



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Oceanografia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

SHIRLEN CRISTINA NASCIMENTO DE CASTRO

**“DINÂMICA DO SISTEMA FLUVIAL DO TOCANTINS
NO TRECHO MARABÁ - PEDRAL DE SÃO LOURENÇO,
AMAZÔNIA ORIENTAL (PA)”**

GEOCIÊNCIAS
U F P A

**BELÉM – PA
2013**

SHIRLEN CRISTINA NASCIMENTO DE CASTRO

**“DINÂMICA DO SISTEMA FLUVIAL DO TOCANTINS NO TRECHO
MARABÁ – PEDRAL DE SÃO LOURENÇO, AMAZÔNIA ORIENTAL (PA)”**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Oceanografia do Instituto de
Geociências da Universidade Federal do Pará,
em cumprimento às exigências para obtenção
do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Dr. Maâmar El-Robrini.

**BELÉM – PA
2013**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

- C355d Castro, Shirlen Cristina Nascimento de
Dinâmica do sistema fluvial do Tocantins no trecho Marabá - Pedral de São Lourenço, Amazônia Oriental (PA) / Shirlen Cristina Nascimento de Castro – 2013
86 f. : il.
Orientador: Maâmar El-Robrini
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em oceanografia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Oceanografia, Belém, 2013.
1. Geomorfologia. 2. Análise Multitemporal. 3. Rio Tocantins. I. El-Robrini, Maâmar, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

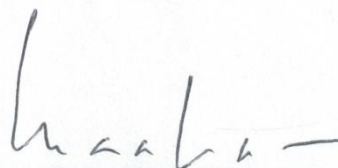
CDD 22^a ed.: 551.41

SHIRLEN CRISTINA NASCIMENTO DE CASTRO

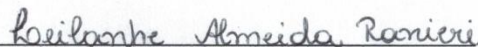
**“DINÂMICA DO SISTEMA FLUVIAL DO TOCANTINS NO TRECHO
MARABÁ - PEDRAL DE SÃO LOURENÇO, AMAZÔNIA ORIENTAL
(PA)”**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Oceanografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Data de aprovação 19/08/2013
Conceito: Bom
Banca Examinadora:



Prof. Maâmar El-Robrini – Orientador
Doutor em Geologia Marinha
Universidade Federal do Pará



Leilane Almeida Ranieri – Membro
Mestre em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará



Melissa do Socorro Fonseca da Silva – Membro
Mestre em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará

Ao meu Deus, meu Senhor por cuidar de vida
com tanto amor.

A minha mãe Dila Maria Silva do Nascimento
por estar ao meu lado e me apoiar em todos os
momentos.

Ao meu pai Ademir Furtado de Castro e irmãos
Junior, Barbara e minha sobrinha Ana Alice.

AGRADECIMENTOS

Ao Coordenador do Laboratório de Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC), Prof. Dr. Mâamar El-Robrini, pela orientação e cessão do espaço físico do mesmo.

Agradeço infinitamente a Leilanhe Ranieri e Melissa Silva, por aceitarem participar da banca examinadora.

Ao GEMC onde adquiri companheiros (Juliana, Robledo, Paulo Victor, Taynan, Cris, Lizandra, Stephany, Rafinha e Ótávio), pelos momentos de descontração e pela boa convivência. Dentre esta equipe, agradeço de forma especial ao Adriano que me ajudou com seu vasto conhecimento para a confecção dos mapas.

Também agradeço aos Ex-GEMC, Jefferson, Isaac, Sury, Igor, Moisés, Edrício, Rafinha Costa e Gustavo. Desejo o que há de melhor a cada um de vocês.

A minha amiga Jéssica Lia, com quem tenho certeza que posso contar, agradeço demais por me apoiarem em qualquer circunstância.

Amiguinhos da turma Oceano 2009: Amanda, Andrey, Cíntia, Yuri Porto, Luiza, Priscila Valéria, Fabíola, Quéren, Ellery Nara, Caramelo, Wilson, Taís, Victinho, Pablo. Vencemos grandes obstáculos, e admiro a força de cada um.

Aos amigos, Lorena, Priscilla, André e Jônatas pelo apoio e momentos especiais.

Aos meus irmãos que amo demais, Bárbara, Junior e a minha sobrinha - afilhada Alice por fazer os meus dias mais alegres.

A minha família, em nome de Ademir Castro e Dila Nascimento, meus pais, que sempre fizeram o possível para que eu atingisse meus objetivos. Vocês são meu porto seguro e minha fonte de motivação.

Finalmente, minha eterna gratidão, àquele que é a plenitude de todas as coisas, Deus, que proveu todos os recursos necessários e me deu graça junto àqueles que estenderam a mão para mim no decorrer desta caminhada.

A todos o meu muito obrigada.

“Todos os rios correm para o mar e, contudo, o mar nunca se enche. Embora chegando ao fim do seu percurso, os rios não param de correr. [...] O que foi, será; o que se fez se tornará a fazer: não há nada de novo debaixo do sol”.

Eclesiastes 1:7, 9

RESUMO

O presente trabalho de conclusão de curso tem como objetivo a análise geomorfológica e multitemporal (1984 e 2009/25 anos) das margens do baixo Tocantins. A bacia do rio Tocantins possui superfície de 379.774 km², o que representa 39,4 % da região hidrográfica Tocantins-Araguaia, englobando os Estados do Pará (19,4 %), Maranhão (7,6%), Tocantins (46 %), Goiás (26 %) e Distrito Federal (1 %). Grande parte dessa bacia encontra-se na região Centro-Oeste do país, onde está a nascente do rio, dirigindo-se para a região Norte, onde está a sua desembocadura, na Baía de Marajó. O trecho do presente trabalho tem início na cidade de em Marabá ao Pedral de São Lourenço, próximo a Santa Terezinha do Taurí (Itupiranga-Pa), com extensão de 104 km, para fins de estudo optou-se por dividir o rio em três segmentos: Marabá, Itupiranga e Pedral de São Lourenço. A metodologia foi baseada em: (1) Pesquisa bibliográfica; (2) Aquisição de imagens de satélite, da área de estudo; (3) processamento de cenas do satélite Landsat (órbita-ponto: 223-64) do sensor TM (*Thematic Mapper*); (4) geração de mapas (geomorfológico e geológico) incluindo a análise multitemporal entre os anos de 1984 a 2009 e junho a setembro de 2009. Com isso definiu-se 6 variáveis morfométricas e morfológicas: extensão do canal, índice de sinuosidade, número de barras, área em barras, número de ilhas e área em Ilhas. Fornecendo assim valores distintos em todos os segmentos para cada período histórico. Na análise geomorfológica comparativa dos três segmentos nos anos de 1984 e 2009 em Marabá, não houve mudanças significativas na morfologia do canal. Identificam-se apenas pequenas variações em alguns parâmetros quantitativos das ilhas e barras, o que é natural considerando ser esse um rio que transporta abundante carga de fundo. Considerando os valores médios das cotas do canal para a Estação Itupiranga, o ano de 2009 tem a maior média do período, com 13.188 cm. A menor média registrada refere-se às barras arenosas ao ano de 1984 sendo de 194 cm. Estas tiveram evidente mobilidade entre os anos 1984 e 2009. O segmento Pedral de São Lourenço, é representado por corredeira e afloramentos, há ruptura do leito provocado justamente pela predominância de fundo rochoso, o canal apresenta um padrão de drenagem classificado como retilíneo. Com relação ao comportamento multitemporal do baixo Tocantins nos meses de junho a setembro no ano 2009. Em Marabá o número de ilhas variou de 13 (30/06/2009) para 15 (02/09/2009). Nas épocas de cheia e durante a vazante, muitas vezes, estas ilhas podem migrar e/ou expandir-se. No segmento

Itupiranga, no dia 30 de setembro haviam 5 barras esse número elevou-se para 8 (oito) no dia 2 de setembro, totalizando uma área de 13,1 km². No Pedral de São Lourenço (trecho 03), durante os meses de junho e setembro do ano de 2009, a área do corpo d'água em junho foi de 64,58 Km² com diminuição para 60,26 km² em setembro. Os valores de cota no dia 30/06/2009 passaram de 553,5 cm para 254,5 cm em 02/09/2009. Sendo, valores inferiores quando comparados por aqueles registrados no mês de junho.

Palavras-chave: Geomorfologia. Análise Multitemporal. Rio Tocantins.

ABSTRACT

This work completion course aims to geomorphological analysis and multitemporal (1984 and 2009/25 years) from the banks of the lower Tocantins. The Tocantins River basin has surface 379 774 km², which represents 39.4% of the Tocantins-Araguaia River Basin, encompassing the states of Pará (19.4%), Maranhão (7.6%), Tocantins (46%), Goiás (26%) and Federal District (1%). Much of the basin is in the Midwest region of the country, where the source of the river, heading for the northern region, where its mouth in the Bay of Marajó. The section of this paper begins in the city of Marabá to Gatestone de São Lourenço, near St. Therese of the Tauri (Itupiranga-Pa), with a length of 104 km, for the purposes of the study it was decided to divide the river into three segments: Marabá, Itupiranga and Gatestone of São Lourenço. The methodology was based on: (1) literature search, (2) Acquisition of satellite images of the study area (Marabá, Itupiranga and Gatestone of São Lourenço), (3) processing of Landsat scenes (orbit-point: 223-64) sensor TM (Thematic Mapper), (4) generation of maps (geomorphological, geological, geomorphological change in the years 1984-2009 and multitemporal June-September 2009) using the ArcGIS 9.2. Set up six (6) morphological and morphometric variables, used as a benchmark during the research period. These variables were: length of channel sinuosity index, number of bars, bar area, number of islands and Islands area. Other indicators of change identified by morphometric analysis were measurements obtained sinuosity and channel extension, which provided distinct values in all segments for each historical period. The comparative geomorphological analysis of the three segments in 1984 and 2009 in Marabá, no significant changes in channel morphology. Identify with only minor variations in some quantitative parameters of islands and bars, which is natural considering that this is a river that carries abundant bottom load. Considering the average values of the coordinates of the channel to the station Itupiranga, the year 2009 has the highest average for the period, with 13,188 cm. The lowest average recorded refers to the period between 1984 and 194 cm, the sandy bars, had apparent mobility between 1984 and 2009. The segment Pedral of São Lourenço, is represented by chute and outcrops, there is rupture the bed inflict rightly by the predominance of rocky bottom, the channel presents-if a drainage pattern classified as rectilinear. With regard to multi-temporal behavior of the lower Tocantins in the months from June to September in 2009. In Marabá the number of islands ranged from thirteen (13) in (30/06) to fifteen (15) in (02/09). In times of flood and ebb, many times, these islands

can migrate and / or expand. Segment Itupiranga on September 30 had five (5) bars that number increased to eight (8) on the 2nd of September, a total area of 13.1 km². In Gatestone of São Lourenço (section 03), during the months of June and September of 2009, the area of the water body in June was 64.58 km² with a decrease to 60.26 in September. Quota values on 30/06 increased from 553.5 to 254.5 in 02/09. Being lower values compared to those recorded in the month of June.

Keywords: Geomorphology. Satellite images. Rio Tocantins.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01-	Diagrama das escalas de tempo observadas no ajustamento de vários componentes da forma do canal, numa bacia hipotética de tamanho intermediário.	21
Figura 02-	Transporte de partículas fluviais: suspensão e fundo.....	24
Figura 03-	Bloco diagrama das características morfológicas dos diferentes tipos de barras.....	26
Figura 04-	Esquema com as formas fluviais descritas, leito, terraço e dique marginal.....	27
Figura 05-	Imagem de satélite de canal retilíneo no rio Tocantins.....	28
Figura 06-	Imagem de satélite de canal anastomosado no rio Japurá, AM.....	29
Figura 07-	Imagem de satélite mostrando com canal entrelaçado no rio Tapajós, PA.....	29
Figura 08-	Imagem de satélite com canal meandrante psamítico no rio Uruguai, SC.....	30
Figura 09-	Imagem de satélite com padrão de canal meandrante pelítico no rio Juruá, AM.....	31
Figura 10-	Alternância de padrões (meandrante retilíneo).....	32
Figura 11-	Esquema do ciclo de ajustamento de um canal fluvial.....	34
Figura 12-	Mapa de afloramentos geológicos do baixo Tocantins de Marabá ao Pedral de São Lourenço.....	37
Figura 13-	Mapa geomorfológico do baixo Tocantins de Marabá ao Pedral de São Lourenço.....	39
Figura 14-	Setores climáticos na bacia do rio Tocantins (Fonte: EPE).....	41
Figura 15-	Caracterização da bacia hidrográfica Tocantins-Araguaia (Fonte: Martins).....	45
Figura 16-	Cotagramas das médias mensais 2009/1984 das estações Marabá e Itupiranga.....	48
Figura 17-	Cotagrama das médias mensais e médias diárias 30/06/2009 a 02/09/2009 da estação Marabá.....	49
Figura 18-	Cotagrama das médias mensais e médias diárias 30/06/2009 a 02/09/2009 da estação Itupiranga.....	50
Figura 19-	Mapa área de localização.....	51
Figura 20-	Fluxograma da metodologia utilizada.....	56
Figura 21-	Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 1894 e 2009 no segmento Marabá.....	59

Figura 22-	Destaque para o processo de deposição na margem do baixo Tocantins em um ponto do segmento Marabá.....	60
Figura 23-	Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 1894 e 2009 no segmento Itupiranga.....	62
Figura 24-	Destaque para a margem erosiva do baixo Tocantins em um ponto do segmento Itupiranga.....	63
Figura 25-	Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 1894 e 2009 no segmento Pedral de São Lourenço.....	65
Figura 26-	Destaque para a margem erosiva do baixo rio Tocantins em um ponto do segmento Pedral de São Lourenço.....	66
Figura 27-	Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 30/06/2009 a 02/09/2009 no segmento Marabá.....	68
Figura 28-	Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 30/06/2009 a 02/09/2009 no segmento Itupiranga.....	70
Figura 29-	Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 30/06/2009 a 02/09/2009 no segmento Pedral de São Lourenço.....	72
Figura 30-	Variações ocorridas no rio Tocantins entre os períodos analisados (1984-2009).....	73
Figura 31-	Variações ocorridas no rio Tocantins entre os períodos analisados (30/06 e 02/09 do ano de 2009).....	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 01-	Síntese dos parâmetros que caracterizam os padrões de canais, retilíneo meandrante, anastomosado e entrelaçado.	32
Tabela 02-	Dados das principais bacias brasileiras.	43
Tabela 03-	Características hidrológicas anuais dos principais rios da bacia Amazônica.	46
Tabela 04-	Suprimento sedimentar de rios Amazônicos.....	47
Tabela 05-	Sistema TM do satélite LANDSAT- 5 e suas aplicações.....	55
Tabela 06-	Características das estações fluviométricas do rio Tocantins.....	57
Tabela 07-	Área (Km ²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins, trecho Marabá, nos anos de 2009 e 1984.....	58
Tabela 08-	Área (Km ²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins, trecho Itupiranga, nos anos de 2009 e 1984.....	61
Tabela 09-	Área (Km ²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins, trecho Pedral de São Lourenço, nos anos de 2009 e 1984.....	64
Tabela 10-	Área (Km ²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins, trecho Marabá, durante o período de 30/06/2009 a 02/09/2009.....	67
Tabela 11-	Área (Km ²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins, trecho Itupiranga, durante o período de 30/06/2009 a 02/09/2009.....	69
Tabela 12-	Área (Km ²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins, trecho Pedral de São Lourenço, durante o período de 30/06/2009 a 02/09/2009.....	71

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	OBJETIVOS	18
2.1	Geral	18
2.2	Específicos	18
3	REFERENCIAL TEÓRICO	19
3.1	Geomorfologia fluvial	19
3.2	Sistema fluvial	20
3.3	Dinâmica fluvial: erosão, transporte e deposição	23
3.4	Padrões de canais	26
3.6	Mudanças de canais	33
4	CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O TRECHO MARABÁ – PEDRAL DE SÃO LOURENÇO	36
4.1	Afloramentos geológicos	36
4.2	Aspectos geomorfológicos	38
4.3	Clima e condições meteorológicas	40
4.4	Bacia hidrográfica do rio Tocantins	43
4.4.1	Características Gerais	43
4.4.2	Cota fluviométrica das Estações em Marabá, Itupiranga e Pedral de São Lourenço	47
4.4.2.1	Cota média mensal referente aos períodos de 1894 e 2009.....	48
4.4.2.2	Cota média mensal referente ao período de 30/06/2009 a 02/09/2009	49
4.4.3	Sistema fluvial principal – Rio Tocantins	50
4.5	Cobertura vegetal	53
5	MATERIAIS E MÉTODOS	54
5.1	Técnicas de geoprocessamento	54
5.2	Variáveis geomorfológicas, morfométricas e dados hidrológicos	57
6	RESULTADOS	58

6.1	Mudança geomorfológica do rio Tocantins no período de 1894 e 2009 do trecho Marabá ao Pedral de São Lourenço	58
6.1.1	Segmento Marabá.....	58
6.1.2	Segmento Itupiranga.....	61
6.1.3	Segmento Pedral de São Lourenço.....	64
6.2	Avaliação da mudança multitemporal na geomorfologia do rio Tocantins no período de 30/06/2009 E 02/09/2009 do trecho Marabá - Pedral de São Lourenço	67
6.2.1	Segmento Marabá.....	67
6.2.2	Segmento Itupiranga.....	69
6.2.3	Segmento Pedral de São Lourenço.....	71
7	DISCUSSÃO	73
7.1	Fluviais do baixo Tocantins	75
7.2	Mudança geomorfológica do rio Tocantins no período de 1894 e 2009	75
7.3	Mudança multitemporal do rio Tocantins no período de junho a setembro no ano de 2009	77
8	CONCLUSÃO	78
	REFERÊNCIAS	79

1 INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica do rio Tocantins situa-se ao norte do paralelo 18° de Latitude Sul e o seu curso é dividido em três trechos: Alto, Médio e Baixo. O Alto Tocantins inclui seus rios formadores, Maranhão e das Almas, e está incluído na região Centro-Oeste. Já o Médio e o Baixo Tocantins estão integralmente situados na região Norte do Brasil, na Amazônia Legal.

O rio Tocantins apresenta boas condições de navegabilidade, entretanto algumas discontinuidades naturais, como corredeiras ou cachoeiras, e de origem antrópicas (intervenções ou empreendimentos) ocorrem em áreas como o Pedral do Lourenço.

Os canais fluviais podem se manifestar de formas distintas, de modo que estas formas são expressas pela fisiografia fluvial, a qual abrange os tipos de leito, de canal e rede de drenagem. As dinâmicas temporais estão associadas principalmente aos processos hidrometeorológicos, que permitem a atuação de distintos estágios (estiagens e cheias) no regime fluvial ao longo do ano hidrológico (DIAS, 2012).

A análise geomorfológica de grandes rios requer uma sistemática e organizada aproximação envolvendo escalas espaciais e temporais (THORNE, 2002). Reconhece-se que há um elo que une a morfologia dos processos fluviais e a variedade de escalas temporo-espaciais e que estas são indispensáveis para correta interpretação dos resultados (MORAIS, 2002).

Com isso o Sensoriamento Remoto tem uma larga aplicação em estudos de sistemas fluviais em transformação e são úteis como meio de detecção e mapeamento de alterações. Esta técnica também apresenta e como meio de medidas utilizando variáveis físicas que sustentam e controlam mudanças no ambiente fluvial. O uso para identificar mudanças é baseado em suposições previamente descritas e podem assumir aproximações puramente empíricas. Mudanças no sistema fluvial oferecem variações consistentes nas propriedades espectrais dos objetos e no seu arranjo espacial, como mobilidade do canal e surgimento de barras, por exemplo (MORAIS, 2002).

Análise de alterações no canal requer aproximações baseadas no reconhecimento dos alvos (objetos) e análise de suas propriedades espectrais. Para identificação e mapeamento de mudanças, torna-se necessário compreender mais sobre as propriedades do ambiente o qual compõe as imagens que serão analisadas.

Os sensores remotos podem ser definidos como “sistemas fotográficos ou óptico-eletrônicos capazes de detectar e registrar, sob a forma de imagens ou não, o fluxo de energia radiante refletido ou emitido por objetos distantes” (INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE, 2008). Os sensores remotos têm capacidade em caracterizar determinadas grandezas físicas dos mais diversos ambientes. É possível ainda obter uma visão do conjunto de grandes áreas na superfície terrestre, assim como observar sua dinâmica. Dentre os diversos elementos identificados os sistemas fluviais possuem destaque em imagens de diferentes resoluções espaciais.

A análise de produtos de sensoriamento remoto na Amazônia é a técnica que ainda persiste como a principal ferramenta para auxiliar na execução de diversos trabalhos científicos, tais como: (FRANÇA, 2005; FRANZINELLI; IGREJA, 1990, 2002; LATRUBESSE ; FRANZINELLI, 2002; IRIONDO, 1982; MERTES et al., 1996; ROZO, 2004; ROZO et al., 2003; STERNBERG 1950; SOUZA FILHO, 1999). O uso desta técnica em sistemas fluviais amazônicos auxilia na cartografia precisa da distribuição espacial da morfologia enquanto que a comparação de imagens geradas em diferentes anos permite avaliar a evolução da dinâmica sedimentar ao longo do tempo (BAYER; CARVALHO 2008; MERTES, 2002; NOVO 1992).

Dentre os estudos realizados no baixo Tocantins usando o sensoriamento remoto, destaca-se o de Oliveira (2010) que pesquisou a geomorfologia fluvial e a navegabilidade do baixo Tocantins; Utilizando o geoprocessamento temos o trabalho de Pereira (2012) que utilizou o geoprocessamento para avaliar áreas de erosão e acreção marginal do rio Tocantins entre sua foz e a localidade de Cametá e Manyari (2007) usou o sensoriamento remoto para a investigação de mudanças geomorfológicas ocorridas no baixo Tocantins, à jusante da represa de Tucuruí, provocados pela alteração da dinâmica hidrológica.

Este Trabalho de Conclusão de Curso consiste na análise multitemporal da geomorfologia do rio Tocantins no trecho Marabá - Pedral de São Lourenço, durante médio (1984 a 2009/25 anos) e curto período (30/06/2009 e 02/09/2009).

2 OBJETIVOS

2.1 Geral

- Analise a geomorfológica e multitemporal de trechos do rio Tocantins (Marabá - Pedral de São Lourenço).

2.2 Específicos

- Analisar a geomorfologia fluvial das margens;
- Estudar ou analisar o comportamento multitemporal (período 1984 e 2009-25 anos/ e durante o período de Junho e Setembro de 2009) do rio Tocantins, no trecho entre Marabá - Pedral de São Lourenço.

3 REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 Geomorfologia fluvial

A geomorfologia se dedica ao estudo do modelado terrestre e dos seus agentes, processos e materiais formadores. Por sua vez, a geomorfologia fluvial visa estudar a história das paisagens fluviais, compreender seus processos formativos e prever mudanças (THORNDYCRAFT et al., 2008).

O olhar para compreensão das formas da superfície terrestre é muito antiga, Leonardo da Vinci (1452-1519) e Bernard Palissy (1510-1590) foram alguns dos pensadores que testemunharam alguns mecanismos. O primeiro reconheceu “que cada vale foi escavado pelo seu rio, e a relação entre os vales e a mesma que entre os rios” e que os rios carregavam e depositavam matérias ao longo de seus trajetos, enquanto o segundo estabeleceu relações básicas das forças internas e externas que atuam sobre o relevo (AMARAL, 1969; CHRISTOFOLETTI, 1972).

Entendem-se como rios os cursos naturais de água, que, ao escoarem por canais bem definidos, executam seu trabalho de transportar, erodir e depositar durante seu trajeto, seja para outro rio, seja para lagos ou oceano (ARAÚJO, 2011).

Petts e Amoros (1996) e Montgomery (1999), explicam que um rio também pode ser entendido como um hidrossistema onde os fluxos não são apenas unidirecionais das cabeceiras para a foz, mas inclui fluxos laterais que mostram a interação do canal com as margens e a planície de inundação, além de um fluxo vertical onde se desenvolve a água subterrânea, igualmente, dentro de uma escala temporal.

Nos trabalhos de Amaral (1969) e Christofolletti (1972), encontra-se um resgate dos principais autores que contribuíram para geomorfologia, onde pode-se destacar o trabalho de James Hutton (1726-1797), um dos primeiros fluvialistas a estudar a história natural da Terra, a partir de concepções do atualismo; Powell (1876), com estudos sobre ação fluvial; e John Playfair (1748-1819), com as primeiras análises em rede de drenagens.

Assim, de acordo com Cunha (2007), no estudo dos rios e das bacias hidrográficas, a geomorfologia fluvial coloca-se entre os setores mais dinâmicos. Contudo foi a partir da década de 70 no Brasil, que os estudos de geomorfologia fluvial passaram a dar maior ênfase aos processos e mecanismos observados nos canais fluviais e adquirir uma visão mais abrangente ao envolverem outras áreas do conhecimento. Além de adotarem uma perspectiva temporal para as mudanças fluviais.

Para Coelho (2007), a geomorfologia fluvial contemporânea contribui com os estudos de ordenamento territorial no sentido de considerar não apenas os processos fluviais que operam no interior de um canal fluvial ou bacia de drenagem, mas valorizando outros importantes elementos e processos socioeconômicos, as tomadas de decisões na análise de impactos de grandes obras, conflitos de usos e no desenvolvimento de diretrizes para um melhor uso/conservação dos recursos hídricos, proporcionando uma visão mais completa e coerente do sistema analisado.

3.2 Sistema fluvial

O sistema fluvial pode ser concebido como uma unidade complexa, com conexões e inter-relações que se efetivam por meio da transferência de matéria e energia entre seus componentes (CHORLEY; KENNEDY, 1971). Sendo este, um sistema complexo de processos adaptativos de respostas a interferências, naturais ou humanas, com dois componentes principais: o sistema morfológico (canais, planícies aluviais, deltas, etc.), e o sistema de transferência de energia e matéria (vazão e carga).

De acordo com Morais (2002), o sistema fluvial é formado por um conjunto de elementos interconectados que funcionam compondo uma complexa entidade integrada. Esta estrutura e seus processos determinam um comportamento para cada tipo de sistema. Tais características são inerentes à própria bacia, influenciando quanto à ação dos processos fluviais (erosão, transporte e deposição), os quais atuam sobre as propriedades dos canais como a morfologia, o padrão do canal e as características dos depósitos sedimentares resultantes.

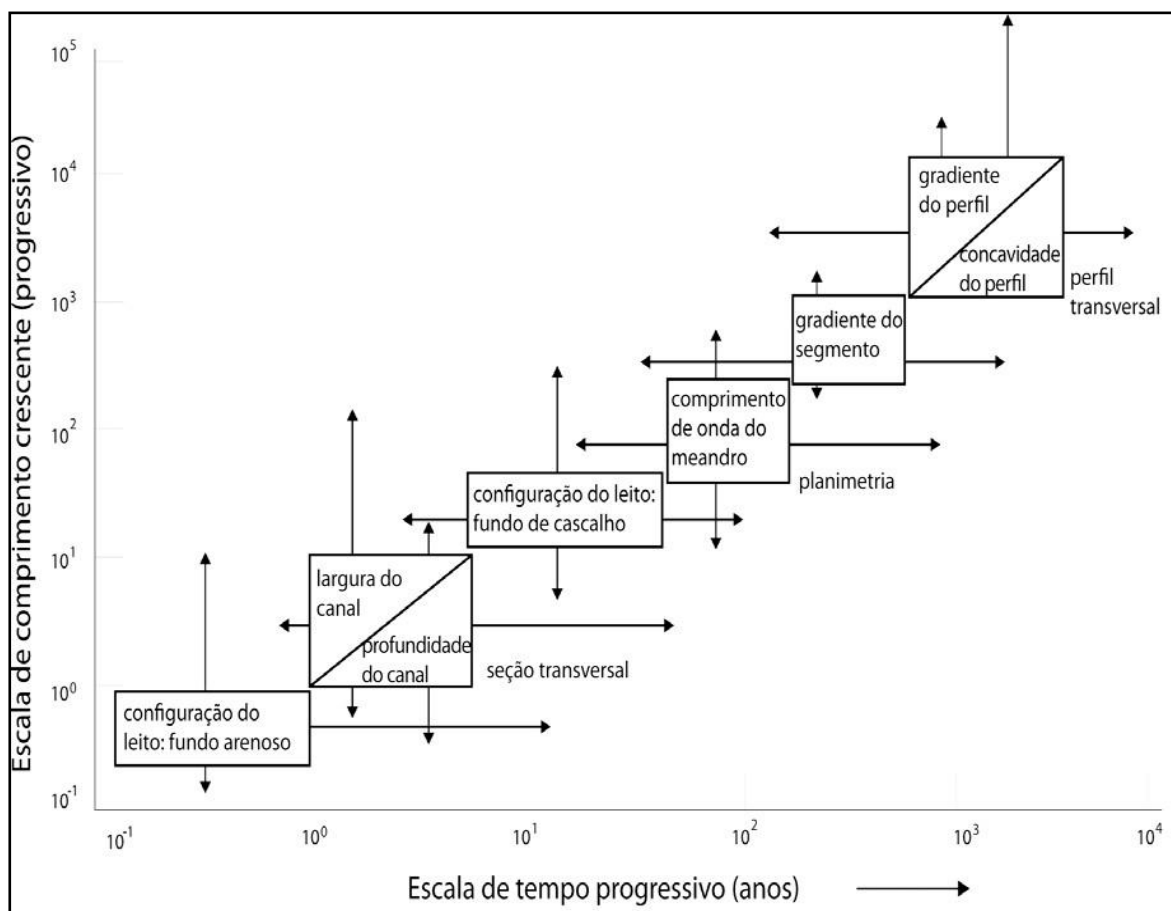
Assim os sistemas fluviais formam unidades indissociáveis e interdependentes com as respectivas bacias hidrográficas (HYNES, 1975; CUMMINS, 1992; PETTS, 1994), que são áreas do continente onde a água precipitada é drenada para uma saída comum ou ponto terminal (GUERRA; CUNHA, 1994). Formam-se redes que drenam água contendo material sólido e dissolvido das partes mais altas, que são os limites da bacia, para a mais baixa, que pode ser outro rio de hierarquia igual ou superior, lago ou oceano.

Desse modo fica clara a variabilidade no tempo e no espaço que os sistemas fluviais apresentam em sua morfologia e estados de equilíbrio (figura 01). Assim, prognósticos e mesmo caracterização sobre o comportamento dos sistemas fluviais são bastante difíceis de serem realizados. Segundo Knighton (1998), na melhor das

hipóteses, os rios podem alcançar um equilíbrio aproximado, em alguma escala de tempo intermediária entre as flutuações de curto prazo e as tendências evolucionárias de longo prazo. Isto se dá com relação à manutenção da regularidade da geometria do canal ajustada aos controles externos (também chamados de variáveis independentes ou fatores externos).

Quando estas variáveis se alteram, o sistema fluvial prossegue em correlativa mudança no sentido de que as variáveis dependentes (padrão, largura, profundidade do canal, comprimento de onda do meandro, etc.) se ajustam às novas condições com maior ou menor resistência.

Figura 01- Diagrama das escalas de tempo observadas no ajustamento de vários componentes da forma do canal, numa bacia hipotética de tamanho intermediário.



Fonte: Knighton (1998).

Desse modo, o comportamento da velocidade das águas e seu fluxo (turbulento ou laminar) relacionam-se com a corrente fluvial (ou trabalho) que o rio executa, possibilitando o transporte da carga sedimentar nas suas mais variadas formas

(suspensão, saltação e rolamento), de acordo com a granulação das partículas (tamanho e forma) e das características da própria corrente, elaborando uma forma de relevo fluvial em função destas variáveis (SUGUIO; BIGARELLA, 1979; CHRISTOFOLETTI, 1981).

Conforme Petts (2000), os rios podem ser considerados sistemas abertos, de estrutura tridimensional (longitudinal, lateral e vertical), caracterizados por processos hidrológicos, geomorfológicos e biológicos dinâmicos, em diferentes escalas de tempo. Segundo Suguio e Bigarella, (1979) o termo rio é aplicado exclusivamente para designar uma “corrente canalizada” ou confinada. Geologicamente a palavra rio é empregada para referir o tronco principal de um sistema de drenagem.

Knighton (1998) define os rios e canais de um sistema fluvial, como “corpos de água fluindo em um sistema aberto”. Estes têm basicamente três importantes funções na constituição das paisagens terrestres, ou seja, erodem o canal onde fluem, transportam sedimentos provenientes de intemperismos e de processos que ocorrem nas vertentes, bem como de outros agentes denudacionais e promovem deposição dos materiais transportados.

A ideia que sintetiza rio como um sistema aberto, fortemente pulsátil, com expressões diferentes no espaço e no tempo do fluxo de energia e matéria, sendo que estes fluxos possuem caráter multidirecional e dinâmico, constitui uma adequada percepção para rios tropicais (SCHWARZBOLD, 2000).

Para Tundisi e Tundisi (2008), os rios possuem duas características principais: a primeira é o permanente movimento horizontal das correntes, e a segunda é a interação com sua bacia hidrográfica, da qual há uma permanente contribuição de material alóctone.

Além da escala cronológica, os sistemas fluviais também apresentam uma diversidade espacial, podendo ser constituídos por áreas de drenagem e canais fluviais de milhares de quilômetros até áreas e canais de apenas alguns metros.

3.3 Dinâmica fluvial: erosão, transporte e deposição

A erosão, o transporte e a deposição são processos que não podem ser separados, por serem interdependentes dentro de relações constantemente mutáveis do fluxo e da carga existente. Não se pode considerá-los separadamente (BIGARELLA et al., 2007).

A intensidade de atuação dos processos de erosão, transporte e deposição estão associadas a fatores de natureza interna e externa do sistema. Alterações em alguns destes fatores são responsáveis por mudanças no sistema fluvial que refletem na geometria do canal e característica granulométrica do material. Assim sendo a análise morfológica do canal fundamenta-se em medições capazes de quantificar e qualificar os processos atuantes, em função de variáveis como, por exemplo, transporte sedimentar, estabilidade das margens do canal e vazão.

Os rios podem erodir seus canais verticalmente, aprofundando o talvegue, ou lateralmente, alargando o canal. O processo de aprofundamento do canal é denominado de erosão vertical e o de ampliação da largura do leito, erosão lateral. A erosão vertical dos canais aluviais ocorre quando há remoção de areias e cascalhos do leito fluvial. Nos canais escavados em rochas, a erosão vertical ocorre pela abrasão imposta pela carga do leito. A erosão lateral ocorre quando as margens do canal são removidas, por solapamento basal e colapso (FLORENZANO, 2008).

A erosão fluvial nas margens e no leito transporta os sedimentos incoesivos (areias) partícula por partícula, enquanto que os coesivos (siltico-argilosos) podem ser carregados em porções maiores originadas pelo processo de solapamento da base e colapso das margens (LEINZ; AMARAL, 1998). O processo erosivo fluvial é causado pelas águas dos rios, principalmente nas épocas de cheias, podendo, em alguns casos, destruir as margens por desmoronamento ou escorregamento (GUIDICINI; NIEBLE, 1983).

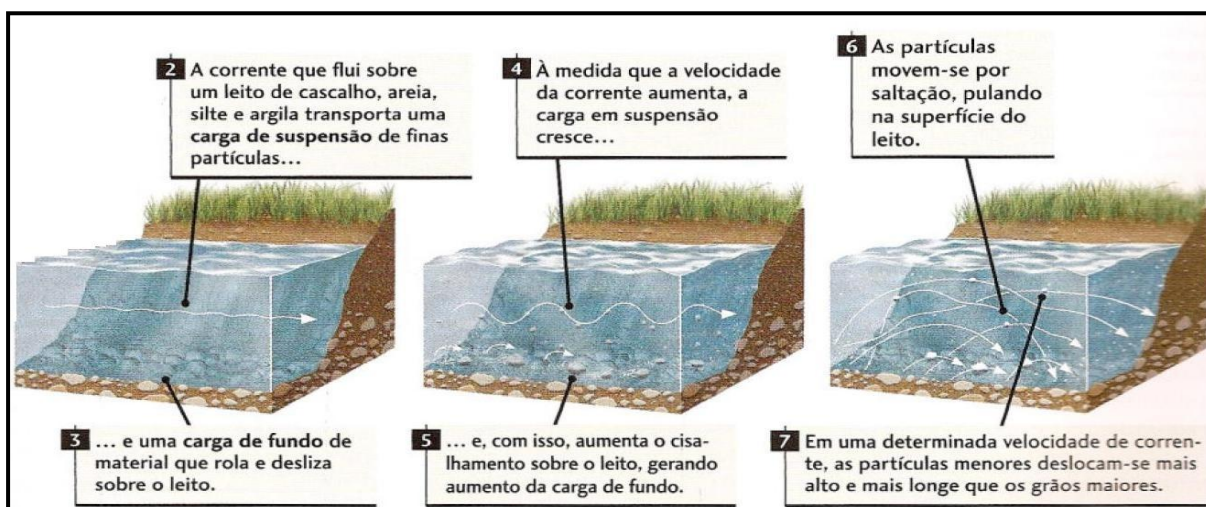
Os fatores que condicionam a erosão das margens fluviais são numerosos: a granulometria dos sedimentos, a geometria e a estrutura da margem, as propriedades mecânicas do material, as características hidrodinâmicas do fluxo nas proximidades das margens e as condições climáticas (THORNE; TOVEY, 1981 apud SILVA et al., 2008).

A composição da carga de um rio é todo material erodido e por ele transportado, que pode ser dissolvida, em suspensão e do leito. A composição da carga dissolvida depende de fatores ambientais, entre os quais, clima, geologia, relevo e cobertura

vegetal da bacia em que se insere o rio, sendo formada por íons e moléculas derivados do intemperismo químico e da decomposição dos componentes biogênicos presentes na água, esse tipo de carga tem pouca relevância na forma do canal.

De acordo com Manyari (2007), a carga em suspensão é composta por partículas mais finas, transportada na mesma velocidade do fluxo, apenas se depositando quando a velocidade se reduz muito. Diferentemente do que ocorre com a carga dissolvida e com a carga em suspensão, o transporte do material mais grosseiro, consistindo na carga do leito, é controlado pela capacidade de transporte da corrente, sendo, portanto, intermitente, contribui quantitativamente pouco em relação ao total, mas é, sem dúvida, a mais significativa do ponto de vista do ajustamento da forma do canal. Como carga de fundo, com o material deslizando e rolando sobre o leito como carga de suspensão, com o material sendo suspenso no próprio fluxo de forma temporária ou permanente. A saltação é um movimento de saltos intermitentes dos grãos. Quanto menor a partícula, maior o salto e mais longa a trajetória de deslocamento (figura 02).

Figura 02: Transporte de partículas fluviais: suspensão e fundo



Fonte: Modificado de: (PRESS et al., 2006).

À medida que ocorre a erosão do leito do canal e a carga transportada pelo rio aumenta, a viscosidade e a densidade da água se modificam proporcionalmente a carga adicionada. Como já citado anteriormente a capacidade de transporte de um rio depende da velocidade da corrente e da granulometria da carga erodida. Portanto com a redução da velocidade do fluxo, partículas maiores são depositadas, enquanto que as menores permanecem em movimento, ocorrendo deposição diferencial que provoca uma seleção nas partículas depositadas.

Os rios podem depositar sua carga em qualquer ponto ao longo do seu curso, mas a maior parte do material é depositada nas seções onde o gradiente do canal é pequeno ou onde há mudanças bruscas no gradiente e na profundidade do canal, bem como na velocidade e escoamento. Os depósitos fluviais podem ser classificados em dois tipos, em função do local em que ocorrem: (1) depósitos de canal podem ser classificados em transitórios, intermitentes e de preenchimento. Os depósitos transitórios são acumulações deixadas no leito fluvial entre dois episódios sucessivos de variação na vazão do rio, as quais são removidas assim que a capacidade de transporte é recuperada. Os depósitos intermitentes tendem a persistir no leito por maior tempo que os transitórios, sendo movimentados mais esporadicamente por requererem maior competência fluvial. Os depósitos de preenchimento são encontrados tipicamente em canais inativos, como os meandros abandonados que recebem sedimentos durante o período de enchente (FLORENZANO, 2008).

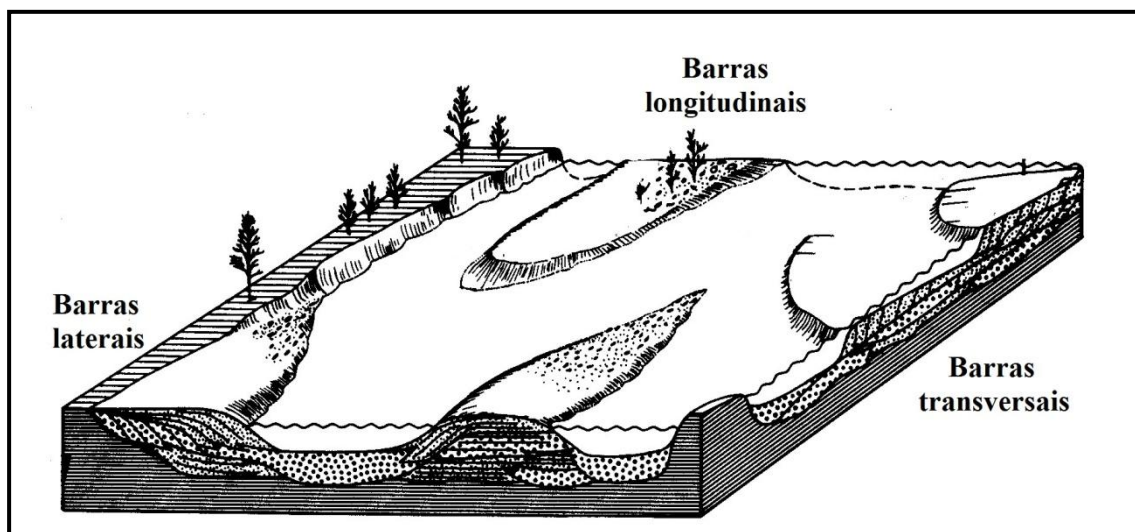
As barras arenosas (figura 03), emersas localizadas na posição central do canal em setores com fluxos de alta energia classificam-se em depósitos de canal, diferenciam-se de ilhas pela ausência de vegetação e baixa permanência, em geral, são formadas por areia média e grossa com marcada assimetria longitudinal, por se localizarem em setores com fluxos de alta energia, são sistemas de formas instáveis (SANTOS, 2005).

De acordo com Bayer e Carvalho (2008), depósitos de canal também originam barras arenosas laterais, desenvolvem-se junto às margens do canal devido à diminuição da energia do fluxo, por estar associadas a condicionantes hidrodinâmicos do canal ou devido a elevações locais do leito (pools e riffles) que tendem a produzir talwegues sinuosos e, conseqüentemente, a deposição de sedimentos nas margens do canal, suas dimensões variam de dezenas a centenas de metros de extensão.

Florenzano (2008) destaca que as barras laterais aos canais são depósitos arenosos finos, simétricos, com diques marginais radiais que dão origem a bacias de deposição interna, são sistemas estáveis o que permite o rápido desenvolvimento da vegetação e a formação de ilhas.

As barras transversais são formas deposicionais retilíneas, lombadas ou sinuosas, localizadas perpendicularmente ao fluxo, com baixo mergulho à montante e uma face de avalanche (“foreset”) bem desenvolvida à jusante (SANTOS, 2001).

Figura 03: Bloco diagrama das características morfológicas dos diferentes tipos de barras.



Fonte: modificado de Maldonado (2005).

3.4 Padrões de canais

É comum o emprego de uma classificação clássica de 4 padrões de canais: retilíneo (straight), meandantes (meandering), anastomosado (anastomosed) e entrelaçados (braided). Estes padrões são caracterizados em função de parâmetros morfométricos como sinuosidade, grau de entrelaçamento e relação entre largura/profundidade. Tais formas são definidas como resultado do ajuste do canal à sua seção transversal, refletindo o relacionamento entre as variáveis, descarga líquida, carga sedimentar, declive, geometria do canal (largura e profundidade), velocidade do fluxo e rugosidade do leito (CUNHA, 2007).

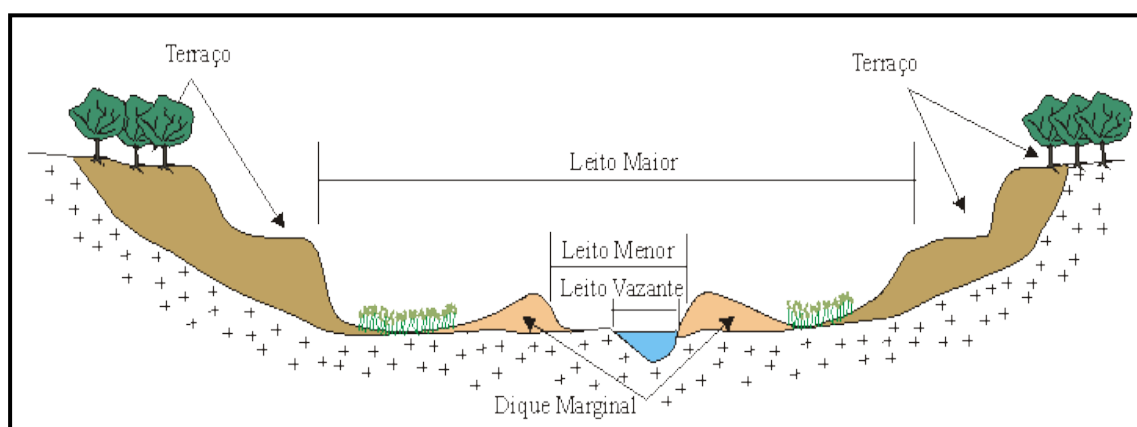
Os canais fluviais podem se manifestar de formas distintas na natureza, de modo que estas formas são expressas pela fisiografia fluvial, a qual abrange os tipos de leito, de canal e rede de drenagem (DIAS, 2012).

O leito fluvial é compreendido pelo espaço ocupado pelo escoamento das águas. O leito pode ser classificado como leito menor, o qual corresponde à parte do canal ocupada pelas águas e cuja frequência impede o crescimento da vegetação; leito de vazante, sendo aquele ocupado pelo escoamento das águas de vazante; leito maior, também denominado de leito maior periódico ou sazonal, sendo este ocupado pela água do rio regularmente e, pelo menos uma vez ao ano durante as cheias e por fim o leito maior excepcional, que por sua vez é ocupado durante as grandes cheias. Tal leito é

ocupado em intervalos irregulares, podendo se estender a algumas dezenas de anos (TRICART, 1966).

Os terraços são definidos como superfície horizontal ou levemente inclinada limitada por declives no mesmo sentido, constituindo patamar de depósito sedimentar, modelado pela erosão fluvial, marinha ou lacustre (GUERRA, 1975). Segundo (Mendes, 1984), diques marginais, constituem depósitos de crista baixas e alongadas acumulados ao longo das margens dos rios (figura 04).

Figura 04: Esquema com as formas fluviais descritas, leito, terraço e dique marginal.



Fonte: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/ead/interacao/inter11.html>> (2013).

Em canais retilíneos (figura 05), o rio percorre seu trajeto sem se desviar significativamente de sua trajetória normal em direção à foz. Possui margens retilíneas e a seção transversal é estreita e profunda. O padrão de canal retilíneo é muito raro, existindo principalmente quando o curso d'água está controlado por linhas de falhas, diáclases ou fraturas tectônicas e sua ocorrência está vinculada a existência de um embasamento rochoso, homogêneo, para que o rio não se desvie de sua trajetória. Embora o canal seja considerado reto, na maioria dos casos, o talvegue, linha que une os pontos de maior profundidade do canal, apresenta lineamento sinuoso, que serpenteia de uma margem a outra (CHRISTOFOLETTI, 1981).

No entanto, Cunha (2007) destaca que embora o canal seja considerado reto o fluxo do talvegue não é. A divagação do talvegue de uma margem para outra nos canais retos com leitos inconsolidados apresenta lineamento sinuoso, que gera perfis transversais com pontos de maior profundidade e locais mais rasos, de agradação. Essa zona de acumulação é o que dá origem a alternância de bancos ou barras de sedimentos de um lado a outro do canal.

Figura 05 – Imagem de satélite de canal retilíneo no rio Tocantins, TO.



Fonte: GeoCover circa 2000 coverage point e polygon shapefiles (2000).

De acordo com Cunha (2007), os canais anastomosados caracterizam-se por uma multiplicidade de canais, pequenos e rasos, que se subdividem e se reúnem aleatoriamente separados por bancos e ilhotas. Portanto o perfil transversal é largo, raso e grosseiramente simétrico, com pontos altos (topos das ilhas e dos bancos) e baixos (talvegue dos canais) (Figura 06).

Devido às flutuações das descargas e do rápido transporte dos sedimentos ocorre intenso processo de migração lateral (margens frágeis). A principal característica desse padrão de canal é a elevada quantidade de carga de fundo, ocasionando a formação de múltiplos canais separados por barras arenosas e por ilhas assimétricas.

O sistema fluvial anastomosado está interligado aos ambientes de leques aluviais, bem como a leques deltaicos. No Brasil, todavia, este padrão quase sempre indica setores tectonicamente instáveis em regiões essencialmente deposicionais, como no caso da bacia amazônica. São situações nas quais o fator gradiente ganha relevância sobre outros aspectos, que se tornam secundários na configuração deste tipo de canal (IBGE 2009).

Figura 06 – Imagem de satélite de canal anastomosado, rio Japurá, AM.



Fonte: GeoCover circa 2000 coverage point e polygon shapefiles (2000).

O padrão de canal entrelaçado apresenta elevada carga sedimentar, assim como alta capacidade de transporte, erosão e deposição (figura 07).

O canal entrelaçado, contudo, pode ser diferenciado basicamente pelo número elevado de barras de canal que migram em função da variação da descarga e do fluxo do rio e pela presença de inúmeras ilhas recobertas por vegetação, dispostas longitudinalmente ao longo do canal. Em planície amazônica, o sistema está associado a regiões de transição entre unidades geomorfológicas: planícies de inundação e depressões que atravessem altos estruturais geológicos.

Figura 07 – Imagem de satélite com canal entrelaçado no rio Tapajós, PA.



Fonte: GeoCover circa 2000 coverage point e polygon shapefiles (2000).

Um rio com padrão de canal do tipo meandrante tem curvas sinuosas em regiões com gradiente moderadamente baixo. A descarga é relativamente contínua e regular, com um único canal que transborda no período de chuvas. O perfil transversal do canal é assimétrico em função do processo de erosão na margem côncava e de deposição na margem convexa (IBGE, 2009).

O hábito dos rios meandram é função da relação largura/profundidade do canal e do tamanho das partículas em suspensão (Penteado, 1983). A relação largura/profundidade pode definir um canal anastomosado ou em meandros. À medida que a carga de sedimento em suspensão aumenta em proporção à carga do leito, a relação largura/profundidade decresce e o canal se estreita e se aprofunda. Mais energia é despendida nas margens e menos no leito profundo. A sinuosidade do canal aumenta e formam-se meandros (Bloom, 2000).

Segundo Bigarella (2003), existem dois sistemas distintos de padrão meandrante: psamítico e pelítico.

Psamítico – Associa-se à natureza do ambiente, cujo canal se estabelece em regiões de maior declive, com descarga menos uniforme, além de maior proporção de carga de fundo. As curvas dos meandros são mais suaves, com perfil transversal quase simétrico e mais escavado no fundo.

As planícies de inundação são relativamente mais estreitas e as feições associadas são mais discretas em função da largura do vale. São aquelas situações comuns em planalto dissecado em setores localizados a montante das bacias (figura 08).

Figura 08 – Imagem de satélite com canal meandrante psamítico no rio Uruguai, SC.



Fonte: GeoCover circa 2000 coverage point e polygon shapefiles (2000).

Pelítico – Associa-se a extensas planícies de gradiente muito baixo, constituídas predominantemente por sedimentos mais finos. A sinuosidade do canal é bastante acentuada e sua capacidade de migração eleva-se à medida que o rio procura adaptar seu curso às variações de descarga, aproveitando a extensão lateral que a planície de inundação expõe. Em virtude disto, surgem inúmeras feições correlacionadas à migração dos canais, resultantes de processos erosivos e de acumulação (Figura 09).

Figura 09 – Imagem de satélite com padrão de canal meandrante pelítico no rio Juruá, AM.



Fonte: GeoCover circa 2000 coverage point e polygon shapefiles (2000).

Os depósitos de rios meandrantés podem mostrar verticalmente uma mudança de fácies cíclica em resposta aos lentos movimentos neotectônicos atuais (Figura 10). A jusante de um soerguimento e a montante de um rebaixamento, o crescimento de barras em pontal intensificará a deposição de areias associadas a este padrão. As fácies de barras de pontal serão interrompidas por fácies de canais entrelaçados com sinuosidade, entrelaçados com ilhas ou anastomosados, quando a mudança no padrão do canal ocorrer nas áreas de maior declividade. As fácies de barra em pontal voltarão a surgir após a restauração do declive (BEZERRA, 2003). Na tabela 01 há uma síntese dos parâmetros que caracterizam os padrões de canais.

Figura 10 – Alternância de padrões (meandrante-retilíneo).



Fonte: GeoCover circa 2000 coverage point e polygon shapefiles (2000).

Tabela 01- Síntese dos parâmetros que caracterizam os padrões de canais, retilíneo, meandrante, anastomosado e entrelaçado.

		(continua)			
		Retilíneo	Meandrante	Anastomosado	Entrelaçado
FORMAS	Canais	Único com pools e riffles, talvegue meandrante	Único	Dois ou mais canais com ilhas largas e estáveis	Dois ou mais canais com barras e pequenas ilhas
	Sinuosidade	Menor que 1,5	Maior que 1,3	-----	Menor que 1,3
	Tipos de Barras	Laterais submersas	Em pontal Laterais	Em pontal laterais submersas	Longitudinais Transversais compostas
	Planície de inundação	Bem ou pouco Desenvolvida	Bem desenvolvida	Bem ou pouco Desenvolvida	Sem planície ou pouco desenvolvida
	Formas na Planície	-----	Meandros abandonados, Cordões marginais convexos inativos	Canais abandonados crevasses	Barras centrais e alternadas
	Diques Marginais	Contínuos e bem desenvolvidos	Descontínuos	Contínuos e bem desenvolvidos	Sem diques ou pouco desenvolvidos
	Declividade (cm/Km)	Menor que 200	Menor que 500	Menor que 15	7 a 1800
	Seção Transversal	Simétrica	Assimétrica	Simétrica	Simétrica sem margens definidas

(conclusão)

		Retilíneo	Meandrante	Anastomosado	Entrelaçado
	Largura/ Profundidade	Menor que 40	De 10 a 40	Menor que 10	Maior que 40
PROCESSOS HIDRO-MORFODINÂMICOS	Comportamento erosivo	Incisão e Formação de canais secundários	Erosão da margem côncava	avulção	Erosão das margens, alargamento do canal
	Comportamento Deposicional	Formação de Barras laterais	Formação de cordões marginais convexos	Acreção lenta	Formação de barras centrais
	Mobilidade	Baixa	Alta	Baixa	Talvegue móvel
	Velocidade Máxima (m/s)	Menor que 1,5	Menor que 2,0	Menor que 1,5	0,4 a 0,6
	% de finos no Perímetro	Maior que 20	De 5 a 20	Maior que 20	Menor que 5
MATERIAIS	Tipo de Carga	Suspensa, mista ou de fundo	Suspensa ou mista	Suspensa	De fundo
	Carga de fundo	Areia fina	Arenosa	Areia fina	Seixosa e arenosa
	% de carga de Fundo	Menor que 11	Menor que 11	Menor que 3	Maior que 11
	Composição dos diques	Argilosos coesivos	Arenosos e argilosos não coesivos	Argilosos coesivos	Arenosos não coesivos

Fonte: Adaptado de Miall (1977), Nanson e Croke (1992), Morisawa (1985), Knighton e Nanson (1993).

3.6 Mudanças de canais

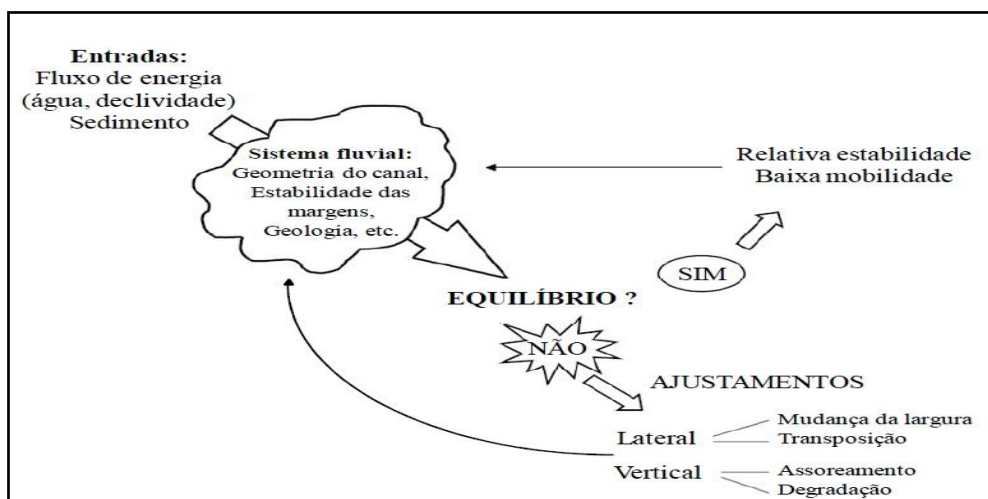
O aspecto morfológico do canal fluvial depende do equilíbrio entre erosão e deposição. Se um eventual desequilíbrio acontece entre estes processos, o canal fluvial sofre um ajustamento de suas variáveis morfológicas, a fim de alcançar nova forma estável compatível com as novas condições, o que pode ocorrer em um intervalo de tempo longo, médio ou curto, devido às mudanças na vazão e transporte de sedimentos (FERNANDEZ, 1990). De acordo com Rosgen (1996) o equilíbrio do canal, se dá quando há dinâmica envolvendo a vazão e a carga de sedimentos. Os ajustes verticais

do canal estão relacionados com os processos de degradação (entalhamento) e agração (deposição). Portanto, a dinâmica envolvendo o escoamento é composta basicamente por uma fase líquida (vazão) e por uma sólida (carga de sedimentos), sendo a interação entre essas duas fases, num balanço dinâmico (erosão – transporte – deposição), determinante na estruturação morfológica dos canais fluviais (SILVA et al., 2007).

Para Riccomini et al. (2000), a morfologia dos canais fluviais é controlada por uma série de fatores autocíclicos (próprios da rede de drenagem) e alocíclicos que afetam não apenas a rede de drenagem, mas toda a região onde ela está inserida e apresentam relações complexas. Como fatores autocíclicos são considerados as descargas (tipo e quantidade), a carga de sedimentos transportada, a largura e profundidade do canal, a velocidade de fluxo, a declividade, a rugosidade do leito e a cobertura vegetal nas margens e ilhas. Estes, por sua vez, são condicionados pelos fatores alocíclicos, tais como as variáveis climáticas (pluviosidade, temperatura) e geológicas (litologia, falhamentos).

Desse modo, o ajustamento da calha fluvial é definido pela resistência do leito, a estabilidade das margens e a geometria do canal. O seu equilíbrio está atrelado aos ajustes das entradas no sistema que se acomodam por meio dos movimentos laterais e verticais da geometria do canal. Na figura 11 é possível observar o comportamento de um sistema fluvial em equilíbrio e desequilíbrio, sendo que qualquer que for a dinâmica que atuar no canal, esse sempre buscará um novo equilíbrio por meio de ajustes nas suas margens e leito (RICHARD, 2001).

Figura 11- Esquema do ciclo de ajustamento de um canal fluvial



Fonte: Modificado de Oliveira (2011).

Há semelhanças entre mudanças por ações antropogênicas e climáticas em termos de impactos geomorfológicos, pois ocorrem rapidamente se comparadas com mudanças em outros sistemas ambientais. Os dois tipos de mudanças afetam os sistemas fluviais pela modificação da superfície da terra e da vegetação, conseqüentemente, afeta os regimes hidrológicos, alterando a morfologia e dinâmica do canal.

4 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O TRECHO MARABÁ – PEDRAL DE SÃO LOURENÇO

4.1 Afloramentos geológicos

A geologia local é representada por 10 diferentes unidades. Complexo Bacajaí, Complexo Cajazeiras, Depósitos Aluvionares, Formação Codó, Formação Couto Magalhães, Formação Pequizeiro, Granulito Novolândia, Grupo Itapecuru, Ortogranulito Máfico Rio Preto, Suíte Intrusiva Arapari (Figura 12).

De acordo com Barros et al., (2007) e Chaves e Benitez (2007), o complexo Cajazeiras, Grupo Itapecuru e Depósitos Aluvionares são descritos como:

- **Complexo Cajazeiras:** abriga rochas de composição variada e metamorfismo de fácies granulito e assinatura cálcio-alcalina.
- **Grupo Itapecuru:** constitui-se quase que exclusivamente de arenitos de cores diversas, predominando o cinza, róseo e vermelho, finos, argilosos, com estratificações cruzadas e silicificações, principalmente no topo. Em discordância apenas pelos sedimentos do Grupo Barreiras e reveste também discordantemente todas as formações mais antigas.
- **Depósitos Aluvionares:** com predomínio de areias e cascalhos compostos por seixos de quartzo arredondados. Podem ainda ocorrer, de modo esporádico, sedimentos enriquecidos nas frações mais finas, com siltes e argilas predominantes. Estes depósitos ocorrem sob forma de faixas estreitas e alongadas com altitude baixa.

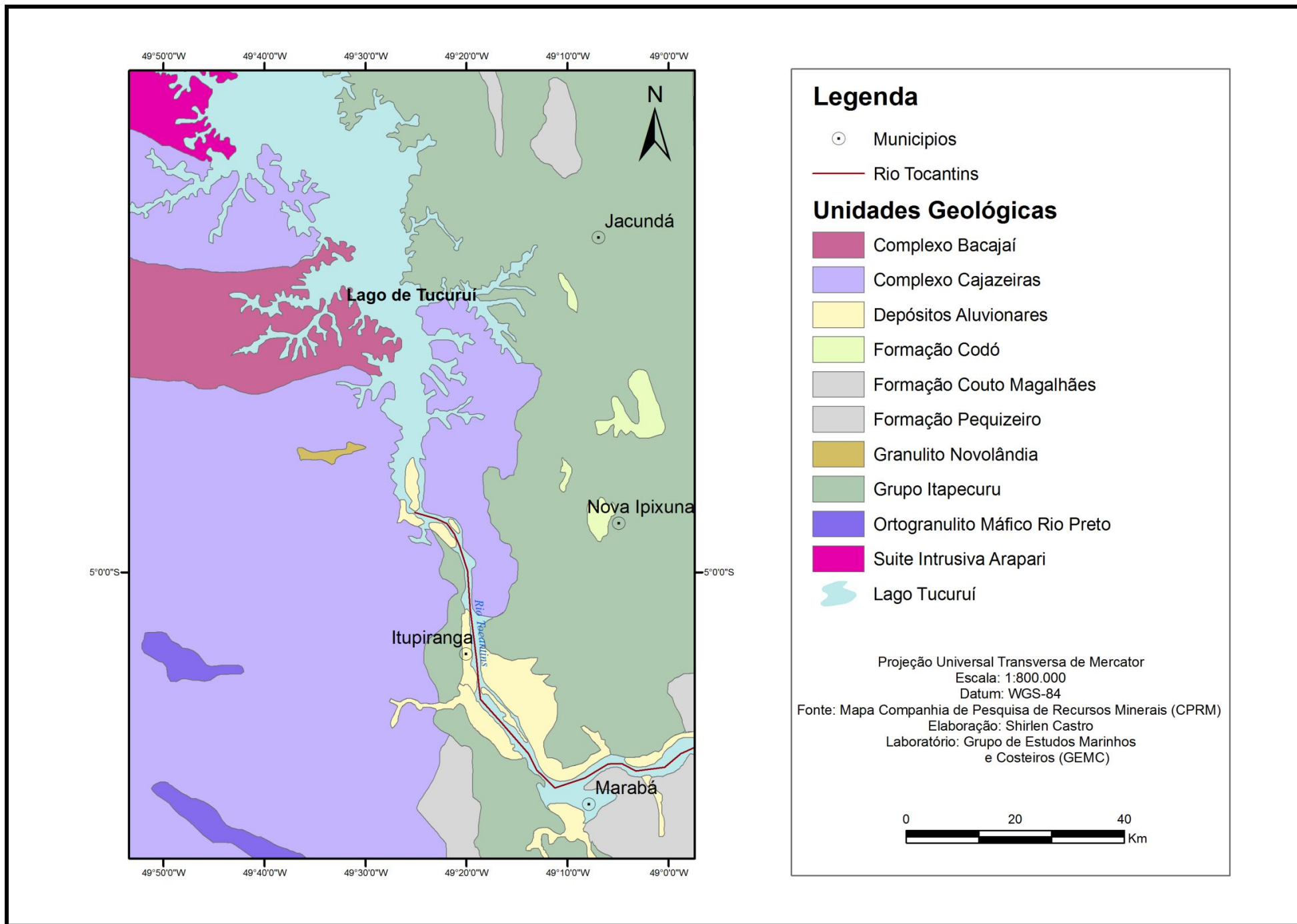


Figura 12- Mapa de afloramentos geológicos

4.2 Aspectos geomorfológicos

No baixo Tocantins, ocorrem: Planalto Setentrional Pará-Maranhão, Planalto Rebaixado do Amazonas e depressão Periférica do Sul do Pará (OLIVEIRA, 2010).

De acordo com Manyari (2007), as unidades morfoestruturais são a Depressão Periférica Sul do Pará, que faz parte da faixa de circundesnudação resultante de processos erosivos pós-pleistocênicos na periferia da bacia paleozóica do Amazonas, e o Planalto Rebaixado da Amazônia. Trata-se de um planalto dissecado, com relevos residuais tabulares, elevados, caindo gradativamente em direção às calhas do rio Amazonas e Pará (Figura 13).

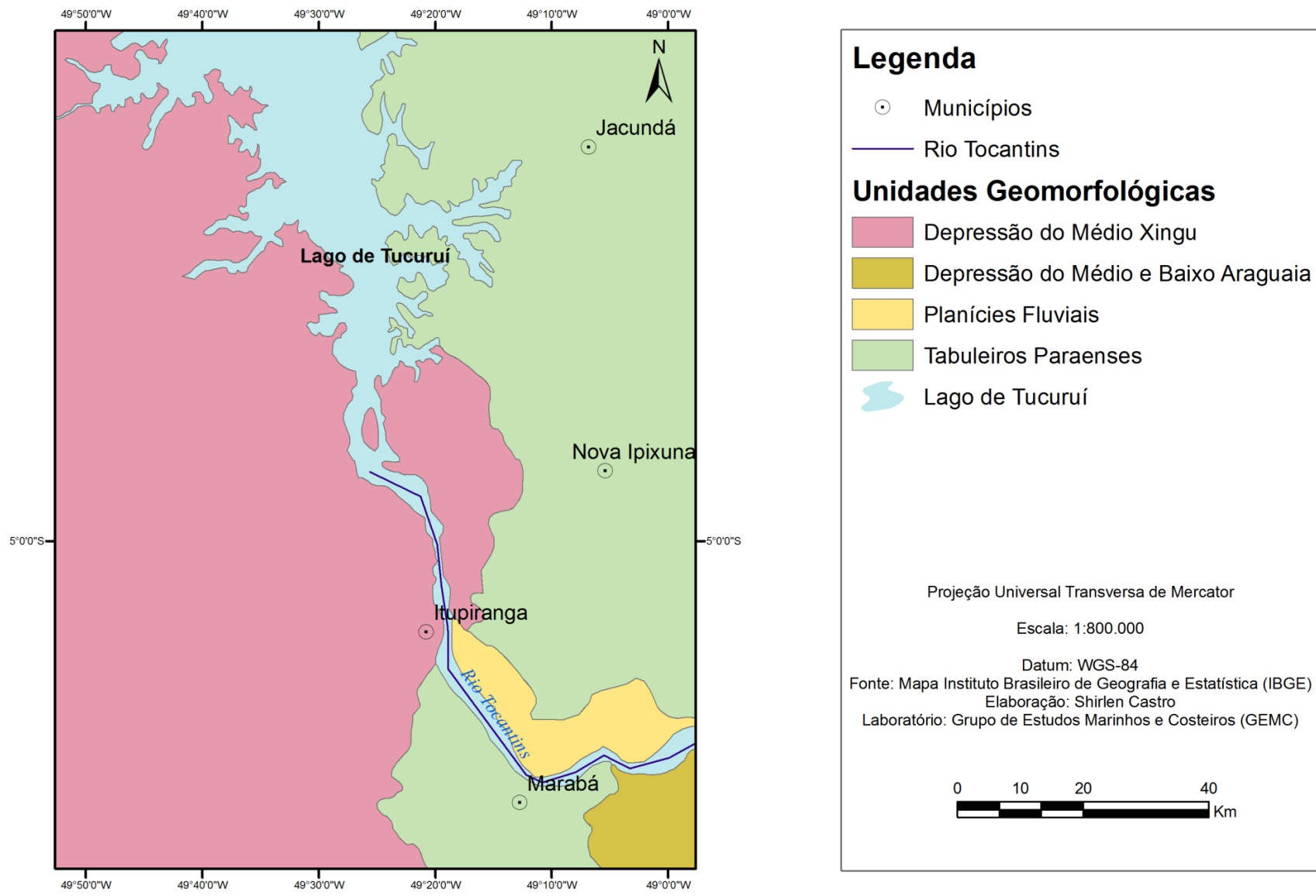


Figura 13: Mapa geomorfológico

4.3 Clima e condições meteorológicas

A bacia hidrográfica do rio Tocantins, situa-se entre duas importantes regiões de natureza muito diferenciada: A região Amazônica, sob o domínio do sistema Equatorial Continental Amazônico, cuja origem dá-se na região aquecida e coberta por vegetação do interior do continente (EPE 2007).

A região Nordeste, sob o domínio do sistema Equatorial Atlântico, constituído pelos alísios de sudeste do anticiclone do Atlântico Sul, responsável pelas precipitações noturnas ao longo do litoral nordestino.

A bacia do rio Tocantins é influenciada por mecanismos de produção de precipitação característicos dessas duas regiões vizinhas e está sujeita à ação de sistemas de circulação responsáveis pela complexidade do regime de chuvas. Apesar da predominância de um clima tropical continental alternadamente úmido e seco, têm-se os seguintes setores climáticos para a bacia do rio Tocantins (Figura 14).

- Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) consiste na região de convergência dos ventos alísios dos dois hemisférios. A ZCIT está associada a uma faixa de baixa pressão e convergência do escoamento dos baixos níveis da atmosfera, que promove as condições favoráveis ao movimento ascendente e conseqüente presença de nebulosidade e precipitação (EPE 2007).

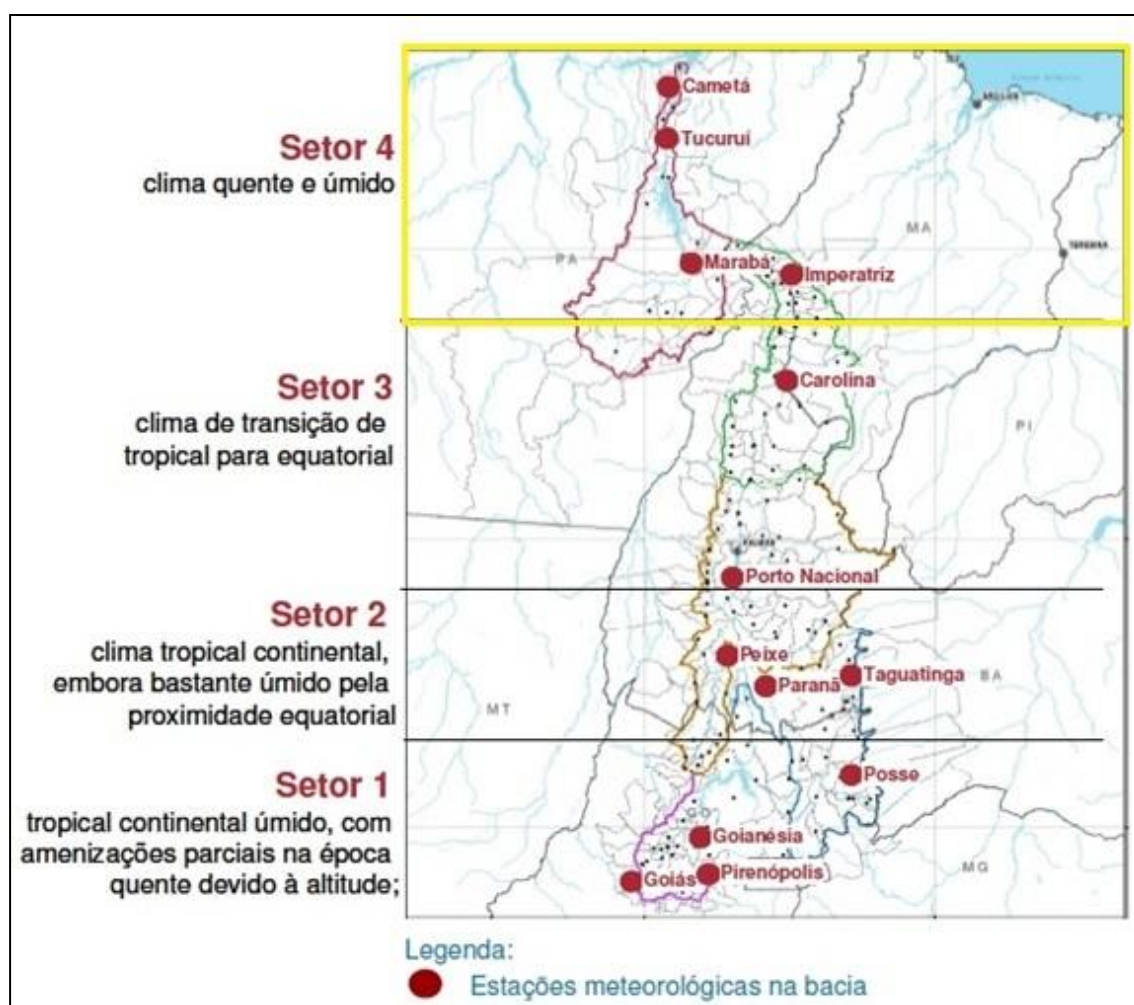
- Sistemas frontais: estão associados às ondas baroclínicas que transportam massas de ar de origem polar em direção aos trópicos. Essas ondas, que promovem uma modulação dos regimes pluviométricos e de temperatura em grande parte do Brasil, ocorrem ativamente em todas as estações do ano. Os sistemas frontais frios organizam-se duas a quatro vezes por mês nas latitudes médias do continente e deslocam-se na direção SW-NE, podendo às vezes retroceder, mudar de direção ou permanecer estacionários por alguns dias, até sua frontólise sobre o continente ou oceano Atlântico (EPE 2007).

- Linhas de Instabilidade: estão associadas às brisas marítimas na costa Norte-Nordeste. Estas linhas, decorrentes do gradiente térmico entre o continente e o oceano, podem ultrapassar a faixa litorânea e propagar-se como linhas de instabilidade em direção às áreas mais interiores, atingindo, por vezes, a bacia do Tocantins. Na Amazônia Central, persiste na estação chuvosa um esquema de circulação atmosférica da superfície associado às baixas pressões (doldrums) do continente sul-americano. Na

estação seca, ocorre o avanço dos centros de alta pressão sobre as áreas centrais da América do Sul.

A região está compreendida no Setor 4 – Baixo Tocantins (Figura 14). Nessa área, o clima é quente, ou seja, caracteristicamente equatorial. No extremo norte do rio Tocantins o período seco reduz-se aos meses de junho, julho e agosto e o período mais chuvoso vai de dezembro a abril. O índice de precipitação anual total alcançou 2.227 mm, com temperatura média anual de 26,2° C. Esse setor apresentou amplitude térmica anual ainda mais baixa, inferior a 2° C (EPE 2007).

Figura 14: Setores climáticos da bacia do rio Tocantins.



Fonte: Modificado EPE (2007).

A insolação tem uma variação sazonal marcante, com maior número de horas de sol nos meses de estiagem, já que a circulação atmosférica de macro-escala praticamente impede a formação de nuvens nos meses de maio a outubro. A Umidade

Relativa do Ar apresenta um comportamento relativamente homogêneo quanto à sua distribuição, variando de 67 % no Alto Tocantins e chegando a 87 % em seu baixo curso.

As temperaturas médias anuais são bastante uniformes em toda a bacia do rio Tocantins, com tendência a diminuir um pouco a medida que aumenta a latitude, variando de 26,4 °C ao norte até 22,5 °C no extremo norte do Estado de Goiás. As variações sazonais da pluviosidade atuante constituem o fator climático mais importante na bacia do rio Tocantins (EPE, 2007). Já a evaporação anual situa-se em torno de 1.700 mm no alto Tocantins, decrescendo lentamente ao longo do médio Tocantins até 1.400 mm e chegando a 800 mm no baixo curso do rio (EPE 2007).

4.4 Bacia hidrográfica do rio Tocantins

4.4.1 Características Gerais

A bacia hidrográfica do rio Tocantins, composta pelos rios Araguaia e Tocantins e seus afluentes, localiza-se quase que integralmente entre os paralelos 2° e 18° e os meridianos de longitude 46° e 56°. Estes dois eixos fluviais unem-se no extremo setentrional da bacia, formando o baixo Tocantins, que desemboca no rio Pará, pertencente ao estuário do rio Amazonas. Com área de drenagem de 757.000 km² e descarga média anual de 12.000 (m³ s⁻¹) (Tabela 02), o sistema dos rios Tocantins-Araguaia situa-se como a décima primeira drenagem do mundo em vazão (MARTINS, 2010).

Tabela 02: Dados das principais bacias brasileiras, com destaque para a bacia hidrográfica do rio Tocantins.

Rio/Bacia	Drenagem total (Km ²)	Drenagem no Brasil (Km ²)	Descarga média Anual (m ³ .s ⁻¹)	Carga sedimentar (x 10 ⁶ .ton.a ⁻¹)
Amazonas	6.000.000.000	3.900.000	209.000	1.200
Paraná	2.600.000	877.000	18.000	158
Paraguai	1.095.000	336.000	3.734	63
Tocantins	757.000	757.000	12.000	18
São Francisco	634.000	634.000	3.800	6

Fonte: Latrubesse & Stevaux, 2002.

O rio Tocantins, formado pelos rios Maranhão e das Almas, nasce no norte do estado de Goiás, próximo ao Distrito Federal, e flui em direção a região norte do país por cerca de 2.500 km (figura 15). O primeiro trecho, de 1.100 km, corresponde ao Alto Tocantins; o trecho de 900 km para jusante é denominado Médio Tocantins e, o trecho final, a jusante da foz do rio Araguaia, denominado Baixo Tocantins (EPE, 2007).

O rio Tocantins é consideravelmente canalizado, com estreita planície de inundação e densidade de drenagem moderadamente alta. Ilhas rochosas ou arenosas e extensas praias são características predominantes da estação seca no curso médio do rio Tocantins, enquanto ilhas aluviais dominam o cenário no seu curso inferior. A rede de drenagem é razoavelmente densa. Comparativamente ao rio Araguaia, as declividades

médias são maiores, com poucas áreas alagadiças, o que concorre para a formação de enchentes de resposta mais rápida.

De acordo com Oliveira (2010), o trecho do baixo Tocantins, pode ser subdividido em dois segmentos, para fins de profundidades mínimas disponíveis:

- O primeiro estende-se de sua foz até Cametá (PA) e possui profundidade de 8,5 m no período das águas altas, reduzindo-se a 5,0 m no período de estiagem.

- O segundo segmento tem início em Cametá (PA) e vai até Tucuruí (PA), variando entre 5,0 m e 2,5 m no período das águas altas, descendo a um mínimo de 2,0 m, na estiagem.

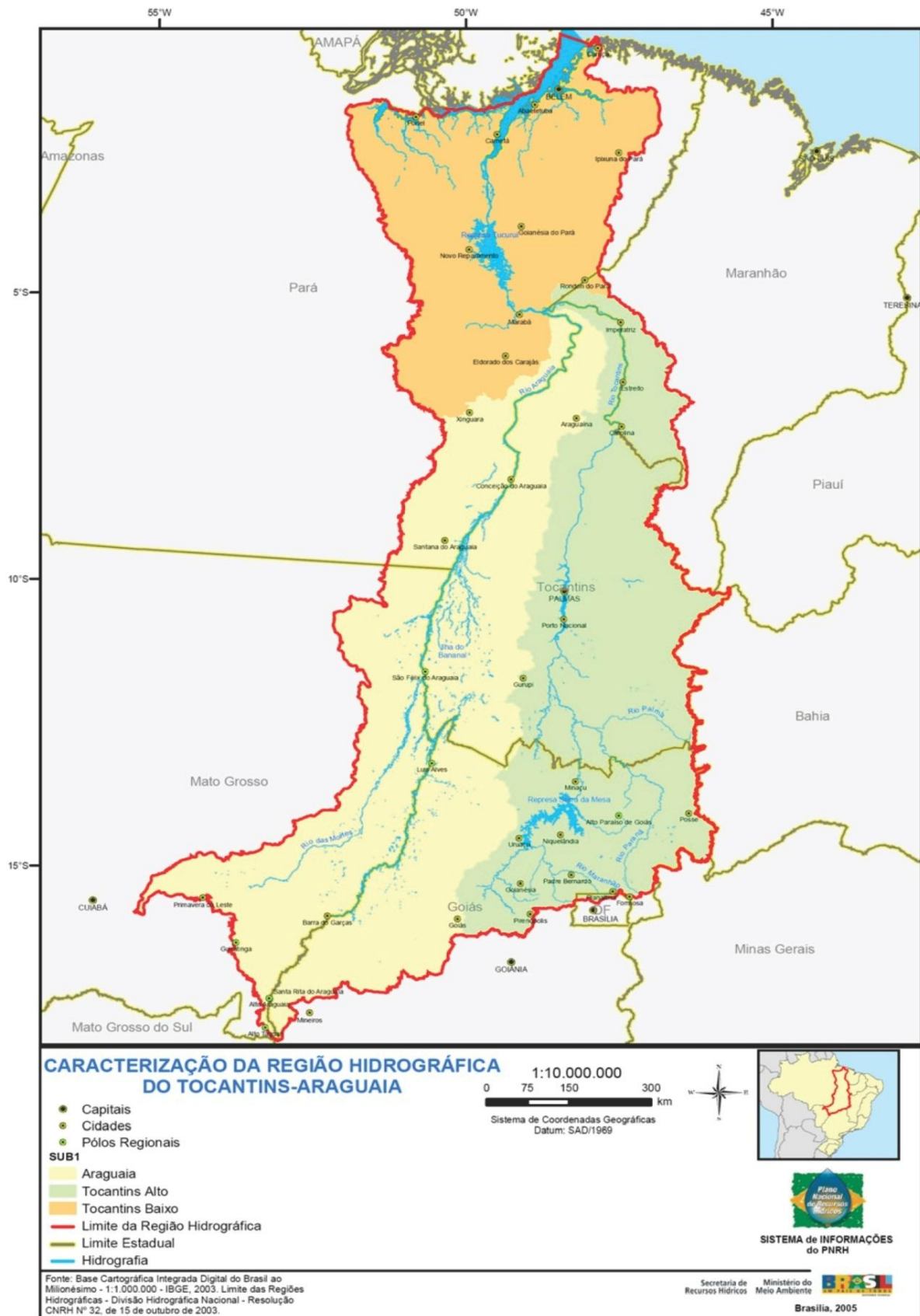
Com vazão específica média de 14,84 L/s km², considerando a área de 918.273 km² (inclui a bacia do Araguaia e o trecho do extremo norte da bacia do Tocantins), a região hidrográfica Araguaia-Tocantins é a segunda maior do país, com 13.624 m³ s⁻¹ de vazão média (Q), equivalente a 9,6 % do total do Brasil em termos de disponibilidade hídrica (EPE 2007).

Tendo em vista suas características físicas e grande disponibilidade hídrica o uso da água destina-se ao abastecimento público e assume papel de destaque na matriz energética nacional.

A bacia hidrográfica do rio Tocantins-Araguaia tem uma descarga média de 11.000 m³ s⁻¹, com contribuições semelhantes dos rios Tocantins (50 %) e Araguaia (45 %) e uma pequena contribuição do rio Itacaiúnas (5 %) (ELETRONORTE/CET, 1984). Segundo ANA (2002), a precipitação média na bacia hidrográfica Araguaia-Tocantins é da ordem de 1600 mm/ano, a vazão é de 11.800 m³ s⁻¹ (ANEEL, 1999), fornecendo uma vazão específica média de 15,6 L/s. km², evapotranspiração real média de 1200 mm/ano e um coeficiente médio de escoamento superficial de aproximadamente 0,30 (Tabela 03).

O principal uso da água de sua bacia é destinado ao abastecimento público e geração de energia elétrica, destacando-se as usinas hidrelétricas de Tucuruí (PA), Serra da Mesa (GO), Lajeado (TO), São Salvador (TO), Peixe (TO) e Cana Brava (GO) (OLIVEIRA, 2010).

Figura 15: Caracterização da bacia hidrográfica Tocantins-Araguaia



Fonte: Martins (2010).

O período de pluviosidade na bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia é maior em sua parte norte, mais próxima a sua foz, diminuindo ao sul, na região de suas nascentes, com uma variação de sua média anual de 1.580 a 2.300 mm. A distribuição das precipitações obedece a um regime sazonal, com dois períodos bem definidos, um relativamente mais seco, de abril a setembro, e outro chuvoso, de outubro a março (ANA, 2012).

Tabela 03: Características hidrológicas anuais dos principais rios da bacia amazônica.

Rio	Área de Drenagem (Km ²)	Pluviometria (mm/ano)	Descarga (m ³ /s)	Escoamento (mm/ano)	Déficit (mm/ano)
Purus (confluência)	370.000	2.336	11.000	938	1.398
Solimões em Manacapuru	2.147.740	2.880	103.000	1.513	1.367
Rio Negro em Manaus	696.810	2.566	28.400	1.286	1.280
Amazonas em Jatuarana	2.854.300	2.780	131.600	1.455	1.325
Madeira (confluência)	1.420.000	1.940	31.200	693	1.247
Amazonas em Óbidos	4.618.750	2.520	168.700	1.153	1.367
Tapajós (confluência)	490.000	2.250	13.500	869	1.381
Xingu (confluência)	504.300	1.930	9.700	607	1.323
Amazonas (foz)	6.112.000	2.460	209.000	1.079	1.381
Tocantins (foz)	757.000	1.660	11.800	492	1.168

Fonte: Modificado de CPRM (1995)

O regime fluvial caracteriza-se por apresentar um período de enchentes entre os meses de novembro a maio, concentrado no trimestre de janeiro a março, e o período de estiagem entre os meses de junho a outubro, sendo que os menores deflúvios ocorrem no trimestre de julho a setembro (EPE, 2007).

A região de confluência dos rios Araguaia e Tocantins é, evidentemente, uma zona de deposição de sedimentos, prova disso é que a soma dos fluxos de sedimentos em suspensão das estações Xambioá e Tocantinópolis é de aproximadamente 85.000 t/dia. Na estação Itupiranga, há elevada deposição sedimentar (Tabela 04).

Tabela 04: Suprimento sedimentar de rios amazônicos.

Rio	Descarga Anual (m ³ /s)	Área de Drenagem (10 ³ Km ²)	Qs anual (10 ⁶ ton/ano)	Suprimento sedimentar (ton/Km ² /ano)
Amazonas	209.000	6.000	1.000	167
Madeira	32.000	1.360	450	330
Negro	28.400	696	8	11,5
Tapajós	13.500	490	6	12,2
Tocantins	11.800	757	58	76,6
Purus	11.000	370	30	81
Xingu	9.700	504	9	17,8
Juruá	8.440	185	35	189,2
Mamoré	8.255	589,5	80	135,7

Fonte: Modificado de Latrubesse et al. (2005).

4.4.2 Cota fluviométrica das Estações em Marabá, Itupiranga e Pedral de São Lourenço

O nível da água ou cota fluviométrica é representado convencionalmente pela letra H. “É a altura atingida da água na seção em relação a uma determinada referência. Pode ser um valor instantâneo ou a média em um determinado intervalo de tempo (dia, mês, ano)”, convencionalmente são medidas em cm (MARTINS, 1976).

O nível da água é medido por meio de linímetros, mais comumente chamados de régua linimétrica e linígrafos. Uma régua linimétrica nada mais é do que uma escala graduada, de madeira, de metal ou mesmo pintada sobre uma superfície vertical de concreto (SANTOS *et al.*, 2001).

Assim, existe a necessidade de instalar junto à régua dois ou mais níveis de referências (RN), para permitir a reinstalação na mesma cota, na eventualidade de os lances terem sido destruídos por enchente ou ato de vandalismo. Os níveis de referências são geralmente de concreto enterrados na proximidade das régua.

Os cotogramas mostram a variabilidade das alturas de águas ou amplitude das variações de cotas (a diferença entre máximas e mínimas), numa escala temporal que pode ser organizada em valores diários, mensais ou anuais, por isso facilitam a identificação de períodos de enchentes e estiagens, podendo fornecer a definição da sazonalidade do regime hidrológico.

Neste trabalho para as estações fluviométricas de Marabá, Itupiranga e Pedral de São Lourenço foram utilizadas as séries históricas de cotas de 1984 e 2009.

4.4.2.1 Cota média mensal referente aos períodos de 1884 e 2009

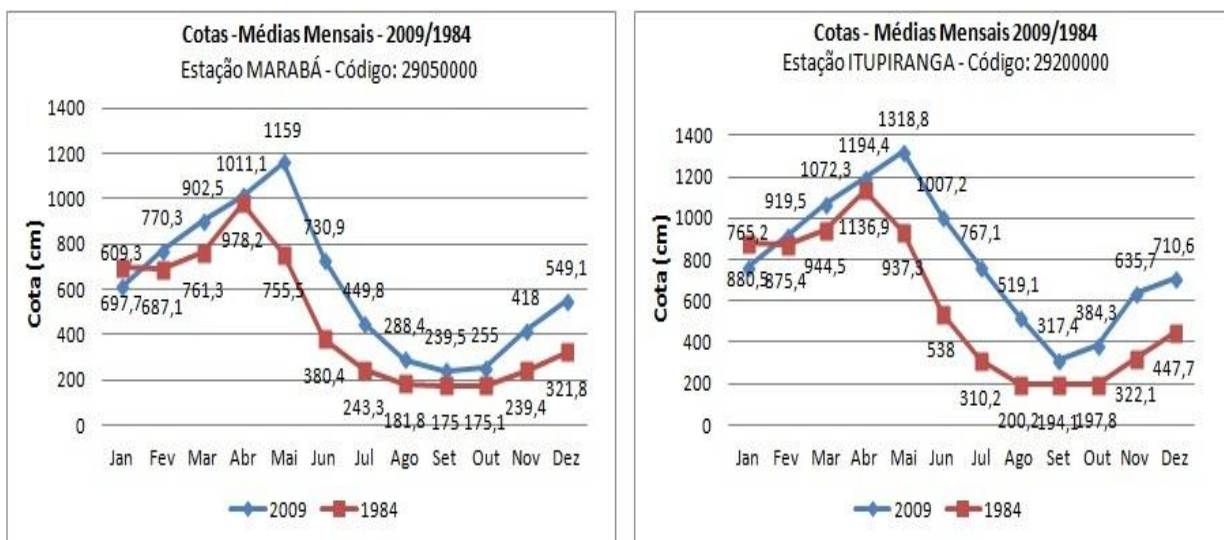
A análise de cotas fluviométricas do rio Tocantins indica que, nas estações de Marabá (código -29050000) e Itupiranga (código -29200000) a cheia inicia em março e atinge o ápice em maio no ano de 2009. Entretanto no ano de 1984 em ambas estações o processo de cheia começa em Março, com pico de águas altas em Abril (figura 16).

A estiagem no ano de 2009 ocorreu de Junho a Outubro com pico de vazante em Setembro. Em 1984 o ápice da vazante também ocorreu em Setembro, mas o período de estiagem diferentemente do ano de 2009 iniciou no mês de Maio. As maiores cotas médias mensais registradas (cheia máxima) na estação de Marabá nos anos 1984 e 2009 foram 978,2 cm e 1159 cm, respectivamente. As menores cotas (vazante máxima) desta estação no ano de 1984 foram 175 cm e em 2009 de 255 cm (ANA, 2013).

Em 12/08/1984, na cidade de Marabá, registrou-se a cota diária de 185 cm e vazão 2736,9 m³/s. Ainda na estação Marabá, registrou-se em 17/08/2009, a cota diária de 274,5 cm (ANA, 2013).

Na estação localizada em Itupiranga, a média mensal das maiores cotas (cheia máxima) nos anos 1984 e 2009 tiveram os valores 1136,9 cm e 1318,8 cm respectivamente, já as menores cotas (vazante máxima) registradas foram 194,1 cm e 317,4 cm. No dia 12/08/1894, registrou-se o valor 208 cm de cota fluviométrica diária e 2643,5 m³/s de vazão. Nesta mesma estação, registrou-se no dia 17/08/2009 o valor 503 cm de cota, de acordo com os dados disponíveis em ANA (2013).

Figura 16: Cotogramas das médias mensais 2009/1984 das estações em Marabá e Itupiranga.



Fonte: ANA (2013).

4.4.2.2 Cota média mensal referente ao período de 30/06/2009 a 02/09/2009

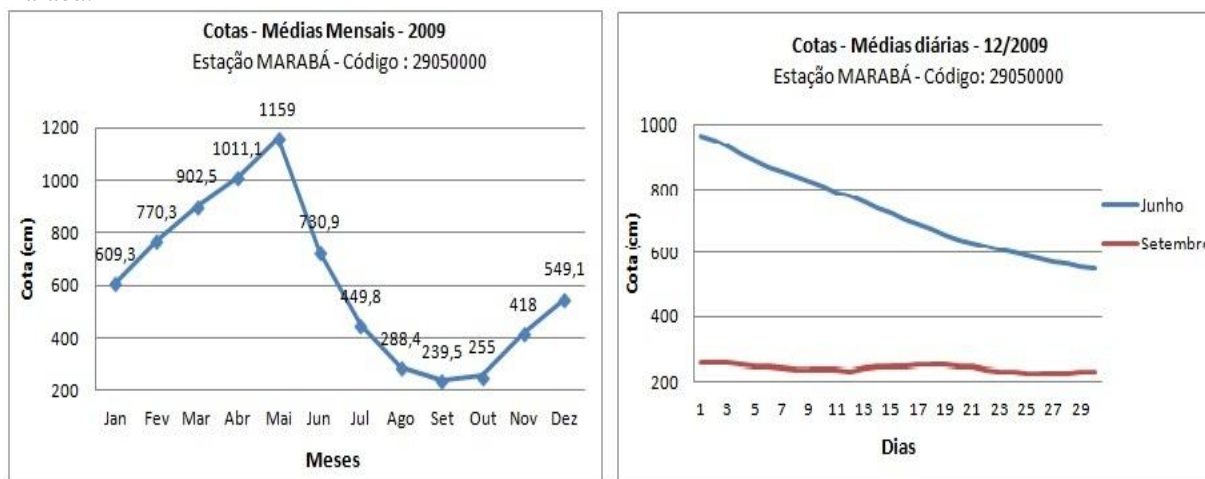
Em se tratando de análise de dados de área em Km² e comparações para um determinado período histórico dos elementos morfológicos de canais fluviais, considera-se que o rio apresenta frequentes variações de cotas. Estas variações podem ser significativas dependendo do comportamento do canal e com isto afetam o percentual de área ocupada, de morfologias emersas como ilhas e bancos de areia.

As análises de cotas no baixo Tocantins de ANA (2013) evidenciam que, em Marabá (código - 29050000) no ano 2009, seu período de cheia teve início em fevereiro, com ápice no mês de maio (1159 cm). A estiagem ocorreu de junho a outubro, sendo neste último o mês de vazante máxima 255 cm (Figura 17).

No dia 30/06, em na estação Marabá, registrou-se a cota fluviométrica diária de 553,5 cm e vazão de 8537,5 m³/s. E no dia 02/09 também em 2009, a cota diária foi de 254,5 cm ANA (2013).

Os dados fluviométricos usados no presente trabalho referentes a 2009 estão inseridas no período que corresponde à estiagem. De acordo com as cotas médias diárias em Marabá no intervalo dos dias 1 a 30 de junho, o índice de cota variou ± 980 cm a ± 580 cm. No mês de setembro durante o período de 1 a 30, a cota diária variou de ± 260 cm à ± 210 cm, de acordo com ANA (2013).

Figura 17: Cotagrama das médias mensais e médias diárias de 30/06/2009 a 02/02/2009 da estação Marabá.

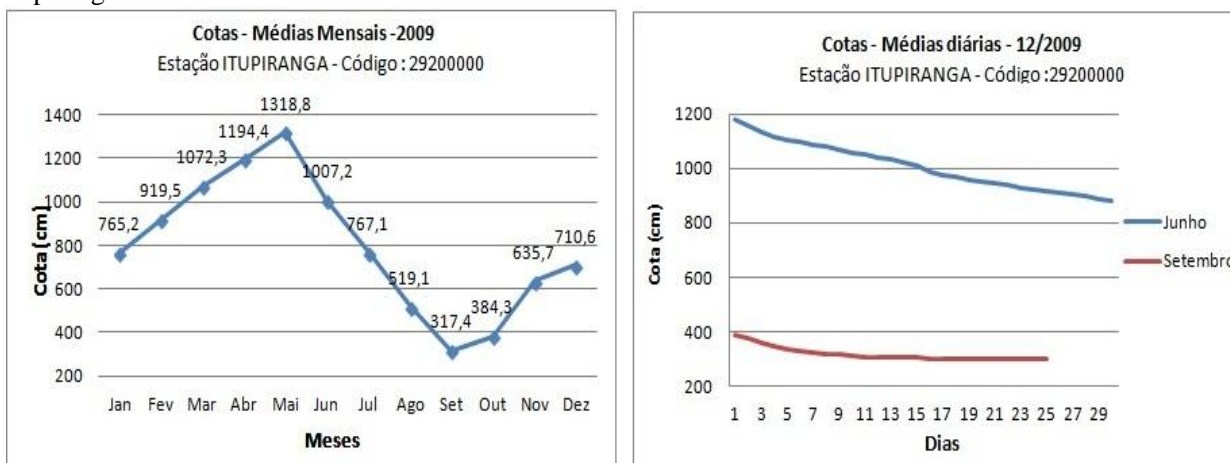


Fonte: ANA (2013).

Analisando os dados de ANA (2013), na estação localizada em Itupiranga (código - 29200000), o período de cheia iniciou em fevereiro de 2009, com ápice no mês de maio (1318,8 cm). A estiagem ocorreu de junho a setembro, neste último mês houve a vazante máxima, a cota média mensal foi de 317,4 cm (Figura 18). Em 30/06/2009, registrou-se a cota fluviométrica diária de 882,5 cm e vazão de 11862,5 m³/s. Entretanto, em 02/09/2009, a cota fluviométrica diária foi menor com 376,5 cm.

Os dados fluviométricos referentes ao ano de 2009 correspondem ao período de estiagem. De acordo com as cotas médias diárias da estação Itupiranga do dia 1 ao 30 do mês de junho, o índice de cota variou de ± 1180 cm a ± 890 cm. No mês de setembro a cota diária tem variação de ± 400 cm à ± 300 cm (ANA, 2013).

Figura 18: Cotogramas das médias mensais e médias diárias de 30/06/2009 a 02/09/2009 da estação Itupiranga.



Fonte: ANA (2013).

4.4.3 Sistema fluvial principal – Rio Tocantins

O rio Tocantins totaliza 2.500 km de extensão, das cabeceiras até sua desembocadura na Baía de Marajó. Sua nascente está situada a (1.400-600m), (EPE, 2007), localizada no Estado de Goiás, ao norte da cidade de Brasília. Dividido em três unidades: alto, médio e baixo Tocantins.

No seu curso médio o rio Tocantins tem 900 km de extensão, com início no paralelo 12° de latitude sul e termina junto à confluência com o rio Araguaia, abrangendo territórios dos estados do Tocantins, Maranhão e Pará, nesse trecho o gradiente íngreme passa a (500-200 m) (MMA, 2006). A área de estudo está localizada no baixo Tocantins (Figura 19).

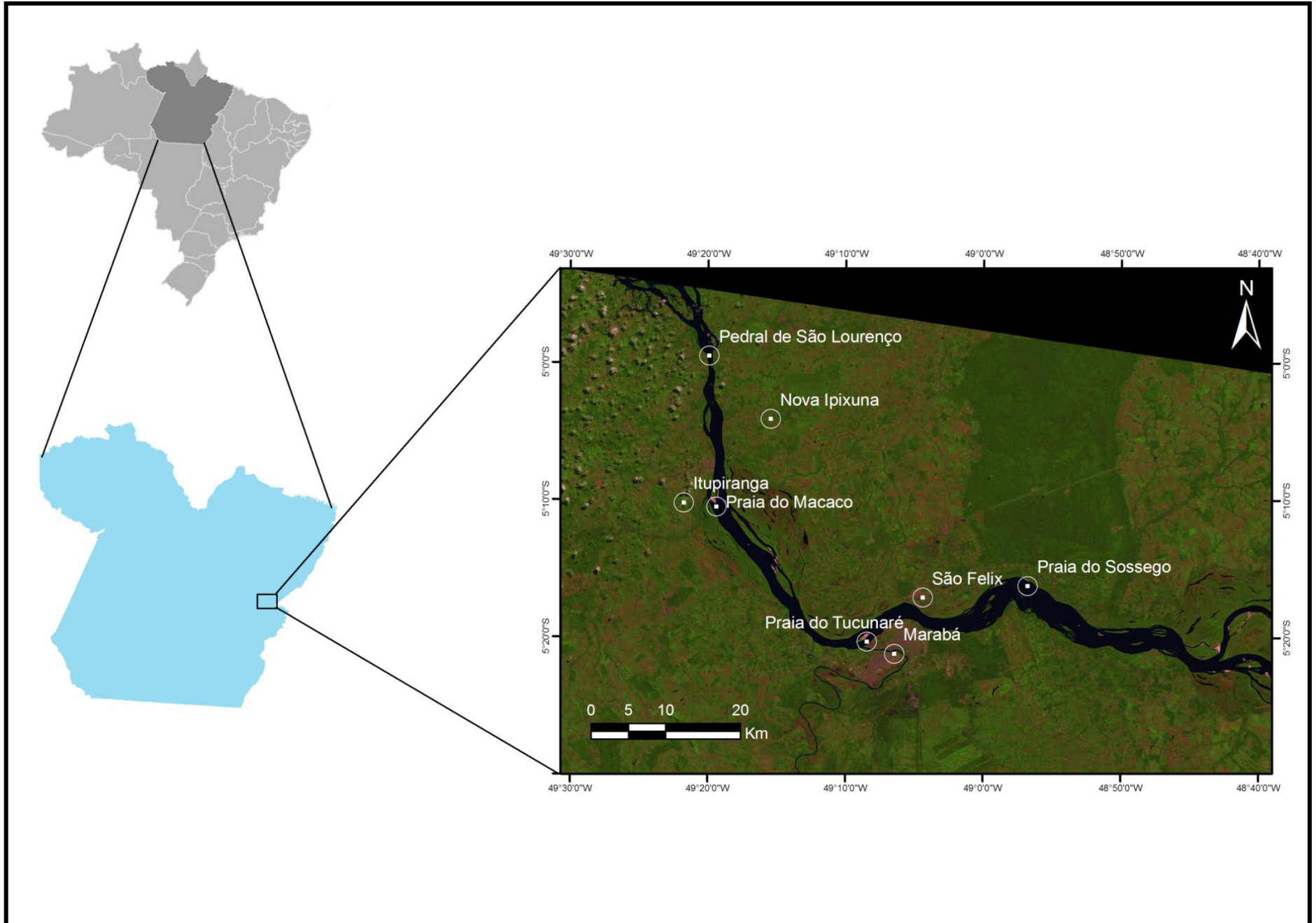


Figura 19: Mapa da área de estudo.

O gradiente íngreme do baixo Tocantins apresenta cerca de 100 m, tem início na confluência do rio Araguaia com o rio Tocantins e abrange todo o trecho do rio Tocantins até a sua desembocadura. Os principais afluentes são os rios Araguaia e Itacaiúnas. De acordo com Ribeiro et al. (1995), ilhas rochosas ou arenosas e extensas praias são características e predominantes da estação seca no curso médio do rio Tocantins, enquanto ilhas aluviais dominam o cenário no seu curso inferior. Lagos de várzea são raros no rio Tocantins, mas integram as planícies de inundação no seu curso superior, na confluência Tocantins-Araguaia (altitude entre 70-80 m).

A diferenciação entre ilhas e barras do canal do baixo Tocantins foi feita utilizando a definição de Brice (1964). Barras são definidas como morfologias dinâmicas, sem vegetação e que submergem quando o canal atinge o nível de margens plenas. Ilhas são feições mais estáveis, cobertas por vegetação que permanecem emersas durante o estágio de margens plenas do canal.

A área de estudo, baixo curso do rio Tocantins, foi dividida em três segmentos: Marabá, Itupiranga e Pedral de São Lourenço. Definiram-se três classes de elementos hidrográficos / morfológicos principais do canal fluvial:

- Corpo d'água: Área superficial constituída pelo espelho d'água;

- Ilhas: Elementos morfológicos do canal fluvial coberto por vegetação, aparentemente estável e de dimensões variadas;

- Bancos de Areia: Elementos morfológicos resultado de acumulação de material sedimentar arenoso no leito fluvial e de caráter móvel.

O Tocantins é um rio com predomínio de carga de leito. O fundo e as margens de seu leito de vazante são arenosos, enquanto os terraços são compostos de uma associação de silte e argila. Formado de material não coesivo, o leito e suas formas apresentam, portanto, grande mobilidade. Declividade e controles estruturais introduzem diferenciações ao longo dos rios, conferindo características hidráulicas e na carga transportada própria a cada segmento individualizado (MANYARI, 2007).

4.5 Cobertura vegetal

No Alto Tocantins e Araguaia, prevalecem o Bioma Cerrado, enquanto que no Baixo Tocantins, domina o Bioma Amazônia. O Ecótono Amazônia-Cerrado situa-se ao sul da unidade Baixo Tocantins. Já a pequena parte do Ecótono Cerrado-Caatinga localiza-se à nordeste da unidade hidrográfica Tocantins-Araguaia (MMA a, 2006).

O rio Tocantins tem as nascentes de seus formadores no Cerrado sendo este o bioma que compõe grande parte do território onde se encontra sua bacia de drenagem, até penetrar, já no baixo curso, no setor amazônico da bacia hidrográfica, onde prevalecem florestas ombrófilas. Os afluentes da margem esquerda do rio Tocantins nesse trecho drenam uma área originalmente revestida por florestas ombrófilas, atualmente reduzidas a fragmentos de pequenas extensões, dispersos em meio a áreas de pastagens (EPE, 2007).

As formações florestais mais expressivas são observadas no extremo norte, já nas proximidades da foz do rio Tocantins e correspondem à feição aberta da floresta ombrófila. Esta fisionomia foi considerada, durante anos, como um tipo de transição entre a Floresta amazônica e as áreas extra-amazônicas (MMA, 2006).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Para atender aos objetivos da pesquisa, inicialmente realizou-se a revisão bibliográfica referente à geomorfologia fluvial, dinâmica do sistema fluvial e mudanças naturais em canais fluviais. Desse modo, este primeiro momento da pesquisa teve como propósito criar uma base conceitual.

5.1 Técnicas de geoprocessamento

Na fase de processamento, utilizaram-se imagens de satélites ópticos para delimitação dos contornos do rio, análise de quantificação dos bancos de areia e de ilhas. Foram utilizadas cenas (órbita-ponto: 223-64) do sensor TM (*Thematic Mapper*) do satélite Landsat. As imagens de satélite usadas para a visualização e caracterização da área foram adquiridas on-line no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), no catálogo de imagens do Landsat, e extraída em 07/08/2012.

Todos os dados espaciais foram de coordenadas cartesianas e de projeção UTM (Universal Transverso de *Mercator*), 22 Sul, e *datum* WGS-84.

O Satélite Landsat 5 possui sete bandas espectrais (três no visível, uma no infravermelho próximo, duas no infravermelho médio e uma no infravermelho termal), (Tabela 05) mesma porção de área registrada por imagem (185 km), porém com resolução mais acurada (30 m) em relação aos primeiros (INPE, 1997). As imagens de satélites Landsat fornecem cobertura bidimensional contínua melhor que as séries de pontos de profundidade que são obtidas por medições feitas a bordo de barcos.

A repetição da cobertura pode ser feita a cada 16 dias, permitindo a separação de feições permanentes de outras não permanentes, tais quais qualidade da água e variações atmosféricas. A repetitividade da cobertura também permite atualizações de profundidades em regiões arenosas, as quais podem mudar por processos de erosão e deposição ao longo do tempo ou depois de seguidas tempestades (NORDMAN et al., 1990).

Para avaliação da mudança geomorfológica do baixo Tocantins no período de 1894 e 2009, do trecho marabá ao Pedral de São Lourenço as imagens de satélite correspondem às datas de 12/08/1984 e de 17/08/2009.

As imagens de satélite utilizadas para verificar a mudança multitemporal do baixo Tocantins no trecho de Marabá - Pedral de São Lourenço foram obtidas nos

meses de junho (dia 30) e setembro (dia 02) referente ao ano de 2009, período hidrológico de vazante.

Os mapas temáticos foram gerados com auxílio do programa ArcGis 9.3. E para execução deste trabalho, utilizou-se uma série de quatro imagens de satélite, sendo duas para caracterização da mudança geomorfológica nos anos 1984 e 2009 e as outras duas para avaliação estas mudanças sazonalmente apenas no ano de 2009. Estas imagens de satélite foram selecionadas de acordo com a mínima cobertura de nuvens, compreendendo parte dos municípios de Marabá, Itupiranga e Pedral de São Lourenço.

O pré-processamento das imagens TM/Landsat consistiu na composição colorida 3R2G1B. Posteriormente realizou-se o georreferenciamento (correção geométrica) em cada imagem de satélite (Figura 20). Após serem georreferenciadas as imagens de satélite receberam a aplicação de realce digital para melhorar a visualização das feições de interesse para interpretação.

Tabela 05: Sistema TM do satélite LANDSAT- 5 e suas aplicações

BANDAS	FAIXA ESPECTRAL (μm)	APLICAÇÕES
1	0,45-0,52 (azul)	mapeamento de águas costeiras, diferenciação entre solo e vegetação, diferenciação entre vegetação conífera e decídua
2	0,52-0,60 (verde)	mapeamento de vegetação, qualidade d'água
3	0,63-0,69 (vermelho)	absorção da clorofila, diferenciação de espécies vegetais, áreas urbanas, uso do solo, agricultura, qualidade d'água
4	0,76-0,90 (infravermelho próximo)	delineamento de corpos d'água, mapeamento geomorfológico, mapeamento geológico, áreas de queimadas, áreas úmidas, agricultura
5	1,55-1,75 (infravermelho médio)	uso do solo, medidas de umidade da vegetação, diferenciação entre nuvem e neve, agricultura, vegetação
6	10,40-12,50 (infravermelho termal)	mapeamento de estresse térmico em plantas, correntes marinhas, propriedade termal do solo, outros mapeamentos térmicos
7	2,08-2,35 (infravermelho médio)	identificação de minerais, mapeamento hidrotermal

Fonte: INPE, 1997

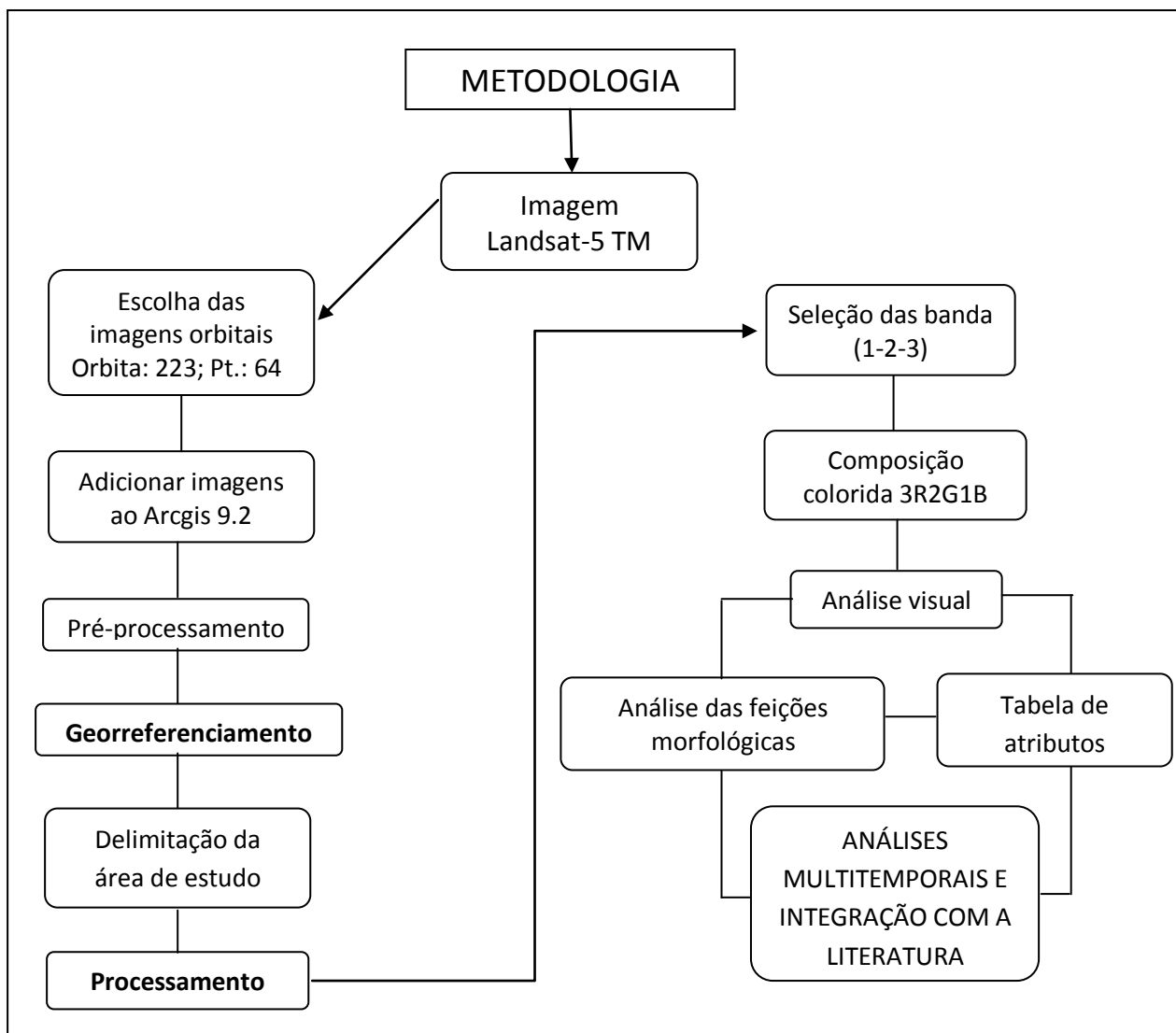
A identificação dos elementos do canal fluvial foi realizada, a partir da confecção de uma tabela de atributos, no software ArcMap 9.2. Assim, as feições

fluviais (canal, ilha e barras) foram vetorizadas no formato, polígono e, posteriormente, contabilizou-se a área e o perímetro de cada uma das referidas feições fluviais.

Após o mapeamento pronto foram elaborados os mapas temáticos referentes a cada ano a ser analisado, e assim quantificados e comparados.

As avaliações qualitativa e quantitativa às mudanças no canal fluvial abrange o intervalo de 25 anos. Sendo que para a avaliação quantitativa, calculou-se o aumento/diminuição em área das formas fluviais de cada segmento (Marabá, Itupiranga e Pedral de São Lourenço), associando tal evolução a processos que culminam na modificação do padrão do canal.

Figura 20: Fluxograma da metodologia utilizada.



5.2 Variáveis geomorfológicas, morfométricas e dados hidrológicos

Para auxiliar a caracterização do período hidrológico na área do estudo, foram utilizados dados hidrológicos de cota e vazão do rio Tocantins. A cota fluviométrica diárias foi usada para compor as médias mensais de cada estação (Tabela 06). As séries com os dados de cotas, que abrangem o ano de 1984 e 2009 foram obtidas em estações fluviométricas, de monitoramento: Postos de Marabá e Itupiranga, administrada e disponibilizadas pela ANA – Agência Nacional de Águas. Utilizou-se o *software Microsoft Office Excel 2007* no tratamento estatístico da variável cota fluviométrica.

Tabela 06: Características das estações fluviométricas no rio Tocantins.

Código	Nome da Estação	Coordenadas geográficas		Área de drenagem (Km ²)
		Latitude	Longitude	
29050000	Marabá	5°20'18''	49°07'27''	703000
29200000	Itupiranga	5°07'41''	49°19'27''	746000

Fonte: ANA (2013).

Definiu-se 6 variáveis morfométricas e morfológicas (RICCOMINI *et al.*, 2000) para obtenção de valores quantitativos entre dois segmentos do rio Tocantins:

- 1 – Extensão do Canal: Refere-se ao comprimento do canal em km;
- 2 – Índice de Sinuosidade: Esta variável representa a relação entre o comprimento verdadeiro do canal com a distância vetorial (em linha reta), considerando dois pontos extremos do rio principal (CHRISTOFOLETTI, 1980).
- 3 – Número de Barras: Expressa a quantidade de barras encontradas no canal;
- 4 – Área de Barras: Refere-se à área ocupada pelas barras;
- 5 – Número de ilhas: Expressa a quantidade de ilhas identificadas no canal;
- 6 – Área de Ilhas: Refere-se à área ocupada pelas ilhas;

O índice do canal foi obtido pela equação:

$$S = L_c / L_e$$

Onde, L_c é o comprimento do canal medido ao longo do talvegue, e L_e é o comprimento do eixo referente ao comprimento do canal em linha reta. A sinuosidade dos canais é influenciada pela carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, estruturação geológica e pela declividade dos canais.

6 RESULTADOS

6.1 Mudança geomorfológica do rio Tocantins no período de 1984 e 2009 do trecho Marabá - Pedral de São Lourenço

O trecho estudado tem início na cidade de Marabá ao Pedral de São Lourenço, próximo a Santa Terezinha do Taurí (Itupiranga-Pa), com extensão de 104 km. Para fins de estudo optou-se por dividir o rio em três segmentos:

6.1.1 Segmento Marabá

O segmento 01 tem 51 km de extensão (figura 21), neste trecho o rio encontra-se mais largo com relação aos segmentos posteriores. O índice de sinuosidade do segmento no ano de 1984 passou de 1,09 para 1,13 em 2009, portanto, pode-se considerar este segmento estável na dinâmica de migração lateral. Contudo trata-se de uma estabilidade relativa, pois como diagnosticou-se nos resultados quantitativos, este segmento apresenta uma dinâmica erosiva e deposicional evidenciada pelo número de ilhas e bancos de areia.

Em 2009 o número de bancos de areia diminuiu significativamente em relação ao período anterior, assim a área ocupada pelos elementos do canal fluvial é menor. A área de barras arenosas era 5,43 Km² no ano de 1984 e passou para 3,38 Km² em 2009. De acordo com a análise do segmento, ilhas tiveram pouca variação entre os períodos, pois em 1984 elas ocupavam uma área de 4,2 Km² e no ano de 2009 passou a ser 4,97 Km². Entretanto, em 2009, houve o surgimento de uma nova ilha (tabela 07).

Tabela 07: Área (Km²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins, trecho Marabá, nos anos de 2009 e 1984.

ELEMENTOS DO CANAL FLUVIAL (MARABÁ)					
Ano	Corpo d água	Barras		Ilhas	
	Área (Km²)	Área (Km²)	Quantidade	Área (Km²)	Quantidade
1984	145.679	5,43	10	4,2	17
2009	145.166	3,38	06	4,9	16

Fonte do autor.

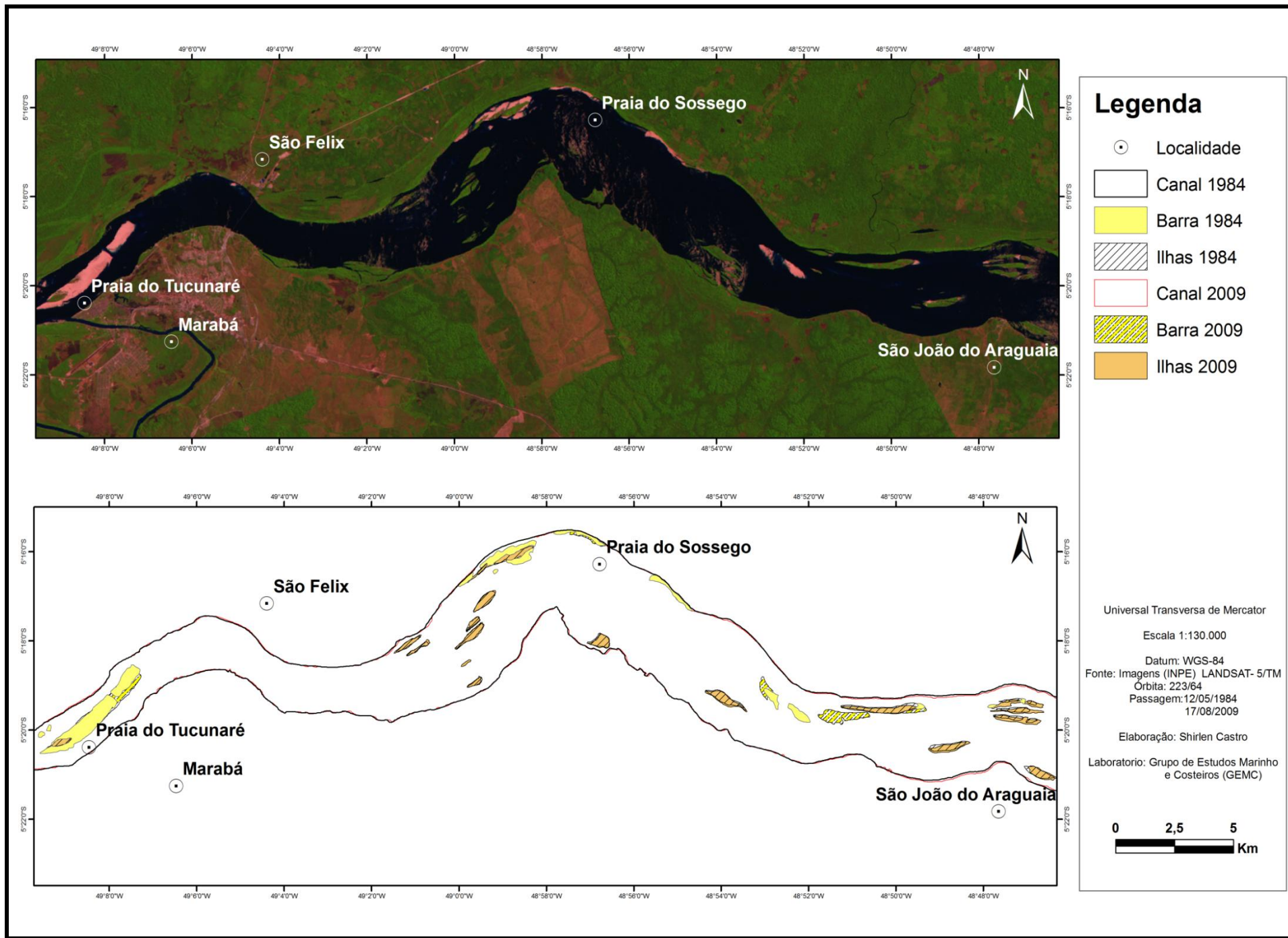
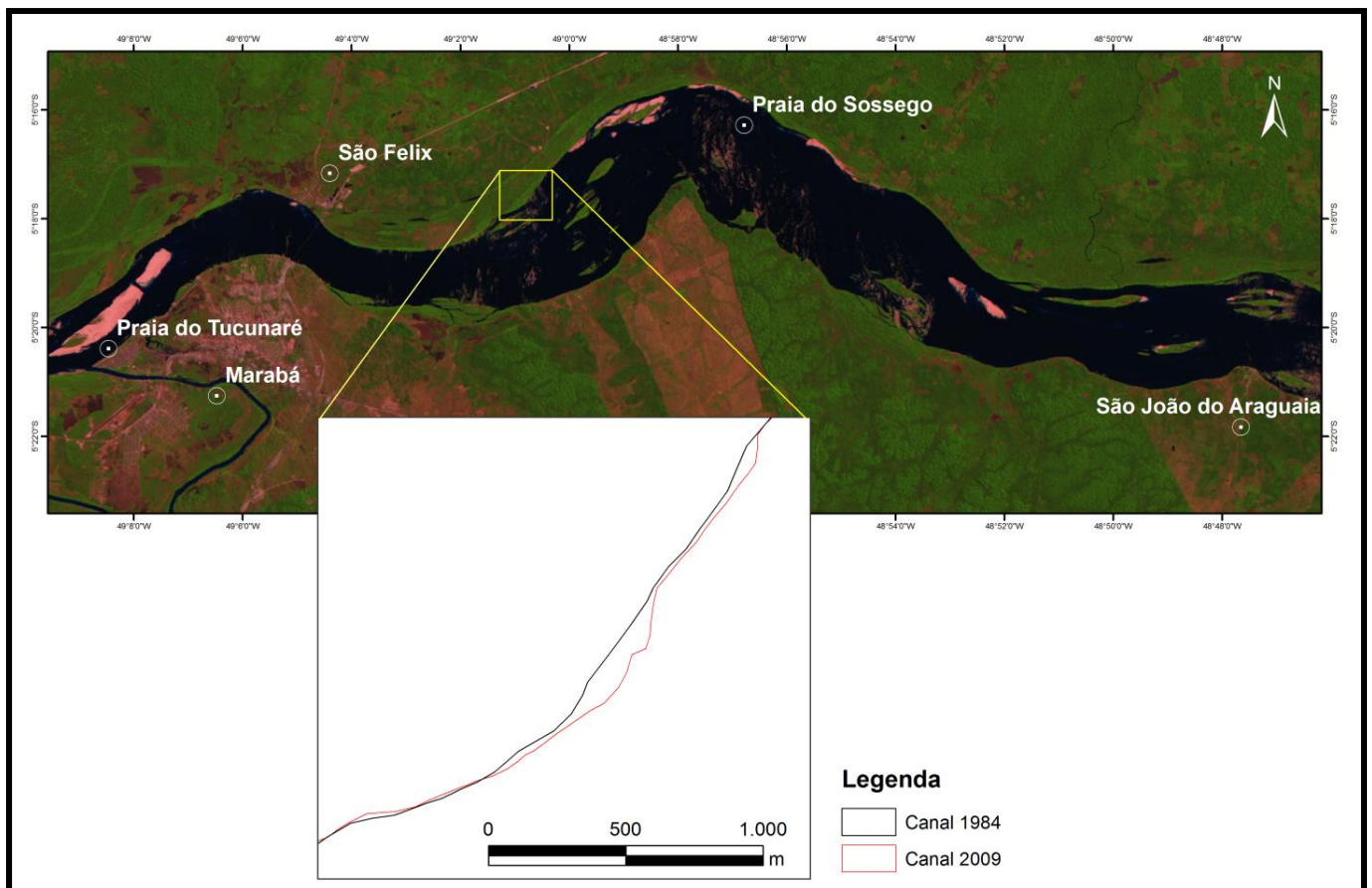


Figura 21: Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 1984 e 2009 no segmento 01 (Marabá).

A largura mínima do segmento Marabá, durante os anos 1984 a 2009, foi de 1,8 km para 1,9 Km respectivamente. A largura máxima, no ano de 1984 era 4 km e no ano de 2009, passou a 4,1 Km. Destaca-se que as medidas de largura mínima e máxima, localizam-se próximo a praia do Tucunaré e praia do Sossego, respectivamente.

Em destaque, o ponto inserido no segmento Marabá, com extensão de 2,3 km, onde o avanço da margem foi mais significativo ficando em torno de 9,4 m (Figura 22).

Figura 22: Destaque para o processo de deposição na margem do baixo Tocantins em um ponto do segmento 01 (Marabá).



Fonte: autor.

6.1.2 Segmento Itupiranga

O Segmento 02 tem extensão de 31 km. Em época de águas baixas, é comum a emersão de bancos de areias nas proximidades das margens do canal como resultado de deposição em extremidades de ilhas (figura 23). Neste setor o processo de deposição supera o processo erosivo.

O grau de sinuosidade do segmento no ano de 1984 variou de 1,18 a 1,17 ao comparar-se com o ano de 2009, esses valores indicam que neste trecho o rio Tocantins tende a ser retilíneo. O número de barras diminuiu em relação ao período anterior, pois passou de 17,58 Km² no ano de 1984 para 10,44 Km² em 2009. As ilhas apresentam a mesma quantidade entre 1984 e 2009, o que não significa que tenham se mantido estáveis (Tabela 08).

Tabela 08: Área (Km²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins no trecho de Itupiranga, no período de 2009 e 1984.

ELEMENTOS DO CANAL FLUVIAL (ITUPIRANGA)					
Ano	Corpo d água	Barras		Ilhas	
	Área (Km²)	Área (Km²)	Quantidade	Área (Km²)	Quantidade
1984	65,42	17,58	15	8,36	03
2009	67,56	10,44	12	8,81	03

Fonte do autor.

A largura mínima do segmento de Itupiranga no período de 1984 a 2009 teve uma pequena redução, de 1,5 Km para 1,3 Km respectivamente. Durante esses mesmos anos a largura máxima pouco se alterou, passando de 3,2 Km (1984) para 3,1 Km (2009).

As margens podem ser classificadas como: estáveis, de baixa, e alta erosão. Nas margens consideradas estáveis há lento recuo de margem, pelo ambiente em questão ter solo mais argiloso e por ser resistente à ação da água (SILVA et al., 2007).

Ambientes de baixa energia são estáveis, assim tem margens com baixa erosão, à composição da margem também exerce um papel importante na estabilidade da margem.

Na margem com alto índice de erosão, o solo é mais suscetível à ação da água, devido ao fato de possuir maior quantidade de areia em sua base facilitando o desmoronamento ou deslizamento do barranco (SILVA et al., 2007).

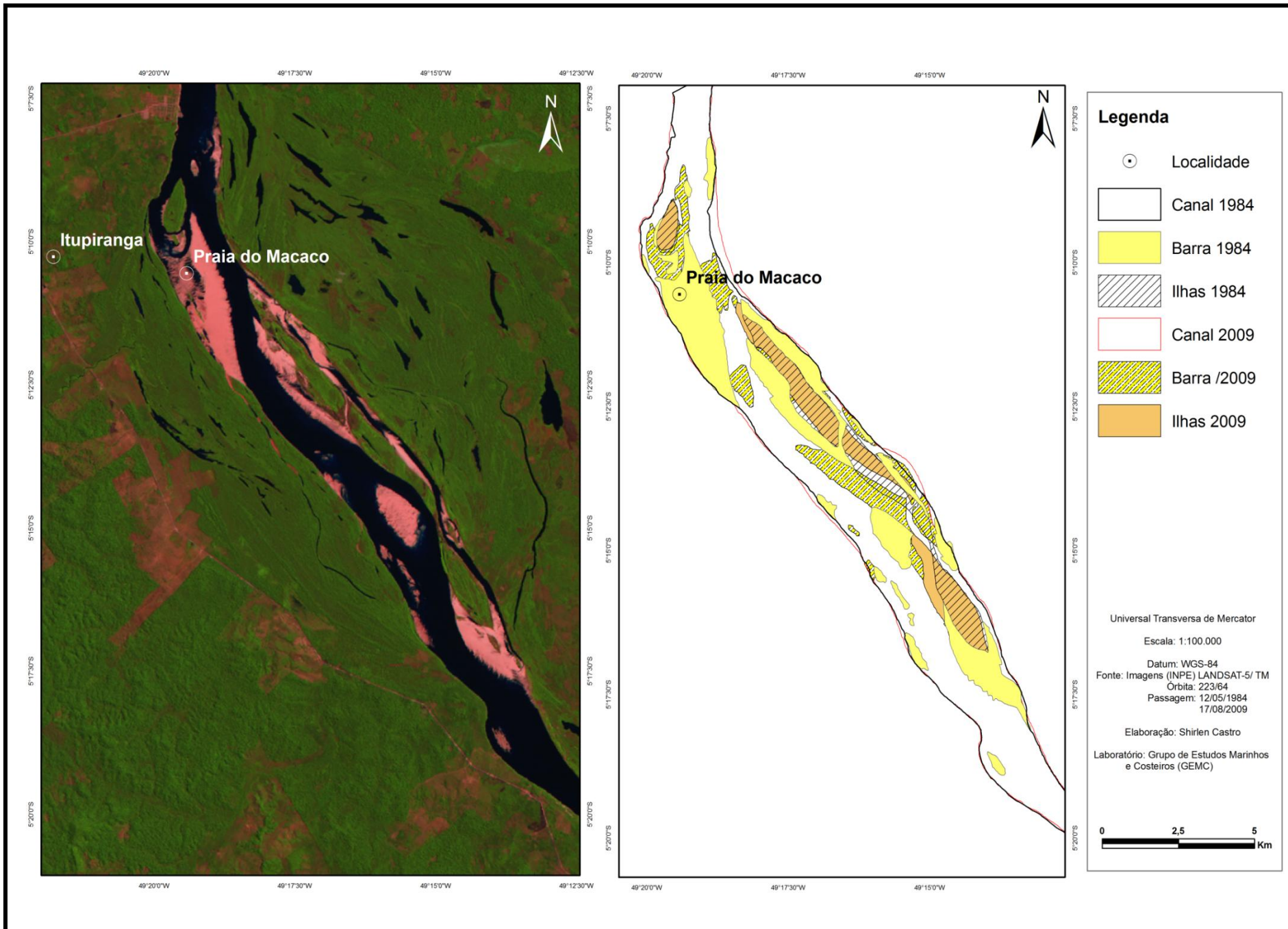
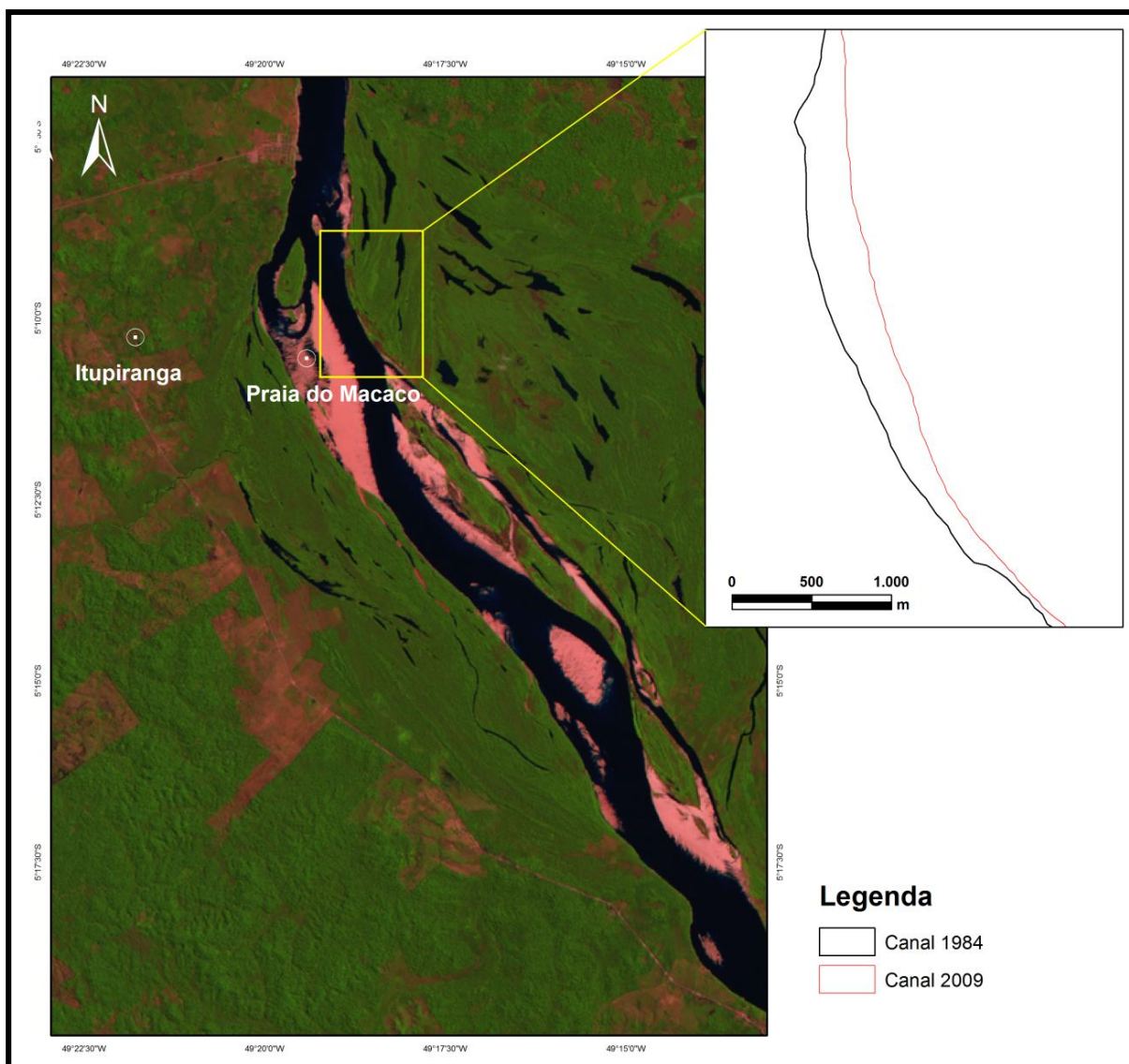


Figura 23: Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 1984 e 2009 no segmento 02 (Itupiranga).

As margens com altas taxas de erosão estão todas situadas em locais de alta velocidade de fluxo de água. Tais margens apresentam face íngreme, e contato direto com a água (SILVA et al., 2011).

Destaca-se o ponto inserido no segmento Itupiranga próximo à praia do Macaco, com extensão de 4 km onde o recuo da margem foi mais significativo ficando em torno de 30 m (figura 24).

Figura 24: Destaque para a margem erosiva do baixo Tocantins em um ponto do segmento 02 (Itupiranga).



Fonte: autor.

6.1.3 Segmento Pedral de São Lourenço

No segmento 03 o canal tem extensão de 22 km, sendo relativamente estreito em relação aos trechos já citados anteriormente, o índice de sinuosidade era 1,22 no ano 1984 e tornou-se 1,24 em 2009. Este setor tem como peculiaridade em seu leito um afloramento rochoso, intitulado Pedral de São Lourenço, localizado entre a ilha de Bogéa e Santa Terezinha do Taurí, estes pedrais são característico de corredeiras e cachoeiras que compõem o cenário fluvial da região e durante os meses de período menos chuvoso tornam-se mais visíveis.

Nesse trecho, o rio cavou um leito relativamente estreito, bem delimitado, recortado por numerosas quedas, formando corredeiras e cachoeiras. Esta seção está assentada sobre estruturas do escudo brasileiro pré-cambriano e os solos são podzólicos vermelho-amarelo ou latossolos vermelho-amarelos, particularmente na margem direita. Há uma planície de inundação com pequena extensão na qual o rio se torna mais largo com margens menos abruptas (MÉRONA, 2010). Portanto, boa parte das terras marginais sofre inundação anual pela enchente do rio.

O número de barras e conseqüentemente suas áreas sofreram oscilações. Houve redução considerável, pois em 1984 existiam 09 barras, esse valor passou para 04 em 2009, conseqüentemente suas áreas variaram de 14,21 km² (1984) para 2,35 km² (2009) (Tabela 09).

Com relação às ilhas do trecho, houve o acréscimo de uma ilha entre os períodos. Com isso em 1984 a área era 5,6 Km² e tornou-se 5,9 Km² no ano de 2009 (figura 25).

Tabela 09: Área (Km²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins, trecho Pedral de São Lourenço, no período de 2009 e 1984.

ELEMENTOS DO CANAL FLUVIAL (PEDRAL DE SÃO LOURENÇO)					
Ano	Corpo d água	Barras		Ilhas	
	Área (Km²)	Área (Km²)	Quantidade	Área (Km²)	Quantidade
1984	145,67	14,21	09	5,6	05
2009	145,16	2,35	04	5,99	04

Fonte do autor.

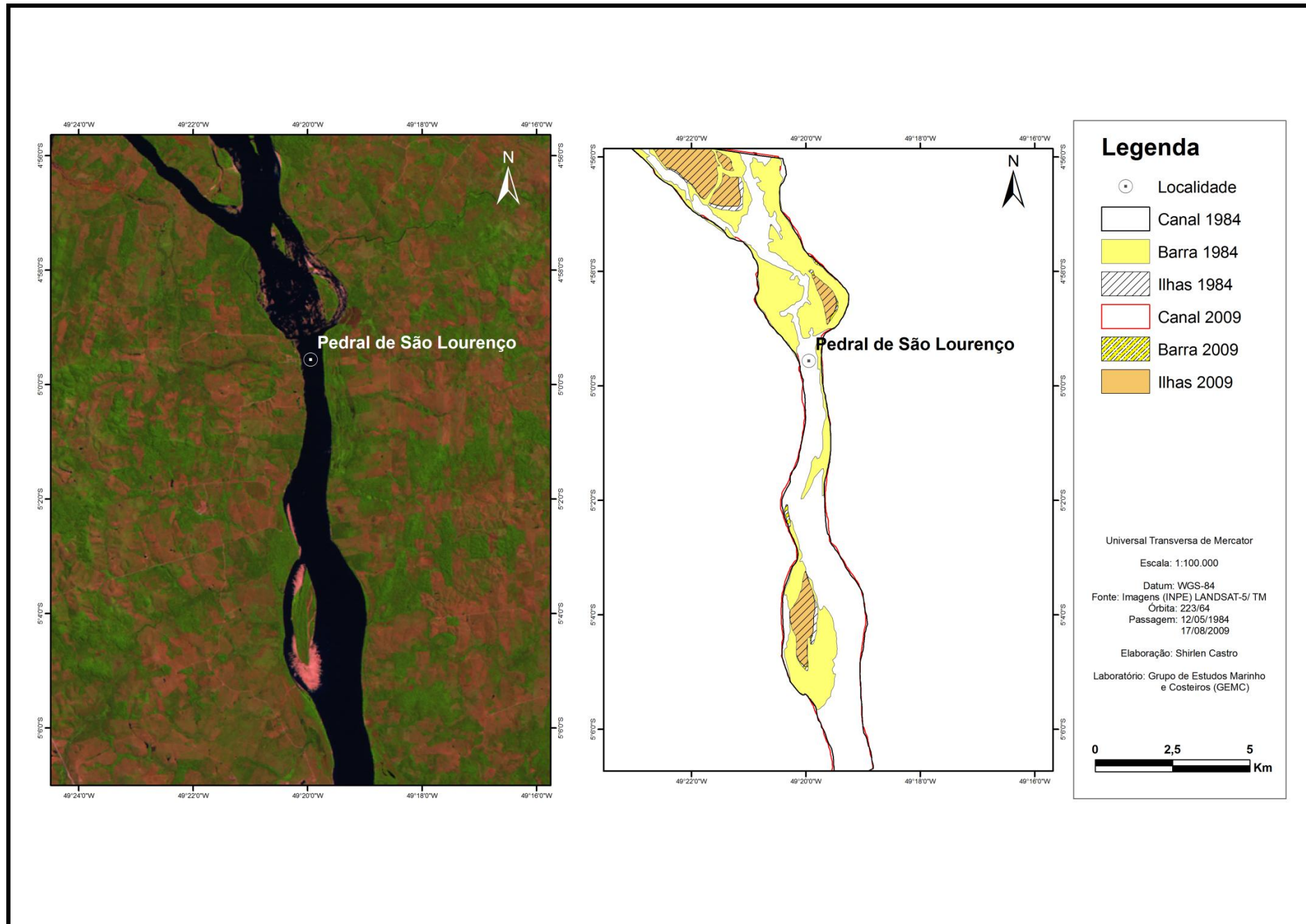
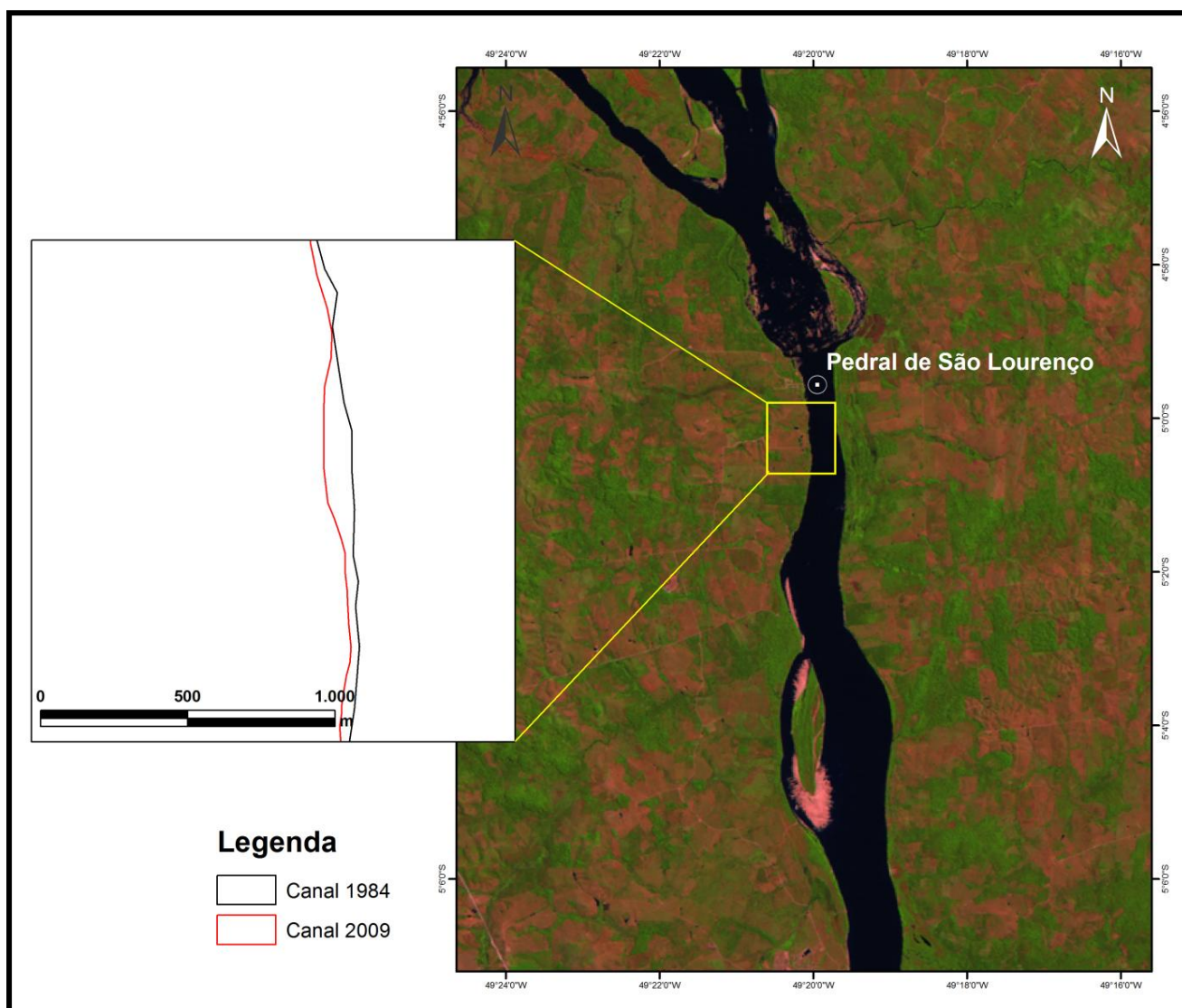


Figura 25: Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 1984 e 2009 no segmento 03 (Pedral de São Lourenço).

A largura mínima do segmento do Pedral de São Lourenço nos anos de 1984 a 2009 teve um pequeno aumento, de 0,6 Km para 0,7 Km. Durante o mesmo período a largura máxima manteve-se com 2,9 Km.

A figura 26 destaca o ponto inserido no segmento do Pedral de São Lourenço, com extensão de 1,7 km onde o recuo da margem foi mais significativo ficando em torno de 9,4 m.

Figura 26: Destaque para a margem erosiva do baixo Tocantins em um ponto do segmento 03 (Pedral de São Lourenço).



Fonte: autor.

6.2 Avaliação mudança multitemporal na geomorfologia do rio Tocantins no período de 30/06/2009 e 02/09/2009 do trecho Marabá - Pedral de São Lourenço

6.2.1 Segmento Marabá

A diferenciação entre ilhas e barras do canal na área de estudo foi feita utilizando a definição de Brice (1964). As barras são definidas como morfologias dinâmicas, sem vegetação e que submergem quando o canal atinge o nível de margens plenas. Ilhas são feições mais estáveis, cobertas por vegetação que permanecem emersas durante o estágio de margens plenas do canal.

O cenário fluvial da região é caracterizado por pequenas ilhas estáveis e depósitos bem distribuídos ao longo do segmento (figura 27). Durante o período menos chuvoso essas feições tornam-se mais visíveis.

O número de barras arenosas aumentou significativamente no mês de Junho para o mês de Setembro. A área de barras em um valor total de 3, no mês de junho passou de 1,33 Km² para 4,63 Km² em setembro totalizando 7. As ilhas também tiveram variação, já que em junho ocupavam área de 6,54 Km² no canal e em setembro a área ocupada esteve em torno de 5,33 Km², mesmo com o aumento de duas pequenas ilhas no segmento (Tabela 10).

Tabela 10: Área (km²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins no trecho 01 (Marabá), durante o período de 30/06/2009 a 02/09/2009.

ELEMENTOS DO CANAL FLUVIAL (MARABÁ)					
Ano 2009	Corpo d água	Barras		Ilhas	
	Área (Km²)	Área (Km²)	Quantidade	Área (Km²)	Quantidade
30/06	144.63	1,33	03	6,54	13
02/09	145.20	4,63	07	5,33	15

Fonte do autor.

Esse trecho tem índice de sinuosidade 1,13, a cota fluvial variou de 730,9 cm (junho) para 239, 5 cm (setembro). A área do corpo d'água passou de 144,63 Km² em junho para 145,20 km² no mês de setembro.

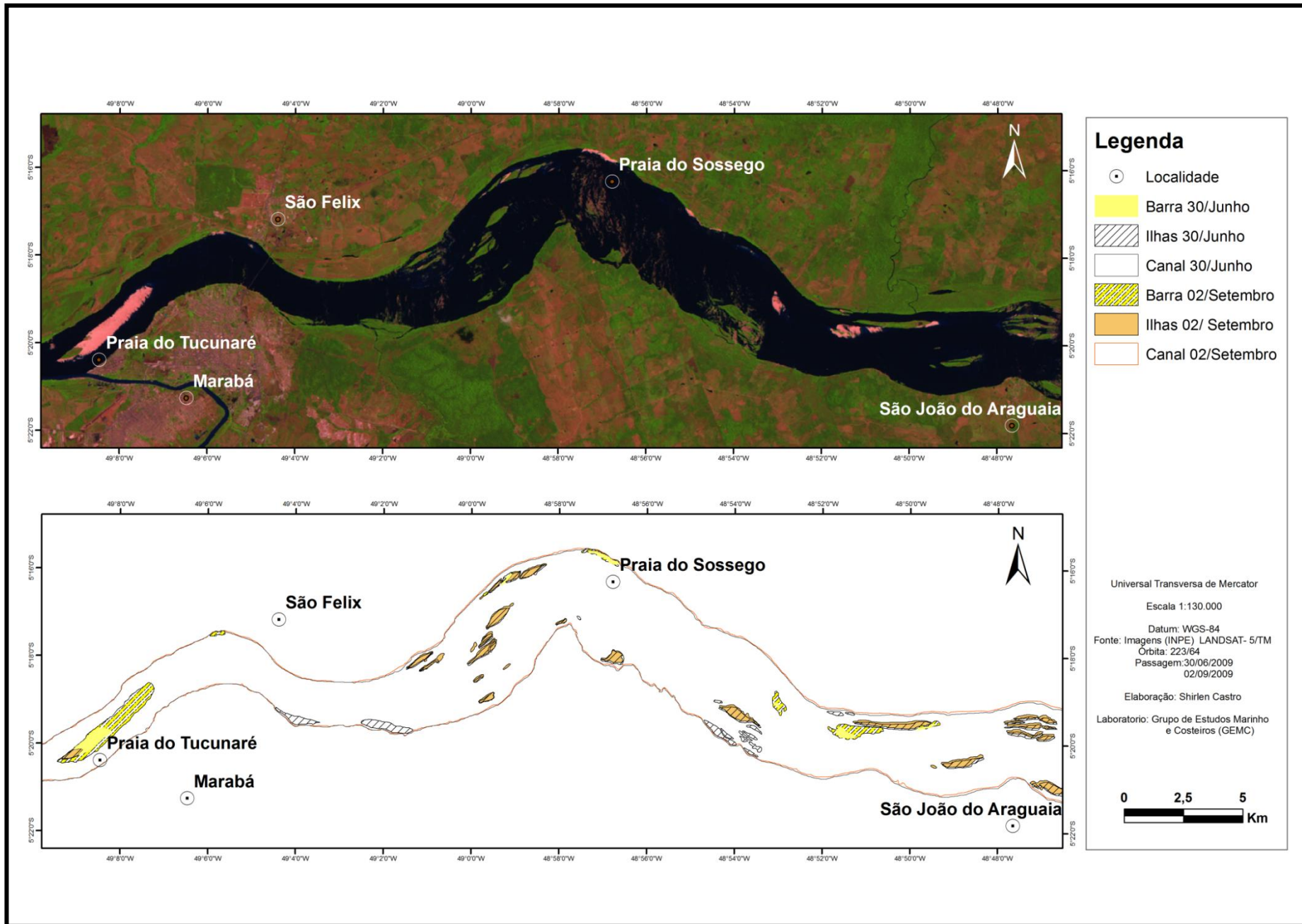


Figura 27: Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 30/06/2009 a 02/09/2009 no segmento 01 (Marabá).

6.2.2 Segmento Itupiranga

De acordo como o mapa, identifica-se que as barras centrais e as ilhas podem ser associadas a depósitos arenosos. Essas barras centrais são depósitos do leito do rio uma vez que corresponde ao período de vazante (figura 28).

Os valores da cota fluvial foram 1.007,2 cm (junho) e 317,4 cm (setembro), respectivamente. Com valor de 1,19 para o índice de sinuosidade.

Tabela 11: Área (km²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins no trecho 02 (Itupiranga), durante o período de 30/06/2009 a 02/09/2009.

ELEMENTOS DO CANAL FLUVIAL (ITUPIRANGA)					
Ano 2009	Corpo d água	Barras		Ilhas	
	Área (Km²)	Área (Km²)	Quantidade	Área (Km²)	Quantidade
30/06	66,83	2,43	05	8,50	04
02/09	66,85	13,1	08	8,70	03

Fonte do autor.

A diferença marcante nesse trecho pode ser notada na variação das barras arenosas, a área era 2,43 Km² em junho e tornou-se 13,1 Km² em setembro. A dimensão espacial da massa d'água neste trecho em média foi de 66 Km². Na época de seca, é comum a emergência de barras arenosas nas proximidades das margens do canal ou como resultado de deposição em extremidades de ilhas. Durante o mês de setembro possibilitou o aparecimento de 3 barras ao longo do trecho na vazante, ocupando uma área de 13,1 km².

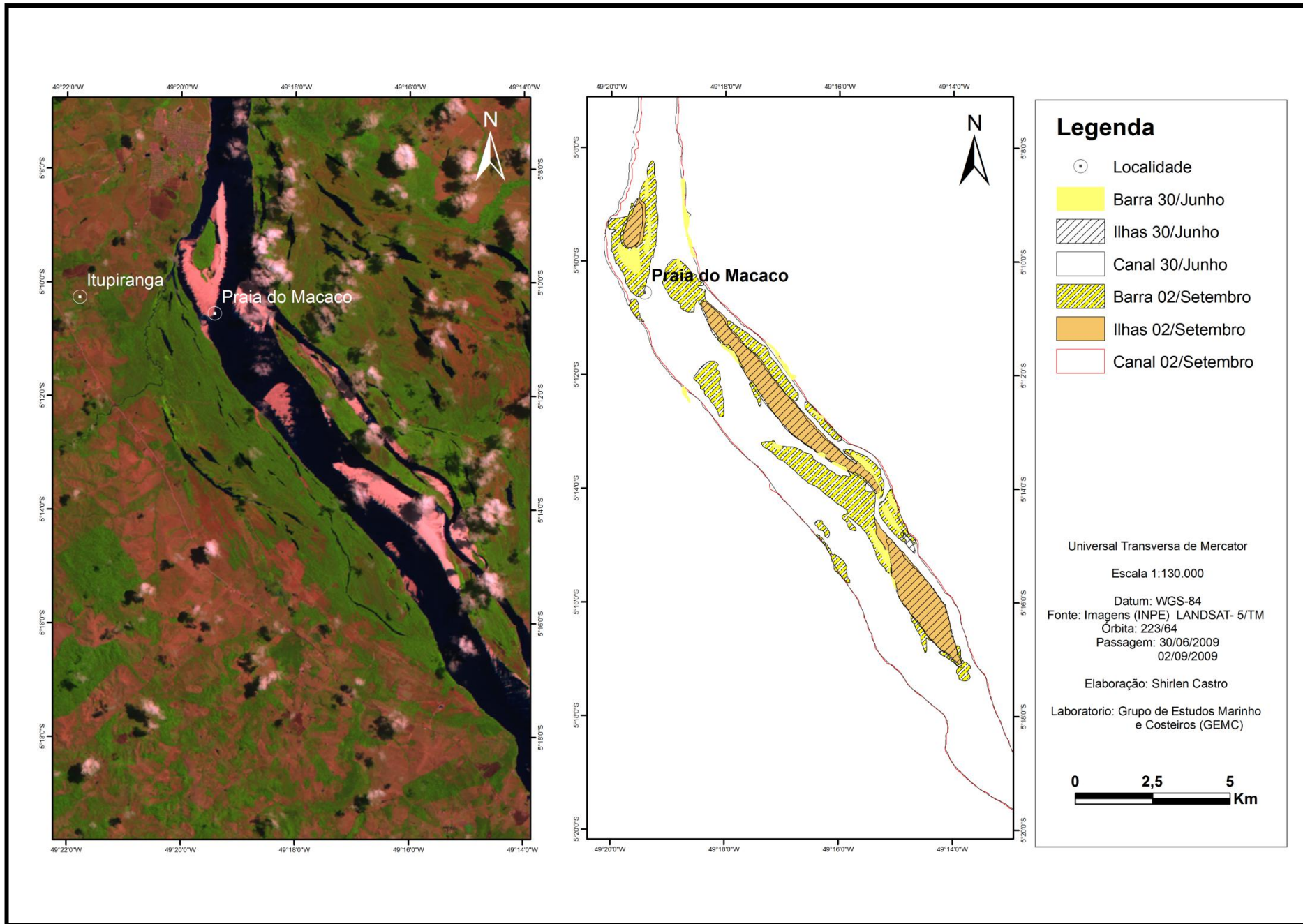


Figura 28: Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 30/06/2009 a 02/09/2009 no segmento 02 (Itupiranga).

6.2.3 Segmento Pedral de São Lourenço

Neste trecho, poucas variações puderam ser detectadas na migração das barras, geometria do canal fluvial, extensão da planície fluvial e na geração ou erosão total de ilhas e erosão/deposição nas margens do rio durante o período de estudo (Figura 29). Esse segmento tem padrão de drenagem classificado como retilíneo.

Em todo o trecho há uma grande quantidade de corredeiras e rochas expostas e grandes barras arenosas intercalados nas rochas. A diferença com relação aos segmentos Marabá e Itupiranga nota-se na variação de área correspondente as barras arenosas, pois sua área sofreu oscilações durante o período de junho a setembro em 2009 com variação de 0,08 km² para 3,82 km², respectivamente. Entretanto, a área do corpo d' água passou de 64, 58 Km² (junho) para 60,25 Km² (setembro).

Tabela 12: Área (km²) ocupada pelos elementos no rio Tocantins no trecho 03 (Pedral de São Lourenço), durante o período de 30/06/2009 a 02/09/2009.

ELEMENTOS DO CANAL FLUVIAL (PEDRAL DE SÃO LOURENÇO)					
Ano	Corpo d água	Barras		Ilhas	
	Área (Km²)	Área (Km²)	Quantidade	Área (Km²)	Quantidade
30/06	64,58	0,08	03	15,55	06
02/09	60,26	3,82	04	16,25	06

Fonte do autor.

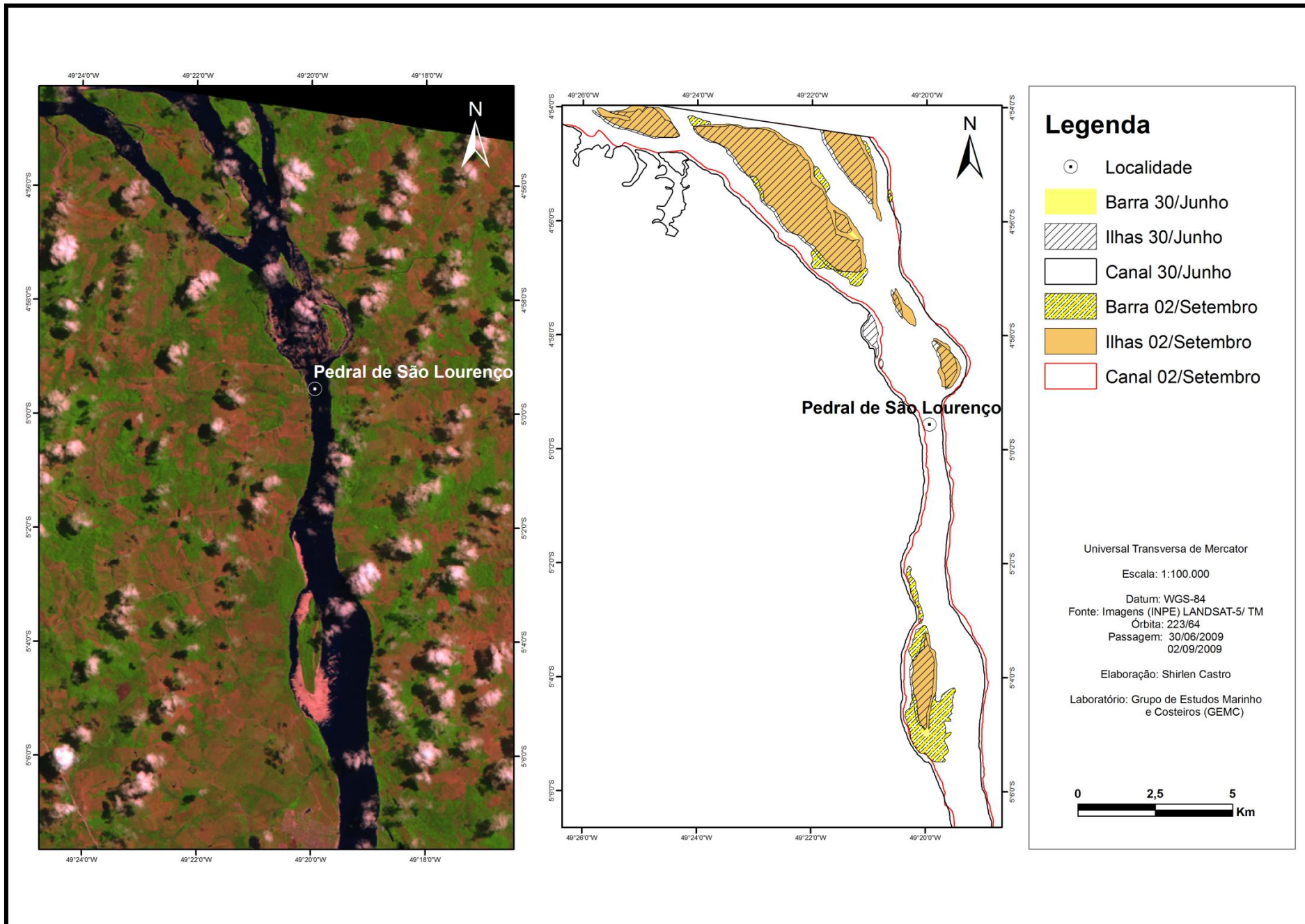


Figura 29: Comportamento multitemporal do rio Tocantins no período de 30/06/2009 a 02/09/2009 no segmento 03 (Pedral de São Lourenço).

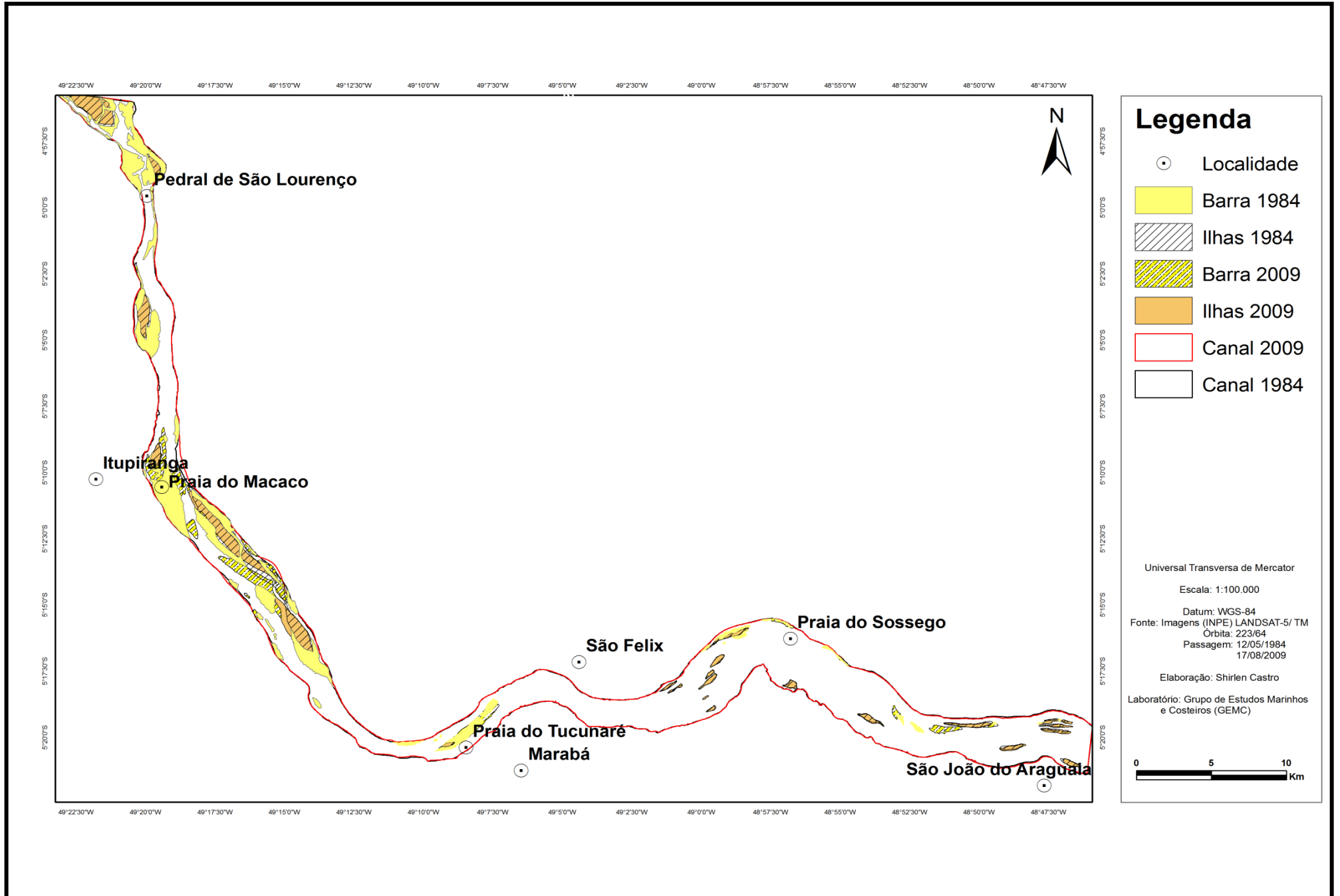


Figura 30: Variações ocorridas no rio Tocantins entre os períodos analisados (1984-2009).

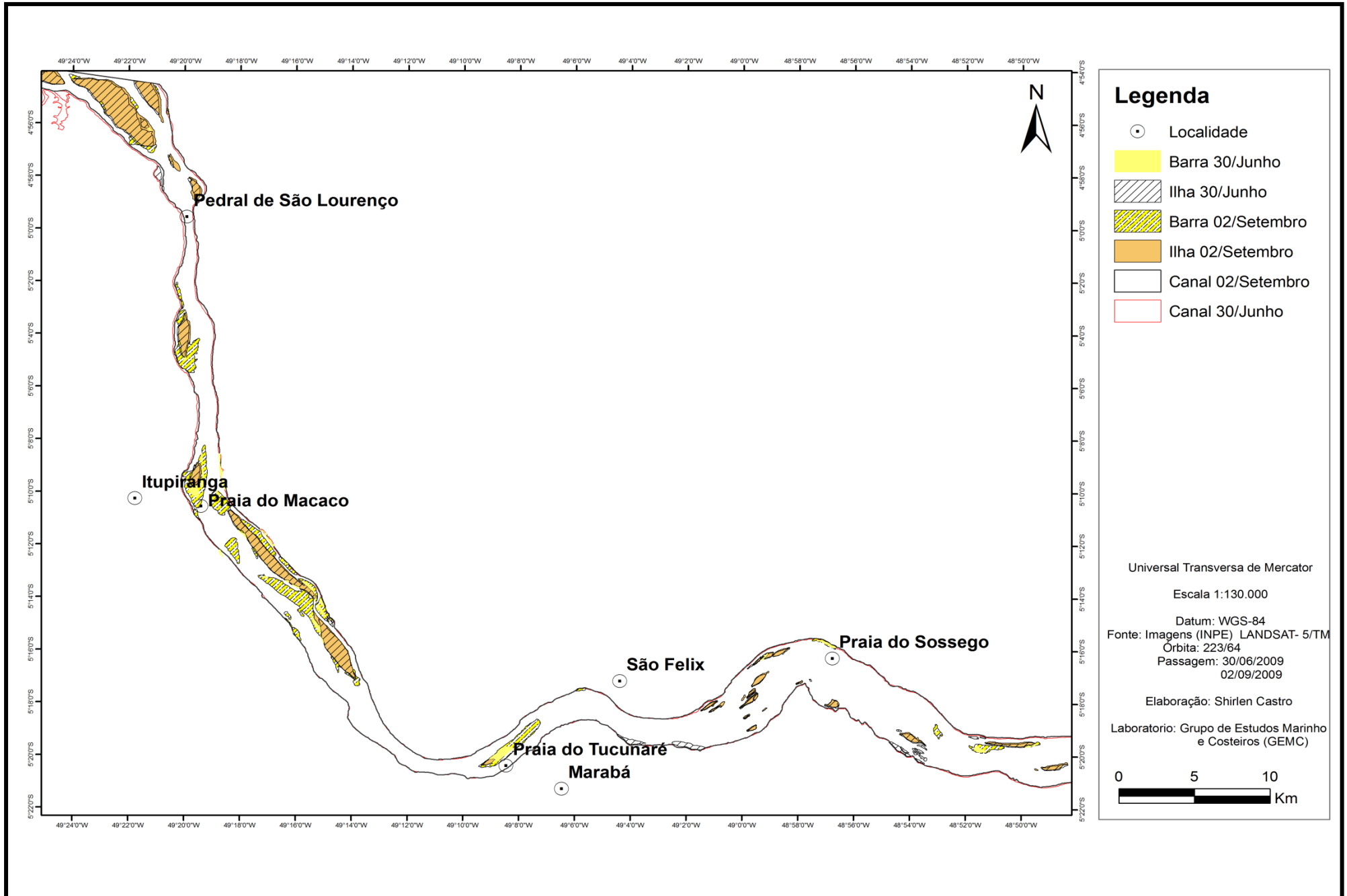


Figura 31: Variações ocorridas no rio Tocantins entre os períodos analisados (30/06 e 02/09 do ano de 2009).

7. DISCUSSÃO

7.1 Fluviais do baixo Tocantins

No caso do rio Tocantins, a heterogeneidade do leito, assim como a existência de irregularidades ou rugosidades, também interferem na forma dos canais e, em seu baixo curso, somada a perda de competência e a influência das marés, sob a influência de fluxos contrários ao sentido natural de vazante do rio, alteram a forma dos canais e o seu perfil de equilíbrio, resultando no conjunto de furos e canais, com diferentes sentidos de corrente (SILVA, 2002).

Canais anastomosados formam sucessivas ramificações interconectadas, separadas por ilhas assimétricas de barras arenosas. Estas barras dividem o canal em múltiplos canais durante os períodos de secas e podem ficar submersas em períodos de enchentes. Apresentando canais largos e contínuas migrações laterais. Tais canais caracterizam-se ainda, pelo grande volume de carga de fundo e gradiente relativamente alto. A razão largura/profundidade do canal a qual pode ser inferior a 10, e alta sinuosidade superior a 2,0. Parece ser o padrão de canal que melhor explica a evolução da fisiografia fluvial do rio Tocantins, no baixo curso.

Internamente, nas ilhas formadas no baixo Tocantins, sob outras condições energéticas, prevalece outra dinâmica e a formação de canais meandantes, que refletem a estabilidade do canal. As mudanças ocorridas em canais fluviais têm sua origem no desenvolvimento de dois tipos de processos principais: erosão e deposição.

7.2 Mudança geomorfológica do rio Tocantins no período de 1984 e 2009

A morfologia dos bancos de areia, referente ao ano de 1984, formava depósitos caracterizados como barras de canal, já em 2009 a tendência destes depósitos era a acumulação no centro do canal como bancos centrais.

Cabe destacar que considerando os valores médios das cotas do canal para a Estação Marabá (ANA, 2013), 2009 é um ano excepcional, já que apresentou a maior média do período, com 1.159 cm. Coincidentemente a menor média do período refere-se ao período de 1984 com 175 cm.

A área de deposição no canal que estava coberta pela água deixou de ser somada aos resultados finais. Certamente as áreas e, conseqüentemente, os valores dos índices podem ser muito superiores.

A análise comparativa dos três segmentos nos anos de 1984 e 2009 mostra que em Marabá (segmento 01), não houve mudanças significativas na morfologia do canal, que pudessem ser notadas por processos de migração lateral. Identificam-se apenas pequenas variações em alguns parâmetros quantitativos das ilhas e barras, o que é natural considerando ser esse um rio que transporta abundante carga de fundo.

Considerando os valores médios das cotas fluviais do canal para a Estação Itupiranga, o ano de 2009 tem a maior média do período, com 13.188 cm. A menor média registrada refere-se ao período de 1984 sendo de 194 cm (ANA, 2013).

O segmento 02 (Itupiranga) é um ponto de baixa energia, e conseqüentemente ocorre deposição de sedimentos, nesta região ocorre numerosos lagos isolados. Os solos desta planície de inundação são compostos de aluviões e a vegetação é típica de igapó. De acordo com os resultados da tabela 08, às barras arenosas, tiveram evidente mobilidade entre os anos 1984 e 2009.

O segmento Pedral de São Lourenço (segmento 03), é representado por corredeira e afloramentos, há ruptura do leito provocado justamente pela predominância de fundo rochoso. O canal apresenta um padrão de drenagem classificado como retilíneo com presença de poucas ilhas associadas a barras transversais e laterais.

Os índices de sinuosidade variaram pouco nos segmentos do canal. Em 1984, os segmentos 01 e 03 apresentaram o índice igual a 1, ou seja, sem influência de barras centrais nem ilhas. Já o segmento 02 teve seu índice de sinuosidade de 1,18 influenciado pelo desenvolvimento de barras centrais. No ano de 2009 o índice de sinuosidade do segmento 01 foi de 1,13. Nos trechos 02 e 03 os valores foram de 1,17 e 1, respectivamente.

As ilhas mantiveram certa estabilidade no canal entre 1984 e 2009, levando em consideração a grande quantidade de núcleos de ilhas residuais ainda existentes. Houve variação no número de barras, o que se justifica, num canal de carga de fundo arenosa e leito móvel. Um detalhe que chama a atenção é a diminuição de barras no ano de 2009 em relação ao período anterior, visto que as barras até 1984 abrangiam áreas maiores do canal fluvial nos três segmentos.

7.3 Mudança multitemporal do rio Tocantins no período de junho e setembro no ano de 2009

O segmento 01 tem padrão anastomosado e os demais, tendem ao padrão retilíneo. A acreção de barras e ilhas está associada diretamente às influências do regime hidrológico da região. Essa característica pré-dispõe o segmento a elevadas taxas de remoção e retrabalhamento de sedimentos. Formado de material não coesivo, o leito e suas formas tem, portanto, grande mobilidade. O número de ilhas variou de 13 (treze) em (30/06/2009) para 15 (quinze), em (02/09/2009). Nas épocas de cheia e a vazante, muitas vezes, estas ilhas podem migrar e/ou expandir-se.

No segmento 02 - Itupiranga, a mobilidade das barras, não significa instabilidade, embora a deposição seja mais evidente, ela pode possuir um caráter transitório e local. Depósitos deixados num período podem ser removidos em outro por meses ou durante a alternância dos meses de cheia e vazante. No dia 30 de junho haviam 5 barras esse número de barras elevou-se para 8 no dia 2 de setembro, totalizando uma área de 13,1 km².

No Pedral de São Lourenço (segmento 03), durante os meses de junho e setembro do ano 2009, a área do corpo d'água em junho foi de 64,58 Km² com diminuição para 60,26 Km² em setembro. Os valores de cota fluviométrica no dia 30/06/2009 passaram de 553,5 para 254,5 em 02/09/2009. Sendo, valores inferiores quando comparados por aqueles registrados no mês de junho.

8 CONCLUSÃO

As mudanças ocorridas em canais fluviais têm sua origem no desenvolvimento de dois tipos de processos: erosão e a deposição. A análise geomorfológica do baixo Tocantins no trecho, de Marabá ao Pedral de São Lourenço entre os anos de 1984 e 2009 foi um dos objetivos alcançado nesta pesquisa.

As modificações identificadas durante o período de estudo são acompanhadas pela dinâmica na variação numérica e de áreas (Km^2) das barras e ilhas. No caso das barras, as mudanças são no estilo de deposição (barras laterais, centrais) e nas ilhas, nas variáveis de transformação.

A definição de variáveis morfométricas e morfológicas permitiram mensurar os elementos fluviais, como ilhas e bancos de areia quanto aos números existentes. A quantificação apontou números totais de quantos destes elementos morfológicos surgiram, qual o saldo quantitativo dentro do período analisado e como se caracteriza a distribuição espacial dos mesmos.

Outros indicativos de alteração identificados morfométricamente foram, as medidas obtidas de sinuosidade e extensão do canal, que forneceram valores distintos em todos os segmentos para cada período histórico analisado.

As informações de área (km^2) serviram para dois tipos de interpretações. Uma referente aos elementos morfológicos do canal (corpo d'água superficial, ilhas e bancos de areia) e outra referente aos processos de erosão e deposição.

O aparecimento de depósitos de canal pode expressar a considerável diminuição da competência neste trecho do Tocantins, resultado da redução da velocidade do rio que, por sua vez, mantém dependência de dois fatores: as propriedades físico-químicas da água e dinâmica do nível do rio (NOVO 2008).

A acumulação de sedimentos arenosos provenientes das margens erodidas e, principalmente, da remobilização do material do leito também se dá em trechos de margens convexas.

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, A. P. **Dinâmica fluvial e regime hidrológico na bacia hidrográfica do rio Paranapanema**. 2011. 195 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia, São Paulo, 2011.
- AMARAL, I. Aspectos da evolução da geomorfologia. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v.9, p. 3-18. 1969.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Região hidrográfica do Tocantins - Araguaia**. Disponível em <<http://www2.ana.gov.br/Paginas/portais/bacias/TocantinsAraguaia.aspx>>. Acesso em: 18 de setembro de 2012.
- _____. **Sistema nacional de informações sobre recursos hídricos**. (Relatório). Disponível em: <<http://www2.snirh.gov.br/home/>>. Acesso em 12 de junho de 2013.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA (ANEEL). **Informações hidrológicas brasileiras**. Brasília, DF: [s.n.], 1999. Não paginado.
- BAYER, M.; CARVALHO, T. M. Processos morfológicos e sedimentos no canal do rio Araguaia. **Revista de estudos ambientais**, v.10, p.24-31. 2008.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. (Ed.). **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: UFSC, 2007.
- BARBOSA, W. A.; FONSECA, O. J. M.; MELO, S. N. **Normas para elaboração de monografias, dissertações e teses**. Manaus: UEA, 2005.
- BLOOM, A. L. **Superfície da terra**. Tradução: Petri S.; Ellert R. São Paulo, SP: Edgard Blücher Ltda., 2000.
- BRICE, J.C. Channel patterns and terraces of the Loup rivers in Nebraska. **US Geol. Surv. Prof.** p. 5-22. 1964.
- BARROS, C. E. M. Estruturas sinmagmáticas e idade de zircão de granitos (evaporação de Pb) paleoproterozóicos da parte leste do domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37. p. 293-304. 2007.
- BEZERRA, P. E. L. **Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro**. 2003. 335 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2003.
- CUMMINS, K. W. Catchment characteristics and river ecosystems. In: BOOM, P. J.; CALOW, P; PETTS, G.E. (Eds.). **River conservation and management**. Chichester: John Wiley & Sons, p. 125-135. 1992.
- CHRISTOFOLETTI, A. O desenvolvimento da geomorfologia. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v.12, p. 13-30.1972.

CHRISTOFOLETTI, A. (Ed.). **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgar Blucher, 1981.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. **Physical geography: a systems approach**. London: Prentice-Hall International, 1971.

COELHO, A. L. N. **Alterações hidrogeomorfológicas no Médio- Baixo Rio Doce/ES**. 2007. 227 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Departamento de Geografia, Niterói, 2007.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). Hidrologia da Bacia do Rio Amazonas. **A Água em revista. Ciência e Tecnologia**, v.5, n.3, p.04-15. 1995. Disponível em http://horizon.documentation.ird.fr/exldoc/pleins_textes/pleins_textes_6/b_fdi_35-36/41720.pdf >. Acesso em 12 de dezembro de 2013.

CHAVES. M. L. S. C.; BENITEZ L. Série Programa de Geologia do Brasil – PGB. In: COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Geologia das folhas Jequitaiá- SE.23-X-C-II**, escala 1:100.000. Minas Gerais: PGB, 2007. 1 CD-ROM.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs.) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. p. 211-252.

DIAS, W. A. **Dinâmica erosiva em margens plenas de canal fluvial**. 2012. 100 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Estadual Ponta Grossa, Setor de Ciências Exatas e Naturais, Paraná, 2012.

ELETRONORTE/CET. **Usina hidrelétrica Tucuruí**. Relatório condensado dos estudos hidrológicos. Brasília, DF, Brasil, 1984. (Relatório n. 10-15495).

EMPRESA DE PESQUISA ENERGÉTICA – EPE. **Avaliação ambiental integrada dos aproveitamentos hidrelétricos na Bacia do Rio Tocantins**. 2007.

FLORENZANO, T. G (Ed.). **Imagens de satélites para estudos ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2002. 97 p.

_____. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Editora Oficina de Textos, 2008.

FERNADEZ, O. V. Q. **Mudanças no Canal Fluvial do Rio Paraná e processos de erosão nas margens: região de Porto Rico, PR**. 1990. 85 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Naturais, Rio Claro, 1990.

FRANZINELLI, E.; IGREJA, H. L. S. Utilização do sensoriamento remoto na investigação na área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 6., 1990, Manaus. **Anais...** Manaus: UFAM, 1990. v. 3. p. 641-648.

_____. Modern Sedimentation in the Lower Negro River, Amazonas state, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, p. 259-271. 2002.

FRANÇA, A. M. S. **Aplicação de sensoriamento remoto no estudo da influência da dinâmica sazonal do Rio Amazonas sobre a morfologia dos sistemas lacustres**. 2005. 134 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

GUIDICINI, G.; NIEBLE C. M. (Ed.). **Estabilidade dos taludes naturais e de escavação**. São Paulo: Edgard Blüchler, 1983. 194 p.

GUERRA, A. T. **Dicionário geológico-geomorfológico**. 4ª ed. Rio de Janeiro: Secretaria de Planejamento da Presidência da República, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1975. 439p

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Ed.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. 458p.

HYNES, H. B. N. **The stream and its valley**. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie*, v. 19, p. 1-15. 1975.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. - Rio de Janeiro : IBGE, 2009.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **Manuais tutorial de geoprocessamento**. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/spring/portugues/tutorial/introducao_sen.html>. Acesso em: 20 de fevereiro de 2013.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). Programas Espaciais – Sistemas Sensores Óticos: Landsat. **Cadernos didáticos, projeto Educa SeRe I**, nº1. São José dos Campos, 1997.

IRIONDO, M. Geomorfologia da planície Amazônica. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL, 4. 1982, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, p. 323-348.

KELLERHALD, R.; CHURCH, M.; BRAY, D. Classification and analysis of river processes. American society of Civil Engineers Proceeding. **Journal of the Hydraulics Division**, p. 813-829, 1976.

KNIGHTON, D.; NANSON, G. Anastomosis and the continuum of channel pattern. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 18, p. 613-625. 1993.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes: a new perspective**. London, Sydney Auckland: Arnold, 1998. p. 261-335.

LEINZ, V. ; AMARAL, S. S. (Ed.). **Geologia geral**. São Paulo: Editora Nacional, 1998.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. **Revista brasileira de geomorfologia**, v. 6, n.01, p. 01-18. 2005.

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

MMA (a) 2006. **Caderno Regional da Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia. Ministério do Meio Ambiente. Secretaria de Recursos Hídricos.** Programa de Estruturação Institucional para a Consolidação da Política Nacional de Recursos Hídricos BRA/OEA/01/002. Relatório Final. Brasília, 132 p.

MENDES, J. C. **Elementos de estratigrafia.** São Paulo: T. A. Queiroz & Editora da Universidade de São Paulo, 1984. 566p.

MERTES, L. A. K. DUNNE, T., MARTINELLI, L. A. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. **Geological Society of American Bulletin**, v. 108, p. 1089-1107, 1996.

MARTINS, J. A. **Escoamento Superficial.** In: PINTO, N; Holtz, A.C. T; MARTINS, J. A. GOMIDE, F. L. S. Hidrologia Básica. Ed. Edgard Blucher.1976, 278 p

MANYARI, W. V. **Impactos ambientais a jusante de hidrelétricas o caso da usina de Tucuruí, PA.** 2007. 222 f. Tese de Doutorado – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

MÉRONA, B.; JURAS, A. A.; SANTOS, G. M.; CINTRA, I. H. A. **Os peixes e a pesca no baixo Rio Tocantins: vinte anos depois da UHE Tucuruí.** Centrais Elétricas do Norte e do Brasil S.A – Eletrobrás Eletronorte 2010 – 208p.

MARTINS, S. E. M. **Geomorfologia e Sedimentologia dos depósitos sedimentares recentes da porção superior do estuário do rio Pará (Baía de Marajó, Amazônia).** 2010. 119 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2010.

MORISAWA, M. (1985). **Rivers, form and process.** Nova Iorque: Longman Group Limited.

_____. **Rivers, form and process. Longman Group Limited.** New York, 1985. NASA Mosaico de imagens Landsat Geocover. Disponível em <<http://www.landcover.org/index.shtml>>. 1990. Acesso em 10 de setembro de 2012.

MIALL, A.D. (1977). **A review of braided-river depositional environment.** Earth Science Reviews 13, 1-62.

_____. **Architectural elements analysis: a new method of facies applied to fluvial deposits.** Earth Science Reviews, 1985. p. 261-308.

MERTES, L.A.K. **Remote sensing of riverine landscapes.** Freshwater Biology, v. 47, p. 799-816, 2002.

MORAIS, R. P. **Mudanças históricas na morfologia do canal do Rio Araguaia no trecho entre a cidade de Barra do Garças (MT) e a foz do Rio Cristalino na Ilha do Bananal no período entre as décadas de 60 e 90.** 2002. 189 f. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Goiás, Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Goiânia, 2002.

MONTGOMERY, D. R. (1999). Process domains and the river continuum. **Jawra Journal of the American Water Resources Association** – vol. 35. Disponível em <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/jawr.1999.35.issue-2/issuetoc>> .Acesso em 15 de janeiro de 2013).

MALDONADO, I. G. E. **Sistema de ríos trezados.** 2005. Disponível em <<http://www.geologia.uson.mx/academicos/grijalva/ambientesfluviales/sistemaderiostrenzados.htm>>. Acesso em 10 de janeiro de 2013.

NORDMAN, M. E.; WOOD, L.; MICHALEK, J. L.; CHRISTY, J. J. (1990). **Water depth extraction from Landsat-5 imagery.** Proceedings of the Twenty-third International Symposium on Remote Sensing of Environment, 1990, p.1129-1139.

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento Remoto Princípios e Aplicações.** 2. ed. São Paulo: Ed. Edgard Blücher. 1992. p. 266-296.

NOVO, E. M. L. M. **Ambientes Fluviais.** In: Florenzano, T. G. (Org.) Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais. São Paulo: Editora Oficina de Textos, 2008. 318p.

NANSON G. C.; CROKE J. C. **A genetic classification of floodplains.** Geomorphology. v. 4: 459-486. 1992.

OLIVEIRA, L. R. R. **Geomorfologia fluvial e navegabilidade do baixo curso do rio Tocantins.** 2010. 107 f. Dissertação de Mestrado - Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 2010.

OLIVEIRA, V. R. M. G. **O Ambiente Fluvial. Perspectiva Geomorfológica e Sedimentológica. Exemplos na bacia do rio Neiva.** 2007. 191 f. Dissertação de Mestrado - Universidade do Minho, Ciências do Ambiente, Portugal, 2007.

OLIVEIRA, E. D. **Impactos da urbanização na geometria hidráulica de canais fluviais da bacia hidrográfica do Rio Cascavel, Guarapuava/PR.** 2011. 158 f. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual do Centro Oeste, Setor de Ciências Agrárias e Ambientais, Paraná, 2011.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. (Ed.). **Para entender a Terra.** Porto Alegre: Bookman, 2006.

PETS, G. E.; AMOROS, C. The fluvial system. In: PETS, G. E.; AMOROS, C. (Eds.). **Fluvial hydrossistems.** London: Chaman & Hall, 1996, p. 1-36.

POWELL, J. W. **Exploration of the Colorado Riner of the west and its tributaries.** Washington: Smithsonian Institution, 1876.

PETTS, G. E. Rivers: dynamic components of catchment ecosystems. In: CALOW, P.; PETTS, G. E. (Ed.). **The rivers handbook**. Oxford: Oxford Scientific Publications, 1994, p. 3-22.

_____. **A perspective on the abiotic processes sustaining the ecological integrity of running waters**. *Hidrobiologia*. v. 4, p. 15-27. 2000. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/content/x1670226j385g1p1/>> Acesso em: 04 de novembro de 2012.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. 3ª ed. Rio de Janeiro: Secretaria de Planejamento da Presidência da República. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, 1983.

PEREIRA, D. M. Mapeamento de áreas de erosão e acreção no rio Tocantins: trecho compreendido entre sua foz e a localidade de Cametá/PA. **Revista Geonorte**, Edição Especial, v.2, n.4, p.1573-1582, 2012.

RIBEIRO, M. C. I.; PETRERE Jr., M.; JURAS, A. A. Ecological integrity and fisheries ecology of the Araguaia-Tocantins river Basin, Brazil. **Regulated Rivers: Research & Management**, v. 11, p. 325-350, 1995.

ROZO, J. M. G. **Evolução Holocênica do rio Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira**. 2004. 93 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 2004.

ROZO, J. M. G.; CARVALHO A. S.; NOGUEIRA A. C. R.; Análise morfológica de depósitos Holocênicos do rio Amazonas, setor ilha do Careiro-Ilha Grande do Soriano. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8. 2003, Manaus. **Anais...** Manaus: UFAM, 2003. 1 CD-ROW.

_____. Análise multitemporal do sistema fluvial do Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2005, Goiânia. **Anais...** Goiânia, INPE, 2005. p. 1875-1888.

ROSGEN, D.L. **Applied river morphology**. Michigan: Wildland Hydrology. 1996. p. 350.

ROVERE E. L. L. et al. (2000). **Comissão mundial de barragens, estudo de Caso Brasileiro, UHE Tucuruí**, Relatório. Rio de Janeiro.

RICHARD, G. A. **Quantification and prediction of lateral channel adjustments downstream from cochiti Dam, Rio Grande, NM**. Ph.D Dissertation (Department of Civil engineering Colorado State University, Fort Collins, Colorado. 2001, p. 276.

RICCOMINI, C.; GIANNINI, P. C. F.; MANCINI, F. **Rios e Processos Aluviais**. In: Teixeira, W. Toledo, M. C. M.; Fairchild, T. R.; Taioli, F. (Orgs). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Texto. 2000. p. 191 – 214.

REIS, F. A. G. V. **Curso de geologia ambiental via internet. Modulo 3 Interação homem ambiente**. 2001. Disponível em:

<<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/ead/interacao/inter11.html> >. Acesso em 10 de março de 2013.

SILVA, A.; SOUZA FILHO, P. W. M e; BAPTISTA, S. Padrões de canal do rio Paraguai na região de Cáceres (MT). **Revista Brasileira de Geociências**. v. 38, p. 167-177, 2011.

SUGUIO K. ; BIGARELLA, J. J. (Ed.). **Ambiente fluvial**. Curitiba: UFPR, 1979. 183 p.

SANTOS, M. L. Unidades geomorfológicas e depósitos sedimentares associados no sítio fluvial do rio Paraná no seu curso superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, p. 85-96. 2005.

SOUZA FILHO, P. W. M.; QUADROS M. L. E. S.; SCANDOLARA J. E.; SILVA E. P.; REIS M. R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Marmoré Alto Madeira, Rondônia, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29 n. 4, p. 469-476. 1999.

SILVA, A.; SOUZA, C. A.; ZANI, H.; FREITAS, D. R. Avaliação da erosão da margem esquerda do rio Paraguai a jusante da praia do Julião município de Cáceres – MT. **Revista Geografia Acadêmica**. v. 1, p. 5-19. 2007.

SILVA, J. P. **Avaliação da diversidade de padrões de canais fluviais e geodiversidade na Amazônia – aplicação e discussão na bacia hidrográfica do rio Xingu**. 2012. 228 f. Tese de Doutorado – Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, São Paulo, 2012.

STERNBERG, H. O. R. Vales tectônicos na Planície Amazônica. **Revista Brasileira de Geografia**, n.4, p.08-25. 1950.

SCHWARZBOLD, A. O que é um rio? **Revista Ciência & Ambiente**. Porto Alegre, n. 21, p. 57-68. 2000

SILVA, L. G. T. **Análise fisiográfica das várzeas do Baixo Tocantins: uma contribuição ao manejo e desenvolvimento dos sistemas de uso da terra**. Belém: Embrapa Amazônia Oriental, 2002.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E. ; LAUTERT, L. F. **Hidrometria aplicada**. Curitiba: Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, 2001. p.372.

TUNDISI, J. G.; TUNDISI, T. M. Rios. In: TUNDISI, J. G.; TUNDISI, T. M. **Limnologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. p. 355-380.

THORNE, C. R. Geomorphic analysis of large alluvial rivers. IN: GUPTA, A. (Guest Editor). **Geomorphology**. v. 44. Special Issue. Elsevier Science, 2002. p. 203-219.

TRICART, J. Os tipos de leitos fluviais. **Notícias Geomorfológicas**, São Paulo, 6, n. 11, p. 41-49. 1966.

TEIXEIRA, L. G.; SILVA, B. N. R.; RODRIGUES, T. E. (Ed.). **Análise fisiográfica das várzeas do Baixo Tocantins**: uma contribuição ao manejo e desenvolvimento dos sistemas de uso da terra. Belém: Embrapa Amazônia Oriental, 2002. p. 34. Disponível em:<<http://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/bitstream/doc/664182/1/OrientalDoc149.PDF>>. Acesso em 8 de maio de 2012.

THORNDYCRAFT, V. R.; BENITO, G.; GREGORY, K. J. Fluvial geomorphology: a perspective on current status and methods. **Geomorphology**, v. 98, p. 2-12, 2008.

THORNE, C. R. **Process of bank erosion river channels**. Unpublished (Ph.D. thesis) - School Environmental Sciences. UEA, Norwich, UK, p. 447. 1978.

WILLIAMS, G. P.; WOLMAN, M. G.; **Downstream effects of dams on alluvial rivers**. Washington: Geological Survey Professional Paper, 1286. 1985. 83 p.