



**PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS
E MEIO AMBIENTE**

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

CRISTIANO CIGAGNA

ESTUDO DA TAXA DE SEDIMENTAÇÃO (^{210}Pb) E DA SUSCETIBILIDADE
NATURAL À EROSÃO NA BACIA DO RIO ITANHAÉM (SP)

Tese de Doutorado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista
“Júlio de Mesquita Filho”.

Orientador: Prof. Dr. Daniel Marcos Bonotto

Coorientador: Prof. Dr. Antonio Fernando Monteiro Camargo

RIO CLARO-SP
2018

551.303 Cigagna, Cristiano
C571e Estudo da taxa de sedimentação (210-pb) e da
susceptibilidade natural à erosão na bacia do Rio Itanhaém (SP)
/ Cristiano Cigagna. - Rio Claro, 2018
159 f. : il., figs., tabs., quadros

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Daniel Marcos Bonotto
Coorientador: Antonio Fernando Monteiro Camargo

1. Sedimentação e depósitos. 2. Geocronologia
chumbo-210. 3. Radioisótopos. 4. Geoquímica. 5.
Hidroquímica. 6. Morfoestruturas. I. Título.

CRISTIANO CIGAGNA

ESTUDO DA TAXA DE SEDIMENTAÇÃO (^{210}Pb) E DA SUSCETIBILIDADE
NATURAL À EROSÃO NA BACIA DO RIO ITANHAÉM (SP)

Tese de Doutorado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista
“Júlio de Mesquita Filho”.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Daniel Marcos Bonotto (IGCE – UNESP Rio Claro)

Prof. Dr. Jairo Roberto Jiménez-Rueda (IGCE – UNESP Rio Claro)

Prof. Dr. Carlos Renato Corso (IB – UNESP Rio Claro)

Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda (CENA – USP Piracicaba)

Prof. Dr. Antonio Carlos Artur (IGCE – UNESP Rio Claro)

Resultado: Aprovado

RIO CLARO-SP
02/04/2018

*Aos meus pais,
Izidoro J. Cigagna
&
Evair C. Cigagna*

AGRADECIMENTOS

Ao meu amigo e orientador Prof. Dr. Daniel Marcos Bonotto por acreditar no meu potencial, pelos valiosos conhecimentos transmitidos, e por todas as oportunidades proporcionadas ao longo dos anos de mestrado e doutorado, pelas quais serei eternamente grato.

Aos professores Dr. Antonio Fernando Monteiro Camargo e Dr. Jairo Roberto Jiménez-Rueda pelo companheirismo, amizade e pelas importantes contribuições durante a pesquisa.

Aos professores Dr. Paul Hesse (Macquarie University, Sydney); Dr. Jeffrey Kelleway (Macquarie University, Sydney); Dr. Yoshi Kobayashi (OEH - Science Division, Sydney) e Dr. Keith Fifield (ANU, Canberra), por me acolherem durante o estágio nas respectivas instituições e nos trabalhos de campo na Austrália.

Aos colegas de departamento que colaboraram de alguma forma durante os trabalhos, em especial, o técnico de laboratório Fabio Thomazini.

Às agências de fomento à pesquisa CAPES e CNPq pelo suporte em mais uma etapa de minha carreira acadêmica.

À minha família que sempre me apoiou incondicionalmente.

À minha noiva Juliana por iluminar o meu caminho.

"TUTTA LA STORIA DELL'UOMO TORNA AD APRIRSI DINNANZI
A NOI, NON APPENA PARTE IL SOLENNE «LARGO»
DELL'ATTACCO: «QUEL RAMO DEL LAGO DI COMO...»"
I PROMESSI SPOSI - ALESSANDRO MANZONI

RESUMO

Pesquisou-se a variação histórica da taxa de sedimentação em cinco testemunhos dos principais rios da bacia do Rio Itanhaém, a segunda maior bacia litorânea do Estado de São Paulo, empregando-se o radioisótopo chumbo-210 (^{210}Pb) como geocronômetro. As principais características das águas fluviais e dos sedimentos foram determinadas com o intuito de subsidiar a interpretação geocronológica. O estudo também compreende o uso de produtos de sensoriamento remoto na caracterização da suscetibilidade natural à erosão da bacia, por meio da análise morfoestrutural. Os resultados demonstram que a sistemática da análise morfoestrutural é eficaz no mapeamento de áreas naturalmente sensíveis à erosão, podendo ser aplicada em diferentes escalas de trabalho. Os setores mais suscetíveis encontram-se a montante da bacia e abrangem, principalmente, áreas de drenagem do Rio Mambú e Rio Branco, sendo que ao longo do curso deste último, verificam-se as regiões com maior potencial erosivo. Neste contexto, foram determinadas taxas de sedimentação no intervalo de 0,31 a 3,97 g/cm².ano e 0,30 a 3,40 cm/ano nos principais rios da bacia, com destaque para o testemunho extraído do Rio Branco, que exibiu a taxa de sedimentação mais expressiva. Os perfis correspondentes ao Rio Preto e Aguapeú apresentaram descontinuidades nas taxas de sedimentação. As descontinuidades foram datadas e, estariam, provavelmente, relacionadas ao processo de uso e ocupação do solo, que se intensificou no município de Itanhaém por volta da metade do século XX.

Palavras-chave: Radioisótopos; Geocronologia; Geoquímica; Hidroquímica; Morfoestruturas.

ABSTRACT

The historical variation of sedimentation rate was investigated in five cores of the main rivers in the Itanhaém river basin, the second largest coastal basin in the State of São Paulo-Brazil, using the radioisotope lead-210 (^{210}Pb) as a geochronometer. The principal characteristics of river waters and sediments were determined with the purpose of supporting the geochronological interpretation results. The study also includes the use of satellite remote sensing information's in order to characterize the basin natural susceptibility to erosion processes, through morphostructural analysis techniques. The results showed that the morphostructural analysis is effective to mapping areas naturally sensitive to erosion, and can be applied at different work scales. The sectors with the highest erosion susceptibility are located in the basin upstream and mainly cover drainage areas of the Mambú and Branco rivers, where the regions with the highest erodibility potential can be found. In this context, sedimentation rates were determined in the range of 0.31 to 3.97 g/cm² and 0.30 to 3.40 cm/year in the basin main rivers, highlighting the core extracted from Branco river, which exhibited the highest sedimentation rate. The cores corresponding to the Preto and Aguapeú rivers presented discontinuities in sedimentation rates. The discontinuities layers were dated and would probably be related to the land use and occupation process, which has intensified in the city of Itanhaém around the middle of the 20th century.

Keywords: Radioisotopes; Geochronology; Geochemistry; Hydrochemistry; Morphostructures.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Série natural de decaimento radioativo do urânio ^{238}U	18
Figura 2 - Ciclo hidrogeoquímico do ^{210}Pb no meio ambiente.	19
Figura 3 - Curva experimental de equilíbrio radioativo secular entre o ^{222}Rn e ^{226}Ra . ..	22
Figura 4 - Atividades relativas em função de unidades de meia-vida.....	25
Figura 5 - Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb e o ^{210}Po	26
Figura 6 - Atividade do ^{210}Pb e seus “filhos” (^{210}Bi e ^{210}Po) em função do tempo.....	28
Figura 7 - Formas anômalas de drenagem indicativas de morfoestruturas e seu grau de estruturação.....	35
Figura 8 - Exemplo de estruturas monoclinais sub-horizontais (anomalias radiais, anelares e grau de assimetria) indicando a presença de uma morfoestrutura.....	37
Figura 9 - Intensidade de estruturação dos elementos de drenagem.	38
Figura 10 - Exemplo de traços de junta extraídos de imagem de satélite.	39
Figura 11 - Modelo de interpretação estrutural de uma zona homóloga de drenagem unidirecional fortemente estruturada (<i>trend</i> estrutural).....	41
Figura 12 - Exemplo de um feixe de <i>trend</i> estrutural extraído de carta topográfica.....	42
Figura 13 - Mapa de localização da bacia do Rio Itanhaém, litoral sul de São Paulo-SP, Brasil.....	43
Figura 14 - Principais rios da bacia do Rio Itanhaém.	46
Figura 15 - Mapa geológico da bacia do Rio Itanhaém.	48
Figura 16 - Compartimentação tectônica da porção sul-oriental do Estado de São Paulo, Brasil.....	54
Figura 17 - Esquema representativo do adensamento da rede de drenagem. Em A , a drenagem original, em B , a complementação realizada.	58
Figura 18 - Exemplo de análise espacial das direções de máximos 1 e 2 de traços de junta em imagem de satélite	59
Figura 19 - Localização dos pontos de amostragem dos testemunhos de sedimentos no Rio Mambú (T-MAM), Rio Branco (T-BRA), Rio Aguapeú (T-AGU), Rio Preto (T- PRE) e Rio Itanhaém (T-ITA).	62
Figura 20 - Foto do testemunho de sedimentos do Rio Branco (T-BRA) após abertura do tubo de PVC.	63
Figura 21 - Espectro alfa típico obtido por meio de padrão contendo isótopos de urânio e descendentes do ^{232}U	65

Figura 22 - Curvas de calibração para os canais 1 a 4 do espectrômetro alfa.....	66
Figura 23 - Espectro de raios gama para amostras contendo urânio (U), tório (Th) e potássio (K).	70
Figura 24 - Curva de calibração do espectrômetro gama.	72
Figura 25 - Diagrama do sistema espectrométrico gama.	73
Figura 26 - Exemplo de disco obtido após prensagem da amostra com cera e ácido bórico.	75
Figura 27 - Mapa da rede de drenagem adensada da bacia do Rio Itanhaém.	78
Figura 28 - Mapa de zonas de máximos de traços de junta e classes de suscetibilidade/vulnerabilidade da bacia do Rio Itanhaém.....	80
Figura 29 - Mapa de <i>trends</i> estruturais da bacia do Rio Itanhaém.	82
Figura 30 - Mapa de morfoestruturas da bacia do Rio Itanhaém.	87
Figura 31 - Classificação química das águas fluviais da bacia do Rio Itanhaém, no período de inverno, de acordo com o diagrama de Piper.	94
Figura 32 - Classificação química das águas fluviais da bacia do Rio Itanhaém, no período de verão, de acordo com o diagrama de Piper.....	95
Figura 33 - Relação entre SiO ₂ e LOI nos sedimentos dos testemunhos T-BRA, T-MAM, T-AGU, T-ITA e T-PRE.	99
Figura 34 - Relação entre SiO ₂ e Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MgO, e TiO ₂ nos sedimentos do testemunho T-BRA.....	101
Figura 35 - Relação entre SiO ₂ e Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , K ₂ O, SO ₃ , MgO, Na ₂ O, TiO ₂ , CaO, P ₂ O ₅ nos sedimentos do testemunho T-ITA.	102
Figura 36 - Relação entre SiO ₂ e Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , K ₂ O, MgO, TiO ₂ , P ₂ O ₅ nos sedimentos do testemunho T-AGU.	103
Figura 37 - Relação entre SiO ₂ e Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , K ₂ O, MgO, TiO ₂ , nos sedimentos do testemunho T-MAM.	104
Figura 38 - Relação entre SiO ₂ e Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O, Cl, TiO ₂ , CaO, P ₂ O ₅ , nos sedimentos do testemunho T-PRE.....	105
Figura 39 - Variação da atividade do ²¹⁰ Pb _{xs} em função da massa acumulada no testemunho T-BRA.....	122
Figura 40 - Variação da atividade do ²¹⁰ Pb _{xs} em função da massa acumulada no testemunho T-MAM.....	122
Figura 41 - Variação da atividade do ²¹⁰ Pb _{xs} em função da massa acumulada no testemunho T-AGU.	123

Figura 42 - Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho T-PRE.....	123
Figura 43 - Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho T-ITA.	124
Figura 44 - Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos no testemunho T-BRA.	130
Figura 45 - Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos no testemunho T-MAM.	131
Figura 46 - Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos no testemunho T-AGU.....	131
Figura 47 - Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos no testemunho T-PRE.	132
Figura 48 - Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos no testemunho T-ITA.....	132

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Atividades relativas em função do tempo para o ^{210}Pb	24
Tabela 2 - Dados utilizados na construção das curvas de calibração para os quatro detectores utilizados no sistema espectrométrico alfa.	66
Tabela 3 - Janelas espectrais comumente utilizadas em análises com espectrômetro gama na investigação de urânio, tório e potássio.	70
Tabela 4 - Dados utilizados na construção da curva de calibração do sistema espectrométrico gama.	71
Tabela 5 - Variáveis físicas e químicas das águas do Rio Itanhaém, Rio Preto, Rio Aguapeú, Rio Branco e Rio Mambú no período de inverno e verão.....	88
Tabela 6 - Principais íons dissolvidos nas águas do Rio Itanhaém, Rio Preto, Rio Aguapeú, Rio Branco e Rio Mambú no período de inverno e verão.....	92
Tabela 7 - Valores médios dos principais constituintes (em percentagem, %) presentes nos testemunhos do Rio Branco (T-BRA), Rio Itanhaém (T-ITA), Rio Aguapeú (T-AGU), Rio Mambú (T-MAM) e Rio Preto (T-PRE).....	96
Tabela 8 - Matriz de correlação entre os principais constituintes nas amostras do testemunho T-BRA.....	96
Tabela 9 - Matriz de correlação entre os principais constituintes nas amostras do testemunho T-ITA.	97

Tabela 10 - Matriz de correlação entre os principais constituintes nas amostras do testemunho T-AGU.	97
Tabela 11 - Matriz de correlação entre os principais constituintes nas amostras do testemunho T-MAM.	98
Tabela 12 - Matriz de correlação entre os principais constituintes nas amostras do testemunho T-PRE.	98
Tabela 13 - Dados obtidos por espectrometria alfa para a determinação do ^{210}Po nas amostras do testemunho T-BRA.	107
Tabela 14 - Dados obtidos por espectrometria alfa para a determinação do ^{210}Po nas amostras do testemunho T-MAM.	108
Tabela 15 - Dados obtidos por espectrometria alfa para a determinação do ^{210}Po nas amostras do testemunho T-AGU.	109
Tabela 16 - Dados obtidos por espectrometria alfa para a determinação do ^{210}Po nas amostras do testemunho T-PRE.	110
Tabela 17 - Dados obtidos por espectrometria alfa para a determinação do ^{210}Po nas amostras do testemunho T-ITA.	111
Tabela 18 - Concentração de atividade de ^{210}Pb total ($^{210}\text{Pb}_T$) nas amostras de sedimentos dos testemunhos T-BRA, T-MAM, T-AGU, T-PRE e T-ITA.	112
Tabela 19 - Dados para a determinação de eU nas amostras de sedimentos do testemunho T-BRA.	113
Tabela 20 - Dados para a determinação de eU nas amostras de sedimentos do testemunho T-MAM.	114
Tabela 21 - Dados para a determinação de eU nas amostras de sedimentos do testemunho T-AGU.	114
Tabela 22 - Dados para a determinação de eU nas amostras de sedimentos do testemunho T-PRE.	115
Tabela 23 - Dados para a determinação de eU nas amostras de sedimentos do testemunho T-ITA.	115
Tabela 24 - ^{210}Pb nas amostras de sedimentos do testemunho T-BRA.	117
Tabela 25 - ^{210}Pb nas amostras de sedimentos do testemunho T-MAM.	117
Tabela 26 - ^{210}Pb nas amostras de sedimentos do testemunho T-AGU.	117
Tabela 27 - ^{210}Pb nas amostras de sedimentos do testemunho T-PRE.	118
Tabela 28 - ^{210}Pb nas amostras de sedimentos do testemunho T-ITA.	118

Tabela 29 - Parâmetros básicos utilizados na estimativa da taxa de sedimentação do Rio Branco pelo método do ^{210}Pb	120
Tabela 30 - Parâmetros básicos para a estimativa da taxa de sedimentação do Rio Mambú pelo método do ^{210}Pb	120
Tabela 31 - Parâmetros básicos para a estimativa da taxa de sedimentação do Rio Aguapeú pelo método do ^{210}Pb	120
Tabela 32 - Parâmetros básicos para a estimativa da taxa de sedimentação do Rio Preto pelo método do ^{210}Pb	121
Tabela 33 - Parâmetros básicos para a estimativa da taxa de sedimentação do Rio Itanhaém pelo método do ^{210}Pb	121
Tabela 34 - Tempo e ano de deposição dos sedimentos do testemunho T-BRA.	127
Tabela 35 - Tempo e ano de deposição dos sedimentos do testemunho T-MAM.....	127
Tabela 36 - Tempo e ano de deposição dos sedimentos do testemunho T-AGU.....	128
Tabela 37 - Tempo e ano de deposição dos sedimentos do testemunho T-PRE.	128
Tabela 38 - Tempo e ano de deposição dos sedimentos do testemunho T-ITA.....	128
Tabela 39 - Estimativa da taxa de sedimentação (em $\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{ano}$ e cm/ano) nos testemunhos do Rio Branco (T-BRA), Mambú (T-MAM), Aguapeú (T-AGU), Preto (T-PRE) e Itanhaém (T-ITA).....	129

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Relações morfoestruturais, morfométricas e suas aplicações.	33
Quadro 2 - Relações entre morfoestruturas, altimetrias, <i>trends</i> de fraturas e suas propriedades.....	84

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	16
1.1. Objetivo	17
CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	17
2.1. O ^{210}Pb COMO TRAÇADOR GEOCRONOLÓGICO	17
2.1.1. FUNDAMENTOS DE RADIOATIVIDADE	20
2.1.1.1. Atividade	20
2.1.1.2. Equilíbrio radioativo secular	21
2.1.1.3. Redução da atividade do ^{210}Pb em função de sua meia-vida	24
2.1.1.4. Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Po e o ^{210}Pb	25
2.1.1.5. Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb , o ^{210}Bi e o ^{210}Po	26
2.1.1.6. Datação por ^{210}Pb	28
2.1.2. MODELOS PARA A DETERMINAÇÃO DA TAXA DE SEDIMENTAÇÃO	29
2.1.2.1. Modelo CF:CS	30
2.1.2.2. Modelo CRS.....	30
2.2. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL	31
2.2.1. Hidrografia e Morfoestruturas	34
2.2.2. Traços de junta.....	38
2.2.3. <i>Trends</i> estruturais	40
CAPÍTULO 3 – ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO	42
3.1. Características gerais dos principais subsistemas	44
3.2. Clima.....	47
3.3. Geologia da área	47
3.4. Geomorfologia	51
3.5. Cobertura sedimentar	52
3.6. Compartimentação tectônica e aspectos estruturais.....	53

CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS	55
4.1. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL	56
4.1.1. Aquisição de produtos de sensoriamento remoto	56
4.1.2. Hidrografia.....	57
4.1.3. Morfoestruturas	58
4.1.4. Traços de junta.....	58
4.1.5. <i>Trends</i> estruturais	60
4.2. O MÉTODO GEOCRONOLÓGICO DO ²¹⁰ Pb	61
4.2.1. ANÁLISE DO ²¹⁰ Po NOS SEDIMENTOS.....	63
4.2.1.1. Preparação das amostras.....	64
4.2.1.2. Deposição do ²¹⁰ Po em lâminas de cobre.....	64
4.2.1.3. Calibração em energia do espectrômetro alfa	65
4.2.1.4. Detecção do ²¹⁰ Po e ²¹⁰ Pb por espectrometria alfa.....	66
4.2.1.5. Detecção da radiação de fundo.....	67
4.2.1.6. Determinação do ²¹⁰ Pb total nos sedimentos.....	68
4.2.2. ANÁLISE DO eU NOS SEDIMENTOS	69
4.2.2.1. Preparação das amostras.....	71
4.2.2.2. Calibração em energia do espectrômetro gama.....	71
4.2.2.3. Detecção do eU por espectrometria gama.....	72
4.3. ANÁLISE QUÍMICA DOS SEDIMENTOS	74
4.3.1. Preparação e análise das amostras por Fluorescência de Raios-X	74
4.3.2. Matéria orgânica (LOI).....	75
4.4. ANÁLISE QUÍMICA DAS ÁGUAS FLUVIAIS	75
CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	76
5.1. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL	76
5.1.1. Hidrografia.....	76
5.1.2. Zonas de máximos 1 e 2 de traços de junta	79

5.1.3. <i>Trends</i> estruturais	81
5.1.4. Morfoestruturas	83
5.2. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁGUAS FLUVIAIS	88
5.3. CARACTERIZAÇÃO DOS SEDIMENTOS	95
5.4. GEOCRONOLOGIA DOS SEDIMENTOS	106
5.4.1. Determinação do ^{210}Pb total nos sedimentos.....	106
5.4.2. Determinação de eU nos sedimentos.....	112
5.4.3. Determinação do ^{210}Pb “produzido” e “não-produzido” nos sedimentos.....	116
5.4.4. Determinação da taxa de sedimentação.....	118
CONSIDERAÇÕES FINAIS	133
REFERÊNCIAS	135
ANEXO A - Mapa de traços de junta.....	154
ANEXO B - Mapa de máximos 1 e 2 de traços de junta.....	155
ANEXO C - Mapa de lineamentos estruturais.	156
ANEXO D - Caracterização geoquímica dos sedimentos do Rio Branco (T-BRA), Mambú (T-MAM), Aguapeú (T-AGU), Preto (T-PRE) e Itanhaém (T-ITA).....	157

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

A caracterização das taxas de sedimentação em bacias ainda é uma tarefa complexa. Entretanto, o uso de técnicas radiométricas aplicadas na avaliação do histórico recente de processos deposicionais, erosivos, e dos impactos provenientes de atividades antropogênicas, tem apresentado grande sucesso. Nas últimas décadas, um grande número de pesquisas dedicadas à cronologia de sedimentos depositados em rios, lagos e estuários, utilizando-se radioisótopos como traçadores na estimativa da taxa sedimentação, têm despertado grande interesse. Neste contexto, a técnica geocronológica baseada na determinação da atividade do chumbo-210 (^{210}Pb) em perfis de sedimentos, se destaca pela eficácia na avaliação dos depósitos com idades de até 150 anos aproximadamente.

A bacia hidrográfica de Itanhaém, localizada no litoral sul do Estado de São Paulo, é a segunda maior bacia litorânea do estado, inferior, extensão, apenas à do Rio Ribeira de Iguape. Apresenta grande diversidade do uso do solo e densidade populacional, além de aspectos geológicos, de relevo e vegetação bastante variados, que influenciam nas características limnológicas dos rios. A multiplicidade no uso e ocupação da bacia motivou o desenvolvimento desta pesquisa, que teve como principal escopo, estimar a taxa de sedimentação dos principais rios utilizando-se o método geocronológico do ^{210}Pb . Os setores da bacia com maior suscetibilidade natural à erosão também foram avaliados, mas neste caso, por meio sistemática da análise morfoestrutural.

A sistemática da análise morfoestrutural parte do princípio de que muitas estruturas geológicas podem ser refletidas em superfície, sendo passíveis de identificação analisando-se padrões específicos de anomalias da rede de drenagem, de feições de relevo, e suas relações espaciais, por meio de produtos de sensoriamento remoto.

O método geocronológico do ^{210}Pb destina-se à cronologia do processo de sedimentação atual, e possui grande importância no estabelecimento do histórico ambiental, ganhando maior relevância, ainda, quando aplicado em regiões de intensas atividades antrópicas, uma vez que, os sedimentos de estuários e lagos guardam um registro valioso com informações históricas acerca dos impactos ambientais ocorridos ao longo do tempo. Os sedimentos dos corpos d'água constituem-se numa superfície de soterramento para particulados orgânicos e inorgânicos. Desde que exista sempre uma interação entre hidrosfera e atmosfera, a grande maioria dos elementos traço, tanto

radioativos como estáveis, são introduzidos nos sedimentos por meio de escoamento superficial e precipitação atmosférica, podendo ser utilizados como traçadores na estimativa da taxa de sedimentação.

A caracterização geoquímica e isotópica de sedimentos em testemunhos, e a aplicação de um modelo para a determinação da taxa de sedimentação e idade geocronológica, possibilitam a avaliação dos impactos ambientais oriundos das atividades antropogênicas e subsidiam pesquisas acerca das mudanças climáticas atuais e futuras.

1.1. Objetivo

Avaliar a taxa de sedimentação dos principais rios da bacia do Rio Itanhaém empregando-se o método geocronológico do chumbo-210 (^{210}Pb) e, por meio da sistemática da análise morfoestrutural, identificar áreas naturalmente sensíveis à erosão. Esta abordagem pode auxiliar no estudo das taxas de sedimentação em função da suscetibilidade da bacia, e ainda contribuir com a avaliação do registro geocronológico correspondente ao último século, mediante análise química das águas e dos sedimentos.

CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo são apresentados os fundamentos teóricos acerca do método geocronológico do ^{210}Pb aplicado na datação e estimativa da taxa de sedimentação, e da sistemática da análise morfoestrutural, empregada na caracterização da suscetibilidade natural à erosão.

2.1. O ^{210}Pb COMO TRAÇADOR GEOCRONOLÓGICO

O radioisótopo chumbo-210 (^{210}Pb) com meia-vida de 22,26 anos é um radionuclídeo natural originado da série de decaimento do urânio-238 (^{238}U) (Figura 1), na qual segue o rádio-226 (^{226}Ra). O radioisótopo ^{226}Ra (meia-vida 1622 anos) decai para produzir o gás inerte radônio-222 (^{222}Rn) (meia-vida 3,83 dias) seguindo uma série de nuclídeos com meia-vida curta, até produzir o ^{210}Pb . Uma fração de átomos de ^{222}Rn formado pelo decaimento do ^{226}Ra no solo escapa para atmosfera onde decai para o ^{210}Pb , o qual se deposita na superfície terrestre e ecossistemas aquáticos (Figura 2). O ^{210}Pb que atinge a superfície aquática é rapidamente adsorvido pelo material particulado fino, indo depositar-se no fundo de rios, lagos e oceanos. Essa precipitação é considerada constante sobre cada unidade de área, para uma mesma região, sendo

dependente de uma série de fatores que se relacionam com as características do solo, ventilação e índice pluviométrico (CAZOTTI et al., 2006).

Figura 1 - Série natural de decaimento radioativo do urânio ^{238}U .

Série do U-238						
U	U-238 4,49x10 ⁹ a		U-234 2,48x10 ⁵ a			
Pa	↓	Pa-234 6,7h	↓			
Th	Th-234 24,1d		Th-230 8,0x10 ⁴ a			
Ac			↓			
Ra			Ra-226 1622a			
Fr			↓			
Rn			Rn-222 3,83d			
At			↓			
Po			Po-218 3,05min	Po-214 1,6x10 ⁻⁴ s		Po-210 138,4d
Bi			↓	Bi-214 19,7min	↓	Bi-210 5,0d
Pb			Pb-214 26,8min	Pb-210 22,2a		Pb-206 (estável)

Modos de decaimento

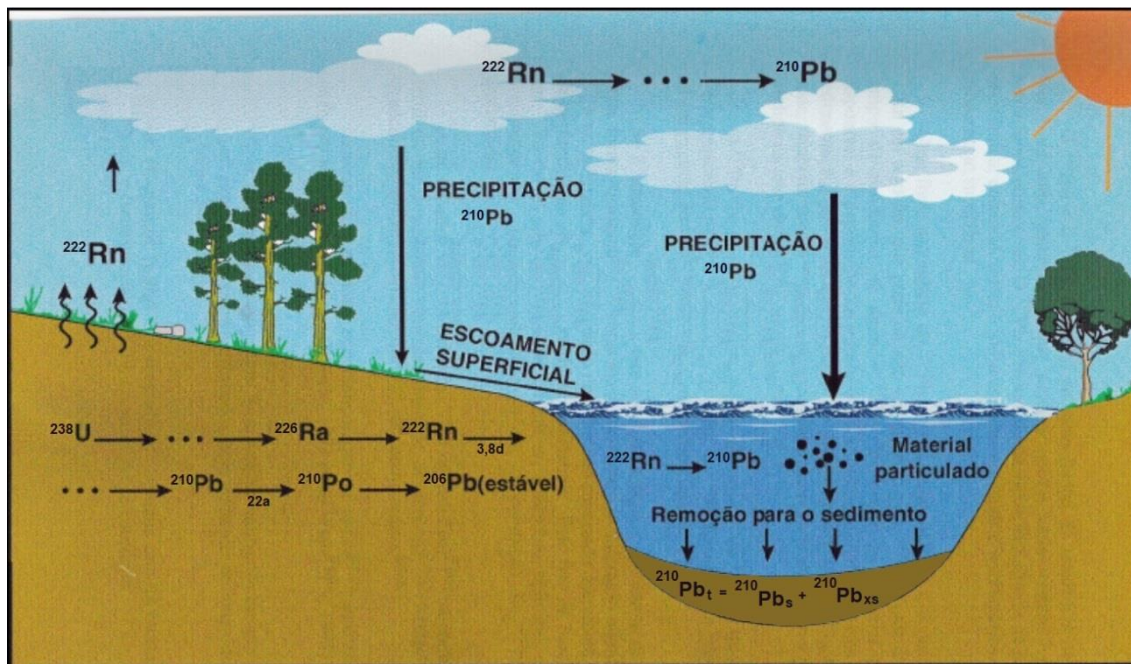
↓ α ↗ β

Fonte: Adaptado de Ivanovich & Harmon (1992).

Os sedimentos dos corpos d'água constituem-se numa superfície de soterramento para particulados orgânicos e inorgânicos. Desde que exista sempre uma interação entre hidrosfera e atmosfera, a grande maioria dos elementos traço, tanto radioativos como estáveis, são introduzidos nos sedimentos por meio de escoamento superficial e precipitação atmosférica (SIMÕES FILHO, 1993).

O ^{210}Pb presente nos sedimentos proveniente da precipitação atmosférica e escoamento superficial é denominado chumbo “não-produzido” ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$), enquanto que o ^{210}Pb originado no próprio ambiente pelo decaimento do ^{226}Ra e incorporado aos sedimentos é denominado chumbo “produzido” ($^{210}\text{Pb}_{\text{s}}$). A soma dessas duas frações corresponde ao chumbo total presente nos sedimentos ($^{210}\text{Pb}_{\text{t}}$) como exibido na figura abaixo.

Figura 2 - Ciclo hidrogeoquímico do ^{210}Pb no meio ambiente.



* $^{210}\text{Pb}_t$ (chumbo total); $^{210}\text{Pb}_s$ (chumbo produzido); $^{210}\text{Pb}_{xs}$ (chumbo não-produzido).

Fonte: Adaptado de Lima (1996).

A quantificação do ^{210}Pb na coluna de sedimentos para estudos geocronológicos pode ser realizada de maneira indireta medindo-se a atividade do bismuto-214 (^{214}Bi) e do polônio-210 (^{210}Po). A atividade do ^{214}Bi pode ser mensurada por espectrometria gama, tendo em vista a simplicidade do método, por não ser destrutivo, não demandar preparos químicos, não utilizar traçador radioativo e, ainda, por possibilitar a análise simultânea de diferentes radionuclídeos (DUARTE, 2002). A técnica de mensuração do ^{210}Po também apresenta vantagens pois, esse nuclídeo pode ser identificado com grande precisão por espectrometria alfa (técnica mais sensível) e sua extração química dos sedimentos é relativamente simples.

O método de datação por ^{210}Pb é fundamentado no decaimento radioativo do ^{210}Pb com a profundidade em uma coluna de sedimentos. Considerando-se que o fornecimento de ^{210}Pb para um corpo d'água e seu tempo de residência no mesmo sejam razoavelmente constantes, que o ^{210}Pb “produzido” nos sedimentos está em equilíbrio radioativo com o ^{226}Ra , que a taxa de sedimentação é constante e que não há migração significativa de ^{210}Pb dentro da coluna sedimentar, então, a concentração de ^{210}Pb “não produzido” decrescerá em função da profundidade devido ao seu decaimento radioativo, de acordo com a expressão:

(1)

$$P_{(x)} = P_0 \exp\left(-\frac{\lambda x}{V}\right)$$

onde: P_0 é a atividade de ^{210}Pb na superfície da coluna sedimentar no instante $t = 0$, λ é a constante de decaimento do ^{210}Pb ($0,03114 \text{ anos}^{-1}$), e V é a velocidade de sedimentação obtida pelo ajuste exponencial dos dados medidos de ^{210}Pb ($P_{(x)}$), com a profundidade X .

O ^{210}Pb tem sido utilizado com frequência e grande sucesso como traçador na datação de sedimentos recentes em um intervalo de tempo da ordem de aproximadamente 150 anos (LIMA, 2000); (JETER, 2000); (BONOTTO & LIMA, 2006); (VERGOTTI, 2008); (NERY, 2009); (DIVINO, 2009); (SABARIS, 2010); (MATAMET, 2013), entre outros. De modo geral, todas as pesquisas citadas anteriormente envolvem a estimativa da taxa de sedimentação em ambientes aquáticos lóticos e lênticos (rios e lagos) e, ainda, o estudo do registro histórico na coluna sedimentar de impactos antropogênicos ocorridos no último século, como por exemplo, a contaminação por efluentes domésticos e industriais.

2.1.1. FUNDAMENTOS DE RADIOATIVIDADE

Os fundamentos teóricos referentes ao emprego do ^{210}Pb como traçador geocronológico apresentados a seguir foram baseados nas descrições realizadas por Lima (2000).

2.1.1.1. Atividade

A mensuração da radioatividade pode ser realizada por meio da atividade (A) dos núclídeos, que é definida como sendo o módulo da função:

(2)

$$A = \left| -\frac{dN}{dt} \right|$$

onde: $\frac{dN}{dt}$ é a taxa de variação do número N de núclídeos por unidade de tempo, a qual também pode ser descrita como:

(3)

$$\frac{dy}{dx} = -\lambda N$$

onde: λ é a constante de decaimento do nuclídeo.

A integração da equação (3) fornece a expressão:

(4)

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

onde: N_0 representa o número de átomos inicialmente presente no sistema. Se $T_{1/2}$ é o tempo para a desintegração de metade dos átomos do sistema (meia vida do nuclídeo), então é possível escrever:

(5)

$$\lambda = \frac{0,693}{T_{1/2}}$$

2.1.1.2. Equilíbrio radioativo secular

Uma situação interessante ocorre quando se permite que um nuclídeo “filho” seja acumulado num recipiente juntamente com o seu “pai”. No início do processo de acumulação tem-se apenas o nuclídeo “pai” puro, sendo o “filho” gerado na mesma proporção em que seu “pai” se decompõe. Nos primeiros instantes, o número de átomos do “filho” é tão pequeno, de maneira que a taxa de seu decaimento (proporcional a esse número) é desprezível quando comparada com a de sua criação. Entretanto, à medida que se tem um acúmulo do “filho”, sua taxa uniforme de criação contrabalança cada vez mais com a taxa crescente de seu decaimento. Após um intervalo de tempo, as duas taxas tornam-se praticamente iguais e a atividade do “filho” entra em equilíbrio com a do “pai”. A atividade do nuclídeo “filho” fica, assim, condicionada à do nuclídeo “pai”, não a ultrapassando.

Na Figura 3 é possível observar a curva experimental do ^{222}Rn estabilizando-se transcorridos aproximadamente 26 dias, quando o nuclídeo entra em equilíbrio radioativo secular com seu “pai”, ou seja, o ^{226}Ra .

2.1.1.3. Redução da atividade do ^{210}Pb em função de sua meia-vida

Uma maneira conveniente para descrever a taxa segundo a qual um nuclídeo perde a sua radioatividade consiste na utilização de sua meia-vida, isto é, o tempo para que a sua radioatividade seja reduzida à metade. O período de meia-vida varia desde frações de segundo até milhões de anos, conforme o nuclídeo considerado. Esse tempo é constante para cada nuclídeo, não dependendo de condições físicas ou químicas.

A equação (4) pode ser escrita em termos de atividade e meia-vida como:

$$\frac{A}{A_0} = e^{-\lambda t} = e^{-\frac{0,693}{T_{1/2}} \cdot t} \quad (12)$$

onde: A_0 corresponde à atividade inicial dos nuclídeos radioativos e A representa a atividade num instante t .

A Tabela 1 ilustra as atividades relativas A/A_0 e o tempo decorrido em função de unidades de meia-vida do ^{210}Pb , enquanto que na Figura 4 está representada a curva de variação da atividade relativa do ^{210}Pb em função de sua meia-vida.

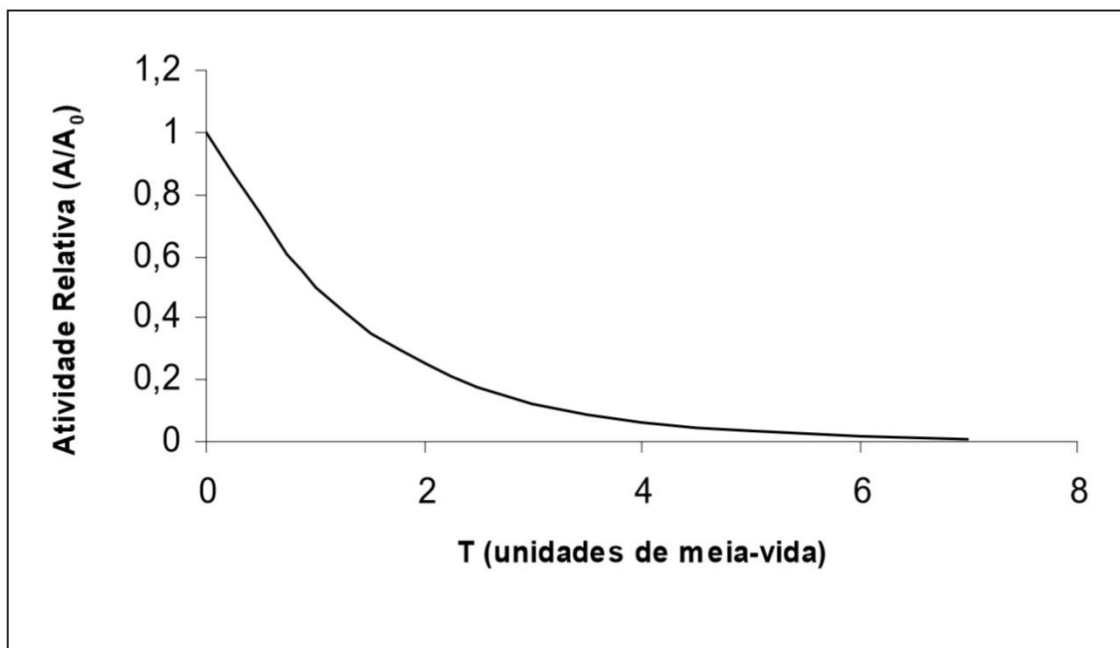
Como se nota na Tabela 1, após um tempo superior a 156 anos, a atividade do ^{210}Pb é de aproximadamente 0,8 % da atividade inicial, restringindo-se, assim a datações com este radionuclídeo até este limite máximo de tempo.

Tabela 1 - Atividades relativas em função do tempo para o ^{210}Pb .

$T_{1/2}$	A/A_0	Tempo decorrido (anos)
0	1,000	0
1	0,500	22
2	0,250	44
3	0,125	67
4	0,062	89
5	0,031	111
6	0,016	112
7	0,008	156

Fonte: Adaptado de Lima (1996).

Figura 4 - Atividades relativas em função de unidades de meia-vida.



Fonte: Lima (1996).

2.1.1.4. Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Po e o ^{210}Pb

O ^{210}Po é descendente do ^{210}Pb , e tomando como base a equação (11), é possível escrever:

$$\lambda_{Pb}N_{Pb} = \lambda_{Po}N_{Po} \quad (13)$$

Denomina-se razão de atividade (RA) a razão entre as atividades dos núclídeos de Po e Pb da série do ^{238}U . A equação pode ser escrita da seguinte forma:

$$RA = \frac{A_{Po}}{A_{Pb}} \quad (14)$$

Aplicando a expressão (13) em (14), obtém-se $RA = 1$ nos sistemas fechados em equilíbrio secular. Como $\lambda_{Pb} \ll \lambda_{Po}$, pode-se determinar o tempo para que o ^{210}Po atinja o equilíbrio radioativo com o ^{210}Pb , por intermédio da equação (8) modificada:

$$t = -\frac{1}{\lambda_{Po}} \cdot \ln \left(1 - \frac{\lambda_{Po} \cdot N_{Po}}{\lambda_{Pb} \cdot N_{Pb}} \right) \quad (15)$$

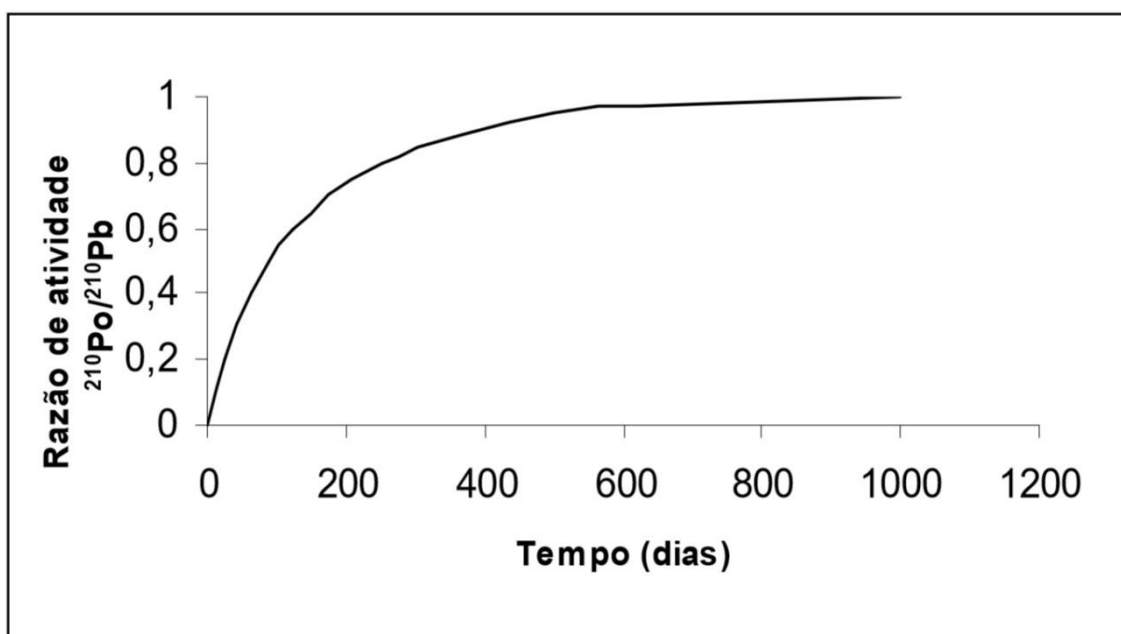
Quando $RA = 1$, essa equação não apresenta solução. Entretanto, a indeterminação é resolvida considerando-se a razão entre os dois núclídeos como sendo igual a 0,99, o que a simplifica para:

(16)

$$t = \frac{4,61}{\lambda_{Po}}$$

Substituindo-se o valor de λ_{Po} na equação (16) conclui-se que o ^{210}Po entra em equilíbrio radioativo com seu antecessor em aproximadamente 920,5 dias, conforme ilustrado na Figura 5.

Figura 5 - Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb e o ^{210}Po .



Fonte: Lima (1996).

2.1.1.5. Equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb , o ^{210}Bi e o ^{210}Po

Na realidade, o ^{210}Pb não decai diretamente para o ^{210}Po pois entre eles existe mais um radionuclídeo, o ^{210}Bi . Assim, a situação de equilíbrio radioativo precisa ser avaliada de outra maneira tendo em vista este fato. Isto é realizado considerando-se o sistema de equações diferenciais (6) descrito anteriormente, que representa o decaimento numa série radioativa, para um grande número de átomos. A solução geral desse sistema foi proposta por Bateman (1910), assumindo que em $t = 0$ somente o elemento “pai” está presente, isto é:

(17)

$$\begin{aligned}
 t &= 0 \\
 N_1 &= N_1 0 \\
 N_2 0 &= N_3 0 = \dots = N_n 0 = 0
 \end{aligned}$$

Nesse caso, o número de átomos do n-ésimo membro da cadeia é dado por:

(18)

$$N_{n(t)} = C_1 e^{-\lambda_1 t} + C_2 e^{-\lambda_2 t} + C_3 e^{-\lambda_3 t} + \dots + C_n e^{-\lambda_n t}$$

com

(19)

$$\begin{aligned}
 C_1 &= \frac{\lambda_1 \lambda_2 \dots \lambda_{n-1}}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_n - \lambda_1)} N_1 0 \\
 C_2 &= \frac{\lambda_1 \lambda_2 \dots \lambda_{n-1}}{(\lambda_1 - \lambda_2)(\lambda_3 - \lambda_2)(\lambda_n - \lambda_2)} N_1 0 \\
 C_n &= \frac{\lambda_1 \lambda_2 \dots \lambda_{n-1}}{(\lambda_1 - \lambda_n)(\lambda_2 - \lambda_n)(\lambda_{n-1} - \lambda_n)} N_1 0
 \end{aligned}$$

Esta solução pode ser aplicada aos núclídeos “filhos” do ^{210}Pb compreendidos na seguinte sucessão de decaimento: $^{210}\text{Pb} (\beta^-) \rightarrow ^{210}\text{Bi} (\beta^-) \rightarrow ^{210}\text{Po} (\alpha) \rightarrow ^{206}\text{Pb}$. Nesta sucessão tem-se que o ^{206}Pb é estável.

Sabe-se que a meia-vida do ^{210}Bi é de 5 dias, pequena em relação à de seu antecessor e de seu sucessor, então, pode-se assumir que o ^{210}Pb decai diretamente para o ^{210}Po . Adotando-se esta premissa, é possível efetuar a substituição dos valores da constante de decaimento do ^{210}Pb , ^{210}Bi e ^{210}Po na solução de Bateman, obtendo-se, então, o número de átomos em função do tempo para cada membro da sucessão de decaimento considerada. Assim, temos, respectivamente, para o ^{210}Pb , ^{210}Bi e ^{210}Po :

(20)

$$N_{Pb} = N^0_{Pb} \cdot e^{-\lambda_{Pb} t}$$

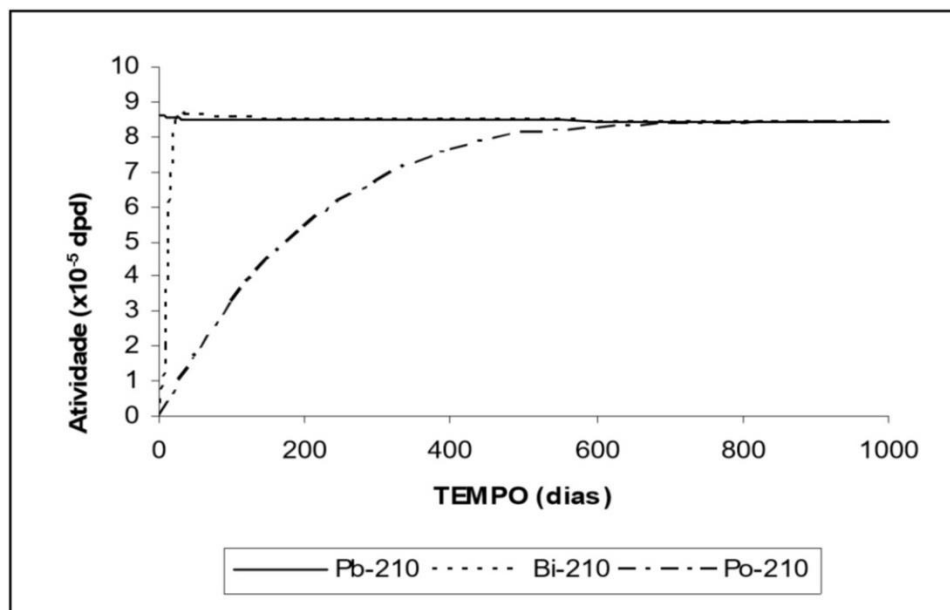
$$N_{Bi} = \frac{\lambda_{Pb}}{(\lambda_{Bi} - \lambda_{Pb})} N^0_{Pb} \cdot (e^{-\lambda_{Pb} t} - e^{-\lambda_{Bi} t})$$

(21)

$$N_{Po} = \lambda_{Pb} \lambda_{Bi} N^0_{Pb} \left[\frac{e^{-\lambda_{Pb} t}}{(\lambda_{Bi} - \lambda_{Pb})(\lambda_{Po} - \lambda_{Pb})} + \frac{e^{-\lambda_{Bi} t}}{(\lambda_{Bi} - \lambda_{Pb})(\lambda_{Po} - \lambda_{Pb})} + \frac{e^{-\lambda_{Po} t}}{(\lambda_{Bi} - \lambda_{Pb})(\lambda_{Po} - \lambda_{Pb})} \right]$$

A Figura 6 ilustra a variação da atividade (em desintegrações por dia) do ^{210}Pb e de seus “filhos”, em função do tempo, para uma amostra isolada deste metal. Como pode ser observado, o ^{210}Bi atinge o equilíbrio radioativo com o ^{210}Pb após cerca de 35 dias, enquanto que o ^{210}Po atinge o equilíbrio com o ^{210}Pb depois de 900 dias aproximadamente.

Figura 6 - Atividade do ^{210}Pb e seus “filhos” (^{210}Bi e ^{210}Po) em função do tempo.



Fonte: Lima (1996).

2.1.1.6. Datação por ^{210}Pb

No método de datação por ^{210}Pb , geralmente é assumido que condições de equilíbrio radioativo existam nos sedimentos entre as atividades do ^{210}Pb e de seus antecessores ^{222}Rn , ^{226}Ra e ^{238}U (BRENNER et al., 1994). Por essa razão, o ^{226}Ra é

frequentemente utilizado para determinar a atividade do ^{210}Pb “produzido” no sedimento. No entanto, se houver uma entrada adicional ou remoção de quaisquer dos antecessores de ^{210}Pb , então, a condição de equilíbrio não será obedecida. Dado que o ^{226}Ra decai para o ^{210}Pb via ^{222}Rn , a adição ou escape de radônio dos sedimentos resultará em excesso ou empobrecimento do “filho”, ou seja, o chumbo “produzido” ($^{210}\text{Pb}_s$) (IMBODEN & STILLER, 1982).

A estimativa da taxa de acumulação de sedimentos baseada na geocronologia do ^{210}Pb requer determinações precisas das variações de $^{210}\text{Pb}_{xs}$ (chumbo não-produzido) ao longo da coluna de sedimentos. Todavia, em algumas investigações, os valores de $^{210}\text{Pb}_{xs}$ para uma determinada profundidade têm sido obtidos assumindo-se que a concentração de ^{210}Pb é devida somente ao seu “pai” (chumbo produzido), ou seja, ao $^{210}\text{Pb}_s$ (BASKARAN & NAIDU, 1995).

2.1.2. MODELOS PARA A DETERMINAÇÃO DA TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

A estimativa da taxa de sedimentação é importante em investigações biogeoquímicas em ambientes aquáticos lóticos e lênticos, pois, os sedimentos têm o papel efetivo de não só acumular espécies, nutrientes e contaminantes, mas também de interagir com a coluna d’água (BICUDO, 2007). Assim, padrões espaciais e temporais de sedimentação influenciam os ciclos elementares e de nutrientes nestes sistemas.

A geocronologia por meio do ^{210}Pb é o principal método de avaliação da dinâmica da taxa de sedimentação recente (KOIDE et al., 1972, 1973); (GOLDBERG & BRULAND, 1974); (GOLDBERG et al., 1978); (ROBBINS, 1978). Porém, estudos indicam que boa parte dos perfis de ^{210}Pb não se adequam às suposições requeridas pelo método de datação. Por exemplo, a migração de sedimentos pode afetar profundamente a distribuição de radioisótopos em ambientes onde a quantidade de testemunho é relativamente baixa e os sedimentos encontram-se bastante misturados (GOLDBERG & KOIDE, 1962); (ROBBINS & EDGINGTON, 1975); (GUINASSO & SCHINK, 1975); (ALLER & COCHRAN, 1976); (GOREAU, 1977); (BENNINGER et al., 1979); (PENG et al., 1979); (KRISHNASWAMI et al., 1980); (OLSEN et al., 1981); (DeMASTER & COCHRAN, 1982); (NITTROUER et al., 1983, 1984); (GARDNER et al., 1987). Desta forma, alguns modelos utilizados na geocronologia dos sedimentos utilizando o ^{210}Pb procuram minimizar os problemas intrínsecos causados,

principalmente, pela migração do ^{210}Pb no sedimento, variações da taxa de sedimentação e compactação da coluna sedimentar.

Dos modelos de datação utilizados com maior frequência podemos destacar o de Fluxo Constante e Sedimentação Constante (CF:CS), e o modelo de Taxa Constante de Fornecimento (CRS).

2.1.2.1. Modelo CF:CS

O modelo denominado CF:CS (Fluxo Constante e Sedimentação Constante) (APPLEBY & OLDFIELD, 1978), é aplicado em ambientes onde as informações disponíveis sugerem um fluxo constante da água para o sedimento de ^{210}Pb “não produzido” e uma taxa de sedimentação também constante com o tempo, gerando perfis que apresentam uma diminuição exponencial da atividade em função da profundidade da coluna de sedimentos (ROBBINS et al., 1978). No modelo, a atividade de ^{210}Pb $P(m)$, varia com o acúmulo de massa seca de sedimentos, (m) , em determinada profundidade, de acordo com a equação:

(22)

$$P(m) = P_0 \exp\left(-\frac{\lambda m}{V}\right)$$

onde: a “velocidade” (V) corresponde à taxa de acumulação de massa (em gramas) por unidade de tempo. Esta aproximação se faz necessária devido às mudanças ocorridas na taxa de acumulação provocadas por variações na porosidade dos sedimentos devido a sua compactação após o soterramento.

2.1.2.2. Modelo CRS

O modelo CRS (Taxa Constante de Fornecimento) foi inicialmente proposto por Goldberg (1963) e, em estudos subsequentes, desenvolvido por Robbins (1978) e Appleby & Oldfield (1978). Este modelo é aplicado quando a taxa de sedimentação é variável com o tempo e o fluxo de ^{210}Pb para os sedimentos remanescentes é constante (ROBBINS, 1978). O excesso de ^{210}Pb a uma profundidade X de um perfil se igualará ao fluxo (constante) integrado durante o correspondente intervalo de tempo. Considerando a profundidade X , as equações fundamentais são:

(23)

$$A(x) = A_0 \exp(-\lambda t)$$

onde: $A(x)$ é a atividade residual cumulativa do ^{210}Pb “não-produzido” nos sedimentos a uma profundidade X e A_0 é a atividade total do ^{210}Pb “não-produzido” na coluna de sedimentos. A idade dos sedimentos à profundidade X é:

(24)

$$t = \left(\frac{1}{\lambda}\right) \ln \left[\frac{A_0}{A(x)}\right]$$

e a velocidade de sedimentação (V) é:

(25)

$$V = \frac{\lambda A(x)}{P(x)}$$

onde: $P(x)$ é a atividade de Pb “não-produzido” à profundidade X .

2.2. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

O termo morfoestrutura foi introduzido por Gerasimov (1946) apud Gerasimov & Mescherikov (1968) que propôs, por meio de análises geomorfológicas, a classificação taxonômica do relevo a partir de três unidades genéticas: geotexturas, morfoestruturas e morfoesculturas. Segundo Mattos et al. (1982), o termo morfoestrutura define uma estrutura presumida, identificada a partir da análise e interpretação de informações basicamente de drenagem e relevo, e caracterizada por zonas anômalas dentro de um padrão geral de distribuição dos elementos de relevo e drenagem.

A análise morfoestrutural parte do princípio de que muitas estruturas geológicas podem ser refletidas em superfície, sendo passíveis de identificação analisando-se padrões específicos de anomalias da rede de drenagem, de feições de relevo e suas relações espaciais, por meio de produtos de sensoriamento remoto. Neste sentido, as morfoestruturas surgem como feições anômalas dentro da tendência regional, especialmente em áreas relativamente arrasadas pela erosão e/ou que sofreram aplainamento (JIMENÉZ-RUEDA et al., 1989a). Este método envolve critérios de fotointerpretação há muito utilizados em diferentes áreas das Geociências e que vêm

sendo desenvolvidos por muitos pesquisadores, dentre os quais podemos destacar: Soares et al. (1982a, 1982b); Mattos et al. (1982); Jiménez-Rueda et al. (1993) e Madrucci et al. (2003), entre outros.

Segundo Soares & Fiori (1976), a fotointerpretação com base nas propriedades do meio físico, pode ser aplicada em mapeamentos geológicos, no planejamento de obras de engenharia, na localização de áreas para a captação de recursos hídricos, e no estudo de processos geomorfológicos, tais como, movimentos de massa, assoreamento de vales, erosão acelerada, e áreas sujeitas a inundações periódicas.

A sistemática da análise morfoestrutural verifica exclusivamente os elementos de drenagem e relevo (JIMENÉZ-RUEDA et al., 1993), sua classificação de acordo com o caráter homólogo ou não, o significado geológico para as diferentes formas ou associações dos elementos de drenagem e feições anômalas (SOARES & FIORI, 1976) e, admite-se que estes estejam condicionados por fatores estruturais ou litológicos, através dos processos morfogenéticos atuantes no substrato (SOARES et al., 1982a). Portanto, a interpretação integrada dessas feições permite inferir a conformação estrutural da área (mesmo que virtual) por meio do traçado de linhas de forma (ou de contorno), as quais representam os contornos não cotados de horizontes hipotéticos (JIMENÉZ-RUEDA et al., 1989b). O produto resultante da análise integrada destas feições é a caracterização morfoestrutural, ou seja, o estabelecimento de zonas estruturalmente anômalas, positivas (estruturas dômicas ou antiformes), ou negativas (depressões estruturais), ou, ainda, descontinuidades estruturais, como lineamentos e falhas (JIMENÉZ-RUEDA et al., 1989b).

A análise morfoestrutural tem sido empregada em muitas pesquisas com diferentes fins ao longo do tempo, (SOARES & FIORI, 1976); (JIMENÉZ-RUEDA & MATOS, 1992); (JIMENÉZ-RUEDA et al., 1993); (VOLKMER, 1993); (OHARA, 1995); (SILVA, 1997); (STEFANI, 2000); (GUIMARÃES, 2001); (OHARA et al., 2003); (MORINAGA, 2014). Por exemplo, os pesquisadores Soares et al. (1981a, 1981b, 1982b) concluíram que este método é eficaz em diferentes escalas de mapeamento, possuindo como importante característica, o custo-benefício e a rápida execução; Jiménez-Rueda et al. (1993) utilizaram-se da caracterização fisiográfica e morfoestrutural como forma de compartimentar a paisagem, buscando orientar um melhor planejamento de obras sanitárias, de engenharia urbana e atividades rurais; Mattos et al. (2002) estabeleceram critérios para o mapeamento de classes de risco à erosão por meio da análise morfoestrutural utilizando-se imagens TM-Landsat;

Morinaga (2014) aplicou a análise morfotectônica e morfoestrutural ao mapeamento de erosões hídricas lineares.

A análise morfoestrutural, com o auxílio da topografia, permite prever as propriedades de percolação, lixiviação, alteração, circulação e erosão, assim como definir o uso e manejo adequado do solo, pois estes condicionam os aspectos pedológicos, pedogeoquímicos e fisiográficos, como observado no Quadro 1 de Jiménez-Rueda et al. (1993) adaptado por Lima (2016).

Quadro 1 - Relações morfoestruturais, morfométricas e suas aplicações.

	Alto estrutural/ Alto topográfico	Alto estrutural/ Baixo topográfico	Baixo estrutural/ Baixo topográfico	Baixo estrutural/ Alto topográfico
Intemperismo	Muito forte	Forte	Baixo	Médio a forte
Circulação de água	Intensa	Média a alta	Alta e direcionada	Baixa e direcionada
Fertilidade potencial anual	Muito baixa	Baixa a média	Muito alta	Média a alta
Processos	Pedogênese > Morfogênese	Morfogênese > Pedogênese	Morfogênese > Pedogênese	Pedogênese > Morfogênese
Unidades Fisiográficas gerais	Planaltos e vertentes	Planaltos e vertentes	Planícies de inundação atuais e subatuais (canais, nascentes, várzeas, diques, terraços) e vertentes	Planaltos baixos, vertentes, paleocanais, paleonascentes e paleoterraços
Susceptibilidade à erosão	Baixa a quase nula	Moderada a forte (exorreica)	Muito forte (endorreica)	Muito forte a moderada (exorreica)
Solos	Latosolos, Cambissolos, Neossolos	Cambissolos, Gleissolos, Latossolos, Neossolos, Organossolos	Argissolos, Cambissolos, Chernossolos, Gleissolos, Neossolos, Vertissolos	Argissolos, Latossolos, Neossolos, Nitossolos
Cobertura de Alteração Intempérica	Latossolização, Ferruginização, Laterização	Latossolização, Ferruginização, Laterização, Argilização, Melanização	Melanização, Gleização, Cambissolização	Argilização, Latossolização, Melanização, Cambissolização
APLICAÇÕES - Agricultura				
Potencialidades Gerais	Rotação de culturas anuais e culturas semiperenes	Culturas semiperenes e anuais	Reflorestamento, horticultura, áreas de proteção ambiental	Culturas semiperenes, reflorestamentos
Mecanização	Intensa	Moderada a restrita	Restrita	Moderada a restrita
Usos de Adubos	Restrito	Restrito a inadequado	Inadequado a restrito	Adequado
APLICAÇÕES - Obras de engenharia civil				
Estradas	Adequado	Adequado a moderado	Inadequado	Moderado a inadequado
Edificações	Adequado	Moderado	Inadequado	Moderado a inadequado
APLICAÇÕES - Obras de engenharia sanitária				
Aterros	Restrito	Restrito a inadequado	Muito restrito a restrito	Adequado
Uso de efluentes líquidos e sólidos	Restrito	Restrito a inadequado	Inadequado a restrito	Adequado

Fonte: Jiménez-Rueda et al. (1993) adaptado por Lima (2016).

Segundo Ohara (1995), o conhecimento morfoestrutural de uma região, quando integrado com outros dados temáticos, pode subsidiar diversos tipos de pesquisas no âmbito das Geociências, como por exemplo, a delimitação de áreas intensamente fraturadas e, portanto, mais suscetíveis à erosão (FRANZONI, 2000); (RODRIGUES, 2000); (BATISTA, 2001); (GUIMARÃES, 2001); (CRISOSTÓMO-NETO, 2002); (MATTOS et al., 2002).

















2.2.1. **Hidrografia e Morfoestruturas**

A análise da rede de drenagem permite conhecer a hidrodinâmica da área e obter informações sobre o arranjo estrutural regional e local, sendo fundamental para avaliação das condições de estabilidade e suscetibilidade das bacias afluentes, e um dos instrumentos para a análise da fragilidade ambiental e do potencial natural à erosão. Os elementos da paisagem mais sensíveis aos movimentos tectônicos e, por consequência, mais importantes para estudos da neotectônica, correspondem aos corpos hídricos (HASUI, 2000).

A análise da rede de drenagem busca evidências para a interpretação estrutural e/ou litológica na caracterização morfoestrutural de uma área. O controle estrutural é definido pela presença das discontinuidades, tanto devido ao acamamento ou foliação, quanto às fraturas e o seu arranjo espacial, que rege a disposição dos elementos de drenagem. Desta forma, a rede de drenagem geralmente assume padrões bem definidos em relação ao substrato litológico ao qual está sobreposta, definindo arranjos de elementos de drenagem que se diferenciam do padrão geral. Estes são considerados como formas anômalas (altos e baixos estruturais) produzidas por mudanças no controle estrutural regional (SOARES et al., 1982a)

Conforme estabelecido por O'Leary et al. (1976); Mattos et al. (1982); Soares et al. (1982a, 1982b) e Liu (1984) apud Silva (1997), entre outros, a definição dos altos e baixos estruturais se dá por meio da análise das formas anelares, radiais, assimétricas, de alinhamento e lineamento de drenagem (Figura 7) que devem ser avaliadas na caracterização das anomalias.

Figura 7 - Formas anômalas de drenagem indicativas de morfoestruturas e seu grau de estruturação.

		ESTRUTURA DOS ELEMENTOS			
		RADIAL	ANELAR	ASSIMETRIA DRENAGEM	ASSIMETRIA RELEVO
ESTRUTURA DA FORMA	SIMPLES INCOMPLETA				
	SIMPLES COMPLETA				
	RAMIFICADA INCOMPLETA				
	RAMIFICADA COMPLETA				

Fonte: Soares et al. (1981a).

➤ As **formas radiais** podem representar o reflexo do controle estrutural, indicando o sentido geral do mergulho das camadas, entretanto, também podem ser de expressão puramente topográfica (divergência de elementos de drenagem a partir de um ponto mais alto).

➤ As **formas anelares** representam o reflexo em superfície de camadas flexuradas que geralmente se estabelecem sobre estruturas dômicas ou depressões estruturais, concordantes com o acamamento ou com o fraturamento anelar. O grau de estruturação da forma indica a probabilidade de uma drenagem anelar corresponder a uma estrutura geológica.

➤ As **formas de assimetria** fornecem indicações de mergulhos convergentes ou divergentes do acamamento, definindo os altos (domos) e baixos (depressões) estruturais, sendo identificadas a partir dos elementos de drenagem e de relevo. Os

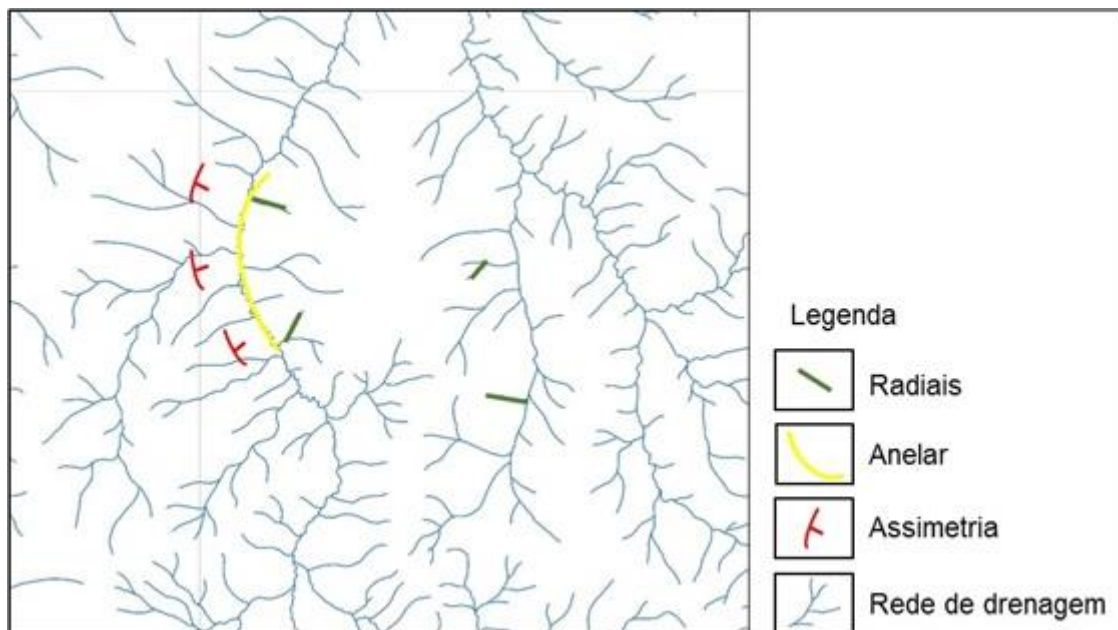
canais das drenagens tendem a se estabelecer de acordo com a disposição do acamamento e mergulho das camadas, sendo que os canais mais alongados, sub-paralelos e de baixa angularidade, correm concordantes ao sentido das camadas (consequentes), enquanto que, os canais mais curtos e com ângulos abertos, correm em sentido perpendicular ao acamamento (obsequentes). O relevo se apresenta de forma semelhante à drenagem, estando as vertentes mais longas e com menor inclinação, concordante com o acamamento, enquanto as vertentes mais curtas, e com maior inclinação, são perpendiculares ao sentido do acamamento.

➤ **Alinhamento** é um termo genérico que significa arranjo alinhado de quaisquer elementos observados em produtos de sensoriamento remoto, sem conotação genética ou estrutural. Por exemplo, canais fluviais, linhas de costa, cordões litorâneos, cristas de relevo, entre outros.

➤ **Lineamento** corresponde a uma feição linear mapeável, simples ou composta, contínua ou descontínua, da superfície terrestre (portanto natural), cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvilíneo, que difere distintamente dos padrões e feições adjacentes e, presumivelmente, reflete um fenômeno de sub-superfície. São interpretados como discontinuidades da crosta que podem representar discordâncias estratigráficas e/ou estruturais e, geralmente, representam os grandes falhamentos da área.

A análise das formas anômalas da rede de drenagem é realizada tendo em vista dois tipos genéticos principais de feições anômalas de drenagem: as produzidas por estruturas sub-verticais, ou seja, com traços lineares constituindo-se em lineamentos estruturais ou descontinuidades; e as produzidas por alteração de estruturas monoclinais sub-horizontais, ou seja, anomalias radiais, anelares, e grau de assimetria (Figura 8).

Figura 8 - Exemplo de estruturas monoclinais sub-horizontais (anomalias radiais, anelares e grau de assimetria) indicando a presença de uma morfoestrutura.



Fonte: Adaptado de Lima (2016).

A interpretação das formas anômalas de drenagem segue o “princípio de convergência de evidências”, segundo o qual muitos itens separados de dados geológicos (como anelares, radiais e assimetria), todos indicando a presença de uma mesma estrutura, imprimem uma alta ordem de confiança na caracterização da morfoestrutura (ALLUM, 1966). Neste sentido, busca-se identificar feições anelares e radiais, ou seja, as formas indicativas de estruturas anômalas presentes na área, analisando-se a ocorrência de formas arqueadas de elementos de drenagem de 3ª e 4ª ordem, em conjunto com a disposição radial dos elementos de 1ª e 2ª ordem, além da disposição das formas de assimetria. Também se deve considerar como formas anômalas as drenagens contendo um ou outro elemento arqueado por, eventualmente, poderem indicar mudanças na direção do mergulho das camadas (SOARES et al., 1981a).

Os padrões assimétricos indicam o mergulho das discontinuidades sub-horizontais e, desta forma, na classificação do grau de assimetria deve ser considerada a sua estruturação (Figura 9).

Figura 9 - Intensidade de estruturação dos elementos de drenagem.

		INTENSIDADE DE ESTRUTURAÇÃO DOS ELEMENTOS				
		MUITO FORTE 1,0	FORTE 0,8	MODERADA 0,6	FRACA 0,4	MUITO FRACA 0,2
F O R M A	ANELAR					
	RADIAL					
	ASSIMETRIA					

Fonte: Soares et al. (1981a).

Quanto mais estruturada estiver uma forma, segundo um modelo idealizado de anomalia morfoestrutural, mais ela estará próxima de um modelo geológico. De acordo com Mattos et al. (1982), o modelo idealizado mais confiável é aquele classificado como forma ramificada completa e com grau de estruturação muito forte. As formas assimétricas representam, pela intensidade de estruturação de suas formas, o grau de controle estrutural que possuem.

2.2.2. Traços de junta

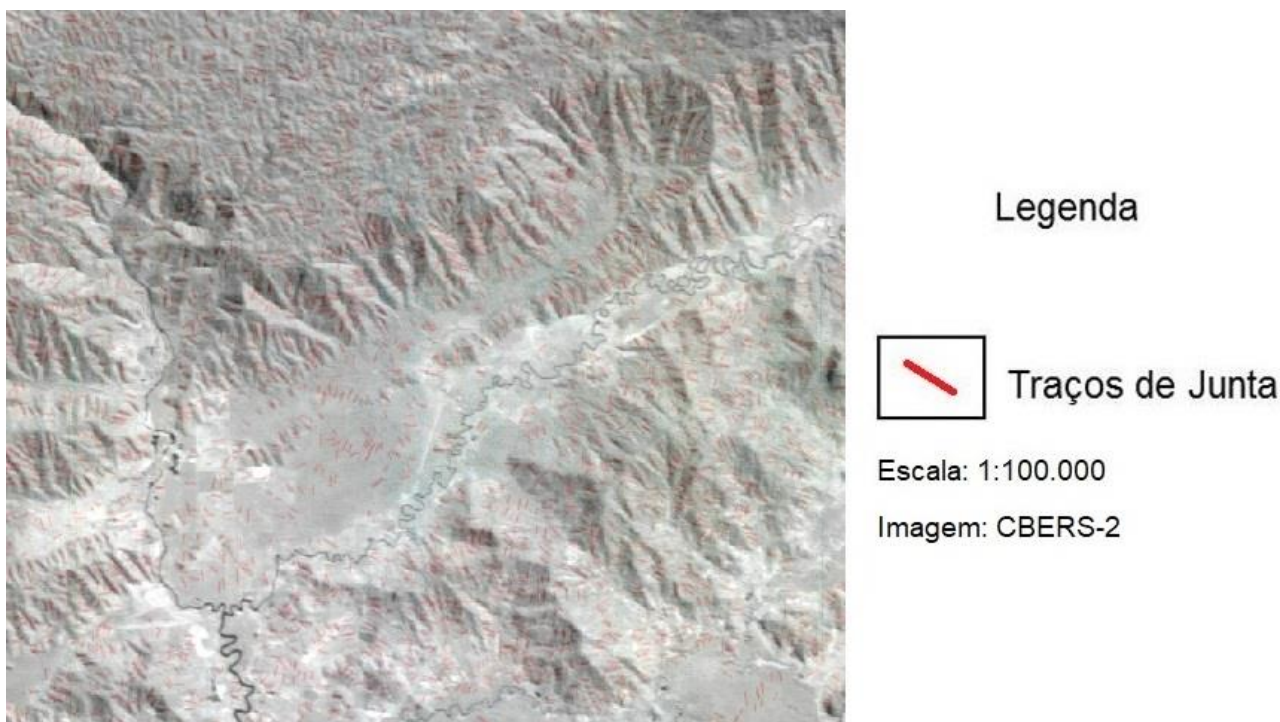
Os traços de junta correspondem a elementos de drenagem retilíneos, fortemente estruturados unidirecionalmente, que indicam a principal direção da rede de drenagem (RODRIGUES, 2000). Loczy & Ladeira (1980) definem as juntas como planos ou superfícies de fraturas que dividem as rochas, onde a coesão da rocha foi perdida (RAMSAY & HUBER, 1987), ao longo das quais não ocorreu deslocamento das

paredes rochosas paralelamente aos planos de fratura ou, se o deslocamento ocorreu, ele foi mínimo e, portanto, não visível.

A análise dos traços de junta a partir de imagens de satélite inicia-se com o reconhecimento de lineações de drenagem, geralmente de primeira e segunda ordem, com comprimento aproximado entre 300 e 500 metros (se em escala 1:100.000) como ilustrado na Figura 10.

O mapa de traços de junta representa o grau de fraturamento que o solo/rocha possui e onde este grau de fraturamento apresenta-se com maior intensidade de rompimento. As juntas são superfícies de descontinuidades que se propagam até os corpos mais profundos. Vale destacar que a quantidade destas feições numa determinada área é que irá comandar a maior ou menor permeabilidade e, conseqüentemente, maior alterabilidade ou maior potencial de erodibilidade (MATTOS et al, 2002).

Figura 10 - Exemplo de traços de junta extraídos de imagem de satélite.



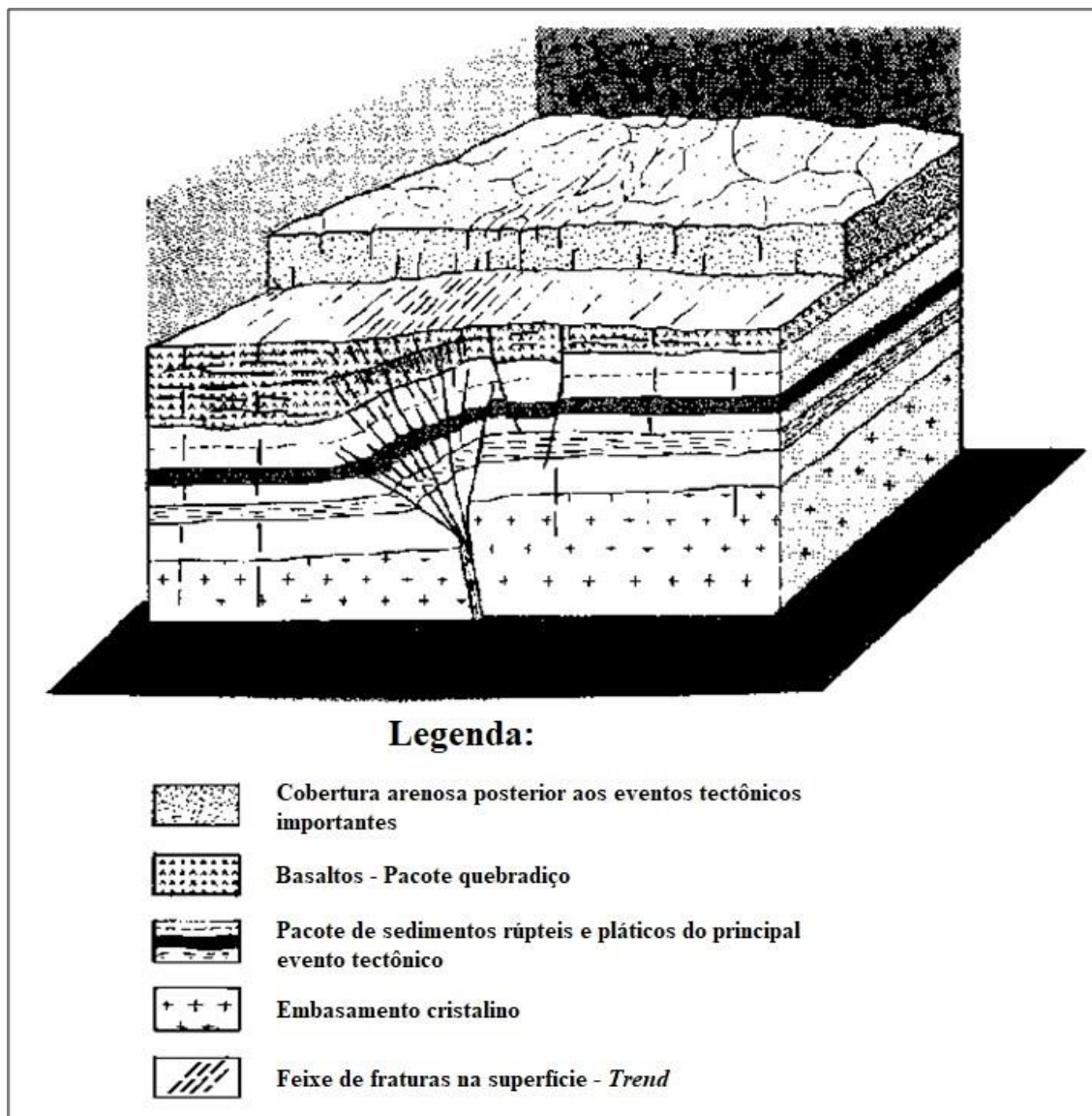
Fonte: Elaborado pelo autor.

2.2.3. *Trends* estruturais

Os elementos de drenagem fortemente estruturados (disposição regularmente ordenada), retilíneos ou em arco, dispostos de maneira contínua ou não, são denominados lineações de drenagem e interpretados como traços de junta (SOARES & FIORI, 1976); (VENEZIANI & ANJOS, 1982).

Os *Trends* estruturais, ou zonas homólogas de drenagem fortemente estruturadas unidirecionalmente, são feixes de juntas fortemente orientadas que representam o reflexo em superfície de falhamentos profundos com movimentação de blocos. Tais feixes são interpretados como o reflexo de falhas de grande rejeito no embasamento. O deslocamento inicial é distribuído nas camadas superiores pela multiplicação de linhas de ruptura e flexura das camadas (SOARES et al., 1981a) como exibido na Figura 11. O efeito destas zonas de rupturas pode se refletir em camadas posteriores ao evento tectônico através de esforços sistemáticos atuantes na litosfera. O caráter geológico-estrutural do traço de junta está na representatividade em superfície da primeira incisão erosiva sofrida pelo substrato.

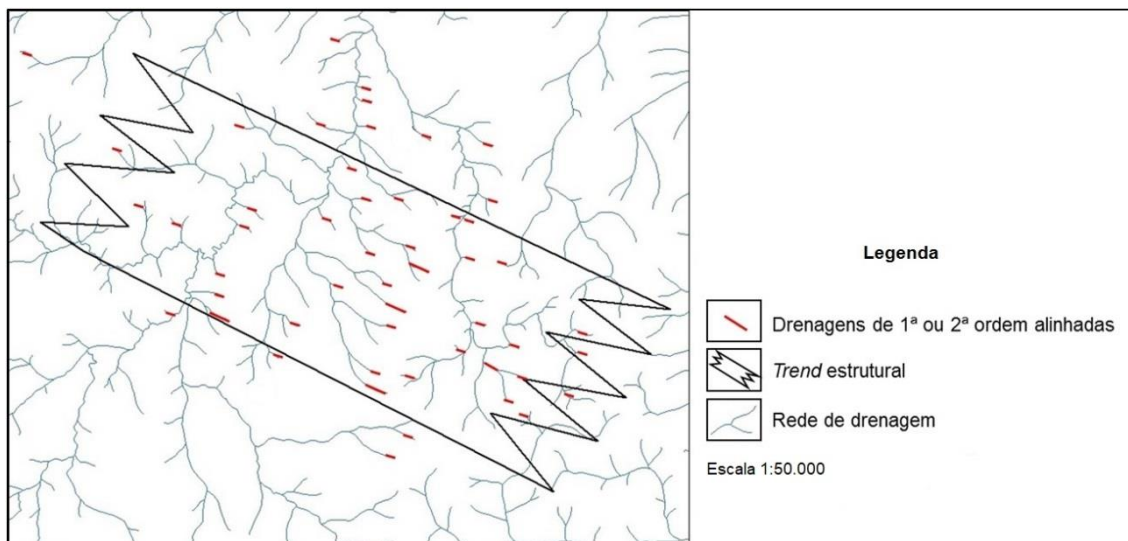
Figura 11 - Modelo de interpretação estrutural de uma zona homóloga de drenagem unidirecional fortemente estruturada (*trend* estrutural).



Fonte: Soares et al. (1981a).

A análise das lineações de drenagem possibilita a delimitação de zonas homólogas de drenagem fortemente estruturadas unidirecionalmente (*trends* estruturais) como no exemplificado na Figura 12. Os *trends* são definidos por Plicka (1974) como uma série de zonas de juntas paralelas entre si e com uma gênese em comum. As zonas de variação de *trends* estruturais apontam regiões com grande variação no campo de tensão, sendo áreas rúpteis e com alta suscetibilidade à erosão (MATTOS et al., 2002).

Figura 12 - Exemplo de um feixe de *trend* estrutural extraído de carta topográfica.



Fonte: adaptado de Lima (2016).

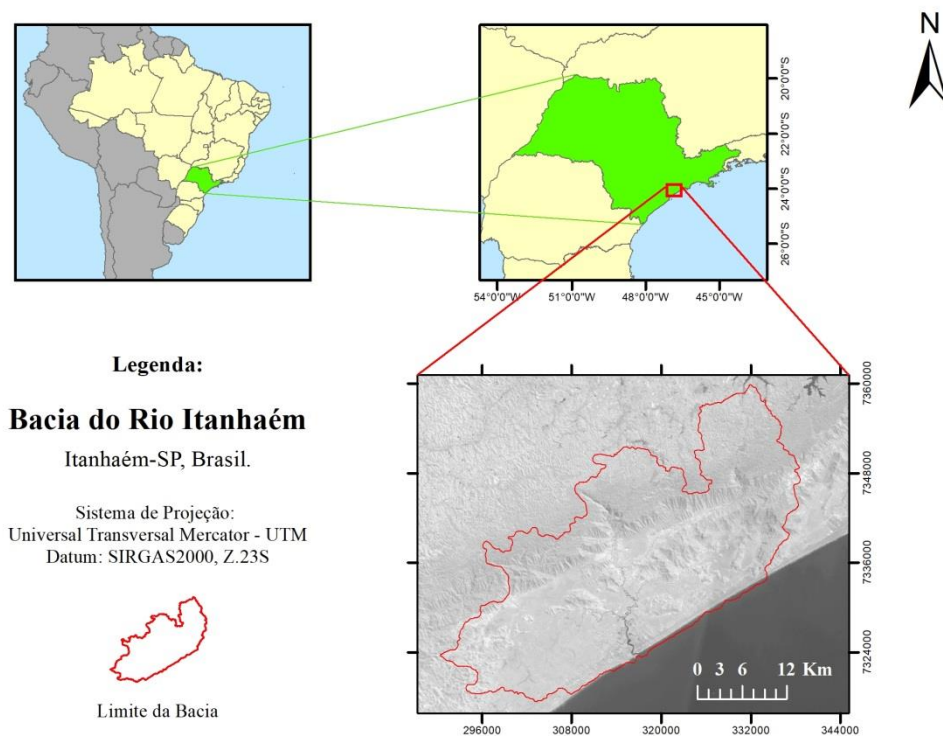
Segundo Veneziani (1987), os *trends* estruturais são feições geológicas de significado regional, independentes de variações litoestratigráficas locais e da atitude dos estratos, embora estes dois últimos fatores exerçam controle sobre a frequência.

A caracterização dos *trends* estruturais, a partir da análise da rede de drenagem, permite verificar a frequência, distribuição e sentido das falhas e juntas, definindo áreas com maior deslocamento e/ou rompimento na estrutura e, por conseguinte, viabiliza a delimitação de áreas intensamente fraturadas, isto é, mais tectonizadas e instáveis, consequentemente, com maior potencial erosivo (CRISÓSTOMO NETO, 2002).

CAPÍTULO 3 – ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

A área selecionada para o desenvolvimento desta pesquisa é a bacia do Rio Itanhaém, no litoral sul do Estado de São Paulo (Figura 13). A bacia hidrográfica possui 930 km² de área e é a segunda maior bacia litorânea do estado, inferior, em extensão, apenas à do Rio Ribeira de Iguape. Abrange os municípios de Peruíbe, Mongaguá, Praia Grande, São Vicente, São Paulo e Itanhaém, pertencendo a este último a maior parte da bacia.

Figura 13 - Mapa de localização da bacia do Rio Itanhaém, litoral sul de São Paulo-SP, Brasil.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A bacia do Rio Itanhaém é circundada pela Região Metropolitana da Baixada Santista a nordeste, e pela Região Metropolitana da Grande São Paulo ao norte. A parte superior da bacia está contida dentro dos limites do Parque Estadual da Serra do Mar e, portanto, possui a maior parte de suas nascentes em área de preservação ambiental. A porção inferior é onde se localiza a área urbana do município de Itanhaém e, conseqüentemente, está sujeita a diversos tipos de impactos antrópicos, tais como, desmatamentos, aterros, lançamento de efluentes urbanos, etc. A região intermediária da bacia está submetida a impactos menos intensos, ocasionados por algumas atividades de mineração de areia, retificação de drenagens e pequenas propriedades rurais, onde se cultiva bananas e culturas de subsistência. Além da grande diversidade do uso do solo e de densidade populacional, a bacia também apresenta aspectos geológicos, de relevo e vegetação bastante variados. Esta diversificação se reflete nas características limnológicas das águas dos rios (CAMARGO et al., 1996), que podem ser classificados em rios de água preta, branca e clara, tal como a definição das águas dos rios amazônicos estabelecida por Sioli (1968).

A Planície Costeira se estende por aproximadamente 15 km desde a linha de costa até a escarpa da Serra do Mar. Sua porção inferior se estende por cerca de 5 km desde a linha de praia em direção ao interior. Trata-se de uma região onde os rios apresentam grande influência marinha. O sistema hidrológico é intensamente influenciado pelo regime de marés, com forte mistura de água doce e salgada, sendo possível identificar um gradiente de salinidade nos rios (SOUZA-PEREIRA & CAMARGO, 2004). Os rios são meândricos e a vegetação é tipicamente estuarina, predominando a vegetação de manguezal e de restinga. A porção intermediária da planície estende-se dos 5 km até 10 km de distância da costa. Neste setor os rios são predominantemente de água doce, apresentando pouca ou nenhuma influência de salinidade. No entanto, assim como na porção inferior, os rios também são meândricos e estão sujeitos ao regime de marés, que influencia o nível da água nos rios, a vazão, e a velocidade de corrente. Nesta região predomina a vegetação de restinga, diferenciando-se da restinga da porção inferior, por apresentar vegetação mais adensada e de maior porte. A porção superior da bacia é caracterizada por rios de água doce. Como o terreno apresenta altimetria elevada e, portanto, maior declividade, as drenagens possuem o canal mais estreito e maior velocidade de corrente. A vegetação predominante é de Mata Atlântica e de Mata Atlântica de Encosta nas áreas da Serra do Mar (CANCIAN, 2012).

3.1. Características gerais dos principais subsistemas

A Figura 14 ilustra em destaque os principais rios da bacia do Rio Itanhaém.

O Rio Branco origina-se e percorre grande parte de sua extensão em contato com rochas do Pré-Cambriano da Serra do Mar, compostas, predominantemente, por metassedimentos que incluem filitos, metacalcários, xistos, quartzitos e um complexo gnáissico-migmatítico-granítico (GIANNINI, 1987), em altitudes entre 600 e 800 metros, e posteriormente percorre terrenos do Quaternário na Planície Costeira, compostos, predominantemente, por depósitos de areia, argila e cascalho. Este rio exhibe águas brancas ou barrentas e, de acordo com a classificação de Navarra (1988) para rios da região costeira do Estado de São Paulo, é um rio de planalto. Seu canal principal é o de maior extensão da bacia (68 km) e possui a segunda maior área de drenagem (285 km²).

O Rio Mambú nasce nas encostas da Serra do Mar entre 700 e 800 metros de altitude. Este rio de águas claras, típico de escarpa segundo a classificação de Navarra (1988), deságua no Rio Branco logo após atingir a Planície Costeira, e o encontro de

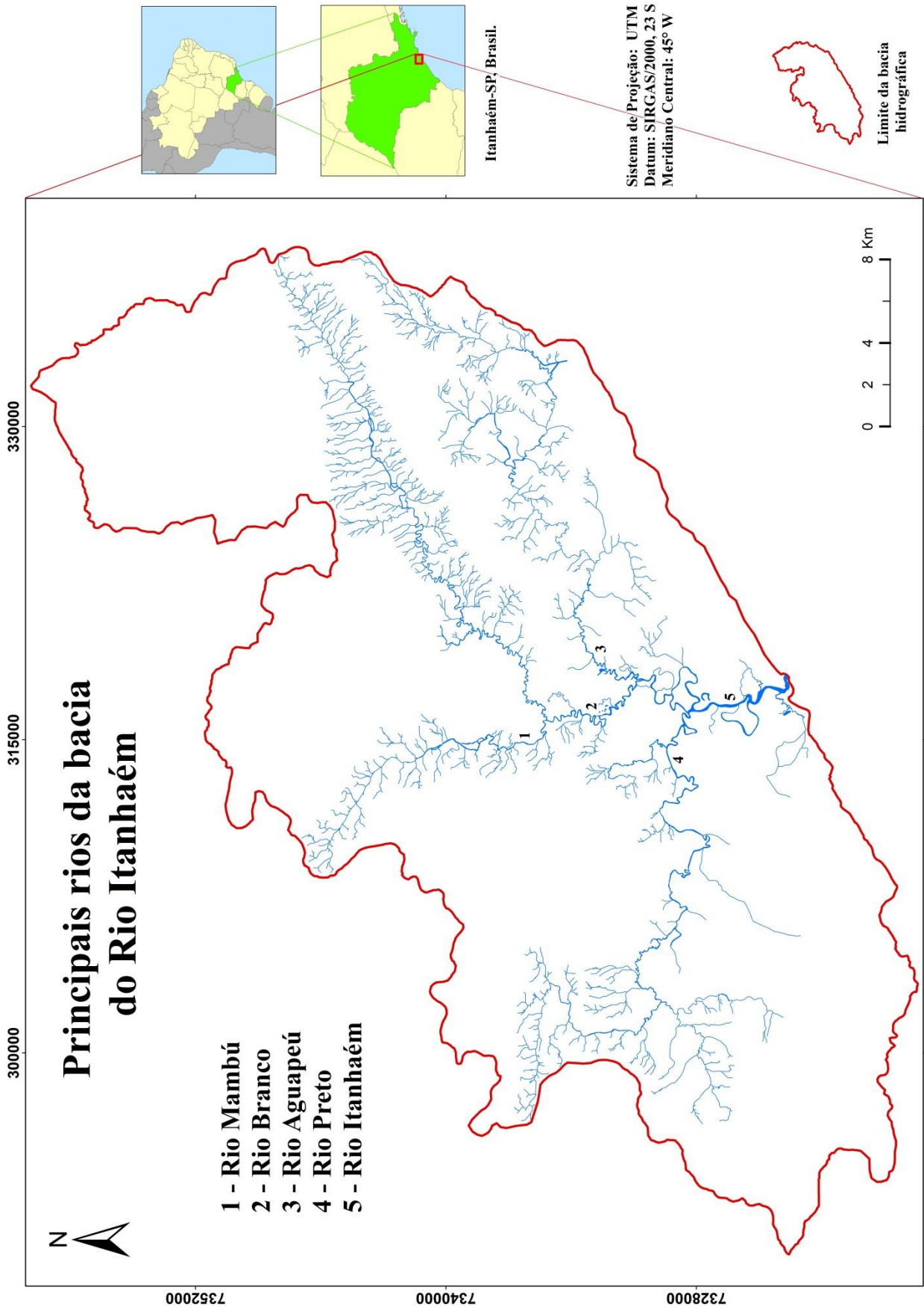
ambos exibe o contraste entre os diferentes tipos de água. É, portanto, um rio característico de montanha, com pouca profundidade, fundo pedregoso, apresentando cachoeiras e corredeiras. Encontra-se em estado quase natural de preservação e suas águas são captadas para abastecimento dos municípios de Itanhaém, Mongaguá e Praia Grande. Sua área de drenagem é de 136 km² e seu canal principal apresenta 21 km de extensão.

O Rio Preto possui nascentes em rochas do Pré-Cambriano da Serra do Mar e alguns tributários que se originam na Planície Costeira. Percorre a maior parte de sua extensão na planície e, a cor escura deste rio de águas pretas, é atribuída à presença de ácidos orgânicos, como ácidos húmicos. É considerado um exemplo de rio de baixada (NAVARRA, 1988). Este rio possui a maior área de drenagem da bacia com 332 km². No alto curso, a vegetação da área de entorno é de mata atlântica, posteriormente substituída por mata de restinga.

O Rio Aguapeú tem suas nascentes em rochas do Pré-Cambriano da Serra do Mar, mas percorre a maior parte de seu curso na Planície Costeira. Apresenta águas de cor escura, sendo denominado como um rio de águas pretas de acordo com a classificação de rios baseada na cor e nas características do material em suspensão (SIOLI, 1968). Segundo Navarra (1988) este corpo d'água é um típico exemplo de rio de baixada. Sua área de drenagem é de 139 km² e o canal principal apresenta 33 km.

O Rio Itanhaém é formado pela confluência do Rio Branco com o Preto. É um rio de características estuarinas e com uma área de drenagem de 26 km². Seu canal principal possui 6 km de extensão e, somado com seus tributários, apresenta 17 km. Na região do estuário, há presença de componentes de mata de restinga e mais a jusante o manguezal, com sedimentos argilo-arenosos, e que pode ser classificado, de acordo com a estrutura física dos mangues como: mangue baixo, mangue alto e mangue degradado (HERZ, 1991).

Figura 14 - Principais rios da bacia do Rio Itanhaém.



Fonte: Elaborado pelo autor.

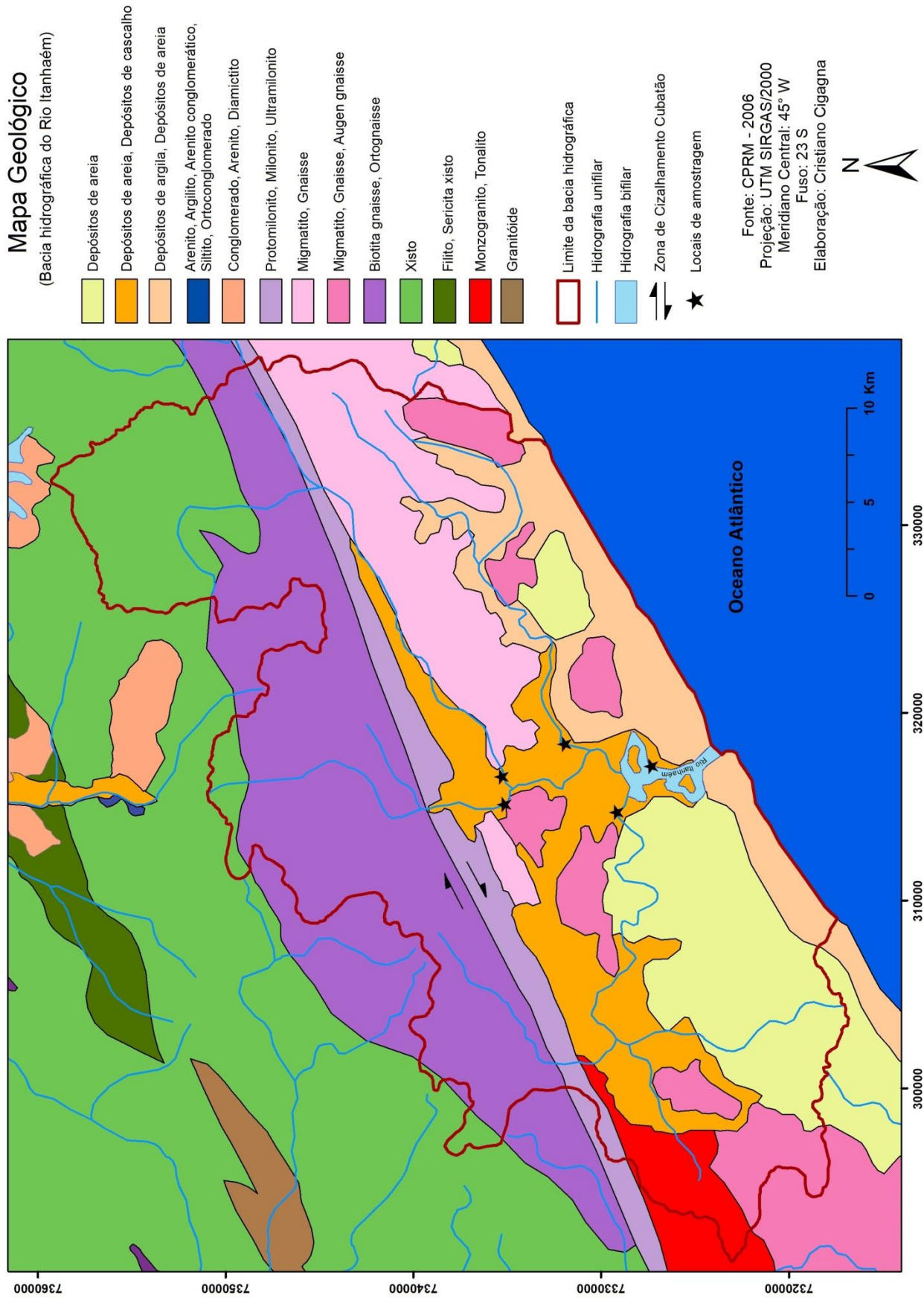
3.2. **Clima**

O clima da região de acordo com o sistema de Köeppen é classificado como Af, ou seja, tropical chuvoso sem estação seca com a precipitação média do mês mais seco superior a 60 mm. A temperatura varia de 15,3° C em julho a 30° C em fevereiro. A taxa de umidade relativa do ar é alta durante todo o ano, sempre superior a 80%, devido à constante influência do Oceano Atlântico e das massas equatoriais e marítimas que atuam continuamente na região. A pluviosidade média anual é elevada (2000 a 2500 mm), com maior concentração nos meses de verão, sem, entretanto, apresentar uma estação seca (LAMPARELLI & MOURA, 1998).

3.3. **Geologia da área**

Segundo Suguio & Martin (1978), o contexto geológico regional é composto por basicamente duas formações (Figura 15): o Complexo Cristalino do Pré-Cambriano, que compreende a parte alta da bacia (planalto e serra); e o Quaternário, que abrange a planície costeira, com aproximadamente 15 km de largura por 40 km de extensão, constituída essencialmente por depósitos marinhos e flúvio-lagunares originados por transgressões marinhas. O evento mais transgressivo teria coberto toda a Planície Costeira e alcançado o sopé da Serra do Mar. Interessante notar a quebra brusca de relevo entre a planície de Itanhaém e o domínio cristalino da Serra do Mar onde se encontram rochas milonitizadas e a Zona de Cisalhamento de Cubatão.

Figura 15 - Mapa geológico da bacia do Rio Itanhaém.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Segundo Fúlfaro et al. (1979), na região compreendida entre as cidades de Peruíbe e Itanhaém, foram individualizadas três faixas de sedimentos arenosos de praia sendo elas, da praia para o interior: faixa de praia atual, faixa holocênica e a faixa pleistocênica. A faixa de praia pleistocênica, com grande expressão areal, apresenta aspectos morfológicos distintos, destacando-se uma zona de cordões litorâneos e uma zona arrasada, entrecortada por terraços aluviais argilosos e campos de dunas localizados. A faixa de cordões litorâneos pleistocênicos apresenta, até a profundidade investigada pelos autores, basicamente níveis de coloração branca, preta e marrom, do topo para a base. Nota-se, nos testemunhos de sondagem, que a passagem da coloração preta para a marrom é gradativa e está relacionada a um processo pedogenético envolvendo a presença de matéria orgânica.

Entre a Serra do Mar e os terraços arenosos pleistocênicos ocorre ampla faixa de sedimentos argilosos, ricos em matéria orgânica, que abrange as bacias dos rios Itanhaém, Tambotica, Branco e Aguapeú, todos afluentes do Rio Itanhaém. Estes sedimentos foram associados a um ambiente flúvio-lagunar indiferenciado, possivelmente relacionado à transgressão “Santos”, do Holoceno. No Rio Aguapeú foram encontradas areias de praia a uma profundidade de 3 m, subjacentes a sedimentos argilosos (GIANNINI, 1987).

Na região dos morros Jatubatuba e da Lagoa, afloraram os mais expressivos sedimentos fluviais e de encosta desta planície, que ocorrem interdigitados ou recobrimo os sedimentos flúvio-lagunares. A ocorrência de mangues na planície está restrita à foz do Rio Preto e Itanhaém, onde ocorrem sedimentos argilo-arenosos.

De Itanhaém até Mongaguá, a faixa das areias tidas como pleistocênicas apresenta uma largura média de 1 km, enquanto no trecho Itanhaém-Peruíbe a largura é de 500 m. A partir da linha que une o Morro Grande e Melico estão presentes areias relacionadas à transgressão pleistocênica e extensas áreas de sedimentos flúvio-lagunares. Os terraços arenosos pleistocênicos apresentam-se com morfologia de cordões retilíneos na porção SW da área de sua ocorrência e sinuosos na porção NE, consequência de possíveis eventos superimpostos. Na planície do Rio Aguapeú, foram encontradas, na unidade flúvio-lagunar, cotas que variam de 2 a 3 m. A facie praias foi erodida, restando apenas pequenos corpos isolados, ladeados por sedimentos argilosos. Encontraram-se também, areias de praia a uma profundidade de 4 m. Nesse local, o topo da unidade flúvio-lagunar está representado por turfa e argila turfácea (SUGUIO & MARTIN, 1978).

As rochas cristalinas que circundam a bacia hidrográfica, e que poderiam ter funcionado como áreas fontes primárias para a Planície Costeira, podem ser divididas em seis grupos: 1) rochas de fácies granulito do Arqueano a Proterozóico Inferior; 2) rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico do Proterozóico Médio a Superior; 3) rochas ectiníticas do Grupo Açungui de idade proterozóica inferior; 4) rochas graníticas sin- a tardi-tectônicas em relação à orogênese do Proterozóico Superior; 5) rochas cataclásticas cambro-ordovicianas; e 6) rochas ultrabásico-alcálicas do Jurássico-Terciário (GIANNINI, 1987).

Segundo Silva et al. (1978), a sul da Falha de Cubatão, o Complexo Gnáissico-Migmatítico encontra-se representado por rochas policíclicas Transamazônico-Brasilianas. Na região de Peruíbe-Itanhaém, estas rochas podem ser separadas em três grupos principais. O primeiro é o dos migmatitos homogêneos que ocorrem no Morro dos Prados, nos morros da margem nordeste do Rio Itanhaém, e na própria cidade de Itanhaém. Na descrição dos autores, trata-se de rochas exibindo estruturas anatexíticas ou nebulíticas, mas contendo núcleos anfíbolíticos e quartzo dioríticos ainda preservados da completa migmatização e homogeneização. O segundo grupo é o dos migmatitos heterogêneos, geralmente estromatíticos, que ocorrem em meio à plataforma continental, na Ilha Queimada Grande e Pequena, e no setor nordeste da planície, no Morro do Botoruçú. O terceiro grupo é o de migmatitos oftalmíticos, biotita gnaisses e augen-gnaisses do Bairro dos Prados (Morro Butrapoan). Os três grupos associam-se indiferenciadamente na parte sudoeste da Serra das Laranjeiras, compreendida entre o limite norte do Maciço de Itatins e o limite sul dos maciços graníticos do Caepepu.

Rochas metassedimentares do Grupo Açungui ocorrem na fronteira nordeste da planície. O caráter tectônico de seu contato com as unidades adjacentes é sugerido por seu alinhamento contínuo na direção SW-NE, coincidindo com a faixa cataclástica da Falha de Cubatão. Nos flancos do vale do Rio Branco, que segue seu fluxo encaixado nessa zona de falha, afloram principalmente xistos, como granada-biotita-quartzo xistos, muscovita xistos e clorita-muscovita xistos, enquanto, mais a SW, junto à margem norte do Rio Preto, predominam os metarenitos de granulação fina e cor cinza, relativamente fraturados, que adquirem cor avermelhada e aspecto xistoso quando alterados (SILVA et al., 1978).

As rochas graníticas e afins sin-a tarde-cinemáticas brasileiras são representadas na região pelo maciço do Caepepu, que tem contato direto com os sedimentos pleistocênicos na região de cabeceira do Rio Preto (GIANNINI, 1987).

As rochas cataclásticas na área abrangem principalmente as originadas por esforços compressivos nas Falhas de Cubatão e Itariri, incluindo filonitos, milonitos, e protomilonitos ricos em quartzo (SILVA et al., 1978). A Falha de Cubatão é muito evidente apenas a norte de Itanhaém. Sua continuidade a sul, constituindo o trecho Miracatu foi evidenciada por Coutinho (1971), que registrou ao longo da secção geológica Peruíbe-Pedro Barros, a passagem de gnaisses cinzentos bandados para gnaisses miloníticos finos, seguidos de xistos miloníticos quartzo-feldspáticos e finalmente filonitos. Segundo o mesmo autor, os gnaisses cinzentos da região de Peruíbe “se desfazem em fragmentos imersos na matriz granítica”, constituindo uma brecha magmática do tipo agmatito.

Em Itanhaém foram descritos diques de tinguaito, assim como ocorrências dispersas de diques de olivina sovito, ambas as variedades de rochas alcalinas ultramáficas. Estas rochas foram datadas por Amaral et al. (1967), usando método K-Ar, que lhes indicou uma idade aproximada de 130 milhões de anos. A datação radiométrica permite situar as intrusões alcalinas de Itanhaém no primeiro episódio do magmatismo ligado à reativação Wealdeniana e que, segundo Hasui & Almeida (1978), afetou principalmente o Arco de Ponta Grossa e o leste paulista. Deste modo, os diques de Itanhaém são contemporâneos às demais intrusões alcalinas da região, como Juquiá, Piedade e Jacupiranga, à exceção do maciço de Cananéia, este pertencente ao segundo episódio magmático, com uma idade de 82 milhões de anos (ULBRICH & GOMES, 1981).

3.4. Geomorfologia

A bacia do Rio Itanhaém está inserida no compartimento morfológico denominado compartimento Santos-Itanhaém-Peruíbe, que vai da Serra de Itatins até a ponta do Una (Serra do Juquiriquerê). Nesta área ocorre grande diversidade de antigas enseadas colmatadas, com amplo desenvolvimento de formações flúvio-lagunares, cordões litorâneos, dunas, mangues e estuários, resultantes de transgressões e principalmente por tectonismo. Destacam-se três compartimentos geomorfológicos distintos: 1) Planalto constituído por morrotes baixos (700-800 m aproximadamente, com declividade média); 2) Serras compostas de espigões e topos angulosos (100-700 m com declividade alta); e 3) Planície Costeira formada por terraços baixos (0-90 m com declividade baixa), poucos metros acima do nível do mar (FÚLFARO et al. 1974).

A evolução morfogenética da região da Serra do Mar está ligada a três principais fatores: erosão diferencial (tipo de substrato), tectonismo tafrogênico wealdeniano, epirogenia, e oscilações eustáticas, relacionadas entre outros fatores, às glaciações quaternárias (GIANNINI, 1987).

A influência do tipo de substrato rochoso na morfologia costeira paulista foi inicialmente admitida por Almeida (1953), que ressaltou a coincidência de localização entre as escarpas de falha mais íngreme e as rochas de maior resistência, como granitos e gnaisses, principalmente aqueles com orientação estrutural paralela à costa. A diferença de largura da planície entre seu setor nordeste, onde afloram rochas xistosas, e o setor sudoeste, em que predomina o Complexo Gnáissico-Migmatítico, é um reflexo da erosão remontante diferencial.

3.5. Cobertura sedimentar

Segundo Giannini (1987), os sedimentos superficiais da planície de Itanhaém ocorrem em uma faixa descontínua entre as serras de Itatins e Mongaguá. A planície é tida como formada em maior parte por depósitos arenosos quaternários que não chegam a atingir o sopé da zona serrana, dela se separando por sedimentos coluviais e, eventualmente, por zonas pantanosas, presentes nos vales de drenagem do Rio Preto e Rio Branco. Os sedimentos coluviais encontram-se associados, como áreas-fonte, aos sedimentos aluviais desses rios que atravessam a planície. As águas fluviais, durante os períodos de cheia, distribuem material de intemperismo do embasamento cristalino por suas planícies de transbordamento, apesar do gradiente energético reduzido. Este mecanismo de transporte é evocado por Fúlfaro et al. (1979) para explicar a elevada percentagem de argila e de mica que caracteriza os sedimentos aluviais.

A cor escura das águas do Rio Preto e o alto teor de matéria coloidal e matéria orgânica encontrado em seus sedimentos fazem supor, todavia, que a grande quantidade de carga suspensa não se deva apenas à contribuição de argilas continentais, mas também, em significativa parcela, à matéria argilo-orgânica formada em ambiente redutor, como mangues e pântanos. É provável, portanto, que a faixa atravessada por estes rios não seja apenas coberta por sedimentos de inundação da fase atual de deposição fluvial, mas também, conforme citado por Suguio & Martin (1978), por sedimentos flúvios-lagunares preexistentes.

A planície sedimentar arenosa de Itanhém foi descrita por Giannini & Fernandes (1984) como sendo constituída de três faixas regressivas paralelas à costa: 1) a faixa dos

sedimentos holocênicos de praia, depositados durante a fase atual (últimos três mil anos) de suave rebaixamento do nível relativo do mar; 2) a faixa dos sedimentos holocênicos interiores, depositados nas fases de regressão, após os dois auges principais da última transgressão pós-glacial, em 5.500 e 3.600 anos A.P. (antes do presente); 3) a larga faixa de sedimentos pleistocênicos depositados após a transgressão de 120.000 anos A.P. Os mesmos autores produziram superfícies de tendência por regressão múltipla para parâmetros granulométricos de sedimentos ao longo da planície, interpretando as variações observadas em função de três fatores principais: 1) sucessão de eventos regressivos e transgressivos; 2) ação de correntes de deriva longitudinal; 3) aporte de sedimentos de fora da planície.

Atualmente dois ambientes de sedimentação encontram-se ativos na área, relacionados à praia e às zonas de mangue. A estas últimas, associam-se as ocorrências da “lama negra” de Peruíbe. Lama negra é a denominação popular de sedimentos siltico-argilosos ricos em matéria orgânica depositados no leito do Rio Peruíbe e nas margens e meandros abandonados do curso inferior do Rio Preto (GIANNINI, 1987). A sedimentação praial ocorre vinculada à descida do nível relativo do mar nos últimos 1.800 anos, conforme a curva de variação obtida por Suguio & Martin (1978), e à atuação de correntes de deriva litorânea. A respeito destas correntes, ocorre um predomínio de transporte longitudinal no sentido SW-NE ao longo da praia.

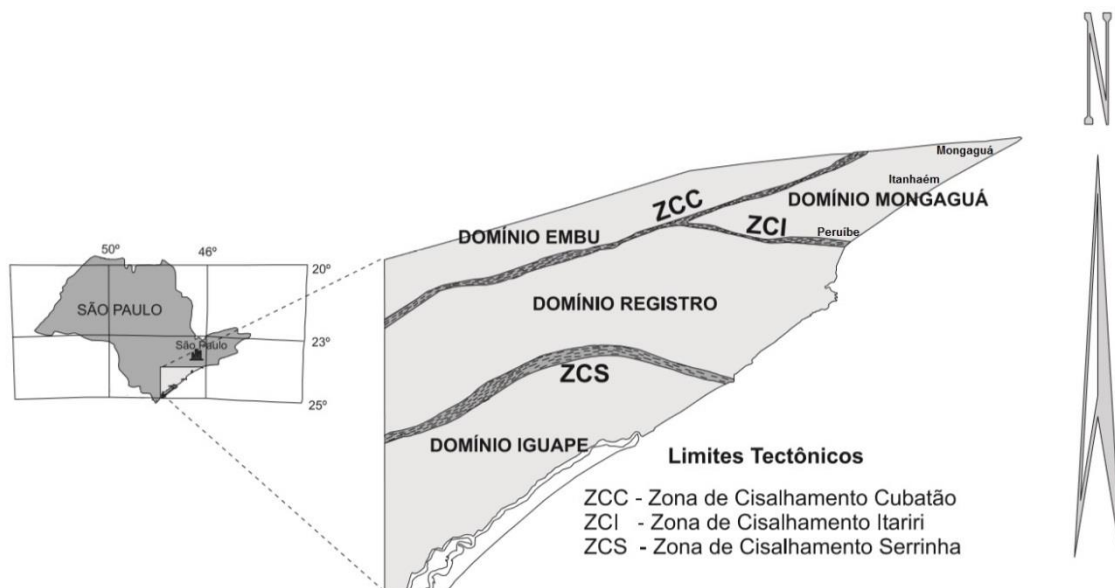
3.6. Compartimentação tectônica e aspectos estruturais

A porção sul-oriental do Estado de São Paulo é integrada por compartimentos tectônicos delimitados por expressivas zonas de cisalhamento e faz parte da Província Mantiqueira, especificamente da porção sul do Cinturão Ribeira, constituído por diferentes terrenos com características litológicas, geocronológicas e isotópicas distintas (ALMEIDA et al., 1981).

Dentre as zonas de cisalhamento adjacentes à bacia do Rio Itanhaém podemos destacar a SW a Falha de Itariri, que segundo Egydio da Silva (1981) é mais antiga que a Orogênese Brasileira, uma vez que a ela se associam milonitos visivelmente recristalizados, além de diques de aplitos e lamprófiros. Enquanto que na direção NW está localizada a Falha de Cubatão, que também iniciou sua atividade no Pré-Cambriano, porém com reativações posteriores, inclusive no Terciário, conforme admitido por Fúlfaro et al. (1974). A região em que está inserida a bacia do Rio Itanhaém abrange dois domínios tectônicos (Figura 16), ou seja, o Domínio Embu, que

compreende a região a norte da Zona de Cisalhamento Cubatão (ZCC), o Domínio Mongaguá, que é delimitado pela ZCC a NW e a SSE pela Zona de Cisalhamento Itariri (ZCI).

Figura 16 - Compartimentação tectônica da porção sul-oriental do Estado de São Paulo, Brasil.



Fonte: Adaptado de Passarelli et al. (2004).

Na porção sudeste do Estado de São Paulo, o Domínio Embu compreende mica xisto, paragnaisse parcialmente migmatizado e quartzito (Complexo Embu) e xisto fino, filito e subordinadamente quartzito, metabasito e rocha cálcio-silicática (Sequência Miracatu). Estas unidades são intrudidas por granitos cálcio-alcálinos de alto potássio e peraluminosos tardi-orogênicos (DANTAS et al., 1987). Logo a norte da ZCC, rochas metassedimentares de médio a alto grau metamórfico apresentam-se intrudidas por corpos de muscovita-biotita monzogranito peraluminoso, denominados informalmente de Granito Juquiá e Sete Barras por Passarelli (2001). Segundo a autora, faixas miloníticas cortam o Domínio Embu e definem importantes lineamentos subparalelos às ZCC e ZCI, com direções em torno de EW e mergulhos subverticais. Falhamentos transcorrentes de movimentação dextral afetam as rochas metassedimentares e balizam diversos *stocks* graníticos. Os granitos de Sete Barras e Juquiá estão orientados nas faixas de cisalhamento (orientação do eixo maior dos *stocks* em torno de N70E), e mostram formas estiradas, notadamente o Granito Juquiá. Normalmente apresentam textura protomilonítica, caracterizada pela orientação de porfiroclastos de feldspato potássico com formato sigmoidal e orientação dos minerais máficos.

No Domínio Mongaguá verifica-se a existência de rochas gnáissicomigmatíticas (afloramentos-tipo na região de Mongaguá e Itanhaém) e rochas granitóides, estas subdivididas em três grupos principais: Tipo Itariri (monzogranitos, granodioritos e tonalitos, localmente com feições gnáissico-migmatíticas); Tipo Areado (monzogranitos e localmente tonalitos); e Ribeirão do Óleo (predominantemente monzogranitos), definidos por Passarelli (2001). Este Domínio corresponde aos migmatitos indiferenciados do Complexo Costeiro (GIMENEZ FILHO et al., 1987), aos terrenos gnáissico-migmatíticos da Microplaca Serra do Mar (CAMPOS NETO & FIGUEIREDO, 1995), (CAMPOS NETO, 2000) e ao Cinturão Granítico Costeiro (BASEI et al., 1999), (BASEI et al., 2000), correlacionado por estes autores ao Batólito Paranaguá (BASEI et al., 1990). Na região de Mongaguá e Itanhaém, feições texturais observadas por Passarelli et al. (2004), como a presença de enclaves máficos microgranulares, contato irregular em cúspide e fragmentos de diques sin-intrusivos, sugerem uma íntima associação entre magmas distintos (*mingling/mixing*): um granítico (mais frio) e um básico (mais quente), na geração das rochas gnáissico-migmatíticas. A coexistência de magmas que podem ter se cristalizado concomitantemente, permitiu a formação de rochas híbridas, que foram intensamente deformadas (gnaisse bandados). A ocorrência de granitos híbridos, com presença de enclaves microgranulares, possivelmente está associada à origem profunda destas rochas.

A geração e colocação das rochas do Domínio Mongaguá possivelmente associadas a regimes compressivos podem ser corroboradas pelas feições estruturais observadas, como *megaboudins* na região de Itanhaém, indicativos de compressão EW, como também a observação de fluxo magmático condicionado a ambiente de achatamento aparente (elipsóides oblatos obtidos em granitóide não deformado). A deformação impressa nestas rochas possivelmente está relacionada ao momento de sua colocação e pode estar diretamente associada à justaposição do Domínio Mongaguá aos demais domínios tectônicos (PASSARELLI et al., 2004).

CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo estão descritas as técnicas utilizadas no estudo da suscetibilidade natural à erosão da bacia do Rio Itanhaém, ou seja, a análise morfoestrutural, e na estimativa da taxa de sedimentação dos principais rios da bacia, por meio do método geocronológico do ^{210}Pb . Também estão detalhados os métodos utilizados na caracterização geoquímica dos sedimentos e na hidroquímica fluvial.

4.1. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

A sistemática da análise morfoestrutural empregada nesta pesquisa é fundamentada na interpretação de informações básicas dos elementos de drenagem e relevo e suas relações espaciais, onde as morfoestruturas surgem como feições anômalas dentro da tendência regional, e que podem ser um indicativo de áreas com maior grau de faturamento e, conseqüentemente, com maior suscetibilidade natural à erosão. O método baseia-se na premissa de que muitas estruturas podem ser refletidas em superfície e que esse reflexo é passível de identificação por meio de produtos de sensoriamento remoto (Jiménez-Rueda et al., 1989).

A interpretação morfoestrutural foi baseada nos procedimentos metodológicos descritos por Soares & Fiori, 1976; Mattos et al., 1982; Veneziani, 1987; Jiménez-Rueda & Mattos, 1992; Franzoni, 2000 e Rodrigues, 2000. A sistemática consiste basicamente no reconhecimento de padrões da rede de drenagem, anomalias de drenagem, suas feições retilíneas e traços de junta. A partir da análise desses elementos, se estabeleceu o traçado de flexuras do terreno por meio de linhas de contorno. Como produto final, elaborou-se o mapa morfoestrutural, de traços de junta e *trends* estruturais, que analisados em conjunto, possibilitam o reconhecimento de setores com maior faturamento do solo/rocha e cobertura superficiais, ou seja, com maior potencial percolativo do substrato e, conseqüentemente, com maior suscetibilidade natural à erosão (MATTOS et al. 2002).

4.1.1. Aquisição de produtos de sensoriamento remoto

As imagens ASTER e CBERS-2 foram utilizadas na sistemática da análise morfoestrutural. O sistema de coordenadas geográficas Universal Transversa de Mercator (UTM) e o Datum SIRGAS 2000, zona 23S foram adotados para o georreferenciamento.

A imagem ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Digital Elevation Model*), a bordo da plataforma TERRA, com resolução espacial de 15 metros, disponível em <http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>, foi utilizada no processo de adensamento da rede de drenagem e, por conseguinte, na fotointerpretação das morfoestruturas e *trends* estruturais. Da imagem CBERS-2, banda 4, órbita 154, ponto 127, em escala de 1:100.000, com resolução espacial de 20 metros e data de passagem em 15 de novembro de 2006, disponível em <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>, foram extraídos os traços de junta. Esta imagem foi

previamente processada no *software* SPRING (1996), com o intuito de realçar as feições de interesse.

4.1.2. Hidrografia

A base de dados foi composta de imagens de radar do programa ASTER e de um arquivo vetorial contendo as principais drenagens recortado nos limites da bacia hidrográfica. De posse desse banco de dados inicial, procedeu-se com o adensamento da rede de drenagem por meio do módulo ArcHydro, base de todos os procedimentos sequenciais da análise morfoestrutural.

O ArcHydro é um módulo do *software* ArcGis 10.3 desenvolvido pela ESRI em associação com universidades e pesquisadores norte-americanos com a finalidade de gerenciar redes hidrológicas. Este módulo consiste basicamente em dois componentes, ou seja, o ArcHydro Data Model e o ArcHydro Tools. O primeiro corresponde à estrutura que gerencia o banco de dados básico da hidrografia em estudo. Já o segundo diz respeito ao conjunto de ferramentas construídas para manuseio do banco de dados e que facilitam análises e simulações comportamentais da rede de drenagem. Ambos os componentes definem o fundamento das aplicações de SIG (Sistemas de Informações Geográficas) em pesquisas hidrológicas, proporcionando flexibilidade e facilidade na elaboração de redes de drenagens extraídas automaticamente a partir de modelos digitais do terreno.

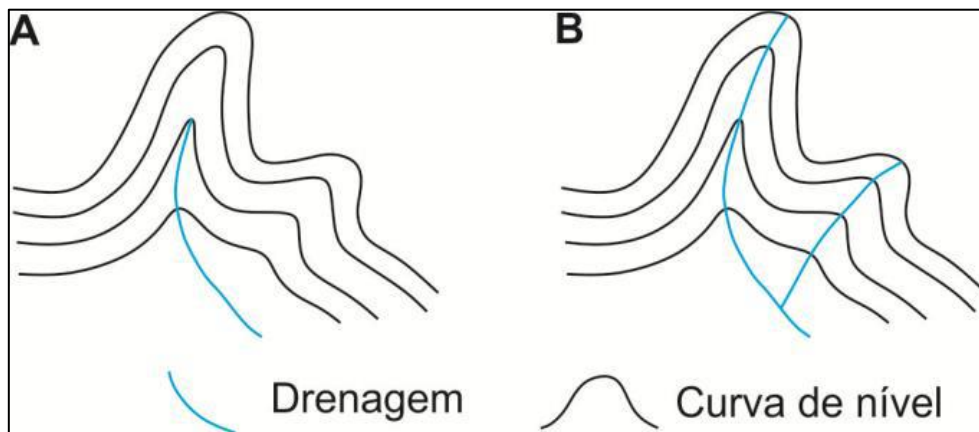
O atrativo do ArcHydro quando aplicado na análise morfoestrutural consiste no fato de que este módulo determina o caminho que o fluxo da água percorre em superfície no relevo. A rede gerada define um único identificador para cada drenagem, o que permite traçar o movimento da água de uma feição à próxima. Desta forma, é possível associar pontos às junções dos segmentos de drenagem onde cada extremidade de um segmento de reta tem uma assinatura única, o que facilita a identificação do sentido de fluxo.

Adotou-se no processo de adensamento um módulo escalar de 50. Este procedimento é de suma importância, pois permite a escolha do número de células para a definição dos canais de drenagem. Quanto menor este número maior será o adensamento da rede de drenagem.

Após a conclusão do processamento da rede de drenagem no ArcHydro obteve-se um arquivo de drenagem adensada da bacia hidrográfica. Quando necessário, o

traçado da drenagem em alguns locais foi complementado (Figura 17) ou suprimido manualmente com base na imagem CBERS-2.

Figura 17 - Esquema representativo do adensamento da rede de drenagem. Em **A**, a drenagem original, em **B**, a complementação realizada.



Fonte: Moraes (2007).

4.1.3. Morfoestruturas

Como resultado da interpretação dos elementos de relevo e drenagem na imagem ASTER impressa em escala 1:100.000, principalmente a disposição das indicações de assimetrias e formas anelares, foram traçadas linhas morfoestruturais considerando-se as suas relações espaciais como no exemplo exibido anteriormente na Figura 8. Essas linhas dão uma ideia da tendência regional do acamamento/foliação, assumindo um significado aproximado de contorno estrutural não cotado. Desta forma, são estabelecidas zonas estruturalmente anômalas positivas (estruturas dômicas ou antifomes), negativas (baixos estruturais ou sinformes) e as discontinuidades estruturais (lineamentos e falhas). Localmente, nas áreas onde ocorre uma perturbação destes mergulhos, as linhas morfoestruturais refletem a existência da estrutura perturbadora e a disposição geométrica que ela assume em superfície. As linhas de forma são feições virtuais qualitativas, sem nenhuma conotação quantitativa.

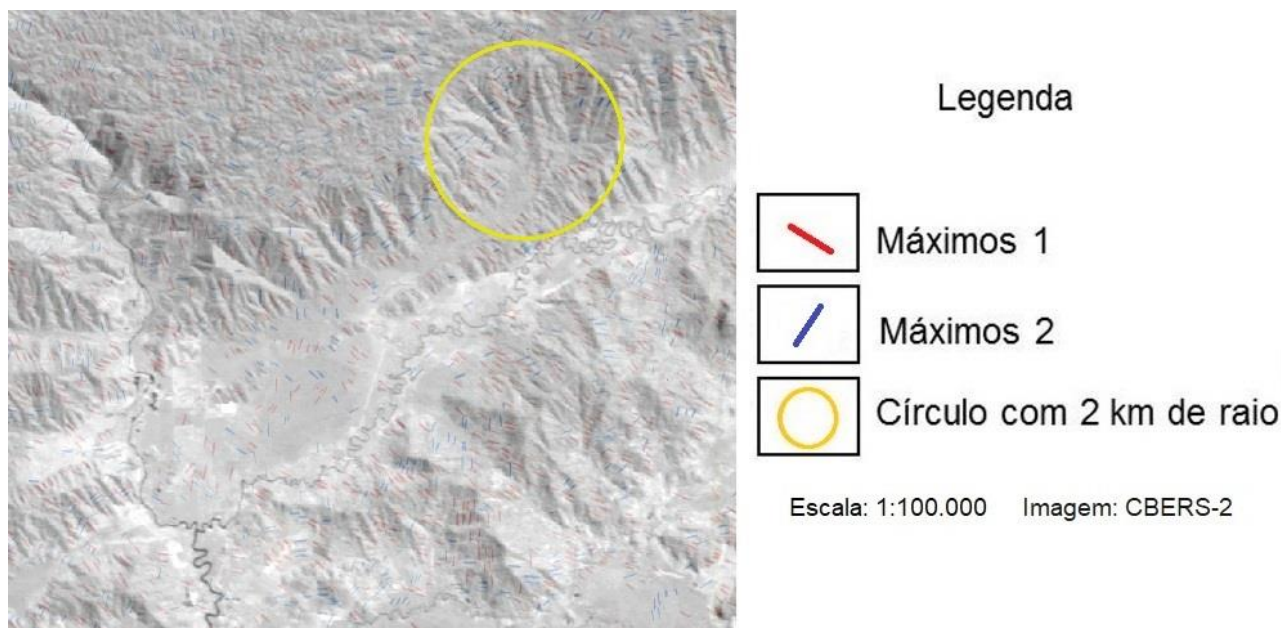
4.1.4. Traços de junta

A análise dos traços de junta foi realizada a partir da imagem de satélite CBERS-2 em escala 1:100.000 com o reconhecimento de lineações de drenagem. As lineações de drenagem são segmentos fortemente estruturados e retilíneos, com repetitividade e tamanhos uniformes, geralmente de primeira e segunda ordem, e com

comprimento aproximado entre 300 e 500 metros. Entendem-se como drenagem de primeira ordem os rios de cabeceira, definido desde a nascente até a confluência com outro rio de cabeceira, passando então, a partir desse ponto, para drenagem de segunda ordem.

A análise preliminar dos traços de junta proporcionou um entendimento inicial do grau de fraturamento do solo/rocha em toda a bacia. Posteriormente, realizou-se uma análise espacial para se identificar as duas direções preferenciais de traços de junta por unidade de área. Para tal, utilizou-se de um círculo com raio de 2 km, tamanho compatível com a escala de trabalho, onde cada unidade de área foi analisada de maneira aleatória e independente das unidades circunvizinhas (Figura 18). As duas direções preferenciais são denominadas de máximos 1 (em vermelho) e máximos 2 (em verde) de traços de junta, as quais correspondem, respectivamente, à primeira e segunda direção de maior frequência dos traços. Estas são interpretadas como o reflexo de estreitas zonas de maior intensidade de fraturamento das rochas.

Figura 18 - Exemplo de análise espacial das direções de máximos 1 e 2 de traços de junta em imagem de satélite



Fonte: Elaborado pelo autor.

As áreas onde se detectou maior frequência e orientação de máximos 1 e de máximos 2 de traços de junta foram delimitadas por polígonos, sendo o sentido do polígono, de modo geral, concordante com as direções dos máximos. Vale ressaltar que, as zonas de máximos não podem ser interpretadas como áreas fechadas, pois essas

zonas representam áreas de mudança/ruptura entre diferentes tendências regionais de fraturamento, sendo seu limite transicional.

A análise das zonas de máximos 1 e 2 tem como objetivo estabelecer uma visão regional do processo deformacional. Nas zonas onde ocorre uma mudança brusca na direção de máximos 1 e 2, ou quando estas se encontram sobrepostas, entende-se como áreas de variação no regime do campo de tensão deformacional e, conseqüentemente, maior fraturamento do maciço rochoso e coberturas superficiais, o que conduz a um maior potencial percolativo do substrato rochoso e, conseqüentemente, a uma maior suscetibilidade à erosão (MATTOS et al., 2002).

4.1.5. *Trends* estruturais

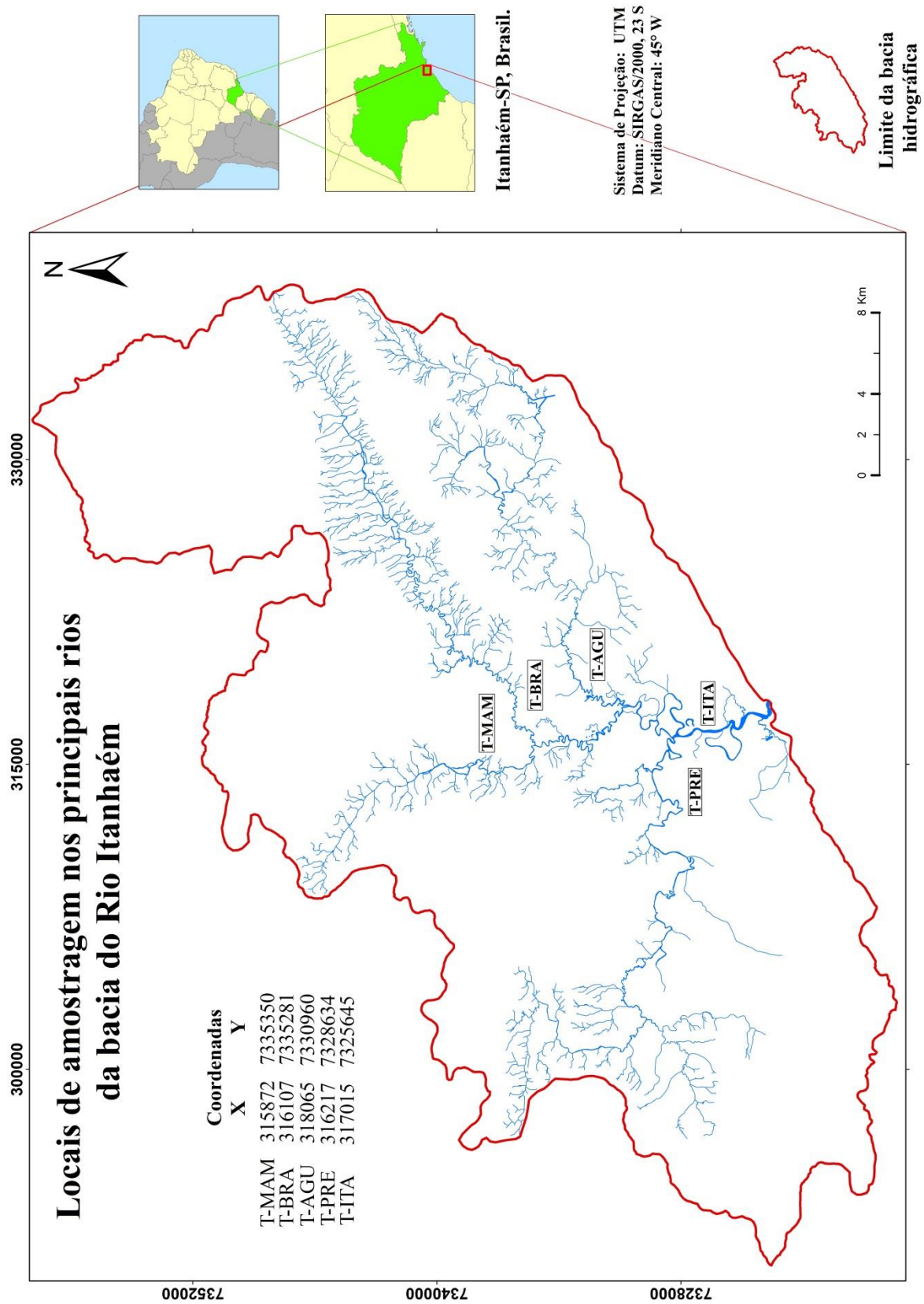
Os feixes de *trends* estruturais, ou zonas homólogas de drenagem fortemente estruturadas unidirecionalmente, foram definidos a partir da análise da rede de drenagem adensada na imagem ASTER, impressa em escala 1:100.000, onde os elementos de primeira e segunda ordem de drenagem que, de modo geral, apresentaram a mesma orientação, são interpretados como o reflexo em superfície de um conjunto de falhas no embasamento. O efeito destas zonas de rupturas pode se refletir em camadas posteriores ao evento tectônico por meio de esforços sistemáticos atuantes na litosfera (SOARES et al., 1981a). As áreas onde se constatou forte estruturação unidirecional dos elementos de drenagem foram delimitadas, constituindo-se nos feixes de *trends* estruturais como no exemplo ilustrado anteriormente na Figura 12. Para melhor identificação destes elementos optou-se por reduzir a escala de trabalho em 50%.

4.2. O MÉTODO GEOCRONOLÓGICO DO ^{210}Pb

O método geocronológico do chumbo-210 (^{210}Pb) foi aplicado no estudo da taxa de sedimentação da bacia do Rio Itanhaém. Este método amplamente utilizado e com grande sucesso, destina-se à cronologia de sedimentos com idades de até 150 anos aproximadamente, e possui grande importância no estabelecimento do histórico ambiental, ganhando maior relevância, ainda, quando aplicado em regiões de intensas atividades antrópicas, uma vez que, os sedimentos de estuários e lagos guardam um registro valioso com informações históricas acerca das alterações ambientais ocorridas ao longo do tempo (ALEXANDER et al., 1993). Este método se destaca principalmente por ser de rápida execução, pela eficácia, e pelo baixo custo operacional.

O estudo geocronológico iniciou-se com a coleta dos testemunhos de sedimentos. Neste sentido, foram estabelecidos cinco pontos de amostragem nos principais rios da bacia (Figura 19), sendo um a jusante do Rio Itanhaém, identificado como (T-ITA), e outros quatro em seus afluentes a montante, ou seja, o Rio Preto (T-PRE), Rio Aguapeú (T-AGU), Rio Branco (T-BRA) e Rio Mambú (T-MAM).

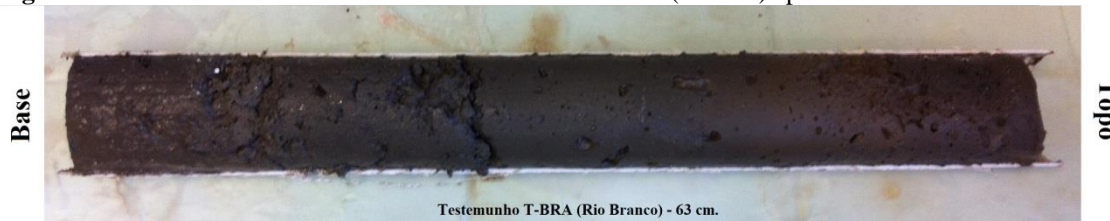
Figura 19 - Localização dos pontos de amostragem dos testemunhos de sedimentos no Rio Mambú (T-MAM), Rio Branco (T-BRA), Rio Aguapeú (T-AGU), Rio Preto (T-PRE) e Rio Itanhaém (T-ITA).



Fonte: Elaborado pelo autor.

A amostragem dos testemunhos de sedimentos foi realizada no dia 31 de julho de 2014, ou seja, no período de inverno. Todos os pontos de amostragem foram situados às margens dos principais rios da bacia, em áreas de remanso, as quais permanecem totalmente descobertas nos períodos de baixa-mar. No procedimento de amostragem, utilizou-se um tubo de PVC (*polyvinyl chloride*) com 1 metro de comprimento por 75 milímetros de diâmetro, introduzido à percussão. Logo após serem extraídos, os tubos de PVC contendo os testemunhos foram selados e conduzidos, em posição vertical, ao Laboratório de Isótopos e Hidroquímica (LABIDRO) do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da Universidade Estadual Paulista/UNESP, Campus de Rio Claro, onde os tubos foram cortados no sentido longitudinal, utilizando-se uma serra circular e, desta forma, extraindo-se as colunas sedimentares como exemplificado na Figura 20.

Figura 20 - Foto do testemunho de sedimentos do Rio Branco (T-BRA) após abertura do tubo de PVC.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As colunas foram seccionadas em amostras de 3 cm de comprimento, desagregadas em almofariz de ágata, e secas em estufa a uma temperatura de 80° C por um tempo aproximado de 12 horas. Todas as amostras foram pesadas e acondicionadas em sacos plásticos devidamente identificados totalizando 102 amostras onde, 22 pertencem ao Rio Mambú, 21 ao Rio Branco, 14 ao Rio Aguapeú, 20 ao Rio Preto e 25 ao Rio Itanhaém. Essa variação no número de amostras obtidas entre os testemunhos, embora o comprimento do tubo de amostragem tenha sido o mesmo em todos os procedimentos de coleta, se deve ao momento de extração do amostrador, tendo em vista que, por vezes, parte do material saturado em água se perde durante a retirada do tubo devido à sucção.

4.2.1. ANÁLISE DO ^{210}Po NOS SEDIMENTOS

A quantificação do ^{210}Pb total presente nas amostras foi realizada de maneira indireta por espectrometria alfa do ^{210}Po , “neto” do ^{210}Pb , um produto do decaimento radioativo da série do ^{238}U (Figura 1).

A técnica analítica consiste na digestão dos sedimentos por meio de processos químicos para a extração e deposição do ^{210}Po em uma lâmina de cobre para, posteriormente, quantificá-lo por espectrometria alfa. Uma vez que há condição de equilíbrio radioativo, então é possível determinar os valores de ^{210}Pb total nas amostras utilizando-se os valores medidos para o ^{210}Po .

4.2.1.1. Preparação das amostras

O processo analítico teve seu início com a pesagem de aproximadamente 2 g de amostra de sedimentos em balança analítica. O material foi então depositado em um béquer de teflon adicionando-se 30 mL de água régia preparada com três partes de HCL 12M e uma parte de HNO_3 65%. A amostra foi mantida a uma temperatura de 120° C em chapa aquecedora durante 10 minutos para a digestão. Após o resfriamento, realizou-se a filtragem da amostra em papel filtro 14 μm e, em seguida, utilizando-se micropipeta, adicionou-se 0,2 mL do traçador radioativo (*spike*) (^{209}Po) com atividade de 8 dpm/200 μL , ou seja, 40 dpm/mL.

O excesso de ferro na amostra foi extraído em funil de separação adicionando-se éter etílico em um volume aproximadamente igual ao da amostra. Ao entrar em contato com a fase inorgânica, o solvente promove a transferência do ferro para a fase orgânica após constante agitação do funil. O ferro extraído permanece suspenso no solvente e a outra fase (na parte inferior do funil) é então transferida para um béquer de teflon. Posteriormente, a amostra foi aquecida a 120° C durante 15 minutos para evaporação do éter. Após o resfriamento, adicionou-se 5 mL de cloridrato de hidroxilamina 20% e 2 mL de citrato de sódio 25%, com posterior ajuste do pH para cerca de 2, por meio de solução concentrada de hidróxido de amônia 27%.

4.2.1.2. Deposição do ^{210}Po em lâminas de cobre

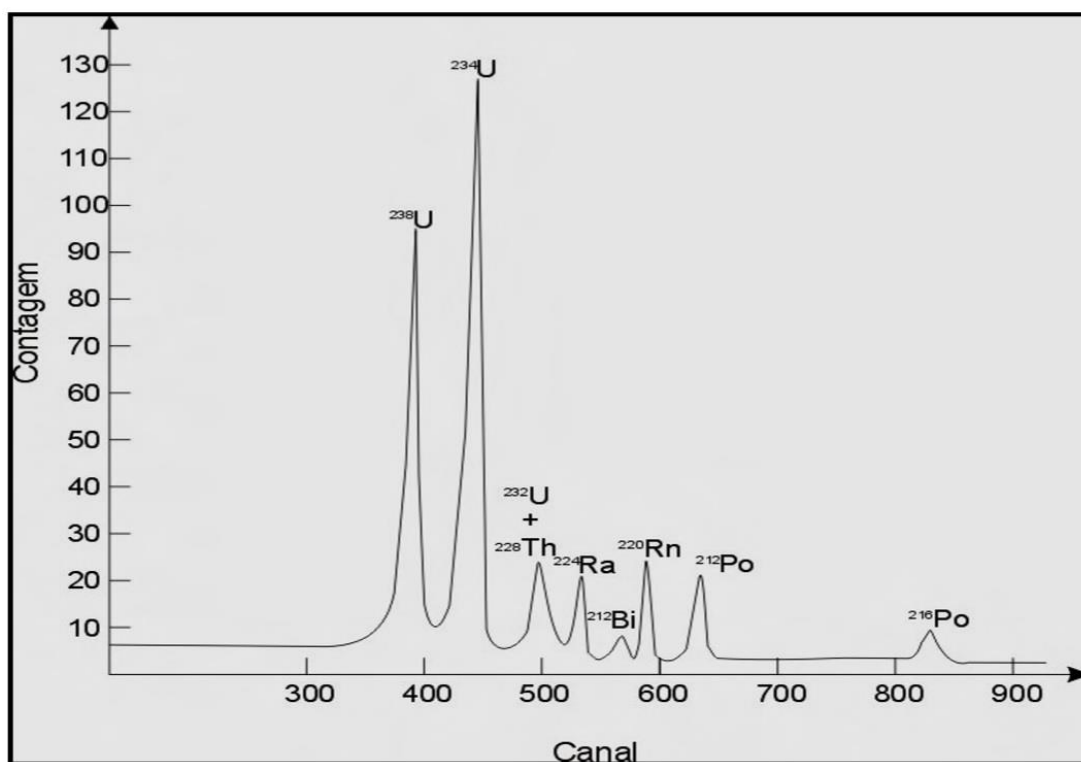
A deposição do polônio foi realizada em um disco de poliéster com uma das faces recoberta por uma lâmina de cobre. O polônio é um metal nobre que se deposita, por deslocamento eletroquímico, na superfície de vários metais menos nobres com eficiências de deposição de 90%, 83%, 83% e 82% para a prata, cobre, aço inoxidável e níquel, respectivamente (KARALI et al., 1996). No processo de deposição, o disco foi introduzido na solução com a face de cobre voltada para cima. A deposição em apenas uma das faces do disco proporciona um aumento da sensibilidade na medição e reduz o tempo de contagem (FLYNN, 1968). A solução contendo o disco de cobre foi mantida

em agitação constante numa chapa aquecedora a uma temperatura entre 85 e 90° C, por um período de 90 minutos. Em seguida, o disco foi retirado da solução, lavado com água deionizada, seco e identificado. Após a realização do mesmo procedimento para as 102 amostras, a etapa de deposição do polônio foi concluída e iniciou-se o processo de quantificação do polônio por meio de espectrometria alfa.

4.2.1.3. Calibração em energia do espectrômetro alfa

A calibração do sistema espectrométrico alfa foi realizada por meio de um padrão contendo isótopos naturais de ^{238}U e ^{234}U e traçador artificial $^{232}\text{U} + ^{228}\text{Th}$, com atividades de 54,6 e 10 dpm respectivamente, todos depositados em um disco de aço inox (BONOTTO, 1986). A Figura 21 ilustra um espectro alfa típico.

Figura 21 - Espectro alfa típico obtido por meio de padrão contendo isótopos de urânio e descendentes do ^{232}U .



Fonte: Duarte (2002).

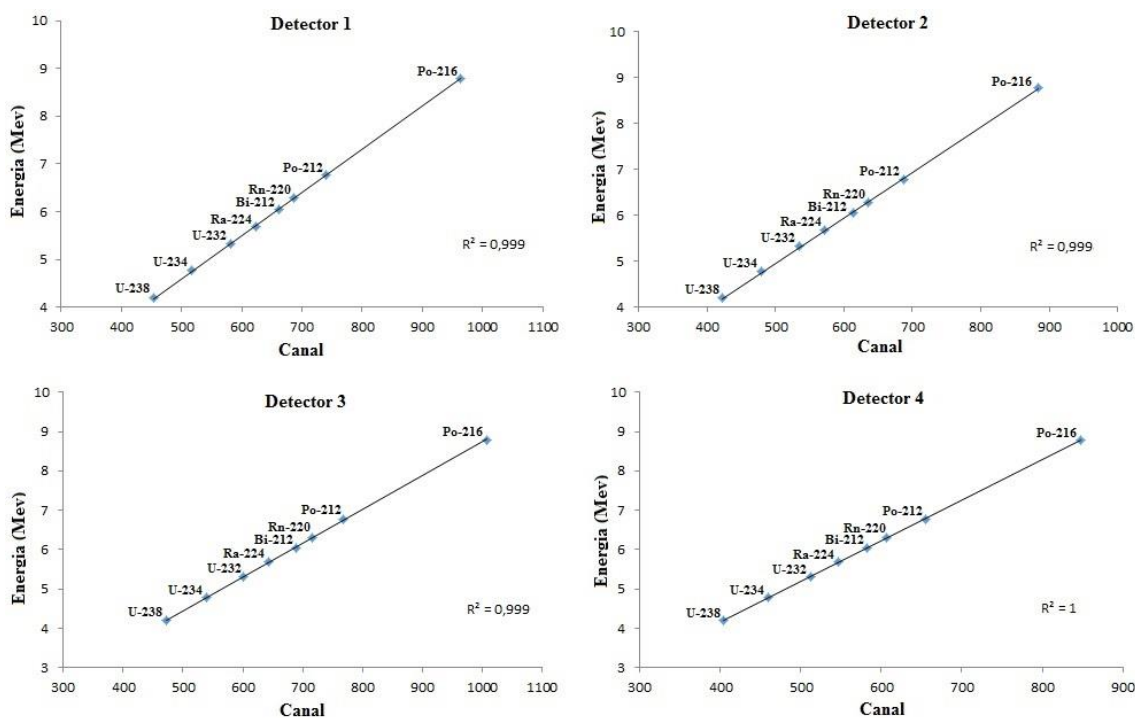
Os dados utilizados na construção das curvas de calibração associadas a cada um dos sistemas de detecção utilizados são exibidos na Tabela 2. Na Figura 22 constam as curvas de calibração para os detectores 1 a 4 as quais foram elaboradas a partir dos dados espectrais obtidos para o padrão de ^{238}U , ^{234}U e $^{232}\text{U} + ^{228}\text{Th}$.

Tabela 2 - Dados utilizados na construção das curvas de calibração para os quatro detectores utilizados no sistema espectrométrico alfa.

Padrões		Canais			
Nuclídeo	Energia (MeV)	Detector 1	Detector 2	Detector 3	Detector 4
^{238}U	4,195	453	422	473	404
^{234}U	4,773	517	480	539	459
$^{232}\text{U} + ^{228}\text{Th}$	5,320	581	535	601	512
^{224}Ra	5,684	623	571	643	547
^{212}Bi	6,051	662	613	690	583
^{220}Rn	6,287	686	635	715	606
^{216}Po	6,777	740	687	768	655
^{212}Po	8,785	963	884	1008	848

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 22 - Curvas de calibração para os canais 1 a 4 do espectrômetro alfa.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.1.4. Detecção do ^{210}Po e ^{210}Pb por espectrometria alfa

A espectrometria alfa foi empregada na determinação indireta da atividade do ^{210}Pb total, realizando-se a contagem alfa de seu “neto”, o ^{210}Po .

Os discos com lâmina de cobre preparados na etapa anterior apresentam uma camada de material depositado extremamente fina e uniforme, o que propicia um

ambiente adequado para a espectrometria nuclear, uma vez que dificulta a auto-absorção de partículas alfa na camada depositada por ser pequeno o livre caminho médio das partículas.

Utilizou-se nas medições o sistema espectrométrico instalado no Laboratório de Isótopos e Hidroquímica (LABIDRO) do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da Universidade Estadual Paulista/UNESP, Câmpus de Rio Claro. O sistema é composto por quatro detectores semicondutores de Si(Au), de fabricação ORTEC, modelo BA-026-300-100, inseridos em câmaras cilíndricas contendo um receptáculo destinado ao disco com o material radioativo a ser analisado. As câmaras são hermeticamente vedadas e conectadas a um vacuômetro ORTEC-576 e bomba de vácuo.

Os detectores em cada câmara operam com polarização reversa de 500 volts supridos por uma fonte ORTEC-428 de corrente contínua ajustável entre 0 e 1000 volts. Estes dispositivos são conectados, por meio de um cabo BNC, a um amplificador ORTEC-575A, que amplifica os pulsos captados pelos detectores e remete até uma unidade analisadora multicanal ORTEC-919 que, por sua vez, os transmite via cabo USB, até um microcomputador onde se encontra instalado o *software* Maestro/2012, V.7.01 da EG & G - ORTEC, composto de 1024 canais, responsável pelo processamento dos dados espectrais. O equipamento permite a leitura de até quatro discos por procedimento e, desta forma, realizou-se a aquisição dos dados respeitando-se um tempo mínimo de 12 horas para a leitura das contagens em cada um dos 102 discos depositados com ^{209}Po e ^{210}Po .

4.2.1.5. Detecção da radiação de fundo

Para a análise dos espectrogramas alfa foi necessário determinar inicialmente a radiação de fundo (*background*) nas regiões de pico do ^{210}Po e do traçador ^{209}Po para se ter a certeza de registrar somente as contagens líquidas referentes à estes isótopos, sem o acúmulo da radiação natural. A radiação de fundo é a radiação presente no ambiente devida aos raios cósmicos, aos elementos radioativos naturais na crosta terrestre e suspensos na atmosfera e, ainda, em razão de explosões nucleares ocorridas nas últimas décadas por testes e acidentes nucleares.

A mensuração da radiação de *background* (BG) foi realizada acionando-se o sistema espectrométrico, sem qualquer fonte radioativa (amostras) no interior das câmaras, e o mantendo em funcionamento por um período de aproximadamente 24

horas para aquisição dos espectros com as contagens da radiação de fundo na região dos picos de interesse (^{209}Po e ^{210}Po) nos quatro detectores disponíveis.

Por meio de uma sub-rotina do *software* Maestro, foram selecionadas as regiões correspondentes aos picos do ^{209}Po e ^{210}Po no canal inferior e superior do espectro para a aquisição da área do *BG* na região dos picos de interesse ($^{BG}GA_{209 e 210}$). Dividindo-se o valor do $^{BG}GA_{209 e 210}$ pelo tempo de leitura (*LT*), obteve-se a taxa de contagem do *BG* para cada um dos quatro detectores ($^{BG}CR_{209 e 210}$). Este mesmo procedimento também foi realizado nos espectros correspondentes às contagens das amostras, selecionando-se a área dos picos do ^{209}Po e ^{210}Po para a aquisição da taxa de contagem da amostra ($^{amostra}CR_{209 e 210}$). Esta última, depois de subtraída a taxa de contagem de *background* ($^{BG}CR_{209 e 210}$), constituiu-se no valor de $N_{209 e 210}$, ou seja, a taxa de contagem líquida nos picos do ^{209}Po e ^{210}Po .

O procedimento também pode ser escrito da seguinte forma:

$$^{BG}CR_{209 e 210} = ^{BG}GA_{209 e 210} / LT \quad (26)$$

$$^{amostra}CR_{209 e 210} = ^{amostra}GA_{209 e 210} / LT$$

$$N_{209 e 210} = ^{amostra}CR_{209 e 210} - ^{BG}CR_{209 e 210}$$

4.2.1.6. Determinação do ^{210}Pb total nos sedimentos

A atividade do ^{210}Pb total (A_{210}) nas amostras foi determinada por meio da atividade do ^{210}Po , considerando-se a existência de equilíbrio radioativo, e empregando-se a seguinte equação:

$$A_{210} = \frac{N_{210}}{N_{209}} \cdot A_{0209} \quad (27)$$

onde: N_{209} e N_{210} correspondem à taxa de contagem líquida nos picos do ^{209}Po e ^{210}Po , respectivamente, e A_{0209} é a atividade do traçador ^{209}Po adicionado à amostra (8 dpm em 0,2 mL).

A atividade do ^{210}Pb por massa (g) foi obtida da seguinte forma:

$$(28)$$

$${}^{210}\text{Pb}_{(g)} = \frac{A_{210}}{M (g)}$$

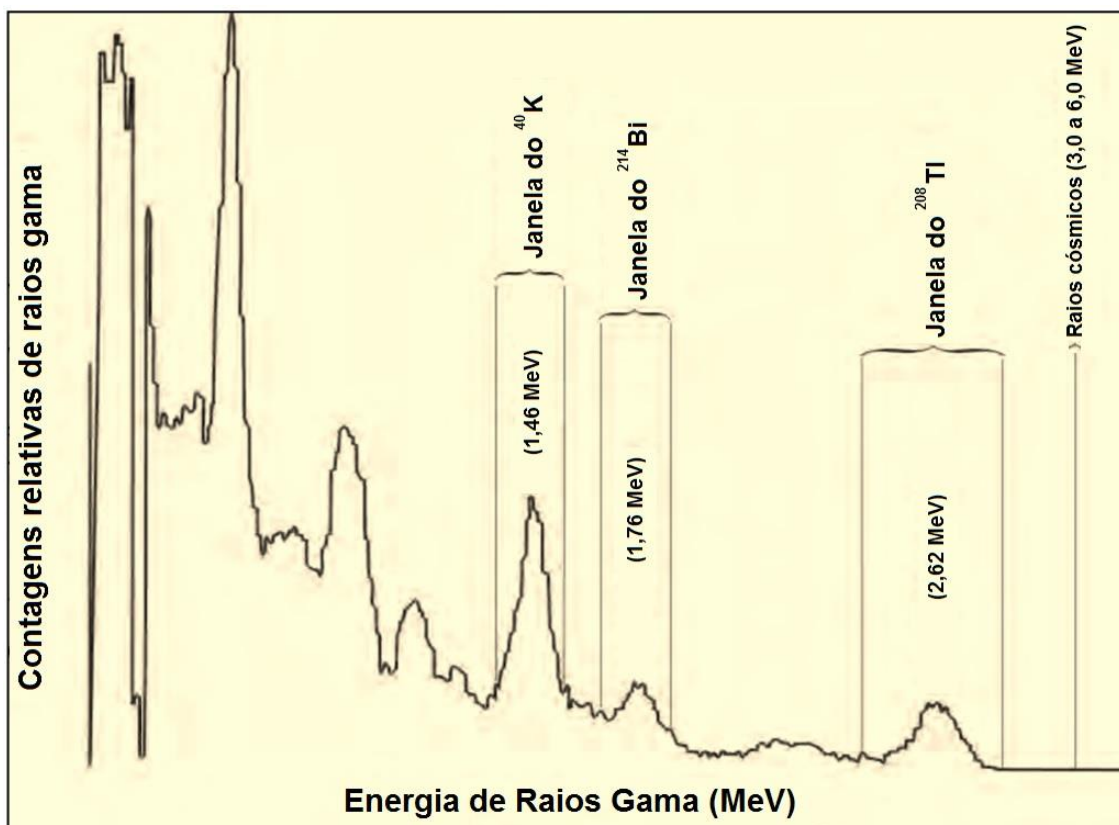
onde: A_{210} é atividade do ${}^{210}\text{Pb}_{(\text{total})}$ nas amostras e M corresponde à massa da amostra de sedimentos (em gramas).

4.2.2. ANÁLISE DO eU NOS SEDIMENTOS

Considerando-se a existência de equilíbrio radioativo entre as atividades do ${}^{210}\text{Pb}$ e de seus antecessores ${}^{222}\text{Rn}$, ${}^{226}\text{Ra}$ e ${}^{238}\text{U}$, realizou-se a análise do ${}^{238}\text{U}$ presente nos sedimentos, empregando-se a espectrometria gama por meio do ${}^{214}\text{Bi}$, obtendo-se assim, o equivalente urânio (eU) para as amostras. O equivalente urânio foi utilizado na determinação do ${}^{210}\text{Pb}$ “produzido” nos sedimentos.

A Figura 23 ilustra um espectro de raios gama em amostra contendo U, Th e K. O urânio é mensurado pelo ${}^{214}\text{Bi}$, o tório pelo ${}^{208}\text{Tl}$ e o potássio pelo ${}^{40}\text{K}$. Essas janelas espectrais são escolhidas visando obter emissões gama que não se sobreponham e estejam associadas a distintos radioelementos. Os resultados são expressos em termos de taxas de contagem, ou em termos de concentrações equivalentes, de maneira que as determinações de U e Th por meio da espectrometria gama são indicadas pelo prefixo ‘e’ (equivalente), ‘eU’ e ‘eTh’ (KILLEEN, 1979). Na Tabela 3 consta a energia a ser monitorada para se obter as leituras equivalentes ao urânio, tório e potássio.

Figura 23 - Espectro de raios gama para amostras contendo urânio (U), tório (Th) e potássio (K).



Fonte: Ward (1981).

Tabela 3 - Janelas espectrais comumente utilizadas em análises com espectrômetro gama na investigação de urânio, tório e potássio.

Intervalo de Energia (MeV)	Radioelemento	Radionuclídeo e emissão gama monitorada (MeV)
1,36 - 1,56	Potássio (K)	^{40}K (1,46)
1,66 - 1,86	Urânio (eU)	^{214}Bi (1,76)
2,42 - 2,82	Tório (eTh)	^{208}Tl (2,62)

Fonte: Killeen (1979).

Este método é eficaz, não destrutivo, não necessita da adição de traçador radioativo e, ainda, possibilita a análise simultânea de diferentes radionuclídeos (DUARTE, 2002).

4.2.2.1. Preparação das amostras

Após a desagregação em almofariz de ágata e homogeneização, as amostras foram acondicionadas em recipientes cilíndricos de alumínio e pesadas. O diâmetro dos recipientes é de 62 milímetros por 23 milímetros de altura, e são apropriados para o sistema espectrométrico utilizado. Os recipientes foram selados hermeticamente para evitar o escape do gás radônio e deixados em repouso por cerca de 30 dias para possibilitar o equilíbrio radioativo entre o ^{226}Ra e os demais elementos da cadeia radioativa de meia-vida mais curta.

4.2.2.2. Calibração em energia do espectrômetro gama

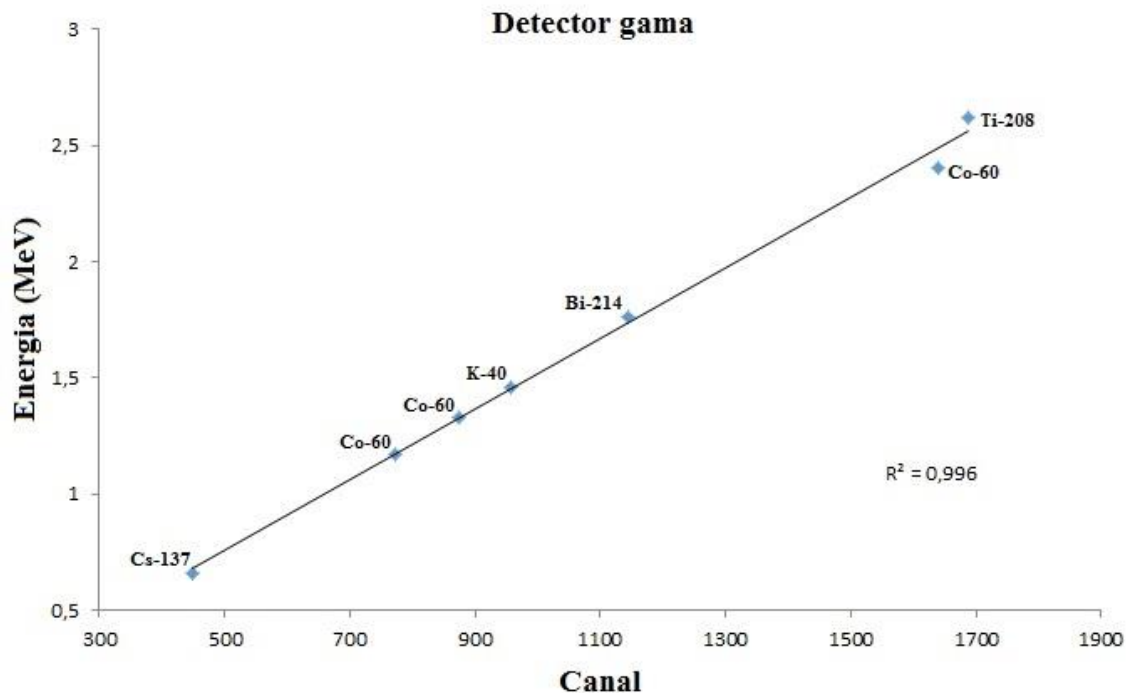
A calibração do sistema de espectrometria gama foi realizada empregando-se fontes radioativas de energia conhecida, consistindo de ^{137}Cs e ^{60}Co e padrões de pechblenda, areia monazítica e KCl. A partir dos espectros gerados para estes padrões, foram obtidos os dados para a calibração do sistema (Tabela 4). Com base nestes dados, traçou-se a curva de calibração do espectrômetro gama para a realização das leituras conforme ilustrado na Figura 24.

Tabela 4 - Dados utilizados na construção da curva de calibração do sistema espectrométrico gama.

Nuclídeo	Canal	Energia (MeV)
^{137}Cs	448	0,661
^{60}Co	772	1,173
^{60}Co	873	1,332
^{60}Co	1640	2,405
^{40}K	958	1,46
^{214}Bi	1145	1,76
^{208}Tl	1687	2,62

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 24 - Curva de calibração do espectrômetro gama.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.2.3. Detecção do eU por espectrometria gama

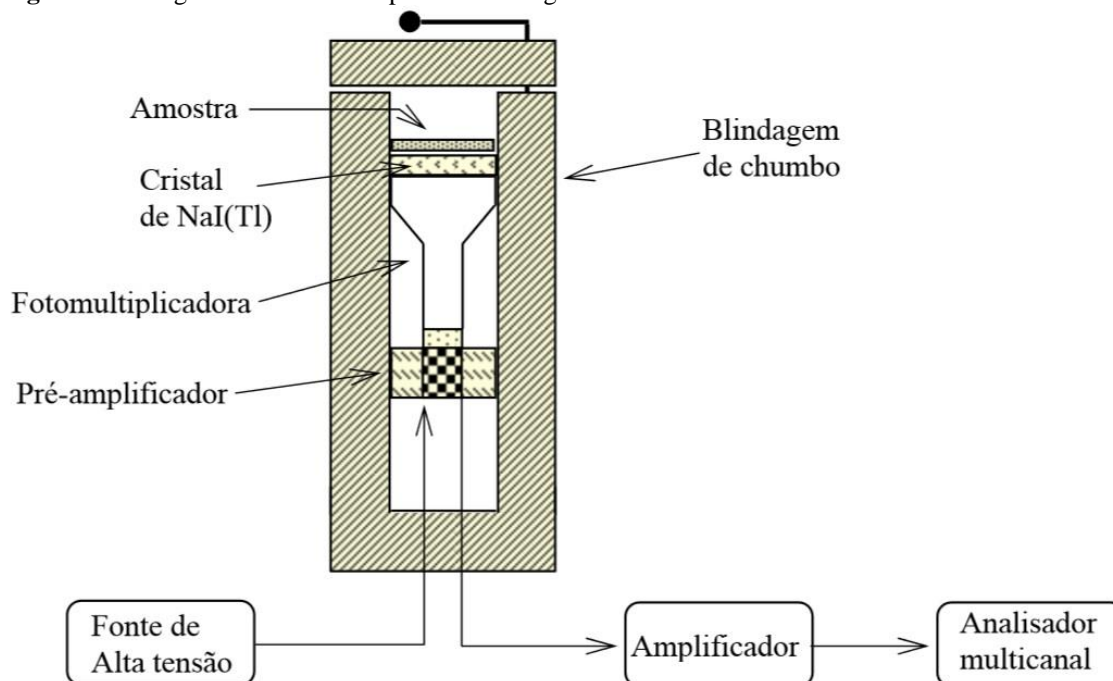
Em procedimento análogo aquele executado no detector alfa para a determinação da radiação natural presente no ambiente, inicialmente também foi medida a radiação de fundo (*background*), onde o detector gama permaneceu ligado por um período de aproximadamente 24 horas adquirindo dados de leitura com o receptáculo de amostra vazio. Neste sentido, os valores de *background* podem ser posteriormente descontados dos picos nos espectros obtidos para cada amostra.

Após os elementos atingirem o equilíbrio radioativo, transcorridos aproximadamente 30 dias, os 102 recipientes de alumínio contendo as amostras foram inseridos, individualmente, no receptáculo do espectrômetro gama para registro das contagens por um período de, aproximadamente, 24 horas para cada amostra.

A análise dos valores de ^{238}U , por espectrometria gama por meio do ^{214}Bi , fornece o equivalente urânio (eU) para as amostras. Desta forma, os resultados são expressos em termos de taxa de contagem ou em termos de concentração equivalente, onde a determinação do urânio por meio da espectrometria de raios gama é indicada pelo prefixo “e” (equivalente), ou seja, em vez da indicação do elemento (U), indica-se o urânio equivalente (eU).

O sistema espectrométrico utilizado fundamenta-se na detecção, amplificação e contagem dos fótons produzidos a partir da interação da radiação gama com um cristal de iodeto de sódio ativado com tálio, acoplado ao detector (Figura 25).

Figura 25 - Diagrama do sistema espectrométrico gama.



Fonte: Lima (1996).

O equipamento espectrométrico está em operação no Laboratório de Isótopos e Hidroquímica (LABIDRO) do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da Universidade Estadual Paulista/UNESP, Câmpus de Rio Claro. É constituído por um detector de radiação, composto por um cristal de NaI(Tl) (iodeto de sódio ativado com tálio) de 50 mm de diâmetro, acoplado a uma válvula fotomultiplicadora. O detector é polarizado com uma tensão de + 400 volts por uma fonte ajustável entre 0 e 1000 volts ORTEC-478, e está inserido em uma blindagem de chumbo cuja finalidade é minimizar ao máximo a radiação de fundo. O sistema é conectado a uma unidade amplificadora ORTEC-575A polarizada por uma fonte ORTEC-4001 *Minibin & Power Supply*. O sinal amplificado é então transmitido para uma unidade analisadora multicanal ORTEC-927, alimentada por uma fonte ORTEC-4006 *Minibin & Power Supply*. Os pulsos são enviados, via cabo USB, até um microcomputador que promove a conversão do sinal para número de contagens. O processamento dos dados é realizado por intermédio do *software* Maestro/2012, V.7.01 da EG & G – ORTEC.

4.3. ANÁLISE QUÍMICA DOS SEDIMENTOS

Os valores dos principais elementos presentes nos sedimentos foram determinados no laboratório de geoquímica do Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo (UNESPetro), da Universidade Estadual Paulista/UNESP, Câmpus de Rio Claro, por meio da espectrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX). O percentual de matéria orgânica nos sedimentos foi avaliado no laboratório do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) empregando-se o método gravimétrico.

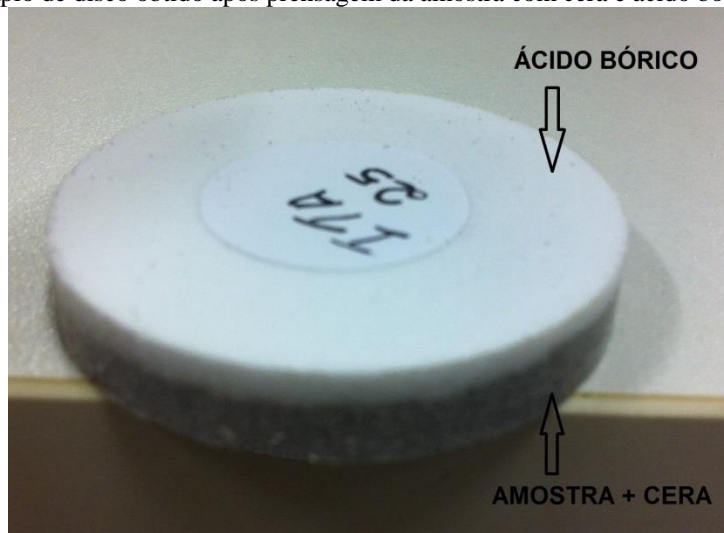
4.3.1. Preparação e análise das amostras por Fluorescência de Raios-X

Todas as 102 amostras de sedimentos foram pulverizadas em um moinho de vibração semiautomático Herzog, HSM 100P com vaso de carbetto de tungstênio adotando-se 60 segundos no tempo de moagem.

A compactação do material pode ser feita com o auxílio de aglomerantes dependendo de suas características de agregabilidade. Desta forma, realizou-se a pesagem em balança analítica de 8g da amostra de sedimentos e 1,6 gramas (20%) do aglomerante, neste caso, a cera Maxxiwax, com posterior homogeneização da amostra. Em seguida, pesou-se 3,5g de ácido bórico, também utilizado como aglomerante, e que se constituiu numa camada inferior à da amostra no processo de compactação (Figura 26). Tanto a cera quanto o ácido bórico são aglomerantes comuns na preparação de amostras para FRX, pois não interferem na leitura dos elementos de interesse, sendo que a principal diferença física entre eles é a granulometria extremamente fina da cera, o que facilita a homogeneização.

Uma prensa Herzog HTP 40 foi utilizada na compactação das amostras. A compactação é uma forma de preparação de amostras bastante utilizada por sua rapidez e baixo custo. Nesta preparação o tamanho das partículas influencia a análise por FRX de forma significativa (CRISS,1976). O procedimento de compactação procedeu-se com a adição do ácido bórico no fundo da câmara de prensagem de forma homogênea e, subsequentemente, adicionando-se a amostra de sedimentos com a cera. A prensa foi programada para aplicar uma carga de 40 toneladas durante um tempo de 60 segundos.

Figura 26 - Exemplo de disco obtido após prensagem da amostra com cera e ácido bórico.



Fonte: Adaptado pelo autor.

Os principais elementos presentes nas amostras foram determinados por FRX em um espectrômetro BRUKER S8 TIGER, empregando-se um tempo de 17 minutos nas leituras, que foram realizadas em grupos de dez por procedimento. Os resultados foram fornecidos em percentagem do elemento analisado em cada amostra.

4.3.2. **Matéria orgânica (LOI)**

O método gravimétrico LOI (*Loss On Ignition*) de perda de massa por ignição foi empregado na estimativa do percentual de matéria orgânica total nos sedimentos. As amostras foram adicionadas em cadinhos e pesadas (cinco gramas) em balança analítica. Os cadinhos foram levados à mufla para queima a 500° C durante duas horas com posterior resfriamento natural. Subsequentemente, realizou-se nova pesagem e o cálculo do percentual de matéria orgânica emanada durante a queima.

(29)

$$PF(\%) = \frac{Mi - Mf}{Mi}$$

onde: *PF* é o percentual de perda ao fogo, *Mi* é a massa inicial e *Mf* a massa final após a queima.

4.4. **ANÁLISE QUÍMICA DAS ÁGUAS FLUVIAIS**

As amostras de água do Rio Branco, Mambú, Aguapeú, Preto e Itanhaém foram coletadas no período de inverno e verão, ou seja, em agosto de 2014 e fevereiro de

2015, respectivamente. Os locais selecionados para a coleta das águas são os mesmos onde se realizou a amostragem dos testemunhos de sedimentos e, portanto, podem ser verificados na Figura 19.

As amostras foram acondicionadas em galões de 20L, aciduladas e conduzidas ao Laboratório de Isótopos e Hidroquímica (LABIDRO) do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da Universidade Estadual Paulista/UNESP, Câmpus de Rio Claro, onde foram realizadas as análises químicas para a determinação dos principais íons dissolvidos nas águas. As determinações de Na e K foram realizadas por Espectrofotometria de Absorção Atômica (FAAS), e os demais elementos por Espectrometria de Emissão Atômica com Fonte de Plasma de Argônio Indutivo (ICP-AES). As análises foram conduzidas tendo como referência o *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater* (APHA, 1995). As determinações de SiO₂, PO₄, Br, SO₄, HCO₃, NO₃, CO₃ e Cl foram realizadas por colorimetria, utilizando-se um espectrofotômetro Hach DR/2000, tendo como referência no procedimento analítico o manual *Water Analysis Handbook* (HACH, 1992), que acompanha o equipamento.

Os parâmetros de temperatura, pH, potencial redox, condutividade, turbidez, oxigênio dissolvido, sólidos totais dissolvidos, e salinidade foram determinados *in situ*, no período de inverno e verão, utilizando-se um medidor multiparâmetro Horiba U-50.

CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

Como resultado final da sistemática da análise morfoestrutural aplicada na bacia do Rio Itanhaém elaborou-se o mapa de zonas de traços de junta, mapa de *trends* estruturais, e mapa de morfoestruturas, que indicam os setores com maior intensidade de fraturamentos na área, isto é, mais tectonizados e instáveis, conseqüentemente, com maior percolabilidade e suscetibilidade natural à erosão.

5.1.1. Hidrografia

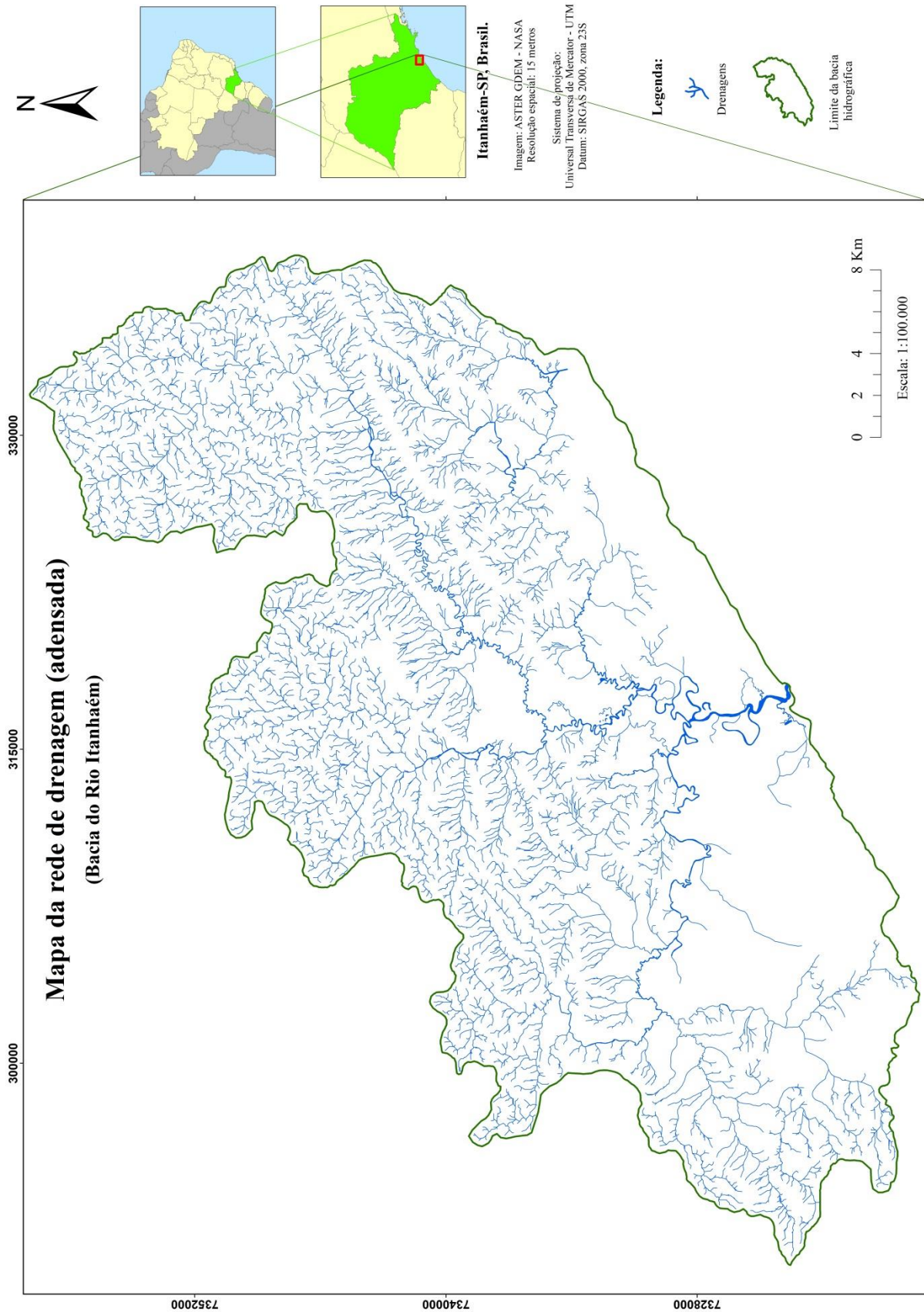
A partir do processo de adensamento da rede de drenagem da bacia do Rio Itanhaém, gerou-se o mapa da rede de drenagem adensada (Figura 27), cujo objetivo consistiu-se em evidenciar também os drenos perenes e intermitentes que talvez pudessem contribuir para um melhor entendimento da dinâmica fluvial da área, sua distribuição espacial, características e padrões predominantes. Esse adensamento da

rede de drenagem é importante para se definir, com maior confiabilidade, as feições anelares e radiais, alinhamentos e assimetrias, que possibilitaram, posteriormente, a definição das linhas de forma aparentes que caracterizaram as anomalias presentes na área (altos e baixos estruturais). A rede de drenagem reflete os aspectos litológicos, geológicos, estruturais, geomorfológicos e pedológicos. Isto nos permite extrair informações valiosas sobre a geologia (altos e baixos estruturais, morfometria, lineamentos de drenagem e traços de fraturas), a geomorfologia e a hidrologia de uma área (WEG, 1972).

Analisando-se o mapa da rede de drenagem adensada é possível identificar uma expressiva diversidade de padrões de drenagem na parte alta da bacia, principalmente ao longo da Serra do Mar, onde ocorrem formas estruturais circulares e anelares que são características de altos e baixos estruturais, e que, segundo Verstappen (1963) são importantes indicativos do delineamento das formações geológicas, geomorfológicas, litológicas, e estruturais. A análise da rede de drenagem constitui-se numa excelente ferramenta para estudos neotectônicos, pois é imprescindível para a interpretação estrutural de uma área (HOWARD, 1967) visto que, os rios são muito sensíveis às deformações e capazes de se ajustarem a elas em períodos que podem variar de décadas a séculos (KELLER & PINTER, 1996).

A maior parte dos rios que formam a bacia de Itanhaém, e que possuem suas nascentes localizadas nas escarpas da Serra do Mar, são fortemente controlados pelas estruturas tectônicas presentes. O poder erosivo destas drenagens, que descem em declives acentuados, produziu vales profundos em forma de “V”. O Rio Branco, por exemplo, segue parte de seu curso encaixado numa expressiva zona de cisalhamento (Falha de Cubatão), e apresenta um regime torrencial, sobretudo nos meses de verão, quando a pluviosidade mais elevada causa inundações repentinas que distribuem material de intemperismo do embasamento cristalino por suas planícies de transbordamento. O nível das águas deste rio chega a subir cerca de 5 metros nestas ocasiões (TESSLER et. al., 2006).

Figura 27 - Mapa da rede de drenagem adensada da bacia do Rio Itanhaém.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.1.2. Zonas de máximos 1 e 2 de traços de junta

O mapa de zonas de máximos 1 e 2 de traços de junta (Figura 28) foi elaborado com base no mapa de máximos de traços de junta.

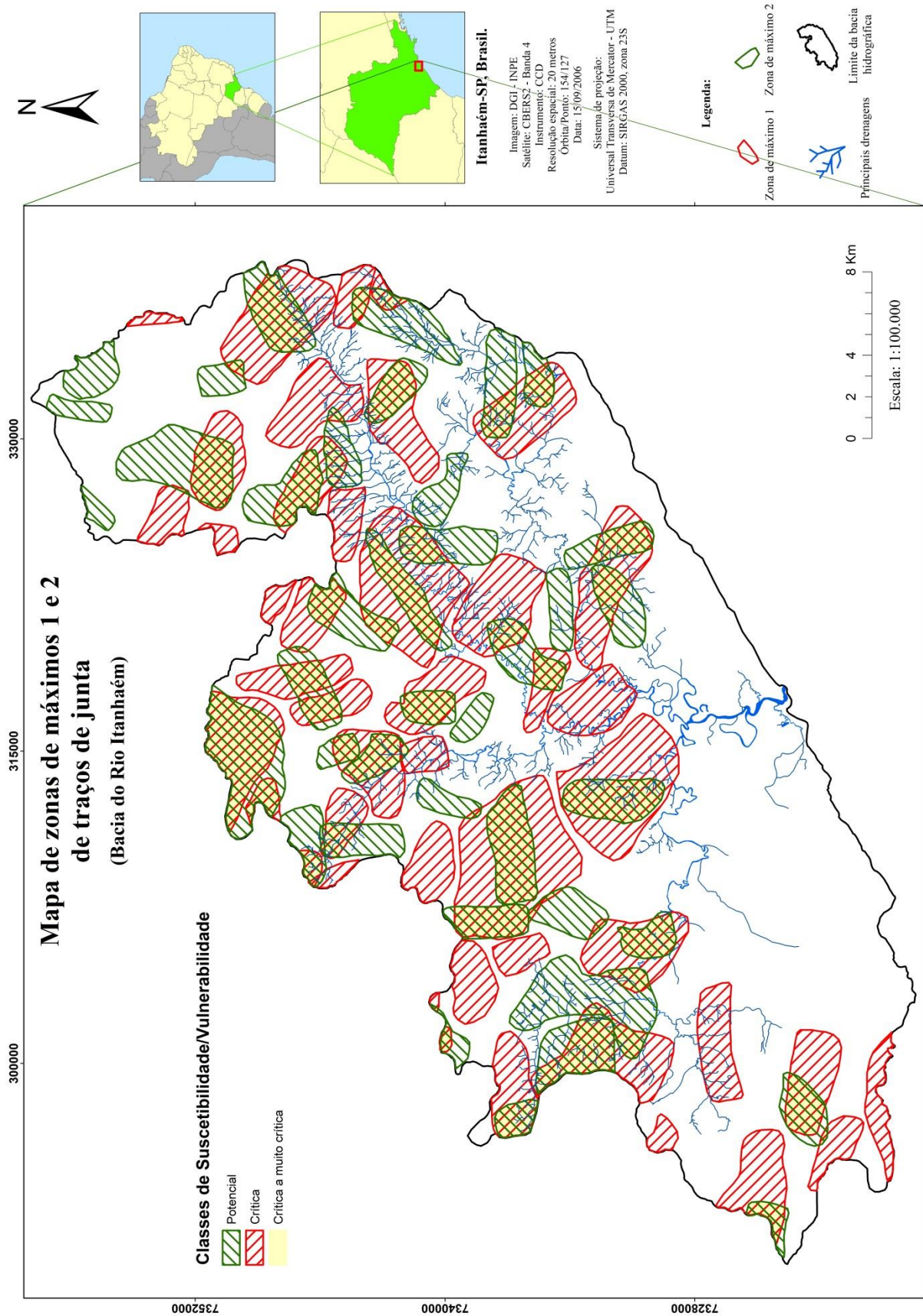
As áreas com maiores incidências e sobreposições de zonas de máximos 1 e 2 de traços de junta estão localizadas no setor centro-norte e na faixa central NE - SW da bacia, com destaque para a faixa de cisalhamento, ao longo do curso do Rio Branco. Os traços de junta são considerados registros das deformações mais modernas da paisagem e, conseqüentemente, utilizados no estudo da dinâmica da paisagem e da suscetibilidade à erosão (SHIMBO, 2006).

Segundo Mattos et al. (2002), as áreas em que zonas de máximos 1 estão sobrepostas e/ou quando os máximos 1 e 2 se sobrepõe, podem ser classificadas como muito críticas quanto à ocorrência de processos erosivos. Pode-se ainda classificar uma área como crítica quando as zonas de máximos 2 estão sobrepostas ou, quando ocorrem zonas de máximos 1 isoladas. Por fim, pode-se dizer que uma área apresenta um potencial de erodibilidade quando ocorrem zonas de máximos 2 isoladas. Nestes locais, os processos erosivos estão apenas potencializados e não instalados, pois nestas regiões, as formas de relevo estão em equilíbrio dinâmico quando não “alteradas”, mas se desestabilizam por qualquer intervenção antrópica.

O mapa de zonas de máximos 1 e 2 de traços de junta apresenta uma visão regional do processo deformacional e, principalmente nos locais onde estes máximos mudam bruscamente de direção, indica a existência de variação no campo de tensão da deformação e, conseqüentemente, maior fraturamento do maciço rochoso e coberturas superficiais (MATTOS et al., 2002).

O mapa de traços de junta e de máximos 1 e 2 de traços de junta que serviram como base para a elaboração do mapa apresentado abaixo encontram-se no Anexo A e Anexo B, respectivamente.

Figura 28 - Mapa de zonas de máximos de traços de junta e classes de suscetibilidade/vulnerabilidade da bacia do Rio Itanhaém.



Fonte: Elaborado pelo autor.

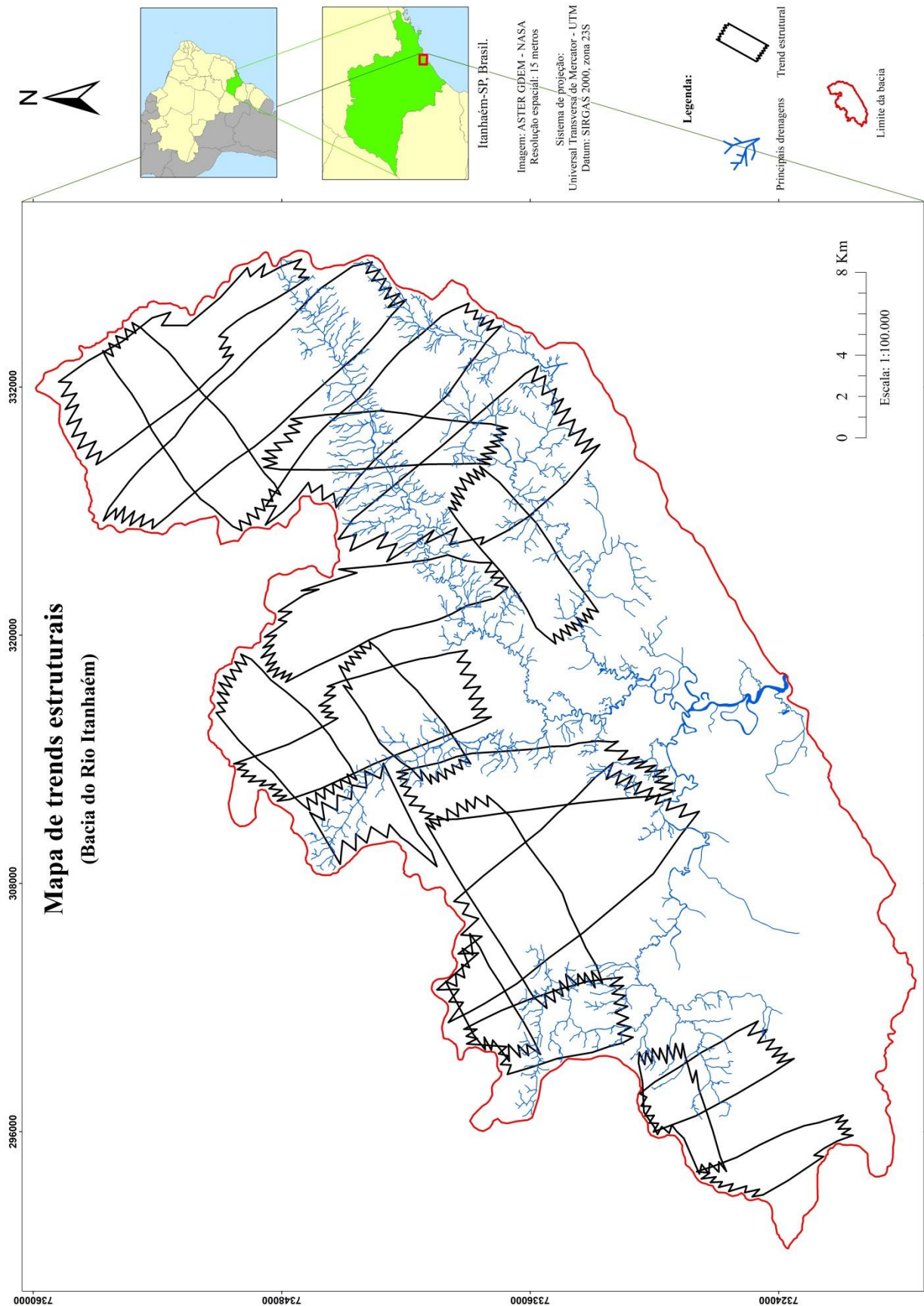
5.1.3. *Trends* estruturais

Os *trends* estruturais são interpretados como o reflexo em superfície de um conjunto de falhas no embasamento. O efeito destas zonas de rupturas pode se refletir em camadas posteriores ao evento tectônico por meio de esforços sistemáticos atuantes na litosfera (SOARES et al., 1981a); (STEFANI, 2000). Neste contexto, o mapeamento destas feições pode indicar as áreas em que a rocha e coberturas superficiais apresentam-se mais fraturadas, com maior fraqueza estrutural e, conseqüentemente, mais suscetíveis à erosão.

Analisando-se a Figura 29 verifica-se que os locais de maior ocorrência de *trends* estruturais estão no setor norte da bacia de Itanhaém, onde os *trends* apresentam duas principais direções. Ou seja, NE - SW, acompanhando aproximadamente a mesma orientação da Zona de Cisalhamento Cubatão, e NW - SE, na direção perpendicular. Desta forma, há sobreposição (cruzamentos) de *trends* estruturais em alguns setores, com destaque para as regiões de drenagem do Rio Mambú e Rio Branco, sendo que as maiores incidências destas zonas de rupturas estão localizadas ao longo do curso deste último.

A acomodação de *trends* perpendiculares entre si eleva não só o grau de instabilidade estrutural da área, mas também o nível de restrições de uso e, conseqüentemente, aumenta a percolabilidade, maior suscetibilidade à erosão, além de potencializar movimentos de massa em caso de manejo inapropriado (RIBEIRO, 2010).

Figura 29 - Mapa de *trends* estruturais da bacia do Rio Itanhaém.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.1.4. Morfoestruturas

O estudo dos elementos de drenagem e relevo forneceu subsídios para a elaboração do mapa de morfoestruturas da bacia do Rio Itanhaém. Os principais lineamentos que balizaram as anomalias estruturais também estão representados no mapa morfoestrutural. O Anexo C apresenta o mapa com os demais lineamentos que foram interpretados na bacia.

A análise morfoestrutural parte do princípio de que muitas estruturas geológicas podem se refletir em superfície, sendo passíveis de identificação analisando-se padrões específicos de anomalias da rede de drenagem, de feições de relevo, e suas relações espaciais. Neste sentido, as morfoestruturas (altos e baixos estruturais) surgem como feições anômalas dentro da tendência regional, especialmente em áreas relativamente arrasadas pela erosão e/ou que sofreram aplainamento (JIMENÉZ-RUEDA et al., 1989a).

Analisando-se o mapa de morfoestruturas (Figura 30) verifica-se que as anomalias (altos e baixos estruturais) estão dispostas predominantemente na parte norte da bacia, em toda área da Serra do Mar, assim como os traços de junta e *trends* estruturais vistos anteriormente.

Os altos estruturais se destacam no setor centro-norte e a noroeste da bacia, na região do alto curso do Rio Mambú e Preto, respectivamente. Encontram-se deformados e/ou limitados por descontinuidades estruturais e sinformes, o que reforça a hipótese de que a área provavelmente sofreu diferentes tipos de processos deformacionais ao longo do tempo (YAKUSHOVA, 1986). Estas anomalias estão associadas a altos topográficos, fato que lhes atribui um alto grau de intemperismo e lixiviação intensa (JIMÉNEZ-RUEDA et al., 1993). A suscetibilidade natural à erosão tende a ser baixa, entretanto, neste mesmo setor, também se constatou a sobreposição de zonas de máximos de traços de junta e sobreposição de *trends* estruturais.

Estruturas dômicas (altos estruturais) associam-se a sistemas abertos (locais exorreicos), com intensa circulação de água, e que correspondem a importantes áreas de recarga de aquíferos. A tendência à retenção de água é baixa e os solos apresentam-se mais evoluídos e muito permeáveis, com forte lixiviação de nutrientes e translocação de material coloidal. São caracterizados como ambientes oxidativos que conduzem, sob condições de climas tropicais úmidos a muito úmidos, à evolução de mantos de alteração intempérica profundos e que, quando associados a falhas e *trends* estruturais,

podem provocar erosões intensas e afloramento dos substratos líticos que caracterizam o domínio da morfogênese sobre a pedogênese (JIMÉNEZ-RUEDA et al., 1993).

No limite norte da bacia, na região do alto curso do Rio Mambú, ocorrem dois baixos estruturais e outros dois a sudoeste. Também se destaca um baixo estrutural isolado a nordeste e outros dois na região sudeste da planície, e próximo à foz do Rio Itanhaém. As anomalias a nordeste e sudoeste também estão deformadas e/ou limitadas por descontinuidades estruturais, sinformes e antifformes. Nas áreas em que estas morfoestruturas estão associadas a altos topográficos, os solos tendem a ser mais evoluídos e o intemperismo de médio a forte (JIMÉNEZ-RUEDA et al., 1993). Com exceção dos baixos estruturais localizados na região de foz e a sudoeste da bacia, as demais anomalias também se encontram em locais de sobreposição de zonas de máximos de traços de junta, e sobreposição de *trends* estruturais.

Anomalias negativas (baixos estruturais) são caracterizadas como sistemas fechados (endorreicos), com baixa e direcionada circulação de água, onde predominam processos de retenção e acumulação de elementos químicos. São ambientes redutores, onde se destacam os processos de argilização e gleização. Devido à fragilidade, requerem maiores cuidados no manejo e ocupação, em especial se associados à fraturamentos, quando se tornam altamente percolativos e suscetíveis à erosão, e à contaminação das águas subterrâneas (JIMÉNEZ-RUEDA et al., 1993).

O Quadro 2 apresentado a seguir, sintetiza as propriedades de percolação, lixiviação, alteração, circulação e erosão para os altos, baixos estruturais e para os *trends* de fraturas, com relação a sua posição topográfica.

Quadro 2 - Relações entre morfoestruturas, altimetrias, *trends* de fraturas e suas propriedades.

Estrutural	<i>Trends</i>			
	I	II	III	IV
Topografia	Alto	Baixo	Alto	Baixo
Alto	Lixiviação Alta	Lix. Média	Lix. Baixa	Lix. Alta
	Percolação Alta	Perc. Média	Perc. Baixa	Perc. Alta
	Alteração Profunda	Alter. Média	Alter. Mediana	Alter. Profunda
	Circulação H ₂ O intensa	Circ. H ₂ O Baixa	Circ. H ₂ O Média	Circ. H ₂ O Controlada/Alta
	Erosão Baixa	Erosão Alta	Erosão Moderada	Erosão Baixa
Baixo	Lixiviação Alta	Lix. Baixa	Lix. Alta/Moder.	Lix. Baixa
	Percolação Alta	Perc. Baixa	Perc. Alta	Perc. Baixa
	Alteração Profunda	Alter. Baixa	Alter. Alta	Alter. Baixa
	Circulação H ₂ O intensa	Circ. H ₂ O Alta/Direcionada	Circ. Moder./Alta	Circ. Contr. Moder./Alta
	Erosão Alta	Erosão Alta	Erosão Alta	Erosão Muito Intensa

Fonte: Jimenez-Rueda et al., (1989b).

A discussão sobre as relações entre morfoestruturas (altos e baixos estruturais) e suas altimetrias (alto e baixo topográfico) é de grande relevância para a análise do meio físico e compreensão da fisiologia da paisagem, bem como para indicação mais adequada quanto ao uso e ocupação do solo (LIMA, 2016).

O Planalto Atlântico na região de Itanhaém apresenta altimetrias, em muitos pontos, superiores a 800 metros, onde as formas de relevo correspondem a morros suavizados, com vertentes côncavas e convexas, nas quais ocorrem sulcos erosivos, voçorocas e cicatrizes de escorregamento. Essas feições erosivas associam-se às características do relevo, onde predominam declividades acentuadas, variando entre 12% e 30%, à grande quantidade de nascentes, e ao tipo de solo, predominantemente Cambissolos Háplicos (SANTOS et al., 2013). Esse solo se caracteriza por apresentar horizonte B incipiente, com concentração de fragmentos rochosos, sendo este propício à erosão hídrica, quando associado às altas declividades (SATO et al., 2015).

As Escarpas da Serra do Mar e os morros isolados caracterizam-se pela influência estrutural em sua configuração, com drenagens direcionadas e perceptivelmente encaixadas em falhas. Apresentam solos pouco desenvolvidos, alta declividade (declives $\geq 30\%$) e altos índices pluviométricos, que podem oscilar entre 1.500 e 2.500 mm anuais. Agregado a estes fatores, as intempéries do clima local e a intervenção antrópica, como a retirada de cobertura vegetal, propicia um ambiente altamente susceptível a processos erosivos (GIGLIOTTI et al., 2014). A morfometria intensifica o escoamento superficial e, conseqüentemente, possibilita a ocorrência de movimentos de massa, principalmente escorregamentos, desmoronamento e *creeping*, sendo esses processos naturais ou induzidos pela ação antropogênica. Os processos denudacionais são fortemente ativos nesta área, vinculados diretamente à alta energia presente, a qual desencadeia os processos morfogenéticos. Neste contexto, as Escarpas da Serra do Mar caracterizam-se como um conjunto de áreas transmissoras de matéria e energia (SATO et al., 2015).

De modo geral, o sistema das Escarpas da Serra do Mar, devido aos altos índices de declividade, solos de profundidade variável e uma vegetação densa, tem como característica a existência de diversos processos geomorfológicos. A composição litológica, destacando-se gnaisses e granitos, que possuem um alto grau de coesão e resistência, quando expostos ao intemperismo químico (bastante intenso na área devido ao alto índice pluviométrico, alta temperatura e a floresta tropical) o material rígido fragmenta-se formando blocos que, após a ação do escoamento superficial, são

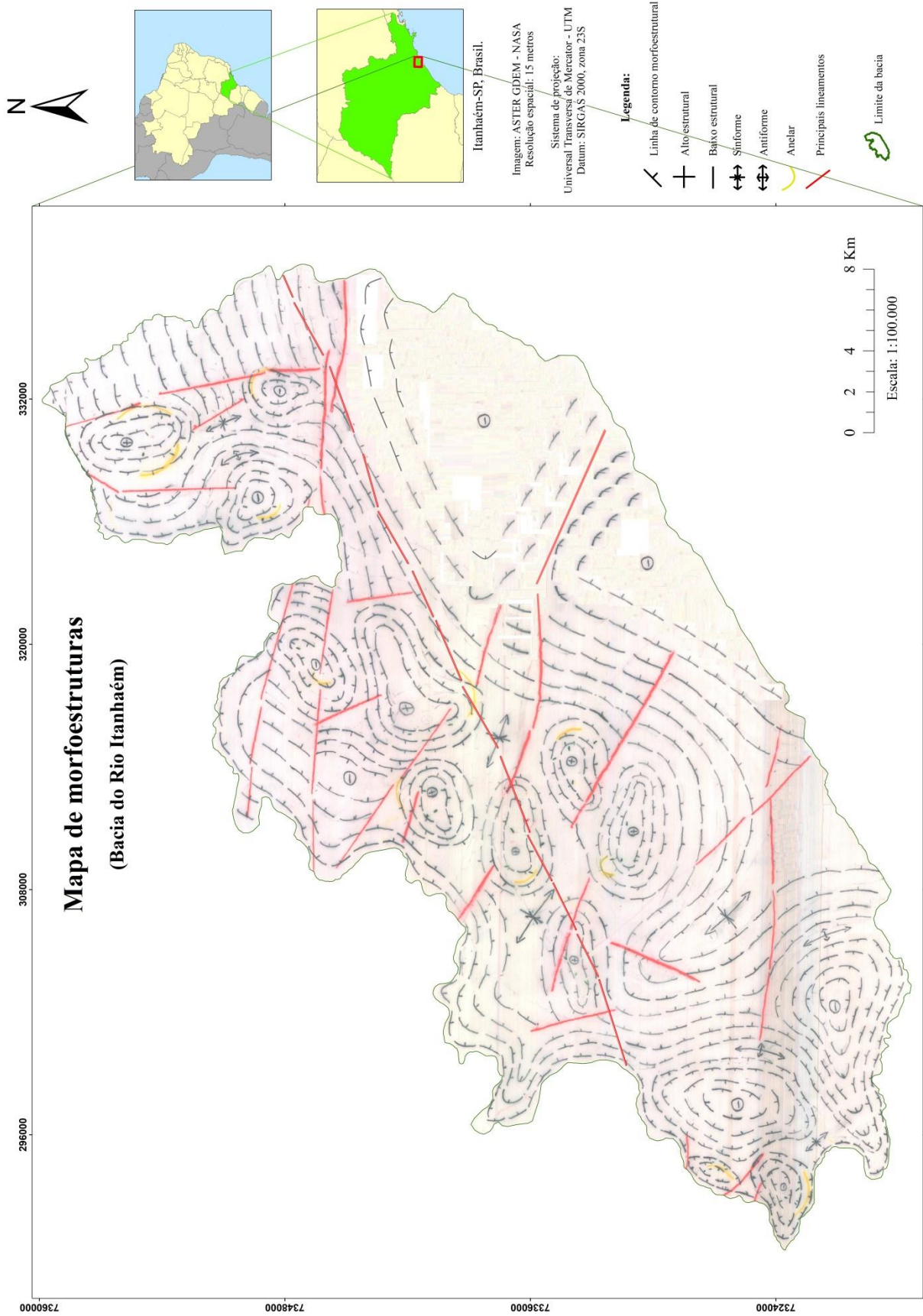
carreados. Outra variável importante é o desenvolvimento do entalhamento das drenagens nas áreas de encosta, onde existe um desnível muito acentuado entre a linha de cumeada e o curso d'água, favorecendo o aumento da energia cinética, e fazendo com que um grande volume de material seja deslocado e depositado no talvegue dos rios, sendo posteriormente transportados para as áreas de planície (GIGLIOTTI et al., 2014).

Por sua vez, a Planície Costeira é formada pela sucessão e justaposição de cordões litorâneos regressivos e/ou terraços marinhos, em geral associados a outros tipos de depósitos sedimentares de origem continental e flúvio-marinha, entre eles depósitos fluviais, eólicos, lagunares e paleolagunares, paludiais (pântanos), lacustres (lagos), de planície de maré e coluviais (SOUZA et al., 2008). Embora esteja situada em um nível altimétrico entre 0 e 13 metros acima do nível do mar e apresentar declividade baixa (inferior a 2%), é importante ressaltar o papel dos cursos fluviais no processo de transporte de matéria e energia. Se no caso das escarpas e morros a declividade e a força da gravidade eram as principais responsáveis pelo traslado de matéria e energia, na planície, os cursos fluviais possuem este papel. É na planície que os cursos fluviais provindos das escarpas e morros confluem, formando os grandes rios da bacia, determinando a intensa dinâmica fluvial na área (SATO et al., 2015).

Ainda que se considere a complexidade e os diversos processos compreendidos na bacia hidrográfica de Itanhaém, a sistemática da análise morfoestrutural se destaca como uma ferramenta bastante eficaz e de rápida exequibilidade para o mapeamento e estudo da suscetibilidade natural do meio físico. Visto que, este método, com o auxílio da topografia, permite predizer as propriedades de percolação, lixiviação, alteração, circulação e erosão, assim como definir o uso e manejo adequado do solo, pois estes condicionam os aspectos pedológicos, pedogeoquímicos e fisiográficos (JIMENÉZ-RUEDA et al., 1993).

A caracterização da variabilidade do campo de tensão, representada pela mudança repentina na direção preferencial dos traços de junta, *trends* estruturais, lineamentos e feições anômalas definidas por linhas de forma truncadas, possibilita a compreensão do grau de cisalhamento local e, por conseguinte, a predição da potencialidade à erosão em determinadas áreas (FAGUNDES et al., 2010). Do mesmo modo, o estudo detalhado da origem das direções de estruturas de deformação rúptil pode esclarecer a sua relação com a formação e o desenvolvimento de erosões lineares (MORINAGA, 2014).

Figura 30 - Mapa de morfoestruturas da bacia do Rio Itanhaém.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.2. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁGUAS FLUVIAIS

As características naturais das águas fluviais podem sofrer alterações devido ao uso e ocupação do meio físico. A disposição inadequada de resíduos domésticos, industriais, de mineração, a utilização de pesticidas e fertilizantes, constituem as principais fontes de poluição ou contaminação dos recursos hídricos. A análise da composição natural ou a verificação de indícios de poluição ou contaminação das águas pode ser avaliada por meio de parâmetros físicos, químicos e biológicos. Essa avaliação é fundamental para determinação da adequabilidade das águas em função do uso requerido.

Na Tabela 5 são exibidas as variáveis que foram determinadas *in situ* nas águas dos principais rios da bacia do Rio Itanhaém, no período de inverno (agosto de 2014) e verão (fevereiro de 2015).

Tabela 5 - Variáveis físicas e químicas das águas do Rio Itanhaém, Rio Preto, Rio Aguapeú, Rio Branco e Rio Mambú no período de inverno e verão.

Identificação da amostra	Temperatura	pH	Eh	Condutividade	Turbidez	Oxigênio Dissolvido	STD	Salinidade
	(°C)		(mV)	(mS/cm)	(NTU)	(mg/L) ou (%)	(g/L)	(ppt)
Itanhaém (inverno)	18,4	6,10	149	0,212	30,6	4,59 ou 50,4	0,138	0,1
Itanhaém (verão)	25,9	6,47	240	3,120	20,5	5,0 ou 63,0	1,990	1,6
Preto (inverno)	18,7	5,13	239	0,034	6,6	5,75 ou 63,4	0,022	0
Preto (verão)	26,4	5,93	345	0,929	19,6	6,07 ou 76,6	0,594	0,5
Aguapeú (inverno)	18,9	6,03	195	0,057	8,8	3,86 ou 42,8	0,037	0
Aguapeú (verão)	26,8	6,04	325	0,045	22,8	5,05 ou 64,0	0,029	0
Branco (inverno)	18,8	6,35	139	0,032	10,4	5,62 ou 62,1	0,021	0
Branco (verão)	25,8	6,40	325	0,030	27,2	7,0 ou 87,4	0,020	0
Mambú (inverno)	17,3	6,22	141	0,026	1,2	5,59 ou 59,9	0,017	0
Mambú (verão)	23,7	6,27	331	0,025	6,1	7,95 ou 95,9	0,016	0

Fonte: Elaborado pelo autor.

As temperaturas médias registradas nas águas dos principais rios da bacia do Rio Itanhaém foram de 18° C no inverno e 25° C no verão. Os rios localizados a jusante da bacia, como o Itanhaém, Aguapeú e Preto, foram os que apresentaram temperaturas mais elevadas, enquanto que a montante, nas proximidades da escarpa da Serra do Mar, o Rio Mambú apresentou temperaturas menos elevadas tanto no inverno quanto no verão, 17,3 e 23,7° C, respectivamente. Segundo (WHEATON, 1987) a temperatura da água provavelmente tem maior influência sobre a vida e os sistemas aquáticos do que

qualquer outra variável tomada isoladamente, uma vez que influencia na taxa de crescimento, distribuição e desenvolvimento dos organismos aquáticos (MARKARIAN, 1980); (JENSEN, 1990); (EBERSOLE et al., 2001), entre outros, devido aos efeitos que produz sobre as reações químicas, em graus e formas dependentes de cada espécie (ANGELOCCI & VILLA NOVA, 1995).

O pH se manteve levemente ácido (em média 6,23) no Rio Itanhaém, Aguapeú, Branco e Mambú, tanto no inverno quanto no verão. No período de inverno verificou-se os menores valores de pH ao longo do período de monitoramento. O Rio Preto foi o qual apresentou os menores valores quando comparado aos demais rios, com pH de 5,13 no inverno e 5,93 no verão. Talvez isso ocorra devido à presença de ácidos orgânicos nas águas deste rio de baixada, como ácidos húmicos, que conferem a cor escura a este “rio de águas pretas” (SCHIAVETTI & CAMARGO, 2002). De modo mais ou menos constantemente, a água preta está em contato com o material orgânico morto fornecido pela vegetação do entorno, neste caso tipicamente de restinga, e o transforma parcialmente em substâncias húmicas, dissolvidas ou coloidalmente dissolvidas. A formação e a qualidade destas substâncias, que se formam e se misturam nas águas, também dependem provavelmente do quimismo da mesma. As águas que contêm certo teor em cálcio, por exemplo, excluem logo de antemão a possibilidade de entrarem na formação da água preta, pois se formariam nelas humatos de cálcio, insolúveis. De fato, sempre encontramos na água preta uma alta acidez que representa uma reduzida capacidade de tampão e, com esta, a pobreza em sais dissolvidos (SIOLI, 1951).

Os valores medidos de Eh também foram menores no inverno quando comparados com os valores obtidos no verão, em média de 172,6 mV e 313,2 mV respectivamente. O menor valor de Eh foi medido no Rio Branco durante o inverno (139 mV), enquanto que o maior valor foi registrado no Rio Preto durante o verão (345 mV). O potencial hidrogeniônico (pH) e o potencial redox (Eh) no meio ambiente, exercem influência significativa nos processos de especiação química, sendo controlados por diversos fatores nos diferentes meios (águas subterrâneas, águas superficiais, sedimentos, etc). O pH e o Eh de ecossistemas aquáticos controlam as reações da maioria dos compostos orgânicos e inorgânicos (DRAGUN, 1988) e estes parâmetros variam de forma significativa, pois, dependem das espécies químicas em solução e da profundidade.

A condutividade é a expressão numérica da capacidade da água em conduzir uma corrente elétrica. Depende das concentrações iônicas, da temperatura e indica a

quantidade de sais presentes na coluna d'água e, portanto, pode apresentar uma medida indireta da concentração de poluentes, tendo em vista que a condutividade da água aumenta na medida em que mais sólidos dissolvidos são adicionados. Os valores de condutividade elétrica nos rios da bacia do Rio Itanhaém mantiveram uma média de 0,057 mS/cm, exceto no Rio Preto e Itanhaém, que apresentaram valores mais expressivos no verão, 0,929 e 3,120 mS/cm, respectivamente. Estes valores são condizentes com aqueles medidos para os Sólidos Totais Dissolvidos (STD) nestes rios, que também estiveram mais elevados no verão, quando foram encontrados valores de 0,594 g/L no Rio Preto e 1,990 g/L no Rio Itanhaém. Vale destacar ainda que o Rio Preto e o Rio Itanhaém, por sofrerem maior influência de marés, foram as únicas drenagens do estuário que apresentaram valores de salinidade neste monitoramento, principalmente no verão, quando foram detectados valores de 0,5 no Rio Preto e 1,6 ppt no Rio Itanhaém.

A turbidez da água é o grau de atenuação de intensidade que um feixe de luz sofre ao atravessá-la devido à presença de sólidos em suspensão, tais como partículas inorgânicas (areia, silte, argila) e detritos orgânicos (algas e bactérias, plâncton em geral). No Rio Itanhaém foi registrado no inverno o maior valor de turbidez ao longo do período de monitoramento (30,6 NTU). Considere-se que este rio encontra-se mais exposto aos regimes de marés, ao aporte de efluentes provenientes, principalmente, do Rio Aguapeú, e das águas escuras do Rio Preto. De modo geral, todos os rios apresentaram maiores valores de turbidez no verão, período no qual as chuvas são mais frequentes na bacia. No Rio Mambú foram identificados os menores valores de turbidez em ambas as estações (1,2 NTU no inverno e 6,1 NTU no verão). Isto provavelmente se deve ao fato do Rio Mambú sofrer poucos impactos antrópicos, ter suas nascentes em rochas Pré-Cambrianas nas encostas da Serra do Mar e, portanto, ser um rio característico de montanha, de águas claras, com pouca profundidade, fundo pedregoso, e com cachoeiras e corredeiras. Este rio encontra-se em estado quase natural de preservação, e suas águas são captadas para abastecimento dos municípios de Itanhaém, Mongaguá e Praia Grande (SCHIAVETTI & CAMARGO, 2002).

Os valores de oxigênio dissolvido (OD) foram mais elevados no verão e reduzidos no inverno. Os rios localizados a montante da bacia apresentaram as maiores concentrações de OD, como o Rio Branco, com 87,4% de saturação, e o Rio Mambú, com 95,9% de saturação. O fato destes rios possuírem nascentes em altitudes, na região de escarpa da Serra do Mar e, portanto, apresentarem águas com temperaturas menos

elevadas e maior velocidade de corrente, principalmente durante as chuvas, contribui para a maior oxigenação das águas. Os rios localizados a jusante da bacia drenam regiões de mangue, e ainda recebem o aporte de efluentes com elevados níveis de matéria orgânica, como por exemplo, o Rio Aguapeú, que apresentou os valores mais elevados de fosfato, tanto no inverno quanto no verão, 0,13 e 0,08 mg/L, respectivamente (Tabela 6) e apenas 42,8% de saturação de OD no inverno. A adição de matéria orgânica nos cursos d'água consome oxigênio destes, pela oxidação química e, principalmente, bioquímica, via respiração dos micro-organismos, depurando assim a matéria orgânica. Desta forma, a poluição orgânica de um curso d'água também pode ser avaliada pelo decréscimo da concentração de oxigênio dissolvido e/ou pela concentração de matéria orgânica em termos de concentração de oxigênio necessário para oxidá-la (VALENTE et al., 1997).

Os principais rios da bacia de Itanhaém sofrem grande influência marinha, apresentando amplas variações de salinidade, numa escala diária, devido à variação das marés e, em escala sazonal, devido à distribuição anual das chuvas (CAMARGO et al., 1996). A Tabela 6 exibe os principais íons dissolvidos nas águas fluviais durante o inverno e verão, onde é possível identificar elementos comumente encontrados em águas oceânicas (Cl, Na, S, Mg, Ca, K), que ocorrem em maior abundância.

Tabela 6 - Principais íons dissolvidos nas águas do Rio Itanhaém, Rio Preto, Rio Aguapeú, Rio Branco e Rio Mambú no período de inverno e verão.

Identificação da amostra	Cl	Na	SO4	Mg	Ca	K	HCO3	SiO2	NO3	Fe	Br	PO4	Mn	Al	Ba	Zn	Sr	Co	Pb	Ni	Cu	Cr	Cd
	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
Itanhaém (inverno)	315	82,3	29	11,32	5,2	5,9	12	5,9	0,3	0,097	0,08	0,01	0,002	0,045	0,059	0,04	0,074	<0,009	<0,007	n.d.	n.d.	<0,002	<0,001
Itanhaém (verão)	500	306	80	37,02	13,7	13,2	11	4,8	0,5	0,369	0,07	0,03	0,034	0,051	0,008	0,003	0,218	<0,009	<0,007	<0,005	<0,004	n.d.	<0,001
Preto (inverno)	12,9	5,6	21	1,022	1,2	0,8	8	7,5	0,3	0,062	0,1	0,01	0,001	0,069	0,064	0,057	0,009	<0,009	<0,007	<0,005	<0,004	<0,002	<0,001
Preto (verão)	220	127	41	16,49	6,2	6,5	7	3,1	0,5	0,395	0,11	0,01	0,017	0,07	0,009	0,003	0,095	<0,009	<0,007	<0,005	<0,004	<0,002	<0,001
Aguapeú (inverno)	13	5,8	n.d.	1,016	2,4	1,3	10	6	n.d.	0,034	0,08	0,13	<0,0007	n.d.	0,035	0,035	0,022	<0,009	<0,007	<0,005	<0,004	<0,002	<0,001
Aguapeú (verão)	13	4,7	1	0,925	2,4	1,1	10	3,5	0,6	0,377	0,13	0,08	0,004	0,045	0,008	0,003	0,02	<0,009	<0,007	<0,005	<0,004	<0,002	<0,001
Branco (inverno)	6,5	3,2	1	0,896	1,5	0,8	10	7,5	0,4	0,018	0,04	0,02	0,001	n.d.	0,029	0,022	0,009	<0,009	<0,007	<0,005	<0,004	<0,002	<0,001
Branco (verão)	4	2,4	1	0,802	1,4	0,8	9	3,4	0,7	0,16	0,06	0,01	0,004	n.d.	0,007	<0,001	0,009	<0,009	<0,007	<0,005	<0,004	<0,002	<0,001
Mambú (inverno)	5,8	2,6	20	0,725	1	0,7	8	5,9	0,6	0,013	0,03	0,01	<0,0007	<0,003	0,021	0,022	0,007	<0,009	<0,007	<0,005	<0,004	<0,002	n.d.
Mambú (verão)	3,4	2,2	1	0,627	1	0,6	7	2,8	0,7	0,106	0,08	0,01	0,002	n.d.	0,006	0,002	0,007	<0,009	<0,007	<0,005	<0,004	<0,002	<0,001

(n.d.) não determinado, (<) abaixo do valor de detecção.

Fonte: Elaborado pelo autor.

Os oceanógrafos classificam os elementos distribuídos nas águas dos oceanos e seus diversos estados químicos, segundo a ordem de grandeza de sua concentração em três grupos: elementos inorgânicos maiores (Cl, Na, S, Mg, Ca, K); elementos menores (Br, C, Sr, B, Si, F); e elementos traço (N, Li, Rb, P, I, Fe, Zn, Mb); (ROSS, 1982). Ainda segundo o autor, estes elementos estão sempre presentes nas águas do mar como componentes de certos compostos químicos, sendo que os seis íons mais abundantes, e que compõem juntos aproximadamente 99% dos sais, são: Cl, Na, SO₄, Mg, Ca, K.

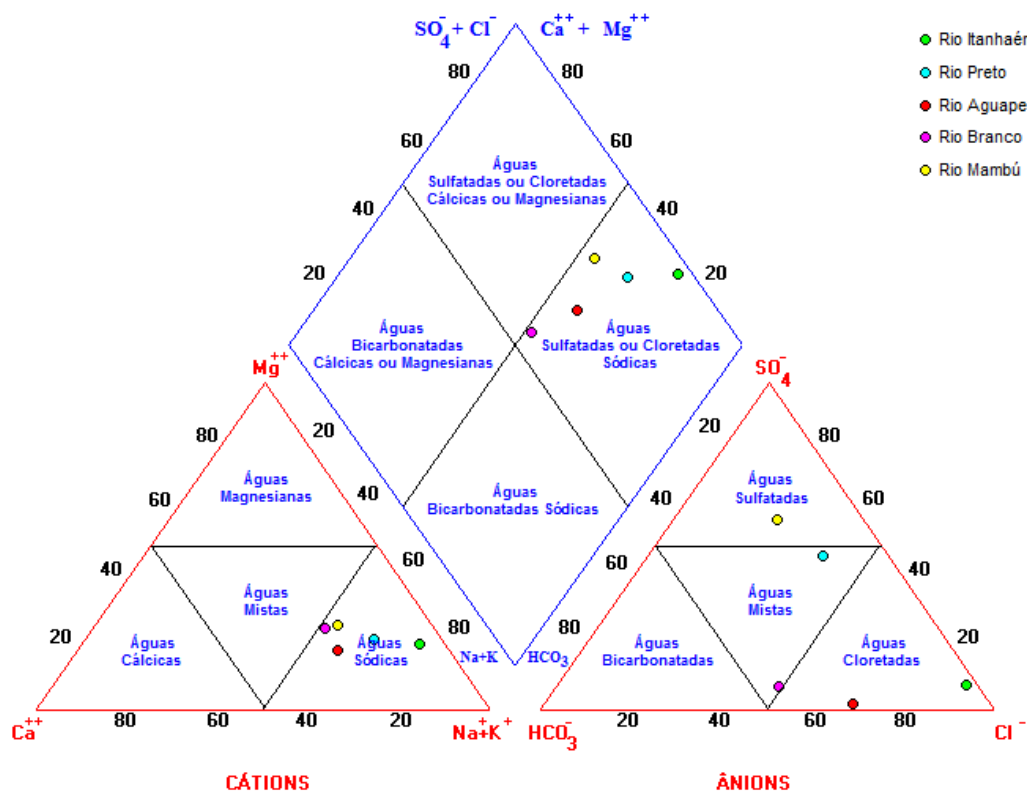
A análise química dos principais elementos presentes nas águas dos rios da bacia de Itanhaém indica que as concentrações mais expressivas dos íons analisados ocorrem no Rio Itanhaém, principalmente no verão, quando foram medidos valores de 500 mg/L de cloreto (Cl), 306 mg/L de sódio (Na), 80 mg/L de sulfato (SO₄), 37,2 mg/L de magnésio (Mg), 13,7 mg/L de cálcio (Ca) e 13,2 mg/L de potássio (K). Desta forma, as drenagens localizadas a jusante da bacia (Rio Itanhaém e Preto) exibiram os valores mais elevados destes sais, com destaque para o período de verão. Já os rios a montante (Branco e Mambú), apresentaram um comportamento oposto, ou seja, menores concentrações de sais no verão e maiores no inverno. Vale ainda destacar que, de modo geral, os resultados analíticos dos principais constituintes nas águas demonstram um aumento dos valores de montante a jusante, tanto no inverno quanto no verão. O sistema hidrológico da região que abrange a bacia do Rio Itanhaém é intensamente influenciado pelo regime de marés, com forte mistura de água doce e salgada, sendo possível identificar um gradiente de salinidade nos rios (SOUZA-PEREIRA & CAMARGO, 2004).

Para melhor visualização do caráter químico das águas fluviais da bacia do Rio Itanhaém, com base nos dados obtidos, representou-se graficamente os resultados analíticos no diagrama de Piper (1944), o qual fornece uma boa visualização das fácies químicas e é comumente utilizado na literatura para esse propósito. Os cátions (expressos em mEq/L como percentagem do total de cátions) são representados por um ponto em um triângulo, e os ânions (expressos em mEq/L como percentagem total de ânions) são representados como um ponto em outro triângulo. Os dois pontos são projetados em um losango central, resultando num ponto único que fornece a distribuição iônica total, isto é, indica a característica química da água e aponta semelhanças ou diferenças entre várias águas.

As Figuras 31 e 32 ilustram a distribuição de cátions e ânions, no inverno e verão, respectivamente, para as águas do Rio Itanhaém, Preto, Aguapeú, Branco e Mambú, de acordo com o diagrama de Piper.

Como se verifica na Figura 31, no período de inverno, as águas são predominantemente sódicas quanto aos cátions dissolvidos e apresentam composição variável quanto aos ânions, podendo ser cloretadas, mistas e sulfatadas. De modo geral, as águas da bacia podem ser classificadas como sulfatadas ou cloretadas sódicas no inverno.

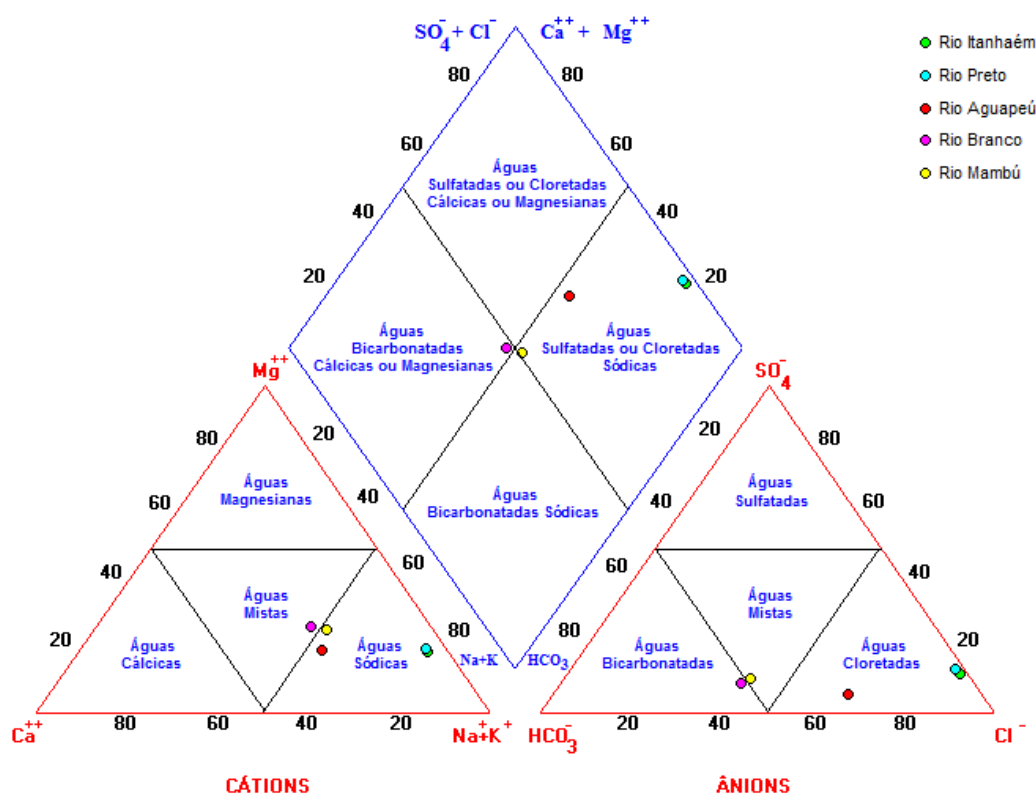
Figura 31 - Classificação química das águas fluviais da bacia do Rio Itanhaém, no período de inverno, de acordo com o diagrama de Piper.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No verão as águas são predominantemente sódicas e mistas quanto aos cátions dissolvidos e também apresentam composição variável quanto aos ânions, podendo ser cloretadas, mistas, e bicarbonatadas (Figura 32). A classificação geral das águas dos rios no verão foi similar àquela obtida para o período de inverno, ou seja, sulfatadas ou cloretadas sódicas, exceto para as águas do Rio Branco, que foram classificadas como bicarbonatadas cálcicas ou magnesianas.

Figura 32 - Classificação química das águas fluviais da bacia do Rio Itanhaém, no período de verão, de acordo com o diagrama de Piper.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.3. CARACTERIZAÇÃO DOS SEDIMENTOS

Por meio da espectrometria de fluorescência de raios-X foram determinados os principais constituintes presentes nos sedimentos dos testemunhos T-BRA (Rio Branco), T-ITA (Rio Itanhaém), T-AGU (Rio Aguapeú), T-MAM (Rio Mambú) e T-PRE (Rio Preto). As análises foram realizadas em intervalos de três centímetros ao longo de cada perfil com o objetivo de se verificar possíveis variações nas concentrações ao longo do tempo por meio da geocronologia. Entretanto, os principais constituintes analisados apresentaram baixa variabilidade ao longo da coluna sedimentar e maior variabilidade entre os testemunhos, ou seja, entre os diferentes pontos de amostragem. Neste contexto, as planilhas com os resultados analíticos foram tratadas estatisticamente utilizando-se a média aritmética da concentração de cada constituinte para a elaboração da Tabela 7, que exhibe a percentagem média em cada testemunho, e os resultados dos ensaios de perda ao fogo (LOI). As Tabelas 8 a 12 apresentam as

matrizes de correlação entre os constituintes. As planilhas com os valores detalhados encontram-se no Anexo D.

Tabela 7 - Valores médios dos principais constituintes (em percentagem, %) presentes nos testemunhos do Rio Branco (T-BRA), Rio Itanhaém (T-ITA), Rio Aguapeú (T-AGU), Rio Mambú (T-MAM) e Rio Preto (T-PRE).

	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	SO ₃ (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	Cl (%)	TiO ₂ (%)	CaO (%)	P ₂ O ₅ (%)	BaO (%)	ZrO ₂ (%)	WO ₃ (%)	MnO (%)	ZnO (%)	Rb ₂ O (%)	SrO (%)	LOI * (%)
T-BRA	58,17	22,93	8,29	4,49	0,33	2,9	0,26	0,03	1,38	0,63	0,2	0,1	0,08	0,03	0,11	0,02	0,02	0,01	4,0502
T-ITA	72,33	12,83	3,06	3,47	2,96	1,29	1,31	1,36	0,77	0,33	0,1	0,08	0,05	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01	3,7864
T-AGU	71,19	18,55	2,86	3,83	0,4	0,99	0,49	0,05	0,96	0,36	0,13	0,08	0,07	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	3,8432
T-MAM	64,44	19,34	6,52	4,57	1,05	1,58	0,38	0,03	1,22	0,35	0,17	0,09	0,07	0,06	0,06	0,02	0,02	0,01	3,9525
T-PRE	73,3	13,85	3,44	3,26	2,05	1,12	0,93	0,79	0,9	0,37	0,17	0,07	0,08	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	3,6593

*Perda ao fogo

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 8 - Matriz de correlação entre os principais constituintes nas amostras do testemunho T-BRA.

Variáveis	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	SO ₃	MgO	Na ₂ O	Cl	TiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	BaO
SiO ₂	1,00											
Al ₂ O ₃	-0,96	1,00										
Fe ₂ O ₃	-0,94	0,84	1,00									
K ₂ O	-0,43	0,31	0,32	1,00								
SO ₃	0,07	-0,17	-0,02	0,19	1,00							
MgO	-0,80	0,68	0,76	0,47	-0,25	1,00						
Na ₂ O	0,30	-0,43	-0,33	0,44	0,09	0,10	1,00					
Cl	0,03	-0,09	0,03	-0,24	-0,02	0,20	0,20	1,00				
TiO ₂	-0,86	0,84	0,81	0,45	0,22	0,46	-0,41	-0,18	1,00			
CaO	-0,40	0,22	0,51	0,07	-0,06	0,65	0,16	0,60	0,07	1,00		
P ₂ O ₅	-0,49	0,52	0,41	0,02	0,03	0,36	-0,26	-0,16	0,42	0,14	1,00	
BaO	-0,20	0,25	0,13	0,10	-0,26	0,27	0,05	-0,40	0,06	-0,16	-0,01	1,00

(Os valores em negrito são estatisticamente significantes a um nível de significância $\alpha=0,05$)

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 9 - Matriz de correlação entre os principais constituintes nas amostras do testemunho T-ITA.

Variáveis	SiO2	Al2O3	Fe2O3	K2O	SO3	MgO	Na2O	Cl	TiO2	CaO	P2O5	BaO
SiO2	1,00											
Al2O3	-0,99	1,00										
Fe2O3	-0,93	0,90	1,00									
K2O	-0,67	0,69	0,51	1,00								
SO3	-0,88	0,83	0,91	0,45	1,00							
MgO	-0,95	0,96	0,81	0,66	0,77	1,00						
Na2O	-0,66	0,69	0,40	0,51	0,40	0,76	1,00					
Cl	-0,35	0,33	0,16	0,22	0,22	0,44	0,72	1,00				
TiO2	-0,88	0,85	0,96	0,43	0,83	0,77	0,32	0,13	1,00			
CaO	-0,90	0,89	0,87	0,60	0,82	0,83	0,46	0,08	0,89	1,00		
P2O5	-0,86	0,84	0,87	0,50	0,82	0,78	0,24	0,20	0,89	0,82	1,00	
BaO	-0,28	0,27	0,22	0,03	0,21	0,37	0,31	0,26	0,15	0,19	0,22	1,00

(Os valores em negrito são estatisticamente significantes a um nível de significância $\alpha=0,05$)

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 10 - Matriz de correlação entre os principais constituintes nas amostras do testemunho T-AGU.

Variáveis	SiO2	Al2O3	Fe2O3	K2O	SO3	MgO	Na2O	Cl	TiO2	CaO	P2O5	BaO
SiO2	1,00											
Al2O3	-0,98	1,00										
Fe2O3	-0,81	0,69	1,00									
K2O	-0,93	0,87	0,87	1,00								
SO3	0,23	-0,37	0,21	0,00	1,00							
MgO	-0,94	0,87	0,92	0,92	-0,09	1,00						
Na2O	0,08	-0,13	0,04	0,10	0,06	-0,04	1,00					
Cl	0,38	-0,44	-0,06	-0,39	0,10	-0,13	-0,30	1,00				
TiO2	-0,99	0,97	0,82	0,93	-0,15	0,92	-0,10	-0,36	1,00			
CaO	0,07	-0,23	0,48	0,10	0,58	0,21	0,29	0,51	-0,02	1,00		
P2O5	-0,71	0,61	0,82	0,74	0,41	0,75	0,11	-0,23	0,77	0,36	1,00	
BaO	0,01	-0,06	0,13	0,04	0,10	0,08	0,03	0,21	0,02	0,21	0,21	1,00

(Os valores em negrito são estatisticamente significantes a um nível de significância $\alpha=0,05$)

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 11 - Matriz de correlação entre os principais constituintes nas amostras do testemunho T-MAM.

Variáveis	SiO2	Al2O3	Fe2O3	K2O	SO3	MgO	Na2O	Cl	TiO2	CaO	P2O5	BaO
SiO2	1,00											
Al2O3	-0,93	1,00										
Fe2O3	-0,91	0,73	1,00									
K2O	-0,65	0,52	0,53	1,00								
SO3	0,50	-0,65	-0,27	-0,60	1,00							
MgO	-0,68	0,67	0,49	0,85	-0,80	1,00						
Na2O	0,27	-0,05	-0,40	-0,20	-0,18	-0,08	1,00					
Cl	0,30	-0,61	0,00	0,01	0,65	-0,29	-0,45	1,00				
TiO2	-0,95	0,81	0,93	0,68	-0,42	0,62	-0,48	-0,15	1,00			
CaO	0,15	-0,22	-0,01	-0,39	0,64	-0,66	-0,03	0,07	-0,09	1,00		
P2O5	-0,44	0,40	0,41	-0,03	0,19	-0,16	-0,20	0,08	0,43	0,55	1,00	
BaO	-0,04	-0,07	0,09	0,01	0,33	-0,04	-0,22	0,46	0,01	0,15	0,07	1,00

(Os valores em negrito são estatisticamente significantes a um nível de significância $\alpha=0,05$)

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 12 - Matriz de correlação entre os principais constituintes nas amostras do testemunho T-PRE.

Variáveis	SiO2	Al2O3	Fe2O3	K2O	SO3	MgO	Na2O	Cl	TiO2	CaO	P2O5	BaO
SiO2	1,00											
Al2O3	-0,96	1,00										
Fe2O3	-0,95	0,87	1,00									
K2O	0,20	-0,17	-0,20	1,00								
SO3	0,07	-0,11	-0,29	-0,13	1,00							
MgO	-0,96	0,91	0,93	-0,22	-0,15	1,00						
Na2O	-0,80	0,72	0,91	-0,13	-0,55	0,87	1,00					
Cl	-0,77	0,67	0,90	-0,09	-0,56	0,84	0,99	1,00				
TiO2	-0,95	0,96	0,92	-0,12	-0,26	0,89	0,79	0,75	1,00			
CaO	-0,93	0,88	0,95	-0,02	-0,32	0,91	0,89	0,86	0,92	1,00		
P2O5	-0,87	0,82	0,95	-0,10	-0,49	0,91	0,96	0,95	0,87	0,92	1,00	
BaO	0,01	0,08	-0,04	0,01	-0,19	0,04	0,00	0,00	0,09	0,12	0,01	1,00

(Os valores em negrito são estatisticamente significantes a um nível de significância $\alpha=0,05$)

Fonte: Elaborado pelo autor.

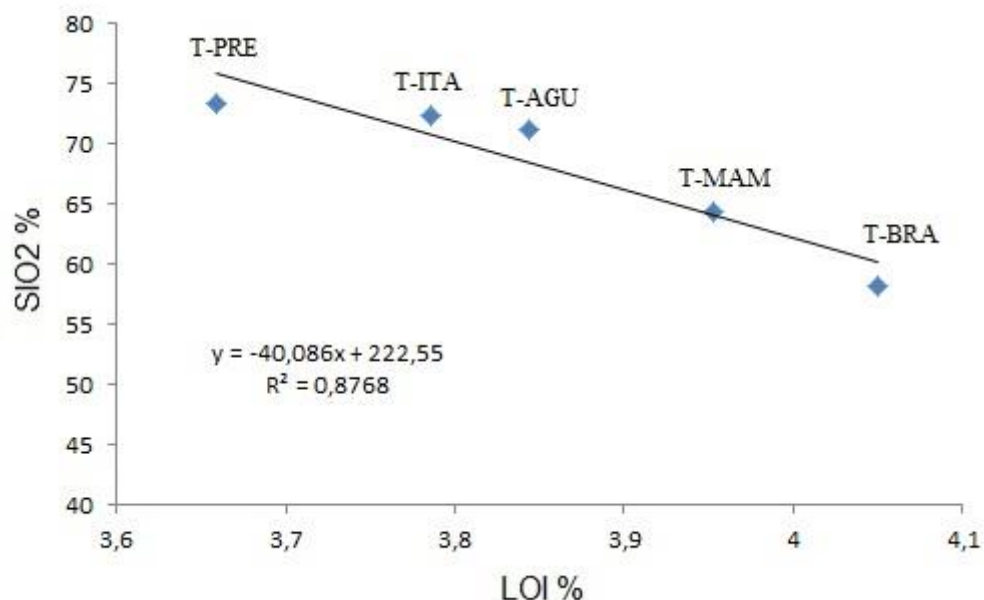
Observa-se na Figura 33 a existência de correlação inversa entre a sílica e LOI ($r = -0,90$) nos cinco locais de amostragem, indicando um gradiente na bacia, ou seja, os valores de sílica são mais elevados a jusante e menores a montante na bacia, enquanto que os percentuais de LOI, conseqüentemente, são menores a jusante e maiores a montante. A média do percentual de LOI nos cinco testemunhos de sedimentos variou de 3,65 a 4,05%. O índice de perda ao fogo (LOI) é um parâmetro relacionado diretamente com os níveis de matéria orgânica nos sedimentos, como já verificado por

outros pesquisadores em estudos anteriores (BONOTTO & LIMA, 2006); (NERY, 2009); (SABARIS, 2010), entre outros.

A variação espacial dos valores de LOI nos sedimentos dos rios da bacia também foi constatada por Lima (2002) que, por meio de análises de agrupamento, concluiu que os valores de matéria orgânica são mais baixos na região de foz do Rio Itanhaém e mais elevados na região de cabeceira, embora os rios na região de foz sejam fortemente afetados por efluentes domésticos.

A matéria orgânica presente em uma amostra, além de alterar a densidade real e a porosidade dos solos e sedimentos, também afeta diretamente a superfície específica (área por unidade de massa) dos materiais, de tal modo que cada 1% de matéria orgânica presente no solo causa um aumento de cerca de 7 m²/g na sua superfície específica (KIEHL, 1979). Como consequência, outros parâmetros são afetados. Por exemplo, a capacidade de troca catiônica, de adsorção de cátions e a porcentagem de retenção de água dos solos e sedimentos sofrem um aumento com o acréscimo da superfície específica.

Figura 33 - Relação entre SiO₂ e LOI nos sedimentos dos testemunhos T-BRA, T-MAM, T-AGU, T-ITA e T-PRE.



Fonte: Elaborado pelo autor.

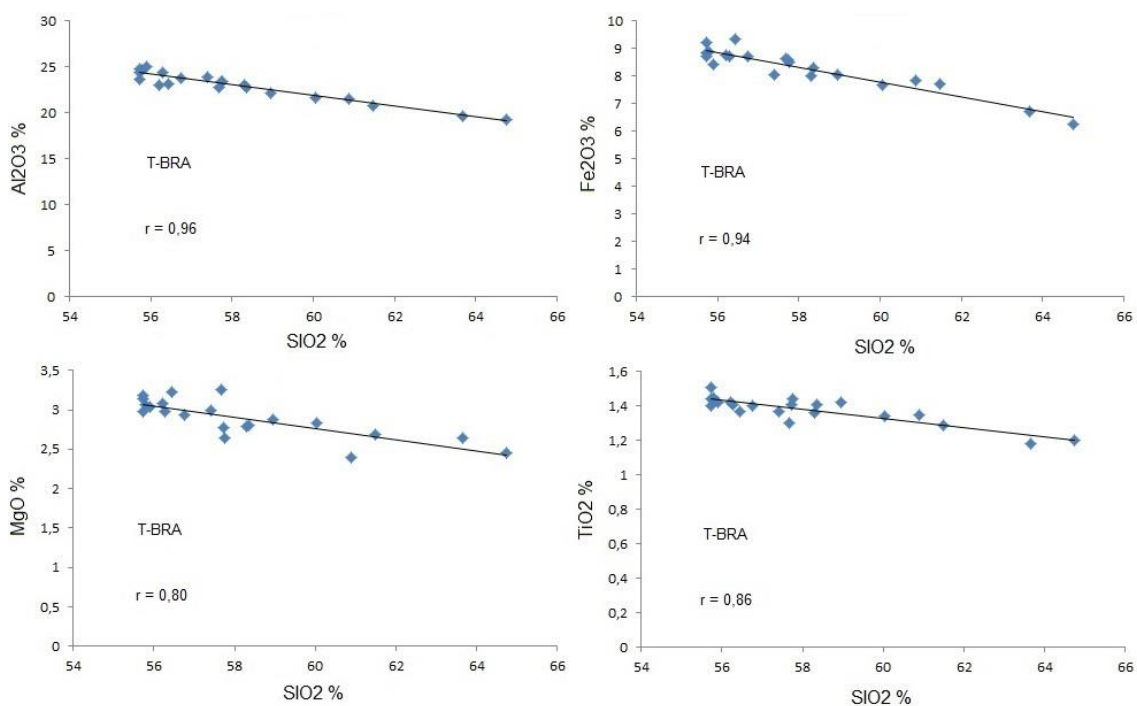
A sílica (SiO₂) é o principal constituinte em todos os testemunhos analisados, com concentrações variando entre 58,17 e 73,3%. Os testemunhos T-BRA e T-MAM, a montante da bacia, foram os que apresentaram os menores valores de SiO₂ (58,17 e

64,44%, respectivamente) quando comparados aos demais testemunhos (T-ITA, T-AGU e T-PRE), localizados a jusante, que apresentaram valores mais expressivos, acima de 70%. A grande quantidade de sílica lixiviada a jusante da bacia indica a alta mobilidade desse elemento em relação às possíveis áreas fonte, nas regiões de cabeceira do Rio Branco e Mambú, localizadas na escarpa da Serra do Mar. As rochas cataclásticas na área abrangem principalmente as originadas por esforços compressivos nas Falhas de Cubatão e Itariri, incluindo filonitos, milonitos e protomilonitos ricos em quartzo (SILVA et al., 1978).

O alumínio (Al_2O_3), o ferro (Fe_2O_3) e o potássio (K_2O) seguem também como os elementos em maior concentração nos testemunhos amostrados, com percentagens variando de 12,83 a 22,93%, 2,86 a 8,29%, e 3,26 a 4,57% respectivamente. Tanto o alumínio, quanto o ferro e o potássio, apresentaram concentrações mais elevadas nos testemunhos dos rios localizados a montante da bacia, ou seja, T-BRA e T-MAM. Desta forma, os óxidos considerados com baixa mobilidade no sistema (Al_2O_3 , Fe_2O_3 e K_2O), confirmam esse comportamento, permanecendo, predominantemente, a montante da bacia e no membro superior dos testemunhos. Isto é esperado como uma consequência da correlação inversa obtida entre a sílica e a matéria orgânica, uma vez que uma diminuição em sílica significa um aumento na superfície específica dos sedimentos levando, também, a um importante aumento da capacidade de troca/adsorção de cátions. Isso é justificado pelas correlações significativas verificadas entre esses compostos nos cinco testemunhos analisados.

A Figura 34 apresenta as correlações inversas entre SiO_2 e Al_2O_3 ($r = -0,96$), SiO_2 e Fe_2O_3 ($r = -0,94$), SiO_2 e MgO ($r = -0,80$), e SiO_2 e TiO_2 ($r = -0,86$) referentes ao testemunho T-BRA.

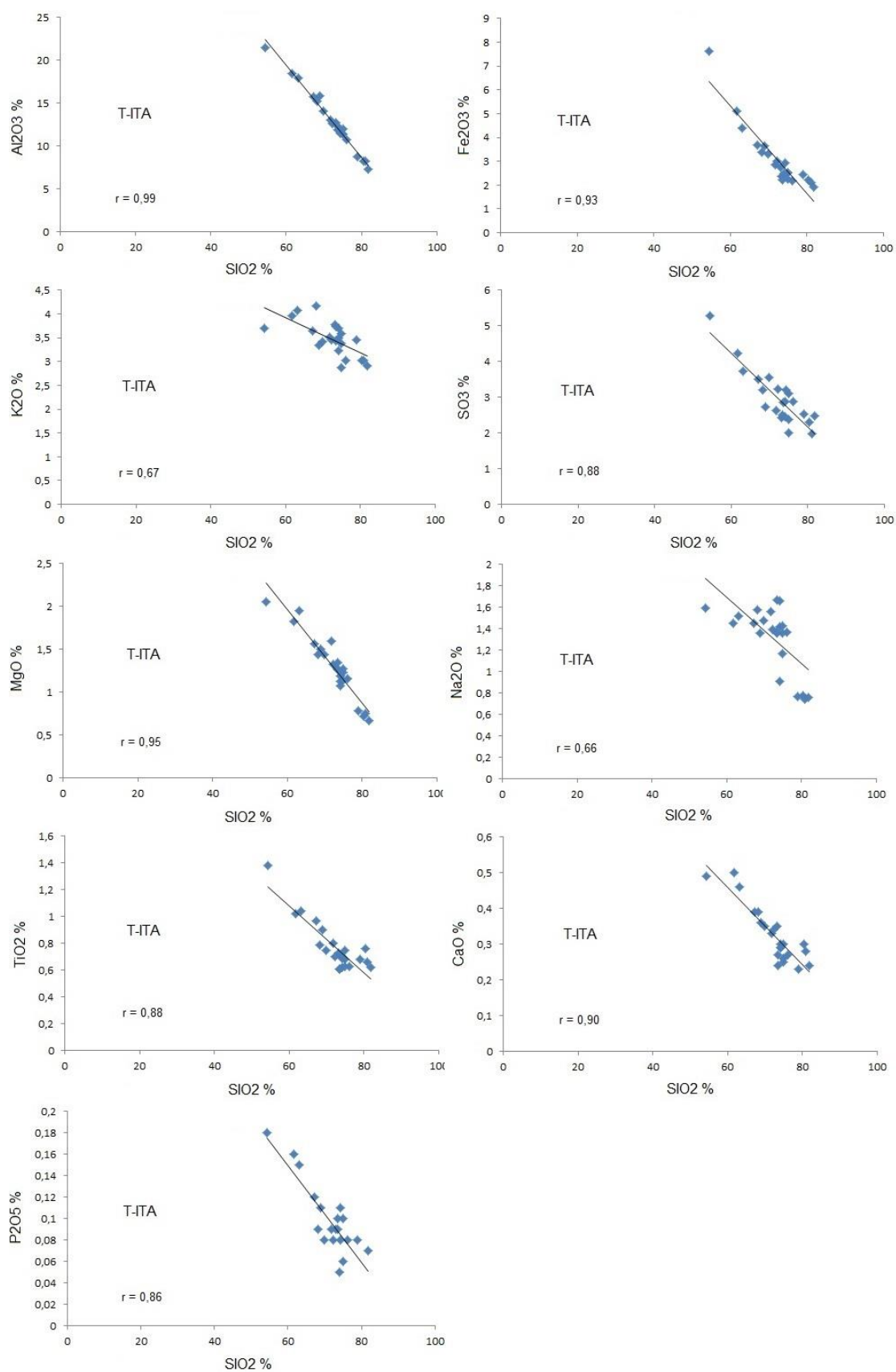
Figura 34 - Relação entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , e TiO_2 nos sedimentos do testemunho T-BRA.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 35 exibe as correlações inversas, obtidas nos sedimentos do testemunho T-ITA, entre SiO_2 e Al_2O_3 ($r = -0,99$), SiO_2 e Fe_2O_3 ($r = -0,93$), SiO_2 e K_2O ($r = -0,67$), SiO_2 e SO_3 ($r = -0,88$), SiO_2 e MgO ($r = -0,95$), SiO_2 e Na_2O ($r = -0,66$), SiO_2 e TiO_2 ($r = -0,88$), SiO_2 e CaO ($r = -0,90$) e SiO_2 e P_2O_5 ($r = -0,86$).

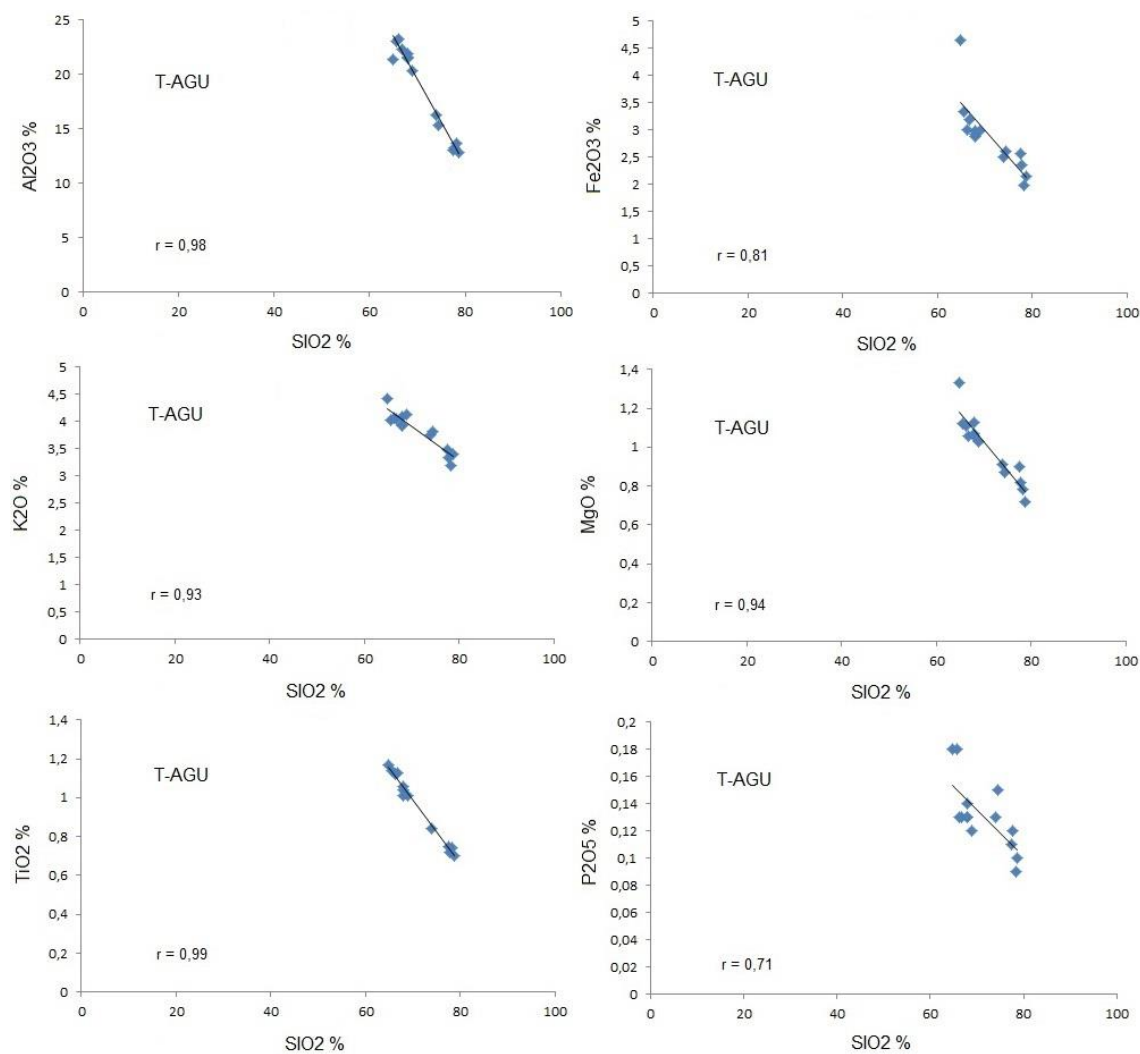
Figura 35 - Relação entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , SO_3 , MgO , Na_2O , TiO_2 , CaO , P_2O_5 nos sedimentos do testemunho T-ITA.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 36 revela as correlações inversas obtidas entre SiO_2 e Al_2O_3 ($r = -0,98$), SiO_2 e Fe_2O_3 ($r = -0,81$), SiO_2 e K_2O ($r = -0,93$), SiO_2 e MgO ($r = -0,94$), SiO_2 e TiO_2 ($r = -0,99$), e SiO_2 e P_2O_5 ($r = -0,71$), nos sedimentos do testemunho T-AGU.

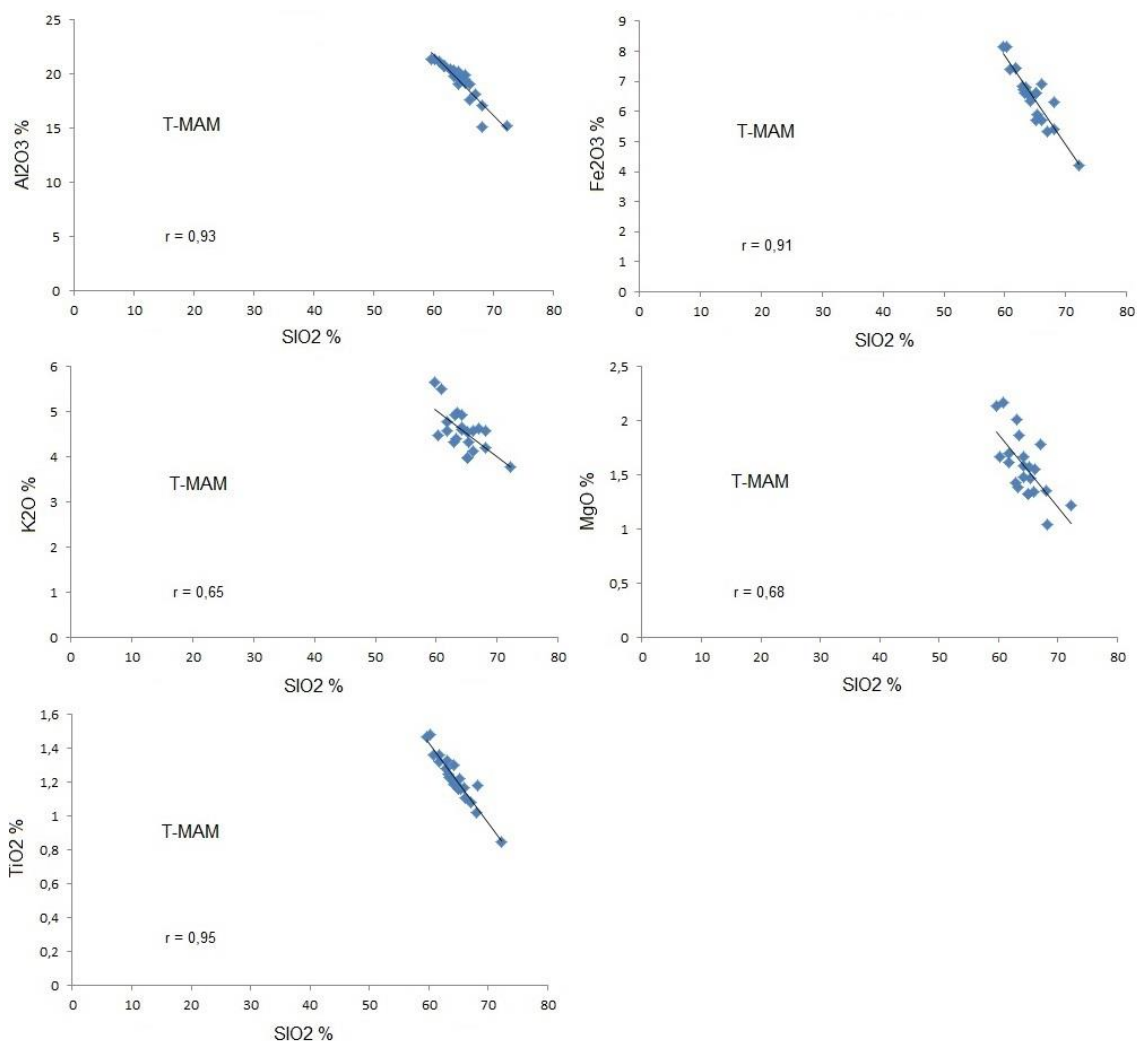
Figura 36 - Relação entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , TiO_2 , P_2O_5 nos sedimentos do testemunho T-AGU.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 37 demonstra as correlações inversas, obtidas nos sedimentos do testemunho T-MAM, entre SiO_2 e Al_2O_3 ($r = -0,93$), SiO_2 e Fe_2O_3 ($r = -0,91$), SiO_2 e K_2O ($r = -0,65$), SiO_2 e MgO ($r = -0,68$) e SiO_2 e TiO_2 ($r = -0,95$).

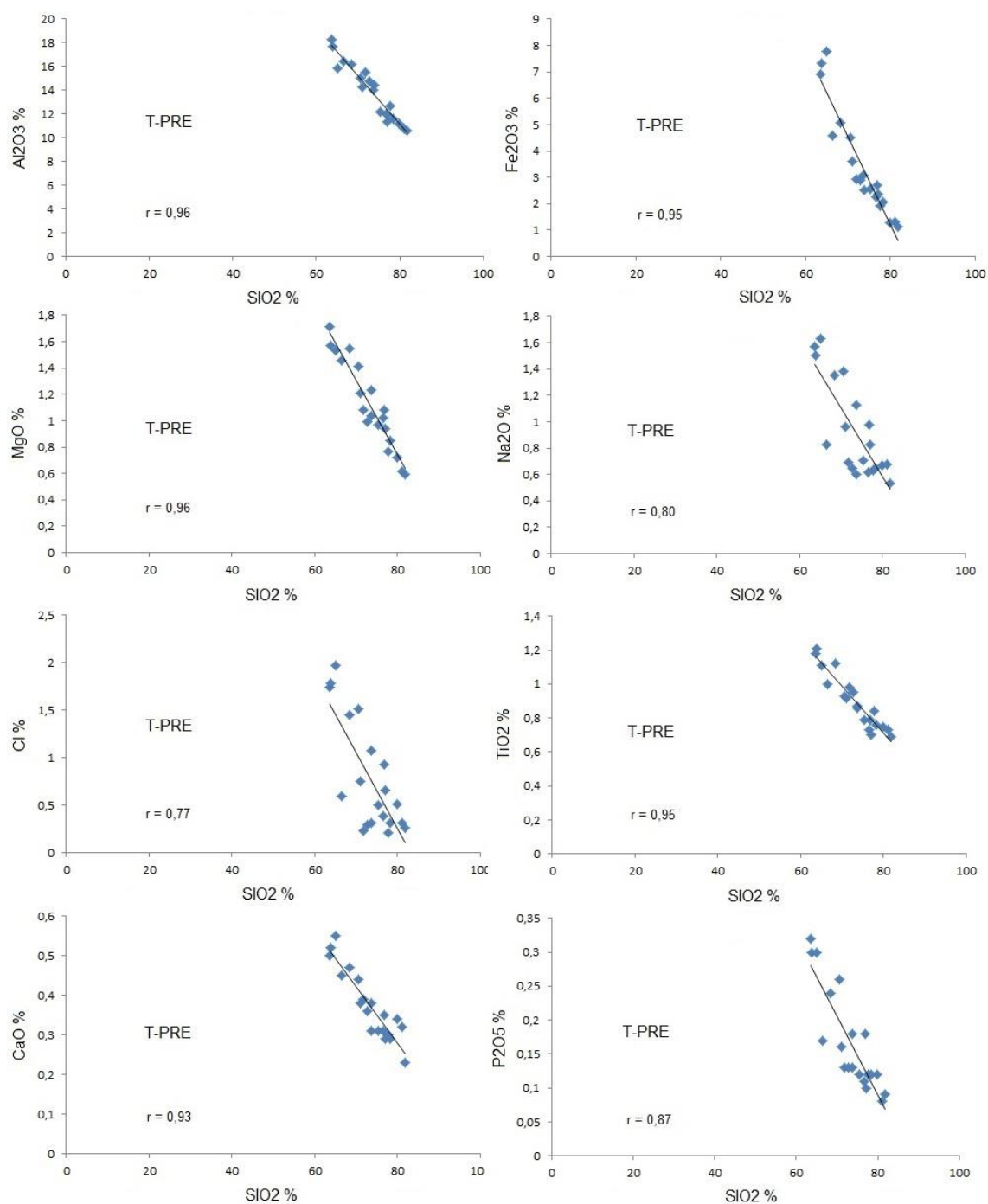
Figura 37 - Relação entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , TiO_2 , nos sedimentos do testemunho T-MAM.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 38 expõe as correlações inversas, obtidas nos sedimentos do testemunho T-PRE, entre SiO_2 e Al_2O_3 ($r = -0,96$), SiO_2 e Fe_2O_3 ($r = -0,95$), SiO_2 e MgO ($r = -0,96$), SiO_2 e Na_2O ($r = -0,80$), SiO_2 e Cl ($r = -0,77$), SiO_2 e TiO_2 ($r = -0,95$), SiO_2 e CaO ($r = -0,93$) e SiO_2 e P_2O_5 ($r = -0,87$).

Figura 38 - Relação entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , Cl , TiO_2 , CaO , P_2O_5 , nos sedimentos do testemunho T-PRE.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A granulometria dos sedimentos nos testemunhos variou de muito fino a médio, sendo que grau de arredondamento predominante é sub-angular a sub-arredondado de acordo com a escala Wentworth (1922). As cores dominantes são o cinza médio claro (N6) e cinza médio (N5) de acordo com a tabela Munsell (2011). Nos sedimentos dos

testemunhos T-BRA e T-MAM, a montante da bacia, se destaca a forte presença de mica, que também se mostra nos demais testemunhos, mas de modo menos marcante.

Segundo Silva et al., 1978, nos flancos do vale do Rio Branco afloram principalmente xistos, enquanto, mais a SW, junto à margem norte do Rio Preto, predominam os metarenitos de granulação fina e cor cinza, relativamente fraturados, que adquirem cor avermelhada e aspecto xistoso quando alterados.

As águas fluviais, durante os períodos de cheia, distribuem material de intemperismo do embasamento cristalino por suas planícies de transbordamento, apesar do gradiente energético reduzido. Este mecanismo de transporte já foi descrito por Fúlfaro et al. (1979) para explicar a elevada percentagem de argila e de mica presente nos sedimentos a jusante da bacia.

De modo geral, os sedimentos dos testemunhos, em todos os locais amostrados, exibem constituintes característicos das rochas do Complexo Cristalino do Pré-Cambriano da Serra do Mar, que são compostas, predominantemente, por metassedimentos que incluem filitos, metacalcários, xistos, quartzitos e um complexo gnáissico-migmatítico-granítico (GIANNINI, 1987).

5.4. GEOCROLOGIA DOS SEDIMENTOS

5.4.1. Determinação do ^{210}Pb total nos sedimentos

A quantificação do ^{210}Pb nas amostras foi realizada de maneira indireta por espectrometria alfa do ^{210}Po . Após o processo químico que resultou na deposição do ^{210}Po em lâminas de cobre, estas foram submetidas, individualmente, à espectrometria alfa e, posteriormente, considerando-se a existência de equilíbrio radioativo entre estes radionuclídeos, foi quantificada a concentração de atividade de ^{210}Pb total nas amostras de cada testemunho coletado. As Tabelas 13 a 17 apresentam os resultados obtidos a partir da espectrometria alfa das amostras. Os dados indicados por BG referem-se à radiação de *background* registrada para cada um dos quatro detectores utilizados no processo.

Tabela 13 - Dados obtidos por espectrometria alfa para a determinação do ^{210}Po nas amostras do testemunho T-BRA.

Perfil T-BRA (63 cm)	Data	Massa (g)	L.T (s)	Ci-Cs (209-Po)	Ci-Cs (210-Po)	G.A (209-Po)	G.A (210-Po)	C.R (209-Po)	C.R (210-Po)	NET 209-Po (cpm)	NET 210-Po (cpm)	A0 209-Po (dpm)	210-Po (dpm)	210-Po (dpm/g)
T-BRA-1	26/02/2016	2,0358	9552,38	508-531	463-491	25	258	0,002617	0,02701	0,002610752	0,026964195	8	82,63	40,586
BG-DT 4	24/03/2016	*	312633,64	508-531	463-491	2	14	0,000006	0,00004	*	*	*	*	*
T-BRA-2	24/02/2016	2,0909	48729,2	508-531	463-491	207	1113	0,004248	0,02284	0,004241569	0,022795734	8	42,99	20,563
BG-DT 4	24/03/2016	*	312633,64	508-531	463-491	2	14	0,000006	0,00004	*	*	*	*	*
T-BRA-3	01/03/2016	2,0318	29683,14	586-603	529-554	57	327	0,001920	0,01102	0,001787288	0,010934512	8	48,94	24,089
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	586-603	529-554	39	24	0,000133	0,00008	*	*	*	*	*
T-BRA-4	01/03/2016	2,0619	27584,54	489-507	445-473	103	462	0,003734	0,01675	0,003733976	0,016617921	8	35,60	17,267
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	489-507	445-473	0	3	0,000000	0,00013	*	*	*	*	*
T-BRA-5	01/03/2016	2,1270	29942	588-606	535-557	76	561	0,002538	0,01874	0,002432682	0,018624267	8	61,25	28,795
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	588-606	535-557	33	35	0,000106	0,00011	*	*	*	*	*
T-BRA-6	01/03/2016	2,0779	22439,62	511-538	464-496	41	519	0,001827	0,02313	0,001814332	0,023071164	8	101,73	48,957
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	511-538	464-496	4	18	0,000013	0,00006	*	*	*	*	*
T-BRA-7	01/03/2016	2,1123	53946,48	578-599	527-552	89	592	0,001650	0,01097	0,001492918	0,010885176	8	58,33	27,614
BG-DT 1	24/03/2016	*	293.245,88	578-599	527-552	46	26	0,000157	0,00009	*	*	*	*	*
T-BRA-8	01/03/2016	2,1272	50591,32	484-512	443-468	156	894	0,003084	0,01767	0,003083533	0,017540425	8	45,51	21,393
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	484-512	443-468	0	3	0,000000	0,00013	*	*	*	*	*
T-BRA-9	01/03/2016	2,0929	54553,04	588-606	541-558	124	1193	0,002273	0,02187	0,002183452	0,021807849	8	79,90	38,178
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	588-606	541-558	28	19	0,000090	0,00006	*	*	*	*	*
T-BRA-10	01/03/2016	2,1420	37688,94	505-530	459-494	147	1015	0,003900	0,02693	0,003890754	0,026879804	8	55,27	25,803
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	505-530	459-494	3	16	0,000010	0,00005	*	*	*	*	*
T-BRA-11	02/03/2016	2,1951	31291,52	579-597	526-551	34	239	0,001087	0,00764	0,000939922	0,007556009	8	64,31	29,298
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	579-597	526-551	43	24	0,000147	0,00008	*	*	*	*	*
T-BRA-12	02/03/2016	2,1105	30344,6	486-506	445-466	108	500	0,003559	0,01648	0,003559118	0,016346806	8	36,74	17,410
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	486-506	445-466	0	3	0,000000	0,00013	*	*	*	*	*
T-BRA-13	02/03/2016	2,0298	32054,54	589-605	533-558	153	859	0,004773	0,02680	0,004686748	0,026682921	8	45,55	22,439
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	589-605	533-558	27	36	0,000086	0,00012	*	*	*	*	*
T-BRA-14	02/03/2016	2,0069	20663,2	502-532	457-490	143	557	0,006921	0,02696	0,006910921	0,02690816	8	31,15	15,521
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	502-532	457-490	3	15	0,000010	0,00005	*	*	*	*	*
T-BRA-15	02/03/2016	2,0686	56263	577-598	526-550	95	438	0,001688	0,00778	0,001517993	0,007709845	8	40,63	19,642
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	577-598	526-550	50	22	0,000171	0,00008	*	*	*	*	*
T-BRA-16	02/03/2016	2,0820	52759,78	487-506	445-468	177	984	0,003355	0,01865	0,003354828	0,01856351	8	44,27	21,262
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	487-506	445-468	0	2	0,000000	0,00009	*	*	*	*	*
T-BRA-17	24/03/2016	2,0837	58206,12	595-605	540-556	303	1224	0,005206	0,02103	0,005144862	0,020955145	8	32,58	15,638
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	595-605	540-556	19	23	0,000061	0,00007	*	*	*	*	*
T-BRA-18	02/03/2016	2,1331	36862,6	505-527	457-495	128	969	0,003472	0,02629	0,003462759	0,026226037	8	60,59	28,405
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	505-527	457-495	3	19	0,000010	0,00006	*	*	*	*	*
T-BRA-19	03/03/2016	2,0115	82060,92	574-597	523-548	197	857	0,002401	0,01044	0,00223015	0,010361618	8	37,17	18,478
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	574-597	523-548	50	24	0,000171	0,00008	*	*	*	*	*
T-BRA-20	03/03/2016	2,0210	77283,28	486-505	446-466	315	1351	0,004076	0,01748	0,004075914	0,017394082	8	34,14	16,893
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	486-505	446-466	0	2	0,000000	0,00009	*	*	*	*	*
T-BRA-21	03/03/2016	2,0566	84647,96	559-580	502-534	229	1324	0,002705	0,01564	0,002663738	0,01554209	8	46,68	22,696
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	559-580	502-534	13	31	0,000042	0,00010	*	*	*	*	*

onde: L.T = tempo de contagem (segundos); Ci-Cs = canal superior e inferior; G.A = área do pico no espectro; C.R = taxa de contagem; NET = taxa de contagem subtraído o valor do BG (background); A0 = atividade do traçador 209-Po (8 dpm/200 µL).

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 14 - Dados obtidos por espectrometria alfa para a determinação do ^{210}Po nas amostras do testemunho T-MAM.

Perfil T-MAM (66 cm)	Data	Massa (g)	L.T (s)	Ci-Cs (209-Po)	Ci-Cs (210-Po)	G.A (209-Po)	G.A (210-Po)	C.R (209-Po)	C.R (210-Po)	NET 209-Po (cpm)	NET 210-Po (cpm)	A0 209-Po (dpm)	210-Po (dpm)	210-Po (dpm/g)
T-MAM-1	14/01/2016	2,0398	26286,8	592-604	542-554	59	183	0,002244	0,006962	0,002177299	0,006910489	8	25,39	12,448
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	592-604	542-554	21	16	0,000067	0,000051	*	*	*	*	*
T-MAM-2	14/01/2016	2,1508	25609,2	532-544	484-502	83	334	0,003241	0,013042	0,003197493	0,013042188	8	32,63	15,172
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	532-544	484-502	1	0	0,000044	0,000000	*	*	*	*	*
T-MAM-3	14/01/2016	2,0448	60946,52	531-544	486-501	270	665	0,004430	0,010911	0,004413706	0,010911205	8	19,78	9,672
BG-DT 2	23/01/2015	*	60946,52	531-544	486-501	1	0	0,000016	0,000000	*	*	*	*	*
T-MAM-4	14/01/2016	2,0831	61097,94	595-604	541-555	175	731	0,002864	0,011964	0,002816272	0,011910018	8	33,83	16,241
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	595-604	541-555	15	17	0,000048	0,000054	*	*	*	*	*
T-MAM-5	15/01/2016	2,1301	26200,54	532-545	487-501	76	235	0,002901	0,008969	0,002884296	0,008969281	8	24,88	11,679
BG-DT 2	23/01/2016	*	60946,52	532-545	487-501	1	0	0,000016	0,000000	*	*	*	*	*
T-MAM-6	15/01/2016	2,0597	26255,22	591-603	534-555	113	788	0,004304	0,030013	0,004255925	0,0299587	8	56,31	27,341
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	595-604	541-555	15	17	0,000048	0,000054	*	*	*	*	*
T-MAM-7	21/01/2016	2,0885	63774,58	595-604	541-555	5	48	0,000078	0,000753	3,04198E-05	0,000698272	8	183,64	87,927
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	595-604	541-555	15	17	0,000048	0,000054	*	*	*	*	*
T-MAM-8	15/01/2016	2,0204	142844,54	595-604	541-555	369	1638	0,002583	0,011467	0,002535247	0,011412633	8	36,01	17,825
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	595-604	541-555	15	17	0,000048	0,000054	*	*	*	*	*
T-MAM-9	17/01/2016	2,0705	82356,62	595-604	541-555	398	843	0,004833	0,010236	0,00478466	0,010181593	8	17,02	8,222
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	595-604	541-555	15	17	0,000048	0,000054	*	*	*	*	*
T-MAM-10	18/01/2016	2,0116	119531,46	595-604	541-555	200	1024	0,001673	0,008567	0,001625218	0,008512404	8	41,90	20,830
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	595-604	541-555	15	17	0,000048	0,000054	*	*	*	*	*
T-MAM-11	25/02/2016	2,0564	29469,04	581-598	529-549	30	235	0,001018	0,007974	0,000867973	0,007909679	8	72,90	35,452
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	581-598	529-549	44	19	0,000150	0,000065	*	*	*	*	*
T-MAM-12	25/02/2016	2,1342	28509,5	487-505	442-464	150	319	0,005261	0,011189	0,005261404	0,011015132	8	16,75	7,848
BG-DT 2	23/01/2016	*	22972,56	487-505	442-464	0	4	0,000000	0,000174	*	*	*	*	*
T-MAM-13	25/02/2016	2,0436	29949,72	594-604	541-557	71	422	0,002371	0,014090	0,002322659	0,014035903	8	48,34	23,656
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	595-604	541-555	15	17	0,000048	0,000054	*	*	*	*	*
T-MAM-14	21/01/2016	2,1662	53811,72	512-525	469-485	159	988	0,002955	0,018360	0,002954747	0,018331528	8	49,63	22,912
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	512-525	469-485	0	9	0,000000	0,000029	*	*	*	*	*
T-MAM-15	25/02/2016	2,0355	20640,18	507-533	460-485	38	312	0,001841	0,015116	0,001831474	0,015074569	8	65,85	32,349
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	507-533	460-485	3	13	0,000010	0,000042	*	*	*	*	*
T-MAM-16	25/02/2016	2,0755	54573,92	578-598	531-550	100	485	0,001832	0,008887	0,001678922	0,008829057	8	42,07	20,270
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	578-598	531-550	45	17	0,000153	0,000058	*	*	*	*	*
T-MAM-17	25/02/2016	2,0464	44751,12	483-507	445-466	173	718	0,003866	0,016044	0,003865825	0,015913701	8	32,93	16,093
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	483-507	445-466	0	3	0,000000	0,000131	*	*	*	*	*
T-MAM-18	25/02/2016	2,0896	55623,44	594-604	537-557	169	1257	0,003038	0,022598	0,002983909	0,022505623	8	60,34	28,876
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	594-604	537-557	17	29	0,000054	0,000093	*	*	*	*	*
T-MAM-19	25/02/2016	2,0710	38832,64	510-529	466-489	152	590	0,003914	0,015193	0,003911035	0,015161421	8	31,01	14,975
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	510-529	466-489	1	10	0,000003	0,000032	*	*	*	*	*
T-MAM-20	26/02/2016	2,1022	13919,02	583-600	536-552	31	83	0,002227	0,005963	0,002087354	0,005891451	8	22,58	10,741
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	583-600	536-552	41	21	0,000140	0,000072	*	*	*	*	*
T-MAM-21	26/02/2016	2,0926	12720,26	489-502	448-464	59	134	0,004638	0,010534	0,00463827	0,010447315	8	18,02	8,611
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	489-502	448-464	0	2	0,000000	0,000087	*	*	*	*	*
T-MAM-22	26/02/2016	2,1035	14178,1	593-605	545-557	77	180	0,005431	0,012696	0,005366936	0,012657251	8	18,87	8,969
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	593-605	545-557	20	12	0,000064	0,000038	*	*	*	*	*

onde: L.T = tempo de contagem (segundos); Ci-Cs = canal superior e inferior; G.A = área do pico no espectro; C.R = taxa de contagem;
NET = taxa de contagem subtraído o valor do BG (background); A0 = atividade do traçador 209-Po (8 dpm/200 µL).

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 15 - Dados obtidos por espectrometria alfa para a determinação do ^{210}Po nas amostras do testemunho T-AGU.

Perfil T-AGU (42 cm)	Data	Massa (g)	LT (s)	Ci-Cs (209-Po)	Ci-Cs (210-Po)	GA (209-Po)	GA (210-Po)	C.R (209-Po)	C.R (210-Po)	NET 209-Po (cpm)	NET 210-Po (cpm)	A0 209-Po (dpm)	210-Po (dpm)	210-Po (dpm/g)
T-AGU-1	23/03/2016	2,0112	57030,72	620-628	564-577	51	396	0,000894	0,006944	0,000849478	0,006921238	8	65,18	32,409
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,6	620-628	564-577	14	7	0,000045	0,000022	*	*	*	*	*
T-AGU-2	24/03/2016	2,0416	31816,34	575-596	533-549	77	121	0,002420	0,003803	0,002270095	0,003748516	8	13,21	6,470
BG-DT 1	28/03/2016	*	293245,9	575-596	533-549	44	16	0,000150	0,000055	*	*	*	*	*
T-AGU-3	24/03/2016	2,0141	29141,28	488-508	449-468	69	256	0,002368	0,008785	0,002367775	0,008697729	8	29,39	14,591
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	488-508	449-468	0	2	0,000000	0,000087	*	*	*	*	*
T-AGU-4	24/03/2016	2,0451	32490,46	594-605	544-556	71	346	0,002185	0,010649	0,002124481	0,010604497	8	39,93	19,526
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,7	594-605	544-556	19	14	0,000061	0,000045	*	*	*	*	*
T-AGU-5	24/03/2016	2,0552	32455,66	619-629	566-579	62	273	0,001910	0,008411	0,001859125	0,008385889	8	36,09	17,558
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,6	619-629	566-579	16	8	0,000051	0,000026	*	*	*	*	*
T-AGU-6	29/03/2016	2,0186	12077,24	525-547	497-520	141	200	0,011675	0,016560	0,011606651	0,016474822	8	11,36	5,625
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,9	525-547	497-520	20	25	0,000068	0,000085	*	*	*	*	*
T-AGU-7	29/03/2016	2,0330	68456,98	479-500	438-462	136	674	0,001987	0,009846	0,001986649	0,009627948	8	38,77	19,071
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	479-500	438-462	0	5	0,000000	0,000218	*	*	*	*	*
T-AGU-8	29/03/2016	2,0317	80884,08	595-605	539-556	147	1144	0,001817	0,014144	0,001763037	0,014066928	8	63,83	31,417
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,7	595-605	539-556	17	24	0,000054	0,000077	*	*	*	*	*
T-AGU-9	29/03/2016	2,0617	80881,96	616-628	564-579	95	510	0,001175	0,006305	0,001110585	0,0062767	8	45,21	21,930
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,6	616-628	564-579	20	9	0,000064	0,000029	*	*	*	*	*
T-AGU-10	30/03/2016	2,0283	30148,18	584-598	519-548	16	132	0,000531	0,004378	0,000414768	0,004296531	8	82,87	40,857
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,9	584-598	519-548	34	24	0,000116	0,000082	*	*	*	*	*
T-AGU-11	30/03/2016	2,0849	23926,78	484-499	440-463	56	339	0,002340	0,014168	0,002340474	0,013950574	8	47,68	22,871
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	484-499	440-463	0	5	0,000000	0,000218	*	*	*	*	*
T-AGU-12	30/03/2016	2,0885	31606,7	594-605	543-557	122	341	0,003860	0,010789	0,003795966	0,010737672	8	22,63	10,835
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,7	594-605	543-557	20	16	0,000064	0,000051	*	*	*	*	*
T-AGU-13	30/03/2016	2,0683	31634,22	619-630	565-578	172	309	0,005437	0,009768	0,005373184	0,009745515	8	14,51	7,015
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,6	619-630	565-578	20	7	0,000064	0,000022	*	*	*	*	*
T-AGU-14	30/03/2016	2,0336	50393,68	555-580	506-536	81	200	0,001607	0,003969	0,001508451	0,003873269	8	20,54	10,101
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,9	555-580	506-536	29	28	0,000099	0,000095	*	*	*	*	*

onde: LT = tempo de contagem (segundos); Ci-Cs = canal superior e inferior; GA = área do pico no espectro; C.R = taxa de contagem;
NET = taxa de contagem subtraído o valor do BG (background); A0 = atividade do traçador 209-Po (8 dpm/200 µL).

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 16 - Dados obtidos por espectrometria alfa para a determinação do ^{210}Po nas amostras do testemunho T-PRE.

Perfil T-PRE (60cm)	Massa		Ci-Cs (209-Po)	Ci-Cs (210-Po)	G.A (209-Po)	G.A (210-Po)	C.R (209-Po)	C.R (210-Po)	NET 209-Po (cpm)	NET 210-Po (cpm)	A0 209-Po (dpm)	210-Po (dpm)	210-Po (dpm/g)	
	Data	(g)												L.T (s)
T-PRE-1	03/03/2016	2,0029	54035,98	510-528	436-488	53	403	0,000981	0,007458	0,00097763	0,007416416	8	60,69	30,301
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	510-528	436-488	1	13	0,000003	0,000042	*	*	*	*	*
T-PRE-2	04/03/2016	2,0195	27950,46	569-594	523-547	17	101	0,000608	0,003614	0,000458174	0,003535104	8	61,73	30,565
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	569-594	523-547	44	23	0,000150	0,000078	*	*	*	*	*
T-PRE-3	04/03/2016	2,0901	26253,12	487-503	444-466	21	122	0,000800	0,004647	0,000799905	0,004516476	8	45,17	21,611
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	487-503	444-466	0	3	0,000000	0,000131	*	*	*	*	*
T-PRE-4	04/03/2016	2,0401	29205,22	542-571	490-518	29	138	0,000993	0,004725	0,000916203	0,004661208	8	40,70	19,950
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	542-571	490-518	24	20	0,000077	0,000064	*	*	*	*	*
T-PRE-5	04/03/2016	2,0222	18687,92	505-529	462-492	54	151	0,002890	0,008080	0,002879972	0,008035309	8	22,32	11,038
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	505-529	462-492	3	14	0,000010	0,000045	*	*	*	*	*
T-PRE-6	09/03/2016	2,0644	60833,16	568-593	513-547	72	160	0,001184	0,002630	0,00103352	0,002517611	8	19,49	9,440
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	568-593	513-547	44	33	0,000150	0,000113	*	*	*	*	*
T-PRE-7	09/03/2016	2,0085	57948,68	485-505	442-466	85	323	0,001467	0,005574	0,001466815	0,005399777	8	29,45	14,663
BG-DT 3	23/01/2015	*	22972,56	485-505	442-466	0	4	0,000000	0,000174	*	*	*	*	*
T-PRE-8	09/03/2016	2,0133	64233	540-572	496-524	62	222	0,000965	0,003456	0,000866075	0,003382596	8	31,25	15,519
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	540-572	496-524	31	23	0,000099	0,000074	*	*	*	*	*
T-PRE-9	09/03/2016	2,0793	40689,58	502-530	456-489	82	332	0,002015	0,008159	0,002005663	0,008111362	8	32,35	15,560
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	502-530	456-489	3	15	0,000010	0,000048	*	*	*	*	*
T-PRE-10	10/03/2016	2,0551	83084,98	573-598	521-545	47	263	0,000566	0,003165	0,00038495	0,003093821	8	64,30	31,286
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	573-598	521-545	53	21	0,000181	0,000072	*	*	*	*	*
T-PRE-11	17/03/2016	2,0742	63517,56	576-596	523-550	61	345	0,000960	0,005432	0,00082737	0,005346316	8	51,69	24,923
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	576-596	523-550	39	25	0,000133	0,000085	*	*	*	*	*
T-PRE-12	17/03/2016	2,0198	58254,44	487-505	445-468	87	535	0,001493	0,009184	0,001493448	0,009053259	8	48,50	24,010
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	487-505	445-468	0	3	0,000000	0,000131	*	*	*	*	*
T-PRE-13	13/03/2016	2,0455	64842,1	554-573	494-527	56	374	0,000864	0,005768	0,000834848	0,005675094	8	54,38	26,586
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	554-573	494-527	9	29	0,000029	0,000093	*	*	*	*	*
T-PRE-14	17/03/2016	2,0628	64292,06	514-532	469-491	72	206	0,001120	0,003204	0,001119889	0,003178542	8	22,71	11,007
BG-DT 4	23/03/2016	*	312663,64	514-532	469-491	0	8	0,000000	0,000026	*	*	*	*	*
T-PRE-15	22/03/2016	2,0438	108634,52	572-596	518-548	222	519	0,002044	0,004777	0,001893505	0,004695644	8	19,84	9,707
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	572-596	518-548	44	24	0,000150	0,000082	*	*	*	*	*
T-PRE-16	22/03/2016	2,0470	91998,46	486-512	443-477	355	640	0,003859	0,006957	0,00385876	0,006782517	8	14,06	6,869
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	486-512	443-477	0	4	0,000000	0,000174	*	*	*	*	*
T-PRE-17	22/03/2016	2,0083	111722,34	612-628	558-578	755	1348	0,006758	0,012066	0,006681065	0,012027246	8	14,40	7,171
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	612-628	558-578	24	12	0,000077	0,000038	*	*	*	*	*
T-PRE-18	23/03/2016	2,0723	55068,62	572-594	520-548	292	339	0,005302	0,006156	0,005159251	0,006074113	8	9,42	4,545
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	572-594	520-548	42	24	0,000143	0,000082	*	*	*	*	*
T-PRE-19	23/03/2016	2,0524	51053,86	487-510	447-468	751	568	0,014710	0,011126	0,014709955	0,011038445	8	6,00	2,925
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	487-510	447-468	0	2	0,000000	0,000087	*	*	*	*	*
T-PRE-20	23/03/2016	2,0638	56986,98	587-605	541-556	923	722	0,016197	0,012670	0,016084726	0,012615182	8	6,27	3,040
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	587-605	541-556	35	17	0,000112	0,000054	*	*	*	*	*

onde: L.T = tempo de contagem (segundos); Ci-Cs = canal superior e inferior; G.A = área do pico no espectro; C.R = taxa de contagem;
NET = taxa de contagem subtraído o valor do BG (background); A0 = atividade do traçador 209-Po (8 dpm/200 µL).

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 17 - Dados obtidos por espectrometria alfa para a determinação do ^{210}Po nas amostras do testemunho T-ITA.

Perfil T-ITA (75cm)	Data	Massa (g)	LT (s)	Ci-Cs (209-Po)	Ci-Cs (210-Po)	G.A (209-Po)	G.A (210-Po)	C.R (209-Po)	C.R (210-Po)	NET 209-Po (cpm)	NET 210-Po (cpm)	A0 209-Po (dpm)	210-Po (dpm)	210-Po (dpm/g)
T-ITA-1	31/03/2016	2,0905	29105,12	571-594	524-548	17	136	0,000584	0,004673	0,000434045	0,004594285	8	84,68	40,506
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	571-594	524-548	44	23	0,000150	0,000078	*	*	*	*	*
T-ITA-2	30/03/2016	2,0377	56779,06	591-606	533-557	33	717	0,000581	0,012628	0,00050443	0,01251274	8	198,45	97,387
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	591-606	533-557	24	36	0,000077	0,000115	*	*	*	*	*
T-ITA-3	30/03/2016	2,0458	56802,64	617-629	561-579	39	682	0,000687	0,012006	0,000622621	0,011974501	8	153,86	75,207
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	617-629	561-579	20	10	0,000064	0,000032	*	*	*	*	*
T-ITA-4	31/03/2016	2,0572	24180,34	479-502	440-464	35	269	0,001447	0,011125	0,001447457	0,010907089	8	60,28	29,303
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	479-502	440-464	0	5	0,000000	0,000218	*	*	*	*	*
T-ITA-5	31/03/2016	2,0386	30565,38	593-605	536-558	39	392	0,001276	0,012825	0,001211978	0,012729005	8	84,02	41,215
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	593-605	536-558	20	30	0,000064	0,000096	*	*	*	*	*
T-ITA-6	31/03/2016	2,0408	30593,32	614-630	557-579	23	564	0,000752	0,018435	0,000675038	0,018393819	8	217,99	106,815
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	614-630	557-579	24	13	0,000077	0,000042	*	*	*	*	*
T-ITA-7	31/03/2016	2,0788	50710,26	570-594	526-549	18	222	0,000355	0,004378	0,000204913	0,0043062	8	168,12	80,873
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	570-594	526-549	44	21	0,000150	0,000072	*	*	*	*	*
T-ITA-8	31/03/2016	2,0789	44230,14	482-499	436-462	63	516	0,001424	0,011666	0,001424368	0,011448602	8	64,30	30,930
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	482-499	436-462	0	5	0,000000	0,000218	*	*	*	*	*
T-ITA-9	31/03/2016	2,0354	52825,94	596-605	538-557	35	703	0,000663	0,013308	0,000604976	0,013227887	8	174,92	85,939
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	596-605	538-557	18	25	0,000058	0,000080	*	*	*	*	*
T-ITA-10	31/03/2016	2,0264	52851,5	620-631	560-579	37	604	0,000700	0,011428	0,000642505	0,011396264	8	141,90	70,025
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	620-631	560-579	18	10	0,000058	0,000032	*	*	*	*	*
T-ITA-11	01/04/2016	2,0857	31571,04	577-597	526-549	13	157	0,000412	0,004973	0,000254905	0,0049013	8	153,82	73,752
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	577-597	526-549	46	21	0,000157	0,000072	*	*	*	*	*
T-ITA-12	01/04/2016	2,0881	26374,28	483-503	444-462	46	206	0,001744	0,007811	0,001744123	0,007680049	8	35,23	16,870
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	483-503	444-462	0	3	0,000000	0,000131	*	*	*	*	*
T-ITA-13	01/04/2016	2,0253	32787,14	597-605	544-558	74	357	0,002257	0,010888	0,002256982	0,010844884	8	38,44	18,980
BG-DT 3	23/01/2016	*	22972,16	597-605	544-558	0	1	0,000000	0,000044	*	*	*	*	*
T-ITA-14	01/04/2016	2,0847	54537,66	528-537	480-498	35	386	0,000642	0,007078	0,000632163	0,007058488	8	89,32	42,848
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	528-537	480-498	3	6	0,000010	0,000019	*	*	*	*	*
T-ITA-15	04/04/2016	2,0950	54558,34	588-603	535-555	29	259	0,000532	0,004747	0,000422418	0,0046756	8	88,55	42,267
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	588-603	535-555	32	21	0,000109	0,000072	*	*	*	*	*
T-ITA-16	04/04/2016	2,0988	44517,7	497-509	448-470	18	475	0,000404	0,010670	0,000404334	0,010582853	8	209,39	99,766
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	497-509	448-470	0	2	0,000000	0,000087	*	*	*	*	*
T-ITA-17	04/04/2016	2,0404	54854,74	593-604	540-557	36	583	0,000656	0,010628	0,000589105	0,010554498	8	143,33	70,246
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	593-604	540-557	21	23	0,000067	0,000074	*	*	*	*	*
T-ITA-18	05/04/2016	2,0960	84619,84	580-596	526-550	27	290	0,000319	0,003427	0,00018949	0,00335207	8	141,52	67,519
BG-DT 1	24/03/2016	*	293245,88	580-596	526-550	38	22	0,000130	0,000075	*	*	*	*	*
T-ITA-19	05/04/2016	2,1008	61064,6	483-503	442-470	25	525	0,000409	0,008597	0,000409403	0,008423332	8	164,60	78,350
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	483-503	442-470	0	4	0,000000	0,000174	*	*	*	*	*
T-ITA-20	05/04/2016	2,0207	86982,14	590-607	535-557	34	1138	0,000391	0,013083	0,000304518	0,012971189	8	340,77	168,638
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	590-607	535-557	27	35	0,000086	0,000112	*	*	*	*	*
T-ITA-21	05/04/2016	2,0505	87010,38	614-628	555-579	33	840	0,000379	0,009654	0,0003121	0,009612442	8	246,39	120,163
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	614-628	555-579	21	13	0,000067	0,000042	*	*	*	*	*
T-ITA-22	06/04/2016	2,0367	31312,44	574-601	530-549	7	166	0,000224	0,005301	0,000220143	0,005294587	8	192,41	94,469
BG-DT 1	23/01/2015	*	293245,88	574-601	530-549	1	2	0,000003	0,000007	*	*	*	*	*
T-ITA-23	06/04/2016	2,0532	30009,6	485-505	448-465	10	209	0,000333	0,006964	0,000333227	0,006877378	8	165,11	80,416
BG-DT 2	23/01/2015	*	22972,56	485-505	448-465	0	2	0,000000	0,000087	*	*	*	*	*
T-ITA-24	06/04/2016	2,0561	32248,48	592-610	540-556	32	366	0,000992	0,011349	0,000909127	0,011275801	8	99,22	48,258
BG-DT 3	24/03/2016	*	312621,74	592-610	540-556	26	23	0,000083	0,000074	*	*	*	*	*
T-ITA-25	06/04/2016	2,0457	32275,06	619-629	563-579	34	242	0,001053	0,007498	0,001002272	0,007466066	8	59,59	29,131
BG-DT 4	24/03/2016	*	312663,64	619-629	563-579	16	10	0,000051	0,000032	*	*	*	*	*

onde: LT = tempo de contagem (segundos); Ci-Cs = canal superior e inferior; G.A = área do pico no espectro; C.R = taxa de contagem; NET = taxa de contagem subtraído o valor do BG (background); A0 = atividade do traçador 209-Po (8 dpm/200 µL).

Fonte: Elaborado pelo autor.

Como a espectrometria alfa foi realizada imediatamente após o término do processo de deposição do ^{210}Po , não houve necessidade de correção em virtude do decaimento radioativo. Desta forma, os valores de ^{210}Po exibidos anteriormente nas tabelas correspondem aos de ^{210}Pb , e são apresentados na Tabela 18, uma vez que ambos encontram-se em equilíbrio radioativo.

Tabela 18 - Concentração de atividade de ^{210}Pb total ($^{210}\text{Pb}_T$) nas amostras de sedimentos dos testemunhos T-BRA, T-MAM, T-AGU, T-PRE e T-ITA.

Testemunho	Amostra	Atividade/massa $^{210}\text{Pb}_T$ (dpm/g)	Testemunho	Amostra	Atividade/massa $^{210}\text{Pb}_T$ (dpm/g)
Rio Branco	topo →		Rio Mambú	topo →	
	T-BRA 01	40,586		T-MAM 01	12,448
	T-BRA 02	20,563		T-MAM 02	15,172
	T-BRA 03	24,089		T-MAM 03	9,672
	T-BRA 04	17,267		T-MAM 04	16,241
	T-BRA 05	28,795		T-MAM 05	11,679
	T-BRA 06	48,957		T-MAM 06	27,341
	T-BRA 07	27,614		T-MAM 07	87,927
	T-BRA 08	21,393		T-MAM 08	17,825
	T-BRA 09	38,178		T-MAM 09	8,222
	T-BRA 10	25,803		T-MAM 10	20,830
	T-BRA 11	29,298		T-MAM 11	35,452
	T-BRA 12	17,410		T-MAM 12	7,848
	T-BRA 13	22,439		T-MAM 13	23,656
	T-BRA 14	15,521		T-MAM 14	22,912
	T-BRA 15	19,642		T-MAM 15	32,349
	T-BRA 16	21,262		T-MAM 16	20,270
	T-BRA 17	15,638		T-MAM 17	16,093
	T-BRA 18	28,405		T-MAM 18	28,876
	T-BRA 19	18,478		T-MAM 19	14,975
	T-BRA 20	16,893		T-MAM 20	10,741
base →	T-BRA 21	22,696	base →	T-MAM 21	8,611
				T-MAM 22	8,969
Testemunho	Amostra	Atividade/massa $^{210}\text{Pb}_T$ (dpm/g)	Testemunho	Amostra	Atividade/massa $^{210}\text{Pb}_T$ (dpm/g)
Rio Aguapeú	topo →		Rio Preto	topo →	
	T-AGU 01	32,409		T-PRE 01	30,301
	T-AGU 02	6,470		T-PRE 02	30,565
	T-AGU 03	14,591		T-PRE 03	21,611
	T-AGU 04	19,526		T-PRE 04	19,950
	T-AGU 05	17,558		T-PRE 05	11,038
	T-AGU 06	5,625		T-PRE 06	9,440
	T-AGU 07	19,071		T-PRE 07	14,663
	T-AGU 08	31,417		T-PRE 08	15,519
	T-AGU 09	21,930		T-PRE 09	15,560
	T-AGU 10	40,857		T-PRE 10	31,286
	T-AGU 11	22,871		T-PRE 11	24,923
	T-AGU 12	10,835		T-PRE 12	24,010
	T-AGU 13	7,015		T-PRE 13	26,586
base →	T-AGU 14	10,101		T-PRE 14	11,007
				T-PRE 15	9,707
				T-PRE 16	6,869
				T-PRE 17	7,171
				T-PRE 18	4,545
				T-PRE 19	2,925
			base →	T-PRE 20	3,040
Testemunho	Amostra	Atividade/massa $^{210}\text{Pb}_T$ (dpm/g)			
Rio Itanhaém	topo →				
	T-ITA 01	40,506			
	T-ITA 02	97,387			
	T-ITA 03	75,207			
	T-ITA 04	29,303			
	T-ITA 05	41,215			
	T-ITA 06	106,815			
	T-ITA 07	80,873			
	T-ITA 08	30,930			
	T-ITA 09	85,939			
	T-ITA 10	70,025			
	T-ITA 11	73,752			
	T-ITA 12	16,870			
	T-ITA 13	18,980			
	T-ITA 14	42,848			
	T-ITA 15	42,267			
	T-ITA 16	99,766			
	T-ITA 17	70,246			
	T-ITA 18	67,519			
	T-ITA 19	78,350			
	T-ITA 20	168,638			
	T-ITA 21	120,163			
	T-ITA 22	94,469			
	T-ITA 23	80,416			
	T-ITA 24	48,258			
base →	T-ITA 25	29,131			

Fonte: Elaborado pelo autor.

5.4.2. Determinação de eU nos sedimentos

Se há equilíbrio radioativo em toda a série de decaimento do ^{238}U , então, isto se estende ao ^{210}Pb e seus antecessores ^{222}Rn , ^{226}Ra e ^{238}U (APPLEBY & OLDFIELD,

1978); (LIMA, 2000); (JIA et al. 2000, 2001); (ALMEIDA, 2003). Nesta sucessão, é formado o gás radônio (^{222}Rn) antes de se atingir o ^{210}Pb (Figura-1). Este gás pode se difundir para a fase líquida ou para a atmosfera e comprometer a condição de equilíbrio radioativo entre seus antecessores e o ^{210}Pb , uma vez que somente uma parcela do ^{222}Rn produzido nos sedimentos, pelo decaimento do ^{226}Ra , é responsável pela formação do ^{210}Pb presente nos sedimentos. Esta contribuição foi avaliada a partir da determinação do equivalente urânio (eU = ^{226}Ra) por espectrometria gama aplicada aos sedimentos DUARTE (2002). Por isto, foi utilizada a equação de calibração do sistema gama espectrométrico para o fotopico do ^{214}Bi de 1,76 MeV de energia obtida por Duarte (2002), ou seja: $\log \text{eU (ppm)} = 1,057 \times \log \text{eU (cpm/g)} + 2,578$. Como cada micrograma de ^{238}U possui atividade de 0,746 dpm, então, a concentração de atividade de eU, em dpm/g, é calculada por $\text{eU (dpm/g)} = 0,746 \times \text{eU (ppm)}$. Os resultados analíticos estão apresentados nas Tabelas 19 a 23.

Tabela 19 - Dados para a determinação de eU nas amostras de sedimentos do testemunho T-BRA.

Amostra	Massa	C.T (s)	Bi-214		Bi-214		Bi-214		eU	
			G.A	G.A/C.T	NET	cpm/g	log	ppm	dpm/g	
T-BRA-1	44,22	52941,08	3607	0,0681323	0,0206277	0,0279888	-1,5530163	8,6389656	6,445	
T-BRA-2	41,36	73868,22	4190	0,0567226	0,009218	0,0133723	-1,8737924	3,9573227	2,952	
T-BRA-3	41,44	32971,66	1939	0,0588081	0,0113034	0,016366	-1,7860575	4,8993362	3,655	
T-BRA-4	43,45	59197,16	3550	0,0599691	0,0124645	0,0172121	-1,7641649	5,1674664	3,855	
T-BRA-5	41,62	26544,44	1659	0,062499	0,0149943	0,0216161	-1,6652236	6,5744378	4,905	
T-BRA-6	42,33	142848,1	8683	0,0607848	0,0132802	0,0188238	-1,7252918	5,6802383	4,237	
T-BRA-7	47,03	83220,44	5199	0,0624726	0,014968	0,0190959	-1,7190599	5,7670502	4,302	
T-BRA-8	47,88	33209,54	2069	0,0623014	0,0147967	0,0185423	-1,7318367	5,5904738	4,170	
T-BRA-9	42,15	54601,24	3383	0,0619583	0,0144537	0,0205746	-1,6866682	6,2401026	4,655	
T-BRA-10	42,96	179756	23272	0,1294644	0,0819598	0,114469	-0,9413122	38,285382	28,561	
T-BRA-11	47,16	57646,84	4350	0,0754595	0,0279548	0,035566	-1,4489655	11,128674	8,302	
T-BRA-12	44,18	56897,02	4188	0,0736067	0,026102	0,0354487	-1,4504001	11,089888	8,273	
T-BRA-13	45,22	64544,86	4477	0,0693626	0,021858	0,0290022	-1,5375693	8,9699349	6,692	
T-BRA-14	45,43	226821,9	12767	0,0562865	0,0087818	0,0115983	-1,9356063	3,4045843	2,540	
T-BRA-15	44,79	30500,6	1782	0,0584251	0,0109205	0,0146289	-1,8347893	4,3513875	3,246	
T-BRA-16	49,06	58733,3	6480	0,1103292	0,0628246	0,076834	-1,1144465	25,120601	18,740	
T-BRA-17	40,97	31113,48	3373	0,1084096	0,060905	0,0891945	-1,049662	29,410832	21,940	
T-BRA-18	46,81	227047	25338	0,111598	0,0640934	0,0821535	-1,085374	26,962469	20,114	
T-BRA-19	39,31	342947	24632	0,0718245	0,0243199	0,0371201	-1,4303905	11,64333	8,686	
T-BRA-20	41,06	63636,06	5052	0,079389	0,0318843	0,0465918	-1,3316905	14,804819	11,044	
T-BRA-21	41,10	24911,6	1990	0,0798825	0,0323778	0,0472669	-1,3254428	15,031662	11,214	
BG 31/03/2015		80223,76	3811	0,0475046						

onde: C.T = tempo de contagem (segundos); G.A = área do pico no espectro; NET = taxa de contagem subtraído o valor do BG (background).

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 20 - Dados para a determinação de eU nas amostras de sedimentos do testemunho T-MAM.

Amostra	Massa	Bi-214		Bi-214		Bi-214		eU	
		C.T (s)	G.A	G.A/C.T	NET	cpm/g	log	ppm	dpm/g
T-MAM-1	30,99	241097,7	18741	0,077732	0,0302273	0,0585234	-1,2327	18,839417	14,054
T-MAM-2	34,41	28849,28	2266	0,0785462	0,0310415	0,0541265	-1,2666	17,346584	12,941
T-MAM-3	37,31	61418,98	4711	0,0767027	0,029198	0,0469548	-1,3283	14,926759	11,135
T-MAM-4	43,56	79492,8	5909	0,0743338	0,0268291	0,0369547	-1,4323	11,588506	8,645
T-MAM-5	46,33	29346,08	2482	0,0845769	0,0370723	0,0480107	-1,3187	15,281789	11,400
T-MAM-6	43,08	52613,14	4321	0,0821278	0,0346231	0,0482216	-1,3168	15,352774	11,453
T-MAM-7	45,97	30485,42	2376	0,0779389	0,0304343	0,0397228	-1,401	12,507913	9,331
T-MAM-8	41,83	52553,74	3616	0,0688058	0,0213011	0,0305539	-1,5149	9,4779583	7,071
T-MAM-9	44,57	34277,34	2209	0,0644449	0,0169403	0,022805	-1,642	6,9572371	5,190
T-MAM-10	38,73	225449,9	18338	0,0813396	0,0338349	0,0524167	-1,2805	16,767914	12,509
T-MAM-11	30,49	154980,3	9958	0,0642533	0,0167487	0,032959	-1,482	10,268316	7,660
T-MAM-12	45,36	52503,26	3593	0,0684338	0,0209292	0,0276841	-1,5578	8,5396161	6,371
T-MAM-13	44,72	32716,94	2113	0,0645843	0,0170797	0,0229155	-1,6399	6,9928746	5,217
T-MAM-14	32,44	53693,8	3203	0,0596531	0,0121484	0,0224694	-1,6484	6,8490701	5,109
T-MAM-15	42,05	32706,06	2100	0,0642083	0,0167037	0,023834	-1,6228	7,2894871	5,438
T-MAM-16	49,69	52804,56	3325	0,062968	0,0154634	0,0186719	-1,7288	5,6317767	4,201
T-MAM-17	40,31	33703,74	2154	0,0639098	0,0164052	0,0244185	-1,6123	7,4785911	5,579
T-MAM-18	35,69	33642,54	2091	0,0621535	0,0146488	0,0246268	-1,6086	7,5460147	5,629
T-MAM-19	37,02	234769	15463	0,0658647	0,0183601	0,0297571	-1,5264	9,2169025	6,876
T-MAM-20	35,53	31021,9	2080	0,0670494	0,0195448	0,0330055	-1,4814	10,283625	7,672
T-MAM-21	40,22	54999,36	3490	0,0634553	0,0159507	0,0237951	-1,6235	7,2769181	5,429
T-MAM-22	42,28	29.133,24	1773	0,0608583	0,0133537	0,0189504	-1,7224	5,7206019	4,268
BG 31/03/2015		80223,76	3811	0,0475046					

onde: C.T = tempo de contagem (segundos); G.A = área do pico no espectro; NET = taxa de contagem subtraído o valor do BG (background).

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 21 - Dados para a determinação de eU nas amostras de sedimentos do testemunho T-AGU.

Amostra	Massa	Bi-214		Bi-214		Bi-214		eU	
		C.T (s)	G.A	G.A/C.T	NET	cpm/g	log	ppm	dpm/g
T-AGU-1	44,51	56520,08	3277	0,0579794	0,0104748	0,0141201	-1,8501621	4,191589	3,127
T-AGU-2	42,89	30916,4	1813	0,058642	0,0111374	0,0155804	-1,8074215	4,6510974	3,470
T-AGU-3	47,38	54430,26	3255	0,0598013	0,0122967	0,015572	-1,8076565	4,6484387	3,468
T-AGU-4	42,68	33220,88	1978	0,0595409	0,0120362	0,0169207	-1,7715824	5,0750157	3,786
T-AGU-5	42,87	224522,2	13350	0,0594596	0,011955	0,0167319	-1,7764541	5,0151967	3,741
T-AGU-6	48,47	30530,72	1947	0,0637718	0,0162672	0,0201368	-1,6960089	6,0998428	4,550
T-AGU-7	52,04	87356,08	5318	0,0608773	0,0133726	0,0154181	-1,8119687	4,5999068	3,432
T-AGU-8	45,09	53378,54	3355	0,062853	0,0153483	0,0204236	-1,6898674	6,191703	4,619
T-AGU-9	51,10	35006,54	2210	0,0631311	0,0156264	0,0183481	-1,7364098	5,5285952	4,124
T-AGU-10	45,08	420039,8	25768	0,0613466	0,0138419	0,0184232	-1,7346357	5,5525196	4,142
T-AGU-11	44,61	27818,52	1719	0,0617934	0,0142887	0,0192182	-1,7162871	5,8060998	4,331
T-AGU-12	42,36	55887,14	3510	0,0628051	0,0153005	0,0216721	-1,6640986	6,5924641	4,918
T-AGU-13	38,88	30341,88	1843	0,0607411	0,0132365	0,0204267	-1,6898019	6,1926906	4,620
T-AGU-14	53,53	31.658,86	1786	0,0564139	0,0089093	0,0099861	-2,0006035	2,9064451	2,168
BG 31/03/2015		80223,76	3811	0,0475046					

onde: C.T = tempo de contagem (segundos); G.A = área do pico no espectro; NET = taxa de contagem subtraído o valor do BG (background).

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 22 - Dados para a determinação de eU nas amostras de sedimentos do testemunho T-PRE.

Amostra	Massa	Bi-214		Bi-214		Bi-214	Bi-214	eU	eU
		C.T (s)	G.A	G.A/C.T	NET	cpm/g	log	ppm	dpm/g
T-PRE-1	41,36	53684,64	3073	0,0572417	0,0097371	0,0141253	-1,850001	4,1932323	3,128
T-PRE-2	41,92	32526,58	1841	0,0565999	0,0090952	0,013018	-1,8854561	3,8465632	2,870
T-PRE-3	42,80	53559,14	3065	0,0572265	0,0097218	0,0136287	-1,8655445	4,0375648	3,012
T-PRE-4	40,67	87451,1	4796	0,0548421	0,0073374	0,0108249	-1,9655779	3,1650762	2,361
T-PRE-5	46,18	117295,14	6717	0,0572658	0,0097612	0,0126823	-1,8968008	3,7418085	2,791
T-PRE-6	48,47	314340,42	16630	0,0529044	0,0053998	0,0066843	-2,1749442	1,9014457	1,418
T-PRE-7	51,89	32652,58	1860	0,0569633	0,0094587	0,010937	-1,9611005	3,1997552	2,387
T-PRE-8	50,18	52495,04	2831	0,0539289	0,0064243	0,0076815	-2,1145553	2,2024957	1,643
T-PRE-9	54,68	33396,54	1810	0,0541972	0,0066926	0,0073437	-2,1340823	2,1002695	1,567
T-PRE-10	54,28	53023,74	2957	0,0557675	0,0082628	0,0091336	-2,0393591	2,6448283	1,973
T-PRE-11	52,70	118297,16	6453	0,0545491	0,0070444	0,0080202	-2,0958129	2,3052911	1,720
T-PRE-12	52,77	32077,28	1815	0,0565821	0,0090775	0,0103212	-1,9862708	3,0096207	2,245
T-PRE-13	51,27	53780,48	2960	0,0550386	0,0075339	0,0088168	-2,0546906	2,5479564	1,901
T-PRE-14	50,85	32041,12	1848	0,0576759	0,0101713	0,0120015	-1,9207651	3,5298098	2,633
T-PRE-15	49,22	54069,52	3241	0,0599413	0,0124367	0,0151606	-1,8192845	4,5187289	3,371
T-PRE-16	47,16	83674,06	5054	0,060401	0,0128964	0,0164076	-1,7849538	4,9125144	3,665
T-PRE-17	53,25	52875,46	2852	0,0539381	0,0064334	0,0072489	-2,1397254	2,0716207	1,545
T-PRE-18	58,38	31753,32	1757	0,0553328	0,0078282	0,0080454	-2,0944528	2,3129351	1,725
T-PRE-19	51,32	57274,8	3182	0,0555567	0,0080521	0,009414	-2,0262268	2,7307271	2,037
T-PRE-20	53,92	225.597,00	14276	0,063281	0,0157764	0,0175553	-1,755592	5,2764188	3,936
BG 31/03/2015		80223,76	3811	0,0475046					

onde: C.T = tempo de contagem (segundos); G.A = área do pico no espectro; NET = taxa de contagem subtraído o valor do BG (background).

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 23 - Dados para a determinação de eU nas amostras de sedimentos do testemunho T-ITA.

Amostra	Massa	Bi-214		Bi-214		Bi-214	Bi-214	eU	eU
		C.T (s)	G.A	G.A/C.T	NET	cpm/g	log	ppm	dpm/g
T-ITA-1	55,26	97391,12	5397	0,0554157	0,0079111	0,0085897	-2,0660227	2,4786429	1,849
T-ITA-2	51,32	53961,8	2923	0,0541679	0,0066633	0,0077903	-2,1084448	2,2354957	1,668
T-ITA-3	52,94	32638,7	1772	0,0542914	0,0067867	0,0076918	-2,1139709	2,2056303	1,645
T-ITA-4	52,78	53145,42	3197	0,0601557	0,0126511	0,0143817	-1,8421908	4,2737026	3,188
T-ITA-5	53,56	33291,06	1845	0,0554203	0,0079157	0,0088674	-2,0522025	2,563433	1,912
T-ITA-6	55,39	52635,38	2949	0,056027	0,0085223	0,0092316	-2,0347221	2,674846	1,995
T-ITA-7	56,69	32977,58	1831	0,0555226	0,0080179	0,0084861	-2,0712924	2,4470563	1,826
T-ITA-8	55,51	52402,14	3069	0,0585663	0,0110617	0,0119564	-1,9223989	3,515802	2,623
T-ITA-9	53,39	86452,8	4891	0,0565742	0,0090696	0,0101925	-1,9917208	2,9699632	2,216
T-ITA-10	52,47	86609,3	4519	0,0521768	0,0046722	0,0053427	-2,272237	1,5005329	1,119
T-ITA-11	46,78	33112,06	2010	0,060703	0,0131983	0,0169282	-1,77139	5,0773926	3,788
T-ITA-12	44,18	53176,64	3029	0,0569611	0,0094565	0,0128427	-1,8913453	3,7918225	2,829
T-ITA-13	42,22	32160,58	1919	0,0596693	0,0121647	0,0172876	-1,7622658	5,191406	3,873
T-ITA-14	50,11	55310,7	3143	0,0568244	0,0093198	0,0111592	-1,9523657	3,2685073	2,438
T-ITA-15	49,28	30242,98	1935	0,0639818	0,0164772	0,0200615	-1,6976371	6,0757181	4,532
T-ITA-16	50,53	259478,3	15173	0,058475	0,0109704	0,0130264	-1,885176	3,849187	2,871
T-ITA-17	51,13	54230,48	3213	0,0592471	0,0117425	0,0137796	-1,8607642	4,084814	3,047
T-ITA-18	54,12	32202,34	2025	0,0628836	0,015379	0,0170499	-1,7682785	5,1159898	3,817
T-ITA-19	50,42	55790,58	3230	0,0578951	0,0103904	0,0123647	-1,9078173	3,6428151	2,718
T-ITA-20	47,28	30359,94	1928	0,0635047	0,0160001	0,0203047	-1,6924033	6,153606	4,591
T-ITA-21	46,05	53868,04	3349	0,0621704	0,0146658	0,0191086	-1,7187722	5,7710895	4,305
T-ITA-22	51,43	32491,04	1977	0,0608475	0,0133429	0,0155663	-1,8078146	4,6466505	3,466
T-ITA-23	48,9	53889,88	3114	0,0577845	0,0102799	0,0126133	-1,8991698	3,7202963	2,775
T-ITA-24	52,89	258321,6	14696	0,0568903	0,0093857	0,0106474	-1,9727562	3,1102598	2,320
T-ITA-25	48,63	77.012,36	4452	0,0578089	0,0103043	0,0127135	-1,8957357	3,7515211	2,799
BG 31/03/2015		80223,76	3811	0,0475046					

onde: C.T = tempo de contagem (segundos); G.A = área do pico no espectro; NET = taxa de contagem subtraído o valor do BG (background).

Fonte: Elaborado pelo autor.

5.4.3. Determinação do ^{210}Pb “produzido” e “não-produzido” nos sedimentos

Para a correção dos dados, devido às perdas por emissão do gás radônio, é necessário conhecer o coeficiente de emanação (E) do radônio, definido por (WANTY et al., 1992):

(29)

$$E = \frac{{}^{222}\text{Rn}_{(\text{água})}}{{}^{222}\text{Rn}_{(\text{água})} + {}^{222}\text{Rn}_{(\text{rocha})}}$$

Por meio de experimentos controlados em laboratório, Bonotto & Caprioglio (2002) encontraram um valor médio para o coeficiente de emanação ($E = 0,84$), o qual foi utilizado para efetuar as correções na determinação do ^{210}Pb “produzido”.

Portanto, considera-se que apenas 16% do ^{222}Rn originado na cadeia de decaimento do ^{238}U contribui para a geração de ^{210}Pb “produzido” nos sedimentos ($^{210}\text{Pb}_s$). Tem-se, então:

(30)

$${}^{210}\text{Pb}_s = 0,16 \cdot (eU)$$

onde: eU é a concentração de atividade especificada nas Tabelas 19 a 23.

A estimativa da taxa de sedimentação baseada na geocronologia do ^{210}Pb requer valores de ^{210}Pb “não-produzido” ($^{210}\text{Pb}_{xs}$), ou seja, o chumbo das precipitações incorporado ao longo da coluna de sedimentos. A concentração de atividade do $^{210}\text{Pb}_{xs}$, a uma determinada profundidade, foi obtida subtraindo-se da atividade total de ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{total}$) a atividade do ^{210}Pb “produzido” ($^{210}\text{Pb}_s$), ou seja:

(31)

$${}^{210}\text{Pb}_{xs} = {}^{210}\text{Pb}_{total} - {}^{210}\text{Pb}_s$$

Os valores de $^{210}\text{Pb}_t$ (total), $^{210}\text{Pb}_s$ (produzido) e $^{210}\text{Pb}_{xs}$ (não-produzido) nos sedimentos dos testemunhos T-BRA, T-MAM, T-AGU, T-PRE e T-ITA estão apresentados nas Tabelas 24 a 28.

Tabela 24 - ^{210}Pb nas amostras de sedimentos do testemunho T-BRA.

Testemunho	Amostra	Atividade específica ^{210}Pb total Pb_T (dpm/g)	Atividade específica eU (dpm/g)	^{210}Pb “produzido” Pb_S (dpm/g)	^{210}Pb “não produzido” Pb_{XS} (dpm/g)
topo →	T-BRA 01	40,59	6,445	1,031	39,555
Rio Branco	T-BRA 02	20,56	2,952	0,472	20,091
	T-BRA 03	24,09	3,655	0,585	23,504
	T-BRA 04	17,27	3,855	0,617	16,651
	T-BRA 05	28,79	4,905	0,785	28,010
	T-BRA 06	48,96	4,237	0,678	48,279
	T-BRA 07	27,61	4,302	0,688	26,926
	T-BRA 08	21,39	4,170	0,667	20,726
	T-BRA 09	38,18	4,655	0,745	37,433
	T-BRA 10	25,80	28,561	4,570	21,233
	T-BRA 11	29,30	8,302	1,328	27,970
	T-BRA 12	17,41	8,273	1,324	16,086
	T-BRA 13	22,44	6,692	1,071	21,368
	T-BRA 14	15,52	2,540	0,406	15,114
	T-BRA 15	19,64	3,246	0,519	19,123
	T-BRA 16	21,26	18,740	2,998	18,263
	T-BRA 17	15,64	21,940	3,510	12,127
	T-BRA 18	28,40	20,114	3,218	25,186
	T-BRA 19	18,48	6,886	1,390	17,089
	T-BRA 20	16,89	11,044	1,767	15,126
	base →	T-BRA 21	22,70	11,214	1,794

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 25 - ^{210}Pb nas amostras de sedimentos do testemunho T-MAM.

Testemunho	Amostra	Atividade específica ^{210}Pb total Pb_T (dpm/g)	Atividade específica eU (dpm/g)	^{210}Pb “produzido” Pb_S (dpm/g)	^{210}Pb “não produzido” Pb_{XS} (dpm/g)
topo →	T-MAM 01	12,45	14,054	2,249	10,199
Rio Mambú	T-MAM 02	15,17	12,941	2,070	13,101
	T-MAM 03	9,67	11,135	1,782	7,890
	T-MAM 04	16,24	8,645	1,383	14,858
	T-MAM 05	11,68	11,400	1,824	9,855
	T-MAM 06	27,34	11,453	1,833	25,509
	T-MAM 07	87,93	9,331	1,493	86,434
	T-MAM 08	17,82	7,071	1,131	16,693
	T-MAM 09	8,22	5,190	0,830	7,392
	T-MAM 10	20,83	12,509	2,001	18,829
	T-MAM 11	35,45	7,660	1,226	34,226
	T-MAM 12	7,85	6,371	1,019	6,828
	T-MAM 13	23,66	5,217	0,835	22,822
	T-MAM 14	22,91	5,109	0,818	22,095
	T-MAM 15	32,35	5,438	0,870	31,479
	T-MAM 16	20,27	4,201	0,672	19,598
	T-MAM 17	16,09	5,579	0,893	15,200
	T-MAM 18	28,88	5,629	0,901	27,975
	T-MAM 19	14,97	6,876	1,100	13,875
	T-MAM 20	10,74	7,672	1,227	9,513
	T-MAM 21	8,61	5,429	0,869	7,742
	base →	T-MAM 22	8,97	4,268	0,683

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 26 - ^{210}Pb nas amostras de sedimentos do testemunho T-AGU.

Testemunho	Amostra	Atividade específica ^{210}Pb total Pb_T (dpm/g)	Atividade específica eU (dpm/g)	^{210}Pb “produzido” Pb_S (dpm/g)	^{210}Pb “não produzido” Pb_{XS} (dpm/g)
topo →	T-AGU 01	32,41	3,127	0,500	31,909
Rio Aguapeú	T-AGU 02	6,47	3,470	0,555	5,915
	T-AGU 03	14,59	3,468	0,555	14,036
	T-AGU 04	19,53	3,786	0,606	18,920
	T-AGU 05	17,56	3,741	0,599	16,959
	T-AGU 06	5,63	4,550	0,728	4,897
	T-AGU 07	19,07	3,432	0,549	18,522
	T-AGU 08	31,42	4,619	0,739	30,678
	T-AGU 09	21,93	4,124	0,660	21,270
	T-AGU 10	40,86	4,142	0,663	40,195
	T-AGU 11	22,87	4,331	0,693	22,178
	T-AGU 12	10,84	4,918	0,787	10,048
	T-AGU 13	7,02	4,620	0,739	6,276
	base →	T-AGU 14	10,10	2,168	0,347

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 27 - ^{210}Pb nas amostras de sedimentos do testemunho T-PRE.

Testemunho	Amostra	Atividade específica ^{210}Pb total Pb_T (dpm/g)	Atividade específica eU (dpm/g)	^{210}Pb “produzido” Pb_S (dpm/g)	^{210}Pb “não produzido” Pb_{XS} (dpm/g)
topo →	T-PRE 01	30,30	3,128	0,501	29,800
	T-PRE 02	30,56	2,870	0,459	30,105
	T-PRE 03	21,61	3,012	0,482	21,130
	T-PRE 04	19,95	2,361	0,378	19,572
	T-PRE 05	11,04	2,791	0,447	10,591
	T-PRE 06	9,44	1,418	0,227	9,213
	T-PRE 07	14,66	2,387	0,382	14,281
	T-PRE 08	15,52	1,643	0,263	15,257
	T-PRE 09	15,56	1,567	0,251	15,309
	T-PRE 10	31,29	1,973	0,316	30,970
	T-PRE 11	24,92	1,720	0,275	24,647
	T-PRE 12	24,01	2,245	0,359	23,651
	T-PRE 13	26,59	1,901	0,304	26,282
	T-PRE 14	11,01	2,633	0,421	10,586
	T-PRE 15	9,71	3,371	0,539	9,168
	T-PRE 16	6,87	3,665	0,586	6,283
	T-PRE 17	7,17	1,545	0,247	6,924
	T-PRE 18	4,54	1,725	0,276	4,269
	T-PRE 19	2,92	2,037	0,326	2,599
base →	T-PRE 20	3,04	3,936	0,630	2,410

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 28 - ^{210}Pb nas amostras de sedimentos do testemunho T-ITA.

Testemunho	Amostra	Atividade específica ^{210}Pb total Pb_T (dpm/g)	Atividade específica eU (dpm/g)	^{210}Pb “produzido” Pb_S (dpm/g)	^{210}Pb “não produzido” Pb_{XS} (dpm/g)
topo →	T-ITA 01	40,51	1,849	0,296	40,210
	T-ITA 02	97,39	1,668	0,267	97,120
	T-ITA 03	75,21	1,645	0,263	74,944
	T-ITA 04	29,30	3,188	0,510	28,793
	T-ITA 05	41,22	1,912	0,306	40,909
	T-ITA 06	106,82	1,995	0,319	106,496
	T-ITA 07	80,87	1,826	0,292	80,581
	T-ITA 08	30,93	2,623	0,420	30,511
	T-ITA 09	85,94	2,216	0,354	85,585
	T-ITA 10	70,02	1,119	0,179	69,846
	T-ITA 11	73,75	3,788	0,606	73,146
	T-ITA 12	16,87	2,829	0,453	16,418
	T-ITA 13	18,98	3,873	0,620	18,360
	T-ITA 14	42,85	2,438	0,390	42,458
	T-ITA 15	42,27	4,532	0,725	41,542
	T-ITA 16	99,77	2,871	0,459	99,306
	T-ITA 17	70,25	3,047	0,488	69,758
	T-ITA 18	67,52	3,817	0,611	66,908
	T-ITA 19	78,35	2,718	0,435	77,915
	T-ITA 20	168,64	4,591	0,734	167,903
	T-ITA 21	120,16	4,305	0,689	119,474
	T-ITA 22	94,47	3,466	0,555	93,914
	T-ITA 23	80,42	2,775	0,444	79,972
	T-ITA 24	48,26	2,320	0,371	47,887
base →	T-ITA 25	29,13	2,799	0,448	28,683

Fonte: Elaborado pelo autor.

5.4.4. Determinação da taxa de sedimentação

O modelo de Fluxo Constante e Sedimentação Constante (CF:CS) utilizado neste trabalho para a determinação da taxa de sedimentação, está fundamentado no decaimento exponencial da atividade do ^{210}Pb “não-produzido” ($^{210}\text{Pb}_{XS}$) em função da profundidade da camada sedimentar (ROBBINS, 1978); (APPLEBY & OLDFIELD, 1992). O modelo baseia-se na premissa de que a atividade do $^{210}\text{Pb}_{XS}$ numa camada Z de sedimentos, ou seja $A_{(z)}$, é dada por:

(32)

$$A_{(z)} = A_{(0)} \cdot e^{(\lambda_{210} \cdot \frac{m}{r})}$$

onde: $A_{(0)}$ é a concentração de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ na interface sedimento-água, λ_{210} é a constante de decaimento radioativo do ^{210}Pb ($0,03114 \text{ ano}^{-1}$), m é a massa seca de sedimento acumulada por unidade de área (g/cm^2) e r é o fluxo de sedimentos ou taxa de sedimentação ($\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{ano}$). Pode-se ainda escrever a mesma equação como:

(33)

$$\ln A_{(z)} - \ln A_{(0)} = \left(\frac{\lambda_{210}}{r} \right) \cdot m$$

Desta forma, quando o \ln da atividade $A_{(0)}$ é representado em função da massa seca acumulada m por unidade de área, obtém-se um perfil linear de ^{210}Pb com o coeficiente de inclinação da curva $\alpha = \lambda_{210}/r$. A partir da inclinação α da reta é possível calcular a taxa de sedimentação r , ou seja:

(34)

$$r = \frac{\lambda_{210}}{\alpha}$$

A utilização da massa acumulada por unidade de área, em vez da profundidade, minimiza os efeitos da compactação ocasionada durante o processo de amostragem dos sedimentos (ROBBINS, 1978); (ARGOLLO, 2001). Isto se deve ao fato de que ao se representar os dados de ^{210}Pb em função da profundidade, geralmente ocorre diminuição da inclinação da reta na superfície devido aos efeitos da compactação, a qual é reduzida próxima à superfície (LIMA, 2000).

As Tabelas 29 a 33 apresentam os dados utilizados na estimativa da taxa de sedimentação nos principais rios da bacia de Itanhaém e as Figuras 39 a 43 exibem os gráficos obtidos a partir destes dados, cujas retas foram ajustadas pelo método dos mínimos quadrados.

Tabela 29 - Parâmetros básicos utilizados na estimativa da taxa de sedimentação do Rio Branco pelo método do ^{210}Pb .

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Massa seca (g)	Massa acumulada/área * (g/cm ²)	ln $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ (dpm/g)
topo →	T-BRA 01	0-3	126,676	3,027	3,678
Rio Branco	T-BRA 02	3-6	113,101	5,729	3,000
	T-BRA 03	6-9	132,552	8,897	3,157
	T-BRA 04	9-12	140,412	12,252	2,812
	T-BRA 05	12-15	159,707	16,068	3,333
	T-BRA 06	15-18	174,458	20,237	3,877
	T-BRA 07	18-21	141,032	23,607	3,293
	T-BRA 08	21-24	153,777	27,281	3,031
	T-BRA 09	24-27	162,913	31,174	3,623
	T-BRA 10	27-30	160,952	35,020	3,056
	T-BRA 11	30-33	168,055	39,035	3,331
	T-BRA 12	33-36	148,131	42,575	2,778
	T-BRA 13	36-39	140,200	45,925	3,062
	T-BRA 14	39-42	167,667	49,931	2,716
	T-BRA 15	42-45	161,789	53,797	2,951
	T-BRA 16	45-48	158,542	57,586	2,905
	T-BRA 17	48-51	148,864	61,143	2,495
	T-BRA 18	51-54	159,353	64,951	3,226
	T-BRA 19	54-57	154,112	68,633	2,838
	T-BRA 20	57-60	105,991	71,166	2,716
	base →	T-BRA 21	60-63	101,537	73,592

*Área = $\pi \cdot r^2 = 41,85 \text{ cm}^2$

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 30 - Parâmetros básicos para a estimativa da taxa de sedimentação do Rio Mambú pelo método do ^{210}Pb .

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Massa seca (g)	Massa acumulada/área * (g/cm ²)	ln $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ (dpm/g)
topo →	T-MAM 01	0-3	76,854	1,836	2,322
Rio Mambú	T-MAM 02	3-6	84,453	3,854	2,573
	T-MAM 03	6-9	115,002	6,602	2,066
	T-MAM 04	9-12	144,031	10,044	2,699
	T-MAM 05	12-15	150,540	13,641	2,288
	T-MAM 06	15-18	125,386	16,637	3,239
	T-MAM 07	18-21	153,756	20,311	4,459
	T-MAM 08	21-24	150,086	23,897	2,815
	T-MAM 09	24-27	151,866	27,526	2,000
	T-MAM 10	27-30	150,524	31,123	2,935
	T-MAM 11	30-33	96,154	33,421	3,533
	T-MAM 12	33-36	138,386	36,727	1,921
	T-MAM 13	36-39	154,952	40,430	3,128
	T-MAM 14	39-42	103,541	42,904	3,095
	T-MAM 15	42-45	125,690	45,907	3,449
	T-MAM 16	45-48	158,119	49,685	2,975
	T-MAM 17	48-51	127,340	52,728	2,721
	T-MAM 18	51-54	108,900	55,330	3,331
	T-MAM 19	54-57	125,063	58,319	2,630
	T-MAM 20	57-60	100,815	60,728	2,253
	T-MAM 21	60-63	137,371	64,010	2,047
	base →	T-MAM 22	63-66	147,690	67,539

*Área = $\pi \cdot r^2 = 41,85 \text{ cm}^2$

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 31 - Parâmetros básicos para a estimativa da taxa de sedimentação do Rio Aguapeú pelo método do ^{210}Pb .

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Massa seca (g)	Massa acumulada/área * (g/cm ²)	ln $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ (dpm/g)
topo →	T-AGU 01	0-3	97,904	2,339	3,463
Rio Aguapeú	T-AGU 02	3-6	99,258	4,711	1,778
	T-AGU 03	6-9	115,219	7,464	2,642
	T-AGU 04	9-12	123,995	10,427	2,940
	T-AGU 05	12-15	133,828	13,625	2,831
	T-AGU 06	15-18	151,552	17,246	1,589
	T-AGU 07	18-21	156,612	20,988	2,919
	T-AGU 08	21-24	128,883	24,068	3,424
	T-AGU 09	24-27	153,549	27,737	3,057
	T-AGU 10	27-30	134,765	30,957	3,694
	T-AGU 11	30-33	139,125	34,282	3,099
	T-AGU 12	33-36	145,974	37,770	2,307
	T-AGU 13	36-39	102,562	40,220	1,837
	base →	T-AGU 14	39-42	156,781	43,967

*Área = $\pi \cdot r^2 = 41,85 \text{ cm}^2$

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 32 - Parâmetros básicos para a estimativa da taxa de sedimentação do Rio Preto pelo método do ^{210}Pb .

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Massa seca (g)	Massa acumulada/área * (g/cm ²)	ln $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ (dpm/g)
topo →	T-PRE 01	0-3	70,124	1,676	3,395
	T-PRE 02	3-6	80,172	3,591	3,405
	T-PRE 03	6-9	88,192	5,699	3,051
	T-PRE 04	9-12	110,038	8,328	2,974
	T-PRE 05	12-15	115,587	11,090	2,360
	T-PRE 06	15-18	114,014	13,814	2,221
	T-PRE 07	18-21	142,423	17,217	2,659
	T-PRE 08	21-24	120,826	20,105	2,725
	T-PRE 09	24-27	140,890	23,471	2,728
	T-PRE 10	27-30	126,884	26,503	3,433
	T-PRE 11	30-33	151,265	30,117	3,205
	T-PRE 12	33-36	156,169	33,849	3,163
	T-PRE 13	36-39	146,603	37,352	3,269
	T-PRE 14	39-42	140,909	40,719	2,360
	T-PRE 15	42-45	135,784	43,964	2,216
	T-PRE 16	45-48	124,582	46,941	1,838
	T-PRE 17	48-51	137,290	50,221	1,935
	T-PRE 18	51-54	158,650	54,012	1,451
	T-PRE 19	54-57	104,250	56,503	0,955
base →	T-PRE 20	57-60	128,783	59,580	0,880

*Área = $\pi.r^2 = 41,85 \text{ cm}^2$

Fonte: Elaborado pelo autor.

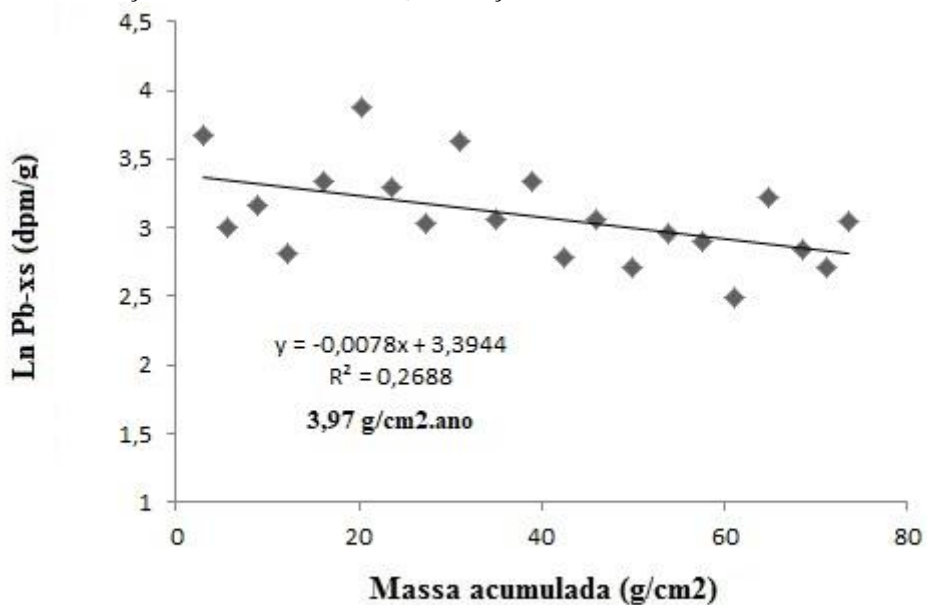
Tabela 33 - Parâmetros básicos para a estimativa da taxa de sedimentação do Rio Itanhaém pelo método do ^{210}Pb .

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Massa seca (g)	Massa acumulada/área * (g/cm ²)	ln $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ (dpm/g)
topo →	T-ITA 01	0-3	247,326	5,910	3,694
	T-ITA 02	3-6	190,876	10,471	4,576
	T-ITA 03	6-9	161,143	14,321	4,317
	T-ITA 04	9-12	169,537	18,372	3,360
	T-ITA 05	12-15	145,701	21,854	3,711
	T-ITA 06	15-18	154,851	25,554	4,668
	T-ITA 07	18-21	145,981	29,042	4,389
	T-ITA 08	21-24	154,786	32,741	3,418
	T-ITA 09	24-27	144,250	36,188	4,450
	T-ITA 10	27-30	159,389	39,996	4,246
	T-ITA 11	30-33	147,215	43,514	4,292
	T-ITA 12	33-36	127,265	46,555	2,798
	T-ITA 13	36-39	115,245	49,309	2,910
	T-ITA 14	39-42	129,038	52,392	3,749
	T-ITA 15	42-45	127,006	55,427	3,727
	T-ITA 16	45-48	122,546	58,355	4,598
	T-ITA 17	48-51	129,725	61,455	4,245
	T-ITA 18	51-54	165,239	65,403	4,203
	T-ITA 19	54-57	164,549	69,335	4,356
	T-ITA 20	57-60	164,371	73,263	5,123
	T-ITA 21	60-63	134,379	76,474	4,783
	T-ITA 22	63-66	133,227	79,657	4,542
	T-ITA 23	66-69	162,186	83,532	4,382
	T-ITA 24	69-72	136,698	86,799	3,869
base →	T-ITA 25	72-75	153,331	90,463	3,356

*Área = $\pi.r^2 = 41,85 \text{ cm}^2$

Fonte: Elaborado pelo autor.

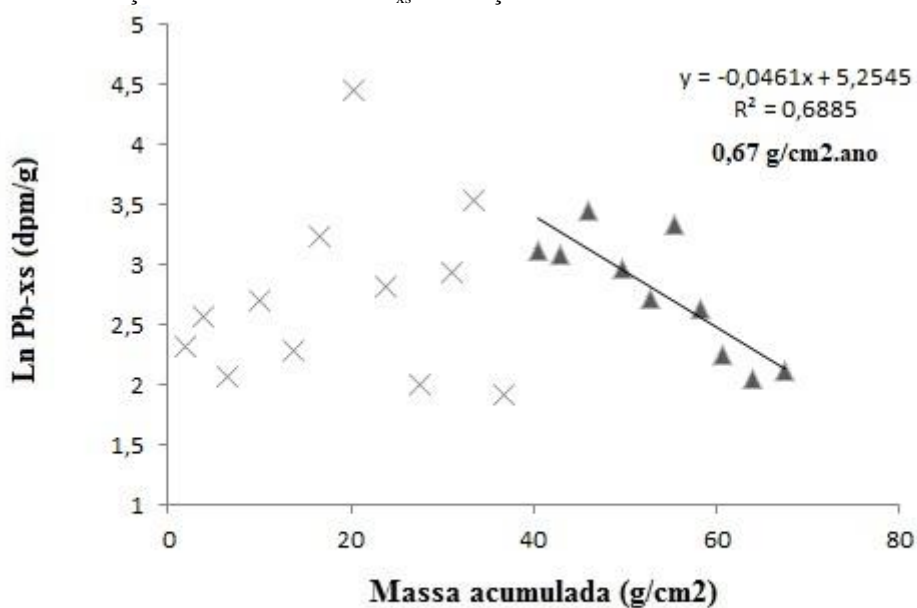
Figura 39 - Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho T-BRA.



Taxa de sedimentação: A ◆

Fonte: Elaborado pelo autor.

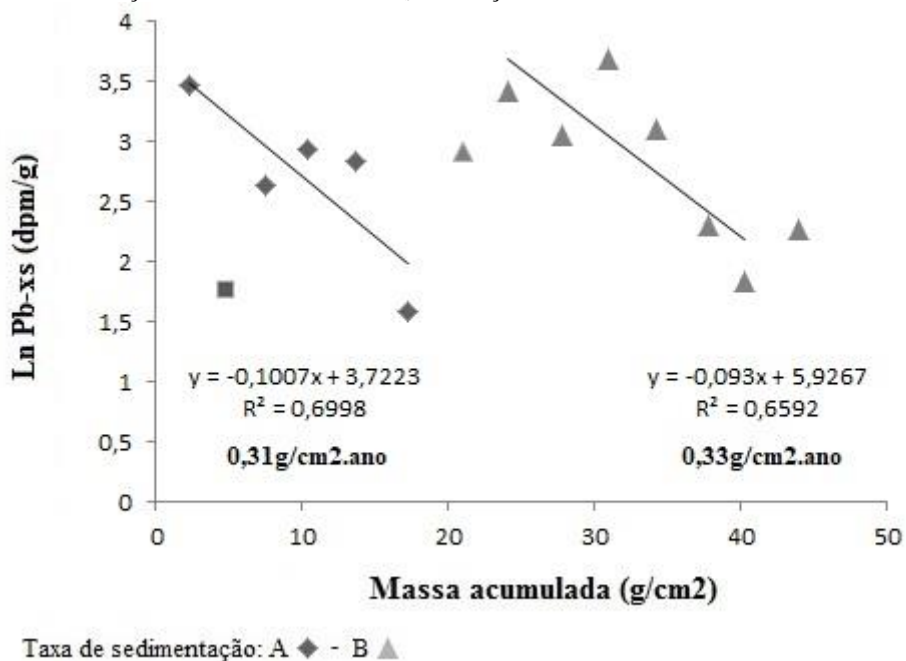
Figura 40 - Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho T-MAM.



Taxa de sedimentação: A ▲

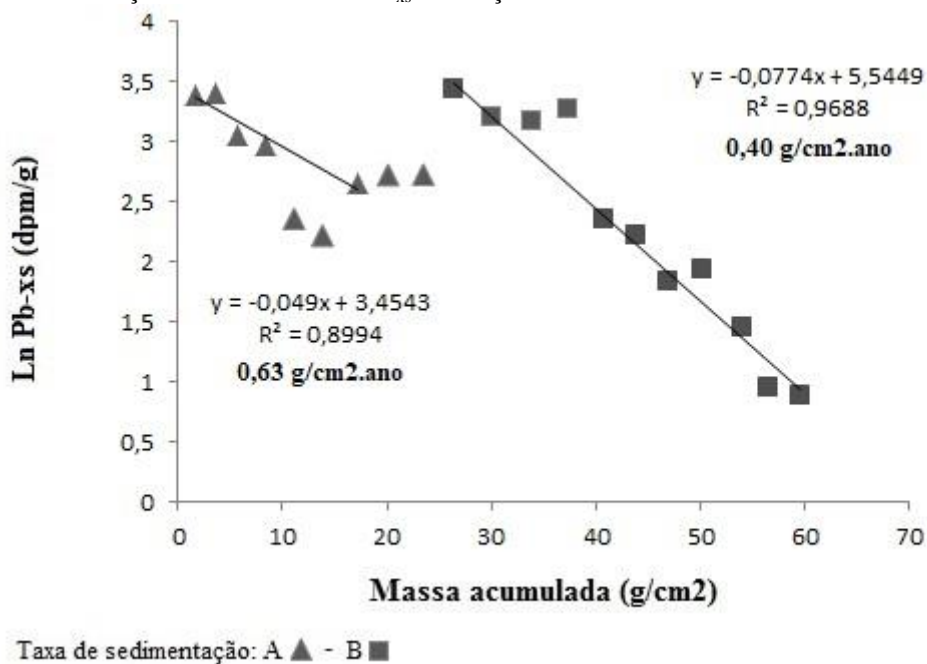
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 41 - Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho T-AGU.



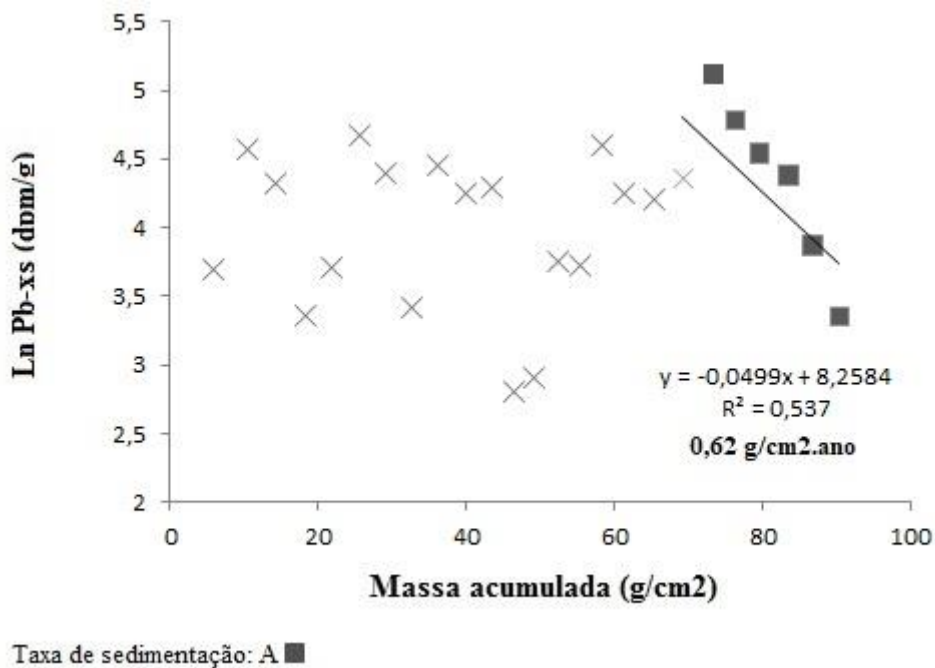
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 42 - Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho T-PRE.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 43 - Variação da atividade do $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ em função da massa acumulada no testemunho T-ITA.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Eventualmente os pesquisadores que fazem uso do método geocronológico do ^{210}Pb descartam as camadas situadas no topo ou na base dos testemunhos, por serem consideradas camadas de *mixing*, e que podem ser afetadas durante o manuseio do amostrador. As camadas no topo dos testemunhos podem ainda ser afetadas por bioturbação ou por fluxos turbulentos. Neste contexto, na elaboração das retas exibidas anteriormente, optou-se por desconsiderar algumas camadas do membro superior dos testemunhos T-MAM e T-ITA, possivelmente foram afetadas por fluxos turbulentos, tendo em vista a dispersão dos valores e por isto não apresentarem um decaimento exponencial da atividade de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ com a profundidade da coluna sedimentar, o que não ocorreu no membro inferior destes mesmos testemunhos.

Analisando-se os gráficos correspondentes aos testemunhos T-BRA, T-MAM e T-ITA (Figuras 39, 40 e 43) respectivamente, verifica-se que a configuração dos pontos permitiu traçar uma única reta para a estimativa da taxa de sedimentação em cada perfil. Nos testemunhos T-AGU e T-PRE (Figuras 41 e 42) a configuração dos pontos nos gráficos indica a presença de duas retas distintas em cada perfil, ou seja, duas taxas de sedimentação nestes locais de amostragem.

O testemunho do Rio Branco (T-BRA) apresentou a taxa de sedimentação mais expressiva da bacia, $3,97 \text{ g/cm}^2\text{.ano}$. Este rio encontra-se a montante da bacia do Rio Itanhaém, sendo responsável por drenar setores com maior suscetibilidade à erosão nas

áreas da Serra do Mar, como constatado na análise morfoestrutural vista anteriormente. Outro aspecto relevante é que o Rio Branco segue seu fluxo encaixado numa expressiva zona de cisalhamento, a Falha de Cubatão, fato que também pode justificar o maior aporte de sedimentos nesta drenagem. O testemunho do Rio Mambú (T-MAM) também se encontra a montante da bacia, ao norte, mas apresentou uma taxa de sedimentação menos expressiva, $0,67 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ano}$.

Os testemunhos T-AGU (Rio Aguapeú) e T-PRE (Rio Preto), localizados no setor central da bacia, apresentaram descontinuidades nas taxas de sedimentação a uma profundidade aproximada de 21 e 30 cm, respectivamente. De modo geral, as taxas determinadas para estes perfis foram as menores quando comparadas às demais medidas na bacia. No membro superior do perfil T-AGU a taxa foi de 0,31 e no membro inferior foi de $0,33 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ano}$. Quanto ao perfil T-PRE, no membro superior a taxa foi de 0,63 e no membro inferior foi de $0,40 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ano}$. O Rio Aguapeú e o Rio Preto percorrem a maior parte de suas extensões na Planície Costeira e, portanto, apresentam menor velocidade de corrente, ou seja, pouca capacidade de transporte. Quando as águas destes rios confrontam o fluxo das marés no estuário, diminuem a velocidade e, por vezes, reverterem o seu curso natural, criando condições favoráveis para que os sedimentos lentamente se depositem neste setor.

O testemunho do Rio Itanhaém (T-ITA), localizado a jusante da bacia, diferentemente de seus afluentes mais próximos que apresentaram duas taxas de sedimentação nos perfis, apresentou uma única taxa, $0,62 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{ano}$. Este rio recebe principalmente o aporte de sedimentos provenientes do Rio Branco, Aguapeú, e Preto. Entre os principais rios que percorrem a Planície Costeira, é aquele que sofre maior influência do regime de marés. Este regime turbulento talvez justifique a perturbação constatada nas camadas do membro superior deste testemunho.

O aporte de águas de preamar faz com que os rios próximos à foz apresentem inversão periódica de fluxo, adquirindo caráter de canal de maré. Como o regime de maré na região é do tipo misto, com duas preamares e duas baixa-marés de amplitudes diferentes a cada 25 horas (dia lunar), fenômenos de entrada volumosa de água do mar nesses canais de maré sucedem-se em períodos curtos de cerca de 12 horas. A julgar pelas medidas de pH das águas fluviais e pela distribuição da vegetação de mangue, o efeito da entrada de águas salinas faz-se presente até uma distância de pelo menos 1,5 km da costa, favorecendo a deposição de siltes e argilas (TESSLER et. al., 2006).

O processo de retrabalhamento dos sedimentos que ocorre na região de foz, ou variações (sejam elas de causa natural ou por intervenção antrópica) nos cursos dos rios que percorrem a Planície Costeira, podem esclarecer as discontinuidades verificadas nas taxas de sedimentação do Rio Aguapeú e Preto.

Segundo Jeter (2000), em seu artigo acerca da determinação de idades de sedimentos recentes utilizando-se radioelementos, casos incomuns, onde foram verificadas discontinuidades e múltiplas taxas de sedimentação no mesmo perfil, vêm sendo registrados na literatura, por exemplo, em episódios de mudança repentina no curso de drenagens sinuosas deixando meandros abandonados. Neste caso específico destacado pelo autor, o gráfico da concentração de ^{210}Pb em função da profundidade da coluna sedimentar apontou duas taxas de sedimentação, sendo a profundidade onde verificou-se a discordância correspondente ao ano em que a drenagem teria modificado o seu curso no passado, assumindo uma forma mais retilínea.

Outro aspecto relevante se refere aos processos de urbanização e expansão da agricultura nas últimas décadas. No início do século XX o município de Itanhaém passa a se despontar como um grande produtor de bananas, tendo estabelecido a sua primeira fábrica de derivados de banana em 1930, tornando-se um dos principais produtores desta fruta no país. Mas foi entre as décadas de 1940 e 1980 que o município apresentou um grande crescimento populacional, atingindo um ápice em torno de 7% (PÓLIS, 2012). As datações das discordâncias nos testemunhos T-AGU e T-PRE (Tabelas 36 e 37), localizados no setor central da bacia, coincidem com o período de grande desenvolvimento do município (1946 e 1948 respectivamente) e, talvez, reforcem a teoria de que a variação da taxa de sedimentação nos perfis (discordâncias) tenha ocorrido em função do uso e ocupação da área naquele período.

Se a massa acumulada por área (g/cm^2) no testemunho for dividida pela taxa de sedimentação ($\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{ano}$), obtém-se o tempo necessário para a deposição das camadas sedimentares. Como existem duas taxas de sedimentação nos testemunhos T-AGU e T-PRE, estes extratos foram tratados de maneira independente entre si, ou seja, um trecho a partir do topo até a profundidade onde ocorre a primeira discordância na taxa de sedimentação, e assim sucessivamente, até a base do perfil.

Uma vez conhecido o ano de amostragem, é possível estimar o ano no qual ocorreu a deposição da base de cada camada de sedimento no perfil. Como o ano de amostragem dos testemunhos foi 2014, este pode ser utilizado como referência para se

estabelecer a cronologia a partir do topo dos testemunhos, como se observa nas Tabelas 34 a 38.

Tabela 34 - Tempo e ano de deposição dos sedimentos do testemunho T-BRA.

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Massa acumulada/área (g/cm ²)	Tempo de deposição (anos)	Ano de deposição
topo →	T-BRA 01	0-3	3,027	0,8	2014/2013
Rio Branco	T-BRA 02	3-6	5,729	1,4	2013
	T-BRA 03	6-9	8,897	2,2	2012
	T-BRA 04	9-12	12,252	3,1	2011
	T-BRA 05	12-15	16,068	4,1	2010
	T-BRA 06	15-18	20,237	5,1	2009
	T-BRA 07	18-21	23,607	6,0	2008
	T-BRA 08	21-24	27,281	6,9	2007
	T-BRA 09	24-27	31,174	7,9	2006
	T-BRA 10	27-30	35,02	8,8	2005
	T-BRA 11	30-33	39,035	9,8	2004
	T-BRA 12	33-36	42,575	10,7	2003
	T-BRA 13	36-39	45,925	11,6	2002
	T-BRA 14	39-42	49,931	12,6	2001
	T-BRA 15	42-45	53,797	13,6	2000
	T-BRA 16	45-48	57,586	14,5	1999
	T-BRA 17	48-51	61,143	15,4	1999
	T-BRA 18	51-54	64,951	16,4	1998
	T-BRA 19	54-57	68,633	17,3	1997
	T-BRA 20	57-60	71,166	17,9	1996
base →	T-BRA 21	60-63	73,592	18,6	1995

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 35 - Tempo e ano de deposição dos sedimentos do testemunho T-MAM.

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Massa acumulada/área (g/cm ²)	Tempo de deposição (anos)	Ano de deposição
topo →	T-MAM 01	0-3	1,836	2,7	2014/2011
Rio Mambú	T-MAM 02	3-6	3,854	5,7	2008
	T-MAM 03	6-9	6,602	9,8	2004
	T-MAM 04	9-12	10,044	14,9	1999
	T-MAM 05	12-15	13,641	20,2	1994
	T-MAM 06	15-18	16,637	24,7	1989
	T-MAM 07	18-21	20,311	30,1	1984
	T-MAM 08	21-24	23,897	35,4	1979
	T-MAM 09	24-27	27,526	40,8	1973
	T-MAM 10	27-30	31,123	46,1	1968
	T-MAM 11	30-33	33,421	49,5	1964
	T-MAM 12	33-36	36,727	54,4	1960
	T-MAM 13	36-39	40,43	59,9	1954
	T-MAM 14	39-42	42,904	63,6	1950
	T-MAM 15	42-45	45,907	68,0	1946
	T-MAM 16	45-48	49,685	73,6	1940
	T-MAM 17	48-51	52,728	78,2	1936
	T-MAM 18	51-54	55,33	82,0	1932
	T-MAM 19	54-57	58,319	86,4	1928
	T-MAM 20	57-60	60,728	90,0	1924
	T-MAM 21	60-63	64,01	94,9	1919
	base →	T-MAM 22	63-66	67,539	100,1

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 36 - Tempo e ano de deposição dos sedimentos do testemunho T-AGU.

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Massa acumulada/área (g/cm ²)	Tempo de deposição (anos)	Ano de deposição
topo →	T-AGU 01	0-3	2,339	7,6	2014/2006
Rio Aguapeú	T-AGU 02	3-6	4,711	15,3	1999
	T-AGU 03	6-9	7,464	24,2	1990
	T-AGU 04	9-12	10,427	33,8	1980
	T-AGU 05	12-15	13,625	44,1	1970
	T-AGU 06	15-18	17,246	55,8	1958
	T-AGU 07	18-21	20,988	68,0	1946
	T-AGU 08	21-24	24,068	72,0	1942
	T-AGU 09	24-27	27,737	82,9	1931
	T-AGU 10	27-30	30,957	92,6	1921
	T-AGU 11	30-33	34,282	102,5	1911
	T-AGU 12	33-36	37,77	112,9	1901
	T-AGU 13	36-39	40,22	120,3	1894
base →	T-AGU 14	39-42	43,967	131,5	1883

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 37 - Tempo e ano de deposição dos sedimentos do testemunho T-PRE.

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Massa acumulada/área (g/cm ²)	Tempo de deposição (anos)	Ano de deposição
topo →	T-PRE 01	0-3	1,676	2,6	2014/2011
Rio Preto	T-PRE 02	3-6	3,591	5,7	2008
	T-PRE 03	6-9	5,699	9,0	2005
	T-PRE 04	9-12	8,328	13,1	2001
	T-PRE 05	12-15	11,09	17,5	1997
	T-PRE 06	15-18	13,814	21,8	1992
	T-PRE 07	18-21	17,217	27,1	1987
	T-PRE 08	21-24	20,105	31,7	1982
	T-PRE 09	24-27	23,471	37,0	1977
	T-PRE 10	27-30	26,503	66,0	1948
	T-PRE 11	30-33	30,117	75,0	1939
	T-PRE 12	33-36	33,849	84,2	1930
	T-PRE 13	36-39	37,352	93,0	1921
	T-PRE 14	39-42	40,719	101,3	1913
	T-PRE 15	42-45	43,964	109,4	1905
	T-PRE 16	45-48	46,941	116,8	1897
	T-PRE 17	48-51	50,221	125,0	1889
	T-PRE 18	51-54	54,012	134,4	1880
	T-PRE 19	54-57	56,503	140,6	1873
	base →	T-PRE 20	57-60	59,58	148,3

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 38 - Tempo e ano de deposição dos sedimentos do testemunho T-ITA.

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Massa acumulada/área (g/cm ²)	Tempo de deposição (anos)	Ano de deposição
topo →	T-ITA 01	0-3	5,91	9,5	2014/2005
Rio Itanhaém	T-ITA 02	3-6	10,471	16,8	1997
	T-ITA 03	6-9	14,321	23,0	1991
	T-ITA 04	9-12	18,372	29,5	1985
	T-ITA 05	12-15	21,854	35,1	1979
	T-ITA 06	15-18	25,554	41,0	1973
	T-ITA 07	18-21	29,042	46,6	1967
	T-ITA 08	21-24	32,741	52,5	1961
	T-ITA 09	24-27	36,188	58,1	1956
	T-ITA 10	27-30	39,996	64,2	1950
	T-ITA 11	30-33	43,514	69,8	1944
	T-ITA 12	33-36	46,555	74,7	1939
	T-ITA 13	36-39	49,309	79,1	1935
	T-ITA 14	39-42	52,392	84,1	1930
	T-ITA 15	42-45	55,427	88,9	1925
	T-ITA 16	45-48	58,355	88,9	1925
	T-ITA 17	48-51	61,455	93,6	1920
	T-ITA 18	51-54	65,403	98,6	1915
	T-ITA 19	54-57	69,335	104,9	1909
	T-ITA 20	57-60	73,263	111,2	1903
	T-ITA 21	60-63	76,474	117,6	1896
	T-ITA 22	63-66	79,657	122,7	1891
	T-ITA 23	66-69	83,532	127,8	1886
	T-ITA 24	69-72	86,799	134,0	1880
base →	T-ITA 25	72-75	90,463	139,3	1875

Fonte: Elaborado pelo autor.

Com base nos dados listados nas tabelas apresentadas anteriormente, também foi possível calcular a taxa de sedimentação linear, com dimensões LT^{-1} , dividindo-se a profundidade da coluna de sedimentos pelo tempo de deposição. Dessa forma, foi estimada uma taxa de sedimentação por ano (em cm/ano) para o testemunho T-BRA, T-MAM e T-ITA, e duas taxas para os testemunhos T-AGU e T-PRE, apresentadas na Tabela 39.

As taxas de sedimentação obtidas na bacia do Rio Itanhaém são compatíveis com as taxas de sedimentação determinadas por Nery (2009) na região de foz do Rio Amazonas, localizada no extremo norte do Brasil, no litoral amazônico do Amapá. As taxas analisadas pelo autor também apresentaram descontinuidades nos perfis e correspondem aos intervalos de 0,45 a 2,51 $g/cm^2.ano$ e 0,42 a 1,76 cm/ano, enquanto que as taxas medidas na bacia do Rio Itanhaém são um pouco mais elevadas, e correspondem aos intervalos de 0,31 a 3,97 $g/cm^2.ano$ e 0,30 a 3,40 cm/ano.

Tabela 39 - Estimativa da taxa de sedimentação (em $g/cm^2.ano$ e cm/ano) nos testemunhos do Rio Branco (T-BRA), Mambú (T-MAM), Aguapeú (T-AGU), Preto (T-PRE) e Itanhaém (T-ITA).

topo	→	base	0-63 cm	
Testemunho			($g/cm^2.ano$)	(cm/ano)
T-BRA (63 cm)			3,97	3,40

topo	→	base	0-66 cm	
Testemunho			($g/cm^2.ano$)	(cm/ano)
T-MAM (66 cm)			0,67	0,66

topo	→	base	Discordância: 0-21 cm		Discordância: 21-42 cm	
Testemunho			($g/cm^2.ano$)	(cm/ano)	($g/cm^2.ano$)	(cm/ano)
T-AGU (42 cm)			0,31	0,32	0,33	0,32

topo	→	base	Discordância: 0-30 cm		Discordância: 30-60 cm	
Testemunho			($g/cm^2.ano$)	(cm/ano)	($g/cm^2.ano$)	(cm/ano)
T-PRE (60 cm)			0,63	0,73	0,40	0,30

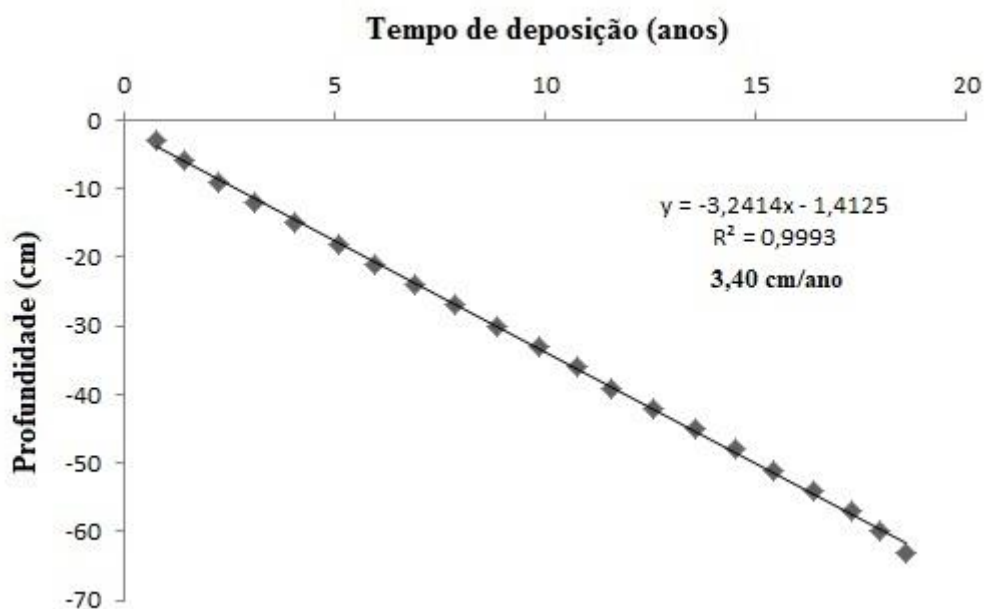
topo	→	base	0-75 cm	
Testemunho			($g/cm^2.ano$)	(cm/ano)
T-ITA (75 cm)			0,62	0,54

Fonte: Elaborado pelo autor.

Utilizando-se ainda os dados exibidos nas Tabelas 34 a 38 é possível demonstrar a relação entre o tempo de deposição e a profundidade da coluna sedimentar. Essa relação é apresentada nas Figuras 44 a 48.

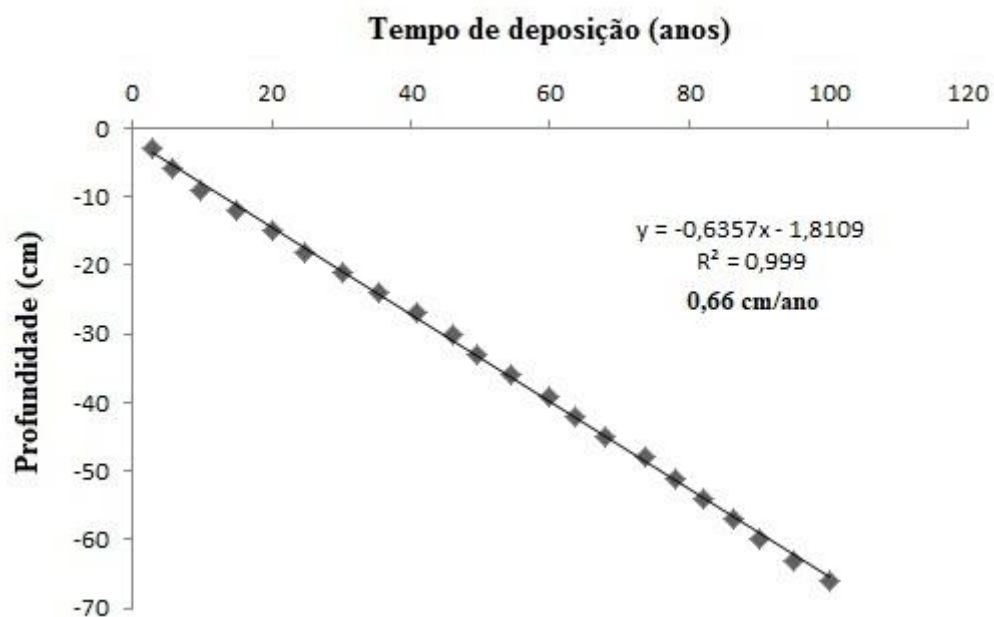
Nota-se que o coeficiente de correlação linear é significativo entre os parâmetros em todos os perfis analisados. Isso indica um bom ajuste aos dados experimentais utilizados para gerar as retas exibidas nas Figuras 39 a 43, procedimento que culminou com a determinação das taxas de sedimentação nos principais rios da bacia do Rio Itanhaém.

Figura 44 - Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos no testemunho T-BRA.



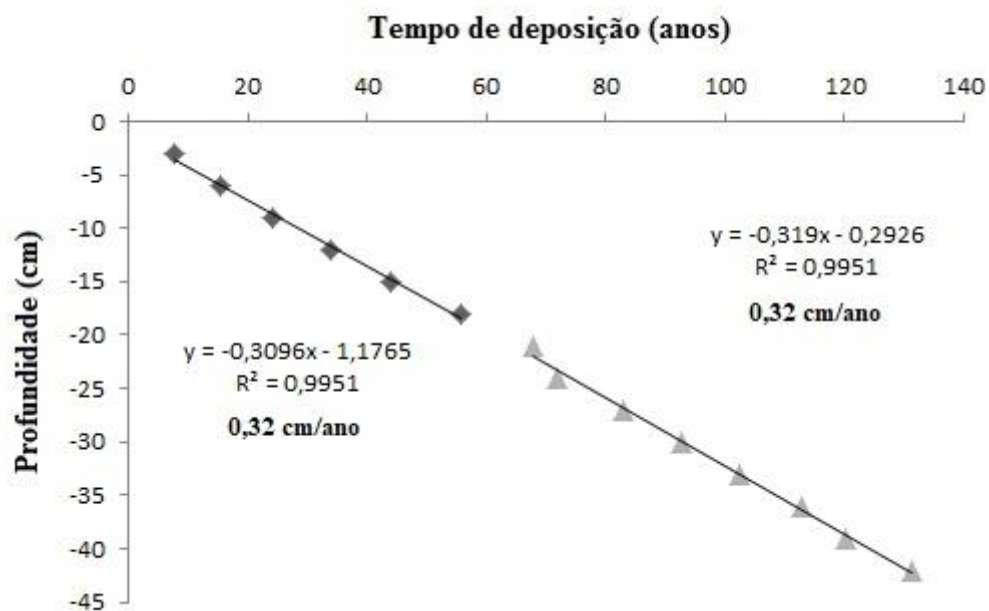
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 45 - Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos no testemunho T-MAM.



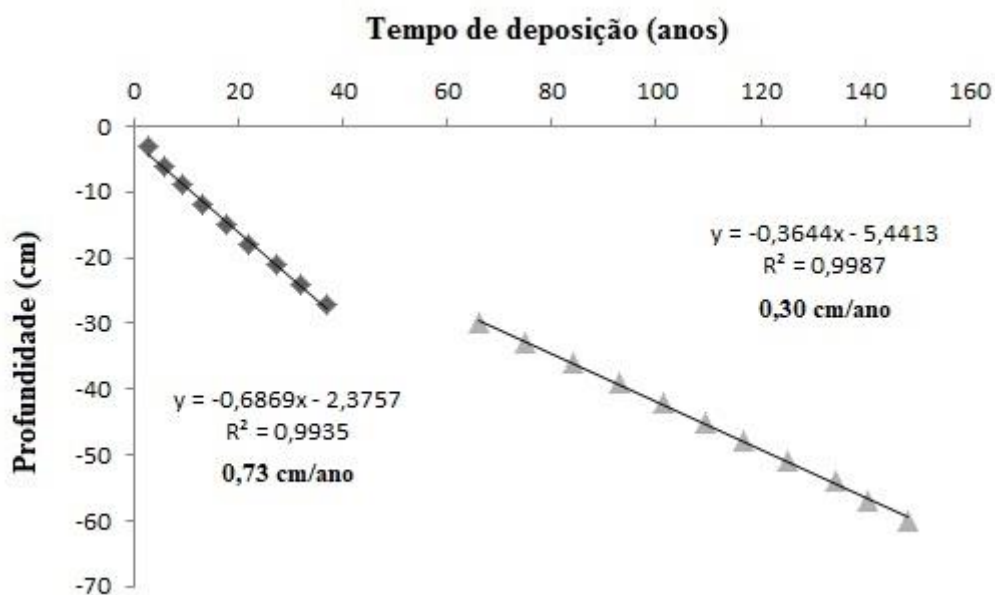
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 46 - Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos no testemunho T-AGU.



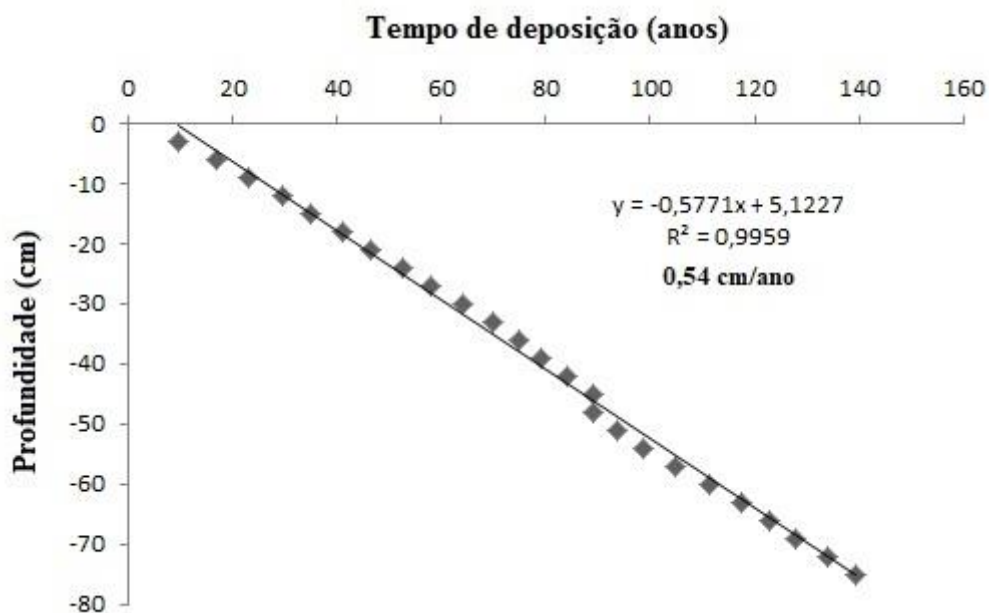
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 47 - Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos no testemunho T-PRE.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 48 - Relação entre a profundidade da coluna sedimentar e o tempo de deposição dos sedimentos no testemunho T-ITA.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Planície Costeira é formada pela sucessão e justaposição de cordões litorâneos regressivos e/ou terraços marinhos, em geral associados a outros tipos de depósitos

sedimentares de origem continental e flúvio-marinha (SOUZA et al., 2008). Neste cenário, os testemunhos amostrados em setores de menor energia na bacia abrangem um maior intervalo de tempo nas datações e, conseqüentemente, fornecem um maior volume de dados, tendo em vista às idades mais antigas das camadas sedimentares na base dos testemunhos a jusante (T-AGU, T-PRE e T-ITA) e as idades mais recentes na base dos testemunhos localizados a montante da bacia (T-BRA e T-MAM).

A velocidade de sedimentação está diretamente relacionada com a inclinação da reta em relação ao eixo temporal, indicando que, para um determinado intervalo de tempo, a taxa de sedimentação será tanto maior quanto maior for a quantidade de sedimento acumulado, ou seja, quanto maior for a variação da profundidade naquele intervalo de tempo.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A pesquisa realizada na bacia do Rio Itanhaém, a segunda maior bacia litorânea do Estado de São Paulo, produziu dados importantes acerca da erodibilidade e taxas de sedimentação, assim como aspectos gerais das águas fluviais e sedimentos dos principais rios.

A classificação geral das águas fluviais indicou como sulfatadas ou cloretadas sódicas, no período de inverno e verão, exceto para as águas do Rio Branco, no verão, que foram classificadas como bicarbonatadas cálcicas ou magnesianas. Como já esperado, constatou-se um gradiente de salinidade na bacia, sendo que os elementos cloreto, sódio, sulfato, magnésio, cálcio e potássio, respectivamente, são os principais constituintes das águas.

A sílica é o elemento predominante nos sedimentos dos testemunhos e relaciona-se, inversamente, com a matéria orgânica (LOI). Ou seja, os valores de sílica são mais elevados a jusante e menores a montante da bacia, enquanto que os percentuais de LOI, conseqüentemente, são menores a jusante e maiores a montante. Desta forma, verificou-se a correlação inversa entre a sílica e diversos outros compostos analisados, uma vez que a diminuição em sílica significa um aumento na superfície específica dos sedimentos levando, também, a um aumento da capacidade de troca/adsorção de cátions. De modo geral, os sedimentos dos testemunhos, em todos os locais amostrados, exibem principalmente elementos característicos das rochas do Complexo Cristalino do Pré-Cambriano da Serra do Mar.

A sistemática da análise morfoestrutural mostrou-se eficaz no mapeamento de áreas naturalmente sensíveis à erosão, podendo ser aplicada em diferentes escalas de trabalho. Os setores com maior suscetibilidade encontram-se a montante da bacia e abrangem, principalmente, áreas de drenagem do Rio Mambú e Rio Branco, sendo que ao longo do curso deste último, ocorrem as regiões de maior potencial erosivo. Outro aspecto relevante, é que este rio segue o seu curso encaixado numa importante zona de cisalhamento, a Falha de Cubatão.

A geocronologia dos sedimentos por meio do ^{210}Pb foi aplicada com sucesso nos testemunhos dos principais rios da bacia do Rio Itanhaém. No testemunho do Rio Branco verificou-se a taxa de sedimentação mais expressiva, seguido do Rio Mambú e Itanhaém. A taxa de sedimentação mais elevada do Rio Branco pode corresponder aos setores de maior suscetibilidade natural à erosão na bacia. Os testemunhos do Rio Preto e Aguapeú, extraídos da região intermediária da bacia, exibiram descontinuidades nas taxas de sedimentação. As descontinuidades foram datadas e estariam, provavelmente, relacionadas ao processo de uso e ocupação do solo, que se intensificou no município de Itanhaém por volta da metade do século XX.

Espera-se que os resultados produzidos nesta pesquisa contribuam para o aprimoramento das estratégias de gestão e preservação da bacia do Rio Itanhaém.

REFERÊNCIAS

- ALEXANDER, C. R.; SMITH, R.; SCHROPP, S.; CALDER, F. WINDOM, H. The historical record of metal enrichment in two Florida estuaries. **Estuaries and Coasts**, 16(3B): p. 627–637, 1993.
- ALLER, R. C. & COCHRAN, J. K. $^{234}\text{Th}/^{238}\text{Th}$ disequilibrium in near-shore sediment: particle reworking and diagenetic time scales. **Earth and Planet. Sci. Lett.** 29, p. 37–50, 1976.
- ALLUM, A. E. **Photogeology and regional mapping**. Oxford: J. Pergamon, 107p. 1966.
- ALMEIDA, F. F. M. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra de Cubatão. **Boletim Paulista de Geografia**, n.15: p. 3–17, 1953.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, p. 1–29. 1981.
- ALMEIDA, K. Y. M. **Uso do Po-210 na avaliação da taxa de sedimentação na Floresta Estadual “Navarro de Andrade”, município de Rio Claro, São Paulo, SP.** 73f. (Trabalho de Conclusão de Curso em Ecologia) – Instituto de Biociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J. H. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. **Geoch. et Cosmoch. Acta**, 51: p. 117–142. 1967.
- ANGELOCCI, L. R. & VILLA NOVA, N. A. Variações da temperatura da água de um pequeno lago artificial ao longo de um ano em Piracicaba – SP. **Scientia Agrícola**. v.52, n.3, Piracicaba, set/dez. p. 431–438. 1995.
- APHA. **Standard Methods for Examination of Water and Wastewater**. 19th edition, Washington. 1995.

APPLEBY, P. G. & OLDFIELD, F. The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. **Catena**, v. 5, p. 1–8, 1978.

APPLEBY, P. G. & OLDFIELD, F. Application of lead – ^{210}Pb to sedimentation studies. In: M. Ivanovich and R. S. Harmon (Editors), Uranium – Series Disequilibrium. **Oxford Science**, New York, N. Y. p. 731–778, 1992.

ARGOLLO, R. M. **Cronologias de sedimentação recente e de deposição de metais pesados na Baía de Todos os Santos usando Pb-210 e Cs-137**. 104f. (Tese de Doutorado em Geofísica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2001.

BARBOSA, E. Q. **Calibração de detectores cintiladores e sua aplicação em medidas radiométricas**. 191p. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2016. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/151412>>.

BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR., O.; REIS NETO, J. M. O Batólito Paranaguá. Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36., Natal. **Anais...** Natal: SBG, v. 4, p. 1684–1699. 1990.

BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR., O.; REIS NETO, J. M.; PASSARELLI, C. R.; PRAZERES, H. J.; KAULFUSS, G.; SATO, K.; LIMA, P. S. Paleoproterozoic granulitic belts of the Brazilian Southern Region (PR-SC). In: **SOUTHAMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2.**, Córdoba. Extended Abstracts. Córdoba: SEGEMAR, p. 291–294. 1999.

BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR, O.; MASQUELIN, H.; HARARA, O. M.; REIS NETO, J. M.; PRECIOZZI, P. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguai and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, p. 311–334. 2000.

BASKARAN, M & NAIDU, A. S. ^{210}Pb -derived chronology and the fluxes of ^{210}Pb and ^{137}Cs isotopes into shelf sediments, East Chukchi Sea, Alaskan Artic. **Geochim. Cosmichim. Acta** 59, p. 4435–4448, 1995.

BATEMAN, H. **The solution of a System of Differential Equations Occurring in the Theory of Radioactive Transformations**. Proc. Cambridge Phil. Soc., 16, 423p. 1910.

BATISTA, I. X. **Desenvolvimento sustentável em Rondônia: políticas públicas, desmatamento e evolução econômica**. 172p. (Dissertação de Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

BENNINGER, L. K.; ALLER, R. C.; COCHRAN, J. K. & TUREKIAN, K. K. Effects of biological mixing on the ^{210}Pb chronology and trace metal distribution in a Long Island Sound sediment core. **Earth Planet. Sci. Lett.** 43, p. 241–259, 1979.

BICUDO, C. E. de M.; BICUDO, D. C. **Amostragem em Limnologia**. 2 ed. São Carlos. editora RIMA, 371p. 2007.

BONOTTO, D. M. **Aplicações hidrogeoquímicas dos isótopos naturais das séries do U (4n+2) e Th (4n) no Morro do Ferro, Poços de Caldas (MG)**. 378p. (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.

BONOTTO, D. M. & CAPRIOGLIO, L. Radon in groundwaters from Guarany aquifer, South America: environmental and exploration implications. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 57, p. 931–940, 2002.

BONOTTO, D. M. & LIMA, J. L. N. ^{210}Pb -derived chronology in sediment cores evidencing the anthropogenic occupation history at Corumbataí River basin, Brazil. **Environmental Geology**, v. 50, p. 595–611, 2006.

BRENNER, M., PELOW, A. J. & SCHELSKE, C. L. Disequilibrium between ^{226}Ra and supported ^{210}Pb in a sediment core from a shallow lake. **Limnol. Oceanogr.**, 39 (5): p. 1222–1227, 1994.

CAMARGO, A. F. M.; FERREIRA, R. A. R.; SCHIAVETTI, A.; BINI, L. M. Influence of physiography and human activity on limnology characteristics of lotic ecosystems of the south coast of São Paulo, Brasil. **Acta Limnológica Brasiliensia**, 8: p. 231–243. 1996.

CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 2, p. 143–162. 1995.

CAMPOS NETO, M. C. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI UG, MILANI EJ, THOMAZ FILHO A AND CAMPOS DA (Eds), **Tectonic Evolution of South America**. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, RJ, Brazil, p. 335–365. 2000.

CANCIAN, L. F. **Modelagem de distribuição geográfica potencial de macrófitas aquáticas em bacias hidrográficas**. 80f. (Tese de Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Biociências de Rio Claro, 2012.

CAZOTTI, R. I.; GOMES, A. C. F.; NASCIMENTO, M. R. L.; MOZETO, A. A. **Geocronologia isotópica (^{210}Pb e ^{226}Ra) de sedimentos límnicos: determinação de velocidades e taxas de sedimentação, e de idades**. Capítulo 2, p. 37–57. In: MOZETO, A. A.; UMBUZEIRO, G. A.; JARDIM, W. F. (Eds.), Projeto QualiSed - Métodos de coleta, análises físico-químicas e ensaios biológicos e ecotoxicológicos de sedimentos de água doce. São Carlos: Cubo Multimídia, 2006.

COUTINHO, J. M. V. O Falhamento de Cubatão. XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo-SP. **Resumo das comunicações**, Bol. Esp. (1): p. 130–131. 1971.

CRISÓSTOMO-NETO, A. P. **Mapeamento Geoambiental por imagem de satélite do Vale do Paraíba**. 67f. (Dissertação de Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

CRISS, J. W. Particle Size and Composition Effects in X-ray Fluorescence Analysis of Pollution Samples. **Analytical Chemistry**, vol. 48, n. 1, p. 179–186. 1976.

DANTAS, A. S. L.; GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, A. L.; NAGATA, N.; FERNANDES, L. A.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L.; FRASCÁ, M. H. B. O. Evolução geológica e estrutural da faixa costeira nas regiões de Juquiá e Miracatu, Sul do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., Rio Claro, **Anais**. Rio Claro: SBG. v.1, p. 173–189. 1987.

DeMASTER, D. J. & COCHRAN, J. K. Particle mixing rates in deep-sea sediments determined from excess ^{210}Pb and ^{32}Si profiles. **Earth Planet. Sci. Lett.** 61, p. 257–271. 1982.

DIVINO, L. N. **Radiocronologia dos sedimentos do Lago de Constança**. 34f. (Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Ambiental) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2009.

DRAGUN, J. **The soil chemistry of hazardous materials**. Hazardous Materials Control Research Institute, Silver Spring, MD. 458p. 1988.

DUARTE, C. R. **Radioelementos naturais na área do Projeto Rio Preto (GO)**. (Tese de Doutorado em Geociências) 199p. – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

EBERSOLE, J. L.; LISS, W. J.; FRISSELL, C. A. Relationship between stream temperature, thermal refugia and rainbow trout *Oncorhynchus mykiss* abundance in arid-land streams in the northwestern United States. **Ecology of Freshwater Fish**, v. 10, p. 1–10. 2001.

EGYDIO DA SILVA, M. **Análise estrutural das faixas ectiníticas associadas ao falhamento de Cubatão entre as regiões de Juquiá e Pedro Barros, Estado de São Paulo.** (Dissertação de Mestrado), Inst. Geoc. Univ. S. Paulo, 118p. 1981.

ESRI. **ArcGis 10.1.** GIS tutorial 2, Spatial Analysis Workbook., New York, 325p. 2013.

FAGUNDES, I. C.; MACHINI, P. L. F.; PUPIM, F. N.; MATTOS, J. T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. **Análise morfoestrutural aplicada a problemas de erodibilidade natural da quadrícula São Carlos, SP.** Revista de Geografia. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 3, P. 315–330, Set. 2010.

FLYNN, W. W. The determination of low levels of polonium-210 in environmental materials. **Anal. Chim. Acta**, 43, p. 221–227. 1968.

FRANZONI, A. M. B. **Avaliação do meio físico para fins de planejamento geoambiental no traçado e manutenção da rede viária: Ilha de Santa Catarina – SC.** 145f. (Tese de Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

FÚLFARO, V. J.; SUGUIO, K. & PONÇANO, W. L. A Gênese das planícies costeiras paulistas. **Anais XXVIII Congr. Bras. Geol.**, Porto Alegre, 3: p. 37–42. 1974.

FÚLFARO, V. J.; POÇANO, W. L. & CIANTELLI Jr., C. A. A Planície de Itanhaém, SP. **Atas do II Simpósio Regional de Geologia**, Rio Claro. 1: p. 279–290p. 1979.

GARDNER, L. R.; SHARMA, P. & MOORE, W. S. A regeneration model for effect of bioturbation by fiddler crabs on ^{210}Pb profiles in salt marsh sediments. **J. Environ. Radioact.** 5, p. 23–36. 1987.

GERASIMOV, I. P., MESCHERIKOV, J. A. Morphostructure. In: The Encyclopedic of Earth Sciences Series. Edited by Rodhes W. Fairbridge. **Reinhold Book Cooperation**, Vol. III, p. 731–732. 1968.

GIANNINI, P. C. F. & FERNANDES, H. G. Aplicação de análise de tendências por regressão múltipla a parâmetros sedimentológicos em duas áreas da costa sudoeste paulista. **Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol.**, Rio de Janeiro, 1: p. 145–158. 1984.

GIANNINI, P. C. F. **Sedimentação quaternária na planície costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP)**. 115p. (Dissertação de Mestrado). USP. Instituto de Geociências, I. São Paulo, 1987.

GIGLIOTTI, M. S.; GOBBI, E. S.; BACCI, P. H. M. Riscos Associados a Processos Geomorfológicos na Serra do Mar Paulista. In: III Congresso Internacional e I Simpósio Ibero-Americano de Riscos, Guimarães - Portugal. Multidimensão e Territórios de Risco. Vilarinho - Portugal: RISCOS - **Associação Portuguesa de Riscos, Prevenção e Segurança**, p. 211–214. 2014.

GIMENEZ FILHO, A.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L.; DANTAS, A. S. L. FERNANDES, L. A.; NAGATA, N.; TEIXEIRA, A. L. Geologia da Folha Miracatu, S-SE do estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., Rio Claro. **Anais...** Rio Claro: SBG, v.1, p. 225–241. 1987.

GOLDEN SOFTWARE. **Surfer® 11**, User's Guide. 2015.

GOLDBERG, E. D. & KOIDE, M. Geochronological studies of deep-sea sediments by the Io/Th method. **Geochim. Cosmochim. Acta** 26, p. 417–450. 1962.

GOLDBERG, E. D. Geochronological with lead-210. In Radioactive Dating, Vienna: **International Atomic Energy Agency**, p. 121–131. 1963.

GOLDBERG, E. D. & BRULAND, K. Radioactive geochronologies. The Sea, V. 5: Marine Chemistry (In Goldberg Ed.). **Wiley-Interscience**, New York, p. 451–489. 1974.

GOLDBERG, E. D.; HODGE, V.; KOIDE, M.; GRIFFIN, J.; BRICKER, O. P.; MATTIDSOFF, G.; HOLDEN, G. R. & BRAUN, R. A pollution history of Chesapeake bay. **Geochim. Cosmochim. Acta** 42, p. 1413–1425. 1978.

GOREAU, T. J. Quantitative effects of sediment mixing on stratigraphy and biogeochemistry: signal theory approach. **Nature**, 265, p. 525–526. 1977.

GUIMARÃES, S. C. P. **Zoneamento geoambiental como subsídio à aptidão agrícola das terras do município de Cujubim**. 133f. (Dissertação de Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

GUINASSO, N. L. & SCHINK, D. R. Quantitative estimates of biological mixing rates in abyssal sediments. **J. Geophys. Res.** 80, p. 3032–3043. 1975.

HACH. **Water Analysis Handbook**. Hach Company, 2^oed. Loveland, Colorado, USA, 658p. 1992.

HASUI, Y. & ALMEIDA, M. A. Aspectos estruturais na geomorfologia da área cristalina de São Paulo e Paraná. **Anais XXX Congr. Bras. Geol.**, Recife, 1: p. 360–367. 1978.

HASUI, Y. Neotectônica, morfogênese e sedimentação moderna no Estado de São Paulo e regiões adjacentes. Rio Claro, **Relatório final de projeto auxílio à pesquisa FAPESP** (n^o 95/04417), 2000.

HERZ, R. **Manguezais do Brasil**. Instituto Oceanográfico. USP/SP, 233p. 1991.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, v.51 (11), p. 2246–2259. 1967.

IMBODEN, D. M. & STILLER, M. The influence of radon diffusion on the ²¹⁰Pb distribution in sediments. **J. Geophys. Res.** 87 (c1): p. 557–565. 1982.

IVANOVICH, M. & HARMON, R. S. Uranium-series disequilibrium. Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences. **Claredon Press**, Oxford. 910p. 1992.

JENSEN, A. J. Growth of young migratory brown trout *Salmo trutta* correlated with water temperature in Norwegian rivers. **Journal of Animal Ecology**, v. 59, p. 603–614. 1990.

JETER, H. W. Determining the ages of recent sediments using measurements of trace radioactivity. **Terra et Aqua**, v. 78, p. 21–28. 2000.

JIA, G.; BELLI, M.; BLASI M.; MARCHETTI, A.; ROSAMILIA, R.; SANSONE, U. ^{210}Pb and ^{210}Po determination in environmental samples. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 53, p. 115–120. 2000.

JIA, G.; BELLI, M.; BLASI M.; MARCHETTI, A.; ROSAMILIA, R.; SANSONE, U. Determination of ^{210}Pb and ^{210}Po in mineral and biological environmental samples. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 247, n. 3, p. 491–499. 2001.

JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; PESSOTTI, J. E. S.; MATTOS, J. T. Uso de sensoriamento remoto no zoneamento agroecológico da região da Serra do Mar no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO LATINOAMERICANO DE PERCEPCIÓN REMOTA, 4, Bariloche. **Anais...** Bariloche, v. 1. p. 135–139. 1989a.

JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; MATTOS, J. T. MALAGUTTI FILHO, W. Estudos integrados para controlar impactos ambientais de um sistema de irrigofertilização com vinhoto na região centro-leste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO LATINOAMERICANO DE PERCEPCION REMOTA, 4. Bariloche: **Anais...** Bariloche, p. 459–465. 1989b.

JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; MATTOS, J. T. Monitoreo de las actividades antrópicas para la evaluación de la capacidad de soporte del medio físico: diagnóstico y pronóstico. In: SIMPOSIO LATINOAMERICANO SOBRE RIESGO GEOLÓGICO URBANO, 2.; CONFERENCIA COLOMBIANA DE GEOLOGIA AMBIENTAL, 2.; **Anais...** Pereira (Colômbia), v.1, p.181–192. 1992.

JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; NUNES, E.; MATTOS, J. T. Caracterização fisiográfica e morfoestrutural da folha São José de Mipibu - RN. **Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 2, p. 481–491, 1993.

KARALI, T.; ÖLMEZ, S.; YENER, G. Study of spontaneous deposition of ^{210}Po on various metals and application for activity assessment in cigarette smoke. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 4, p. 409–411. 1996.

KELLER, E. & PINTER, N. **Active tectonics: earthquake, uplift and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 338p. 1996.

KIEHL, E. J. **Manual de edafologia: relação solo-planta**. São Paulo: Agronômica Ceres, 262p. 1979.

KILLEEN, P. G. Gamma-ray spectrometric methods in uranium exploration - application and interpretation. In: HOOD, P.J (Ed.) Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores. [s.l.]: **Geological Survey of Canada**, p. 163–229 (Economic Geology Report, 31), 1979.

KOIDE, M., SOUTAR, A. & GOLDBERG, E. D. Marine chronology with ^{210}Pb . **Earth Plant. Sci. Lett.** 42, p. 442–446. 1972.

KOIDE, M., BRULAND, K. W. & GOLDBERG, E. D. Th-228/Th-232 & Pb-210 geochronologies in marine and lake sediments. **Geochim. Cosmochim. Acta** 37, p. 1171–1019. 1973.

KRISHNASWAMI S., BENNINGER, L. K., ALLER, R. C. AND VON DAMM, K. L. Atmospherically derived radionuclides as tracers of sediment mixing and accumulation in near shore marine and lake sediments; evidence from ^7Be , ^{210}Pb and $^{239, 240}\text{Pu}$. **Earth Planet Sci. Lett.** 47, p. 307–318. 1980.

LAMPARELLI, C. C. & MOURA, D. O. (Coord.) Mapeamento dos ecossistemas costeiros do Estado de São Paulo. São Paulo: **Secretaria do Meio Ambiente, CETESB**, 108p. 1998.

LIMA, A. L. C. **Geocronologia de Hidrocarbonetos Policíclicos Aromáticos. Estudo de Caso: Baía de Guanabara. Rio de Janeiro.** 106f. (Dissertação de Mestrado em Química), Pontifícia Universidade Católica, Departamento de Química Analítica, PUC-Rio. 1996.

LIMA, J. L. N. **Hidroquímica pluvial e fluvial na Bacia do Rio Corumbataí (SP) e relações com o uso do Pb-210 como geocronômetro.** 260f. (Tese de Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

LIMA, P. R. de. **Variação sazonal e espacial de algumas variáveis limnológicas no sedimento de rios da bacia hidrográfica do Rio Itanhaém-SP de 1999 a 2001.** 42f. (Trabalho de Conclusão de Curso em Ecologia) – Instituto de Biociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

LIMA, M. M. de. **Estudo do meio físico e caracterização da capacidade de suporte natural da região de Pirassununga/SP.** 174p. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2016. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/139477>>.

LOCZY, L. & LADEIRA, E. A. **Geologia estrutural e introdução à geotectônica.** Rio de Janeiro: Ed. Edgard Blucher, CNPq, 134p. 1980.

MADRUCCI, V; ARAUJO, C. C.; TAIOLI, F. Sensoriamento remoto, aerogeofísica e geoprocessamento aplicados ao estudo de aquífero fraturado em terreno cristalino, leste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 43–52. 2003.

MARKARIAN, R. K. A study of the relationship between aquatic insect growth and water temperature in a small stream. **Hydrobiologia**, v. 75, p. 81–95. 1980.

MATAMET, F. R. M. **Uso do ²¹⁰Pb na cronologia da contaminação de cromo em sedimentos do Ribeirão dos Bagres, região de Franca (SP).** 113f. (Tese de Doutorado) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, 2013.

MATTOS J. T.; BALIEIRO M. G.; SOARES P. C.; BARCELLOS P. E.; MENESES P. R.; CSORDAS S. M. **Análise morfoestrutural com uso de imagens MSS-Landsat e Radar para pesquisa de hidrocarbonetos no estado de São Paulo.** São José dos Campos: INPE, RTR/015, 167p. 1982.

MATTOS, J. T. de; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; OHARA, T.; MENDES, M. L. de B.; SANTANA, M. A. Critérios para mapeamento de classes de risco à erosão de solos em imagem TM-Landsat. In: SIMPOSIO LATINOAMERICANO DE PERCEPCIÓN REMOTA, n. 10, Cochabamba. **Anais do X Simposio Latinoamericano de Percepción Remota** – CD-ROM, Cochabamba: SELPER, 2002.

MORAES, F. T. **Zoneamento geoambiental do planalto de Poços de Caldas, MG/SP a partir de análise fisiográfica e pedostratigráfica.** 173f. (Tese de Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2007.

MORINAGA, M. S. **Análise morfotectônica e morfoestrutural no controle de erosões hídricas lineares na região de Marília (SP).** 133p. (Dissertação de mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2014. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/113982>>.

MUNSELL. **Geological ROCK-COLOR CHART.** With genuine Munsell® color chips, 2009 Revised, 8f. 2011 Production.

NAVARRA, C. T. Fácies hidroquímicas dos rios da Planície Costeira Sul Paulista. **Acta Limnol. Brasiliensia**, 2: p. 931–942. 1988.

NERY, J. R. C. **Determinação da taxa de sedimentação na Foz do Rio Amazonas usando o ²¹⁰Pb como geocronômetro.** 114f. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009.

NITTROURER, C. A.; DeMASTER, D. J.; McKEE, B. A.; CUTSHALL, N. H. & LARSEN, I. L. The effect of the sediment mixing on Pb-210 accumulation rates for the Washington continental shelf. **Marine Geology**. 54, p. 210–221. 1983/84.

OHARA, T. **Zoneamento Geoambiental da região do Alto-médio Paraíba do Sul (SP) com sensoriamento remoto**. 235f. (Tese de Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1995.

OHARA, T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; MATTOS, J. T. de; CAETANO, N. R. Zoneamento geoambiental da região do alto-médio rio Paraíba do Sul e a carta de aptidão física para a implantação de obras viárias. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, n. 2, p. 173–182, jun. 2003.

O'LEARY, D. W., FRIEDMAN, J. D., POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for olds terms. **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, n. 10, p. 1463–1469. 1976.

OLSEN, C. R.; SIMPSON, H. J.; PENG, T. H.; BOPP, R. T. & TRIER, R. M. Sediment mixing and accumulation rate effects on radionuclide depth profiles in Hudson estuary sediments. **J. Geophys. Res.** 86, p. 11020–11028. 1981.

PASSARELLI, C. R. **Caracterização Estrutural e Geocronológica dos Domínios Tectônicos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo**. 254f. (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2001.

PASSARELLI C. R.; BASEI M. A. S.; CAMPOS NETO M. C.; SIGA JR. O.; PRAZERES FILHO, H. J. Geocronologia e geologia isotópica dos terrenos Pré-Cambrianos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. **Geol. USP Sér. Cient.** 4: p. 55–74. 2004.

PENG, T. H.; BROECKER, W. S. & BERGER, W. H. Rates of bethnic mixing in deep-sea sediment as determined by radioactive tracers. **Quat. Res.** 11, p. 141–149. 1979.

PIPER, A. M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. **Trans. Amer. Geophysical Union**, v. 25, p. 914–928. 1944.

PLICKA, M. Observations on joint zones in Moravia, Czechoslovakia. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1, Salt Lake City. Proceedings... Salt Lake City: **International Basement Tectonics Association, Inc.**, v.30, p. 279–289. 1974.

PÓLIS. **Projeto Litoral Sustentável** – Desenvolvimento com Inclusão Social. Instituto Pólis, São Paulo-SP. Equipe do Projeto Litoral Sustentável, convênio PETROBRAS. 56p. 2012. Disponível em: <http://litoralsustentavel.org.br/>.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. **The techniques of modern structural geology: folds and fractures**. London, Academic Press, v. 2, 700p. 1987.

RIBEIRO, L. S. **Evolução paleogeomorfológica do Estado do Rio de Janeiro e arredores** (cadernos de mapas). 2 v. (Tese de Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2010. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/102934>.

ROBBINS, J. A. & EDGINGTON, D. N. L. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. **Geochim. Cosmochim. Acta** 39, p. 285–304. 1975.

ROBBINS, J. A. Geochemical and geophysical applications of radioactive lead isotopes. In: NRIAGU, J. O. (Ed.). *Biogeochemistry of Lead in the Environment*. Amsterdam: **Elsevier Scientific**, p. 285–393. 1978.

ROBBINS, J. A., EDGINGTON, D. N. & KEMP, A. L. Comparative ^{210}Pb , ^{137}Cs , and pollen geochronologies of sediments from Lakes Ontario and Erie. **Quat. Geol.** 10: p. 256–278. 1978.

RODRIGUES, R. M. **Estudo e caracterização do meio físico da Bacia do Rio Camboriú/SC, visando o zoneamento geoambiental**. 73f. (Tese de Doutorado em

Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

ROSS, D. A. **Introduction to Oceanography**. 3º ed., 544p. 1982.

SABARIS, T. de P. P. **O método geocronológico do Pb-210 aplicado no estudo da taxa de sedimentação em uma porção da Bacia do Rio Atibaia (SP)**. 152f. (Tese de Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2010.

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. A. de; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A. de; CUNHA, T. J. F.; OLIVEIRA, J. B. de. **Sistema Brasileiro de Classificação de solos**. 3 ed. Brasília: Embrapa Solos, 353p. 2013.

SATO, S. E.; MACHADO, A. C. P.; CUNHA, C. M. L. Itanhaém. In: CUNHA, C. M. L.; and OLIVEIRA, R. C.; orgs. Baixada Santista: uma contribuição à análise geoambiental [online]. São Paulo: **Editora UNESP**, ISBN 978-85-68334-55-3. p. 235–250. 2015. Disponível em SciELO Books: <http://books.scielo.org>.

SCHIAVETTI, A. & CAMARGO, A. F. M. Conceitos de bacias hidrográficas: teorias e aplicações - Ilhéus, Ba : **Editus**, p. 239–256. 2002.

SHIMBO, J. Z. **Zoneamento Geoambiental como subsídio aos projetos de reforma agrária, estudo de caso: Assentamento Rural Pirituba II (SP)**. 154f. (Dissertação de Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

SILVA, A. T. S. F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D. K.; ALGARTE, J. P. Geologia integrada das folhas Iguape e Cananéia. **Anais XXX Congr. Bras. Geol.**, Recife, 1: p. 208–221. 1978.

SILVA, C. L. **Aspectos Neotectônicos do Médio Vale do Rio Moji-Guaçu: Região de Pirassununga**. 169f. (Dissertação de Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

SIMÕES FILHO, F. F. L. **A hidrodinâmica de particulados em planícies de inundação: um estudo sobre as taxas de sedimentação de lagoas marginais do Rio Mogi-Guaçu, Estação Ecológica de Jataí (Luiz Antonio, SP), São Carlos**. 108p. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal de São Carlos, 1993.

SIOLI, H. Estudo preliminar das relações entre a Geologia e a Limnologia da zona bragantina (Pará). **Boletim Técnico**. IAN, Belém, PA, n. 24, p. 67–76, jun. 1951.

SIOLI, H. Hydrochemistry and Ecology in the Brazilian Amazonian Region. **Amazoniana** 1: p. 267–277. 1968.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. **Notícias Geomorfológicas**. Campinas, v. 16, n. 32, p. 71–104, dez. 1976.

SOARES, P. C.; MATTOS, J. T. de; BALIEIRO, M. G.; BARCELLOS, P. E.; MENESES, P. R.; GUERRA, S. M. S.; CSORDAS, S. M. Análise morfoestrutural regional com imagens de Radar e Landsat na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3. Curitiba. **Separata**. 23p. 1981a.

SOARES, P. C.; BARRETO, M. de L. K.; REDAELLI, R. Aplicação de análise morfoestrutural em semi-detalle com fotos aéreas na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3. Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG, p. 217–225. 1981b.

SOARES P. C.; LUZ, M. E.; REDAELLI, R.; GUERRA, S. M. S. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2. São José dos Campos. **Anais...** São José dos Campos: INPE, p. 157–168. 1982^a.

SOARES, P. C.; BARCELLOS, P. E.; CSORDAS, S. M.; MATTOS, J. T.; BALIEIRO, M. G.; MENESES, P. R. Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2. Brasília. **Anais...** Brasília, p. 153–157. 1982b.

SOUZA-PEREIRA, P. E. & CAMARGO, A. F. M. Efeito da salinidade e do esgoto orgânico sobre a comunidade zooplancônica, com ênfase nos copépodes, do estuário do Rio Itanhaém, Estado de São Paulo. **Acta Scientiarum**. Biological Sciences Maringá, v. 26, n. 1, p. 9–17. 2004.

SOUZA, C. R. G.; HIRUMA, S. T.; SALLUN, A. E. M.; RIBEIRO, R. R.; SOBRINHO, J. M. A. **Restinga: conceitos e empregos do termo no Brasil e implicações na Legislação Ambiental**. São Paulo: Instituto Geológico, 2008.

SPRING. Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. *Camara G*, Souza RCM, Freitas UM, Garrido J. **Computers & Graphics**, 20: (3) p. 395–403, May–Jun. 1996.

STEFANI, F. L. **Zoneamento Geoambiental da Região de Casa Branca/SP**. 170f. (Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, 2000.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. **Inter. Symp. On Coastal Evol. In Quaternary**, São Paulo, Spec. 1:55, IGCP, Project 61, 55p. 1978.

TESSLER, M. G.; CAZZOLI y GOYA, S.; YOSHIKAWA, P. S.; HURTADO, S. N. In: MUEHE, D. **Erosão e progradação no litoral brasileiro**. Brasília, DF: MMA, p. 297–346. 2006.

ULBRICH, H. H. G. J. & GOMES, C. B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth Sci. Rev.**, 17: p. 135–154. 1981.

VALENTE, J. P. S.; PADILHA, P. M.; SILVA, A. M. M. da. Oxigênio dissolvido (OD), demanda bioquímica de oxigênio (DBO) e demanda química de oxigênio (DQO) como parâmetros de poluição no ribeirão Lavapés/Botucatu – SP. **Eclética Química**, São Paulo, v. 22, p. 49–66. 1997.

VENEZIANI, P. & ANJOS, C. E. dos. **Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia**. São José dos Campos: INPE, 76p. 1982.

VENEZIANI, P. **Análise de movimentos da tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos**. 186p. (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

VERGOTTI, M. **Uso do ^{210}Pb no estudo da deposição de mercúrio em lagos da bacia do rio Madeira (RO)**. 126f. (Tese de Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2008.

VERSTAPPEN, H. T. **Fundamentals of Photo Geology-geomorphology**. 3.ed., in Textbook of Photo-Interpretation. Delft: International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC), 7 v. 47p. 1963.

VOLKMER, S. **Caracterização mineralógica das coberturas de alteração intempéricas da quadrícula de São Carlos (QSC), SP – escala 1:100.000**. 1993. 157f. (Dissertação de Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1993.

WANTY, R. B.; LAWRENCE, E. P.; GUNDERSEN, L. C. S. A theoretical model for the flux of radon from rock to groundwater. In: GATES, A. E.; GUNDERSEN, L. C. S. (Eds). Geologic controls on radon Special Paper 271. **Geological Society of America**, Boulder, Colorado, p. 73–8. 1992.

WARD, S. H. Gamma-ray spectrometry in geologic mapping and uranium exploration. **Econ. Geol.**, v.75, p. 840–49. 1981.

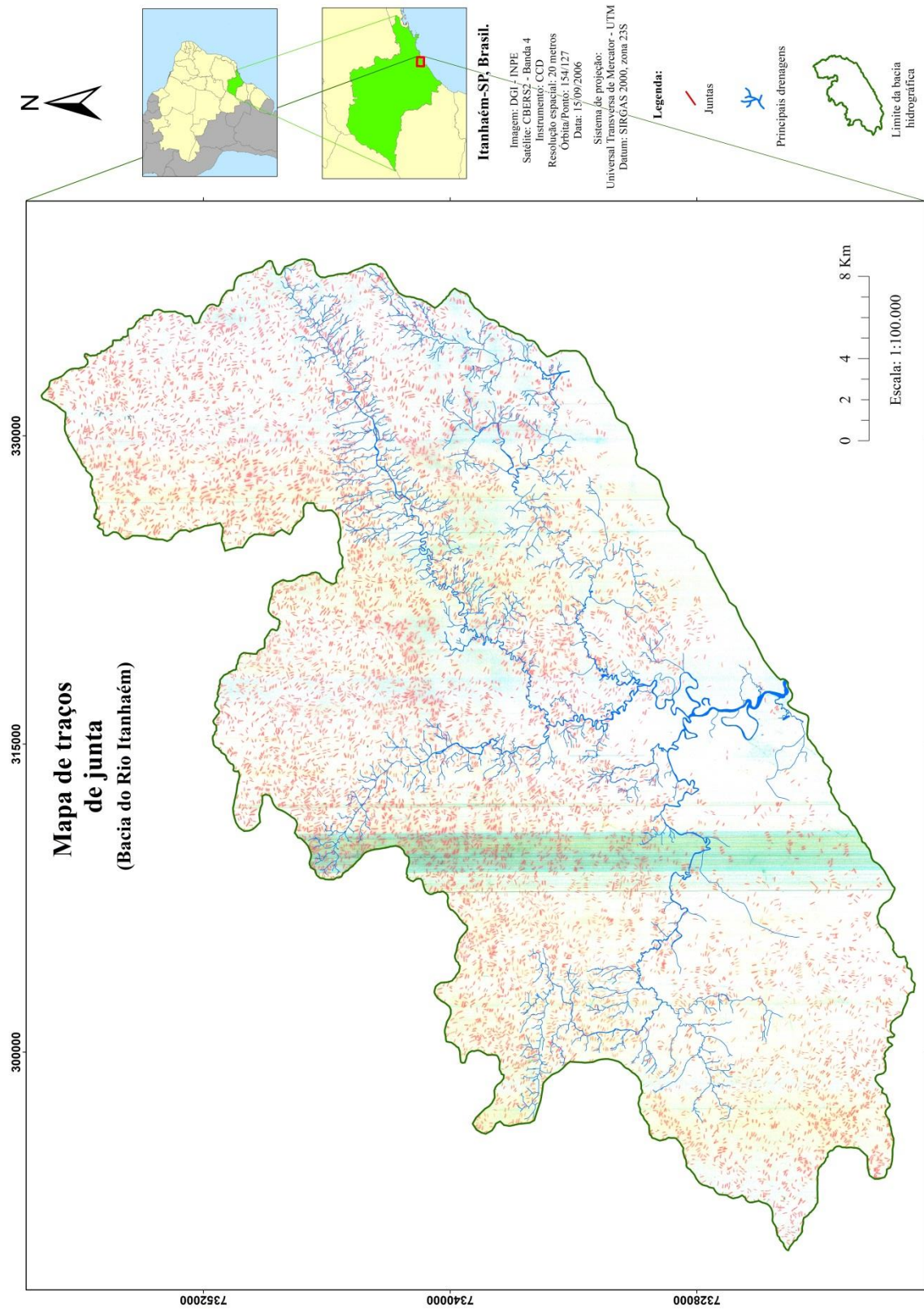
WEG, R. F. **Patrones de Drenaje**. Bogotá: Centro Interamericano de Fotointerpretação – CIAF, 25 p. 1972.

WENTWORTH, C. K. **A scale of grade and class terms for clastic sediments**. *J. Geology*. 30: p. 377–392. 1922.

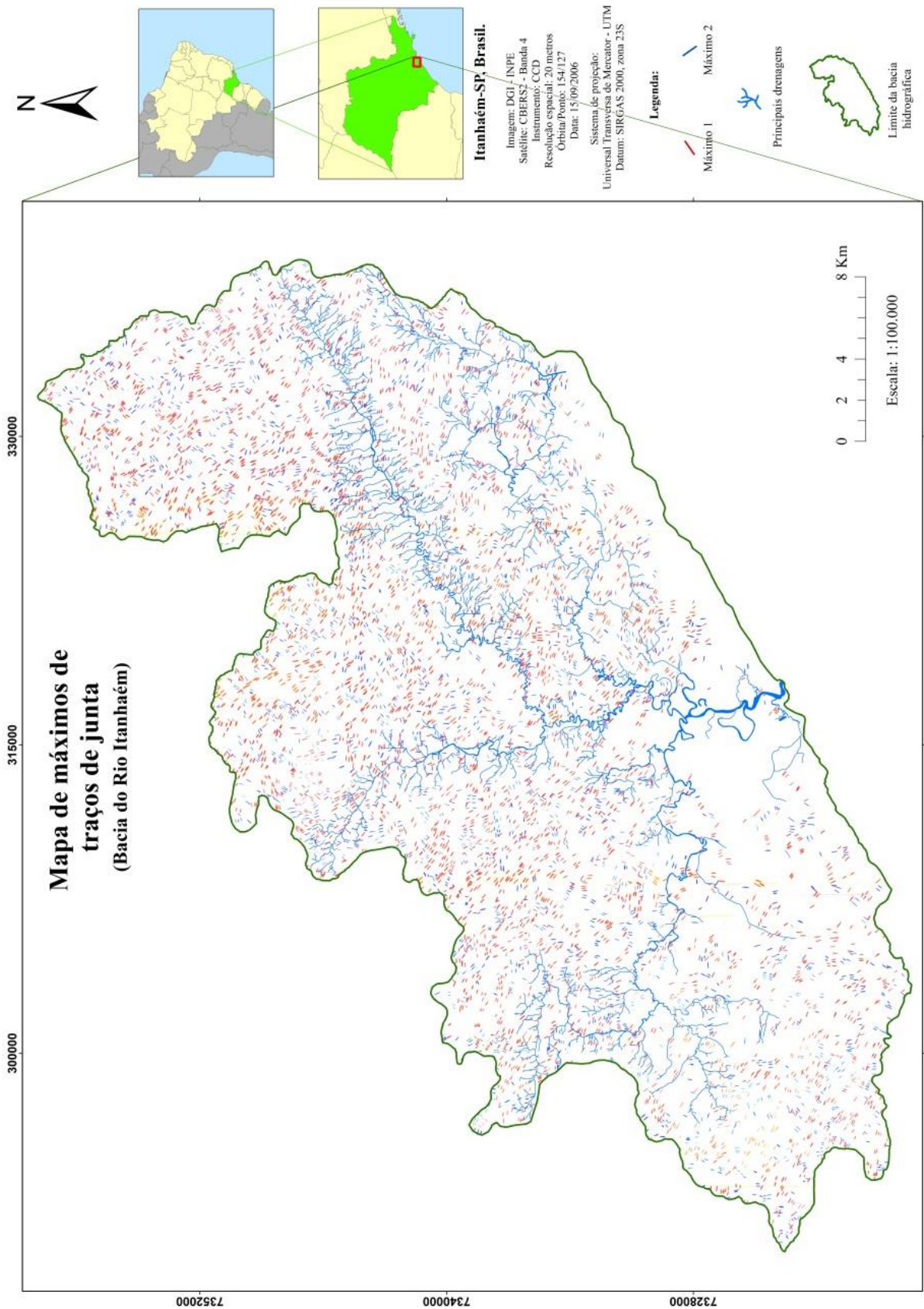
WHEATON, W. The cyclic behavior of the National Office Market. **AREUEA Journal**, v. 15, n. 4. p. 281–299. 1987.

YAKUSHOVA, A. F. **Geology with the elements of Geomorphology**. Moscow: Mir Publishers, 400p. 1986.

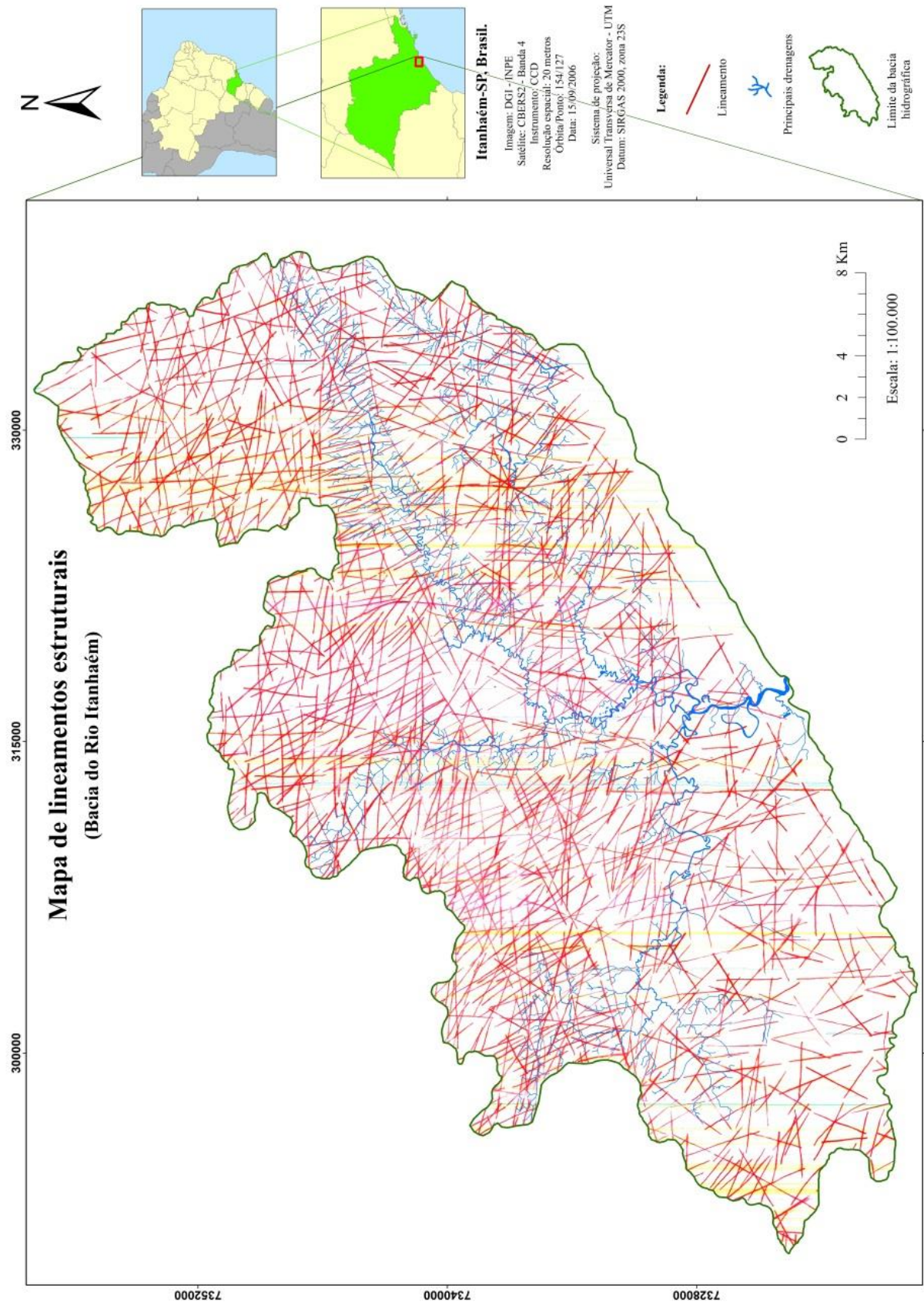
ANEXO A - Mapa de traços de junta.



ANEXO B - Mapa de máximos 1 e 2 de traços de junta.



ANEXO C - Mapa de lineamentos estruturais.



ANEXO D - Caracterização geoquímica dos sedimentos do Rio Branco (T-BRA), Mambú (T-MAM), Aguapéú (T-AGU), Preto (T-PRE) e Itanhaém (T-ITA).

	SO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	SiO ₂	MgO	Na ₂ O	Cl	TO ₂	CaO	P ₂ O ₅	BaO	CaO ₂	ZnO	WO ₃	MnO	ZnO	Rb ₂ O	SO	CaO	V ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Ga ₂ O ₃	TiO ₂	GeO ₂	NiO	As ₂ O ₃		
T-BRA.1	58,29	23,02	8,02	4,56	0,41	2,79	0,27	0,05	1,36	0,66	0,19	0,1	0,08	0,08	0,07	0,03	0,1	0,02	0,02	0,01	76 PPM	0,03									
T-BRA.2	58,35	22,75	8,31	4,38	0,48	2,8	0,28	0,03	1,41	0,6	0,21	0,11	0,08	0,08	0,03	0,11	0,02	0,02	0,02	99 PPM	0,02	41 PPM	0,02	20 PPM							
T-BRA.3	57,76	23,43	8,52	4,43	0,47	2,65	0,17	0,03	1,44	0,58	0,2	0,08	0,05	0,09	0,03	0,11	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	41 PPM	0,02								
T-BRA.4	55,72	24,45	8,89	4,62	0,39	2,98	0,25	0,04	1,51	0,64	0,22	0,08	0,08	0,1	0,04	0,09	0,02	0,02	0,02	91 PPM	0,02			49 PPM							
T-BRA.5	60,88	21,59	7,86	4,21	0,35	2,4	0,22	0,03	1,35	0,6	0,22	0,06	0,08	0,07	0,04	0,09	0,02	0,02	0,01	90 PPM	0,02										
T-BRA.6	64,75	19,32	6,26	4,29	0,32	2,46	0,27	0,03	1,2	0,59	0,17	0,11	0,08	0,08	0,03	0,07	0,01	0,01	0,01	94 PPM	0,01										
T-BRA.7	58,94	22,15	8,09	4,76	0,42	2,88	0,29	0,03	1,42	0,57	0,19	0,07	0,08	0,08	0,04	0,08	0,02	0,02	0,01	68 PPM	0,02			1 PPM							
T-BRA.8	60,05	21,62	7,69	4,72	0,31	2,83	0,32	0,03	1,34	0,58	0,18	0,11	0,08	0,08	0,02	0,1	0,02	0,02	0,01	76 PPM	0,02										
T-BRA.9	61,48	20,82	7,71	4,3	0,3	2,69	0,24	0,03	1,29	0,54	0,2	0,12	0,08	0,08	0,05	0,09	0,02	0,02	0,02	96 PPM	0,02										
T-BRA.10	57,4	23,92	8,09	4,56	0,32	2,99	0,25	0,02	1,37	0,56	0,21	0,11	0,09	0,09	0,09	0,1	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01										
T-BRA.11	56,28	24,44	8,72	4,48	0,36	2,98	0,25	0,02	1,41	0,6	0,2	0,12	0,07	0,07	0,11	0,11	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01										
T-BRA.12	56,75	23,82	8,72	4,58	0,27	2,94	0,28	0,03	1,4	0,61	0,2	0,13	0,09	0,09	0,11	0,11	0,02	0,02	0,01	98 PPM	0,02										
T-BRA.13	57,72	23,45	8,6	4,46	0,34	2,78	0,2	0,02	1,41	0,61	0,18	0,08	0,08	0,11	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01										
T-BRA.14	55,72	24,79	8,7	4,51	0,23	3,14	0,23	0,02	1,4	0,63	0,23	0,11	0,09	0,11	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	69 PPM	0,02			54 PPM							
T-BRA.15	55,89	25,08	8,43	4,42	0,23	3,04	0,24	0,04	1,42	0,63	0,23	0,1	0,1	0,1	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	83 PPM	0,02										
T-BRA.16	56,21	23,01	8,77	4,74	0,39	3,08	0,29	0,03	1,42	0,69	0,21	0,08	0,03	0,12	0,12	0,12	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01										
T-BRA.17	55,72	23,63	8,24	4,65	0,48	3,19	0,25	0,03	1,44	0,72	0,23	0,11	0,07	0,14	0,14	0,13	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01										
T-BRA.18	56,43	23,17	8,35	4,47	0,27	3,22	0,27	0,03	1,37	0,76	0,19	0,1	0,04	0,1	0,04	0,13	0,02	0,02	0,01	77 PPM	0,02										
T-BRA.19	57,68	22,8	8,64	4,31	0,24	3,26	0,27	0,08	1,3	0,79	0,2	0,08	0,04	0,05	0,03	0,13	0,02	0,02	0,01	89 PPM	0,02										
T-BRA.20	58,16	21,92	8,27	4,42	0,28	3,14	0,23	0,02	1,4	0,63	0,23	0,11	0,09	0,11	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	69 PPM	0,02										
T-BRA.21	55,72	23,01	8,77	4,74	0,39	3,08	0,29	0,03	1,42	0,69	0,21	0,08	0,03	0,12	0,12	0,12	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01										
T-BRA.22	56,43	23,17	8,35	4,47	0,27	3,22	0,27	0,03	1,37	0,76	0,19	0,1	0,04	0,1	0,04	0,13	0,02	0,02	0,01	77 PPM	0,02										
T-BRA.23	57,68	22,8	8,64	4,31	0,24	3,26	0,27	0,08	1,3	0,79	0,2	0,08	0,04	0,05	0,03	0,13	0,02	0,02	0,01	89 PPM	0,02										

X 81,65714 22,92908 8,287142 4,489476 0,328574 2,8957143 0,2552381 0,032778 1,3757143 0,622619 0,242857 0,097619 0,04 0,084 0,034 0,1061905 0,0195238 0,019446 0,01 0,0225 0,0145455

	SO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	SiO ₂	MgO	Na ₂ O	Cl	TiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	BaO	CaO ₂	ZnO	WO ₃	MnO	ZnO	Rb ₂ O	SO	CaO	V ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Ga ₂ O ₃	TiO ₂	GeO ₂	NiO	As ₂ O ₃		
T-MAM.01	60,24	21,42	8,14	4,47	0,97	1,67	0,27	0,05	1,48	0,31	0,19	0,08	0,08	0,09	0,1	0,07	0,02	0,02	96 PPM	0,01	0,03										
T-MAM.02	61,75	20,78	7,44	4,57	1,24	1,62	0,31	0,04	1,32	0,32	0,18	0,12	0,08	0,08	0,07	0,05	0,02	0,02	0,01	83 PPM	0,02			0,01							
T-MAM.03	65,98	17,58	6,92	4,14	1,33	1,35	0,38	0,05	1,17	0,36	0,17	0,09	0,06	0,06	0,12	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02			0,18							
T-MAM.04	64,15	19,14	6,49	4,6	1,5	1,59	0,45	0,04	1,19	0,36	0,18	0,08	0,08	0,07	0,03	0,06	0,02	0,02	0,01	67 PPM	0,02										
T-MAM.05	68,08	17,13	5,42	4,2	1,46	1,36	0,42	0,04	1,02	0,35	0,15	0,12	0,06	0,06	0,07	0,05	0,01	0,01	97 PPM	0,01	0,02										
T-MAM.06	65,29	19,17	5,88	4,33	1,47	1,47	0,37	0,04	1,16	0,33	0,18	0,09	0,07	0,07	0,04	0,05	0,02	0,02	0,01	92 PPM	0,02										
T-MAM.07	67,01	18,14	5,32	4,62	0,92	1,78	0,29	0,03	1,08	0,31	0,11	0,09	0,06	0,06	0,03	0,04	0,01	0,01	92 PPM	0,01	0,02										
T-MAM.08	63,45	19,78	6,8	4,98	0,63	1,87	0,4	0,03	1,23	0,31	0,18	0,09	0,06	0,06	0,04	0,06	0,02	0,02	97 PPM	0,02	0,02										
T-MAM.09	62,91	20,4	6,83	4,32	1,41	1,43	0,37	0,03	1,28	0,43	0,24	0,09	0,08	0,08	0,05	0,07	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01										
T-MAM.10	68,12	15,08	6,32	4,59	2,33	1,04	0,28	0,05	1,18	0,45	0,17	0,11	0,09	0,09	0,08	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01										
T-MAM.11	72,25	15,18	4,22	3,78	1,38	1,22	0,38	0,05	0,85	0,32	0,09	0,07	0,03	0,05	0,08	0,04	0,01	0,01	83 PPM	0,01	0,01										
T-MAM.12	63,31	20,3	6,6	4,41	1,32	1,39	0,38	0,03	1,25	0,44	0,21	0,12	0,07	0,07	0,06	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02										
T-MAM.13	63,15	20,19	6,74	4,94	0,52	2,01	0,34	0,03	1,33	0,3	0,14	0,11	0,07	0,07	0,03	0,06	0,02	0,02	0,01	80 PPM	0,02										
T-MAM.14	59,66	21,37	8,13	5,65	0,41	2,14	0,38	0,03	1,47	0,3	0,13	0,08	0,07	0,07	0,03	0,07	0,02	0,02	85 PPM	0,01	0,02										
T-MAM.15	60,84	21,13	7,39	5,51	0,46	2,17	0,36	0,03	1,36	0,3	0,14	0,11	0,06	0,06	0,03	0,07	0,02	0,02	93 PPM	0,02	0,02										
T-MAM.16	64,19	19,57	6,53	4,94	0,6	1,67	0,37	0,03	1,3	0,33	0,17	0,07	0,03	0,07	0,04	0,06	0,02	0,02	94 PPM	0,01	0,02										
T-MAM.17	64,13	20,19	6,33	4,66	0,88	1,48	0,43	0,03	1,21	0,36	0,16	0,07	0,04	0,08	0,04	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02										
T-MAM.18	66,09	19,13	5,69	4,58																											

