível de terraço (T4) no próximo capítulo. O controle estrutural deste segmento é notável a partir das mudanças bruscas no sentido do rio.

O arcabouço geológico é composto por rochas menos resistentes que as do compartimento anterior, permitindo assim uma erosão mais verticalizada, o que diminui o poder de erosão lateral e, conseqüentemente, não alargou o fundo do vale. Neste trecho, o fundo do vale tem em média 50m de largura e o canal apresenta um fundo rochoso coberto por um pouco de sedimento arenoso, que é transportada somente em períodos de cheias e, semelhante ao compartimento VB-1, atua como uma zona de transferência de sedimentos.

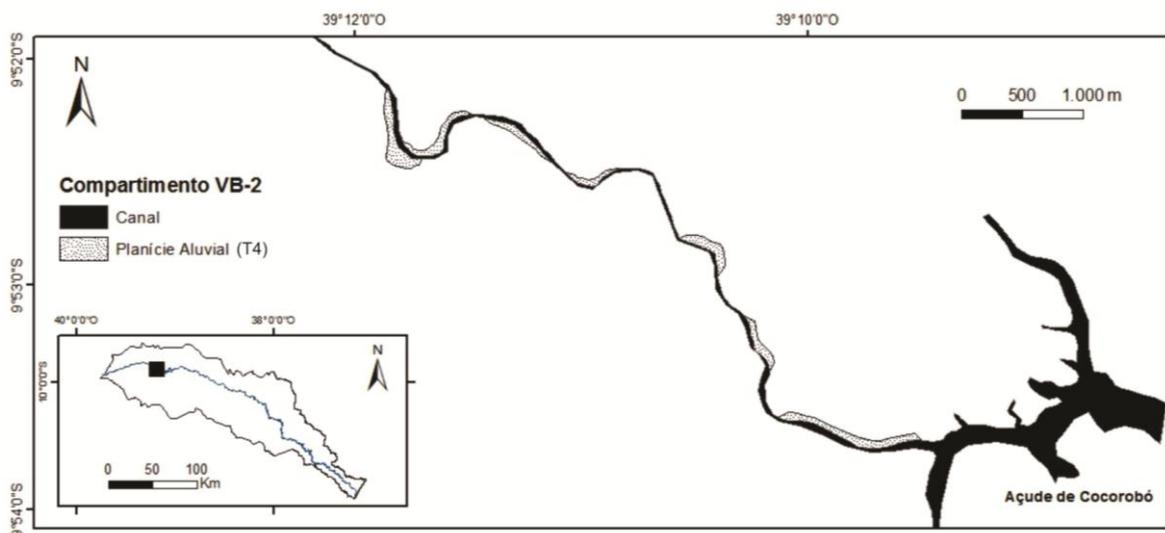


Figura 9: Mapa geomorfológico representativo do vale do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-2. Vale em forma de V, com canal de fundo rochoso encaixado em rochas metassedimentares, com traçados retilíneos e que tem parte inundada pelo açude de Cocorobó.

Atualmente, parte desse compartimento está inundado pelo acúmulo de água no açude de Cocorobó, que tem altura da barragem de 33,5m e acumula um volume de $24,5 \times 10^7$ m³ numa área de 239 ha, planejado para favorecer projetos de irrigação e de abastecimento de água na região (DNOCS/IPT, 1976).

5.1.3 Compartimento VB-3

O arcabouço deste compartimento é composto por rochas da Bacia Sedimentar de Tucano, com predomínio de arenitos e folhelhos da Fm. Sebastião. Diferentemente dos compartimentos localizados a montante, o canal encontra-se desconfinado e com baixa declividade (0,33m/km). Esta é uma das áreas de planície aluvial expressiva no vale do Rio Vaza-Barris e, que mostra evidências morfo-sedimentares de ter funcionado como uma zona de acomodação sedimentar.

Com 60 km de extensão, de limite montante na barragem de Cocorobó (ponto nodal 2), esse compartimento é caracterizado por uma planície aluvial com expressivos 2500m de largura, de inúmeros paleocanais e um canal sinuoso com ~8m de largura (**Figura 10 e 11**). Nessa área é relevante a contribuição sedimentar aportada na planície principal pelos rios tributários sob a forma de leques aluviais.

Na transição entre o compartimento VB-2 e o VB-3, verifica-se uma deposição sedimentar no sopé da barragem de Cocorobó em forma de leque aluvial. Esta feição tem aproximadamente 3000m de extensão e 2000m de largura. Por ser uma área de intensa atividade agrícola, abastecida pelas águas represadas no açude de Cocorobó, o mapeamento dos paleocanais e de outras feições nessa área a partir do uso de imagens de satélite foi prejudicado.

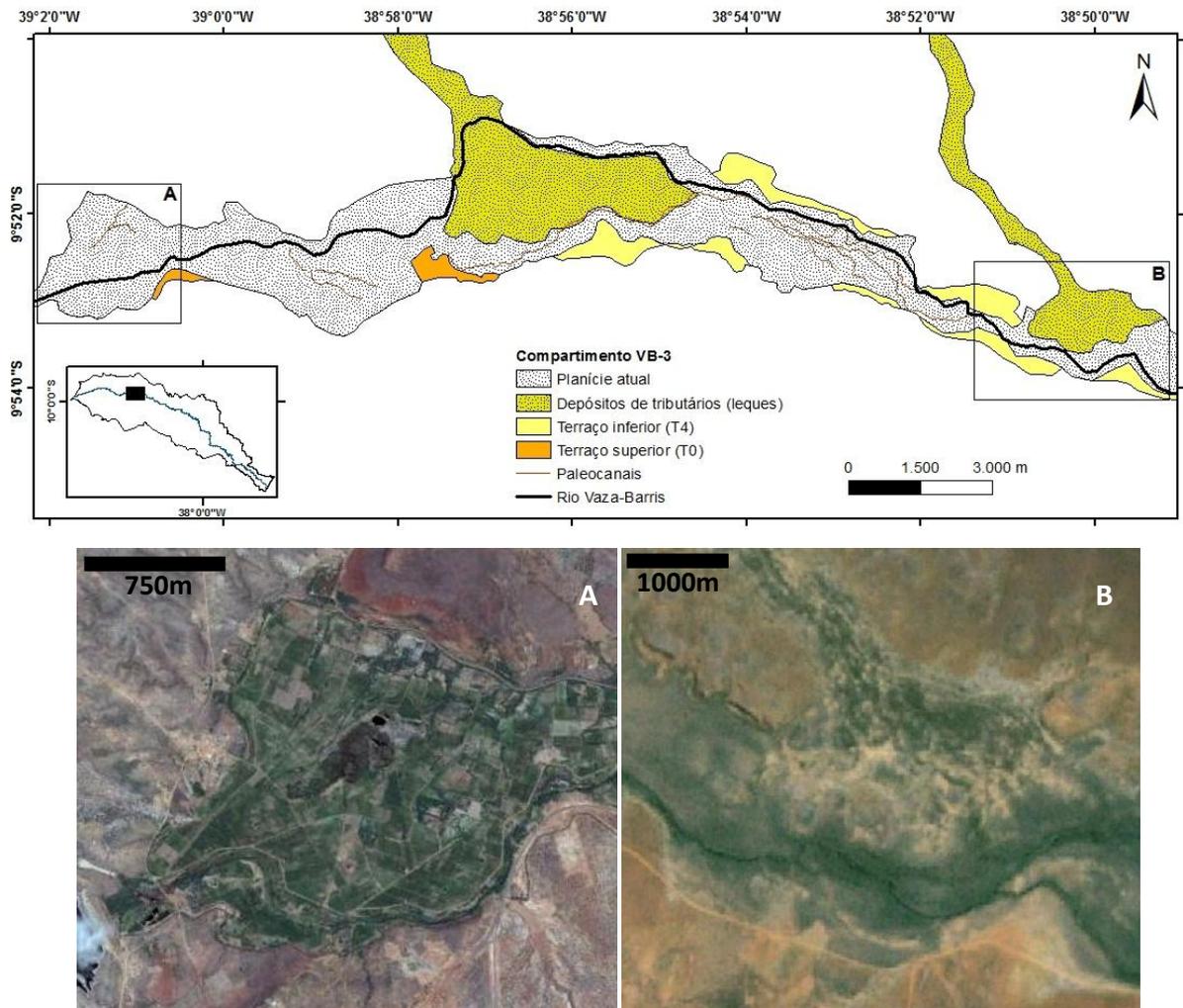


Figura 10: Mapa geomorfológico representativo do vale do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-3. Planície aluvial larga, presença de paleocanais, terraços e aportes sedimentares de leques aluviais. A) Imagem do Google Earth mostrando o desconfinamento do vale e alargamento da planície; B) Imagem do Google Earth destacando o aporte sedimentar por tributário na planície do Vaza-Barris em forma de leque aluvial.



Figura 11: Planície aluvial larga (~2500m) do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-3 próximo ao povoado Canché, Bahia.

5.1.4 Compartimento VB-4

Na região desse compartimento é perceptível um relevo mais elevado se comparado às áreas dos compartimentos localizados a montante. Esta é a área do planalto semidesértico da região de Jeremoabo, com vertentes do vale com alto grau de declividade e inúmeros eixos de erosão coluvionar e de drenagens tributárias que apresentam-se como condutos de transporte de sedimentos para a planície principal.

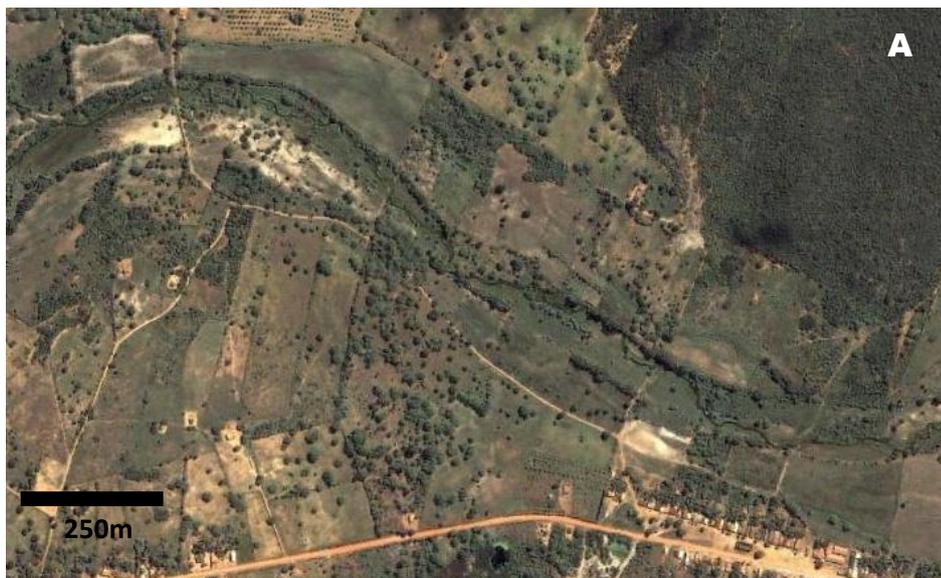
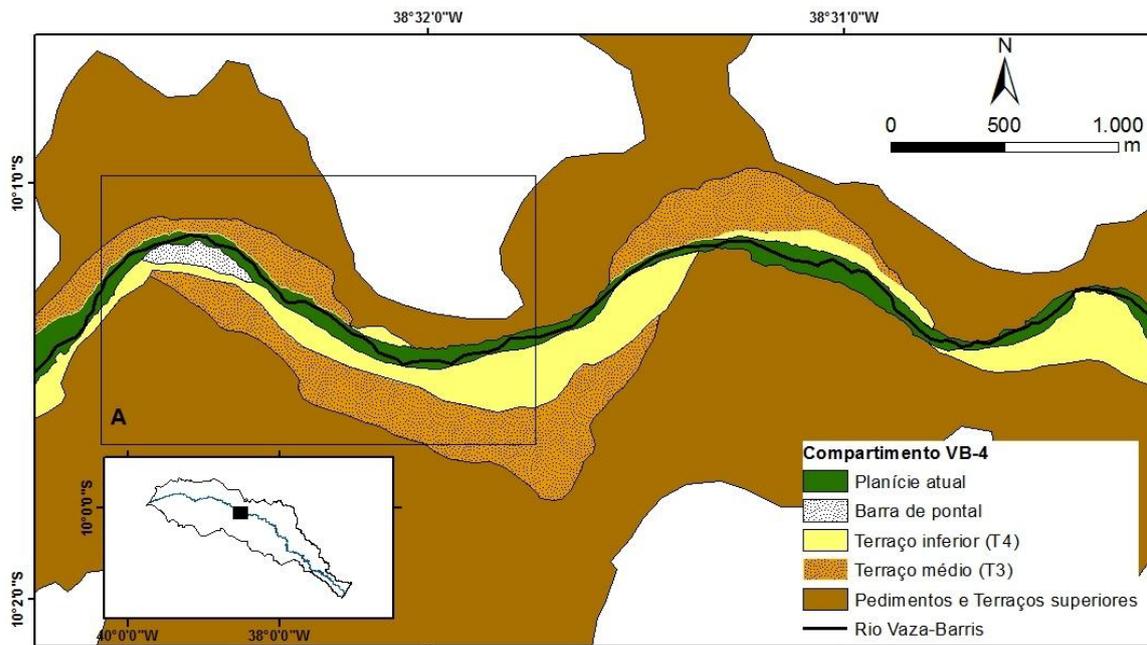


Figura 12: Mapa geomorfológico representativo do vale do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-4, caracterizado pela presença de terraços e um canal de padrão meandriforme. A) Imagem do Google Earth mostrando um trecho da área mapeada.

Com 100 km de extensão, o rio drena um arcabouço composto por arenitos e argilitos, em um vale largo de paredes íngremes e, diferentemente do compartimento VB-3, que também está inserido no mesmo arcabouço geotectônico, apresenta uma planície atual de largura inferior caracterizada por um cinturão meandriforme. A presença de cinco níveis de terraços é o principal registro morfológico deste compartimento (**Figura 12**). Nos trechos onde o vale está mais confinado e com presença de tributários, acontece uma maior preservação dos terraços aluviais.

Encaixado em terraços empareados, o rio atual é sinuoso e está inserido num cinturão meandrante com 50m de largura e com barras de pontais compostas por areia grossa quartzosa. O rio drena um fundo aluvial, composto por areia e cascalho, sendo que em alguns locais o canal atual encosta nas vertentes do vale e erode os arenitos da Bacia de Tucano.

5.1.5 Compartimento VB-5

Este é o compartimento com maior extensão longitudinal, aproximadamente 210 km, sobre o arcabouço da Faixa de Dobramento Sergipana. O vale tem morfologia semelhante ao compartimento VB-2, porém, neste segmento, encontra-se encaixado numa maior profundidade, com vertentes mais íngremes e terraços no fundo do vale (**Figura 13**).

Este trecho se inicia próximo à cidade de Jeremoabo, no limite leste da Bacia Sedimentar de Tucano (ponto nodal 4), e segue controlado estruturalmente por toda a Faixa de Dobramento Sergipana até próximo à cidade de Itaporanga (ponto nodal 5), onde entra no contexto da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas.

O compartimento VB-5 é diferenciado dos demais devido à presença de inúmeros *knickpoints*, terraço composto por sedimentos finos (**Figura 14**) e ao forte controle estrutural que muda o sentido do rio em ângulos retos. No geral, caracteriza-se pela forma do vale em “V”, uma planície pouco desenvolvida onde, atinge largura máxima de 50m nos locais onde preserva terraços.

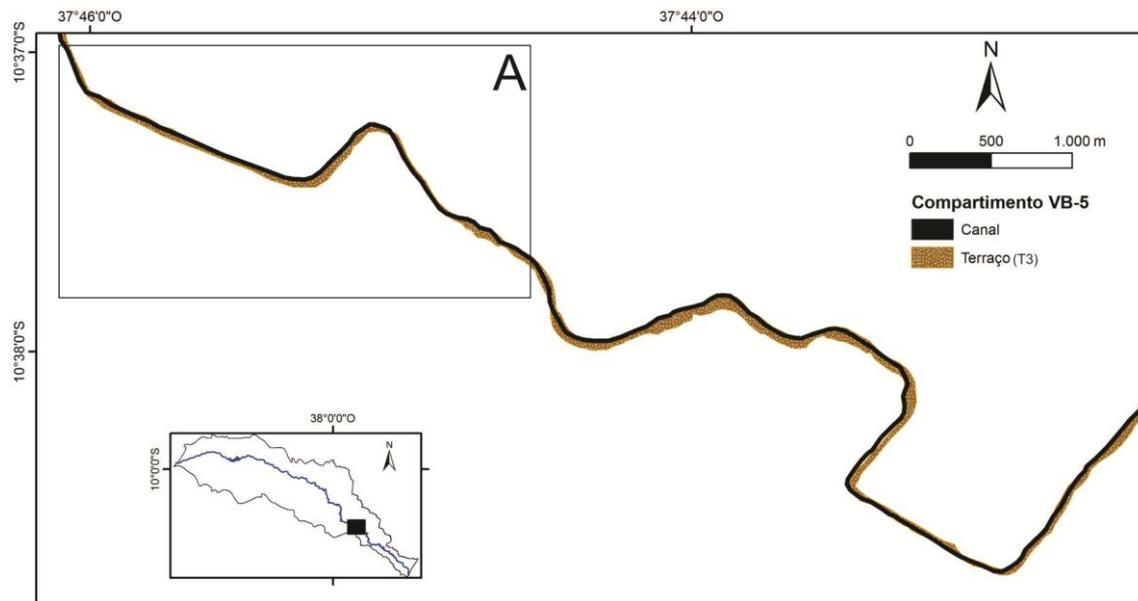


Figura 13: Mapa geomorfológico representativo do vale do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-5. (A) Imagem de satélite do Google Earth mostrando o confinamento do rio próximo à cidade de Pinhão, Sergipe.



Figura 14: Terraço (à esquerda) e Knickpoint (à direita) presentes no compartimento VB-5, próximo à cidade de Pinhão.

5.1.6 Compartimento VB-6

Este compartimento está sobre arcabouço da Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas. Neste, o vale encontra-se sobre uma importante falha regional (Falha de Itaporanga), de sentido NW-SE, que delimita a borda sul da Bacia Sergipe-Alagoas. Com 40 km de extensão, este segmento tem início no povoado Tapera (ponto nodal 5), onde a planície passa a ser mais desenvolvida que o compartimento montante (VB-5), e passa a apresentar um padrão de canal meandrante até o estuário do Vaza-Barris.

Essa área do vale apresenta um alargamento da planície fluvial (VB-6F) que aumenta ainda mais, a largura, quando passa a ser uma planície estuarina designada aqui de VB-6C, com 2000m e 6000m de extensão respectivamente. As feições morfológicas fluviais identificadas nesse segmento são resultados da diminuição do gradiente de declividade, do desconfinamento do vale e, principalmente, da interação fluvial com a dinâmica costeira.

No trecho mais a montante desse compartimento (VB-6F), o canal assume um padrão meandrante com alta sinuosidade e uma planície marcada pela presença de terraços, paleomeandros e lago de meandro (**Figura 15**). À medida que se aproxima do estuário, o Rio Vaza-Barris começa a sofrer maior influência das correntes marinhas, que agem no bloqueio da velocidade das correntes fluviais e, conseqüentemente, força o rio a se comportar com um traçado cada vez mais meandrante (**Figura 16**), o que caracteriza o estuário interior.

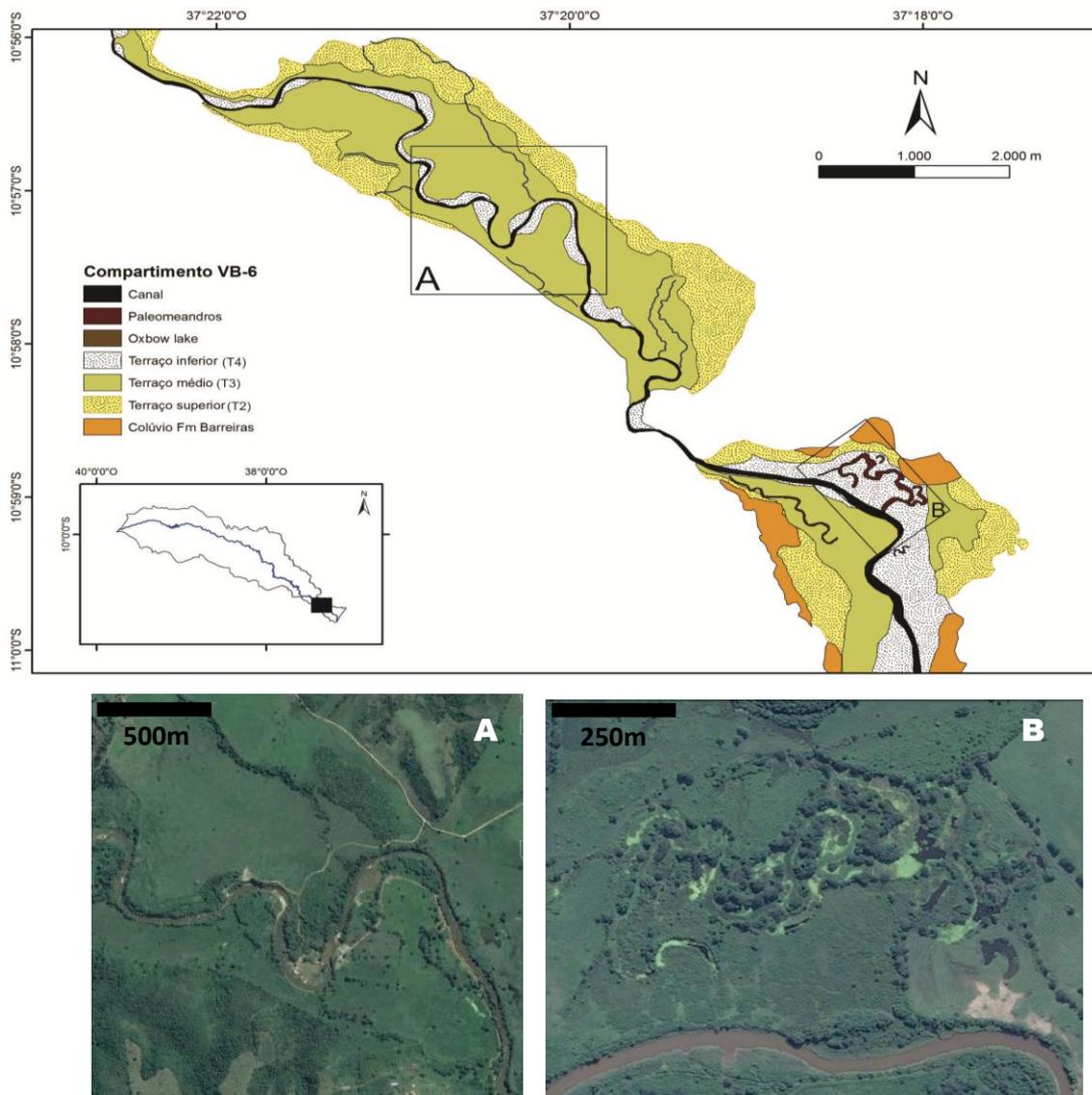


Figura 15: Mapa geomorfológico representativo da planície do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-6F, baixo curso fluvial. (A) Imagem de satélite do Google Earth mostrando a planície bem desenvolvida com rio meandrante; B) presença de meandros abandonados e lagoas de meandros.



Figura 16: Fotografia aérea mostrando o padrão meandrante do Rio Vaza-Barris no compartimento VB-6, na cidade de Itaporanga.

Na área do estuário, propriamente dito (VB-6C), é encontradas diversas ilhas com 5km de extensão em média, formadas por depósitos areno-lamosos e que estão estabilizadas e margeadas por manguezais. A disposição dessas ilhas concentradas no estuário interno mostra uma morfologia similar a um delta de cabeça de estuário. Nas margens do estuário terraços costeiros, cordões litorâneos e dunas eólicas, completam o cenário.

Os perfis de morfologia e hidrodinâmica, levantados com o ADCP, em distintas posições do estuário mostram que a profundidade do canal e ação das correntes (correntes de maré) aumenta à medida que se aproxima da região marinho onde, a poucos quilômetros da desembocadura, o canal atinge 15m de profundidade (**Figura 17**).

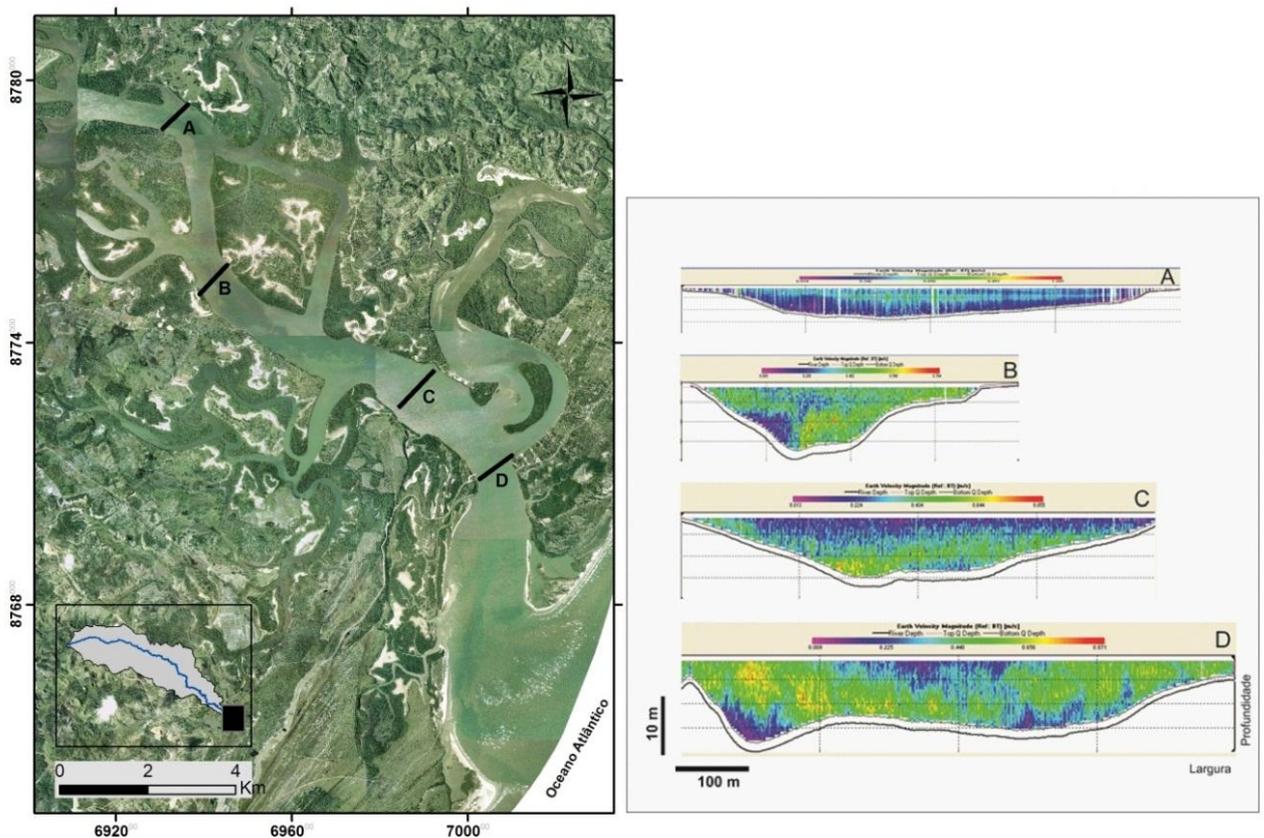


Figura 17: Profundidade, largura e intensidade das correntes em diferentes seções no canal estuarino do Vaz-Barris.

5.2 Terraços no Vale do Rio Vaza-Barris

A partir da proposta de compartimentação geomorfológica realizada no item anterior, apresenta-se nesta seção os resultados referentes às descrições morfo-sedimentares dos terraços mapeados ao longo dos compartimentos, utilizando-se de seções transversais representativas do vale, salientando a altitude, altura (em relação ao nível do rio atual), composição dos depósitos, idades de alguns terraços e relações verticais e longitudinais.

Os resultados obtidos a partir das datações por LOE e ^{14}C de alguns terraços presentes no vale (**Tabela 1**) estão inseridos nas seções geomorfológicas esquemáticas de cada compartimento, o que contempla uma primeira visão cronológica da região. No geral, as datações podem ser enquadradas em três conjuntos: o primeiro representado pela datação única no terraço designado como T1, com idade aproximada de 17000 anos, correspondente ao Último Máximo Glacial (UMG); o segundo, relacionado a duas datações no terraço T2, que apresentam idades no Holoceno médio, que variam entre 8813 e 6730 anos e, por fim os níveis de terraços inferiores (T3 e T4) com idades no Holoceno tardio, entre 1660 e 105 anos.

Tabela 1: Datações de LOE e Radiocarbono em terraços do Rio Vaza-Barris.

Codigo da Amostra	Compartimento	Terraço	Idade (anos)	Profundidade	Tipo de Terraço	Metodo	Laboratório	Material Datado	Localização UTM	
				da Amostra (cm)					X (oeste)	Y (sul)
VB-02-JM	VB-4	T1	17298,6 ± 961,3	100	preenchimento	LOE	Unifesp-Santos	Grão de Qtz	562645	8883126
VB-04-BG	VB-4	T2	8813,1 ± 2363,7	60	preenchimento	LOE	Unifesp-Santos	Grão de Qtz	552406	8892178
VB-07-BG	VB-4	T2	6730,1 ± 1093,9	100	preenchimento	LOE	Unifesp-Santos	Grão de Qtz	561424	8883792
VB-05-BG	VB-4	T3	1463 ± 407,4	130	corde-preenchimento	LOE	Unifesp-Santos	Grão de Qtz	550790	8883792
VB-01-SD	VB-5	T3	1095,1 ± 202,8	200	preenchimento	LOE	Unifesp-Santos	Grão de Qtz	657950	8801442
VB-15-SED3	VB-5	T3	300 ± 30	300	preenchimento	AMS ^{14}C	Beta Analytic	carvão	636541	8825591
VB-SD	VB-5	T3	680 ± 30	140	preenchimento	AMS ^{14}C	Beta Analytic	carvão	657950	8801442
VB-06-BG	VB-4	T4	1660,1 ± 312,0	40	corde-preenchimento	LOE	Unifesp-Santos	Grão de Qtz	550043	8892432
VB-12-SED3	VB-3	T4	105,5 ± 0,3pmc	110	preenchimento	AMS ^{14}C	Beta Analytic	madeira	505597	8907952
VB3-T2-SED3	VB-6	T4	330 ± 30	30	preenchimento	AMS ^{14}C	Beta Analytic	carvão	685853	8801442

5.2.1 Terraços dos Compartimentos VB-1 e VB-2

O vale nos compartimentos VB-1 e VB-2 são caracterizados por serem pouco escavados, com o canal atual que drena um leito de rochas resistentes e de poucos depósitos aluviais no vale. Nesta área, é discutível se a forma deposicional encontrada já pode ser denominada de terraço ou se continua sendo uma planície aluvial que está em processo de abandono.

Segundo Pazzaglia (2010), uma planície passa a ser denominada de terraço a partir do momento em que não é inundada com frequência, o que de fato ocorre nestes compartimentos, mas não se pode esquecer que esse é um sistema fluvial de áreas secas e por esse motivo, a questão da frequência passa a não ficar muito bem estabelecida.

A delimitação entre o leito do canal e a superfície da base dessa planície ainda não é facilmente estabelecida devido a pouca variação de altura, sendo consequência da irrelevante incisão vertical até o momento. Próximo à cidade de Uauá, é observado que a superfície rochosa está a alguns centímetros acima do fundo do canal, servindo de base para o depósito aluvial. Devido a essa consideração, pretende-se aqui considerar o único nível deposicional presente como um terraço, denominado de T4 (**Figura 18**).

O terraço T4 presente nestes compartimentos é do tipo strath e ocorre de maneira pareada com no máximo 100m de extensão transversal, e a superfície do topo a aproximadamente 3m. Sobre uma base rochosa que está a 0,5m acima do leito atual, um pacote sedimentar composto por areia grossa a grânulos com predomínio de quartzo, mal selecionada, angulosa, tendendo a areia média no topo (**Figura 19**).

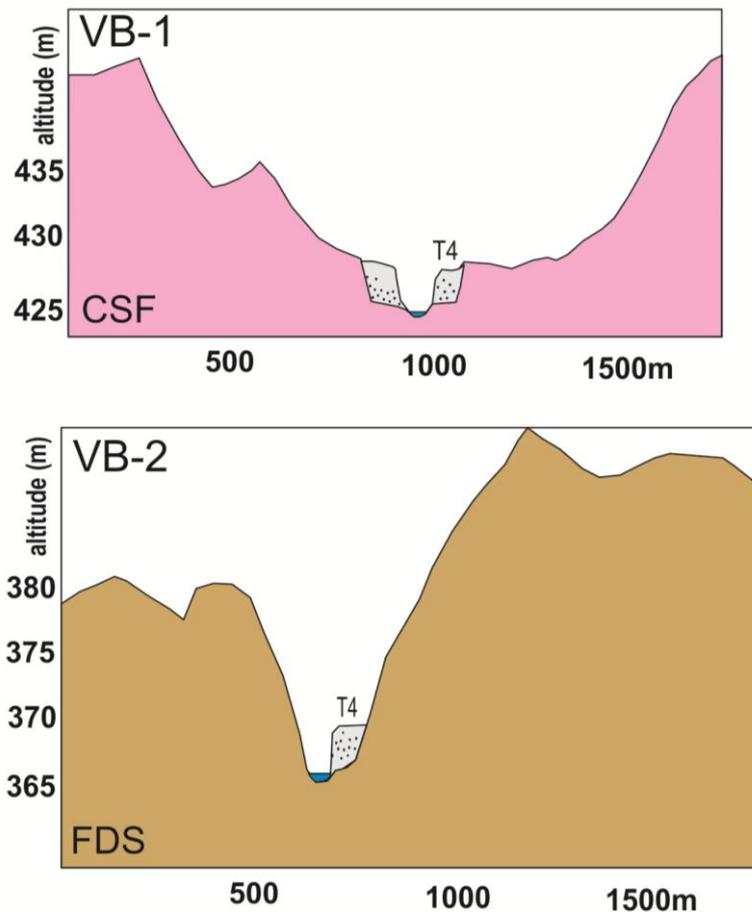


Figura 18: Seções transversais morfológicas esquemáticas dos compartimentos VB-1 (configuração geotectônica do Craton do São Francisco - CSF) e VB-2 (configuração geotectônica da Faixa de Dobramento Sergipana - FDS), destacando o terraço T4 de composição arenosa sobre uma superfície basal composto por rochas resistentes.



Figura 19: Terraço T4 no fundo do vale do compartimento VB-1, localizado próximo à cidade de Uauá (coordenadas: 9°50'42''S / 39°28'10'' W).

5.2.2 Terraços do Compartimento VB-3

No compartimento VB-3, caracterizado por uma larga planície aluvial (~2500m), dois terraços estão preservados de forma escalonada em alguns locais (**Figura 20**). O mais elevado (T0), provavelmente remanescente de períodos pré-quadernários segundo Tricart & Silva (1968), e o terraço inferior (T4) resultante de recentes processos de incisão, preservado apenas no trecho médio e inferior desse segmento.

O terraço T0 é do tipo strath com 2m de espessura, aportado sobre arenitos da Bacia de Tucano, e encontrado ao longo de vários trechos desse compartimento, com superfície do topo que varia entre 8 e 5m acima do nível do rio atual. O piso do terraço encontra-se mais baixo na área mais a montante do compartimento e aumenta de altura à medida que aproxima-se da zona de transição com o compartimento VB-4.

O depósito sedimentar do terraço T0 é conglomerático (**Figura 21**), suportado por clastos de 3cm de diâmetro em média, sub-arredondados, oligamíticos, de prováveis fácies de fundo de canal. Segundo Tricart & Silva (1968), as condições para formação desse terraço estariam mais parecidas com as dos períodos de deposição dos sedimentos da Fm. Barreiras (depósitos Neógenos).

O terraço inferior (T4) tem superfície do topo a no máximo 2 metros acima do nível do rio e a parede embutida na planície atual, sendo restritos a pequenos trechos do compartimento VB-3. Esse terraço é do tipo preenchimento, não se sabe a que profundidade está a superfície basal e, conseqüentemente, a sua espessura. Composto por areia fina a média, quartzosa, sub-arredondada, de seleção moderada, coberto por uma camada com 0,3m de areia média a grossa, mal selecionada, com alguns seixos quartzosos angulosos com média de 4cm de diâmetro e vários restos de madeira datada em 105,5 anos. No topo, um pacote sedimentar que mede 1,2m, composto por areia média a grânulo, quartzosa, sub-arredondada, de seleção moderada, gradando a areia fina, quartzosa, com estratificações cruzadas tangenciais de pequeno a médio porte (**Figura 21**).

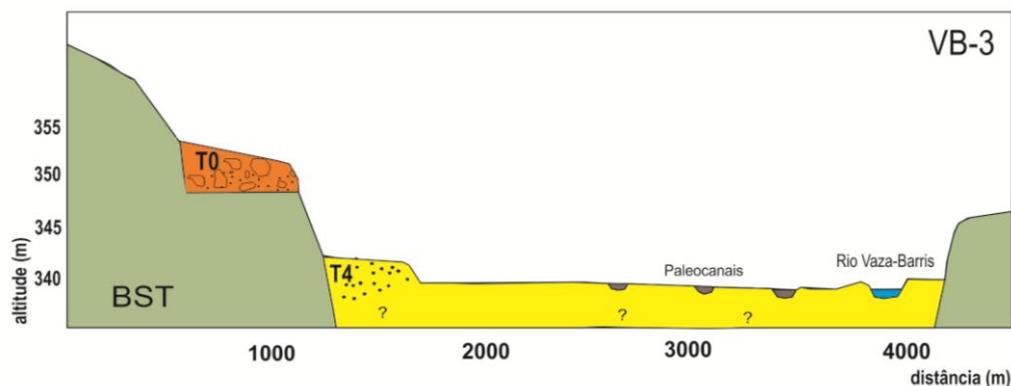


Figura 20: Seção transversal morfológica esquemática do compartimento VB-3, mostra como estão posicionados os terraços nessa área de configuração geológica da Bacia de Tucano (BST); terraço T0 conglomerático com ~2m de espessura depositados sobre rochas da BST; terraço T4 a ~2m do nível do rio atual composto por depósito arenoso.



Figura 21: Terraço T0, conglomerático (à esquerda) localizado próximo a cidade de Canudos (coordenadas $9^{\circ}53'01''$ S / $38^{\circ}58'14''$ W). Terraço de preenchimento T4 (à direita), arenoso com estratificações cruzadas (coordenadas $9^{\circ}52'42''$ S / $38^{\circ}56'55''$ W).

5.2.3 Terraços do Compartimento VB-4

Ao longo do compartimento VB-4, cinco terraços estão preservados numa área em que o vale atinge 2000m de largura (**Figura 22**). As encostas do vale neste compartimento apresentam paredes mais elevadas e íngremes com pedimentos associados e diversos locais de confluências, o que contribui significativamente para a preservação de maior número de terraços.

Terraços dos tipos preenchimento, strath e de corte-preenchimento caracterizam a variedade e complexidade desse compartimento. Entre os terraços identificados nesta área (T0, T1, T2, T3 e T4), o mais elevado é o T0, que apresenta característica morfo-sedimentar semelhante ao terraço de nível superior descrito no compartimento VB-3, sendo ambos

descritos e considerados por Tricart & Silva (1968) como de idade Terciário. Os terraços que estão com superfície a poucos metros acima do canal atual, denominados de T3 e T4, são os mais bem preservados ao longo de quase todo o compartimento.

O terraço T0 é do tipo strath e tem superfície do topo a ~40m acima do canal atual, identificado apenas em um trecho próximo à cidade de Jeremoabo. Com espessura de 2m, este terraço é composto por conglomerado suportado por clastos, de seixos com 10cm de diâmetro em média, sobre arenitos da Bacia de Tucano. As características morfo-sedimentares deste são semelhantes ao terraço T0 registrado no compartimento VB-03, porém, apresentam diferença de ~20m de altura.

Os pacotes aluviais dos terraços de preenchimento T1, T2 e T3 são espessos. O terraço T1, identificado, também, próximo a cidade de Jeremoabo, apresenta depósito de preenchimento >18m, e piso a ~30m acima do rio atual, sendo composto por um depósito de ~6m de conglomerado na base, com seixos de quartzo com ~5cm de diâmetro, imbricados, sub-arredondados a bem arredondados, cobertos por um pacote de 2 m de areia grossa a grânulo, quartzosa, pobremente selecionada, intercalado por uma camada de 80cm, conglomerática, com seixos quartzosos de ~4 cm de diâmetro. No topo, um pacote sedimentar com 10m de espessura, com areia média a grossa, mal selecionada, datada em aproximadamente 17299 anos (**Figura 23**).

O terraço T2, também de preenchimento, tem o piso a ~15m do rio, datado em 6730 e 8813 anos, preservado apenas em pequenos trechos (**Figura 24**), principalmente quando está entre confluências de tributários. Este terraço é composto essencialmente por areia média a grossa, quartzosa, mal selecionada e, como acontece com o terraço T1, a superfície basal está soterrada, não sabendo a que profundidade.

O terraço T3 é de preenchimento, com superfície do topo a ~4,5m de altura acima do rio, composto por areia média a grossa, mal selecionada, sub-angular a sub-arredondados com idade aproximada de 1463 anos. Este foi identificado de forma empareado por longa distância desse compartimento. Já o terraço inferior (T4), mais próximo do canal atual, é do tipo corte e preenchimento, com superfície a 2,5 metros acima do rio e se estende empareado ao longo de todo o compartimento VB-4. O depósito é composto por areia média a grossa, mal selecionada, com predomínio de quartzo e com pequenas estratificações cruzadas, com idade aproximada de 1660 anos.

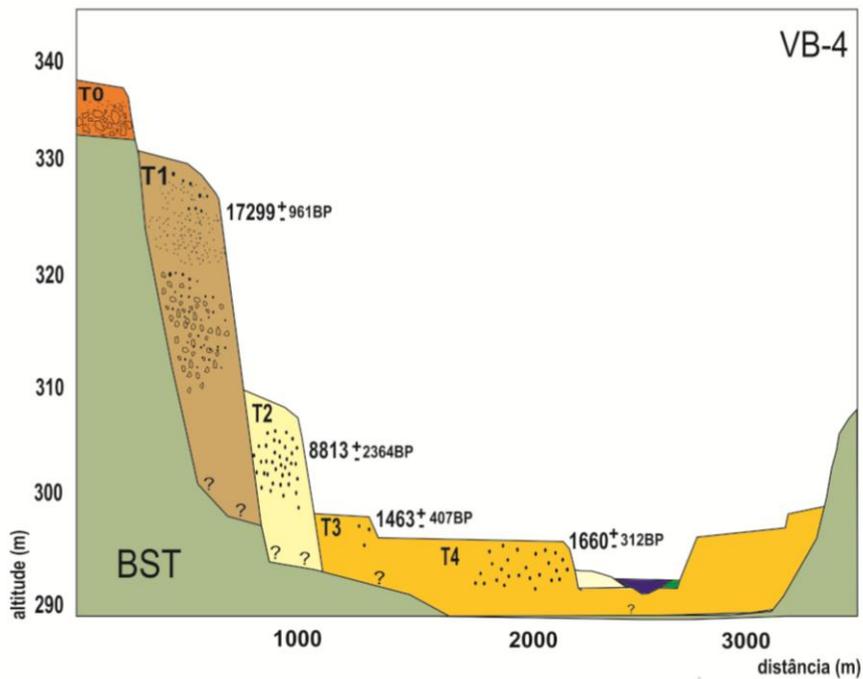


Figura 22: Seção transversal morfológica esquemática do compartimento VB-4, apresentando a distribuição dos terraços e as idades obtidas por datações LOE; T0, conglomerático, provavelmente Terciário; T1, terraço de preenchimento de elevada espessura do Pleistoceno tardio, composto por areia e cascalho; T2, terraço de preenchimento do Holoceno médio composto por areia quartzosa, datado em; T3 de preenchimento e T4 de corte e preenchimento com idades no Holoceno tardio.



Figura 23: Afloramento do topo do terraço de preenchimento T1 (coordenadas 10°06'10" S / 38°25'37" W), no compartimento VB-4, e perfil estratigráfico do terraço T1.

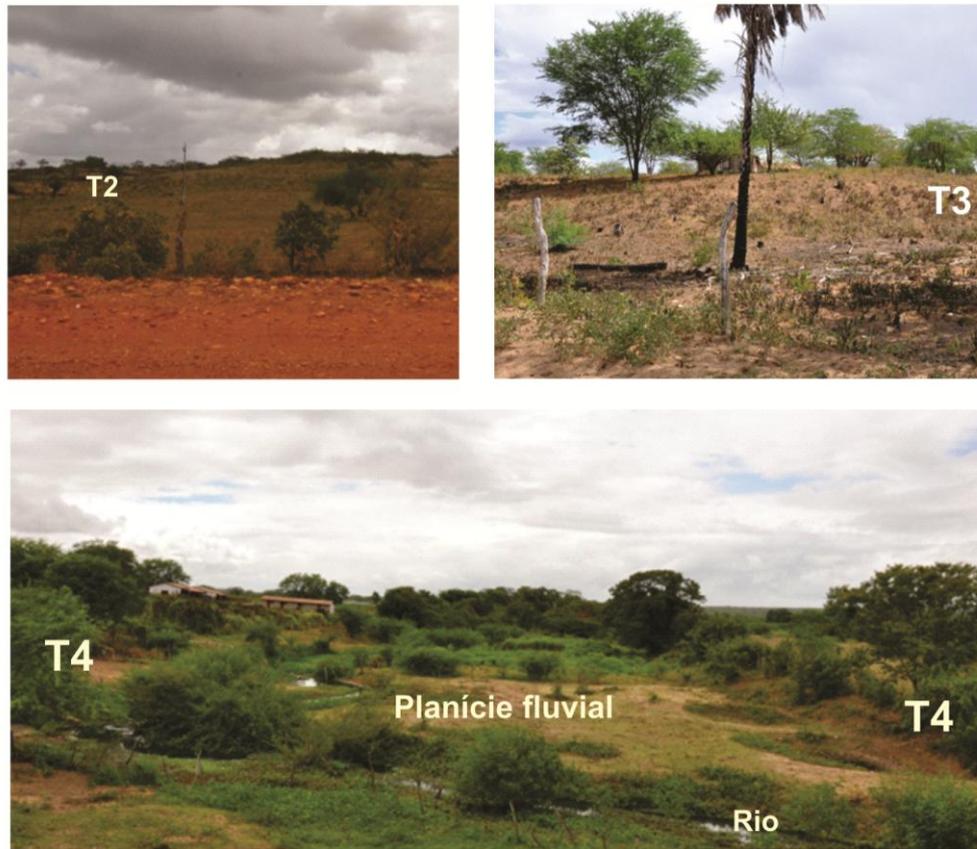


Figura 24: Terraços T2, T3 e T4 preservados no compartimento VB4, próximo a cidade de Jeremoabo, Bahia.

5.2.4 Terraços do Compartimento VB-5

O compartimento VB-5 é o mais extenso e tem como característica principal o confinamento do rio em um vale em forma de “V” com paredes de rochas resistentes da Faixa de Dobramento Sergipana (FDS). No fundo deste vale, dois terraços parcialmente embutidos são identificados (T3 e T5). O terraço T3, de nível superior, do tipo preenchimento e que se estende por toda a área, enquanto que o T5 é identificado apenas no médio e baixo curso desse compartimento.

Próximo à cidade de Pinhão (área montante desse compartimento), está localizado o terraço T3, com superfície a ~6m de altura acima do nível do rio (**Figura 25 e 26**). A base deste terraço é composta por um depósito de 1,5m de espessura, conglomerático, com matriz areno-argilosa e seixos constituídos de fragmentos de rochas, angulosas, variando de 3 a 10cm de diâmetro. Este depósito é coberto por um pacote com 1,5m de sedimentos finos, no qual foram encontrados resquícios de carvão, datados em 300 anos, intercalado com um pequeno nível de seixos de 1cm de diâmetro. Cobrindo o depósito de sedimentos finos, uma camada de

~1m de espessura, conglomerática, de seixos achatados de 2 a 5cm imbricados, passando a areia. No topo, um pacote de 2m de espessura, composto por sedimentos finos, bastante coesos.

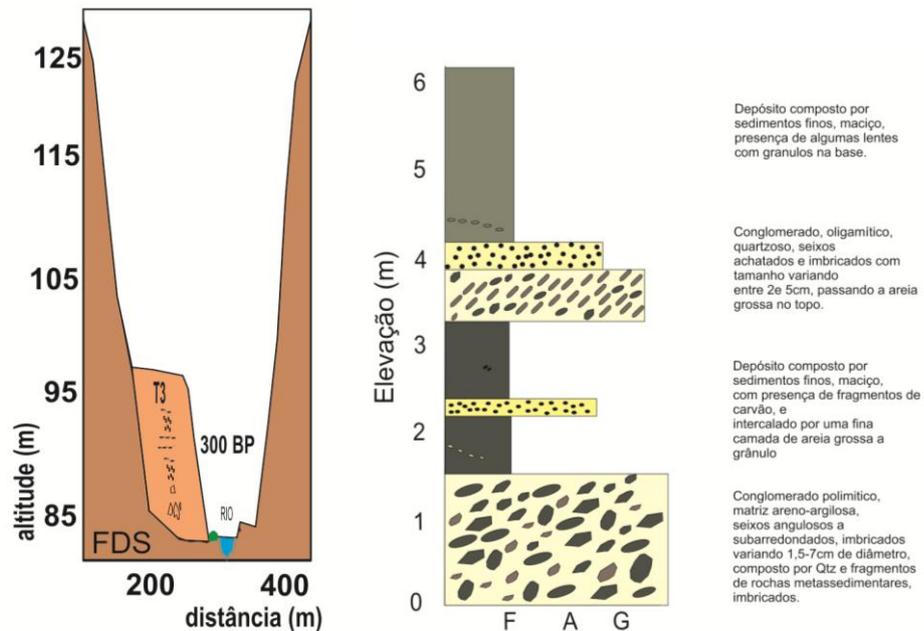


Figura 25: Seção transversal geomorfológica esquemática do vale do Vaza-Barris, no trecho montante do compartimento VB-5 (contexto geotectônico da Faixa de Dobramento Sergipana - FDS), e no lado direito o perfil estratigráfico do terraço T3 (coordenadas 10°37'15" S / 37°45'08" W), com variação de facies de sedimentos finos e conglomerático.



Figura 26: Afloramento do terraço T3, no compartimento VB-5 (fig. 25), destacando a alternância de sedimentos finos e conglomeráticos.

No setor médio deste compartimento, próximo à cidade de São Domingos, o terraço T3 é de morfologia similar ao registrado na área montante, mas se diferencia quanto à textura sedimentar (**Figura 27**). Nesta área é possível verificar que o terraço ocorre de maneira pareada e que o depósito é predominante de sedimentos finos, extremamente coesos. O resultado de uma análise dos sedimentos que compõe esse terraço, por granulometria a laser, (**Figura 28**) mostra que este é constituído essencialmente de silte fino e de boa seleção, o que sustenta a idéia de deposição eólica de loess.

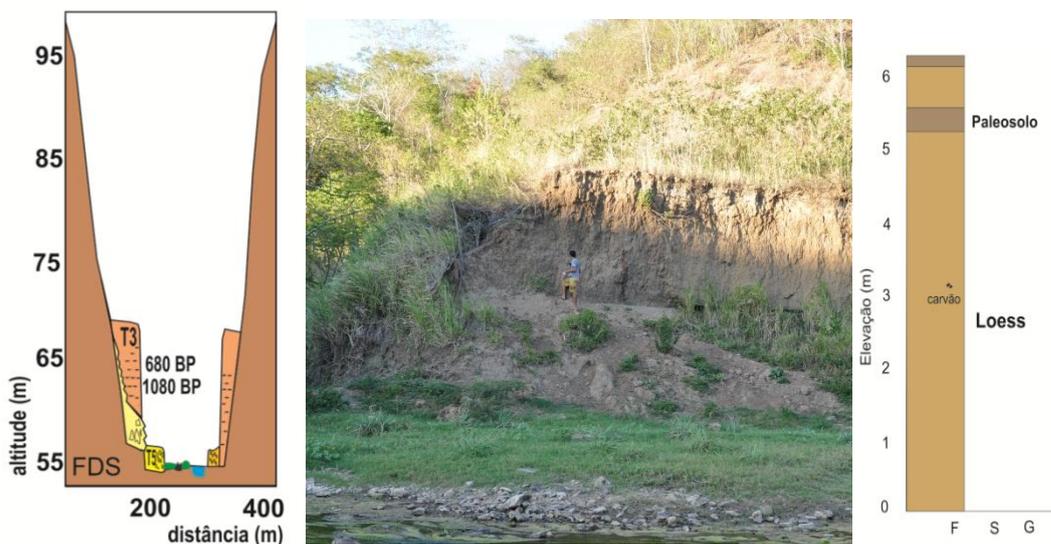


Figura 27: Seção transversal morfológica esquemática do vale do Vaza-Barris no trecho médio do compartimento VB-5, destacando o afloramento do terraço T3, composto por silte fino e de boa seleção (fig.28) e perfil estratigráfico do terraço (coordenadas 10°50'09''S / 37°34'53'' W).

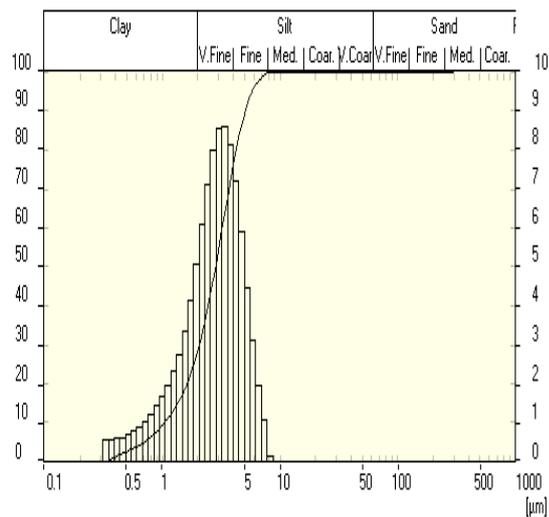


Figura 28: Resultado da análise granulométrica do terraço T3 localizado no trecho médio do compartimento VB-5 (fig. 27), apresentando predomínio de silte muito fino e de boa seleção, sustentando a idéia de depósito de loess.

O terraço T5 é identificado apenas a partir do setor intermediário deste compartimento (**Figura 29**), de forma não pareada e com superfície a 1m acima do canal atual, sendo composto por conglomerado suportado por clastos quartzosos, com granocrescência ascendente, de seixos variando de 1 a 4 cm de diâmetro, angulosos a sub-arredondados e no topo um fino depósito centímetrico siltico-argiloso.

Diversos afloramentos dos terraços T3 e T5 estão preservados ao longo do compartimento VB-5, mas o que chama a atenção é o fato de que o terraço T3, no trecho alto e baixo deste compartimento apresentar o depósito de sedimentos finos apenas no topo do terraço e de depósito areno-conglomerático na base, diferente do que acontece no trecho médio, no qual T3 passa a ser composto predominantemente por silte fino.



Figura 29: Terraço T5, preservado com superfície do topo a 1m acima do nível do rio atual, destacando a composição com seixos angulosos a sub arredondados aumentando de tamanho da base para o topo.

5.2.5 Terraços do Compartimento VB-6

No compartimento VB-6, o Rio Vaza-Barris drena uma planície aluvial larga, influenciada diretamente pela dinâmica costeira. Três terraços de preenchimento foram identificados nesta área (**Figura 30**). O terraço T2, de maior elevação e mais antigo, está preservado em pequenos trechos do compartimento, com ~10m de altura acima do rio atual.

Já os terraços T3 e T4 estão mais próximos do nível do rio com 6m e 3m, respectivamente, acima do nível do rio e apresentam variação na textura sedimentar longitudinalmente.

A variação sedimentológica textural, observada lateralmente nos terraços com a mesma altitude, dificulta o estabelecimento de correlação, pois essas diferenças podem representar facies de terraços mais antigos, que foram soterrados durante eventos de agradiação do vale.

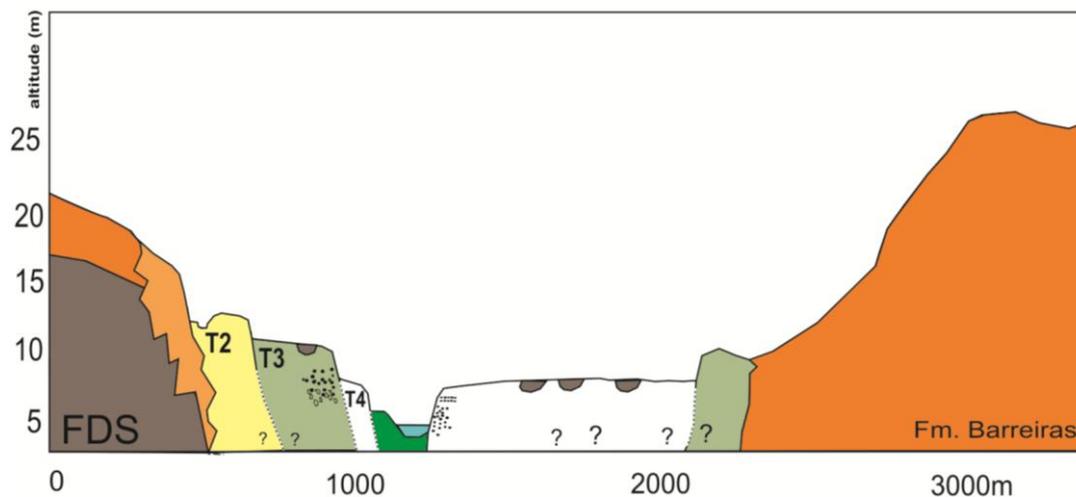


Figura 30: Seção transversal morfológica esquemática do compartimento VB-6F, apresentando a distribuição de terraços identificados na área; terraço T2, composto por areia grossa; T3 de preenchimento apresentando facies típicas de rio meandrante (fig. 31); T4 variado de areia grossa na base e depósitos de finos no topo.

O terraço T2 é de preenchimento, pouco preservado e composto por areia quartzosa. Já o terraço T3, com superfície variando em 6-8m acima do canal, apresenta uma variação de facies considerável. Em um afloramento na área montante do compartimento VB-6F foi descrito um terraço composto na base por silte e argila com muita matéria orgânica laminada, coberto por uma sequência de facies areno-conglomeráticas, com estratificações cruzadas de médio porte na base, passando a areia média a fina com presença de restos de madeira e, no topo, sedimentos finos e maciços intercalados por uma camada de areia fina (**Figura 29**).

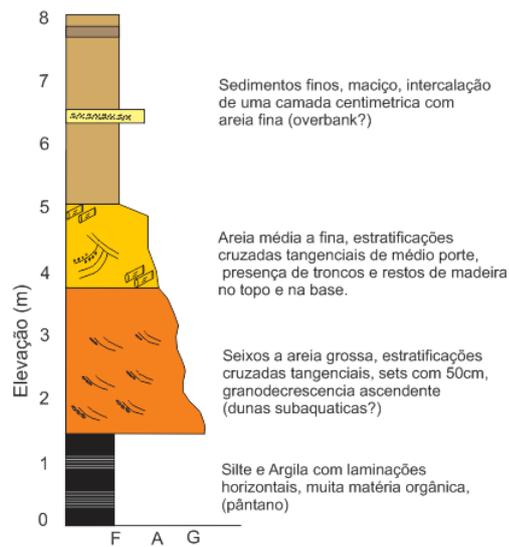


Figura 31: Perfil estratigráfico do terraço T3 no compartimento VB-6-F (coordenadas 10°56'03" S / 37°22'35" W), apresentando facies com depósitos de finos na base com laminações e muita matéria orgânica coberta por depósitos de seixos e areia grossa com estratificações cruzadas, passando para o topo de forma granodrecrescente.

O terraço T4 está emparelhado e composto por facies de silte e argila sobreposta por 0,5m de sedimentos argilo-arenosos, seguido de 0,7m de areia grossa a grânulo, com estratificações cruzadas tangenciando a base e alguns seixos quartzosos, variando em média de 1 a 2cm de diâmetro e, por fim, areia média com níveis compostos por grânulos.

Na região estuarina (VB-6C), um terraço costeiro com ~3,5m de altura, acima do nível do canal, é composto por areia variando texturalmente em três unidades. Na base, aflora 1m de depósito composto por areia média a fina, muito compacta, coberta por um pacote de 1m de areia fina, quartzosa, sub-arredondada a arredondada, branca e de boa seleção. No topo, com 1,5m de espessura, um depósito de areia média, amarela e de boa seleção (**Figura 32**).

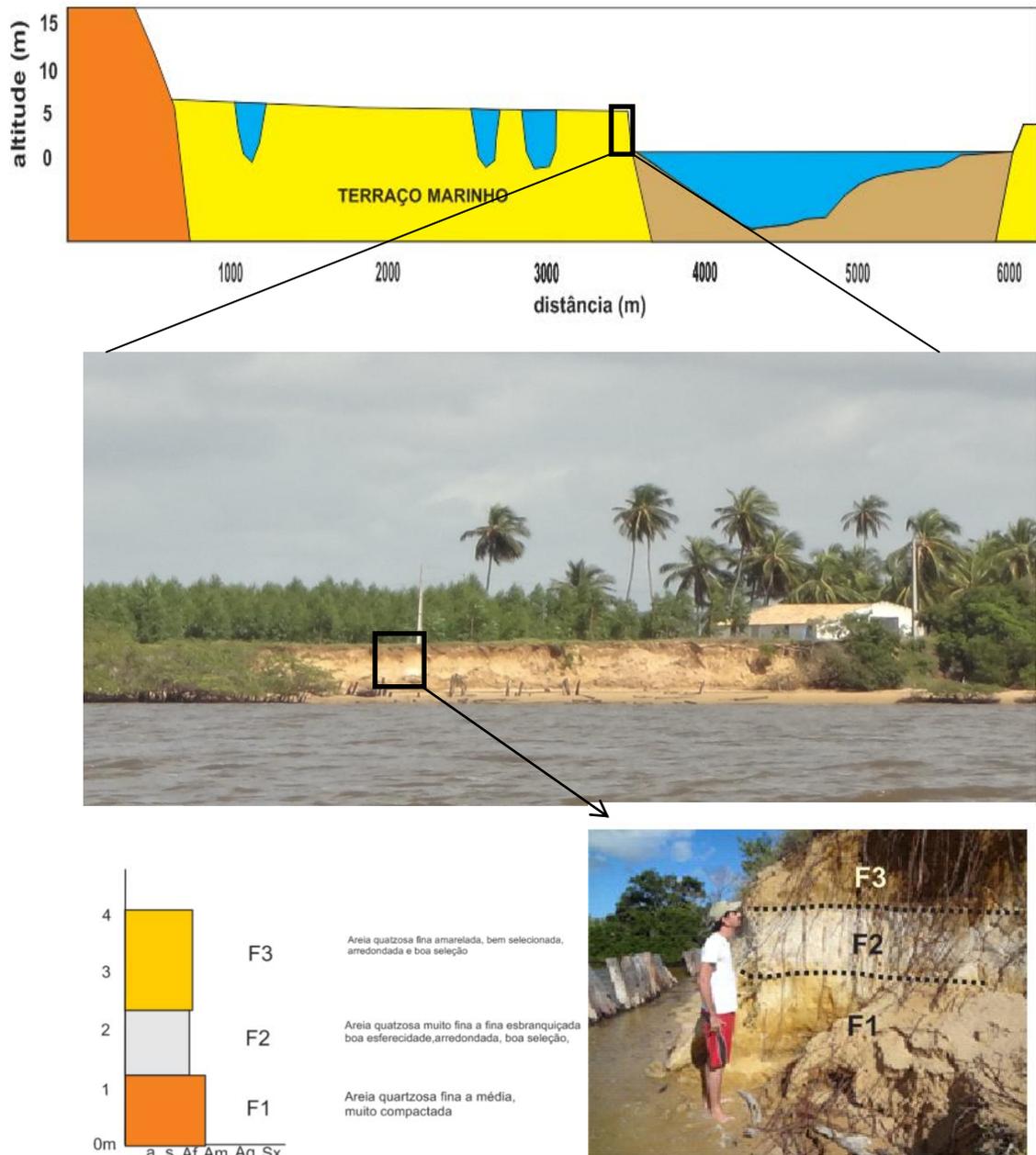


Figura 32: Seção transversal geomorfológica e estratigráfica esquemática do compartimento VB-6-C, apresentando o terraço identificado no estuário (coordenadas 11°05'35' S / 37°11'59' W), composto por uma base de areia fina compactada, coberto por areia fina esbranquiçada e no topo areia fina amarelada.

5.3 Vales Incisos na Margem Continental do Vaza-Barris

A plataforma continental adjacente ao Rio Vaza-Barris é uma das menores do Brasil, com 20km de extensão e profundidade de quebra a 40m, em média. Quanto à cobertura sedimentar, predomina sedimentos arenosos na plataforma interna, delimitada entre a linha de costa atual e a profundidade de 20m.

A investigação da morfologia desta margem continental, a partir do mapa batimétrico elaborado no âmbito do Projeto Marseal, revelou diversos eixos de paleodrenagens. Com os perfis de sísmica rasa adquiridos na área da rede de paleodrenagens indicada pela morfologia da plataforma, foram confirmadas a presença de vales incisos com diferentes formas e grau de preenchimento (**Figura 33**). A comprovação de incisões no passado recente dessa plataforma continental ajuda a entender como foram formados os terraços presentes no compartimento VB-6.

As análises dos refletores sísmicos possibilitaram classificar a distribuição dos vales incisos de acordo com a geometria e preenchimento sedimentar a partir do afastamento da linha de costa. Entre os vales incisos examinados, a morfologia característica é marcada por facies sísmicas que preenchem um relevo fortemente rebaixado e escavado na topografia original. As discontinuidades dos refletores sísmicos, caracterizadas por uma superfície de truncamento dos refletores sotopostos, foram os elementos na identificação dessas antigas incisões fluviais.

Com base na confirmação dos vales incisos na margem continental pode-se sugerir que registros do Rio Vaza-Barris ficaram preservados desde o Último Máximo Glacial, quando o nível do mar atingiu ~120m de profundidade abaixo do nível atual, no qual permitiu que a rede de drenagem continental se estendesse sobre a plataforma e, devido ao baixo grau de declividade da planície flúvio-costeira, inferior à da plataforma continental, permitiu a incisão do atual fundo marinho.

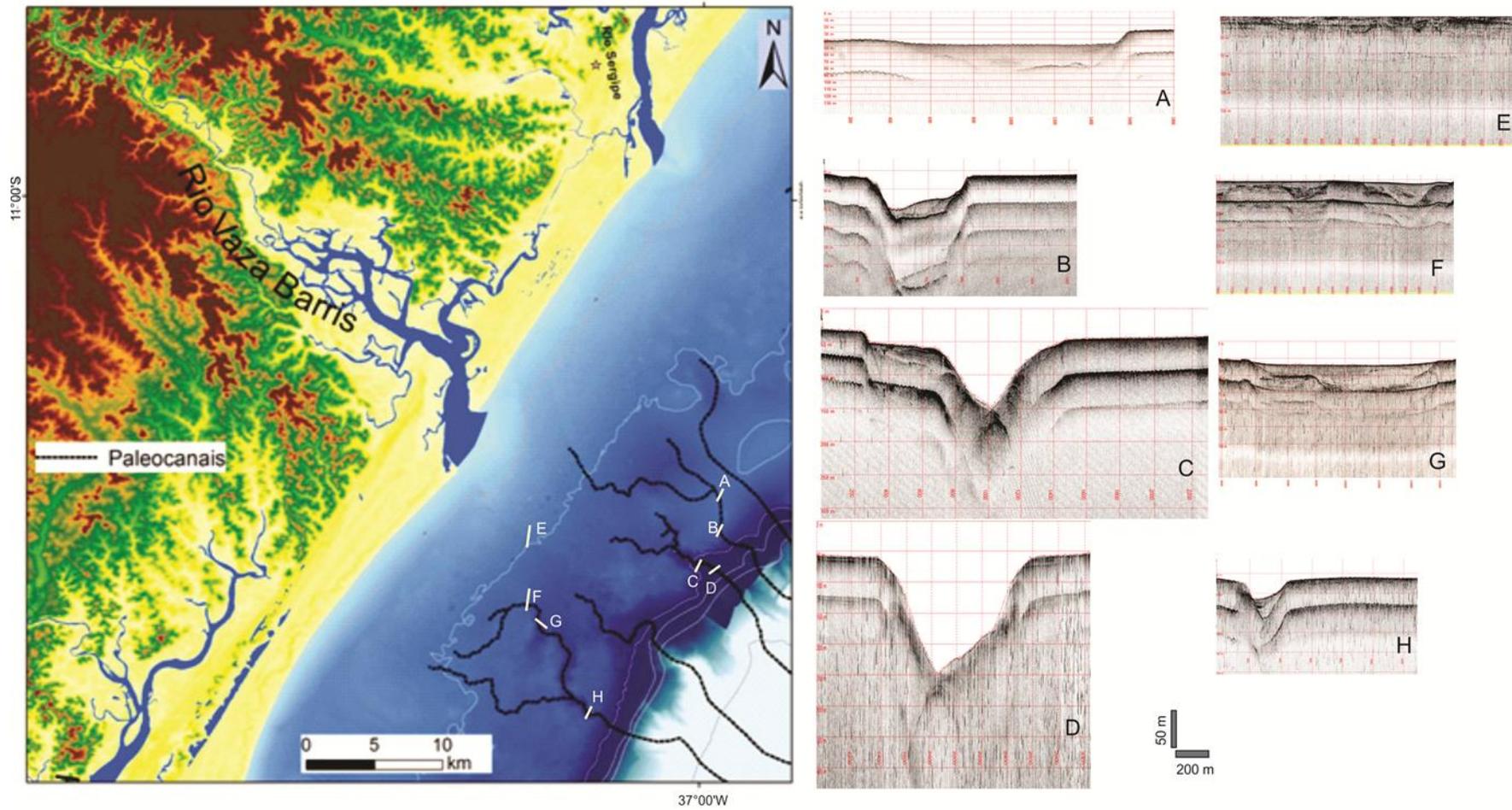


Figura 33: Mapa de drenagens da plataforma continental adjacente à desembocadura do Rio Vaza-Barris, e os vales incisos identificados por sismica de alta resolução, (modificados do Projeto Marseal).

Ao realizar uma classificação das formas dos vales incisos encontrados, nota-se que eles diminuem de largura à medida que se afastam da linha de costa e, no mesmo sentido, ocorre o aumento da sua profundidade de incisão (**Figura 34**). Quanto ao preenchimento, os vales mais próximos do talude apresentam-se com pouco ou nenhum sedimento, enquanto na plataforma interna estão totalmente preenchidos. A forma destes vales varia de complexo de multicanaís, na plataforma interna, para vales simples, em forma de “U” ou “V”, na plataforma média e externa.

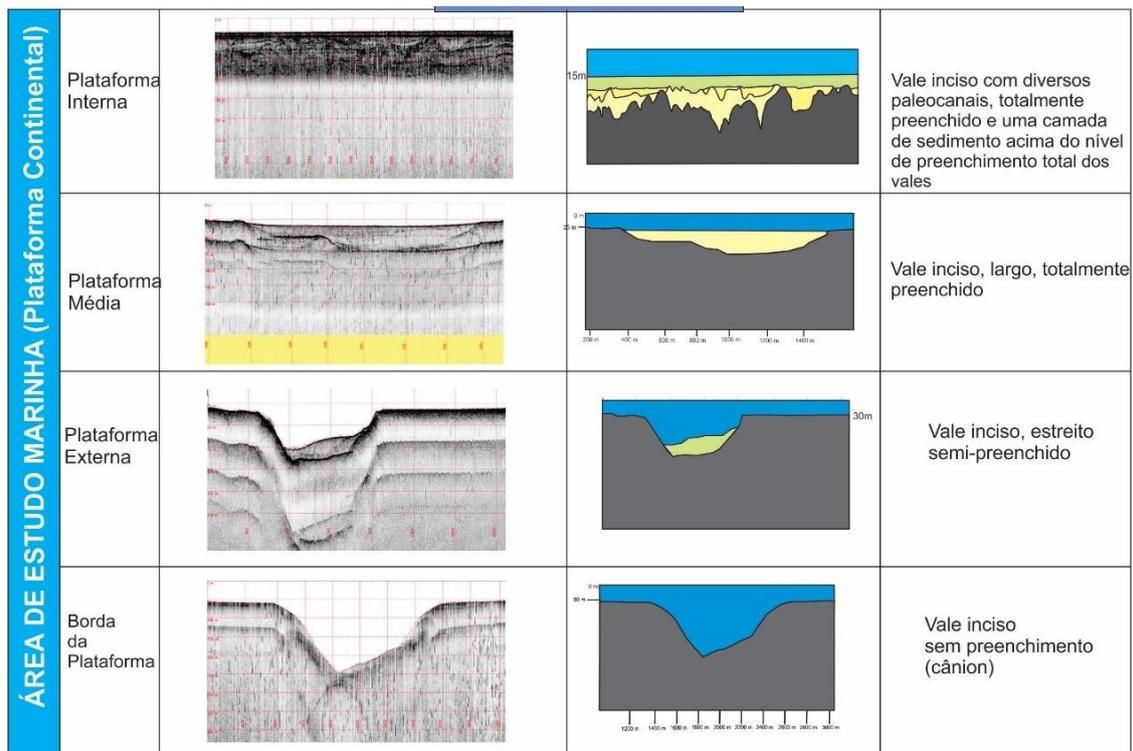


Figura 34: Morfologia dos vales incisos identificados na plataforma continental adjacente ao Rio Vaza-Barris. Na plataforma interna, um complexo de vales incisos é observado, na plataforma média, o vale é largo e está totalmente preenchido por, no mínimo, duas sismofácies diferentes; na plataforma externa, o vale está em forma de caixa e semi-preenchido; na borda da plataforma verifica-se o vale sem preenchimento.

Segundo Mattheus & Rodriguez (2011), o principal controle da morfologia dos vales incisos é a área de drenagem da bacia hidrográfica. Já Tornqvist et al. (2006) apresentaram que a incisão vertical tinha como um dos principais controles o grau de declividade entre planície costeira e plataforma continental, onde está diretamente relacionado ao ajuste do perfil longitudinal do rio e que, devido ao prolongamento do rio sobre a margem continental, o efeito de ajuste tende a avançar sobre o continente.

A partir da integração dos dados de máxima profundidade de incisão e distância da linha de costa dos vales incisos, registrados na área estudada, é possível projetar um perfil longitudinal estimado para o Rio Vaza-Barris no período de nível de mar baixo, certamente gerado no final do Pleistoceno. Nota-se que, à medida que vai se distancia da linha de costa atual, a incisão aumenta, sendo duas vezes mais na plataforma externa (**Figura 35**).

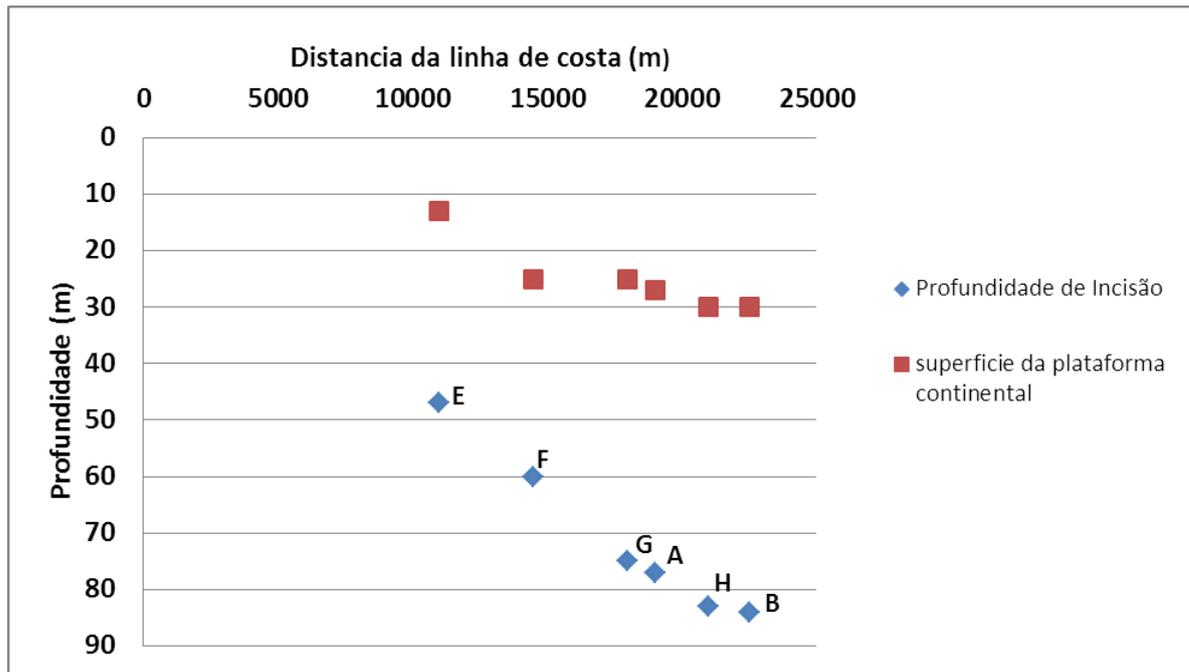


Figura 35: Profundidades máximas atingidas pelos vales incisos A, B, E, F, H, G (fig. 33) comparadas à profundidade da superfície da plataforma continental, sem incisão na mesma posição, distante da linha de costa atual.

Os dados também mostram que, a poucos quilômetros da linha de costa atual, vales incisos atingiram uma profundidade de ~50m, o que sinaliza um provável prolongamento da incisão para o continente durante a formação dos vales incisos.

Estas informações são úteis para expor a influência do rebaixamento do nível do mar ao ajuste do perfil longitudinal do Rio Vaza-Barris. Confirma também, que a variação do nível do mar no Quaternário tardio foi um fator que influenciou na formação da planície flúvio-costeira e, provavelmente, responsável pelo aparecimento de *knickpoints* nos compartimentos VB-6 e VB-5.

6. DISCUSSÕES

Antes de expor interpretações acerca dos resultados apresentados é necessário enfatizar que o objetivo desta dissertação não é oferecer uma explicação definitiva para a origem dos terraços preservados no vale do Rio Vaza-Barris. Em vez disso, o propósito aqui é caracterizar a morfologia da planície aluvial e sugerir possibilidades de evolução do vale para que este atingisse a morfologia atual e apontar evidências dos processos e controles primários que atuaram na formação planície aluvial.

Os resultados alcançados revelam que as sequências de terraços mapeadas nos seis compartimentos geomorfológicos não são correlacionáveis para todos os níveis altimétricos ao longo de todo o vale, e aqueles que estão com superfície do topo a poucos metros (<6m) acima do nível do rio atual são os mais bem preservados. Os terraços identificados nos compartimentos VB-4 e VB-6, áreas constituídas por arcabouço geológico das bacias sedimentares de Tucano e Sergipe-Alagoas, respectivamente, apresentam-se como cenários propícios para o desenvolvimento de planícies mais largas e com mais chances de preservação dos terraços.

Com isso, a correlação longitudinal entre os terraços identificados nos distintos compartimentos do vale do Vaza-Barris (**Figura 36**) deve ser vista com bastante cuidado, mesmo nos casos em que a superfície esteja com altura similar em relação ao rio, pois, podem representar resultados de controles locais, como por exemplo, da influência dos *knickpoints*, que foram encontrados em diversos trechos do compartimento VB-5.

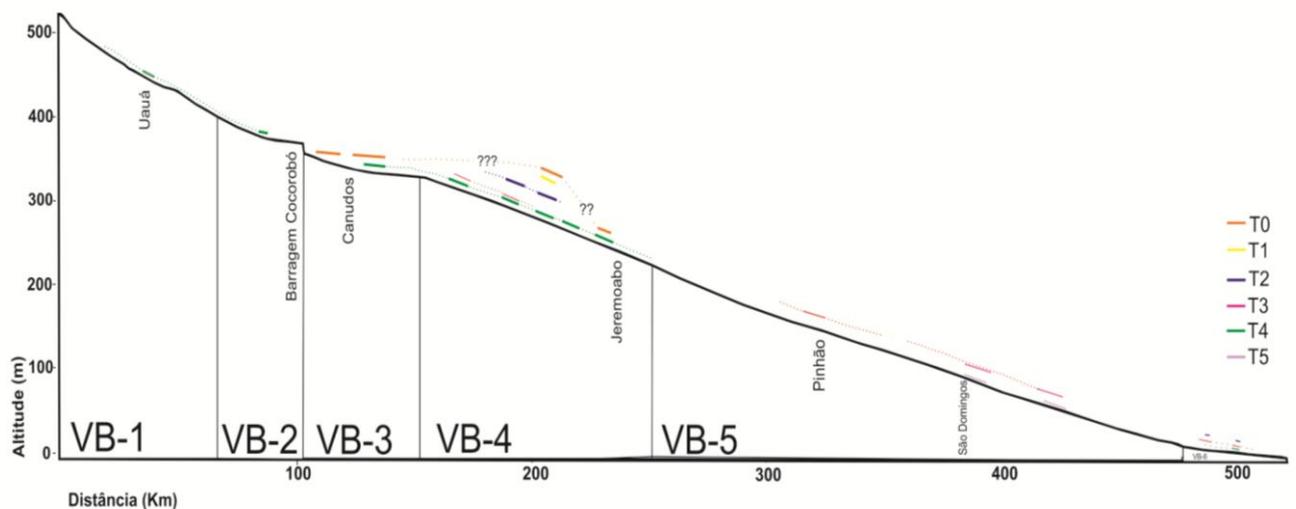


Figura 36: Perfil longitudinal do Rio Vaza-Barris com distribuição dos seis níveis (T0-T5) identificados ao longo do vale. Destaca-se o maior número de terraços no VB-4 e a não continuidade lateral dos mesmos.

6.1 Idades dos Terraços e o Clima

A análise das mudanças climáticas como fator externo responsável pela formação dos terraços é um assunto que evoluiu muito nas últimas décadas, sempre baseado na incisão vertical e abandono das planícies fluviais nos períodos de alterações do comportamento fluvial, induzida pelos ciclos glaciais-interglaciais. Segundo Pazzaglia (2010), os estudos dos terraços no Rio Maas, no norte da Europa, é um dos principais exemplos que comprovam a atuação do clima na gênese dos terraços.

As conclusões paleoclimáticas do Quaternário da região nordeste do Brasil, apesar de limitadas, demonstram que houve um domínio de clima árido nos últimos 200 mil anos, porém, com intervalos cíclicos de climas úmidos, em média, a cada 20 mil anos (WANG et al., 2004; DANTAS et al., 2013; BARRETO, 1996; DE OLIVEIRA 1999). Sendo estes importantes períodos em que o vale fluvial esteve submetido à mudança de comportamento e, conseqüentemente, abandono das planícies.

A partir da ideia de que, nos predominantes períodos de clima seco o vale estaria sendo preenchido e, nos períodos de transição, para um clima úmido, o rio apresentaria uma maior capacidade de transporte sedimentar e, conseqüentemente, de incisão vertical, nota-se que as idades dos terraços no vale do Rio Vaza-Barris se correlacionam bem com as os períodos de transição climática.

Por apresentar o maior número de datações, os terraços do compartimento VB-4, possibilitam uma primeira visão sobre a relação da formação desses terraços com as mudanças no clima desde o final do Pleistoceno (**Figura 37**). A partir desses dados, sugere-se que, na transição Pleistoceno-Holoceno, ocorreu a formação do terraço T1, datado em ~17 mil anos, sendo essa a maior dissecação do vale desde o Pleistoceno tardio, constação baseada na espessura do terraço, superior a 18m.

Convém ressaltar, que nesse mesmo período de formação do terraço T1, o nível do mar encontrava-se a aproximadamente 120m abaixo do nível atual, o que induziu um ajuste do perfil longitudinal, controlado pelo novo nível de base e assim formou os vales incisos na margem continental adjacente ao Rio Vaza-Barris, e, também, propagando uma onda de erosão remontante em direção ao continente que respondeu, provavelmente, com a gênese de terraços no compartimento VB-6. Esse ajuste do gradiente fluvial não se estendeu de maneira intensa para os compartimentos localizados a montante, devido a resistência das rochas presentes no compartimento VB-5, no qual foi identificado várias knickpoints.

No Holoceno inicial, o clima na região voltou a ser árido, condição esta que contribuiu para uma nova fase de agradação do vale no compartimento VB-4, com elevado aporte de sedimentos, oriundos dos colúvios e de rios tributários. Esse aporte cessou no Holoceno médio, quando ocorreu um curto momento de clima úmido e o que deve ter induzido um aumento da competência fluvial que degradou a planície aluvial a ~6-8 mil anos atrás, formando assim o terraço T2. Neste momento, o nível marinho estava subindo, e assim, nesse momento o espaço de acomodação aumentou no compartimento VB-6, que passou a receber os sedimentos resultantes da degradação da planície no compartimento VB-4, diferentemente do que aconteceu no momento da degradação e formação do terraço T1, que devido às condições do nível do mar baixo, teve sua carga aportada na margem continental, o que pode ter ajudado a construir um delta de nível de mar baixo, na borda da plataforma.

As datações dos terraços inferiores (T3 e T4) que variaram entre 1600 a 105 anos, mostram que no Holoceno tardio ocorreu uma rápida incisão, contudo, no registro paleoclimático não é sinalizado uma transição de clima para esse período. Logo, duas possibilidades para incisão da planície e formação desses terraços podem ser sugeridas: a primeira, baseada na análise do comportamento hidráulico do Rio Vaza-Barris registrado nos últimos anos, com um potencial de cheias que podem chegar a quase 100 vezes a média da vazão anual e, a segunda, relacionada ao recuo do nível do mar que ocorreu nesse período, em aproximadamente 5m nos últimos 5000 anos.

Vale destacar, que em alguns terraços inferiores do Rio Vaza-Barris foram encontrados fragmentos de carvão com idades de 330-680 anos, manifestando correspondência com o grande número de carvão encontrado nas dunas do curso médio do Rio São Francisco por De Oliveira (1999), o que sustenta a ideia de que ocorreu uma fase de elevadas temperaturas na região no final do Holoceno, entretanto, com picos de cheias isolados.

Certamente, as datações realizadas nesta dissertação não são suficientes para subsidiar interpretações e correlações seguras entre os terraços presentes no vale do Rio Vaza-Barris, mas são informações inéditas e importantes, pois, irão nortear pesquisas futuras na região nordeste do Brasil.

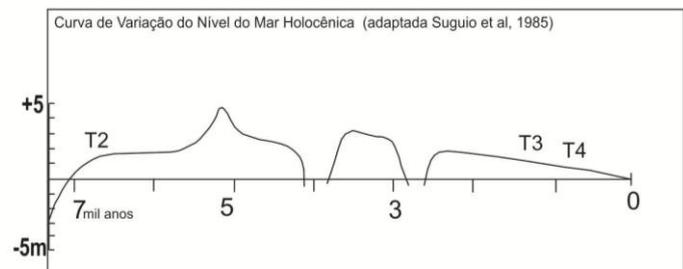
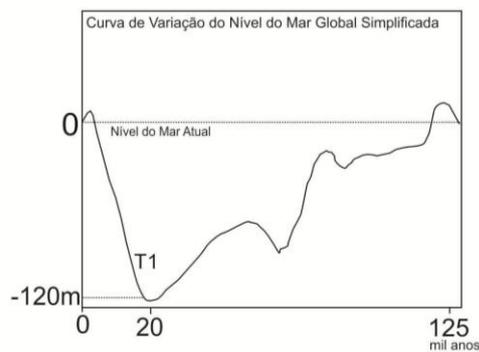
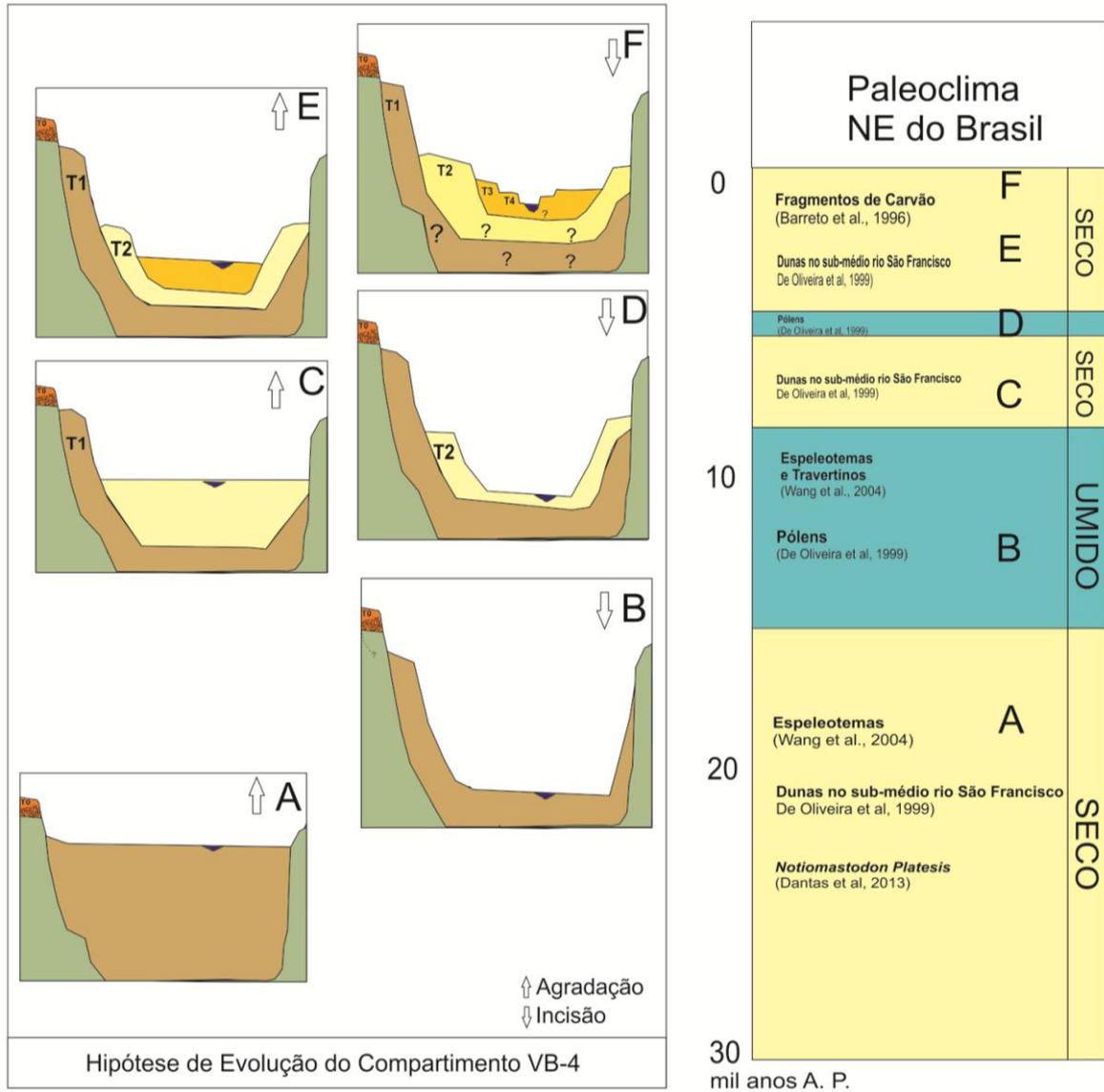


Figura 37: Hipotese evolutiva do vale do Rio Vaza-Barris no Quaternário Tardio no compartimento VB-4, analisado segundo as mudanças climáticas nos últimos 30 mil anos e uma estimativa do posicionamento do nível relativo do mar nos momentos de formação dos terraços, baseado em uma curva de variação do nível do mar global simplificada e uma curva do nível do mar Holocênica de Salvador-BA (curva do nível do mar mais próxima da região costeira do Rio Vaza-Barris) elaborada por Suguio et al, 1985.

6.1 Hipóteses de Processos Sedimentares no Vale do Rio Vaza-Barris

Os resultados obtidos a partir da caracterização dos compartimentos mostram que VB-3, VB-4 e VB-6 são áreas de grande preservação morfo-sedimentar do Rio Vaza-Barris e, assim, fundamentais para entender como ocorreu a evolução desse sistema fluvial no final do Quaternário.

Uma das questões que pode ser explorada com base nos resultados apresentados é relacionada ao compartimento VB-3, que apresenta uma planície aluvial bem desenvolvida e apenas um terraço de idade Quaternária, divergentemente do que acontece no compartimento VB-4, que apresenta vários níveis de terraços.

A análise do mapa geomorfológico da planície no compartimento VB-3 (**Figura 10**), chama a atenção a presença dos leques aluviais aportados na planície do Rio Vaza-Barris, sendo essa uma representação da elevada carga sedimentar que é depositada neste segmento e que, pelo fato de apresentar uma planície com declividade quase nula e uma vazão fluvial ínfima, mostra uma baixa capacidade fluvial, insuficiente para transportar os sedimentos que chegam nesta área.

As características do vale no VB-3 mostram que a agradiação é o processo dominante no Holoceno, diferente do que acontece no VB-4 que, apesar de ser abastecido por sedimentos durante os períodos de clima seco, apresenta condições morfológicas regionais mais susceptíveis a precipitações orográficas e uma maior declividade do canal, que permite uma competência fluvial suficiente para ativar a degradação da planície, com a consequente formação dos terraços.

Por não apresentar terraços correlacionáveis aos níveis identificados no compartimento VB-4, sugere-se que o compartimento VB-3 teve seus terraços correspondentes soterrados durante a formação da planície atual. A hipótese de soterramento de terraços (**Figura 38**) é uma ideia sustentada pelo modelo de Hancock e Anderson (2002), que afirma que quando um rio tem baixa eficiência da descarga e elevado suprimento de sedimento, o vale tende ao processo de alargamento e soterramento de terraços que possam ter sido gerados em períodos anteriores.

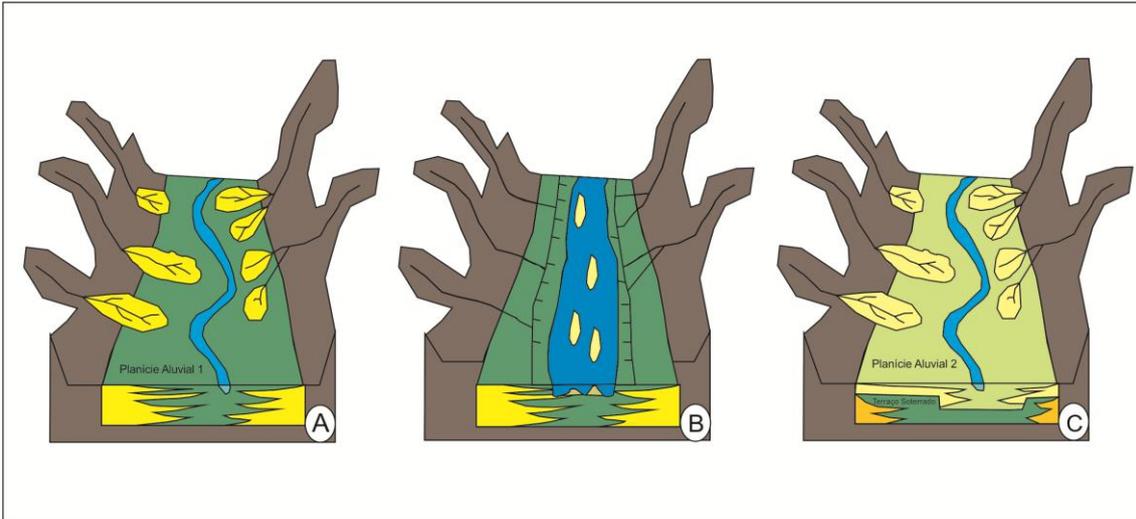


Figura 38: Modelo hipotético de processos atuantes do vale no compartimento VB-3. A) planície aluvial no momento inicial, com baixa competência fluvial e elevado aporte sedimentar, preenchendo o vale; B) Clima úmido, aumento da capacidade fluvial, degradação da planície, formando terraço; C) O clima torna-se seco novamente, baixa competência fluvial, aumento do aporte por tributários, soterramento do terraço formado anteriormente.

A outra hipótese de processos atuantes nos compartimentos VB-3 e VB-4 baseia-se numa ideia de agradação diferenciada, no qual o pacote sedimentar é pouco espesso no VB-3 e aumenta no VB-4, o que apresenta um perfil longitudinal em forma de cunha. Este processo detém certa similaridade aos terraços descritos por Weldon (1986) em Cajon Creek, na Califórnia, que diferenciam em dezenas de metros na espessura entre o curso alto e médio do rio. Esta forma de agradação pode explicar o porquê dos terraços no VB-3 terem sido soterrados e os seus correspondentes identificados no VB-4 apresentarem relevante espessura.

O clima árido predominante nessa região é o controle responsável por induzir uma baixa densidade da vegetação, intensificando os processos de erosão das rochas sedimentares da bacia de Tucano e ocasionar as elevadas taxas de preenchimento desta região do vale do Rio Vaza-Barris, sempre intercalando depósitos aportados pelo rio principal e pelos colúvios gerados nas encostas.

Os terraços T1 e T2, com superfícies mais elevadas em relação ao nível do rio, preservados no VB-4, mostram consideráveis espessuras dos pacotes sedimentares, superiores a 10m, e isso confirma que essa região passou por processos agradacionais consideráveis e que, desde a transição Pleistoceno-Holoceno até o Holoceno tardio, o Rio Vaza-Barris teve um aumento no poder degradacional.

Quanto aos registros morfo-sedimentares no médio curso do rio, compartimento VB-5, verifica-se que o fundo do vale é estreito e de paredes compostas por rochas resistentes à erosão, condições estas que, segundo Pazzaglia (2010), não são propícias à preservação de

terraços a níveis muito acima do rio, o que explica o porquê da preservação dos terraços no fundo do vale. Entre estes, destaca-se o T3, composto por depósitos eólicos de loess, que representa um inédito registro sedimentar em vales fluviais do nordeste brasileiro e ratifica a influência das condições áridas no Holoceno tardio desta região.

A correlação longitudinal do terraço composto por loess mostra que o trecho central do compartimento VB-5 pode ser a principal área dessa sedimentação, no Holoceno tardio. As análises destes depósitos ainda são iniciais para uma conclusão segura sobre a sua proveniência, mas vale ressaltar que nesta área as paredes do vale estão limitadas pelas serras mais elevadas da região (Serras de Itabaiana e da Miaba), e que arenitos finos da Fm. Lagarto compõem o cenário. (**Figura 39**).

A principal hipótese para entender a origem deste terraço composto por loess, a ser discutida em estudos futuros, é quanto à constituição e idade dos sedimentos que compõem a última geração de dunas presentes na planície costeira do Rio Vaza-Barris, podendo ser contemporâneos. Vale ressaltar que o compartimento VB-6 é uma área de deposição importante e que deve ser investigada como área fonte do loess.

Na América do Sul, os principais depósitos de loess estão registrados apenas na área sul, na região dos Pampas, e já vem sendo estudados há bastante tempo (IRIONDO, 1997; ZARATÉ, 2003; RAMONELL& LATRUBESSE, 1990). A identificação de depósitos de loess no vale do Rio Vaza-Barris representa o primeiro registro dessa região, porém, mais estudos tornam-se necessários para avaliar se as hipóteses propostas nesta dissertação, implicando assim em um importante estudo paleoambiental da região.

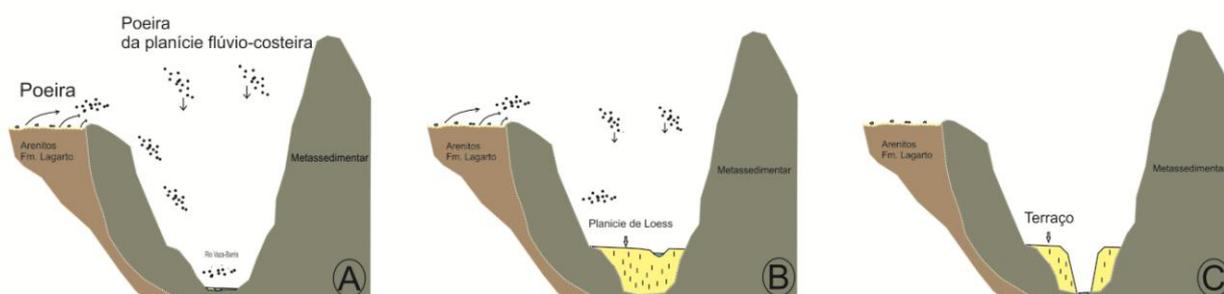


Figura 39: Modelo hipotético de formação do depósito de loess presente no compartimento VB-5. A) Clima árido na região do Vaza-Barris e transporte eólico dos sedimentos presentes na planície flúvio-costeira. B) Deposição de silte no compartimento que devido a baixa capacidade fluvial permite a agradação da planície. C) A formação do terraço ocorreu ou devido a um evento de cheia extrema, onde o Rio Vaza-Barris mostrou alta capacidade de transporte, ou devido a influencias do recuo do nível marinho no Holoceno tardio.

A investigação no baixo curso do Rio Vaza-Barris, compartimento VB-6, revelou que esta é outra importante área de estudo, e que deve continuar sendo explorada, pois, apresenta uma planície flúvio-costeira com diversos elementos morfológicos, que servem como evidência de mudanças no comportamento fluvial ao longo do Quaternário tardio.

Uma primeira interpretação sobre a evolução dessa planície flúvio-costeira é sugerida a partir da disposição dos meandros abandonados, lagos de meandros, terraços com fácies típicas de canais meandranes. Esta é uma área em que, provavelmente, o rio migrou lateralmente por processos de avulsão de canal no final do Quaternário, semelhantes aos modelos de Slingerland & Smith (2004) e Blum & Aslan (2006). A migração do canal ocorreu durante a subida do nível marinho, o que provocou o preenchimento do vale e construção de uma planície, que posteriormente foi abandonada devido ao recuo do nível do mar.

A mudança do nível de base induziu o ajuste do gradiente fluvial desde a plataforma continental, onde foram formados os vales incisos e propagou-se no continente formando terraços (**Figura 40**). A presença de knickpoints nos compartimentos VB-6 e VB-5 mostram que esse ajuste de gradiente não se propagou na mesma intensidade para montante.

Com certeza, as sequências de terraços e outros elementos morfológicos presentes no compartimento VB-6, têm uma gênese vinculada às variações do nível do mar. No início do Holoceno tardio, o nível do mar regional estava a ~5m acima do atual (SUGUIO *et al.* 1985), e pequenos ciclos de recuos e avanços ocorreram nos últimos 5 mil anos, os quais, podem ser os momentos de formação dos terraços T3 e T4, presentes na planície flúvio-costeira.

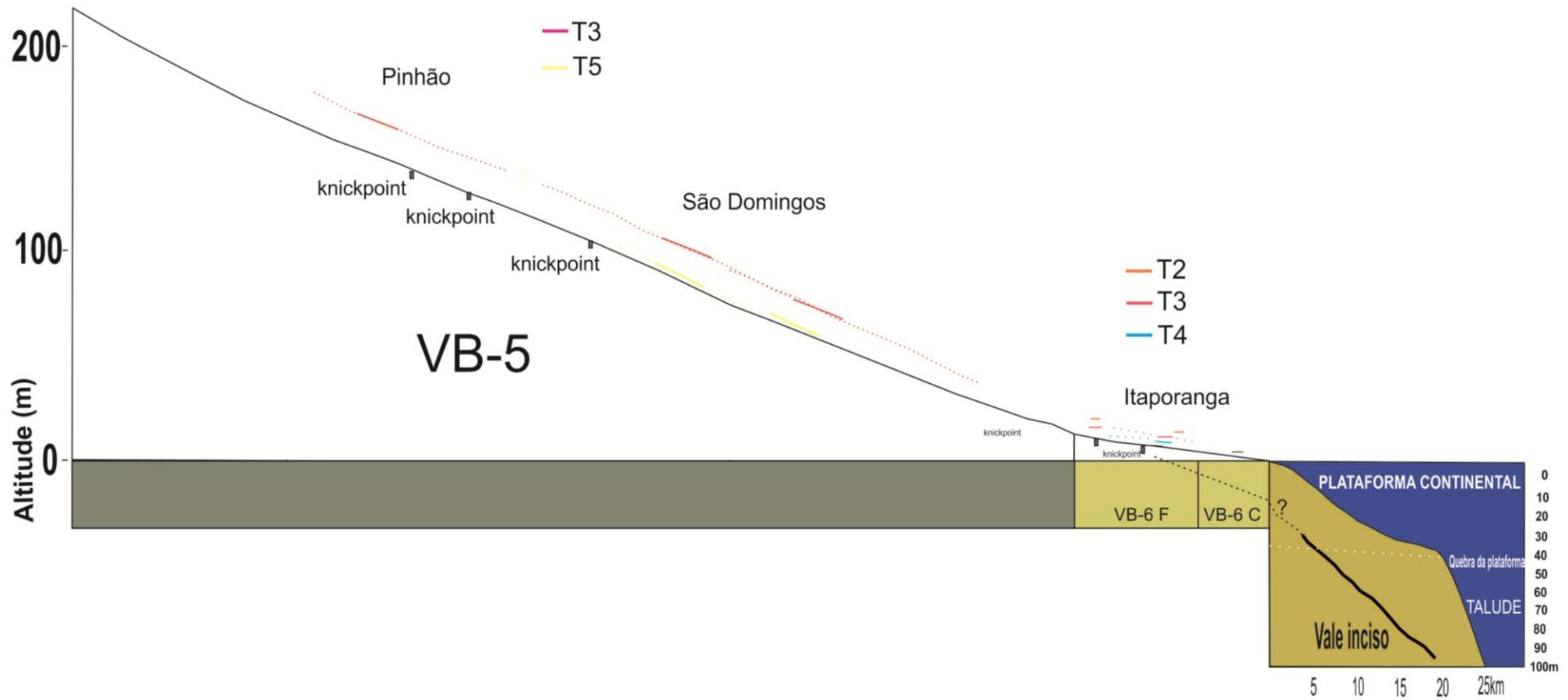


Figura 40: Perfil longitudinal do Rio Vaza-Barris com os níveis de terraços mapeados nos compartimentos VB-5 e VB-6, associado ao perfil hipotético de incisão na margem continental baseado na profundidade máximas dos vales incisos identificados. O ajuste do gradiente do Rio Vaza-Barris ao novo nível de base, além de erodir a plataforma continental, provavelmente, foi responsável por uma tentativa de ajuste do gradiente fluvial no continente que teve intensidade reduzida para montante devido a presença de rochas resistentes a erosão identificadas no compartimento VB-6 como knickpoints.

6.3 Vales Incisos na Margem Continental do Rio Vaza-Barris

Na margem continental associada ao Rio Vaza-Barris, diversos vales incisos foram registrados com morfologias geradas por diferentes competências fluviais, provavelmente não resultaram apenas de paleocanais do Vaza-Barris, mas sim, de outros rios que tiveram a tendência de fusão com este no momento em que o nível do mar recuou.

Neste período, o nível do mar recuou a ~120m, expondo subaereamente a plataforma o que permitiu o prolongamento de alguns rios costeiros, entre esses, alguns tributários do Vaza-Barris, do Rio Piauí e o Rio Sergipe até a borda continental, que convergiram no talude.

A fusão dos paleocanais, provavelmente, no MIS2 não aconteceu na plataforma continental por ser estreita. Entretanto, a convergência ocorreu no talude (**Figura 41**) e influenciou no aumento do poder do sistema Vaza-Barris em águas profundas. O modelo do prolongamento do Rio Vaza-Barris na margem continental segue a linha conceitual proposta por Mulder & Syvitski (1996) onde apresentam a tendência de diferentes bacias de drenagens convergirem na margem continental.

Por ser uma margem continental estreita (~20 km), os vales incisos foram submetidos a processos de incisão por um tempo superior às plataformas que apresentam maiores dimensões, o que ajudou em um maior período de incisão e ajuste do perfil longitudinal do rio, o que, com certeza, influenciou na construção da paisagem fluvial no compartimento VB-6.

A formação dos vales incisos e a tentativa de equilíbrio do gradiente fluvial ao novo nível de base, no período de mar baixo, promoveu a degradação da planície fluvial no continente, que apenas diminuiu a intensidade de incisão vertical a ~35 km a montante da linha de costa atual, numa área em que foi identificado o knickpoint mais próximo da plataforma continental, sendo essa a distância de influência mais intensa do período de nível do mar baixo da região.

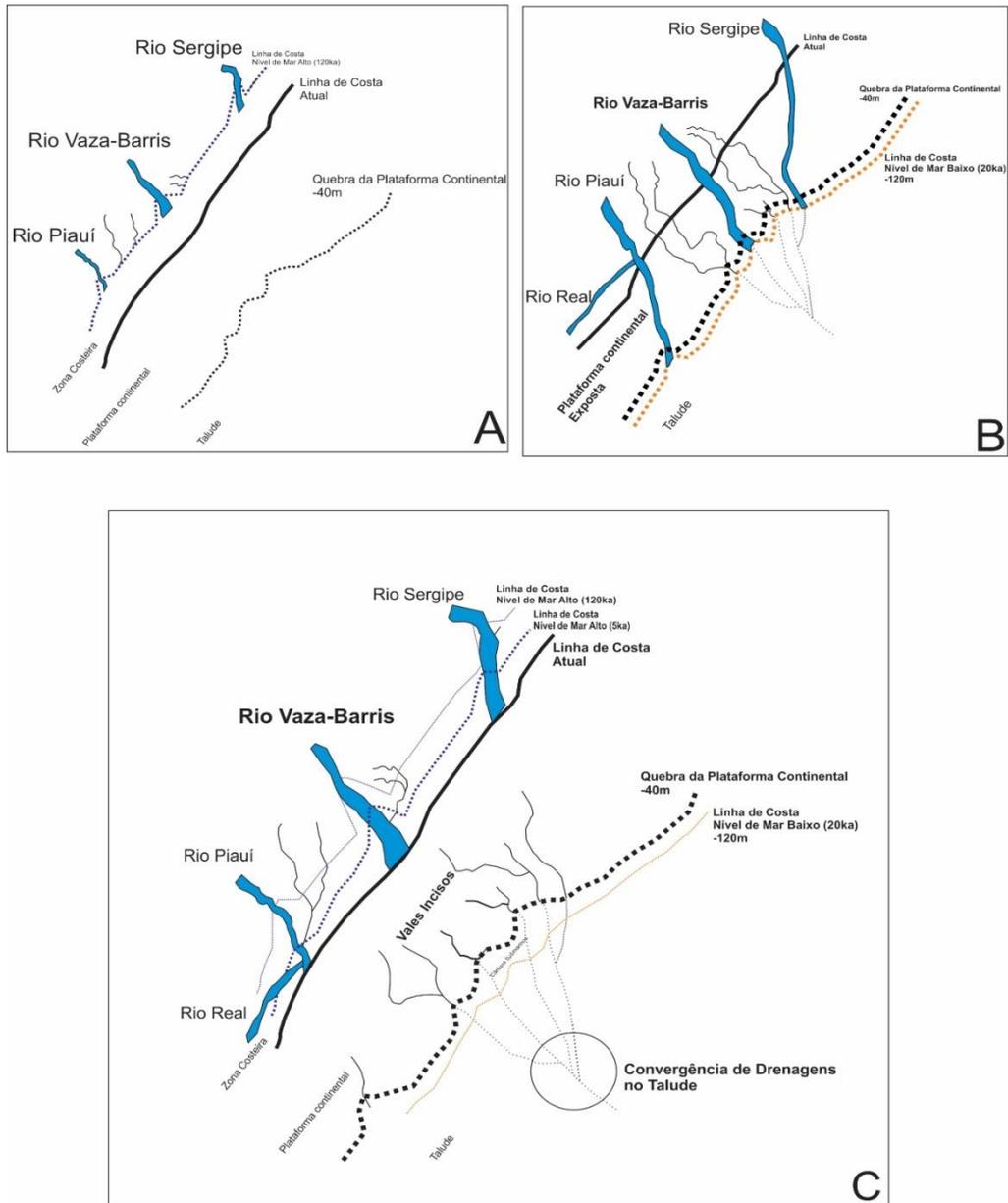


Figura 41: Modelo hipotético de convergência de rios na formação dos vales incisos identificados na margem continental do rio Vaza-Barris. A) Penúltimo estágio de nível de mar elevado, no qual os rios costeiros estavam afogados, como estuários; B) No UMG, o nível do mar recuou a aproximadamente 120m do nível atual e, assim, com a plataforma continental exposta, o Rio Vaza-Barris avançou até o talude superior. Nesse mesmo período outros rios da região também avançaram, entretanto em direção a margem continental adjacente ao Vaza-Barris, convergindo os canais no talude médio; C) No Holoceno, o nível marinho subiu rapidamente e afogou novamente o Rio Vaza-Barris e os outros rios, formando estuários, que configuram a faixa costeira regional.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A caracterização geomorfológica da planície do Rio Vaza-Barris permitiu a distinção de seis compartimentos designados de VB-1 a VB-6, de montante para jusante, e a identificação de seis níveis de terraços, sendo a mais elevada de provável idade pré-quadernária e os outros de origem que datam desde o final do Pleistoceno (**Figura 42**). Entre estes compartimentos, existem áreas em que o rio drena amplas planícies aluviais e tem um maior grau de preservação dos terraços e, áreas onde o canal está confinado, drenando fundo rochoso e com terraços holocênicos preservados no fundo do vale.

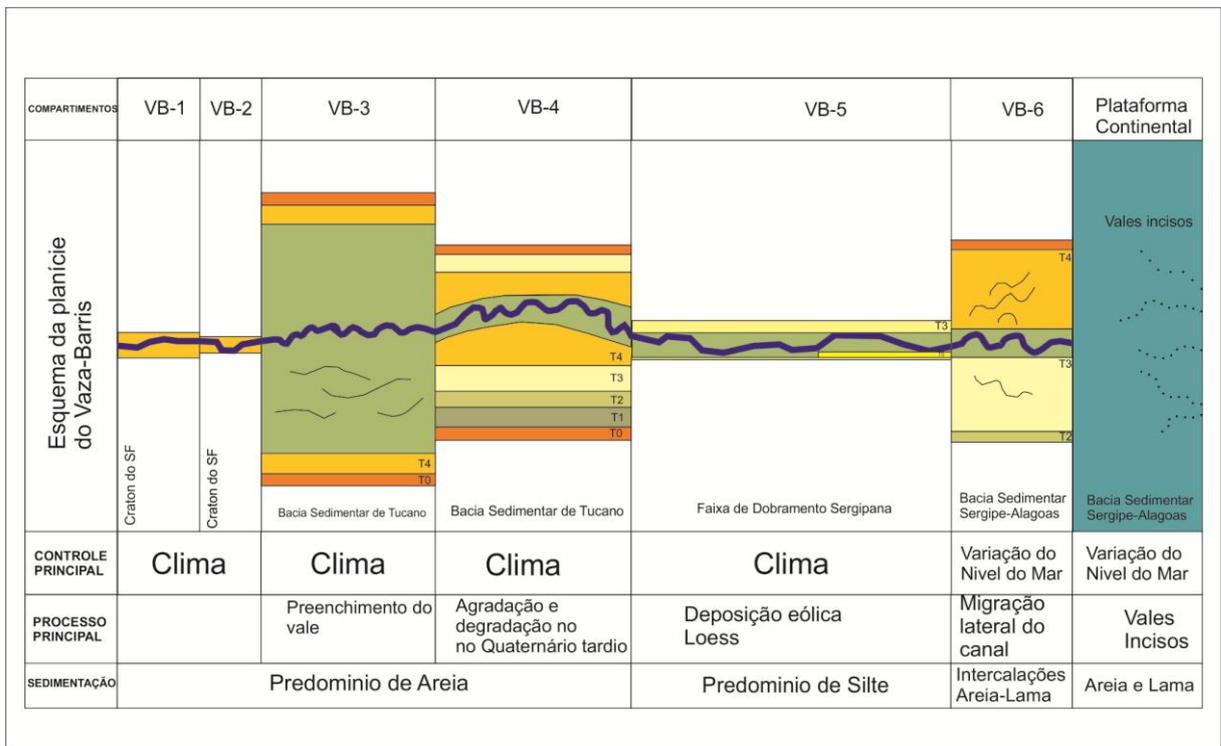


Figura 42: Sumário ilustrativo dos distintos compartimentos geomorfológicos do Rio Vaza-Barris e seus principais processos sedimentares.

Os compartimentos VB-1 e VB-2, mais próximos à cabeceira, são caracterizados por apresentar uma restrita planície aluvial, considerado um nível de terraço, com depósitos arenosos a poucos metros acima do fundo do canal rochoso. Estas são zonas de transporte de sedimentos, com baixo potencial na preservação dos depósitos aluviais.

A planície do compartimento VB-3 é aproximadamente 20 vezes mais larga que a encontrada nos segmentos a montante. Esta é uma área, em que o processo de agradação fluvial parece ser o mais atuante no Holoceno. Essas conclusões são baseadas na preservação

de um único nível de terraço e por apresentar uma planície principal composta por inúmeros leques aluviais aportados pelos rios tributários.

O compartimento VB-4 resulta de uma área onde o canal é meandrante e cinco níveis de terraços estão preservados, na maioria, do tipo preenchimento com considerável espessura do pacote sedimentar. As idades destes terraços mostram uma considerável relação com os momentos de transição de clima seco-úmido desde o final do Pleistoceno. Os depósitos que compõem estes terraços são oriundos da intercalação de depósitos aportados pelo rio principal e de aportes coluviais.

O compartimento mais extenso do Rio Vaza-Barris é o VB-5, que representa aproximadamente 40% de todo o curso fluvial. Neste segmento, o rio está encaixado em um vale em forma de “V” com muitos *knickpoints* e preservando dois terraços no fundo do vale. Vale destacar que o terraço mais elevado é composto por um depósito eólico de loess, encontrado pela primeira vez na região, gerado no Holoceno tardio.

No compartimento VB-6, sugere-se que o desenvolvimento da planície flúvio-costeira ocorreu por processo de migração lateral do canal em respostas a subida do nível marinho. Os paleomeandros, lagos de meandros e facies sedimentares dos terraços que caracterizam esta planície são elementos morfo-sedimentares bases dessa interpretação. Em estudos futuros é necessário investigar se a neotectônica teve um papel determinante na configuração da morfologia dessa planície.

Na plataforma continental, os vales incisivos gerados pelo Rio Vaza-Barris no período de nível de mar baixo, atingiram um profundo nível de erosão da margem continental. Com isso promoveu uma onda de erosão remontante no canal principal, que buscou o ajuste do gradiente ao novo nível de base, o que influenciou diretamente na formação da planície flúvio-costeira no compartimento VB-6.

Os resultados apresentados nesta dissertação permitem concluir que controles externos, com alterações do clima e variação do nível do mar, atuaram na região do Rio Vaza-Barris desde o final do Pleistoceno e que, investigações com maior número de datações e uma análise da neotectônica na região precisam ser realizadas para que sejam melhoradas as hipóteses propostas. A quantidade de processos sedimentares discutidos nessa dissertação evidencia a necessidade de mais pesquisas nos rios de áreas secas do Brasil, principalmente, devido às previsões de alastramento das regiões sob influência de clima árido, o que mostra que esses rios precisam ser foco de pesquisas na atualidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth Sciences Review**, Special Issues, v.17: 1-29, 1981.

ASLAN, A. & AUTIN, W. J. Evolution of the Holocene Mississippi River Floodplain, Ferriday, Louisiana: insights on the origin of fine-grained floodplains. **Journal of Sedimentary Research**, v. 69, n. 4, p. 800–815, 1999.

ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal Wetland, Brazil. **Geomorphology**, v.70, p.357-371, 2005.

ASSINE, M. **Sedimentação na Bacia do Pantanal Matogrossense, Centro-Oeste, Brasil**. 2003. 106f. Tese (Livre Docência)- Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

ASSINE, M.L. & SOARES, P.C. Quaternary of the Pantanal, Central-West Brazil. **Quaternary International**, v. 114, p. 23-34, 2004.

BACELLAR, L.A.P.; COELHO NETTO, A.L.; LACERDA, W.A. Controlling factors of gullying in the Maracujá Catchment, Southeastern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, p. 1369-1385, 2005.

BARRETO, A. M. F. **Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia**. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 174 p, 1996.

BLUM, M.D. & ASLAN, A. Signatures of climate vs. sea-level change within incised valley-fill successions; Quaternary examples from the Texas Gulf Coast: **Sedimentary Geology**, v. 190/1-4, p. 177-211, 2006.

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

BLUM, M.D.; TOOMEY, R.S.; VALASTRO, S. Fluvial response to Late Quaternary climatic and environmental change, Edwards Plateau, Texas. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**. 108, p. 1–21, 1994.

BRIDGE, J.S. Fluvial facies models; recent developments: Special Publication Society for **Sedimentary Geology**, v. 84, p. 85-170, 2006.

BRIDGLAND, D. R. River terrace systems in North-west Europe; an archive of environmental change, uplift and early human occupation: **Quaternary Science Reviews**, 19, 1293-1303, 2000.

BRIDGLAND, D. & WESTAWAY, R.. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. **Geomorphology**, v. 98, p. 285–315, 2008.

BULL, W. B. & KNUEPFER, P. L. K. Adjustments by the Charwell River, New Zealand, to uplift and climatic changes: **Geomorphology**, 1, 15-32, 1987.

BULL, W. B. **Geomorphic responses to climate change**: Oxford University Press, Oxford, 326 p. 1991.

BULL, W.B. Stream-terrace genesis: Implications for soil development: **Geomorphology**, v. 3, p. 351-367, 1990.

CARVALHO, M. E. S & FONTES, A.L. Caracterização Geomorfológica da Zona Costeira do Estado de Sergipe. **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorphology**, Goiania-Go, Brasil, setembro, 2006.

CAVALCANTE, A. A. **Morfodinâmica fluvial em áreas semiáridas: O rio Jaguaribe a jusante da barragem do Castanhão-CE-Brasil**. Tese (Doutorado em ordenamento Territorial e Ambiental), Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2012. 249p.

CHEREM, L.F.S.; RAMOS, V.D.V.; LOPES, F.W.A.; MACEDO, D.R.; MAGALHÃES JÚNIOR, A.P.; SALGADO, A.A.R. Níveis e Sequências Depositionais Fluviais no Médio e Baixo Vale do Ribeirão do Caraça – borda oriental do Quadrilátero Ferrífero/MG. In: Encontro Latino Americano de Geomorfologia, II Simpósio Nacional de Geomorfologia, 7, 2008, Belo Horizonte. [*Anais eletrônicos*]. **Belo Horizonte: UFMG, 2008**. 1 CD-ROM.

CPRM. **Mapa Geológico do Estado da Bahia**. Escala 1:1.000.000. Salvador: CPRM, 2003.

CPRM. **Mapa Geológico do Estado de Sergipe**. Escala 1:250.000. Codise/CPRM, Aracaju, 1997.

DANTAS, M. A. T.; XAVIER, M.C.T.;FRANÇA, L.M.; COZZUOL, M.A.; RIBEIRO, A.S.;FIGUEIREDO, A.M.G.;KINOSHITA, A. BAFFA, O. A review of the time scale and potential geographic distribution of *Notiomastodon platensis* (Ameghino, 1888) in the late Pleistocene of South America. **Quaternary International**, n 317, p. 73-79, 2013.

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**, n 152, p. 319-337, 1999.

DNOCS/IPT. **Análise do comportamento do Açude Público Cocorobó, município de Euclides da Cunha (BA)**. São Paulo, 1976. 4 p.

FONTES, A. L. C.; ARAUJO, H. M.; COSTA, J. J. A Bacia Costeira do Rio Vaza Barris: Condicionantes Geoambientais e Morfodinâmica das Praias Oceânicas adjacentes. **VI Seminário Latino-Americano de Geografia Física, II Seminário Ibero-Americano de Geografia Física**, Universidade de Coimbra, Portugal, Maio, 2010.

FONTES, A. L. O Cenozóico na bacia inferior do rio Vaza Barris (SE) – estudo geomorfológico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXV., **1988, Belém. Anais**. Belém: AGB, 1988.

FONTES, L. C. S. **Erosão Marginal no Baixo Curso do Rio São Francisco. Um Estudo de Caso de Impactos Geomorfológicos à jusante de Grandes Barragens**. Aracaju: UFS, 2002. 249p. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente), Universidade Federal de Sergipe, Aracaju, 2002.

FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: a right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology**, v. 70, p. 325-338, 2005.

HANCOCK, G. S. & ANDERSON, R. S. Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate: **Geological Society of America Bulletin**, 114, p. 1131-1142, 2002.

HOVIOUS N, **Controls on sediment supply by large rivers. In: Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonic in Continental Rocks** (Ed. By K. W. Shanley and P.J. McCabe), Spec. Public. Soc. Econ. Paleont. Miner., 59, 3-16. 1998.

IRIONDO, M.H. Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. **Journal of South American Earth Sciences** 10, 71–79. 1997.

IBGE. **Mapa de Clima do Brasil**. Escala 1: 5.000.000. Rio de Janeiro, 2002.

KING, L. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KNOX, J.C. **Fluvial Systems since 20,000 yrs**. BP. In: *Global Continental Palaeohydrology* (Ed. By K. J. Gregory, L. Starkel and V. R. Barker), pp. 87-108. John Wiley and Sons, New York. 1996.

LAGE, C. S. Evolução Geomorfológica do Curso Superior do Vaza-Barris. **Cadernos de Geociências**, n5, 1996.

LATRUBESSE, E.M. &FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, v.44, n.3-4, p.241-257, 2002.

LATRUBESSE, E.M.;AMSLER, M.L; MORAIS, R.P. de; AQUINO, S. The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics. The case of the Araguaia River. **Geomorphology**, 113 (3-4), p.239-252, 2009.

LATRUBESSE, E.M.; STEVAUX, J.C.; SINHÁ, R. Tropical Rivers. **Geomorphology**, n 70, p. 187-206, 2005.

LEGARRETA, L. e ULIANA, M.A. **Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquen Basin, West-Central Argentina**. In: *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonics in Continental Rocks* (Ed. By K.W. Shanley and P.J. McCabe), *Spec. Publ. Soc. Econ.Paleont.Miner.*, 59, 83-92, 1998.

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

MABESOONE, J.M. & CASTRO O. “Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro. **BoI. da S.B.G.** Núcleo Nordeste 3: 5-36, 1975.

MADDY, D.; BRIDGLAND, D.; WESTAWAY, R. Uplift-driven valley incision and climatecontrolled river terrace development in the Thames Valley, UK: **Quaternary International**, 79, 23-36, 2001.

MAGALHÃES JR. A. P. **Evolução da dinâmica fluvial cenozoica do Alto-médio Rio das Velhas na região de Belo Horizonte - MG**.Departamento de Geografia, Instituto

deGeociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação deMestrado, 1993.

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P. & SAADI, A. Ritmos da dinâmica fluvial Neo-Cenozóica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 2, n. 1, p. 42-54, 1994.

MAGNAVITA, L.P. & CUPERTINO, J. A. Concepção atual sobre as bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil, **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, 1(2): 119-134, 1987.

MULDER, T. & SYVITSKI, J.P.M. Climatic and morphologic relationships of rivers. Implications of sea level fluctuations on river loads. **Journal of Geology** 104, p. 509 – 523, 1996.

NOBRE, C. A., MOLION, L.C.B. **The Climatology of Droughts and Drought Prediction, In: Impacts of Climatic Variations on Agriculture**, v.2: Assesments in semi-arid regions, M. P. Parry, T.R. Carter e N. T. Konijn (eds.), D. Reidel Pub. Co., 764p, 1988.

PAZZAGLIA, F.J. **Fluvial Terraces**. In: WOHL, E. (Ed.). *Treatise on Geomorphology*. New York: Elsevier, 2010, cap. 9.

POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. **SEPM Concepts Sedimentology**. Paleontol., 7, 216, 1999.

RAMONELL C. & LATRUBESSE, E.M. El loess de la Formación Barranquita. Comportamiento del Sistema Eólico Pampeano en la provincia de San Luis. **International Symposium on Loess, Properties, Chronology and Paleoclimatic significance of loess. INQUA**. Resumen expandido, 102-107. 1990.

RAPOSO, A.A.; OLIVEIRA, L.F.; MAGALHÃES JÚNIOR, A.P.; CHEREM, L.F.S. Níveis e seqüências deposicionais do vale do ribeirão do Mango, Quadrilátero Ferrífero/MG. In: ENCONTRO LATINO AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2, SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, **Belo Horizonte. Anais**, v. 1, p. 110-120, 2008.

RICHARDSON, J.M.; FULLER, I.C.; HOLT, K.A.; LITCHFIELD, N.J.; MACKLIN, M.G. Holocene river dynamics in Northland, New Zealand: The influence of valley floor confinement on floodplain development. **Geomorphology**, p. 494-511, 2013.

RITTER, D. F.; KOCHER, R. C.; MILLER, J. R. **Process Geomorphology**: Waveland Press, Long Grove, Illinois, 560 p. 2002.

ROSGEN, D.A. Classification of Natural Rivers. **Catena** (22). p. 169-199, 1994.

SCHUMM, S. A.; MOSLEY, M. P.; WEAVER, W. E. **Experimental fluvial geomorphology**: John Wiley and Sons, New York, 413 p. 1987.

SCHUMM, S.A. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. **J. Geol.**, 101, 279– 294, 1993.

SHANLEY, K.W. & MCCABE, P.J. **Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case study from the Upper Cretaceous of southern Utah, U.S.A.** In: *Quantitative Modeling of Clastic Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogs* (Ed. By S.S. Flint and I. D. Bryant), *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 15, 21-55, 1993.

SHANLEY, K.W. & MCCABE, P.J. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy: an example from the Kaiparowits Plateau. **Utah. Geology**, 19, 742-745, 1991.

SLINGERLAND, R. & SMITH, N.D. River avulsions and their deposits. **Annual Reviews of Earth and Planetary Science**, v. 32, n. 1, p. 257-284, 2004.

STEVAUX, J.C. **O Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR)**. São Paulo. 242p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1993.

STEVAUX, J.C. The Upper Paraná River (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, v.21, p.143-161, 1994.

SUGUIO, K.; BITTENCOURT, AC.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, AE.G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, 15(4):273-286, 1985.

TEIXEIRA, W. & FIGUEREDO, M.C.H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the S Fancisco craton, Brazil: a review. **Precambrian Research**, 53:1-22, 1991.

TOOTH, S. Process, Form and Change in Dryland Rivers: a review of recent research. **Earth-Science Reviews**, v. 51, p.67-107, 2000.

TÖRNQVIST, T.E.; WORTMAN, S.R.; MATEO, Z.R.; MILNE, G.A.; SWENSON, J.B. Did the last sea level lowstand lead to cross-shelf valley formation and source-to-sink sediment flux? **J. Geophys. Research**, 111, 2006.

TRICART, J. & SILVA, T.C. **Estudos de Geomorfologia da Bahia e Sergipe**. [S.l.]: Fundação para o Desenvolvimento da Ciência da Bahia, 1968.

WANG, X.; AULER, A.S.; EDWARDS, R.L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P.S.; SMART, P.L.; RICHARDS, D.A.; SHEN, C.C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature** 432, p. 740-743, 2004.

WELDON, R. J. **The late Cenozoic geology of Cajon Pass: implications for tectonics and sedimentation along the San Andreas fault**, Ph.D. Dissertation, California Institute of Technology, 1986.

ZARATE, M.A. Loess of southern South America, **Quatern. Sci. Rev.**, 22, p. 1987–2006, 2003.