

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Evolução sedimentar e geocronologia de depósitos fluviais do Rio Tietê, São Paulo,
Brasil.**

CAIO BREDA

Dissertação apresentada ao
Programa Geoquímica e
Geotectônica para obtenção do
título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Geoquímica
dos Processos Exógenos

Orientador: Prof. Dr. Fabiano do
Nascimento Pupim

SÃO PAULO
2020

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Breda, Caio

Evolução sedimentar e geocronologia de depósitos
fluviais do Rio Tietê, São Paulo, Brasil. / Caio
Breda; orientador Fabiano do Nascimento Pupim. --
São Paulo, 2021.
90 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação
em Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2021.

1. Geomorfologia fluvial. 2. Terraços fluviais.
3. Datação LOE. 4. Rio Tietê. I. do Nascimento
Pupim, Fabiano, orient. II. Título.

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Evolução sedimentar e geocronologia de depósitos fluviais do
Rio Tietê, São Paulo, Brasil**

CAIO BREDA

Orientador: Prof. Dr. Fabiano do Nascimento Pupim

Dissertação de Mestrado

Nº 867

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Fabiano do Nascimento Pupim

Dr. Archimedes Perez Filho

Dra. Priscila Emerich Souza

SÃO PAULO

2021

RESUMO: O Quaternário Tardio é um período marcado por mudanças ambientais bem documentadas. Atualmente há um crescente esforço científico em reconhecer tais mudanças e analisar seus reflexos na dinâmica dos sistemas fluviais brasileiros, todavia, poucos trabalhos abordam a região sudeste do país. Em vista disso, este trabalho teve como escopo investigar como mudanças ambientais (clima e tectônica) afetaram a dinâmica sedimentar durante o Quaternário Tardio de um dos principais sistemas fluviais que fluem pelo terreno intraplaca do sudeste brasileiro, o Rio Tietê. Para tal, é apresentado a descrição, o mapeamento geomorfológico e a datação por luminescência opticamente estimulada (LOE) de depósitos sedimentares fluviais distribuídos ao longo de diversos níveis topográficos em ambientes geológicos e climáticos distintos, nos vales do Alto e Médio Tietê. Foi mapeado um nível de terraço fluvial no vale do Alto Tietê e uma sequência de sete níveis topográficos de terraços - de 2 a 105 m acima do fundo do vale - no Médio Tietê. Esses terraços são formados por depósitos pouco espessos (<10 m), compostos majoritariamente por sedimentos arenosos e conglomeráticos. O nível de terraços do Alto Tietê e os níveis dos terraços altos (T1 e T2) e intermediários (T3 e T4) do Médio Tietê são classificados como terraços erosivos (*strath* ou *cut-rock*), enquanto os terraços baixos do Médio Tietê são tipicamente *cut-and-fill*. A ocorrência e distribuição dos depósitos fluviais sugere forte controle lito-estrutural na evolução da dinâmica do Rio Tietê. A Serra de Paranapiacaba, um *knickzone* regional composto por litologias resistentes à erosão, limita o rebaixamento do nível de base e a incisão fluvial no Alto Tietê, desfavorecendo a formação e preservação de diferentes níveis topográficos de terraços. A fragmentação de blocos de rochas abrasivas da Serra de Paranapiacaba e o transporte como carga de fundo e/ou a heterogeneidade do substrato rochoso dominado por litologias pouco resistentes à erosão, aumentaram a eficiência erosiva e potencializaram a criação de espaço de acomodação do Rio Tietê em seu Médio curso, culminando na formação de sete níveis de terraços fluviais. Datações LOE de depósitos sedimentares que representam níveis de terraços atestam a existência de 5 períodos de agradação do fundo do vale do Médio Tietê desde o Último Máximo Glacial (UMG): 18.5 ± 2.0 ka; 9.8 ± 1.0 a 8.6 ± 0.8 ka; 7.1 ± 0.7 a 5.8 ± 0.5 ka; 4.2 ± 0.4 a 3.1 ± 0.3 ka e 0.6 ± 0.06 ka. Os dados indicam que a atividade do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) induziram a ocorrência de oscilações climáticas e mudanças na cobertura vegetal nos vales fluviais do sudeste brasileiro ao longo dos últimos 20 ka. Os períodos de agradação estão correlacionados a condições ambientais mais áridas e de vegetação mais esparsa, enquanto os eventos de incisão do vale se desenvolveram sob transições para condições ambientais mais úmidas e favorecidos por adensamento da vegetação.

Palavras-chave: *Geomorfologia fluvial, terraços fluviais, datação LOE, Rio Tietê.*

ABSTRACT: Late Quaternary is a period marked by well-documented environmental changes. Despite the growing efforts to investigate the effects of past environmental changes in the fluvial dynamics, there is a lack of studies in intraplate and tropical regions. Here, we applied geomorphological, sedimentological, and optically stimulated luminescence dating technics to investigate the effects of environmental factors on the distribution and evolution of the Upper and Middle Tietê River during the Late Quaternary. Tietê River is one of the most important rivers of the southeast of Brazil, flowing from steep to low-relief intraplate terrains, and under tropical climate. We recognized one fluvial terrace level in the Upper Tietê valley and a sequence of seven terraces, from 2 to 105 m above the valley floor, in the Middle Tietê. These terraces are formed by thin deposits (< 10 m), composed of sandy and conglomeratic sediments. The terraces on Upper Tietê and the high and intermediate terrace levels on Middle Tietê River are classified as erosive terraces (strath or cut-rock), while the low terraces of the middle reach are cut-and-fill. Lithological and structural features play a strong control in the occurrence and distribution of these terrace levels. The Serra de Paranapiacaba, a regional knickzone composed of rocks highly resistant to erosion, hinders the lowering of the base level and the river incision upstream, limiting the formation and preservation of terraces in high topographic levels in the Upper Tietê. The formation of a staircase of seven terrace levels in the Middle Tietê River was controlled by the combination of low erosion resistance of the lithological substrate, composed of friable sandstones, and high stream power, and coarse bedload that enhance the erosion efficiency of the channels. OSL dating of sedimentary deposits in different terrace levels indicate 5 periods of aggradation in the Middle Tietê valley since the Last Glacial Maximum (LGM): 18.5 ± 2.0 ka; 9.8 ± 1.0 to 8.6 ± 0.8 ka; 7.1 ± 0.7 to 5.8 ± 0.5 ka; 4.2 ± 0.4 to 3.1 ± 0.3 ka; and 0.6 ± 0.06 ka. The results indicate that the activity of the South American Monsoon System (SAMS) has induced the occurrence of climatic fluctuations and changes in vegetation cover in the river valleys on the southeastern Brazil over the past 20 ka. The aggradation periods are correlated with more arid environmental conditions and sparser vegetation, while the incision events in the valley developed under transitions to humid environmental conditions, favoured by vegetation recovery.

Keywords: *Fluvial geomorphology, fluvial terraces, OSL dating, Tietê River.*

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivos.....	3
2. ÁREA DE ESTUDO	5
2.1. Geomorfologia e Geologia Regional	7
2.1.1. Alto Tietê.....	7
2.1.2. Médio Tietê	11
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	15
3.1. Perfil Longitudinal de um Rio	15
3.2. Sistemas Fluviais Como Registro de Mudanças Ambientais	16
3.3. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).....	23
3.4. Paleoclima no Sudeste Brasileiro Durante o Quaternário Tardio.....	28
4. METODOLOGIA	36
4.1. Perfil Longitudinal.....	36
4.2. Mapeamento e caracterização dos depósitos sedimentares	37
4.3. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada	38
5. RESULTADOS	41
5.1. Estratigrafia e Distribuição dos Terraços Fluviais.....	41
5.2. Datação LOE: Propriedades de Luminescência e Estimativa de Idade de Soterramento	51
6. DISCUSSÕES.....	59
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	65
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67
APÊNDICES.....	87

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Topografia e principais rios das Bacias Hidrográficas do Alto Tietê, Sorocaba e Médio Tietê e do Piracicaba.....	6
Figura 2. Regiões fitoecológicas das áreas de estudo do Alto e Médio Tietê.	8
Figura 3. Geologia das Bacias Hidrográficas do Alto Tietê, Médio Tietê e Sorocaba e dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiáí.	10
Figura 4. Afloramentos da Formação Itaquareia, Bacia de São Paulo, nas cavas da mineração Itaquareia, Indústria Extrativa de Minérios Ltda.	11
Figura 5. Rochas sedimentares da Bacia do Paraná que compõem o substrato rochoso da área de estudo na Bacia Hidrográfica do Médio Tietê e Sorocaba.	14
Figura 6. Exemplo de evolução de um perfil longitudinal em estado inicial de equilíbrio perturbado pela geração de <i>knickpoints</i> a partir de atividade tectônica.	16
Figura 7. Exemplo de morfologia e distribuição de depósitos aluviais ao longo do vale.....	17
Figura 8. Terraços fluviais mais comuns.	23
Figura 9. Esquema exibindo o acúmulo de dose de radiação nos grãos minerais desde a formação do cristal quando não expostos à luz solar.	25
Figura 10. Os três ciclos orbitais de Milankovitch.	30
Figura 11. Registro de espeleotemas de cavernas em regiões afetadas por sistemas de monções dos Hemisférios Norte e Sul.	31
Figura 12. O Sistema de Monções da América do Sul.	32
Figura 13. Perfil longitudinal do alto e médio curso do Rio Tietê, desde a nascente, em Salesópolis, até a represa de Barra Bonita.	43
Figura 14. Mapas geomorfológicos nas Bacias do Alto e Médio Tietê.....	44
Figura 15. Afloramento do nível de terraço T1 no Alto Tietê.	44
Figura 16. Colunas estratigráficas de depósitos fluviais do Alto Tietê.	45
Figura 17. Fácies sedimentares dos depósitos de planície aluvial do Alto Rio Tietê situado sob rochas do embasamento cristalino (Complexo Costeiro).	46
Figura 18. Fácies sedimentares dos depósitos de planície aluvial do Alto Rio Tietê situado sob rochas da Bacia de São Paulo.	47
Figura 19. Seção topográfica esquemática com a distribuição dos níveis de terraços fluviais e a sedimentologia dos depósitos descritos do Médio Tietê.	48
Figura 20. Morfologia dos níveis de terraços fluviais e da planície atual do Médio Tietê.....	49
Figura 21. Fácies sedimentares dos depósitos fluviais do Médio Tietê.....	50
Figura 22. Curva de dose-resposta e curvas de decaimento de luminescência natural para PTm03A e PTi25.	53
Figura 23. Radial plots das amostras dos sedimentos do Médio Tietê.	56
Figura 24. Radial plots das amostras dos sedimentos do Médio Tietê.	57
Figura 25. Geocronologia dos depósitos do Rio Tietê deste estudo e comparação com dados da literatura do sudeste brasileiro.	63
Figura 26. Evolução da dinâmica fluvial do Tietê dos últimos 20 ka.....	64

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Protocolo SAR aplicado para determinar as doses equivalentes das amostras coletadas.	39
Tabela 2. Testes de recuperação de dose realizados nas amostras do Alto (PTm) e Médio (PTi) Tietê.	52
Tabela 3. 2D0 médio das alíquotas de quartzo dos sedimentos do Médio Tietê com sinal LOE saturado.	53
Tabela 4. Dados da datação LOE.	54
Tabela 5. Amostras saturadas do Alto (PTm) e do Médio (PTi) Tietê e estimativa de idade LOE mínima.	55
Tabela 6. Dados complementares utilizados para cálculo da taxa de dose.	55

APÊNDICES

Apêndice 1. Compilação bibliográfica de depósitos aluviais paulistas	87
---	----

1. INTRODUÇÃO

O reconhecimento de alterações nas condições ambientais na escala de centenas a milhares de anos tem despertado grande interesse da comunidade científica em entender como mudanças abruptas influenciam processos de superfície e na evolução da paisagem (Hancock & Anderson, 2002; Gregory et al., 2006; Macklin & Lewin, 2008). Esse interesse deve aumentar ainda mais nos próximos anos, devido à crescente preocupação da sociedade sobre futuros impactos das mudanças climáticas (Ruddiman, 2008). Há um amplo consenso de que os sistemas fluviais são importantes agentes da paisagem e muito sensíveis às mudanças ambientais (ex. clima, tectônica, nível de base, geologia do substrato e fatores antrópicos). Entretanto, a resposta desses sistemas pode ser complexa e com grande variabilidade espaço-temporal (Schumm, 1977; Knox, 1983; Bull, 1991), sendo que o avanço desse conhecimento depende da ampliação da base de dados instrumentais e geológicos.

Na escala de tempo de longo-prazo ($10^3 - 10^6$ anos), fatores externos ou de contorno, como a atividade tectônica, mudanças do clima, do nível de base e a natureza e heterogeneidade do substrato rochoso da bacia hidrográfica desempenham papel fundamental na dinâmica e desenvolvimento dos rios (Ouchi, 1985; Blum & Törnqvist, 2000; Veldkamp & van Dijke, 2000; Maddy et al., 2001; Vandenberghe, 2003; Stokes et al., 2017). Mudanças no comportamento dos fatores externos influenciam diretamente: (a) no regime de fluxo da água (vazão) e suprimento de sedimentos para ao canal, que pode levar a mudanças na geometria hidráulica do canal (ex. largura e profundidade; Church, 1995; Merritt & Wohl, 2003) e no padrão do canal (ex. entrelaçado para meandrante; Leigh & Feeney, 1995; Kramer & Stevaux 2001; Pupim et al., 2017); e (b) no equilíbrio do perfil longitudinal (gradiente) (Pazzaglia, 2013), resultando em fases alternadas com predomínio de incisão ou agradação, o que pode conduzir para a formação de terraços e planícies ao longo da história evolutiva dos sistemas fluviais (Bull, 1991; Antoine et al., 2000; Bridgland & Westaway, 2008).

Contrastes nas características morfológicas e sedimentares entre diferentes níveis de terraços fluviais e a planície moderna de um rio indicam a ocorrência de mudanças nas condições ambientais regionais (Pazzaglia, 2013). Portanto, o estudo destes registros em depósitos sedimentares preservados como terraços e planícies fluviais, acoplados a cronologia absoluta da construção dos terraços, são importantes ferramentas para a compreensão da resposta dos sistemas fluviais às mudanças ambientais (climáticas e tectônicas) ocorridas em escala milenar, principalmente durante o Quaternário Tardio (Thomas & Thorp, 1995; Pazzaglia, 2013; Bridgland & Westaway, 2014).

Estudos recentes destacam as respostas dos sistemas fluviais em diferentes localidades do Brasil frente as mudanças climáticas regionais. Extenso trabalho conduzido por Stevaux e colaboradores (ex. [Stevaux, 1993](#); [Stevaux, 2000](#); [Parolin et al., 2007](#); [Leli, 2015](#); [Oliveira et al., 2019](#)), para depósitos fluviais do Alto Rio Paraná, sugere predomínio de padrão de canais entrelaçados durante o Pleistoceno Tardio, seguido por um evento de incisão próximo a transição Pleistoceno-Holoceno, resultando na formação de níveis de terraços e uma nova planície fluvial dominada por canal do tipo anabranching. Processos similares parecem ter operado em outras regiões, como na planície aluvial do Pantanal ([Assine et al., 2014](#); [Pupim et al., 2017](#)) e na planície do Bananal ([Valente & Latrubesse, 2012](#)). O número de estudos como esses tem crescido recentemente, muito devido ao avanço e difusão do método de datação por luminescência opticamente estimulada (LOE - em inglês, OSL), que possibilita estimar a idade de soterramento de depósitos sedimentares antes não acessíveis.

O sistema fluvial formado pelo Rio Tietê e seus tributários é o maior do Estado de São Paulo, drenando uma área de cerca de 1.100 km e inclui os maiores centros populacionais e econômicos do país, como região metropolitana de São Paulo (RMSP) e Campinas. Apesar da importância econômica e proximidade com renomados centros de pesquisa, ainda são raros os estudos sobre os processos sedimentares-geomorfológicos responsáveis pela dinâmica e evolução do Rio Tietê e outros sistemas fluviais paulistas, sobretudo quanto a cronologia dos depósitos e mecanismos de formação. Estudos recentes, baseados em um limitado número de idades LOE, mostraram interpretações contrastantes para depósitos sedimentares em níveis de terraços altos (30 – 60 m acima fundo do vale) formados no final do Pleistoceno ([Pinheiro & Queiroz Neto, 2015](#); [Lupinacci & Souza, 2019](#)). A hipótese climática sugere que a agradação sedimentar ocorreu em condições climáticas mais secas antes do Último Máximo Glacial (UMG), por volta de 39 e 28 ka, seguida de um longo período de incisão fluvial devido ao aumento da precipitação ([Pinheiro & Queiroz Neto, 2015](#)). Outros autores sugeriram que os terraços do Pleistoceno Tardio (38 a 32 ka) poderiam ser formados devido ao forte controle tectônico ([Lupinacci & Souza, 2019](#)). Com base na compilação das idades LOE de vários pequenos rios da porção central e oeste do Estado de São Paulo, [Perez Filho & Rubira \(2019\)](#) argumentam que a formação de terraços fluviais baixos (<15 m acima do nível da água) ocorreu durante o Holoceno, e sua gênese foi controlada por pulsos climáticos que são registrados em escala global ([Wanner et al., 2011](#)). Ainda mais escassos são os estudos referentes os depósitos fluviais na região metropolitana de São Paulo, que foram em sua maioria realizados com poucos recursos tecnológicos (ex. sensoriamento remoto e análises laboratoriais), abrangendo aspectos fundamentalmente exploratórios (sintetizado em [Riccomini et al., 2004](#); [Ab'Saber, 2007](#)).

Destaca-se o estudo realizado por [Da Luz & Rodrigues \(2013\)](#), que utilizaram dados morfológicos, morfométricos e sedimentológicos no estudo da evolução da planície fluvial do Rio Pinheiros ao longo dos bairros de Pinheiros, Butantã e Cidade Jardim, na cidade de São Paulo. Os autores propõem a ocorrência de dois níveis topográficos: nível de terraços composto por depósitos de paleocanais fluviais com aproximadamente 100 m de largura e 10 m de profundidade, correlatos a Formação Itaquaquecetuba; planície de inundação com depósitos fluviais holocênicos de 4 a 7 m de espessura e predominantemente compostos por areias grossas e cascalhos. No entanto, a idade de deposição desses sedimentos não é apresentada, impossibilitando uma correlação precisa com eventos ambientais pretéritos.

Como exposto, apesar do crescente número de estudos que objetivam entender as respostas dos sistemas fluviais paulistas às mudanças ambientais durante o Quaternário Tardio, muitos questionamentos ainda estão em debate, com destaque para: 1) Quais são os fatores alogênicos (tectônica, nível de base, clima, geologia e cobertura vegetal) mais importantes para a evolução desses sistemas?; 2) Quais as escalas temporais e espaciais que tais fatores atuam?; 3) Mudanças na precipitação e na cobertura vegetal durante o último ciclo glacial afetaram os rios de maneira homogênea e sincrônica? Partindo desses questionamentos, apresenta-se como *hipótese de trabalho que a evolução dos depósitos fluviais do Rio Tietê está intimamente ligada às mudanças climáticas corridas durante o Quaternário Tardio*. Portanto, espera-se que flutuações na precipitação e vegetação, controladas pelo enfraquecimento e fortalecimento do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) ([Cruz et al., 2005](#); [Ledru et al., 2005](#); [Vuille et al., 2012](#)), tenham forte correlação com períodos de agradiação e incisão fluvial, governando a formação de terraços ao longo do vale do Rio Tietê.

1.1. Objetivos

O objetivo geral dessa pesquisa é caracterizar de forma detalhada aspectos da geomorfologia, sedimentologia e cronologia dos depósitos fluviais no trecho do Alto e Médio Tietê ([Figura 1](#)), uma das drenagens mais importante, mas geologicamente desconhecida do Estado de São Paulo. Visando entender as respostas dos sistemas fluviais paulistas às mudanças ambientais durante o Quaternário Tardio (<20 ka), duas questões principais foram tentativamente respondidas ao longo deste trabalho: (i) quais são os fatores alogênicos mais importantes para a evolução do sistema fluvial do Rio Tietê?; (ii) como flutuações climáticas (e reflexos na cobertura vegetal) afetaram a dinâmica fluvial através do tempo?

Para alcançar o objetivo geral exposto acima, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- Elaborar o perfil longitudinal do Médio e Alto curso do Rio Tietê para identificar pontos de ruptura de declive (*knickpoints*) e áreas com depósitos fluviais;
- Mapear em detalhe os níveis de terraços e planícies fluviais nas áreas alvos pré-estabelecidas, utilizando-se de produtos de sensoriamento remoto e trabalhos de campo;
- Caracterizar os depósitos sedimentares por meio da análise de fácies;
- Determinar a cronologia dos depósitos sedimentares adotando técnicas de datação por luminescência opticamente estimulada (LOE);
- Elaborar um modelo geológico-geomorfológico evolutivo para a sequência de depósitos fluviais do Médio Rio Tietê;
- Analisar as possíveis relações de causa e efeito entre mudanças na dinâmica fluvial e mudanças ambientais regionais (temperatura, precipitação e vegetação) e/ou eventos tectônicos.

Os dados de sensoriamento remoto, sedimentologia e datação LOE permitirão reconhecer os principais fatores de controle na construção de depósitos do sistema fluvial do Rio Tietê e elaborar um modelo geológico-geomorfológico evolutivo do Médio Tietê capaz de analisar as possíveis relações de causa e efeito entre mudanças ambientais regionais (temperatura, precipitação e vegetação) e na dinâmica fluvial.

2. ÁREA DE ESTUDO

O Rio Tietê nasce nas escarpas da Serra do Mar, no município de Salesópolis, SP, e flui para o interior do Estado, atravessando 12 municípios da região metropolitana de São Paulo e outros 44 municípios do interior paulista, por cerca de 1.100 km, até desaguar no Rio Paraná, em Itapura, divisa com Mato Grosso do Sul.

Para melhor entendimento de como mudanças nas forçantes ambientais afetam e se propagam pelo sistema fluvial do Rio Tietê, o estudo foi realizado em duas áreas com condições climáticas e geológicas distintas: na região metropolitana de São Paulo, região proximal à nascente e, no interior Paulista, nos arredores do município de Laranjal Paulista, trecho do médio curso do rio (Figura 1).

A primeira está situada na porção central da sub-região do Alto Tietê-Cabeceiras, na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê, nos arredores dos municípios de Itaquaquecetuba, Suzano e Mogi das Cruzes (Figura 1). A Bacia Hidrográfica do Alto Tietê-Cabeceiras abrange área de drenagem de 1.889 km². O clima da região metropolitana de São Paulo é classificado como Cfb (Clima temperado, com verão ameno) (Köppen & Geiger, 1928), sendo descrito como temperado úmido com verão quente e de pluviosidade significativa ao longo do ano. Em São Paulo as médias mensais de temperatura e precipitação são máximas em janeiro (21.5°C e 218 mm) e, mínimas, em julho (15.4°C e 35 mm). A precipitação média anual é de 1340 mm (Climate-Data, 2018). A segunda área de estudo localiza-se no interior paulista, nos arredores do distrito de Laras, município de Laranjal Paulista, SP, e está inserida na porção central da Bacia Hidrográfica Sorocaba e Médio Tietê (Figura 1). Esta abrange 34 municípios e uma área de 11.829 km². De acordo com Köppen & Geiger (1928), o clima é classificado como Cfa (Clima subtropical, com verão quente) ou quente e temperado (Climate-Data, 2018). Em Laranjal Paulista, o mês mais quente e chuvoso é janeiro, ao passo que o mais frio e de menor precipitação é julho. A temperatura e a precipitação média máxima é de 23.4°C e 213 mm, respectivamente. Os valores mensais médios mínimos são de 16.6°C e 26 mm. A pluviosidade média anual de 1177 mm (Climate-Data, 2018).

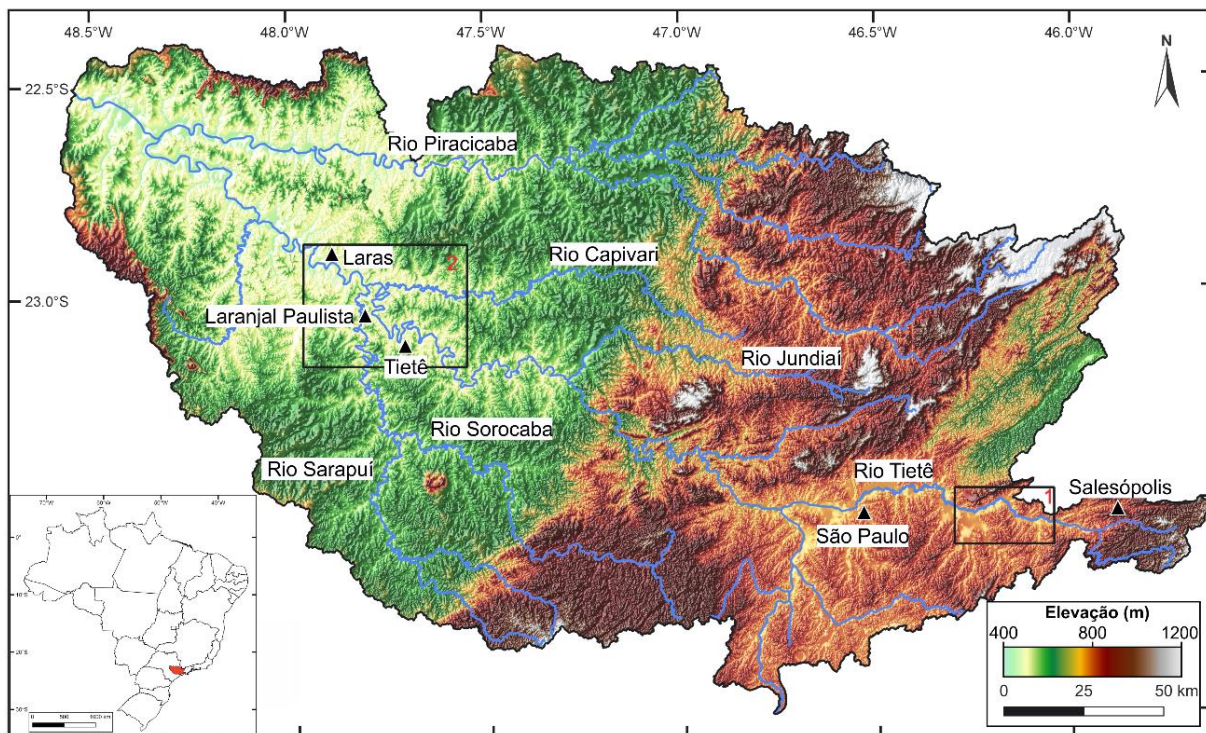


Figura 1. Topografia e principais rios das Bacias Hidrográficas do Alto Tietê, Sorocaba e Médio Tietê e do Piracicaba. Os polígonos 1 e 2 delimitam as regiões estudadas no Alto e Médio curso do Rio Tietê, respectivamente.

O regime hidrológico da Bacia do Rio Tietê é influenciado pela sazonalidade das chuvas devido a atividade do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS, em inglês SAMS), que proporciona fortes chuvas convectivas durante o verão austral (DJF) e condições secas ao longo do inverno (JJA) (Zhou & Lau, 1998; Liebmann & Mechoso, 2011). Assim, o volume da descarga do Rio Tietê oscila sazonalmente, com dois períodos hidrológicos contrastantes. No Alto Tietê, a vazão anual média é $11 \text{ m}^3/\text{s}/\text{ano}$, sendo que 33% ocorre entre dezembro e janeiro. No Médio curso, a vazão média anual do Rio Tietê aumenta de $145 \text{ m}^3/\text{s}/\text{ano}$ para $247 \text{ m}^3/\text{s}/\text{ano}$, devido à contribuição dos Rios Sorocaba ($73 \text{ m}^3/\text{s}/\text{ano}$) e Capivari ($17 \text{ m}^3/\text{s}/\text{ano}$), assim mantém a maior parte da descarga fluvial ocorrendo nos meses de verão (39%) (dados do DAAE).

A vegetação natural da Bacia Hidrográfica do Alto Tietê é predominantemente composta por floresta submontana a montana ombrófila densa (floresta tropical pluvial) (Figura 2), enquanto a região estudada a jusante, no Médio curso do Tietê, se insere em uma zona transicional entre cerrado (savana), floresta estacional semidecidual (floresta tropical subcaducifólia) e floresta ombrófila densa (floresta tropical pluvial) (Figura 2) (dados de RADAM Brasil, 1983).

Nas terras baixas da América do Sul, incluindo o sudeste do Brasil, flutuações no padrão das chuvas em função de alterações na atividade do SMAS têm sido reportado como um fator fundamental na condução das mudanças ambientais durante o Quaternário Tardio (Cruz et al.,

2005; Cruz et al., 2007; Vuille et al., 2012; Bernal et al., 2016; Novello et al., 2016). Estas mudanças no padrão de circulação da SMAS contribuem para a ocorrência de eventos extremos, como grandes precipitações e períodos de significativa aridez (ex. Novello et al. 2017; Strikis et al., 2011), impactando diretamente a dinâmica e funcionamento de sistemas fluviais no decorrer do Quaternário Tardio (ex. Pupim et al., 2017; Oliveira et al., 2019).

Além do impacto direto nos sistemas fluviais subtropicais brasileiros, as oscilações climáticas do Quaternário Tardio induziram significativas mudanças na paleovegetação desta região. Estudos palinológicos revelaram importantes eventos de regressão e expansão das florestas e dos cerrados/cerradões do Estado de São Paulo ao longo dos últimos 116 mil anos (Ledru et al., 2005, Ledru et al., 2009; Bissa & Toledo, 2015; Aviles et al, 2019; Garcia et al, 2004). Mudança na cobertura vegetal dominante é um fator de contorno que afeta diretamente a dinâmica fluvial das bacias hidrográficas ao longo do tempo (Bull, 1991; Vandenberghe, 2003).

2.1. Geomorfologia e Geologia Regional

2.1.1. Alto Tietê

O Alto curso do Rio Tietê situa-se na unidade morfoescultural denominada de Planalto Atlântico, mais especificamente no compartimento do Planalto Paulistano/Alto Tietê, na qual as formas de relevo mais comuns são morros médios a altos, com declividade média entre 10 - 20% (Ross & Moroz, 1996).

Os depósitos fluviais mapeados na região metropolitana de São Paulo estão sobrepostos a rochas Neo/Proterozoicas do embasamento cristalino do Complexo Costeiro (Hasui et al., 1981) e a rochas sedimentares da Bacia Sedimentar de São Paulo (Riccomini, 1989) (Figura 3).

No Estado de São Paulo, o Complexo Costeiro é delimitado a norte pela Falha de Cubatão e, a sul, pela linha de costa (Hasui et al., 1989). Chiodi et al. (1983) e Sobreiro Neto et al. (1983) identificaram que o Complexo Costeiro é dividido em três grupos litológicos: gnaisses-migmatíticos; metassedimentos (xistos) e granulitos. Segundo Dias Neto (2001) as rochas do Complexo Costeiro teriam sido originadas há aproximadamente 630 a 560 Ma. As rochas do embasamento cristalino são bastante afetadas por zonas de cisalhamento transcorrente de direção preferencial NE – SW do Ciclo Brasileiro (Perrota et al., 2005).

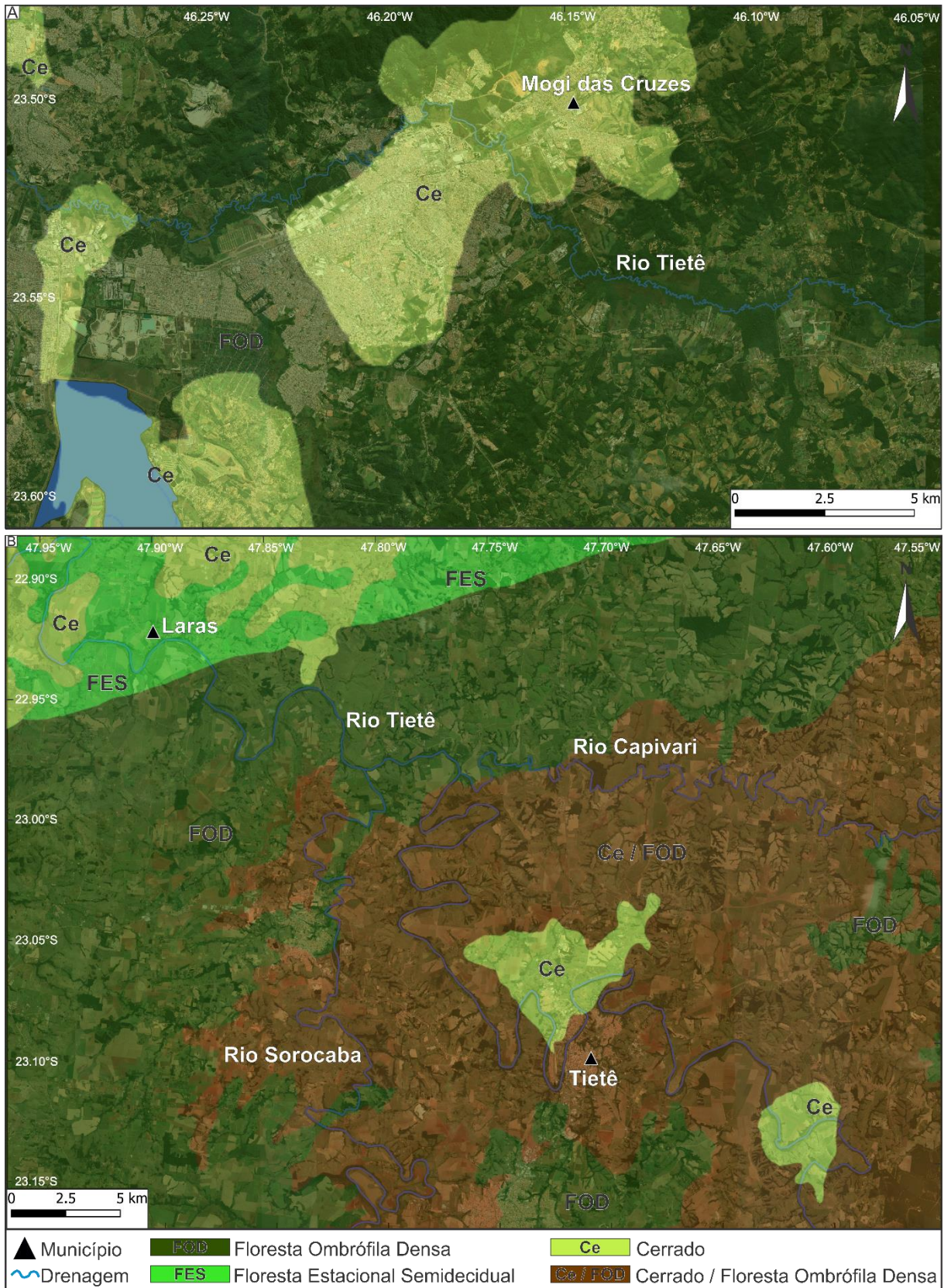


Figura 2. Regiões fitoecológicas das áreas de estudo do Alto (A) e Médio Tietê (B) (RADAM, 1983).

A evolução da Bacia de São Paulo está ligada a instalação do sistema de riftes NNW do sudoeste brasileiro ocorrida durante o Cenozóico, que culminou no abatimento de blocos e na

formação de hemi-grábens através de eventos de tectônica transcorrente (Riccomini, 1989), evidenciado pela presença de fraturas e de falhas lítricas nas rochas (Figura 4). A Bacia de São Paulo, situada no Planalto Paulistano, é uma feição geológica terciária formada por tectônica distensiva (bacia tipo *rift*), preenchida por cerca de 300 m de depósitos sedimentares continentais (Riccomini, 1989) das Formações Resende, Tremembé, São Paulo (Mezzalira, 1961) e Itaquaquetuba (Coimbra et al., 1983). A área de terraços mapeados na RMSP está inserida na porção noroeste da Bacia Sedimentar de São Paulo, onde predominam rochas das Formações São Paulo e Itaquaquetuba (Riccomini, 1989) (Figuras 3 e 4).

A Fm. São Paulo, topo do Grupo Taubaté, tem seção-tipo descrita por Suguio & Barbour (1969) localizada no centro do município homônimo, nos arredores da avenida Heitor Penteado. A Fm. São Paulo é caracterizada por depósitos de um sistema fluvial meandrante, compostos predominantemente por arenitos grossos a conglomeráticos, com frequente estratificação cruzada, de base erosiva e com presença de clastos argilosos (Riccomini, 1989). Ocorrem também siltitos e argilitos laminados, podendo ter preservado restos vegetais e matéria orgânica que, segundo o autor, tratam-se de depósitos de meandros abandonados. Riccomini (1989) também descreve a ocorrência de arenitos médios a grossos provenientes do rompimento de diques marginais e sedimentos finos laminados, típicos de planície de inundação. Dados paleomagnéticos atribuem a sedimentação da Fm. São Paulo às épocas paleomagnéticas Gauss (normal) e a Matuyama (reversa), correspondentes ao Plioceno Superior (Suguio et al., 1986). No entanto, a escassez de dados baseados em métodos cronológicos absolutos ainda mantém a questão em debate.

A Fm. Itaquaquetuba, designada por Coimbra et al. (1983), tem sua seção-tipo localizada na cava da *Itaquareia, Indústria Extrativa de Minérios Ltda* (Figura 4). A Fm. Itaquaquetuba é composta predominantemente por sedimentos arenosos grosseiros (Biagolini et al., 2013), ocorrendo também depósitos conglomeráticos (Coimbra et al., 1983) e níveis silto-argilosos ricos em matéria orgânica (Campos et al., 2002). Os depósitos são interpretados como parte de um sistema fluvial entrelaçado, desenvolvido sob condições climáticas relativamente secas, ligados às drenagens pretéritas dos Rios Tietê e Pinheiros (Suguio et al., 2010). Em virtude do regime fluvial torrencial, restos vegetais provenientes de condições climáticas úmidas precedentes, foram retrabalhados e incorporadas aos depósitos da Fm. Itaquaquetuba (Suguio et al., 2010). A idade de deposição da Fm. Itaquaquetuba é controversa e tem sido alvo de debate. Suguio (1971), Bigarella (1971) e Coimbra et al. (1983) utilizaram datações radiométricas (^{14}C) em material de troncos fossilizados e atribuíram idades do Pleistoceno Superior para esses depósitos. No entanto, as idades obtidas estão próximas do limite do método

(~ 45 ka) e podem indicar apenas uma idade mínima. Utilizando palinologia, [Melo et al. \(1985\)](#) sugeriram idades do Eoceno Superior. Estudo recentes de [Suguio et al. \(2010\)](#), utilizando datação LOE, associam que a deposição dos sedimentos dessa unidade litoestratigráfica ocorreu entre 47 ± 6 e 89 ± 12 ka (Pleistoceno Superior). No entanto, os autores dataram poucas amostras e não apresentam informações essenciais para a verificação da confiabilidade e incertezas do método utilizando. Assim, tal idade ainda necessita ser amplamente verificada por novos dados.

Entre aproximadamente 120 a 240 km da cabeceira do Rio Tietê, ocorre a Serra de Paranapiacaba, constituinte da Unidade Morfoescultural do Baixo Ribeira ([Ross & Moroz, 1996](#)). O relevo é caracterizado como montanhoso, de escarpas retilíneas e bastante íngremes, apresentando baixo grau de dissecação e desníveis entre 700 a 900 m entre o fundo dos vales e o topo das cristas ([Karmann, 1994](#)). As escarpas da Serra de Paranapiacaba originam-se de reativações tectônicas ocorridas durante o Quaternário, justificando o alto grau de preservação das mesmas ([Riccomini et al., 2004](#)). Essa feição morfoescultural é sustentada por rochas ígneas e metamórficas justapostas, a saber: Granitos Itaqui, Itu e Sorocaba, Grupo São Roque e Complexo Varginha Guaxupé ([Almeida et al., 1981b](#); [Morais et al., 1999](#)).

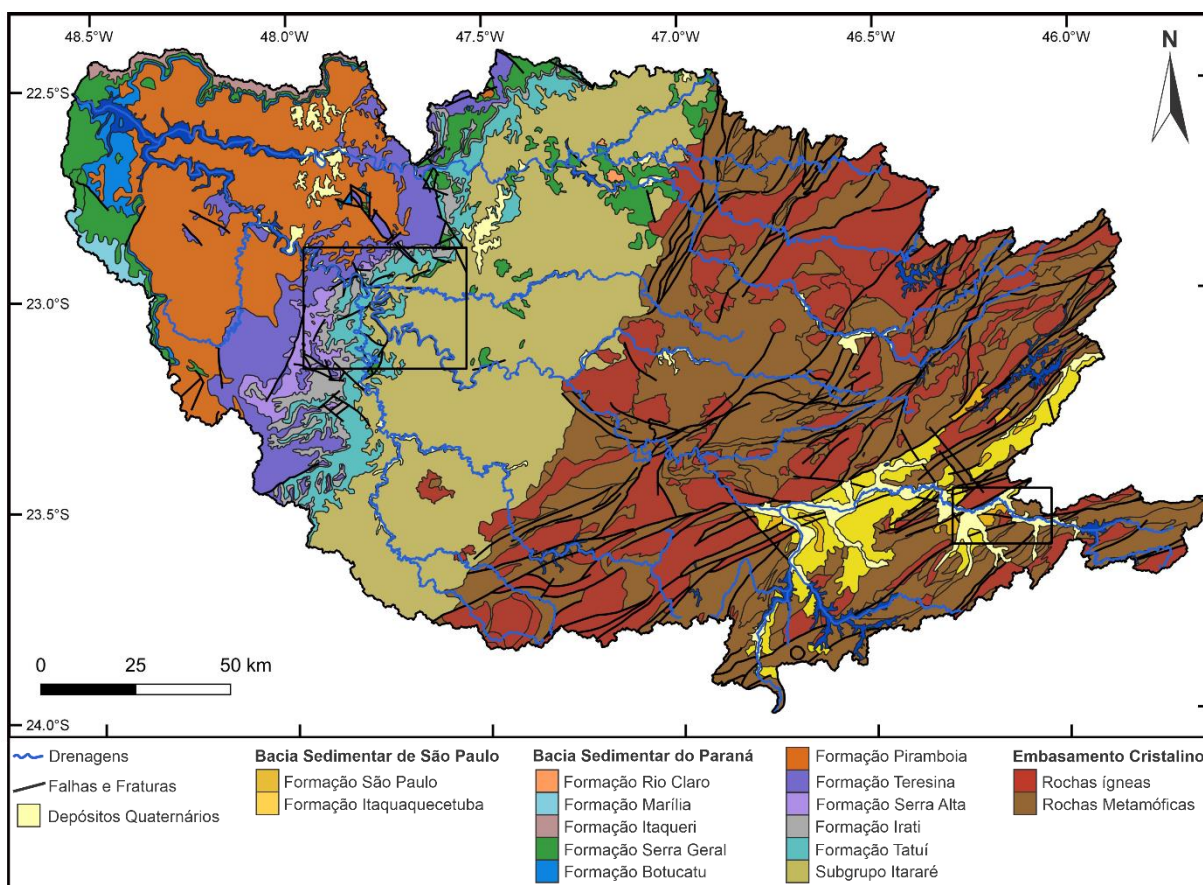


Figura 3. Geologia das Bacias Hidrográficas do Alto Tietê, Médio Tietê e Sorocaba e dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiá. Adaptado de [Almeida et al. \(1981b\)](#) e [Morais et al. \(1999\)](#).

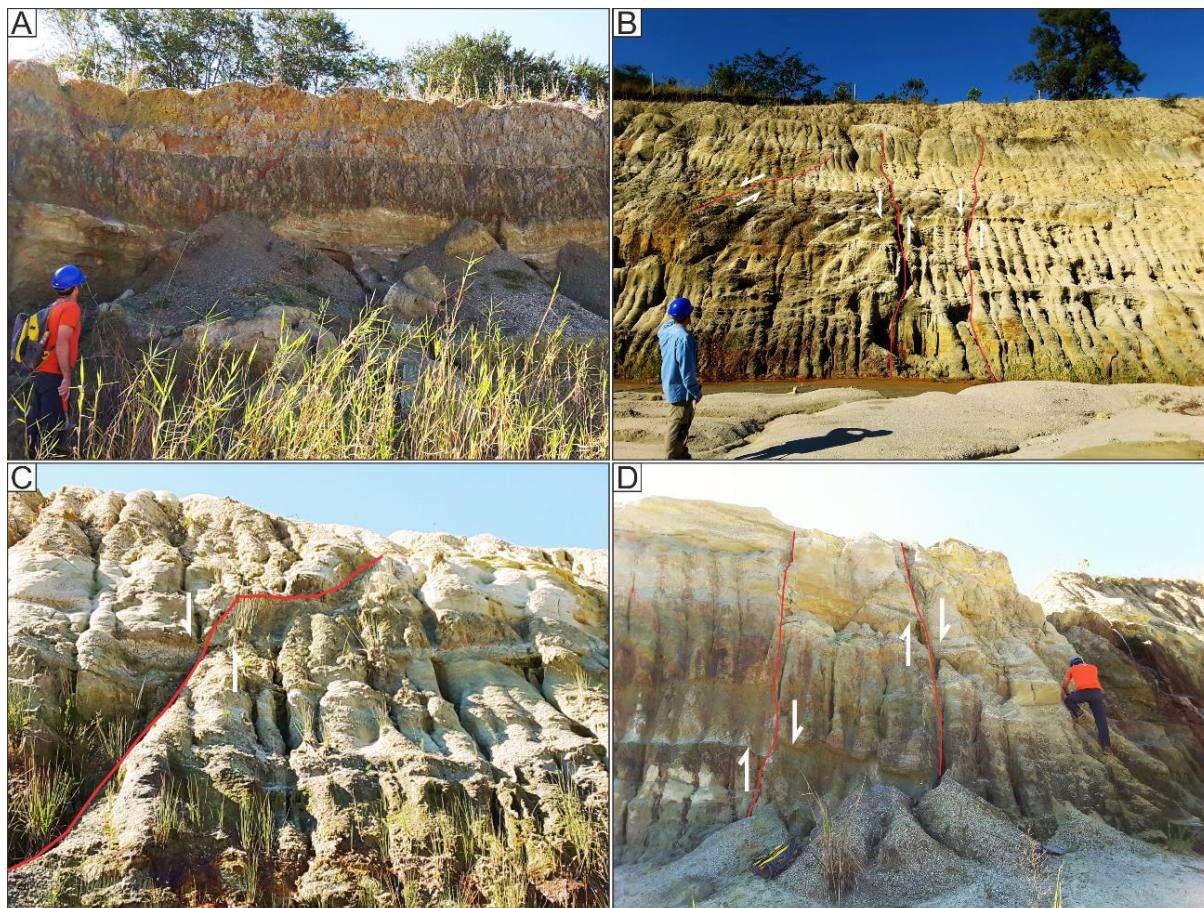


Figura 4. Afloramentos da Formação Itaquareia, Bacia de São Paulo, nas cavas da mineração Itaquareia, Indústria Extrativa de Minérios Ltda. (A) Basculamento das camadas; (B, C e D) Falhas lítricas no embasamento sedimentar onde estão sobrepostos depósitos fluviais de planície de inundação. A linha vermelha representa o plano de falha e, as setas brancas, o sentido do deslocamento relativo dos blocos.

2.1.2. Médio Tietê

A região do Médio Tietê está inserida no compartimento geomorfológico da Depressão Periférica Paulista (Almeida, 1967), caracterizada por colinas de topos amplos de declividade média entre 10 a 20% (Ross & Moroz, 1996). Nessa região, afloram rochas sedimentares carboníferas a triássicas da Bacia do Paraná: arenitos e folhelhos do Subgrupo Itararé; siltitos e sillexitos da Formação Tatuí; folhelhos da Formação Irati; folhelhos e siltitos da Formação Serra Alta; siltitos e argilitos da Formação Teresina e arenitos da Formação Pirambóia (Figura 3). O substrato rochoso do Médio Tietê é afetado por falhas extensionais ligadas à acomodação e à formação da Bacia do Paraná, justapondo litologias de diferentes idades e diminuindo a resistência reológica das mesmas (Milani, 2004) (Figura 3).

A Bacia do Paraná é uma extensa depressão ovalada de cerca de 1.7×10^6 km² e eixo maior na direção N – S. Está localizada no interior da plataforma Sul-Americana, no centro leste de América do Sul, sobre os territórios do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai (Milani et al., 2007). Segundo (Milani et al., 1998), a Bacia do Paraná tem origem no Paleozoico. Seu

contorno atual é definido por limites erosivos desenvolvidos ao longo dos eventos geotectônicos do Mesozoico e Cenozoico ocorridos no continente (Milani, 2004).

O Subgrupo Itararé foi formalmente descrito pela primeira vez por Oliveira (1916), como depósitos glaciais que ocorrem na Bacia do Rio Itararé. Ocorrem arenitos de variadas texturas, diamictitos (Figura 5), siltitos, folhelhos e ritmitos, além de raras camadas delgadas de carvão (Saad, 1977). O Grupo Itararé é a unidade basal da sequência permo-carbonífera encontrada na Bacia do Paraná e apresenta espessura de até 1.400 m a sudoeste do Estado de São Paulo. Arab et al. (2009) associam 2 principais sistemas deposicionais para as rochas do Subgrupo Itararé: 1) sistema subglacial e 2) sistema glácio-marinho proximal, sendo que não foram identificados sedimentos tipicamente continentais na porção nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná. Fósseis vegetais, lamelibrânquios, gastrópodes e braquiópodes, associados a fácies marinhas (Schneider, 1974) corroboram a interpretação de Arab et al. (2009). Os estudos bioestratigráficos de Daemon & Quadros (1970) apontam que a sedimentação do Subgrupo Itararé data do final do Carbonífero Superior/Permiano Inferior, enquanto Souza et al. (2003) limitam-no apenas ao Carbonífero Superior.

Sobrepostos às rochas do Subgrupo Itararé, afloram argilitos geralmente maciços e bioturbados e arenitos da Fm. Tatuí (Zaine, 1994). Entre essas rochas, existem níveis de conglomerados de origem flúvio-deltáica (Stevaux et al., 1986; Vesely & Assine, 2006). Segundo Sepe (1990), no baixo vale da região dos Rios Corumbataí e Passa Cinco, a Fm. Tatuí apresenta espessura entre 70 a 80 m. Baseado em diferença de cores, Soares (1972), dividiu a Fm. Tatuí em membro inferior e superior, seguindo uma tendência de cores avermelhadas a esverdeadas e acinzentadas, respectivamente. Soares (1972) sugere a existência de condições mais redutoras no sistema deposicional referente ao topo da Fm. Tatuí. Segundo Fúlfaro et al. (1984) e Perinotto (1987), esta unidade litoestratigráfica seria depositada em ambientes de plataforma marinha, sistema costeiro e localmente, um sistema de leques deltaicos (Fúlfaro et al., 1984; Perinotto, 1987), desenvolvidos durante o Eopermiano (Fúlfaro et al., 1984).

A Fm. Irati, representa a unidade litoestratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná com maior homogeneidade em toda sua extensão. Sua espessura varia entre 40 a 70 m (Gama Jr. et al., 1982). Schneider et al. (1974) subdividiu a Fm. Irati em dois membros: Taquaral e Assistência. O membro Taquaral (basal), é constituído por siltitos (Figura 5) e folhelhos resultantes da deposição em ambiente marinho de baixa energia (Schneider et al., 1974). A porção superior, membro Assistência, é formado por folhelhos. Por vezes estes são pirobetuminosos e associados a horizontes calcários-dolomíticos. Nestes últimos, é notável a presença de fósseis de *Mesosaurus brasiliensis*, restos vegetais, de peixes e crustáceos (Simões

& Fittipaldi, 1992). Cronoestratigraficamente, a Fm. Irati situa-se no Permiano Superior (Castro et al., 1993; Krebs, 2004).

Por ter espessura relativamente pequena no Estado de São Paulo, a Fm. Serra Alta é alvo de poucos estudos e somente foi definida formalmente como unidade litoestratigráfica nas décadas de 60 e 70 (Sanford & Lange, 1960; Schneider et al., 1974). Compreende uma sequência de folhelhos e siltitos, com ocorrência local de concreções calcíferas (Castro et al., 1993). Castro et al. (1993) consideram o contato entre a Fm. Serra Alta e a Fm. Teresina como transicional, a qual a sedimentação teve início em ambiente marinho profundo e pouco oxigenado (Mendes, 1984), passando para águas proximais mais agitadas (Rohn, 2001). Segundo Sanford & Lange (1960) e Schneider et al., (1974) os sedimentos da Fm, Serra Alta foram depositados durante o Permiano Superior, com idades entre cerca de 268 a 260 Ma (Rocha-Campos et al., 2011).

A Fm. Teresina é caracterizada por uma sucessão sedimentar de siltitos (Figura 5), arenitos, calcários e silexitos. Na base ocorrem folhelhos cinza escuros. No topo afloram calcários localmente oolíticos (Figura 5) e camadas de coquinas. As estruturas sedimentares mais comuns nesta unidade são laminações, gretas de contração, marcas onduladas e diques de areia (Schneider et al., 1974). Interpreta-se que o ambiente deposicional da Fm. Teresina seria marinho de águas rasas e agitadas, dominado por ondas e pela ação de marés (Schneider et al., 1974; Krebs, 2004). A Fm. Teresina apresenta espessura média variando entre 330 e 280 m na porção central e na borda leste da Bacia do Paraná, respectivamente (Holz et al., 2010). Por análise do conteúdo fossilífero da Fm. Teresina, Krebs (2004) inferiu que esta unidade litoestratigráfica teria sido depositada durante o Permiano Superior.

Os depósitos da Fm. Pirambóia são constituídos por espessos pacotes de arenitos de textura fina a média (Figura 5) apresentando ocasionalmente níveis conglomeráticos (Soares, 1973). Na região central do Estado de São Paulo, a espessura da Fm. Pirambóia é de aproximadamente 170 m (Soares & Landim, 1973), sendo seu contato com as unidades sub e sobrejacentes de caráter discordante (Almeida et al., 1981a; Caetano-Chang, 1997). A unidade é interpretada como depositada em ambiente essencialmente continental, sob clima árido a desértico. Deste modo a sucessão de arenitos e pelitos intercalados seria resultado de deposição a partir de dunas eólicas, interdunas e lençóis de areia, influenciados localmente por depósitos fluviais (Assine & Soares, 1995) que, segundo Schneider et al. (1974) e Almeida et al. (2012) teria ocorrido no Triássico.

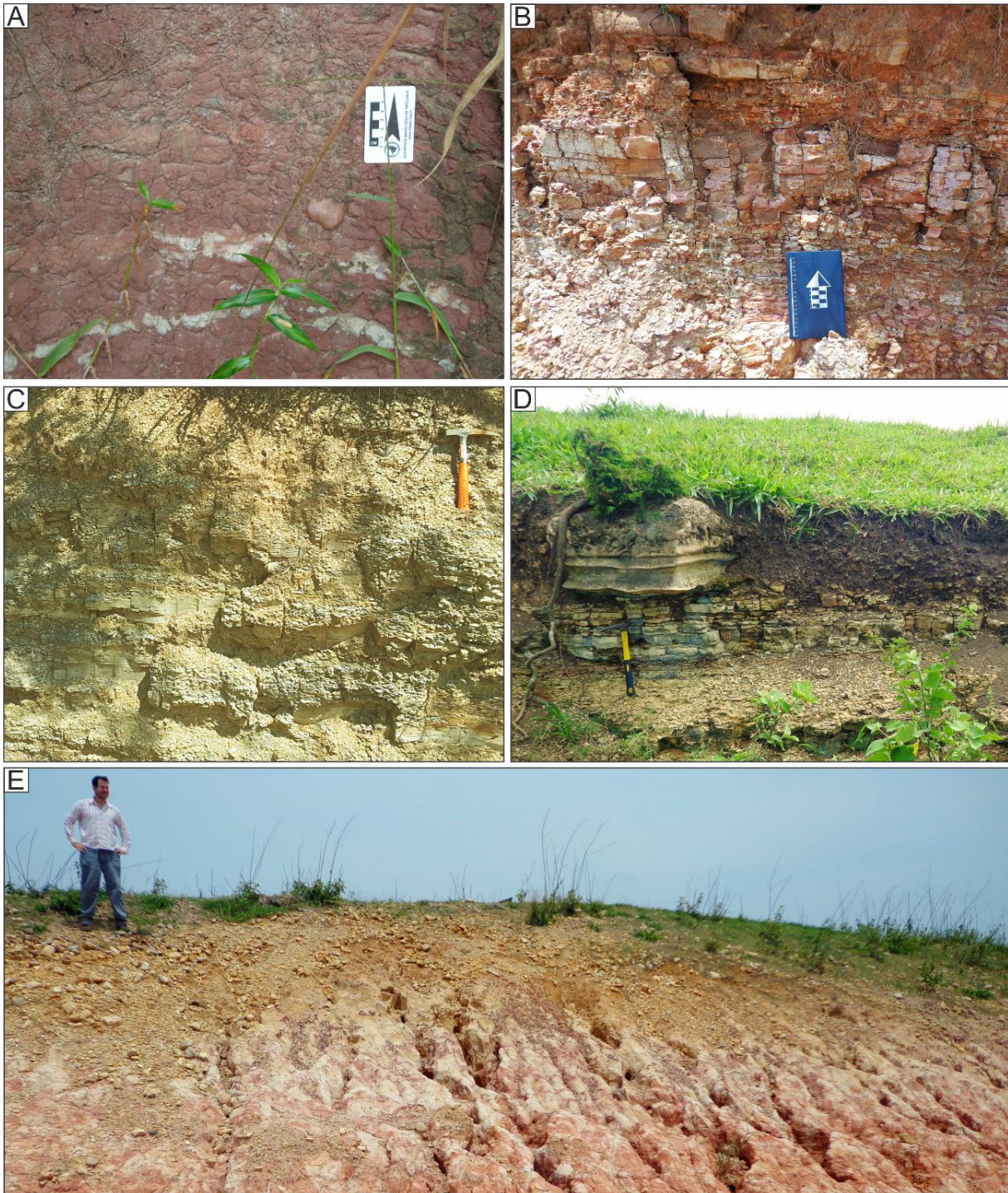


Figura 5. Rochas sedimentares da Bacia do Paraná que compõem o substrato rochoso da área de estudo na Bacia Hidrográfica do Médio Tietê e Sorocaba. (A) Diamictito do Subgrupo Itararé; (B) siltito com laminação plano-paralela da Fm. Irati; (C) siltito com laminação plano-paralela da Fm. Teresina; (D) camada de siltito com laminação plano-paralelo e, acima, calcário oolítico da Fm. Teresina. Ambos apresentam significativo grau de silicificação. (E) Arenito friável da Fm. Pirambóia sotoposto a cascalheira de depósito fluvial relativo ao nível de terraços T1.

Nas porções mais baixas do relevo ocorrem depósitos sedimentares relacionados a dinâmica fluvial quaternária, caracterizados por planícies fluviais e por sete níveis de terraços situados de 1 a 105 m acima do canal atual do Rio Tietê. Depósitos conglomeráticos com até 5

m de espessura e espacialmente descontínuos (Figura 5) foram observados no topo das colinas situadas na margem direita do Rio Tietê (Breda et al., 2019). Esses depósitos estão posicionados a cerca de 65 a 105 m acima do nível atual do rio, configurando os terraços mais elevados da região. Breda et al. (2019) aplicaram o método LOE para grãos de quartzo no intuito de obter idades de deposição desse material, no entanto, as amostras estavam saturadas, possibilitando apenas a determinação de uma idade mínima de cerca de 300 ka.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Perfil Longitudinal de um Rio

O perfil longitudinal é uma importante ferramenta de análise da morfologia e da dinâmica de canais fluviais (Leopold et al., 1964). Como os sistemas fluviais são sensíveis às mudanças ambientais, os perfis longitudinais são amplamente utilizados para realizar estudos acerca da caracterização e evolução da paisagem, como indicadores de variações litológicas, atividade tectônica (ex. soerguimento e/ou subsidência), mudanças do nível de base e mudanças climáticas (Phillips & Lutz, 2008).

A determinação de um perfil longitudinal se dá pela correlação entre a altitude e o comprimento do canal, sendo iniciada a partir da nascente e finalizada em sua foz. Tipicamente, há aumento de descarga e diminuição do tamanho médio da carga de fundo transportada rumo a jusante (Bull, 1991; Knox, 1975). Assume-se que o perfil longitudinal tem formato côncavo para cima, havendo uma tendência de diminuição de declividade em direção a jusante (Gilbert, 1877; Leopold et al., 1964; Goldrick & Bishop, 2007) (Figura 6).

Um perfil longitudinal pode estar em equilíbrio (em inglês, *graded profile*) ou em estado constante (em inglês, *steady-state profile*) (Phillips & Lutz, 2008). Para um perfil longitudinal se permanecer em equilíbrio, o nível de base deve-se manter estacionário (Bull, 1991; Knox, 1975) (Figura 6). Canais estáveis ajustam o gradiente de tal forma que todo o aporte sedimentar vindo das encostas seja transportado pela descarga do rio (Bull, 1991), de maneira que o gradiente esteja fixo ao nível de base regional (Pazzaglia, 2013). Logo, como não há diferença entre o gradiente e o nível de base, não há deposição ou erosão fluvial (Morisawa, 1985). Além de processos como migração de meandros, há poucas oportunidades para os terraços serem formados e preservados nessas condições (Pazzaglia, 2013).

O perfil em estado constante (em inglês, *steady-state*) é fixado ao nível de base referencial do período, sendo que sua elevação não se altera com a mudança do nível de base regional (Pazzaglia, 2013) (Figura 6). Em estado perfeitamente constante (em inglês, *perfect steady-*

state profile) a concavidade e declividade se mantêm uniformes sob processos uniformes, sejam eles de agradação ou incisão. Nessas condições, também é rara a formação de terraços fluviais (Pazzaglia 2013).

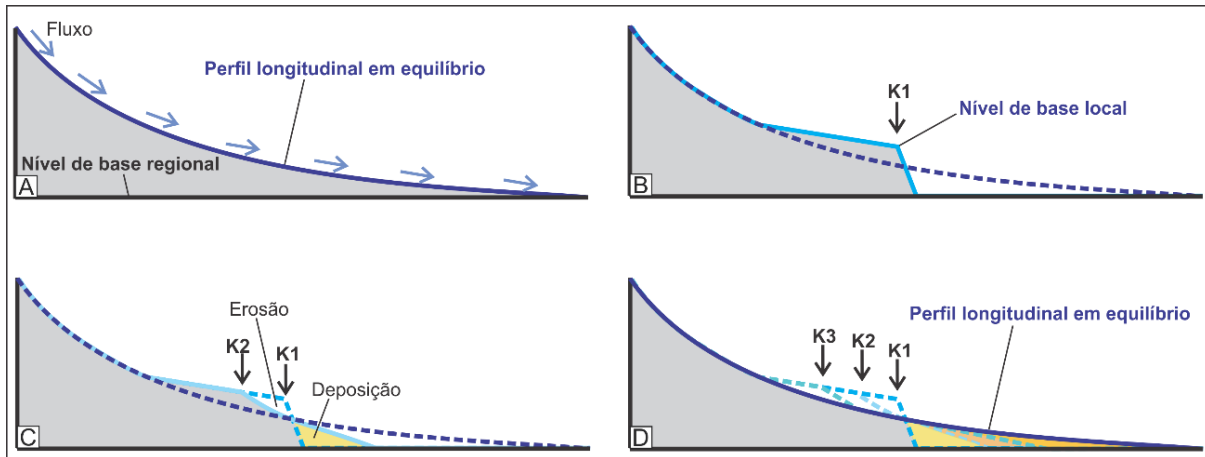


Figura 6. Exemplo de evolução de um perfil longitudinal em estado inicial de equilíbrio, perturbado pela geração de *knickpoints* a partir de atividade tectônica. (A) Formato côncavo do perfil longitudinal em equilíbrio cujo nível de base regional está fixo. (B) Geração do *knickpoint* (K1) e estabelecimento de um novo nível de base local, causando desequilíbrio no perfil longitudinal. (C) O desequilíbrio do perfil longitudinal do rio induz a ocorrência de processos erosivos que, lentamente, conduzem a migração do *knickpoint* a montante (K2) e, cria espaço de acomodação a jusante da *knickzone*, possibilitando a deposição sedimentar. (D) O canal fluvial busca um novo equilíbrio do perfil longitudinal. Processos de entalhamento do vale e de agradação ocorrem até que a estabilidade seja atingida.

Devido a dinâmica dos sistemas fluviais, raramente são mantidas condições para que haja equilíbrio perfeito do perfil longitudinal (Fonstad & Marcus, 2010). Mudanças na concavidade são comumente associadas a confluência de tributários e a *knickpoints* (ex. corredeiras e cachoeiras), que marcam uma ruptura abrupta e convexa no perfil longitudinal (Pazzaglia, 2013) (Figura 6). Alterações da concavidade do perfil longitudinal induzem a ocorrência de processos de incisão e agradação que, em busca de um novo equilíbrio hidrodinâmico, rebaixam e elevam em escala de alcance, respectivamente, o gradiente do canal (Pazzaglia, 2013). Tectonismo (Merritts et al., 1994; Maddy, 1997; Kirby & Whipple, 2001), mudanças climáticas (Zaprowski et al., 2005) e a natureza do substrato rochoso (Spagnolo & Pazzaglia, 2005) influenciam na concavidade e na inclinação do perfil longitudinal. Em busca de um novo equilíbrio, tais perturbações são acompanhadas por respostas no vale fluvial (Etchebehere, 2000), favorecendo a construção e preservação de terraços fluviais (Larson et al., 2015).

3.2. Sistemas Fluviais Como Registro de Mudanças Ambientais

O tipo de terraço continental mais comum é o fluvial. São depósitos aluviais com formas de relevo alongadas, situadas paralelamente e acima do canal atual, em um patamar não

atingível por inundações frequentes (Figura 7). Limitam-se por uma superfície relativamente plana e geralmente estreita em comparação com o comprimento, denominada *tread* (Ritter et al., 2002), e por uma base irregular e erosiva, ou *strath* (Blum, 1993; Fuller et al., 2009; Pazzaglia, 2013; Hargitai & Larson, 2014) (Figura 7). A superfície inclinada entre o *strath* e a *tread* é usualmente chamada de escarpa ou berma (em inglês, *riser*) (Campbell, 1929; Ritter et al., 2002; Pazzaglia, 2013).

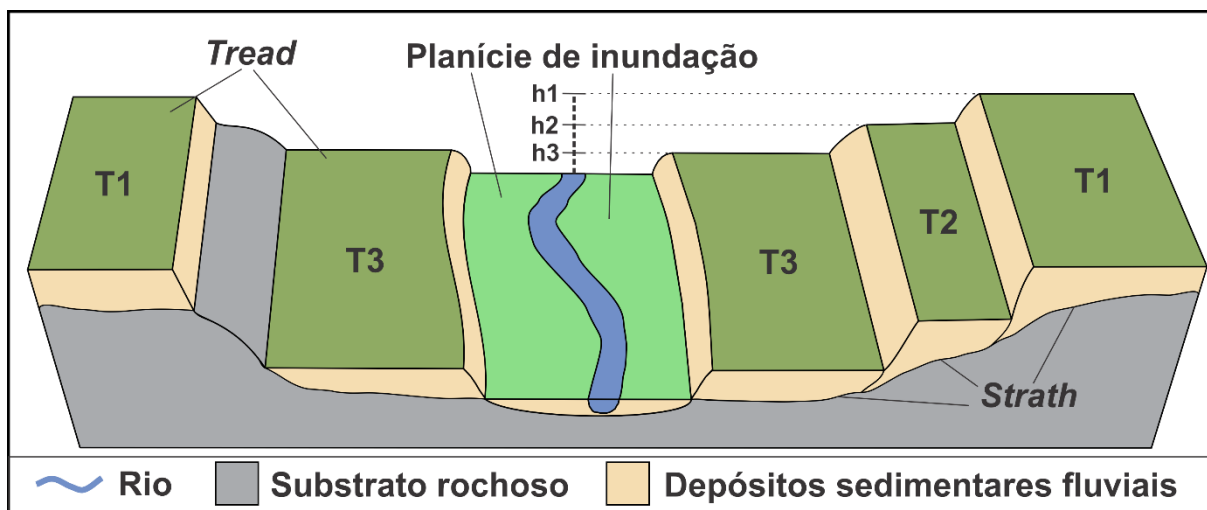


Figura 7. Exemplo de morfologia e distribuição de depósitos aluviais ao longo do vale fluvial. Os terraços fluviais – T1, T2 e T3 – são paralelos e alongados em relação a direção do canal. Os níveis de terraços T1 e T3 ocorrem em ambas as margens do canal, sendo denominados de terraços pareados. O nível T2 ocorre apenas em uma das margens, caracterizado como terraço não-pareado. As superfícies dos terraços (*tread*) são relativamente planas e, as bases destes depósitos (*strath*) são irregulares e erosivas. Os terraços estão situados em níveis topográficos inundáveis apenas por enchentes de grande magnitude e baixa frequência. As elevações das superfícies dos terraços – h1, h2 e h3 – são utilizadas para definir e agrupar depósitos fluviais em níveis de terraços e para cálculos de taxa de incisão e soerguimento quando acoplados a datação absoluta (conforme a equação 1).

Do ponto de vista estratigráfico, terraços fluviais são considerados unidades aloestratigráficas, em função do diacronismo deposicional (Blum, 1993; Hargitai & Larson, 2014). Terraços podem ser contínuos ou descontínuos e os degraus comumente são formados em resposta a eventos locais. Quando há correlação topográfica e cronológica entre terraços situados em ambas as margens de um mesmo vale fluvial, denominam-se terraços pareados (Leopold et al., 1964; Ritter et al., 2002; Schumm, 1977). Já quando a ocorrência é restrita à apenas a um flanco do vale, atribui-se a nomenclatura de terraço não-pareado (Figura 7). Segundo Schumm, (1977), o pareamento de terraços é favorecido em ambientes em que as taxas de incisão são muito maiores que as de erosão lateral. O grau de degradação e descontinuidade dos terraços pode ser produto de processos de denudação que culminam por dissecar a morfologia desses depósitos. Em geral, quanto maior o tempo de exposição da superfície do terraço, mais dissecado e descontínuo é (Larson, 2013; Hargitai & Larson, 2014).

Nem todo vale fluvial contém terraços. Estes são formados quando há mudanças nas condições hidrodinâmicas do canal. De maneira simplista, quando o vale fluvial – seja o substrato composto por depósitos aluviais ou leito rochoso – experimenta taxas de descarga (Q_w) que excedem a capacidade de transporte de sedimento (Q_s) e/ou, a capacidade erosiva do canal é maior que a resistência do material depositado, há entalhamento do vale (Bull, 1991; Hargitai & Larson, 2014; Larson et al., 2015; Tofelde et al., 2017). O subsequente aumento das taxas de incisão e/ou minoritariamente, erosão lateral, pode resultar em rebaixamento do nível do canal e no abandono dos depósitos sedimentares como nível de terraço fluvial (Leopold et al., 1964; Schumm, 1977; Bull, 1990; Pazzaglia, 2013; Hargitai & Larson, 2014). É possível que fatores autogênicos possam levar ao desequilíbrio hidrodinâmico, mas é mais comum que a integração de forçantes externos à bacia hidrográfica como atividade tectônica (Bull, 1990; Merritts et al., 1994; Maddy, 1998; Westaway et al., 2004), clima (Bull, 1990; Bridgland & Westaway, 2008; Fuller et al., 2009), nível de base (Bull, 1990) e até mesmo a litologia do substrato da bacia (Vandenberghe, 2003; Montgomery, 2004; Schanz & Montgomery, 2016; Stokes et al., 2017) induzam o desequilíbrio dos processos erosivos e deposicionais do vale (Pazzaglia, 2013). Os mecanismos que alteram o balanço das taxas Q_w/Q_s e nas condições erosivas ou deposicionais do canal podem ser regionais e de longa duração ou eventos locais de curta duração (Bridgland & Westaway, 2008). Os eventos locais, como enchentes periódicas (Reneau, 2000); eventos isolados de sedimentação (Fuller et al., 2009); incisão vertical acompanhada da migração de meandros (Personius, 1993) e mudanças no suprimento sedimentar devido a mudança litológica ao longo do curso do canal podem produzir, isoladamente, respostas complexas nos terraços (Huai et al., 2009).

O desequilíbrio dos processos que atuam nos sistemas fluviais e as taxas de erosão lateral e incisão que levam a formação e preservação de terraços fluviais é fortemente controlado pela resistência do substrato rochoso da bacia hidrográfica (Vandenberghe, 2003; Montgomery, 2004; Schanz & Montgomery, 2016; Stokes et al., 2017). As propriedades reológicas de diferentes leitos rochosos apresentam comportamento distinto quanto aos processos de intemperismo e erosão, influenciando na morfologia e largura do vale fluvial e nas taxas de Q_w/Q_s . De maneira geral, em regiões compostas por rochas menos resistentes e friáveis há uma maior tendência de formar vales fluviais mais largos (maior espaço de acomodação) e das taxas de erosão e incisão serem maiores, sobretudo essa primeira (Montgomery, 2004; Schanz & Montgomery, 2016; Stokes et al., 2017). Nessas condições, a rápida erosão lateral do substrato é favorecida, possibilitando a formação de terraços mais amplos e, conseqüentemente, aumentando seu potencial de preservação (Montgomery, 2004). Em bacias hidrográficas onde

afloram rochas resistentes à erosão, há tendência para geração de vales fluviais fechados, resultando no mínimo espaço de acomodação e, portanto, desfavorecendo a formação de terraços fluviais (Schanz & Montgomery, 2016; Stokes et al., 2017). Alterações nas propriedades físicas das rochas (ex. presença de falhas e fraturas) reduzem a resistência do substrato rochoso à erosão e, muitas vezes, resultam na fragmentação e transporte de blocos (Stokes et al., 2017). A erodibilidade fluvial é consideravelmente aumentada quando um canal passa a transportar blocos de rochas mais resistentes. Estes atuam como componentes abrasivos quando transportados como carga de fundo (Stokes et al., 2017).

A maioria das sequências de terraços encontra-se no contexto de rios e vales fluviais modernos, refletindo processos predominantemente do Quaternário (Pazzaglia, 2013). As características deste período envolvem a alta amplitude e frequência de instabilidade climática glacial-interglacial e pulsos ou, mudanças nas taxas, de soerguimento de forma bastante variável na neotectônica. Mudanças climáticas e tectonismo, por sua vez, afetam direta e indiretamente o nível relativo do mar (nível de base global) (Pazzaglia, 2013).

A teoria mais aceita para a correlação do clima com a formação dos terraços baseia-se nas mudanças glaciais-interglaciais que afetam a hidrologia da bacia hidrográfica e o fluxo sedimentar. Não se refere somente à temperatura e pluviosidade anual, mas também à intensidade, sazonalidade e variação interanual das precipitações (Pazzaglia, 2013), influenciando diretamente o regime de água do canal. Além disso, as condições climáticas, como a temperatura, umidade e concentração de CO₂ atmosférico modulam o tipo de cobertura vegetal dominante (Fuller et al., 1998). A cobertura vegetal é extremamente importante nos processos fluviais, pois controla a erodibilidade dos sedimentos pelo escoamento superficial, a ação eólica e contribui com a evapotranspiração (Vandenberghe, 2003). Mudanças no padrão dominante e na densidade da vegetação podem induzir curtos períodos de instabilidade fluvial (Vandenberghe, 1993; 1995), resultando em períodos de incisão ou agradação, pois interfere na infiltração das águas pluviais no solo e modifica a relação entre aporte sedimentar e descarga fluvial (Bull, 1991; Vandenberghe, 2003). Em ambientes com vegetação degradada e/ou pioneira, por exemplo, tende-se a ter baixos valores de evapotranspiração e altas taxas de escoamento superficial. Todavia, ainda são capazes de proteger o solo, culminando em baixas taxas de aporte sedimentar para o rio. Nessas condições, é favorável a ocorrência de pequenos períodos de erosão ou até mesmo uma mudança no estilo do canal fluvial (Vandenberghe, 2003). O padrão do canal é um importante fator que influencia a formação e as características dos terraços fluviais. De modo geral, em bacias hidrográficas que apresentam ausência ou na baixa frequência de vegetação e/ou em taxas de descargas maiores que o aporte sedimentar,

tende-se a estabelecer canais entrelaçados. Um eventual adensamento da cobertura vegetal e/ou aumento significativo do aporte sedimentar pode resultar na transição para canais do tipo *anabranching* ou, caso essa mudança ambiente tenha taxas ainda maiores, em padrão meandrante (Vandenberghe, 2003).

Um exemplo de sequência de terraços amplamente estudado devido a correlação com mudanças climáticas provém do Rio Maas, norte da Europa (Van der Berg, 1996; Van der Berg & Van Hoof, 2001), onde terraços referentes a 2 milhões de anos de incisão estão preservados. O Rio Maas entalhou seu vale em aproximadamente 100 m nesse período de tempo, resultando em uma taxa de incisão média de 50 m/ka. Van der Berg & Van Hoof, (2001) afirmam que durante períodos frio, sob clima glacial, houve predomínio de agradação e geração de depósitos aluviais, enquanto a incisão e, os subsequentes abandonos de níveis de terraços, concentraram-se em períodos quentes (interglaciais ou *interstadials*). Em revisão bibliográfica sobre a dinâmica fluvial de regiões tropicais e subtropicais, Thomas (2004; 2008) constatou que os rios destas regiões têm uma resposta bastante sensível de acordo com a condição climática regional, configuração geomórfica e proximidade da costa. Thomas (2003) e Thomas et al. (2007) descrevem uma estreita relação do sistema fluvial de Queensland, Austrália, com mudanças na cobertura vegetal induzidas pelo clima. Os autores associam períodos de aumento de precipitação a eventos de incisão, como ocorrido durante o final do UGM (18.5 ka) ao Holoceno. O significativo aumento de descarga fluvial e da capacidade do rio que conduz a expansão da vegetação nas encostas e porções altas, retendo parte dos sedimentos e reduzindo o aporte sedimentar (Thomas, 2003; Thomas, 2008; Thomas et al., 2007). Já com o desaparecimento das florestas de galeria das encostas, os sedimentos retidos são liberados. Essas condições são favoráveis para ocorrer agradação e culminar na formação de leques e terraços fluviais (Thomas et al., 2007).

Soerguimento ativo provém potencial para incisão e produz espaço de acomodação para que, em períodos de agradação, haja deposição de terraços (Hargitai & Larson, 2014), sobretudo em áreas costeiras, onde a incisão é controlada diretamente pelo nível do mar (Pazzaglia, 2013). Tectonismo altera o gradiente ou a declividade do canal, influenciando diretamente na capacidade de transporte de sedimentos (ex. se há tectonismo na região da cabeceira, há aumento do gradiente e, conseqüentemente, aumento da capacidade de transporte do rio. Se a carga sedimentar não se altera, o rio torna-se erosivo e passa a abandonar planícies de inundação como terraços (Larson et al., 2015)). Mudanças no vale fluvial são necessárias para que haja formação de terraços. Em regiões em soerguimento, por exemplo, se um canal se mantém fixo espacialmente, como em áreas com litologias muito resistentes, o resultado da incisão é um vale

profundamente fechado, com o mínimo de preservação de terraços (Bridgland & Westaway, 2008). A atividade tectônica não é acelerada ou desacelerada tão rapidamente quanto as variações climáticas. Por isso, em áreas intraplaca, a influência do soerguimento é atenuada por fatores hidrológicos (como capturas fluviais) e climáticos. Até mesmo nos Himalaias, região de intensa atividade tectônica recente, há estudos que comprovam que as idades dos terraços coincidem com eventos de mudanças climáticas (Bookhagen et al., 2005; 2006).

O nível de base é controlado pela subida ou descida no nível dos oceanos ou por subsidência/soerguimento local da bacia (Hargitai & Larson, 2014). Uma queda de nível de base conduz a um declive abrupto no perfil longitudinal ou, *knickpoint*. Este migra rumo a montante, tanto no rio principal quanto em seus tributários e resulta na formação de terraços paralelos ao perfil longitudinal na qual as idades aumentam proporcionalmente rumo a montante e em relação a taxa de migração de *knickpoints* (Bridgland & Westaway, 2008; Pazzaglia, 2013).

Terraços fluviais são classificados baseados em sua gênese e são comumente divididos em componentes puros (em inglês, *endmembers*) agradacionais ou erosivos (Ritter et al., 2002). Terraços puramente agradacionais ou de preenchimento (em inglês, *fill terraces*) (Figura 8), são depositados em um evento de agradação do vale, quando há formação de planícies de inundação e pela subsequente incisão fluvial nos próprios depósitos sedimentares, preservando as planícies de inundação como superfícies de terraços (Bull, 1990; Ritter et al., 1992; Hargitai & Larson, 2014). Segundo Tofelde et al. (2019), para haver preservação de *fill-terraces*, é necessário haver incisão e, simultaneamente, redução da atividade de alargamento da planície de inundação. Se múltiplos períodos de sedimentação e incisão ocorrem num mesmo vale fluvial, uma sequência de terraços agradacionais é formada. A interrupção dos processos de incisão possibilita a formação de uma nova planície de inundação. A erosão lateral dos depósitos pretéritos seguida de um período de agradação resulta em um novo preenchimento aluvionar. O abandono destes depósitos sedimentares por aumento nas taxas de incisão vertical resulta num terraço fluvial situado abaixo do anterior (Larson, 2013; Larson et al., 2015). Esse tipo de terraço fluvial é denominado, em inglês, de *cut-and-fill* (Bull, 1990) ou de *nested-fill* (Larson et al., 2015) (Figura 8).

Terraços erosivos são subclassificados. Quando em um vale fluvial preenchido por *fill-terrace*, o canal fluvial tem seu rebaixamento limitado ou dificultado e, as taxas de migração lateral são significativamente elevadas, os depósitos aluvionares são erodidos lateralmente e resultam em uma superfície erosiva. O subsequente retorno da superioridade da incisão perante a erosão lateral resultará em rebaixamento do canal e do abandono dessa superfície, formando

um terraço denominado de *fill-cut terrace* (Larson et al., 2015) (Figura 8). Terraços erosivos formados por incisão no leito rochoso são denominados *strath* ou *cut-rock* (Figura 8), sendo caracterizados pela inconformidade irregular da rocha, sotoposta por uma cobertura aluvionar pouco espessa. Assim como no *fill-cut*, a formação dos terraços erosivos também ocorre quando taxas de erosão lateral são maiores que as de incisão vertical (Pazzaglia, 2013; Schanz & Montgomery, 2016). Um aumento das taxas de incisão vertical resulta no abandono do leito rochoso erodido acima do nível do canal e na construção de *strath terrace* (Pazzaglia, 2013). Mesmo que o aplainamento ocorra, caso haja rápida erosão vertical, é provável a formação de uma vertente íngreme ao invés de um terraço plano (Merritts et al., 1994). A migração lateral e o consequente alargamento do vale são facilitados pelo intemperismo das vertentes e pelo fato da cobertura aluvionar (ex. depósitos cascalhosos depositados como carga de fundo (Schanz & Montgomery, 2016)) proteger o leito do rio dos processos erosivos (Montgomery, 2004; Fuller et al., 2009). Em estudo no Rio Willapa, EUA, Schanz & Montgomery (2016) relataram mínima ou até mesmo a não ocorrência de terraços *strath* em embasamento basáltico; onde afloram rochas sedimentares, os vales são mais largos e há sequência bem desenvolvida de terraços. A resistência litológica local é o fator primário no controle de formação de terraços *strath* (Montgomery, 2004; Schanz & Montgomery, 2016; Stokes et al., 2017). O terceiro e último tipo de terraço erosivo é o *fan-cut terrace*, formado pelo truncamento ou migração lateral de leques aluvionares tributários transversais no canal principal (Hargitai & Larson, 2014; Larson et al., 2015).

Como as superfícies dos terraços (*strath* e *tread*) são marcadores de paleoplanícies de inundação, representam paleoperfis longitudinais em dados períodos de tempo e atuam como importantes registros geomórficos, hidrológicos, sedimentológicos e erosivos da evolução das bacias hidrográficas (Larson, 2013; Larson et al., 2015). Em virtude do intenso dinamismo da natureza fluvial, os processos atuantes na formação da *strath* e da *tread* não são necessariamente os mesmos e, conseqüentemente, os paleoperfis podem não ser paralelos entre si (Pazzaglia, 2013). Por se tratar de unidades aloestratigráficas, os diferentes níveis de terraços se distribuem em posições relativas da paisagem. Quando acoplados a métodos de datação absoluta, possibilitam a inferência de taxas de processos tectônicos e climáticos (Pazzaglia, 2013). A taxa de incisão média (I_m) (equação 1) é obtida por meio da divisão da elevação média das *treads* de um determinado nível de terraços em relação ao fundo do vale (h ; Figura 7) pela idade média dos terraços que compõem este mesmo nível (t) (Bridgland & Westaway, 2008). De maneira similar, a taxa média de soerguimento pode ser estimada a partir das diferenças altimétricas entre as superfícies datadas em sequências de terraços fluviais. Além disso, a

litoestratigrafia e a composição de um terraço fluvial contém informações importantes para a interpretação da proveniência sedimentar e correlação litoestratigráfica ao longo da bacia hidrográfica (Pazzaglia, 2013). Diversas técnicas aplicadas para a cronologia absoluta dos terraços fluviais baseiam-se em decaimento radioativo e/ou alteração de minerais devido a exposição à radiação ionizante. Essas técnicas incluem: Carbono 14 (C^{14}), isótopos de Ar, série do Urânio, isótopos cosmogênicos, *electron spin resonance dating* e luminescência.

$$Im [m/ka] = h [m] \div t [ka] \quad (1)$$

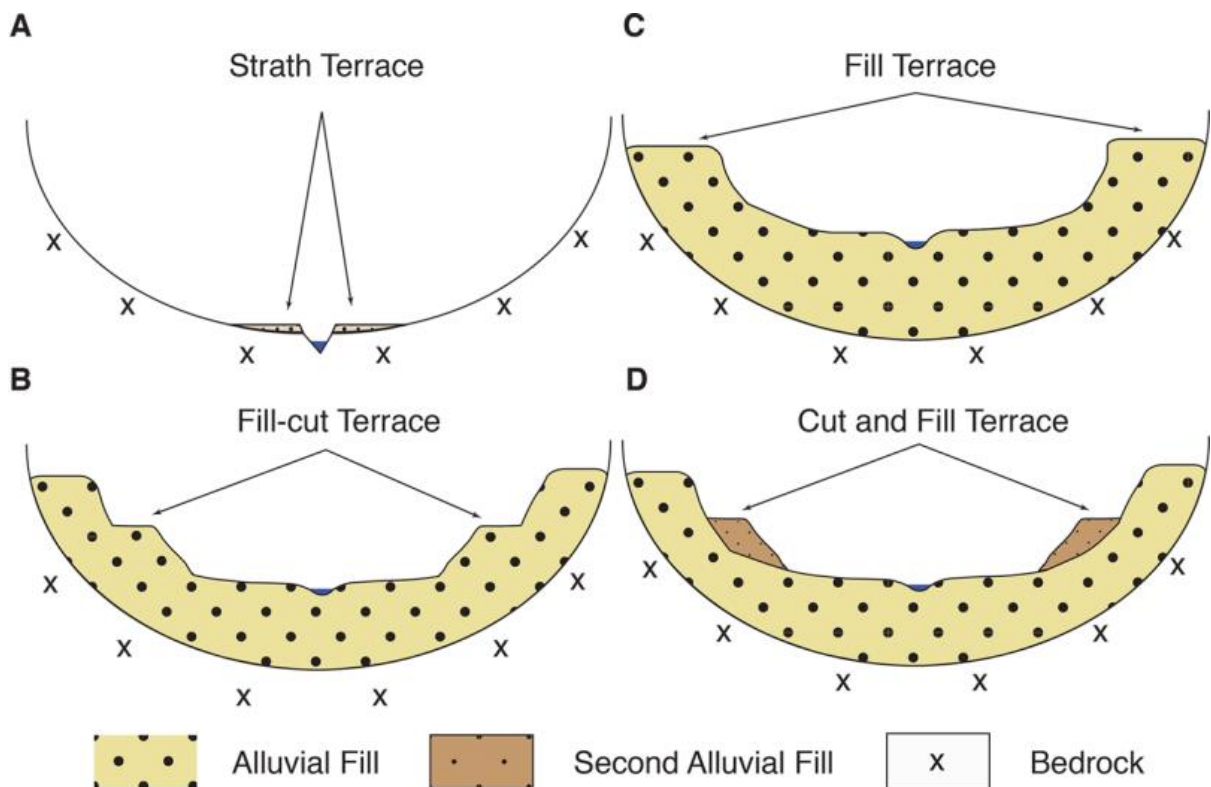


Figura 8. Terraços fluviais mais comuns. (A) Terraço erosivo tipo *strath*. Depósito fluvial pouco espesso sobreposto ao substrato rochoso; (B) terraço erosivo tipo *fill-cut*. Nível de terraço formado após abandono de um novo patamar de planície de inundação gerada por erosão de um depósito fluvial pré-estabelecido; (C) terraço agradacional de preenchimento (*fill terrace*) formado quando há abandono destes depósitos acima do canal por evento de incisão; (D) terraço fluvial *cut and fill*. Formado por um novo evento de deposição seguido por entalhamento e abandono do depósito após erosão de nível de terraço pretérito (Fonte: Larson et al., 2015).

3.3. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

A datação LOE foi utilizada pela primeira vez por Huntley et al. (1985). O método vem sendo amplamente utilizado e continuamente aprimorado desde o início deste século devido ao alcance e resolução das idades. A aplicação da datação LOE em depósitos sedimentares permite o estudo de fenômenos com resolução de até alguns anos, como eventos de mudanças ambientais ocorridos ao longo do Quaternário, sobretudo desde o Último Glacial. A principal

vantagem da datação de sedimentos por meio do método de LOE é de se obter a idade do evento deposicional através da análise do próprio sedimento, além do fato de que os grãos minerais utilizados na datação serem quartzo e feldspato potássico, dois dos mais abundantes na superfície terrestre e muito frequente em sedimentos. Tem-se obtido sucesso na aplicação de datação LOE em inúmeras sequências de terraços fluviais para a reconstrução da resposta fluvial às mudanças ambientais (Leigh et al., 2004; Schokker et al., 2005; Briant et al., 2006; Brook et al., 2006; Williams et al., 2006; Sohn et al., 2007; Thomas et al., 2007, Pupim et al., 2019).

A luminescência consiste na emissão de energia, em forma de luz, por materiais que foram expostos à radiação ionizante. Esta radiação é capaz de aprisionar elétrons livres em defeitos do retículo cristalino dos minerais em raio de alcance. Os elétrons podem ser liberados quando submetidos a aplicação de calor (Termoluminescência, TL) ou de luz (Luminescência Opticamente Estimulada, LOE). A intensidade da energia de luminescência liberada é proporcional ao tempo em que o sedimento esteve exposto à ação da radiação ionizante (Rhodes, 2011). Enquanto o sedimento está exposto à luz, não há acúmulo de dose de radiação nos grãos minerais, havendo um processo de fotoesvaziamento da carga. Quando soterrados, há acúmulo de dose de radiação ambiental nos grãos minerais (Figura 9), denominada de dose equivalente (De) [Grays (Gy; 1 Gy = 1 J.kg⁻¹)]. A taxa de dose de radiação incidente na amostra, dada em Gy.anos⁻¹, resulta da soma da radiação ionizante proveniente do decaimento radioativo dos elementos U, Th e K presente nos minerais e da radiação cósmica no local. A idade LOE determina quando o sedimento foi exposto à luz solar pela última vez e é obtida através da razão entre a dose equivalente e a taxa de dose (equação 2) (Rhodes, 2011).

$$\text{Idade [anos]} = \text{De [Gy]} \div \text{Taxa de dose [Gy.anos}^{-1}] \quad (2)$$

O limite inferior da idade, que atinge meses a anos, restringe-se aos sinais sensíveis e componentes de transferência térmica, enquanto o limite superior é controlado pela saturação do sinal LOE. Esta última ocorre quando as armadilhas disponíveis estão totalmente preenchidas e qualquer exposição prolongada de radiação não resultará em maior aprisionamento de cargas (Rhodes, 2011), havendo um valor limite para o acúmulo de dose de radiação nas alíquotas de quartzo. Esse valor é conhecido como dose característica (2D₀) e permite inferir idades LOE mínimas de deposição.

As características e comportamento de luminescência variam bastante mesmo em minerais de composição simples como o quartzo. Logo, alguns aspectos devem ser

considerados para avaliar a melhor metodologia de datação LOE a ser aplicada, a fim de se obter melhor precisão e acurácia das idades estimadas. Estes incluem: (i) o tipo de mineral analisado; (ii) o tamanho do grão; (iii) o método de análise; (iv) o método de determinação de taxa de dose (Rhodes, 2011).

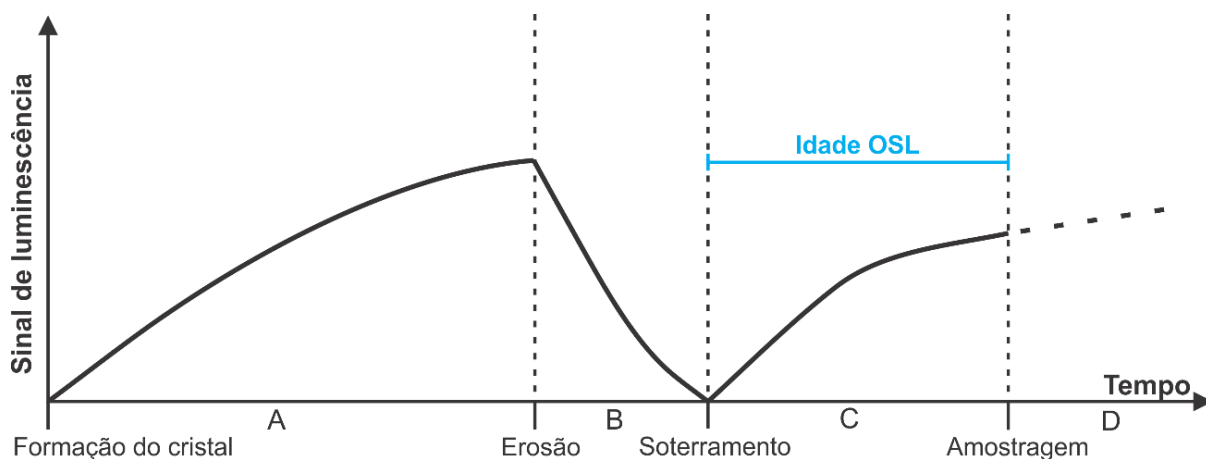


Figura 9. Esquema exibindo o acúmulo de dose de radiação nos grãos minerais desde a formação do cristal quando não expostos à luz solar. (A) Quando, por processos erosivos e de transporte sedimentar (B) são expostos a luz, mesmo por um curto espaço de tempo (até 10^2 s), e sofrem fotoesvaziamento. A partir do soterramento dos sedimentos, os grãos minerais tornam a acumular dose de radiação (C), até que num dado momento, a amostra é coletada e levada para análise. Com isso, tem-se que a idade LOE (obtida pela equação 2) dos grãos minerais determina, com certo grau de acurácia, o tempo de deposição daquele sedimento. Caso a amostra não fosse coletada e permanecesse enterrada, continuaria a acumular dose de radiação (D), até atingir um ponto de saturação do sinal.

O quartzo emite sinais LOE que consistem em rápido decaimento das curvas (componente rápido) à medida que os elétrons são excitados e removidos das armadilhas (Rhodes, 2011). Contudo, os sinais LOE do quartzo saturam em doses relativamente baixas, o que limita seu uso em sedimentos mais antigos. Mesmo assim, o mineral quartzo fornece boas estimativas de idades em um gama de contextos bastante amplo (Rhodes et al., 2003; Rittenour, 2008) e é especialmente útil em sedimentos provenientes de ambientes cratônicos (Sawakuchi et al., 2016). O feldspato potássico, ao ser estimulado, emite sinais LOE e infravermelho (IRSL). Este mineral tipicamente satura em doses muito mais altas que as do quartzo, possibilitando datar sedimentos mais velhos, podendo chegar a centenas de milhares de anos a poucos milhões de anos (Buylaert et al., 2012). Contudo, como o feldspato potássico possui elemento radioativo (K) em sua composição química, apresenta taxa de dose interna e efeito anômalo *fading*, tornando a datação mais complexa.

Em virtude da absorção e do fluxo da dose de radiação nos grãos minerais, são utilizadas as frações granulométricas de silte a areia fina (90 - 250 μ m) na datação LOE. Os componentes da radiação ionizante são as partículas α , β e γ . Os fluxos de dose de radiação das partículas β e γ são homogêneos por todo o grão mineral com fração inferior a areia fina. Entretanto, a

absorção da radiação α é uniforme somente para texturas máximas em silte. Para grãos minerais em fração mínima de areia fina, a radiação alfa não penetra por todo o grão uniformemente, fazendo-se necessário remover cerca de 20 μm da camada externa do grão, a fim de excluir a influência dessa radiação no cálculo da taxa de dose.

O acúmulo de elétrons aprisionados dentro do retículo cristalino do mineral ocorre muito lentamente, na ordem de 10^1 a 10^4 anos, enquanto a remoção da carga ou fotoesvaziamento (em inglês, *bleaching*) ocorre muito rapidamente, em até centenas de segundos (Wintle & Murray, 2006; Buylaert et al., 2012). Não são em todos os ambientes que o sinal LOE é reduzido a “zero”. A taxa de *bleaching* e o esvaziamento completo depende tanto das condições ambientais quanto das propriedades da amostra. Se a amostra contém grãos com dose residual, devido ao esvaziamento parcial, a dose equivalente será superestimada. O *bleaching* incompleto do sinal LOE é um dos problemas mais recorrentes em sistemas fluviais ao redor do globo (Murray et al., 1995; Stokes et al., 2001, Rittenour, 2008). Dentre as razões que dificultam o esvaziamento completo em sistemas fluviais estão: (i) atenuação da passagem de luz solar pela coluna d’água durante o transporte sedimentar, que se torna maior caso haja concentração significativa de material suspenso. A profundidade da água, o modo de transporte (suspensão, saltação ou rolamento) e a distância do transporte também influenciam na taxa de esvaziamento; (ii) entrada de sedimentos não esvaziados no sistema. A erosão (e mistura) de depósitos pretéritos é bastante comum em sistemas fluviais; (iii) eventos de deposição episódica, como enchentes e tempestades, causam rápida erosão e transporte de sedimentos, limita a exposição dos grãos à luz solar e, conseqüentemente, desfavorece o *bleaching* completo (Rittenour, 2008). Para mitigar a superestimação de idades em alíquotas de amostras com fotoesvaziamento parcial, foram estabelecidos métodos de datação em pequenas alíquotas (<100 grãos) ou de grão-único, associados a métodos estatísticos que isolam os grãos representativos da verdadeira idade de deposição, como a distribuição Gaussiana dos valores mais jovens da distribuição de De em histogramas (Lepper et al., 2000), e o *central age model* (CAM), *minimum age model* (MAM) e *finite mixture model* (FMM) (Galbraith et al., 1999; Galbraith, et al., 2005). Para amostras bem esvaziadas, o CAM fornece uma estimativa de dose média e sua incerteza, acompanhada da dispersão (em inglês, *overdispersion*). Esta é afetada por diferenças nas taxas de doses naturais β de grãos individuais (Nathan et al., 2003). Os sedimentos em terraços e planícies de inundações mais antigas têm, consideravelmente, maior número de ciclos de transporte e deposição até o soterramento definitivo antes da coleta da amostra, permitindo um *bleaching* mais eficiente que nos sedimentos encontrados em canais e barras modernas (Jain et al., 2004).

Antes de cada medição LOE, a amostra é pre-aquecida (em inglês, *preheat*) para remover os componentes instáveis induzidos pela irradiação, a fim de estimular a migração de cargas instáveis para armadilhas LOE, garantindo sinal uniforme e permitindo a comparação entre as medidas. O protocolo SAR (dose única regenerativa ou, em inglês, *single-aliquot regenerative-dose*) incorpora uma avaliação direta da sensibilidade LOE imediatamente após a medição da luminescência natural e de cada dose regenerativa (Lx), uma vez que o aquecimento remobiliza as armadilhas e afeta sua eficiência (Wintle & Murray, 1999). A técnica consiste em administrar uma pequena dose teste uniforme, com baixas temperaturas de *preheat*, e uma segunda medida LOE (Tx). Cada sequência de irradiação, *preheat*, medição LOE, de dose regenerativa, *cutheat* e medição de sensibilidade LOE é um ciclo SAR. Comumente, são realizados de 6 a 7 ciclos, incluindo um ciclo para avaliar a magnitude da transferência térmica e um para testar a correção da sensibilidade. A dose equivalente (De) é estimada a partir de uma curva de crescimento obtida pela razão entre o sinal LOE natural inicial de cada medição e a dose regenerativa para a consequente medição de sensibilidade (Lx/Tx).

A transferência térmica é o movimento de elétrons para outras armadilhas durante o aquecimento. Em caso especial, cargas originadas de armadilha LOE são transferidas pela exposição à luz para armadilhas menos estáveis, antes mesmo da transferência termal (Aitken & Smith, 1988), havendo potencial para superestimar o valor de De. A avaliação da transferência térmica é realizada em um ciclo SAR em que a dose regenerativa (administrada) é nula (0 Gy), denominado de teste de recuperação. Se houver transferência de elétrons, o sinal medido não será nulo (0 Gys) e, para que a alíquota seja confiável, este valor não deve ultrapassar 5% de De (Murray & Wintle, 2000). Segundo Rhodes (2000), o uso de baixas temperaturas de *preheat* pode mitigar a superestimação de De em amostras que sofreram transferência térmica. A correção de sensibilidade é avaliada pelo teste de reciclagem, que consiste em repetir a o valor da dose regenerativa inicial na final. A razão ideal entre as doses é 1.0, sendo que valores entre 0.9 e 1.1 são considerados adequados (Murray & Wintle, 2000; Wintle & Murray, 2006).

A temperatura mais adequada para o *preheat* é determinada pelo teste de ‘platô’ (em inglês, *preheat plateau test*) e, a validação do protocolo SAR, é realizada no teste de recuperação de dose (em inglês, *dose-recovery*). A temperatura adotada no protocolo SAR será aquela na qual a razão entre a dose medida e a dose administrada mais se aproxima de 1.0, sendo valores entre 0.9 e 1.1 considerados satisfatórios (Rhodes, 2000; Wintle & Murray, 2006; Rhodes, 2011). Esses testes são comumente empregados em um único procedimento, o teste de “*preheat dose-recovery*”, cujo intuito é verificar qual temperatura deriva a melhor razão de

dose-recovery. Para esses procedimentos são necessárias alíquotas adicionais. O teste de recuperação de dose é geralmente aplicado em uma ou em um pequeno grupo de amostras para cada conjunto. Após zerar cada sinal natural, é administrada uma dose empírica conhecida na alíquota e a subsequente medição da dose equivalente.

Uma estimativa precisa da taxa de dose experimentada pelos grãos é necessária para cada amostra. A contribuição de raios cósmicos é tipicamente menor que 10% e é composto por um componente atenuado a pequenas profundidades de soterramento e, um componente forte, que se estende por dezenas de metros. O restante da taxa de dose é proveniente de sedimentos e incluem componentes do próprio interior do grão (como no feldspato potássico) e, majoritariamente, proveniente dos grãos ao redor. A contribuição de K40 e isótopos da série de decaimento do U238, U235 e Th232 envolvem diferentes tipos de emissão, energia e atividade (Rhodes, 2011). A estimativa da taxa de dose baseia-se nas equações de Prescott & Hutton (1994) e requer medições da profundidade de soterramento, densidade do sedimento e saturação em água. A água contida nos poros dos sedimentos absorve radiação, e uma correção única para cada tipo de radiação é aplicada baseada na saturação (Aitken, 1985).

3.4. Paleoclima no Sudeste Brasileiro Durante o Quaternário Tardio

O período Quaternário é caracterizado por grande variabilidade nas condições climáticas do planeta, representada por ciclos glaciais (~ 100 ka) e interglaciais (~ 20 ka) durante os últimos 800 ka, além de mudanças abruptas como os eventos Heinrich e Dansgaard-Oeschger (Lisiecki & Raymo, 2005). O último período glacial (120 – 11.7 ka) e sua transição para o Holoceno é marcado por mudanças climáticas abruptas que se manifestam como flutuações de temperatura e/ou precipitação bem documentadas em testemunhos de gelo na Groenlândia (NGRIP members, 2004). Nas terras baixas da América do Sul, flutuações no padrão das chuvas devido a precessão na atividade do SMAS têm sido reportada como um fator fundamental na condução das mudanças ambientais durante o Quaternário Tardio (Cruz et al., 2005; Cruz et al., 2007; Vuille et al., 2012; Bernal et al., 2016; Novello et al., 2016). Para a reconstrução de longos registros de paleoprecipitação na América do Sul, utilizam-se dados isotópicos e razões de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca (Cruz et al., 2005, 2006; 2007) obtidos em espeleotemas. Estes fornecem importantes informações sobre o SMAS durante os eventos climáticos registrados, bem como na determinação dos principais forçantes climáticos atuantes no regime hidrológico da América do Sul em diversas escalas de tempo (Stríkis & Novello, 2014).

A circulação de monção é um dos principais sistemas atmosféricos de grande escala que atua na faixa tropical, onde se constata uma notável reversão da direção dos ventos dominantes

em baixos níveis durante a fase de transição entre as estações de inverno e verão. Tal reversão sazonal ocorre principalmente devido ao contraste térmico entre o continente e os oceanos adjacentes, fazendo com que essa região apresente duas estações bem definidas: inverno seco e verão chuvoso (Webster et al., 1998; Goswami, 2005; Tyagi et al., 2012). Apesar de não ser observado a reversão da direção dos ventos em baixos níveis durante a fase de transição da estação seca para a chuvosa na América do Sul, a circulação atmosférica dessa região ainda é considerada como um sistema de monção (Ramage, 1971; Zhou & Lau, 2001).

Os sistemas de monções são fortemente influenciados por mudanças da insolação nos ciclos de precessão e excentricidade. Estes, somados ao ciclo de obliquidade, constituem os ciclos orbitais terrestres ou ciclos de Milankovitch (Figura 10). A resposta climática à variação da insolação, nessas regiões, se dá pela alteração da posição latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT, em inglês, ITCZ) (Asnani, 1993; Stríkis & Novello, 2014). Enquanto o Hemisfério Norte passa por diminuição da intensidade das monções devido a redução da insolação durante o inverno boreal, o Hemisfério Sul tem um aumento de insolação de verão austral e o conseqüente fortalecimento das monções e vice-versa, evidenciando a correlação antifásica entre os sistemas de monções dos dois hemisférios (exemplificado na Figura 11). O aumento da insolação de verão está diretamente relacionado com o aumento da quantidade de precipitação em seu respectivo hemisfério (Stríkis & Novello, 2014).

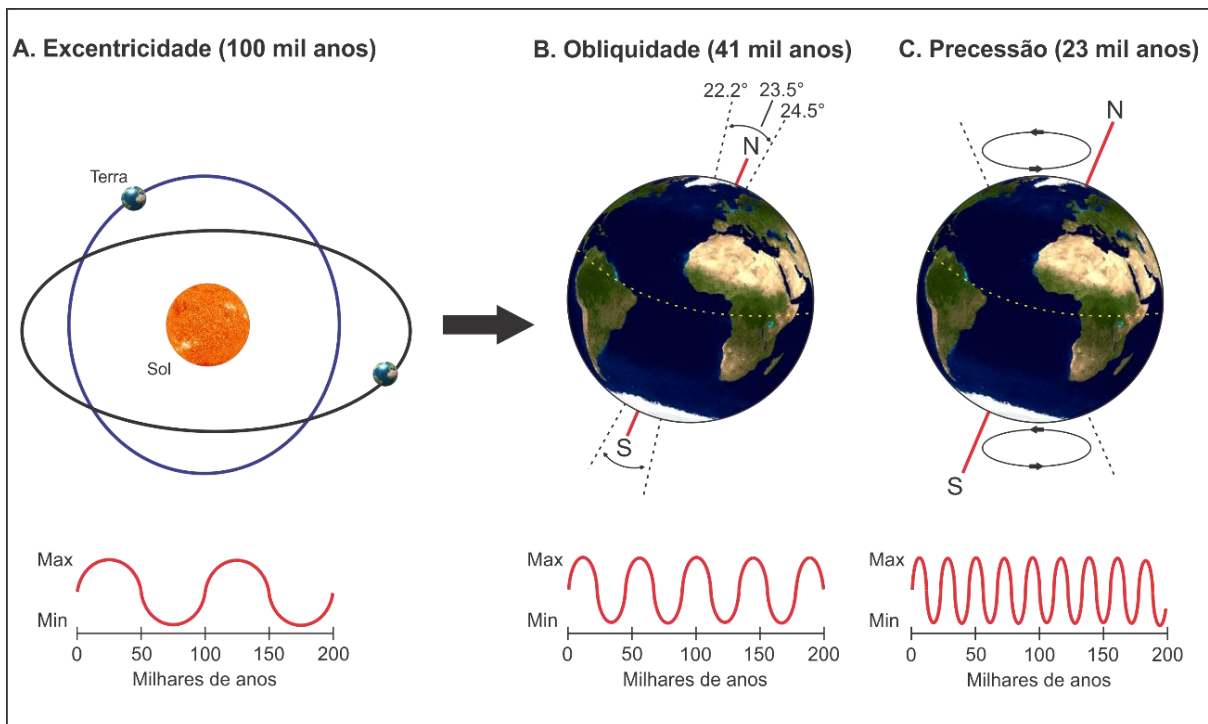


Figura 10. Os três ciclos orbitais de Milankovitch afetam diretamente a quantidade e distribuição da radiação solar (em vermelho) que atinge a superfície da Terra, devido a alteração da distância da Terra em relação ao Sol e da orientação do eixo de rotação da Terra. (A) A excentricidade (grau de elipticidade da órbita terrestre) oscila entre quase circular (mínima, em azul) para bastante elíptica (máxima, em preto) num intervalo aproximado de 100 mil anos. Durante as fases de máxima elipticidade há maior contraste entre as estações do ano de um hemisfério. (B) A obliquidade do eixo de rotação da Terra varia entre 22,2° a 24,5° em um período de cerca de 41 mil anos. Quanto maior o ângulo de inclinação, maior será a diferença de irradiação solar que atinge a Terra, intensificando a diferença de temperatura média entre as estações do ano. (C) A precessão é o ciclo de periodicidade de 23 mil anos que modifica a direção do eixo da Terra, invertendo as posições das estações entre os hemisférios.

Durante o outono austral (MAM), a ZCIT atinge sua posição mais ao sul e carrega umidade oceânica para o interior do continente sul-americano. Em estágio mais avançado da SMAS, mais precisamente ao longo do verão (DJF), é configurado uma importante feição da SMAS, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS, em inglês SACZ) (Figura 12). A ZCAS é uma banda alongada e convectiva que, por Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS), carrega umidade proveniente da Bacia Amazônica para o sudeste Atlântico, culminando em fortes chuvas no sul e sudeste brasileiro (Novello et al., 2017), contribuindo significativamente para aumento da descarga da Bacia do Tietê. Tanto a ZACS quanto o ZCIT tiveram, no passado, suas posições modificadas devido a eventos abruptos de escala milenar (Cruz et al., 2005). Estas alterações afetaram significativamente a precipitação nos trópicos e subtropicais da América do Sul durante o Quaternário Tardio (Novello et al., 2017).

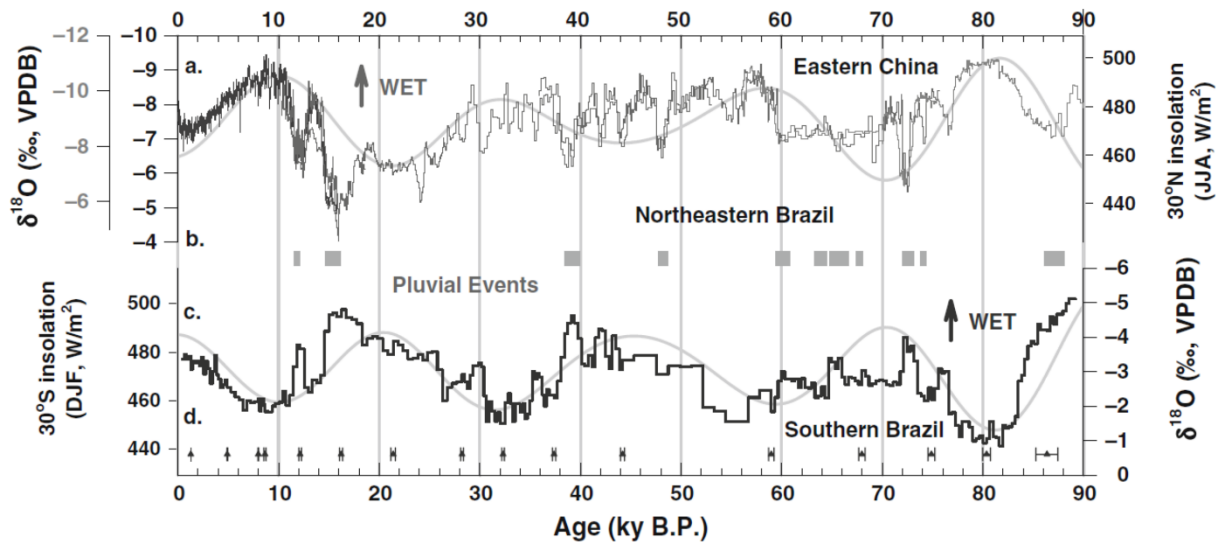


Figura 11. Registro de espeleotemas de cavernas em regiões afetadas por sistema de monção, exibindo a boa correlação antifásica entre a intensidade das monções do Hemisfério Norte (A) e Sul (C), devido a variação da insolação de verão. (A) Dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ de cavernas do leste da China (Caverna Dongge, [Yuan et al. \(2004\)](#); Caverna Hulu, [Wang et al. \(2001\)](#); Caverna Sanbao, [Wang et al., \(2008\)](#)). (B) Períodos de crescimento de espeleotemas do nordeste brasileiro ([Wang et al., 2004](#)). (C) e (D) Dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Botuverá ([Wang et al., 2007](#)) e as barras de erro, respectivamente. (Fonte: [Cruz et al., 2009](#)).

Eventos climáticos abruptos ocorridos durante o Último Glacial são registrados principalmente em sedimentos marinho do Atlântico Norte. São caracterizados por períodos de frio extremo (Heinrich), sucedidos por aumentos bruscos de temperatura (Dansgaard-Oschger), numa periodicidade de centenas a dois mil anos. Durante os eventos Heinrich, é registrado um nítido aumento da precipitação devido às atividades monçônicas, ao passo que, durante os eventos de Dansgaard-Oschger, há forte diminuição da precipitação ([Stríkis & Novello, 2014](#)). Assim como as mudanças climáticas relacionadas às oscilações dos ciclos orbitais controlados pela insolação, os eventos abruptos também registram antifase entre os hemisférios ([Cheng et al., 2012](#)). O Hemisfério Sul, bem como a porção boreal do globo, também experimenta eventos abruptos correlacionados com mudanças de temperatura. O evento Younger Dryas (12.9 – 11.6 ka), de frio extremo, é equivalente ao Heinrich 0 e, o evento Bølling-Allerød (14.7 – 12.9 ka), período abrupto quente, é equivalente ao Dansgaard-Oschger 1 ([Stríkis & Novello, 2014](#)).

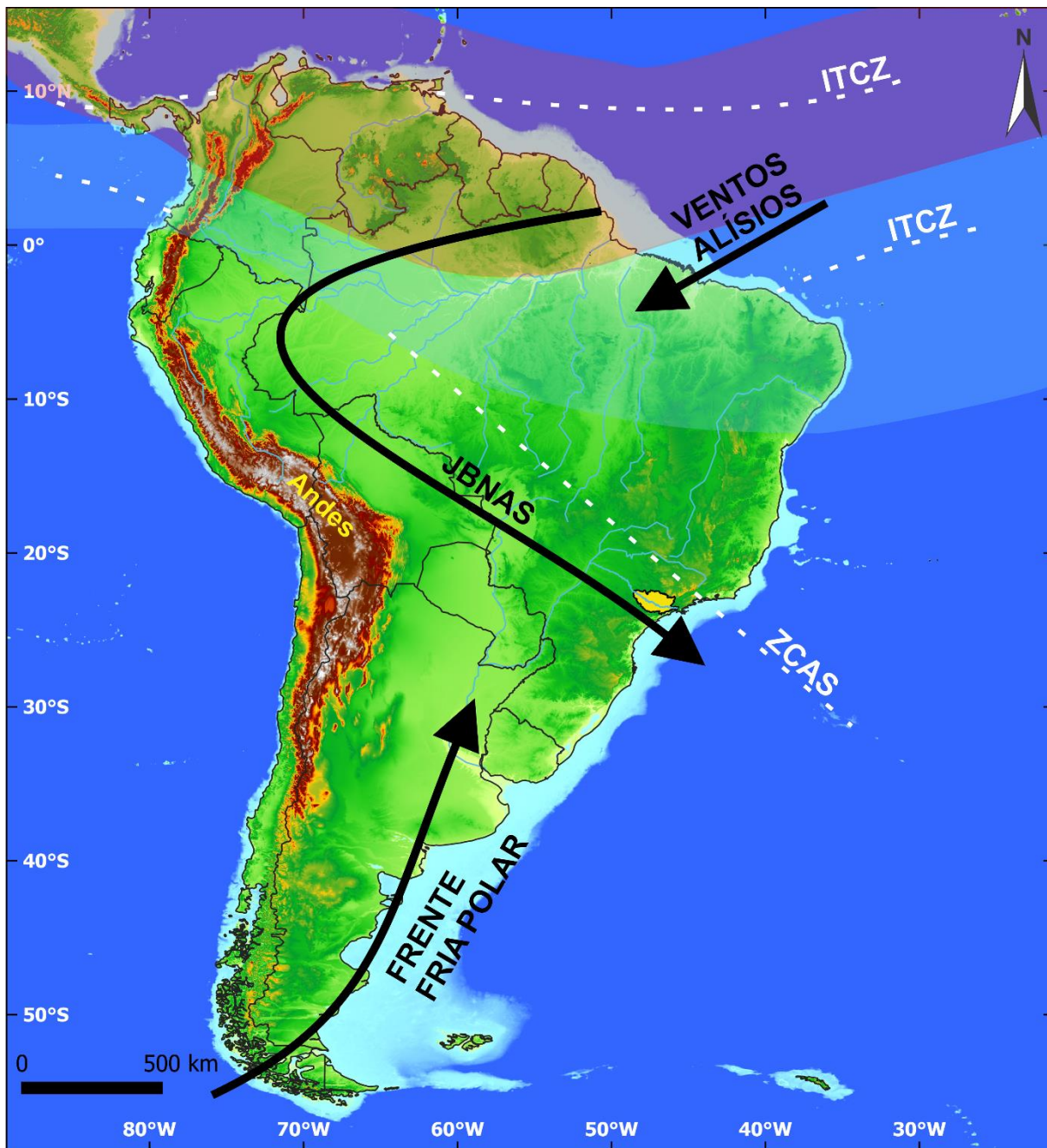


Figura 12. Esquema do Sistema de Monções da América do Sul. As bandas vermelha e azul referem-se às posições da ITCZ durante os meses de inverno e verão do Hemisfério Sul, respectivamente. Durante os meses de verão austral, os ventos alísios carregam umidade oceânica e costeira para o interior do continente Sul-americano. As correntes atmosféricas sofrem aumento de umidade pela transpiração da Bacia Amazônica e, por de Jatos de Baixos Níveis (JBNAS) configurando pela ZCAS, transporta essa umidade para sul e sudeste do Brasil, incluindo a Bacia do Tietê, destacada em amarelo. A frente fria polar atinge sua posição mais ao norte durante os meses de maior atividade da SMAS.

Dados isotópicos de espeleotemas da caverna de Santana (Cruz et al., 2006) e de palinologia da Cratera de Colônia, São Paulo (Ledru et al., 2005; 2009), de Curucutu, na Serra do Mar (Pessenda et al., 2009), de Jaguariúna, Botucatu e Pirassununga (Scheel-Ybert et al., 2003), da Estação Ecológica de Jataí (EEJ), em Luiz Antônio, SP (Souza et al., 2013; Celarino et al., 2013), de Bofete (Bissa & Toledo, 2015) e de Campinas (Aviles et al., 2019), possibilitam

inferir mudanças paleoambientais ocorridas no sudeste brasileiro, sobretudo no Estado de São Paulo, desde o Pleistoceno Tardio até o presente.

Em registros na Cratera de Colônia, município de São Paulo, [Ledru et al. \(2005; 2009\)](#) sugerem que ao longo os últimos 135 mil anos, a floresta tropical do sudeste brasileiro (Mata Atlântica) esteve sujeita a alterações em sua composição devido a variações de temperatura em períodos glaciais e interglaciais do Hemisfério Norte. Durante o Último Interglacial, no intervalo representado pelo Estágio Isotópico Marinho (MIS) 5e (135 a 116 ka), a região do Alto Tietê sofreu importante mudança na composição florística ([Ledru et al., 2009](#)). O início deste período (135 a 130 ka) foi caracterizado por alta frequência de *Araucária* e outros de elementos arbóreos típicos de clima frio e permanentemente úmido, havendo regime de chuva de inverno (na forma de frequentes chuviscos) [Ledru et al. \(2009\)](#). Dados de espeleotemas da Caverna de Santana ([Cruz et al., 2006](#)), situada a 200 km da capital paulista, corroboram para a existência de regime de chuvas extratropical se instalando durante os meses de inverno. Dados palinológicos de Colônia evidenciam o desaparecimento da conífera *Araucária* no final do Último Interglacial, entre 130 a 116 ka. [Ledru et al. \(2009\)](#) interpretam que o regime de precipitação de inverno esteve inativo ou muito fraco no sudeste brasileiro durante este período.

O Último Glacial durou de 116 ka até o Holoceno, a 11.7 ka. Segundo [Ledru et al., \(2009\)](#) o início deste período na região sudeste do Brasil é caracterizado por aumento na frequência de *Podocarpus*, conífera indicativa de clima frio e úmido. Durante esse período, são registrados três momentos de expansão da floresta de Mata Atlântica (105 a 101 mil anos A.P., 56 a 41 mil anos A.P. e de 30 a 23 mil anos A.P.) marcado pela alta frequência de *Araucária*. Entre os períodos de expansão da cobertura vegetal, são documentados dois períodos de estresse e regressão da floresta, entre 40 a 30 mil anos A.P. e entre 23 a 19 mil anos A.P. ([Ledru et al., 2005; 2009](#)). Outros dados palinológicos do sudeste brasileiro corroboram com o predomínio e expansão da floresta até 45 mil anos cal. A.P ([Siqueira, 2006; 2012](#)), e entre 35 a 24 mil anos cal. A.P ([Turcq et al., 1997; Pessenda et al., 2009](#)).

A terceira expansão da floresta tropical (30 a 23 ka) na região do Alto Tietê é caracterizada por mudança da composição florística, havendo domínio de *Hedyosmum-Podocaroy-Weinmannia*, atestando para condições úmida e temperaturas ainda mais frias ([Ledru et al., 2009](#)), sendo corroborado por dados de [Pessenda et al \(2009\)](#), a qual atribuem a existência de um mosaico de floresta e campos em Curucutu e de espeleotemas da Caverna de Santana, que indicam condições mais úmidas que as atuais durante o fim do último estágio glacial ([Cruz et al., 2006](#)). Em contrapartida, dados de [Bissa & Toledo \(2015\)](#) e de [Aviles et al. \(2019\)](#) sugerem que de 30 a 15 ka a cobertura vegetal da zona do Médio Rio Tietê era típica de

cerrado aberto, atestando condições climáticas mais secas e menos frias no interior paulista. [Bissa & Toledo \(2015\)](#) relatam a existência de áreas muito limitadas de florestas na bacia do Rio Pardo, com menos de 10% de pólen arbóreo no registro de 33 a 18 ka.

O Último Máximo Glacial (UGM) (em inglês, *Last Glacial Maximum – LGM*) (23 a 19 ka) é caracterizado pela escassez de registros palinológicos devido às condições secas e bastante erosivas ([Ledru et al., 1998](#)). Neste período, foi identificada baixa frequência de pólen de elementos arbóreos em Colônia, caracterizando uma significativa regressão da floresta tropical e substituição por vegetação aberta ([Ledru et al., 2005; 2009](#)), corroborado pela abrupta diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, há 20ka, da Caverna de Santana ([Cruz et al., 2006](#)). Segundo [Ledru et al. \(2009\)](#), o estresse sob a Mata Atlântica foi tão intenso que apenas manchas isoladas em ambientes mais úmidos foram preservadas, denominados de refúgios, como nas margens de drenagens. Dados de [Cruz et al. \(2006; 2007\)](#) contrapõem as interpretações de [Ledru et al. \(1998\)](#) ao associar a regressão das florestas a condições climáticas mais secas, uma vez que os registros isotópicos dos espeleotemas apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ bastante negativos, a qual [Novello et al. \(2017\)](#) atribuem a uma fase fortalecida da SMAS. Segundo [Cruz et al. \(2006\)](#), os baixos valores $\delta^{18}\text{O}$ (aumento de umidade) perduraram até cerca de 15 mil anos, quando condições ligeiramente mais secas se desenvolveram por aproximadamente 2 mil anos. Essas condições mais áridas foram interrompidas pelo retorno de intenso regime de chuvas por volta de 12.7 a 11.5 ka, no evento conhecido como Younger-Dryas. [Pessenda et al. \(2009\)](#) e [Bissa & Toledo \(2015\)](#) relatam um significativo decréscimo na taxa de sedimentação em Curucutu, ocorrido de 22.8 a 16.4 ou 13.8 kyr A.P. e na Bacia do Rio Pardo, de 18 a 10.5 kyr A.P., respectivamente. Ambos os autores associam a um período de bastante umidade, corroborando com dados de [Cruz et al. \(2006\)](#).

Bem documentada e descrita, a transição Pleistoceno/Holoceno foi amplamente estudada no Estado de São Paulo. Dados palinológicos indicam um claro *trend* de desenvolvimento da vegetação em direção aos dias atuais tanto na região do Alto Tietê ([Ledru et al., 1998; Ledru et al., 2009; Pessenda et al., 2009](#)) quanto no Médio Tietê ([Scheel-Ybert et al., 2003; Bissa & Toledo, 2015; Aviles et al., 2019](#)). [Novello et al. \(2019\)](#) sugerem que o aumento de CO_2 atmosférico foi o principal responsável pela expansão dos elementos arbóreos durante o Holoceno. Segundo [Pessenda et al. \(2009\)](#) e [Ledru et al. \(2009\)](#) o início do Holoceno é caracterizado pelo desaparecimento das gimnospermas *Araucária*, *Podocarpus* e *Hedyosmum*, sugerindo condições climáticas mais úmidas e quentes, além de atestar aumento da sazonalidade interanual e ausência de regime de precipitação de inverno. Esse aumento significativo de umidade refletiu também, devido a alterações nas condições hidrodinâmicas,

na mudança no predomínio no padrão de canais no sudeste brasileiro. Trabalhos realizados no Alto Rio Paraná (Stevaux, 1993; Stevaux, 2000; Parolin et al., 2007; Leli, 2015), na planície aluvial do Pantanal (Assine et al., 2014; Pupim et al., 2017) e na planície do Bananal (Valente & Latrubesse, 2012) indicam que próximo a transição Pleistoceno-Holoceno, mudanças climáticas regionais resultaram em mudança do domínio de padrão dos canais de entrelaçado para anabranching/meandrante.

Ledru et al. (2009) sugerem que a expansão da floresta tropical da região do Alto Tietê atingiu o desenvolvimento máximo entorno de 9 ka, corroborado por dados de $\delta^{13}\text{C}$ de Cruz et al. (2006), enquanto dados de Souza et al. (2013), Celarino et al. (2013) e Bissa & Toledo (2015) indicam predominância de cerrado de campo aberto, a qual interpretam como clima mais quente e seco entre 13 a 6 ka no Médio Tietê.

Dados de $\delta^{18}\text{O}$ da Caverna de Santana (Cruz et al., 2006) sugerem um curto período de significativo aumento de precipitação entre 9 e 8 ka. O “evento 8.2 ka” é considerado a maior anomalia climática global ocorrida durante o Holoceno (Alley et al., 1997), sendo registrado em diversos continentes, inclusive na América do Sul (Cheng et al., 2009; Morrill et al., 2013). O evento é caracterizado por estabelecimento de condições frias e secas no Hemisfério Norte (Cheng et al., 2009; Thomas et al., 2007), resultando em migração da posição média da ITCZ para sul (Broccoli et al., 2006). Diversos proxies paleoclimáticos indicam fortalecimento da SMAS (Cheng et al., 2009; Stríkis et al., 2011; Sallun et al., 2012) e condições mais úmidas no sudeste brasileiro por aproximadamente 170 anos (Bernal et al., 2016). Os resultados de Aguiar et al. (2020) indicam que o aumento da descarga de água doce de degelo no Atlântico Norte é o principal responsável pelo fortalecimento da SMAS entre 9 a 8 ka e que resultou no registro do “evento 8.2 ka”.

As condições quentes e úmidas na porção do Alto Tietê teriam progressivamente se fortalecido até o Holoceno Médio, há aproximadamente 6 mil anos A.P., quando houve significativa redução de umidade (Turc et al., 1997), corroborado pelos registros de Ledru et al. (2009), que sugerem avanço da vegetação aberta (campos) em áreas onde haviam florestas entre 6 a 4 mil anos cal A.P. Entorno de 8 a 4 ka A.P., na Bacia do Rio Pardo (Bissa & Toledo, 2015) e, de 8 a 6 ka A.P. em Botucatu, Jaguariúna e Pirassununga (Scheel-Ybert et al., 2003), é registrado decréscimo nas concentrações de polens de táxons arbóreos e de vegetação aberta, sugerindo episódio de retração tanto das florestas quanto da vegetação aberta, havendo predomínio de cerrado/cerradão na região do Médio Tietê durante a primeira metade do Holoceno Médio.

O início do Holoceno Superior, há 4.3 ka, é marcado pela retomada da expansão da Mata Atlântica na região do Alto Tietê (Ledru et al., 2009) e de elementos arbóreos no Médio Tietê, compondo mosaico de cerrado e floresta semidecídua, atingindo configuração semelhante a atual a partir de 3 a 2 ka (Bissa & Toledo, 2015; Aviles et al., 2019; Souza et al., 2013; Scheel-Ybert et al., 2003). O último milênio é caracterizado por dois eventos principais: o Aquecimento no período Medieval (em inglês, *Medieval Climate Anomaly*, MCA) entre 950 e 1.250 D.C. e Pequena Idade do Gelo (em inglês, *Little Ice Age*, LIA) entre 1.400 e 1.850 D.C. (Mann et al., 2009). O MCA raramente é reconhecido fora da Europa. O LIA é mais evidente em baixas latitudes e nos trópicos (Bird et al., 2011). Na América do Sul, as consequências climáticas do LIA são espacialmente complexas (Thompson et al., 2013), e foi sugerido a formação de um dipolo seco/úmido entre o sudeste e o nordeste do Brasil (Novello et al., 2012; Vuille et al., 2012). Registros de elementos traço em Botuverá mostram que aumento da forçante solar associada a MCA não causou, necessariamente, condições mais secas no sudeste do Brasil. Em contraste, Sr/Ca indicam que a queda abrupta na intensidade solar em ~ 1.350 A.D., associada e, sincrônica, ao fortalecimento da SMAS e aumento gradual da chuva amazônica durante o LIA (Bernal et al., 2016).

4. METODOLOGIA

4.1. Perfil Longitudinal

O perfil longitudinal referente ao Alto e Médio curso do Rio Tietê, desde a nascente em Salesópolis até a represa de Barra Bonita foi elaborado por meio do *plugin Profile Tool* (Jurgiel et al. 2012), software QGIS v. 3.6.2. Este resultou da interação entre o Modelo Digital de Elevação (MDE) do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com 30 m de resolução espacial e da rede de canais, incluindo o Rio Tietê, extraído pela ferramenta *r.drain* (Miller, 2001), software GRASS GIS, v. 7.8. Com intuito de compreender melhor a interferência de estruturas geológicas e reologia das rochas aflorantes ao longo do canal e entorno do Rio Tietê, foi acoplado ao perfil longitudinal, dados de elevação máxima e elevação média em uma faixa de 800 m em relação a ambas as margens do canal. Para tal, foi utilizado a ferramenta *SwathProfiler* (Pérez-Peña et al., 2017) no software GRASS GIS, v. 7.8. Os dados topográficos também foram contrastados com dados litológicos e estruturais compilados de mapas geológicos (Almeida et al., 1981b; Morais et al., 1999). A partir desses fatores, foram estimados o gradiente topográfico do perfil longitudinal e a resistência relativa das rochas aflorantes (Hawkins, 1998; Clayton & Shamoan, 1998) ao longo do trecho estudado do Rio Tietê. A

análise do perfil longitudinal e identificação dos *knickpoints* permite definir níveis de base locais, avaliar possíveis correlações com estruturas geológicas e a formação de trechos com predomínio de processos agradacionais ou erosivos.

4.2. Mapeamento e caracterização dos depósitos sedimentares

A cartografia dos elementos morfológicos e unidades geológicas foi baseada na interpretação visual de imagens de satélite (ex. Landsat-TM/OLI, com resolução espacial de 30 m), cartas topográficas e MDEs, a partir da adaptação de critérios interpretativos descritos por Soares & Fiori (1976), Veneziani & Anjos (1982) e Lillesand et al. (2015). Os Perfis topográficos e geológicos foram elaborados com auxílio de MDE confeccionados a partir da interpolação de dados planialtimétricos na escala 1:10.000 (base de dados de IGC-SP de 1978 a 2006) e/ou de *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e *ALOS PALSAR*, com 30 e 12 m de resolução, respectivamente. Todos os produtos de sensoriamento remoto foram obtidos em plataformas de dados livres, como do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), Agência Espacial Europeia (ESA) e Instituto Geológico de São Paulo (IGC-SP). Os softwares livres QGIS, GRASS e SAGA foram utilizados para o processamento de imagens, mapeamento e integração dos dados espaciais. Os níveis de terraços foram enumerados em ordem crescente, do mais elevado (nível T1) para o menos elevado (nível T7) em relação ao rio Tietê.

As campanhas de campo foram realizadas em cada uma das áreas, entre os meses de maio e junho de 2019, quando o nível das águas do rio estava baixo, as planícies mais secas e os afloramentos naturais expostos. As áreas-alvo estão localizadas na (1) região metropolitana de São Paulo, e nas (2) imediações do município de Laranjal Paulista e Tietê, interior de São Paulo (Figura 1).

A interpretação dos sistemas deposicionais da área de estudo baseou-se na análise e associação de fácies sedimentares, seguindo recomendações de Walker & James (1992). As descrições de seções sedimentares ocorreram em afloramentos naturais, cavas abertas, trincheiras e perfurações com o uso de trado manual. Os objetivos deste procedimento foram agrupar e separar depósitos sedimentares de acordo com aspectos litológicos, estruturas sedimentares, geometria e conteúdo fossilífero particulares dos demais corpos adjacentes; correlacionar os depósitos ali presentes e estabelecer a relação de processo e produto, caracterizado por processos sedimentares particulares e pelas litofácies, respectivamente.

A análise granulométrica possibilita a interpretação da variação espacial da textura dos sedimentos, seja ela lateral ou vertical nos depósitos. A coleta sistemática de sedimentos para análise granulométrica foi orientada pela ocorrência/variação de fácies e/ou horizontes

estratigráficos, bem como por intervalos contínuos, a fim de detalhar a análise sedimentológica e a confecção de colunas estratigráficas. O procedimento se desenvolveu através de peneiramento mecânico via seca em frações granulométricas maiores que 1 mm e, utilizando-se do equipamento Malvern Mastersizer 2000, equipado com o acessório Hydro, para separação das frações menores que 1 mm.

Para uma abordagem quantitativa dos processos de entalhamento do vale fluvial, foram calculadas as taxas de incisão média entre os períodos de agradação responsáveis pela deposição dos diferentes níveis topográficos dos terraços fluviais do Tietê. Para tal, utilizou-se a equação 1.

4.3. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada

As amostras dos sedimentos foram coletadas com utilização de tubos opacos de PVC, para impedir o contato com a luz solar, em pelo menos 1 depósito sedimentar correspondente a cada nível de terraço mapeado, perfazendo um total de 23 amostras datadas. A preparação e a análise das amostras foram realizadas no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). As amostras coletadas foram abertas em ambiente com iluminação de luz laranja (“sala escura”) para evitar o esvaziamento do sinal natural de luminescência. Os sedimentos foram separados e peneirados em via úmida para a obtenção de material na fração 180-250 μm . As amostras selecionadas foram submetidas a sucessivos ataques ácidos para a obtenção de um concentrado de grão de quartzo e eliminação de outros minerais. Inicialmente o material foi imerso em peróxido de hidrogênio (H_2O_2 a 35%) e em ácido clorídrico (HCl a 10%) até completa remoção, respectivamente, da matéria orgânica e de carbonatos residuais. A separação dos grãos de quartzo, de feldspato e dos minerais pesados, foi realizada em meio denso, com a imersão das amostras em solução de metatungstato de lítio (LMT) de densidades de 2.62 g/cm^3 e 2.76 g/cm^3 . Os concentrados de quartzo foram atacados com ácido fluorídrico (HF) a 40% durante 40 min para a dissolução de grãos de feldspatos residuais e remoção da camada superficial dos grãos de quartzo. Este procedimento é justificado pois partículas α provenientes do decaimento radioativo do urânio e do tório, presentes no substrato, penetram nos grãos de quartzo e ficam armazenados em até 20 μm a partir das extremidades do grão.

Após a preparação das amostras, os grãos de quartzo foram submetidos à medidas de luminescência em leitor *Lexsyg Smart - Freiberg Instruments*, equipado com fonte de irradiação beta ($\text{Sr}^{90}/\text{Y}^{90}$) com taxa de dose de 0.115 $\text{Gy}\cdot\text{s}^{-1}$, LEDs azuis (pico de emissão em 458 nm) e infravermelhos (pico de emissão em 850 nm) para estimulação e filtro de detecção Hoya U-340

BP 365/50. A mensuração da dose equivalente foi realizada pelo protocolo SAR em alíquotas multigrãos de quartzo, na fração de 180-250 μm , descrito por Murray et al. (2000) e Murray & Wintle (2003) (Tabela 1). Esse método incrementou a precisão da datação em comparação com os métodos prévios de luminescência, incorporando avaliação de consistência interna, permitindo o entendimento claro dos problemas relacionados ao incompleto esvaziamento do sinal e, em muitos casos, estes foram mitigados.

Tabela 1. Protocolo SAR aplicado para determinar as doses equivalentes das amostras coletadas. A porcentagem do sinal da D_5 em relação ao sinal natural foi utilizada como medida de recuperação. A reciclagem é medida pela razão entre os sinais das doses D_1 e D_6 . A medida do sinal de D_7 realizou-se após estímulo com infravermelho a 60°C ; a razão entre os sinais das doses D_6 e D_7 é utilizada para avaliar a contaminação por feldspatos.

ETAPA	PROCEDIMENTOS
1º	Dose
2º	Pré-aquecimento a 200°C por 10s
3º	Estimulação com LEDs azuis a 125° por 40s (Lx)
4º	Dose teste (Dt)
5º	Pré-aquecimento até 160°C ;
6º	Estimulação com LEDs azuis a 125° por 40s (Tx)
7º	Iluminação com LEDs azuis a 280° por 40s
8º	Repetição dos passos 1-7 para série crescente de D_i , $i=0-7$, sendo D_0 =sinal natural $D_1 < D_2 < D_3 < D_4$; $D_5=0$ Gy; $D_6=D_7=D_1$

Os testes “*preheat dose-recovery*” foram realizados em três lotes de amostras (1 – sedimentos do Alto Rio Tietê; 2 – terraços fluviais e 3 – sedimentos jovens, ambos do Médio Rio Tietê) com base nas características sedimentológicas, geomorfológicas e sinal LOE - medido anteriormente em um teste para avaliar a magnitude da dose natural acumulada. Os testes “*preheat dose-recovery*” das amostras dos depósitos sedimentares do Tietê, foram realizados administrando doses de 1.73, 11.5, 28.75, 34.5, 46, 51.75 e 69 Gys; temperaturas de *preheat* de 160, 180, 200, 220, 240 e 260°C e avaliada a presença/ausência de iluminação azul final (“*hot bleach*” a 280°C). Este último procedimento visou analisar e mitigar eventuais problemas relacionados a transferência térmica. As temperaturas de *preheat* selecionadas para aplicação do protocolo SAR foram aquelas que, dentro dos critérios adotados para validação da alíquota apresentaram menor diferença entre os valores de dose aplicada e dose estimada para os respectivos lotes de amostras (razão válida entre 0.9 e 1.1). O sinal LOE foi calculado com base nos 0.8s segundos iniciais da emissão de luz, menos um *background* calculado a partir dos últimos 10s normalizados da curva de estimulação. A curva de dose-resposta foi ajustada utilizando quatro doses regenerativas e uma única função exponencial. As alíquotas validadas apresentaram valores de reciclagem entre 0.9 e 1.10, com recuperação inferior a 5% e na

ausência de sinal legível de infravermelho (Wintle & Murray, 2006). As doses equivalentes foram calculadas pelo CAM (Galbraith et al., 1999).

As taxas de doses foram obtidas medindo as concentrações de radionuclídeos por espectrometria de raios gama, usando detector de germânio de alta pureza (HPGe), de eficiência relativa de 55%, de resolução de energia de 2.1 keV e encapsulado com proteção de *background* ultra-baixo. As taxas de dose de radiação beta e gama foram determinadas utilizando as concentrações de radionuclídeos (U, Th e K) e os fatores de conversão de Guérin et al. (2011). A saturação de água foi determinada pela relação entre o peso da amostra saturada e o peso da amostra seca. A contribuição da taxa de dose cósmica foi calculada usando profundidade, elevação, latitude e longitude da amostra, conforme descrito por Prescott & Hutton (1994).

5. RESULTADOS

5.1. Estratigrafia e Distribuição dos Terraços Fluviais

Terraços fluviais foram mapeados ao longo de cerca de 500 km no vale do Rio Tietê (Figura 13), com ocorrência de um nível na região do Alto curso e sete níveis no Médio curso do rio (Figura 14). Em geral, esses terraços são representando por depósitos sedimentares pouco espessos (< 10 m), com textura predominantemente arenosa e conglomerática.

No Alto Rio Tietê, no trecho localizado entre 35 a 55 km da nascente, depósitos sedimentares preenchem a planície fluvial e um nível de terraço elevado, além dos depósitos atuais do cinturão de meandros (Figuras 13 e 14). Esses depósitos são pouco espessos (< 5 m) e ocorrem predominantemente sobre rochas sedimentares cenozoicas da Bacia de São Paulo (Figuras 4 e 13) e, secundariamente, sobre rochas metamórficas de alto grau do Complexo Costeiro (Figura 13). Os terraços ocorrem predominantemente de forma fragmentada e isolada na margem esquerda do rio, em níveis topográficos 7 a 10 m mais altos que o canal atual (Figura 14), sendo, portanto, terraços não pareados. Devido ao elevado grau de urbanização e modificação antrópica da paisagem na região do Alto Tietê, área metropolitana de São Paulo, apenas dois afloramentos preservados referentes aos terraços fluviais foram identificados e descritos. Os depósitos têm em média entre 2 a 4 m de espessura e são caracterizados por fácies dessimétricas de areia fina a média maciça ferruginizada (Sm) sotoposta em contato discordante e erosivo a areias grossas conglomeráticas maciças (Sgm); sobrepostas às camadas delgadas arenosas, ocorre camada métrica de areno-siltosa escura, maciça ou com laminação plano paralela (Fh) e frequentes lentes centimétricas de silte (Figuras 15 e 16). Os terraços fluviais do Alto Tietê foram classificados como *strath terraces* – pouco espessos em contato erosivo com o substrato rochoso. A planície fluvial possui cerca de 2 km de largura e 30 km de extensão, sendo mais ampla e com depósitos mais espessos quando desenvolvida sobre rochas sedimentares cenozoicas (Figura 14). Os depósitos da planície são compostos predominantemente por areias cor amarela e mal selecionadas, médias a grossas e conglomeráticas, com clastos de tamanho médio de 1 a 5 cm. As fácies sedimentares identificadas nesses pacotes foram: areia grossa maciça (Sm), areia grossa com laminação plano paralela (Sh), areia grossa heterolítica (Shs), areia grossa com laminação (ou estratificação) cruzada acanalada (St), areia grossa com laminação cruzada planar (Sp) e areia grossa conglomerática (Sgm) (Figuras 16, 17 e 18). Frequentemente, são encontrados troncos carbonizados e bem preservados de 10 a 20 cm de diâmetro e lentes silto-argilosas centimétricas a dessimétricas nas camadas arenosas (Figura 18). Pontualmente, foi descrito um depósito

argiloso rico em matéria orgânica (C) com cerca de 5 m de espessura e continuidade lateral de até 100 m (Figura 18).

No trecho entre 125 e 240 km da nascente, grandes corpos ígneos e metamórficos muito resistentes à erosão, ajustados por uma zona de cisalhamento Neoproterozóica, sustentam terrenos com amplitude altimétrica de até 200 m, denominado de Serra de Paranapiacaba (Figura 13). Este trecho do vale é caracterizado por encostas íngreme e canal com leito rochoso, formando uma série de cachoeiras. Não foram identificados níveis de terraços ou depósitos fluviais na planície moderna.

Os depósitos fluviais do médio curso do Tietê foram identificados e mapeados em duas áreas, denominadas aqui como Tietê e Laras (municípios do entorno), distantes a cerca de 300 e 450 km da nascente, respectivamente (Figura 13). Baseado em similaridades geomorfológicas e sedimentológicas, a sequência de terraços foi subdividida em terraços baixos (T7, T6 e T5), terraços intermediários (T4 e T3) e terraços altos (T2 e T1) (Figuras 14 e 19).

Na região de Tietê, foram identificados quatro níveis de terraços (T7 a T4), representados por depósitos arenosos dispostos sobre diamictitos do Subgrupo Itararé (Figura 5). Esses terraços possuem distribuição espacial limitada a um pequeno trecho da margem esquerda do rio, próximo a cidade de Tietê, ocorrendo entre 1 – 3 m (T7), 5 – 7 m (T6), 13 – 20 m (T5) e de 30 – 36 m (T4) acima do fundo do vale atual do Rio Tietê (Figura 14). Devido à falta de afloramentos preservados, pode-se descrever apenas as estruturas sedimentares dos depósitos do nível T7. Estes são constituídos por areias médias com clastos infrequentes e dispersos, compondo fácies Sm.

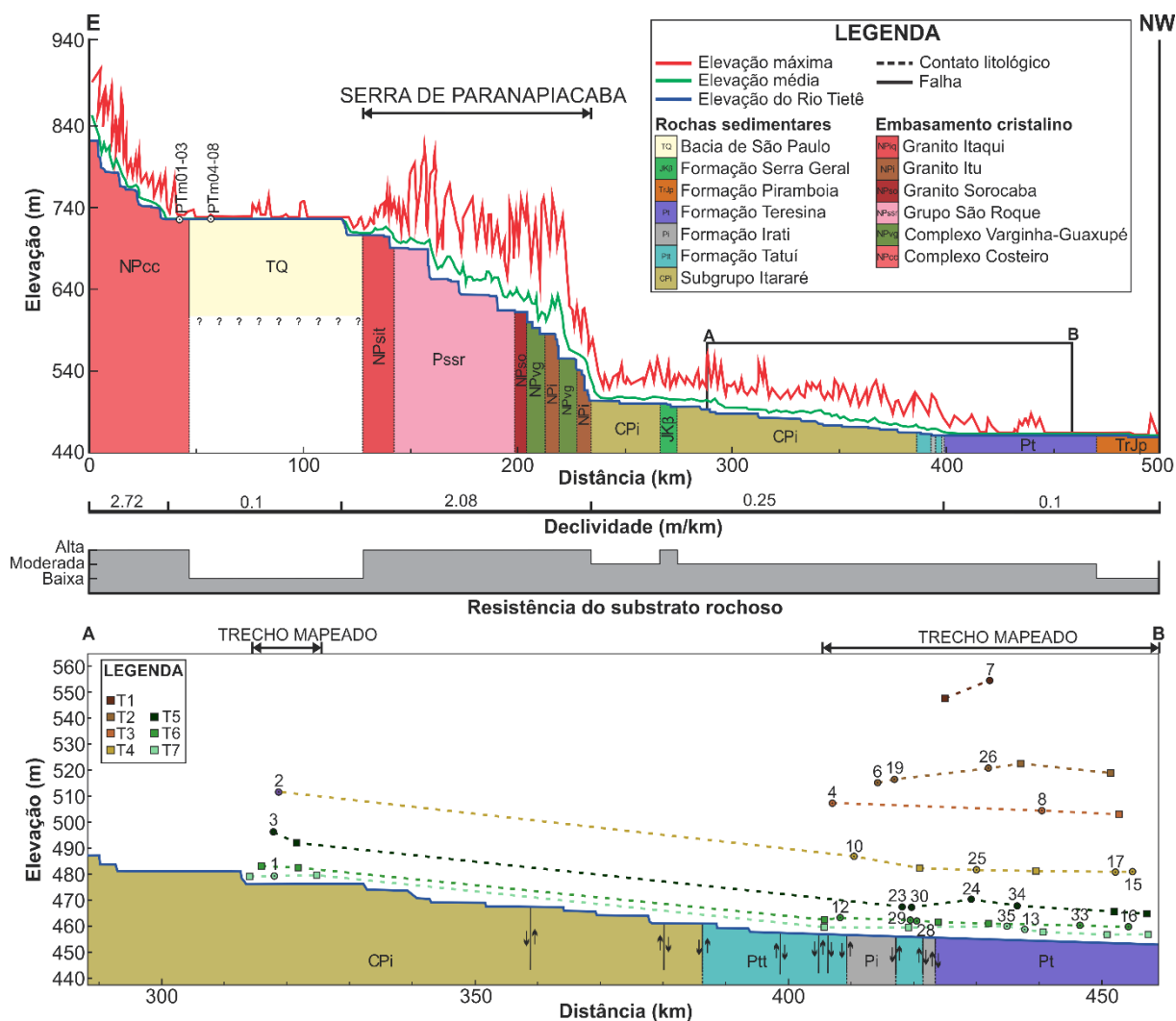


Figura 13. Perfil longitudinal do alto e médio curso do Rio Tietê, desde a nascente em Salesópolis até a represa de Barra Bonita com elevações máxima (vermelho) e média (verde) em banda de 800 m a partir do canal do Tietê (elevação mínima em azul). Dados da geologia regional por Perrota et al. (2005), sendo inferidos atributos qualitativos sobre a resistência das diferentes litologias, considerando apenas a natureza das rochas (sem considerar a interferência estrutural). Em detalhe no perfil A-B, trecho compreendido entre as áreas mapeadas no Médio Tietê e os paleoperfis longitudinais dos diversos níveis de terraços fluviais.

Desde 410 a 450 km a jusante, nas porções mais baixas do relevo da região de Laras, afloram siltitos e argilitos com resistência moderada à erosão (Fm. Irati, Tatuí e Teresina), enquanto nas porções mais altas do relevo afloram arenitos bastante friáveis (Fm. Pirambóia) (Figuras 5 e 20). Sobre essas rochas sedimentares foram identificados 7 níveis de terraços fluviais, associados a níveis topográficos desde 2 a 105 m acima do fundo do vale atual do Rio Tietê, além dos depósitos fluviais recentes (Figura 14).

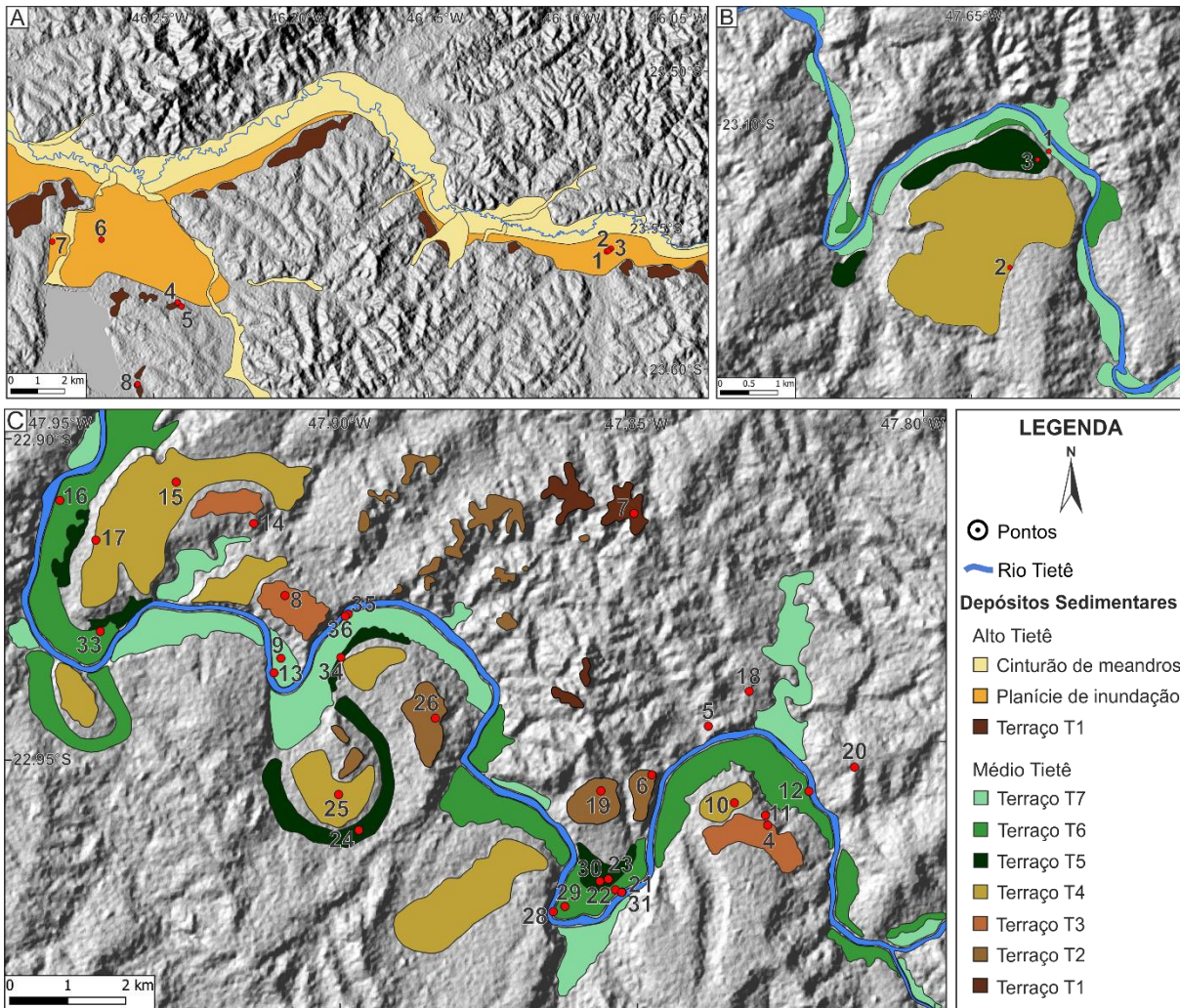


Figura 14. Mapas geomorfológicos nas Bacias do Alto e Médio Tietê. (A) área localizada na Bacia do Alto Tietê (região metropolitana de São Paulo). O nível de terraço fluvial e a planície de inundação ocorrem como depósitos arenosos a conglomeráticos na margem esquerda do Rio Tietê enquanto que o cinturão de meandros é composto por sedimentos lamosos. Todos os pontos recebem a sigla “PTm”. (B) e (C) são as áreas mapeadas na Bacia do Médio Tietê e Sorocaba, distante a 320 e 450 km da nascente, respectivamente. Todas as amostras recebem a sigla “PTi”.

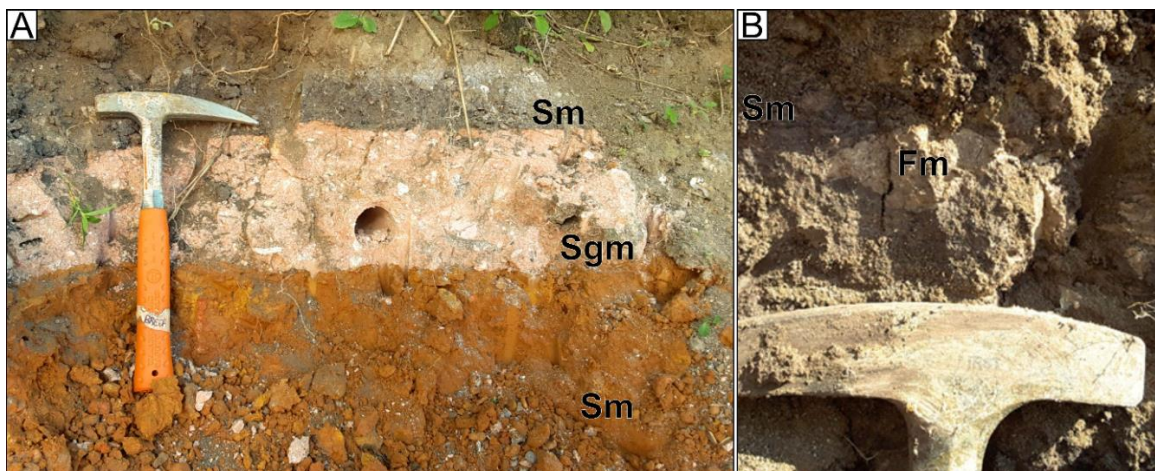


Figura 15. Afloramento do nível de terraço T1 na região metropolitana de São Paulo, Alto Tietê. (A) camadas dessimétricas de areia fina a média maciça ferruginizada (Sm) sotoposta em contato discordante e erosivo a areias grossas conglomeráticas maciças (Sgm) e, por sua vez, por areia fina maciça escura. (B) em detalhe, lente de silte em areia fina maciça do topo do afloramento.

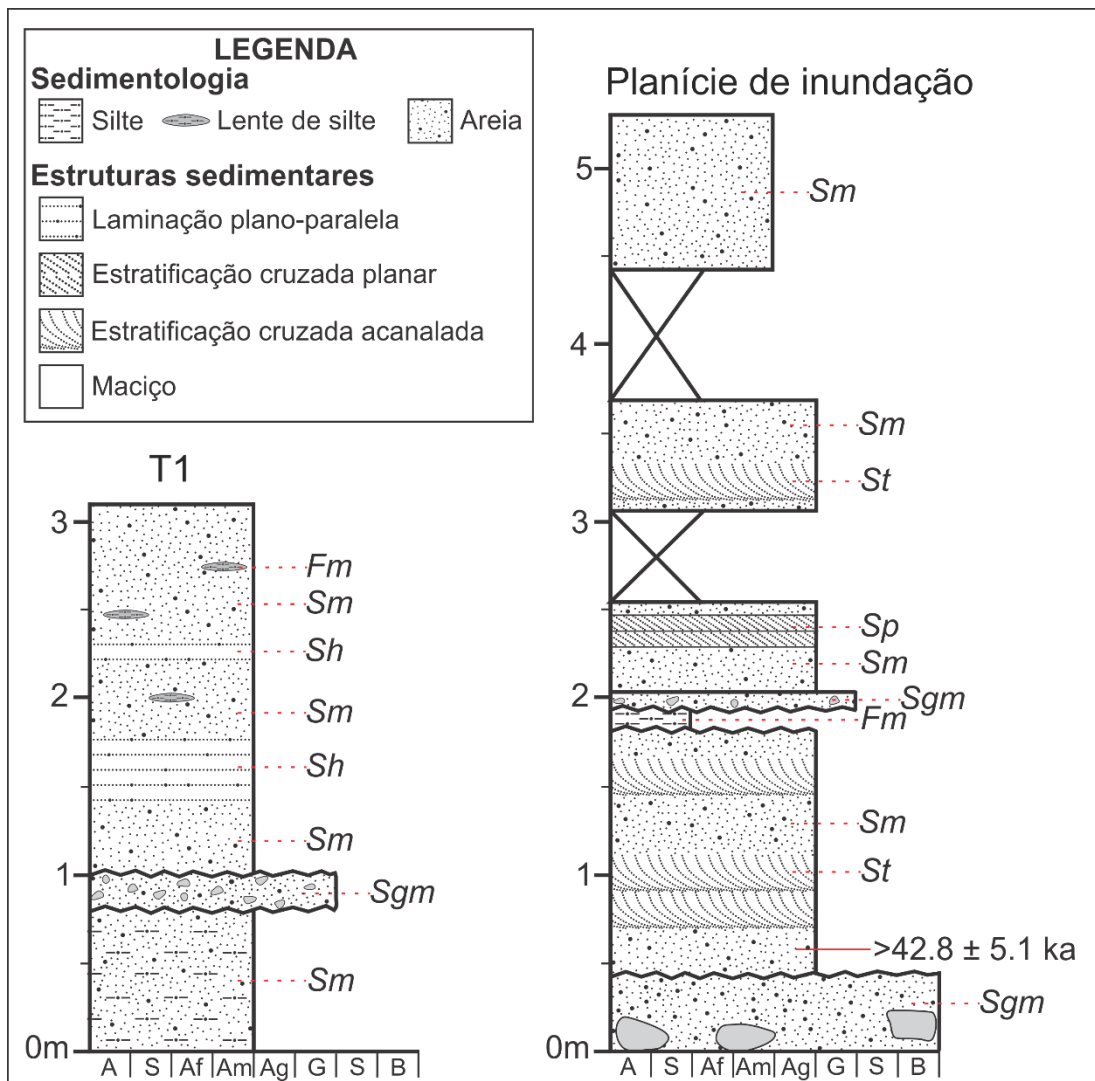


Figura 16. Colunas estratigráficas de depósitos fluviais do Alto Tietê. O nível de terraço T1 foi elaborado a partir do afloramento descrito no ponto PTm04 e, o depósito de planície de inundação, pelo afloramento PTm02, descrito na cava da mineração IBAR.

Os terraços altos encontram-se em níveis topográficos de 85-105 m (T1) e 55-70 m (T2) acima do canal atual (Figuras 14 e 20), representados por depósitos sedimentares conglomeráticos. Estes ocorrem fragmentados e isoladas, exibindo alto grau de dissecação. Eles ocorrem em contato discordante com os arenitos da Fm. Pirambóia e com siltitos da Fm. Teresina, onde caracterizam relevo de morrotes com topo côncavo e colinas de topo amplo, respectivamente (Figuras 19 e 20). Os depósitos do nível T1 não estão pareados, ocorrendo apenas na margem direita do rio. Formam camadas conglomeráticas de cerca de 1 a 5 m de espessura, dispostas em contato erosivo sobre arenitos da Fm. Pirambóia. As fácies sedimentares que constituem os depósitos do T1 são formadas por ortoconglomerado maciço (Gm), ortoconglomerado imbricado (Gi) e, menos frequentemente, em camadas com cerca de 20 cm de espessura, arenito conglomerático maciço (Sgm) (Figuras 19 e 21). Os depósitos do

T2 também são mais frequentes na margem direita do rio, mas ocorrem registros na margem esquerda. Esses depósitos têm espessura de cerca de 1 a 3 m, com fácies sedimentares constituídas por ortoconglomerado maciço (Gm) e ortoconglomerado imbricado (Gi) (Figura 20). Assim como os depósitos do nível T1, esses ocorrem fragmentados e isoladas, sobretudo onde fazem contato com os arenitos da Fm. Pirambóia. Em contato com os siltitos da Fm, Teresina, o nível T2 tem significativo aumento da persistência lateral dos depósitos.

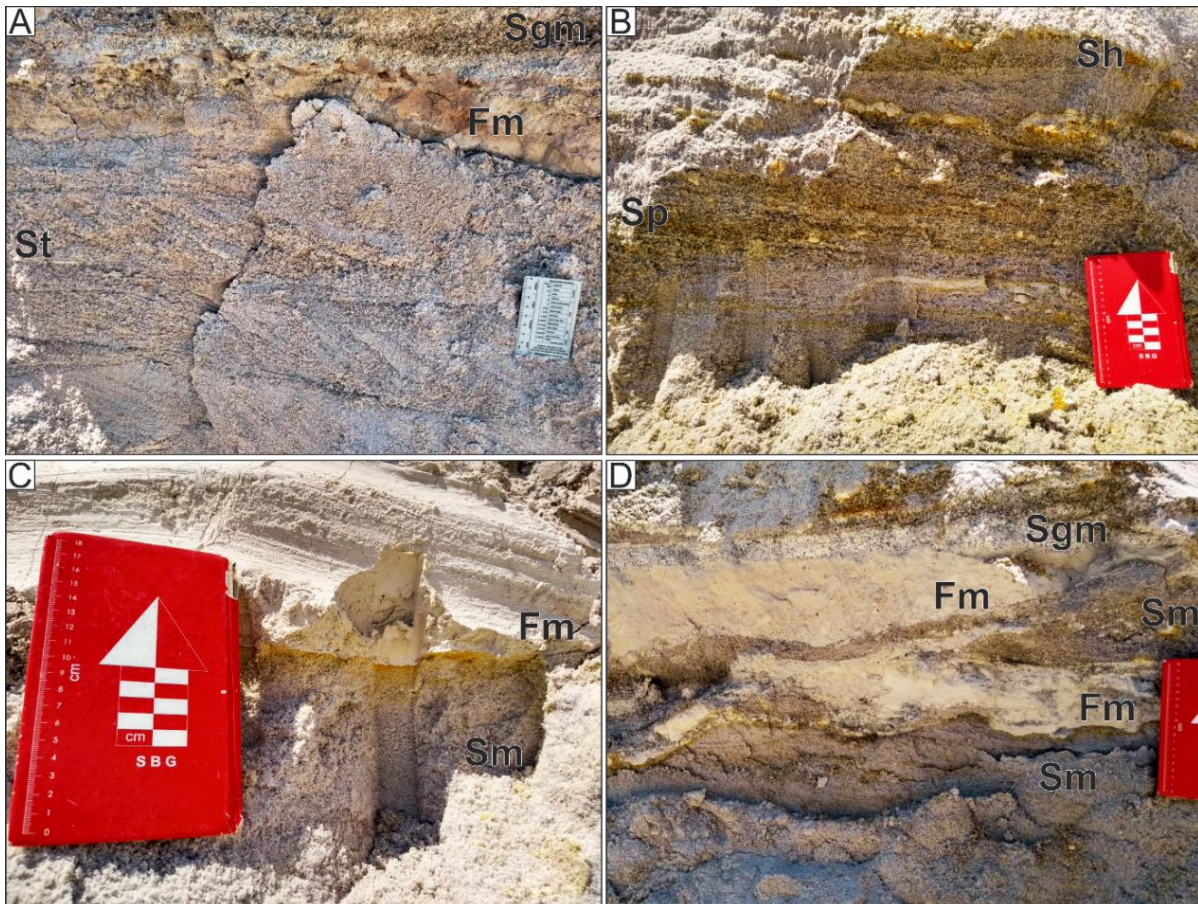


Figura 17. Sedimentologia e fácies sedimentares dos depósitos de planície aluvial do Alto Rio Tietê situado sob rochas do embasamento cristalino (Complexo Costeiro). (A) foresets de laminações cruzadas acanaladas em areia grossa (St). Sobreposta à camada arenosa, há lentes e fragmentos de silte maciça (Fm). Na porção superior do afloramento foi descrito uma camada centimétrica de areia conglomerática maciça (Sgm) (B) areia grossa com laminação cruzada planar (Sp) sotoposta a areia grossa com laminação plano-paralela (Sh); (C) areia grossa maciça (Sm) em contato discordante e erosivo com silte maciço (Fm); (D) Grandes lentes de silte maciço (Fm) com até 1 m de comprimento em camada de areia grossa e areia conglomerática, ambas maciças (Sm e Sgm).

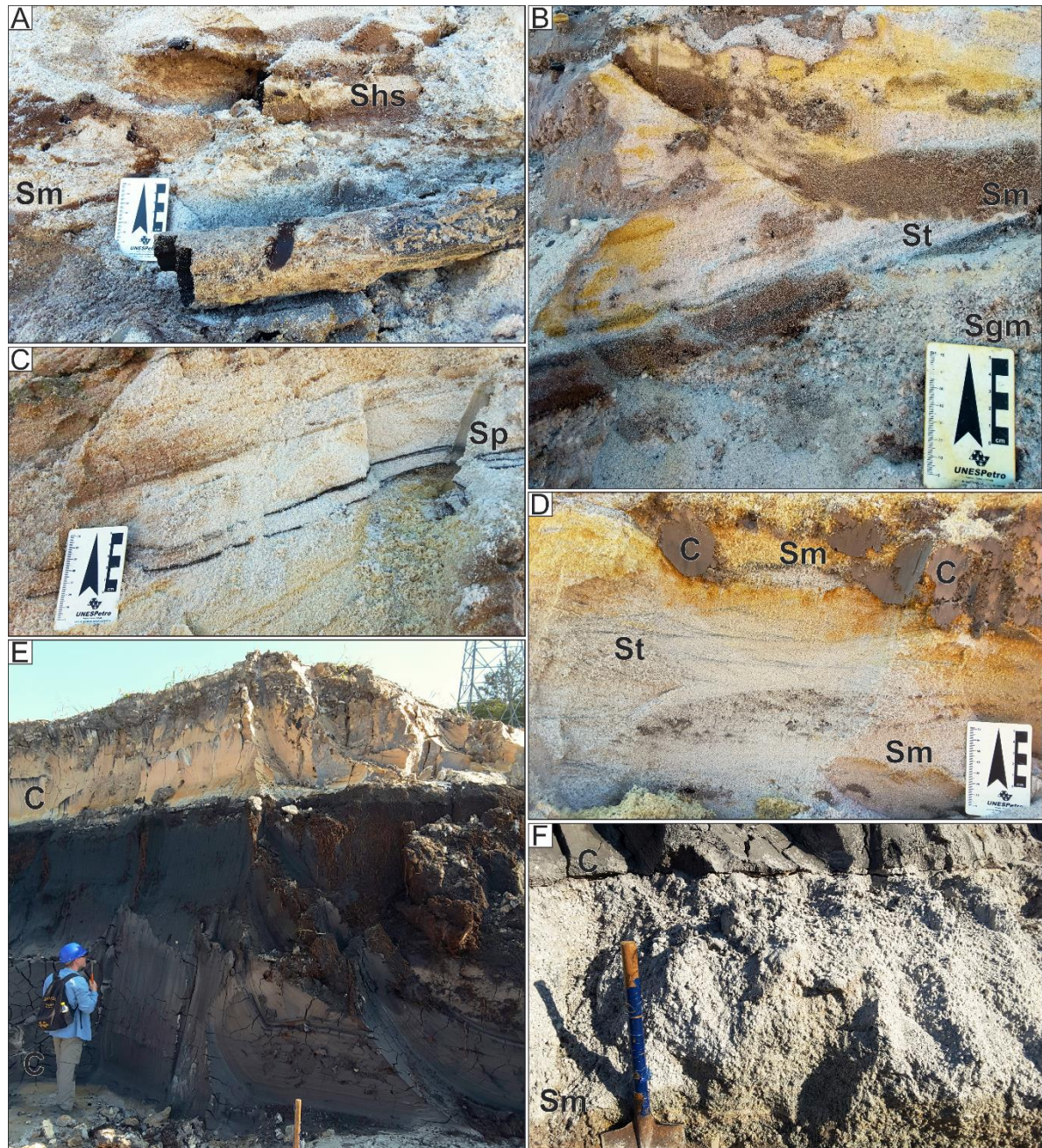


Figura 18. Fácies sedimentares dos depósitos de planície aluvial do Alto Rio Tietê situado sob rochas da Bacia de São Paulo. (A) fácies de areia grossa maciça (Sm) e areia grossa intercalada com argila – heterolítica – (Shs) e, em destaque, tronco fossilizado; (B) truncamentos de camadas entre as fácies sedimentares de areia grossa conglomerática maciça (Sgm), areia grossa com laminação cruzada acanalada (St) e areia grossa maciça (Sm); (C) areia grossa com estratificação cruzada planar (Sp); (D) areia grossa maciça (Sm) sotoposta a foreset de areia grossa com laminação cruzada acanalada (St). No topo do afloramento, areia grossa maciça (Sm) com fragmentos de argila (C); (E) pacote de 5 m de espessura e 100 m de continuidade lateral de argila orgânica (C); (F) areia grossa maciça (Sm) em contato discordante com camada argilosa escura (C).

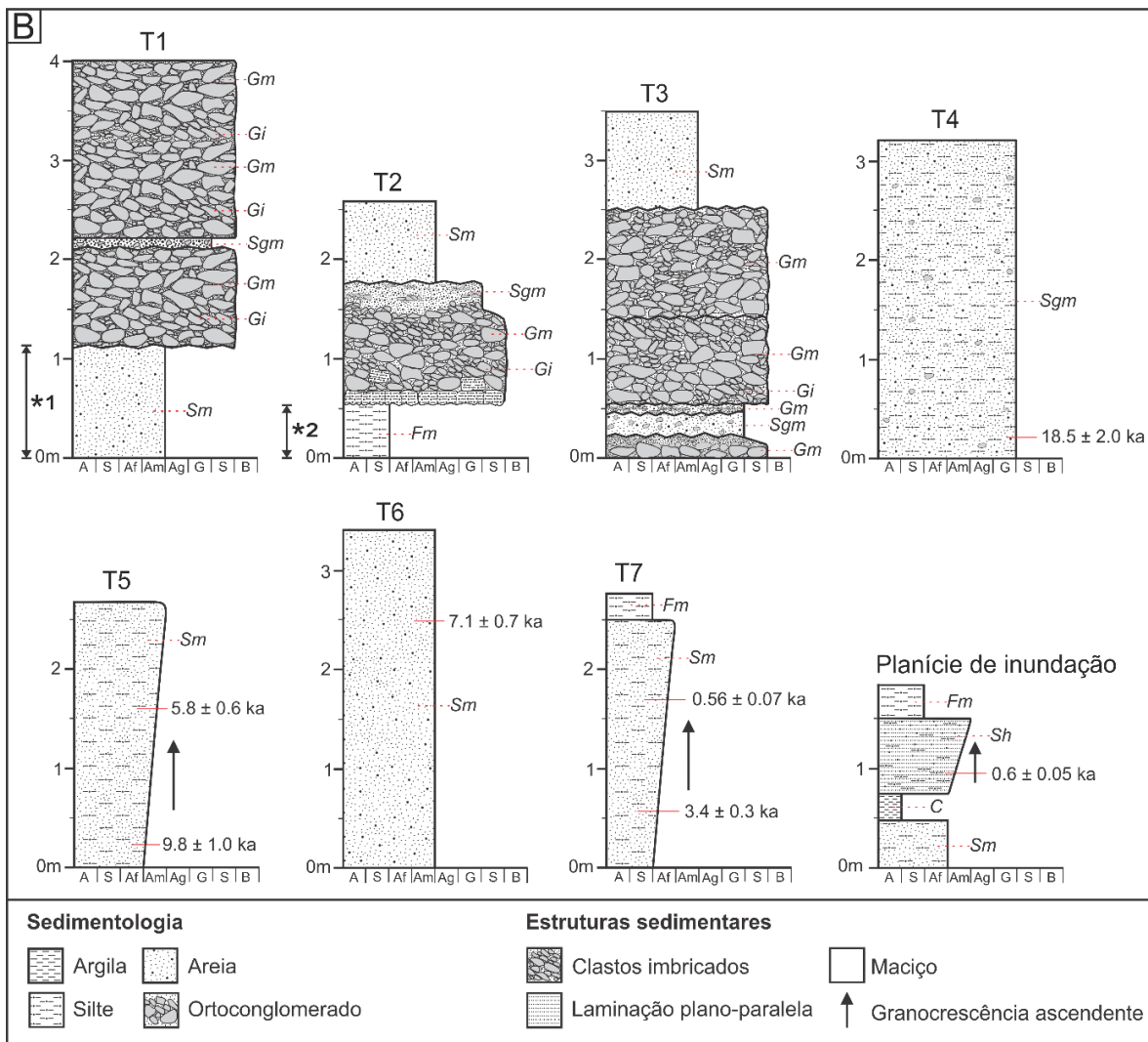
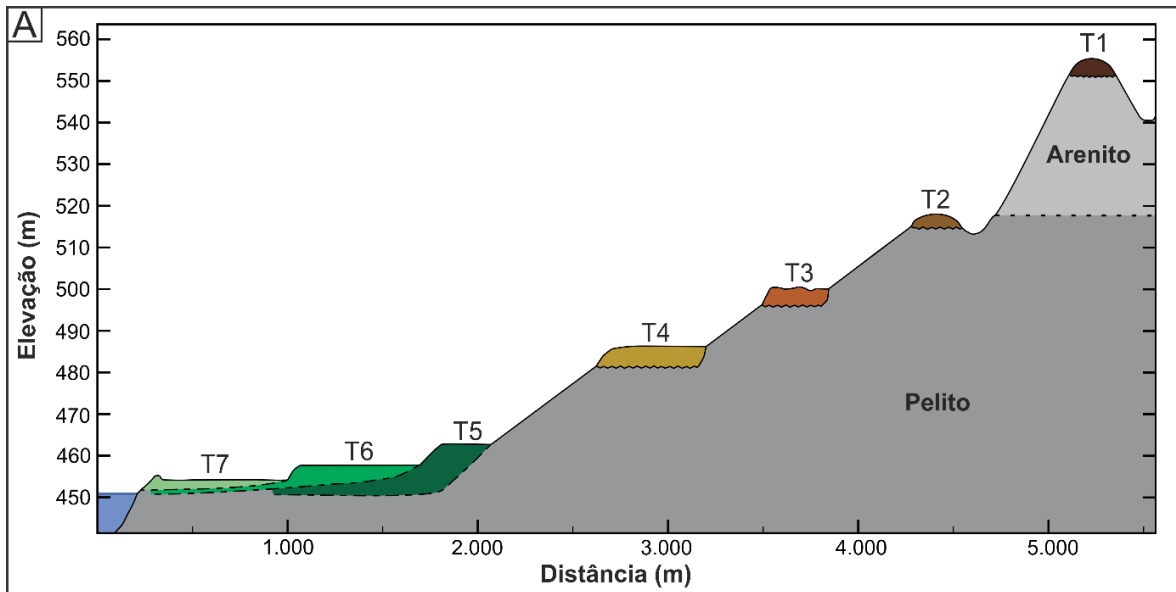


Figura 19. Seção topográfica esquemática com a distribuição dos níveis de terraços fluviais e a sedimentologia dos depósitos descritos. (A) morfologia e elevação dos níveis de terraços em relação ao Rio Tietê. Terraços T1, T2, T3 e T4 são classificados como *strath terrace* e os níveis T5, T6 e T7 como *fill-cut terrace*; (B) colunas estratigráficas dos depósitos dos níveis T1 (PTi7), T2 (PTi26), T3 (PTi4), T4 (PTi25), T5 (PTi30), T6 (PTi12), T7 (PTi13) e depósito de planície de inundação (PTi32), respectivamente. As camadas *1 e *2 referem-se às rochas das Formações Pirambóia e Teresina, respectivamente.



Figura 20. Morfologia dos níveis de terraços fluviais (A – C) e da planície atual (D e E) do Médio Tietê. (A) nível de terraço T1 ocorre como morrote bastante dissecado; (B) níveis de terraços T3 (PTi08) e T7 (PTi09) separados por rampa; (C) vista dos níveis T5 e T6 (PTi16) a partir do nível T4 (PTi17); (D) e (E) planície de inundação exibindo gretas de contração (PTi13) e canal do Rio Tietê, respectivamente.

Os terraços fluviais relativos aos níveis intermediários, T3 e T4, estão distribuídos acerca de 45-50 m e 30-42 m acima do fundo do vale atual, respectivamente. Ambos são encontrados nas duas margens do Rio Tietê, mas são mais frequentes à esquerda do mesmo (Figura 14). Os depósitos sedimentares de T3 e T4, ao contrário dos níveis de terraços altos, ocorrem como superfícies amplas e relativamente planas (Figuras 19 e 20), além de estarem justapostos e exibirem grande persistência lateral, principalmente os depósitos que constituem o nível T4. Quanto a sedimentologia dos terraços intermediários, os depósitos de T3 são predominantemente ortoconglomeráticos, com clastos de quartzito e silexito de fração máxima em seixo. A matriz é mal selecionada e pode variar de grossa a muito grossa ou de areia média-siltosa, a depender da camada descrita. Menos frequente, são encontrados pacotes de até 15 cm de espessura de areia grossa conglomerática entre os pacotes ortoconglomeráticos. As fácies sedimentares identificadas foram ortoconglomerado maciço (Gm), ortoconglomerado

imbricado (Gi) e areia conglomerática maciça (Sgm) (Figuras 19 e 21). Já os depósitos do nível T4 são compostos por pacotes areno-siltosos, arenosos e areno-conglomeráticos. De maneira geral, a textura das areias é fina a média e, os clastos, predominantemente grânulos (Figura 19). Devido à falta de afloramentos e o acesso às amostras terem sido realizadas apenas por trado manual, não foi possível observar as estruturas sedimentares deste nível de terraços. Os terraços dos níveis T1 a T4 foram classificados com terraços do tipo *strath*.



Figura 21. Fácies sedimentares dos depósitos fluviais do Médio Tietê. (A) e (B) depósitos conglomeráticos dos níveis T1 (PTi07) e T3 (PTi04), respectivamente. Fácies de ortoconglomerado maciço (Gm) e imbricado (Gi), além de camada centimétrica de areia grossa conglomerática (Sgm) e areia maciça (Sm); (C) e (D) sedimentos areno-siltosos dos níveis de terraços T6 (PTi12) e T7 (PTi13), onde foram coletadas amostras para datação LOE. No topo do afloramento do ponto PTi13, foi identificado depósito de inundação posterior a formação de T7; (E) dique marginal do Rio Tietê atual, composto por areia fina maciça e com laminação plano-paralela (Sm e Sh), argila (C) e silte maciço (Sm). Nota-se a textura mais fina dos sedimentos depositados pelo Rio Tietê atual.

Os terraços baixos formam três níveis topográficos amplos e bem preservados, T5 (11 – 16 m), T6 (4 – 10 m) e T7 (2 – 4 m), e ocorrem em ambas as margens do canal (Figuras 14 e Figura 20). Formas de paleocanais preservados se destacam nos níveis T6 e T7, que podem sofrer com inundações de alta magnitude e baixa frequência. Esses terraços são representados

por depósitos constituídos predominantemente por camadas métricas de areias finas a médias e areno-siltosas, ambas maciças (Sm), além da ocorrência de depósitos pelíticos em fácies Fm no nível T7 (Figuras 19 e 21). Os depósitos sedimentares do T5 estão dispostos sobre argilitos da Fm. Teresina, ao passo que os demais níveis de terraços baixos, T6 e T7, ocorrem majoritariamente sobrepostos aos depósitos de níveis anteriores – T6 sobre T5 e, T7 sobre T5 e T6 – e, menos frequentemente, diretamente sobre o embasamento local (Fm Teresina), caracterizando sequência do tipo *cut-and-fill terraces* (Figura 19).

Os depósitos fluviais recentes, em diques marginais e barras fluviais são compostos por pacotes métricos areno-siltosos, de textura de areia muito fina a fina, com estruturas de laminação plano-paralela (Sh) ou maciços (Sm) (Figuras 19 e 21). As planícies de inundação são constituídas por lama (argila e silte) maciças (Fm). Quando expostas à superfície, exibem gretas de contração (Figura 20).

5.2. Datação LOE: Propriedades de Luminescência e Estimativa de Idade de Soterramento

Em resumo, nos testes de recuperação de dose as amostras do Alto Tietê apresentaram razão de dose administrada por dose calculada de 1.09 ± 0.03 , 1.05 ± 0.03 e 0.87 ± 0.11 para determinadas doses de 11.5, 28.75 e 69 Gy, respectivamente, usando uma temperatura de pré-aquecimento de 240 °C. Para os terraços do Médio Tietê, as melhores razões de dose calculadas (0.98 ± 0.02 , 0.98 ± 0.02 e 0.90 ± 0.03) foram obtidas usando pré-aquecimento de 260 °C para determinadas doses de 11.50, 28.75 e 51.75 Gy, respectivamente. Já os testes de recuperação de dose de sedimentos jovens mostraram razões de dose calculada por dose administrada de 0.78 ± 0.03 para uma dada dose de 1.73 Gy usando um pré-aquecimento de 240 °C. Os resultados do teste de recuperação de dose demonstram que a maioria das amostras são propensas a recuperar uma dose laboratorial conhecida com precisão, usando os critérios padrão de rejeição (Wintle & Murray, 2006), exceto para as amostras mais jovens cujas doses calculadas foram sistematicamente menores que a proporção de 0.9. Devido a proporção de dose administrada para dose calculada da amostra PTi32 ser de aproximadamente 0.8, as datações LOE das amostras jovens (PTi13B e PTi32) pode ter resultado em subestimações do De natural (Tabela 4). Contudo, os dados sugerem que a subestimação de dose não foi superior a 50%, fornecendo resultados úteis para a interpretação geomorfológica. Além disso, os resultados mostraram que a ausência de iluminação azul final (“hot bleach” a 280 °C) no protocolo SAR permite obter razões de teste de recuperação de dose mais precisas para as

amostras do Tietê, uma vez que essa alta temperatura pode causar transferência térmica devido a alterações na sensibilidade dos grãos de quartzo.

Tabela 2. Testes de recuperação de dose realizados nas amostras do Alto (PTm) e Médio (PTi) Tietê. *testes de recuperação de dose sem a presença de *hot bleach* (a 280°C), com intuito de mitigar potenciais problemas vinculados a transferência térmica.

Amostra	Cód. Lab	Preheat (°C)	Cutheat (°C)	N	Dose admin. (Gy)	Dose calc. (Gy)	Razão dose calc./dose admin.	Média da taxa de reciclagem	Recuperação média (%)
PTm03A	L1272	220*	160	4/4	46	37.24 ± 1.27	0.81 ± 0.03	1.05 ± 0.04	1.47 ± 0.10
		240*	160	3/4	69	60.23 ± 7.36	0.87 ± 0.11	1.06 ± 0.04	1.77 ± 0.18
		260*	160	4/4	69	44.36 ± 5.21	0.64 ± 0.08	1.25 ± 0.05	6.25 ± 0.38
PTm04A	L1274	240*	160	4/4	11.5	12.55 ± 0.31	1.09 ± 0.03	1.00 ± 0.03	0.86 ± 0.04
				4/4	28.75	30.25 ± 0.81	1.05 ± 0.03	0.91 ± 0.03	2.65 ± 0.09
PTi12	L1268	200	160	4/4	11.5	11.55 ± 0.53	1.05 ± 0.05	0.93 ± 0.03	0.07 ± 0.05
				3/4	34.5	30.49 ± 1.99	0.88 ± 0.06	0.94 ± 0.03	0.03 ± 0.02
				4/4	11.5	11.55 ± 0.53	1.05 ± 0.05	0.93 ± 0.03	0.07 ± 0.05
		220	160	3/4	34.5	30.49 ± 1.99	0.88 ± 0.06	0.94 ± 0.03	0.03 ± 0.02
				3/3	34.5	30.15 ± 1.53	0.87 ± 0.04	0.93 ± 0.03	0.05 ± 0.04
				4/4	11.5	11.55 ± 0.53	1.05 ± 0.05	0.93 ± 0.03	0.07 ± 0.05
		200*	160	3/4	34.5	30.49 ± 1.99	0.88 ± 0.06	0.94 ± 0.03	0.03 ± 0.02
				4/4	34.5	29.60 ± 0.94	0.86 ± 0.03	0.98 ± 0.03	0.72 ± 0.08
				4/4	51.75	45.09 ± 3.19	0.87 ± 0.06	1.04 ± 0.03	0.51 ± 0.05
		240*	160	4/4	11.5	10.56 ± 0.67	0.92 ± 0.06	1.02 ± 0.04	0.75 ± 0.08
				4/4	34.5	30.92 ± 1.07	0.90 ± 0.03	0.91 ± 0.03	0.62 ± 0.04
				4/4	51.75	46.08 ± 0.67	0.89 ± 0.01	0.95 ± 0.03	0.61 ± 0.04
		260*	160	3/4	11.5	11.27 ± 0.25	0.98 ± 0.02	0.97 ± 0.03	0.42 ± 0.03
				4/4	28.75	28.85 ± 0.78	1.00 ± 0.03	0.97 ± 0.03	1.33 ± 0.05
				3/4	51.75	46.32 ± 1.73	0.90 ± 0.03	0.92 ± 0.03	0.62 ± 0.03
		260*	260	4/4	11.5	11.73 ± 0.24	1.02 ± 0.02	1.02 ± 0.04	0.60 ± 0.16
				4/4	34.5	30.65 ± 0.61	0.89 ± 0.02	1.03 ± 0.03	0.87 ± 0.10
				4/4	69	42.01 ± 1.94	0.61 ± 0.03	1.00 ± 0.03	0.73 ± 0.06
PTi32	L1384	160*	160	2/3	1.73	1.25 ± 0.05	0.72 ± 0.03	1.00 ± 0.09	2.29 ± 1.24
		180*	160	2/3	1.73	1.23 ± 0.05	0.71 ± 0.03	1.04 ± 0.05	1.64 ± 0.37
		200*	160	2/3	1.73	1.21 ± 0.5	0.70 ± 0.03	1.01 ± 0.05	0.21 ± 0.24
		240*	160	2/3	1.73	1.35 ± 0.6	0.78 ± 0.03	0.96 ± 0.04	3.03 ± 0.30

As medições LOE foram efetuadas em 23 amostras ao longo do Alto (2 amostras) e do Médio vale do Rio Tietê (21 amostras), na qual foi possível estimar dose equivalente (D_e) e idades de soterramento para 16 amostras do Médio curso. Duas amostras de depósitos do Alto curso e cinco amostras do Médio curso apresentam valores de D_e próximo ao acima do limite de saturação do quartzo ($> 2D_0$), possibilitando apenas a estimativa de idades mínimas. As curvas de decaimento LOE de todas as amostras mostram um sinal brilhante dominado pelo componente LOE rápido (Figura 22), indicando grãos de quartzo com alta sensibilidade. As curvas de dose-resposta estão bem ajustadas por uma única função exponencial de saturação (Figura 22), o que permitiu determinar doses características ($2D_0$) variando de 22.4 ± 1.11 a

69.38 ± 4.28 Gy (Tabela 2). O $2D_0$ relativamente baixo indica que o limite máximo para a estimativa da De nos sedimentos do Alto e Médio Rio Tietê é de cerca de 60 – 70 Gy. Ao se comparar este limite máximo da De com o valor médio mínimo de taxa de dose (1.59 ± 0.19 Gy.ka⁻¹, Tabela 3), têm-se que o limite superior das idades LOE das alíquotas de quartzo das amostras do Alto e Médio Rio Tietê não ultrapassam 50 ka. Em contrapartida, o conjunto de fatores como: a alta sensibilidade das amostras; o significativo grau de *bleaching* (associado a baixos valores de *overdispersion*, Tabela 3); e as baixas taxas de dose permitiu medir baixos valores de De com menos de 5% de incertezas (ex. 1.35 ± 0.07 Gy; Tabela 3), possibilitando estimar a idade de depósitos soterrados a cerca de 0.57 ± 0.70 ka.

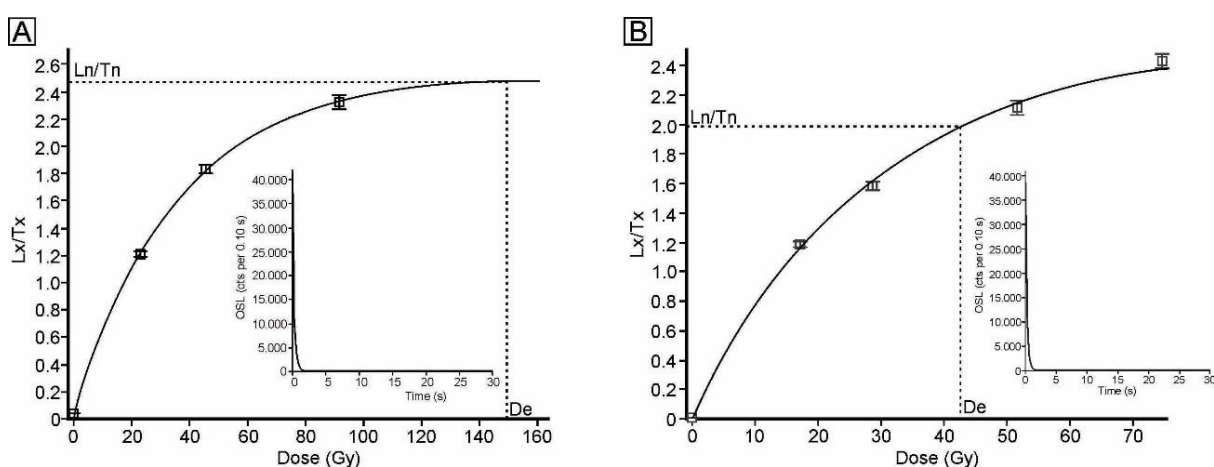


Figura 22. Curva de dose-resposta e curvas de decaimento de luminescência natural para PTm03A (A) e PTi25 (B). Sinais medidos em alíquotas de quartzo entre 90 a125 μ m.

Tabela 3. $2D_0$ médio das alíquotas de quartzo dos sedimentos do Médio Tietê com sinal LOE saturado.

Amostra / Cód. Lab	$2D_0$ (Gy)
PTi03 / L1276	41.24 ± 2.49
PTi23 / L1298	48.49 ± 2.80
PTi25 / L1299	69.38 ± 4.28
PTi28B / L1381	22.4 ± 1.11
PTi30B / L1383	40.26 ± 3.01
PTi30A / L1380	50.31 ± 2.36
PTi33 / L1385	44.50 ± 2.52

Tabela 4. Dados da datação LOE. Características físicas, taxas de doses, doses equivalente e dispersão (OD, *overdispersion*) das alíquotas de quartzo. Sedimentos provenientes dos níveis de terraços T4, T5, T6 e T7, e da planície de inundação (P.I.). Valores de taxa de dose corrigidos (em relação ao conteúdo de água e tamanho do grão de quartzo).

Nível	Amostra / Cód. Lab.	Lat / Long (WGS)	Elev. (m)	Prof. (m)	Taxa de dose (Gy.ka ⁻¹)	N	Dose equivalente (Gy)	OD (%)	Idade OSL (anos)
P.I.	PTi13B / L1309	-22.937 / -47.910	454	0.9	2.40 ± 0.19	17/23	1.36 ± 0.13	36.6 ± 1.6	566 ± 69
	PTi32 / L1384	-22.972 / -47.852	457	1.1	2.28 ± 0.16	17/24	1.35 ± 0.07	19.8 ± 0.9	599 ± 52
T7	PTi01A / L1275	-22.957 / -47.820	477	1.3	2.67 ± 0.18	23/24	7.98 ± 0.52	31.2 ± 1.0	3108 ± 298
	PTi13A / L1277	-22.937 / -47.910	454	2.1	3.17 ± 0.24	23/24	10.86 ± 0.58	25.2 ± 0.8	3430 ± 320
	PTi35B / L1389	-22.934 / -47.899	455	0.9	1.93 ± 0.14	16/22	8.05 ± 0.47	22.9 ± 1.0	4195 ± 378
T6	PTi30B / L1383	-22.970 / -47.855	467	1.6	2.34 ± 0.16	20/24	13.64 ± 1.02	33.3 ± 1.2	5836 ± 596
	PTi28B / L1381	-22.975 / -47.863	461	1.4	1.85 ± 0.13	20/24	10.80 ± 0.61	24.5 ± 0.9	5847 ± 535
	PTi35A / L1390	-22.934 / -47.899	455	1.6	1.59 ± 0.19	20/25	9.66 ± 0.30	12.4 ± 0.5	6083 ± 490
	PTi33 / L1385	-22.934 / -47.939	458	1	2.98 ± 0.20	15/18	19.98 ± 1.67	30.0 ± 1.4	6701 ± 714
	PTi12 / L1268	-22.957 / -47.820	462	1	2.04 ± 0.16	15/18	14.61 ± 0.90	23.3 ± 1.1	7145 ± 712
T5	PTi03 / L1276	-23.760 / -47.638	494	2.8	2.98 ± 0.20	17/25	25.69 ± 1.44	22.5 ± 1.0	8633 ± 761
	PTi34B / L1387	-22.934 / -47.899	464	1.7	2.42 ± 0.17	18/22	20.99 ± 1.51	30.1 ± 1.2	8662 ± 876
	PTi23 / L1298	-22.970 / -47.854	466	1.9	2.44 ± 0.17	16/24	21.17 ± 1.53	28.5 ± 1.3	8695 ± 872
	PTi28A / L1378	-22.975 / -47.863	461	3	1.74 ± 0.13	18/24	15.24 ± 0.67	18.0 ± 0.8	8764 ± 771
	PTi30A / L1380	-22.970 / -47.855	467	2.4	2.28 ± 0.16	17/25	22.33 ± 1.77	32.3 ± 1.4	9782 ± 1027
T4	PTi25 / L1299	-22.956 / -47.899	488	3	2.05 ± 0.14	14/24	38.01 ± 3.27	35.7 ± 1.7	18541 ± 2031

Em sedimentos do Alto Tietê, todas as amostras analisadas apresentaram sinal LOE saturado, limitando os resultados obtidos a estimar as idades mínimas LOE em torno de 40 – 60 ka (PTm02A e PTm03A), considerando o $2D_0$ dos sedimentos como estimativas mínimas das doses naturais (Tabela 5).

Em sedimentos do Médio Tietê, 16 idades LOE foram estimadas em 4 níveis de terraços diferentes (T4 a T7) e em depósitos sedimentares relacionados ao canal moderno (Tabela 3). A De calculada variou de 1.36 ± 0.13 a 38.01 ± 3.27 Gy, com valores de dispersão de 12 a 36% (Tabela 3, Figuras 23 e 24). Esses valores de dispersão baixos a moderados são consistentes com o range comumente relatado para sedimentos bem fotoesvaziados não afetados pela mistura pós-deposicional (Arnold & Roberts, 2009), especialmente de rios brasileiros (Pupim et al., 2017; Oliveira et al., 2019). Os valores de taxa de dose variaram de 1.59 ± 0.19 a 3.17 ± 0.24 Gy/ka (Tabela 3; detalhes na Tabela 6). Os resultados de datação LOE mostram idades entorno do UMG / início do período deglacial para depósitos de T4 (18.5 ± 2.0 ka), depósitos holocênicos na sequência de terraços baixos (T5 a T7), com idades variando de 9.8 ± 1.0 a 3.1 ± 0.3 ka e, idades mais jovens (0.57 ± 0.07 e 0.60 ± 0.05 ka) para depósitos sedimentares relacionados a planície atual (Tabela 3). Além disso, a De calculado a partir dos sedimentos do

T3 (PTi04) apresentou sinal LOE acima do limite de saturação ($2D_0 = 136.3 \pm 19.2$ Gy), permitindo estimar uma idade mínima de 112.8 ± 17.8 ka para os depósitos deste nível (Tabela 5).

Tabela 5. Amostras saturadas do Alto (PTm) e do Médio (PTi) Tietê e estimativa de idade LOE mínima.

Amostra	Cód. Lab.	Depósito	Lat / Long (WGS)	Elev. (m)	Prof. (m)	Taxa de dose (Gy.ka ⁻¹)	N	2D0 (Gy)	Idade LOE mínima (anos)
PTm02A	L1270	Planície de inundação	-23.559	745	4.7	2.377 ± 0.183	2/2	101.685 ± 9.317	42780 ± 5119
			-46.083						
PTm03A	L1272	Planície de inundação	-23.559	745	1.3	1.162 ± 0.083	2/2	63.119 ± 3.975	54300 ± 5158
			-46.083						
PTi04B	L1303	T3	-22.962	505	2	2.302 ± 0.166	2/3	69.641 ± 4.150	30251 ± 2829
			-47.827						
PTi04A	L1269	T3	-22.962	505	3.5	2.568 ± 0.182	9/15	136.267 ± 19.249	112790 ± 17758
			-47.827						
PTi09	L1307		-22.934	453	1.9	3.222 ± 0.218	2/2	37.180 ± 3.094	11540 ± 1238
			-47.908						
PTi19	L1311	T2	-22.956	512	2	2.510 ± 0.162	17/21	58.806 ± 3.147	23433 ± 1966
			-47.899						
PTi22	L1267		-22.972	459	1.5	3.915 ± 0.230	11/12	62.767 ± 3.915	18293 ± 1676
			-47.853						

Tabela 6. Dados complementares utilizados para cálculo da taxa de dose. Valores de taxa de dose absolutos (não corrigidos) pelo conteúdo de água e tamanho do grão de quartzo.

Amostra	Cód. Lab.	U-238 (ppm)	Th-232 (ppm)	K (%)	Taxa de dose Gama (Gy.ka ⁻¹)	Taxa de dose Beta (Gy.ka ⁻¹)	Taxa de dose cósmica (Gy.ka ⁻¹)	Conteúdo em água
PTi01A	L1275	1.57 ± 0.06	9.20 ± 0.31	0.84 ± 0.04	1.41 ± 0.03	1.28 ± 0.03	0.20 ± 0.03	0.02 ± 0.1
PTi03	L1276	4.45 ± 0.16	31.21 ± 0.91	0.16 ± 0.01	2.03 ± 0.05	1.42 ± 0.03	0.15 ± 0.01	0.19 ± 0.1
PTi12	L1268	4.03 ± 0.14	17.65 ± 0.55	0.46 ± 0.02	0.83 ± 0.02	1.07 ± 0.03	0.19 ± 0.02	0.11 ± 0.1
PTi13B	L1309	2.14 ± 0.08	10.74 ± 0.35	1.02 ± 0.04	1.01 ± 0.02	1.31 ± 0.04	0.20 ± 0.03	0.03 ± 0.1
PTi13A	L1277	3.42 ± 0.12	15.10 ± 0.48	1.32 ± 0.06	1.43 ± 0.03	1.82 ± 0.05	0.17 ± 0.01	0.07 ± 0.1
PTi23	L1298	3.60 ± 0.13	22.00 ± 0.66	0.19 ± 0.01	1.50 ± 0.04	1.11 ± 0.03	0.18 ± 0.02	0.13 ± 0.1
PTi25	L1299	2.94 ± 0.11	20.62 ± 0.63	0.09 ± 0.01	1.34 ± 0.03	0.92 ± 0.02	0.16 ± 0.01	0.16 ± 0.1
PTi28B	L1381	1.99 ± 0.08	8.89 ± 0.32	0.71 ± 0.03	0.83 ± 0.02	1.01 ± 0.03	0.19 ± 0.02	0.09 ± 0.1
PTi28A	L1378	1.58 ± 0.08	7.63 ± 0.33	0.76 ± 0.04	0.73 ± 0.02	0.97 ± 0.03	0.16 ± 0.01	0.06 ± 0.1
PTi30B	L1383	3.52 ± 0.13	20.90 ± 0.65	0.16 ± 0.01	1.43 ± 0.03	1.06 ± 0.03	0.19 ± 0.02	0.13 ± 0.1
PTi30A	L1380	3.61 ± 0.13	20.65 ± 0.63	0.15 ± 0.01	1.43 ± 0.03	1.05 ± 0.03	0.17 ± 0.01	0.14 ± 0.1
PTi32	L1384	2.61 ± 0.10	11.64 ± 0.39	0.90 ± 0.04	1.07 ± 0.02	1.30 ± 0.03	0.20 ± 0.02	0.11 ± 0.1
PTi33	L1385	5.06 ± 0.18	24.23 ± 0.75	0.46 ± 0.02	1.84 ± 0.04	1.57 ± 0.04	0.20 ± 0.02	0.19 ± 0.1
PTi34B	L1387	3.17 ± 0.12	18.73 ± 0.58	0.42 ± 0.02	1.35 ± 0.03	1.16 ± 0.03	0.18 ± 0.02	0.10 ± 0.1
PTi35B	L1389	2.40 ± 0.09	9.79 ± 0.35	0.57 ± 0.03	0.88 ± 0.02	0.98 ± 0.03	0.20 ± 0.02	0.06 ± 0.1
PTi35A	L1390	1.97 ± 0.08	7.58 ± 0.28	0.46 ± 0.03	0.70 ± 0.02	0.78 ± 0.03	0.19 ± 0.01	0.05 ± 0.1
PTm02A	L1270	2.83 ± 0.10	21.25 ± 0.64	0.19 ± 0.01	1.38 ± 0.03	1.00 ± 0.02	0.13 ± 0.01	0.05 ± 0.1
PTm03A	L1272	1.23 ± 0.05	9.43 ± 0.313	0.04 ± 0.01	0.60 ± 0.02	0.41 ± 0.01	0.20 ± 0.02	0.04 ± 0.1
PTi04B	L1303	5.13 ± 0.18	16.20 ± 0.54	-0.01 ± 0.01	1.35 ± 0.03	1.03 ± 0.03	0.18 ± 0.02	0.10 ± 0.1
PTi04A	L1269	1.47 ± 0.06	9.54 ± 0.32	0.14 ± 0.01	0.66 ± 0.02	0.51 ± 0.01	0.15 ± 0.01	0.09 ± 0.1
PTi09	L1307	3.75 ± 0.14	25.66 ± 0.77	0.94 ± 0.04	1.69 ± 0.04	1.24 ± 0.03	0.18 ± 0.02	0.18 ± 0.1
PTi19	L1311	3.64 ± 0.13	25.59 ± 0.77	0.24 ± 0.01	1.69 ± 0.04	1.24 ± 0.03	0.18 ± 0.02	0.22 ± 0.1
PTi22	L1267	4.27 ± 0.15	24.36 ± 0.74	1.20 ± 0.05	1.94 ± 0.04	2.04 ± 0.05	0.19 ± 0.02	0.19 ± 0.1

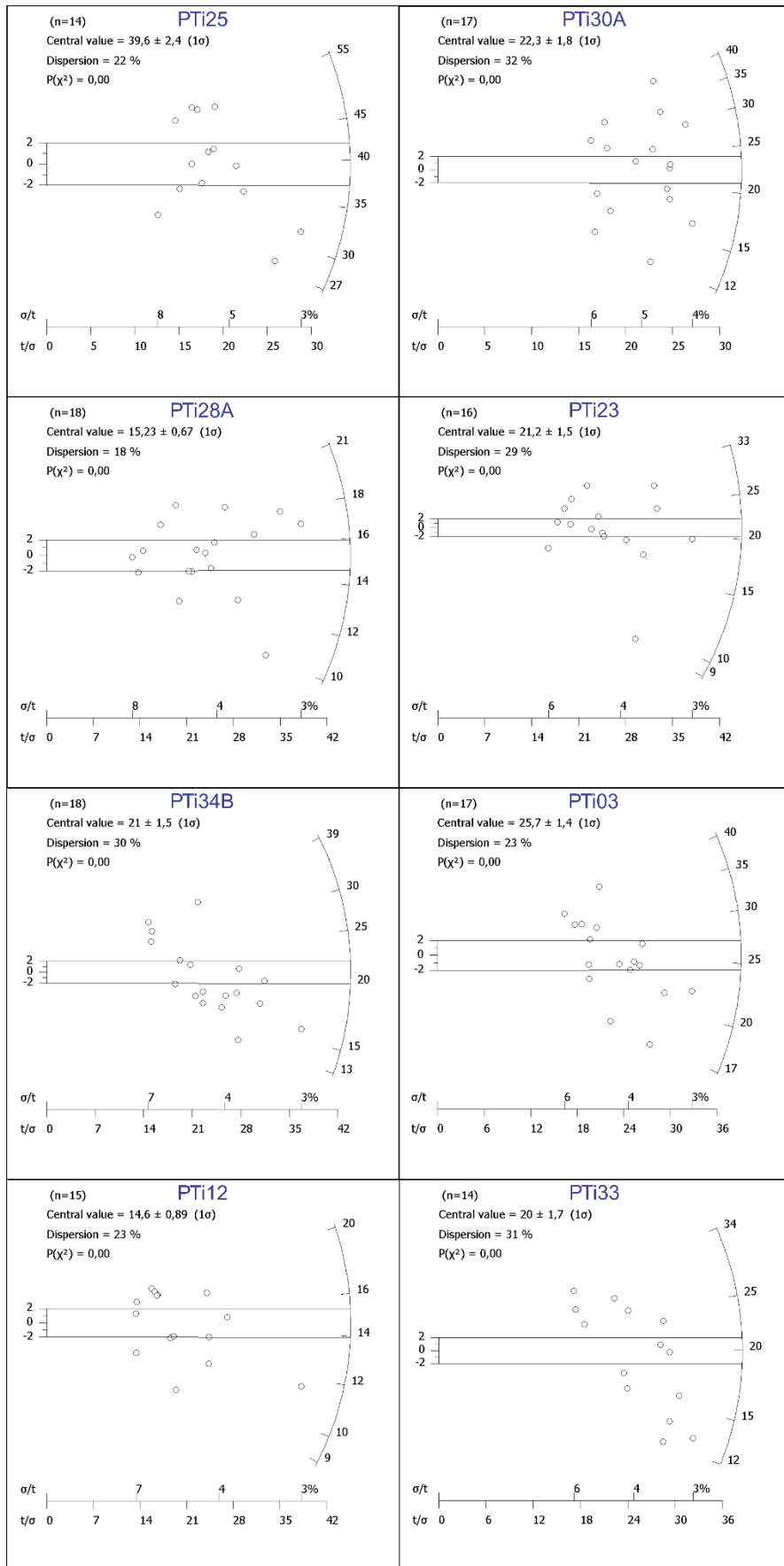


Figura 23. Radial plots das amostras dos sedimentos do Médio Tietê. Dados da estimativa da Dose equivalente (De) em Grays (Gy) mostrando o número (n) de alíquotas de quartzo validadas, dispersão e valor central pelo CAM.

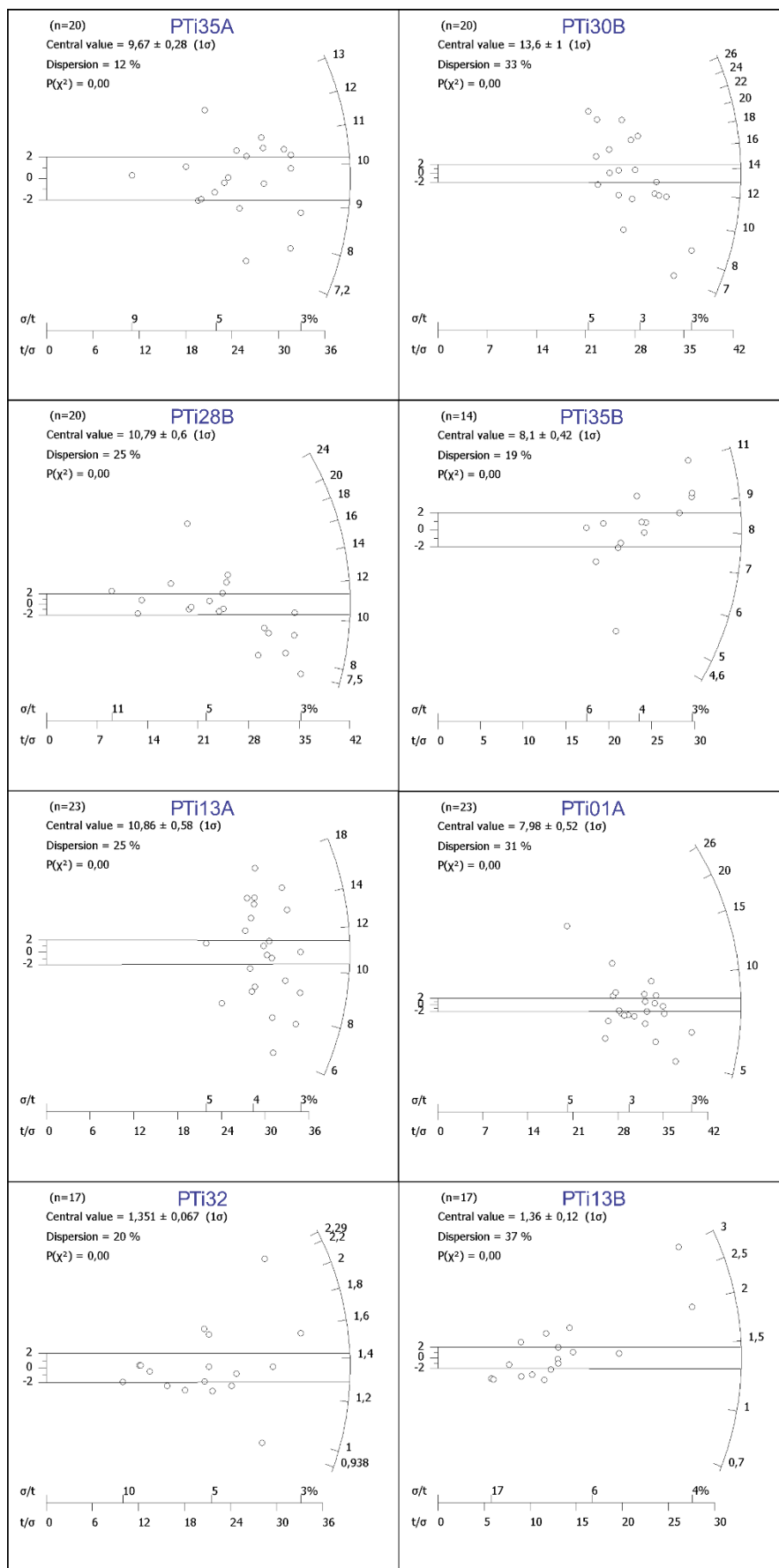


Figura 24. Radial plots das amostras dos sedimentos do Médio Tietê. Dados da estimativa da Dose equivalente (De) em Grays (Gy) mostrando o número (n) de alíquotas de quartzo validadas, dispersão e valor central pelo CAM.

6. DISCUSSÕES

Sequências preservadas de terraços são bem documentados em sistemas fluviais que fluem sobre terrenos com taxas de soerguimento moderadas a altas (ex. [Bridgland e Westaway, 2014](#); [Tofelde et al., 2017](#); [Cunha et al., 2019](#)). Em contraste, as sequências de terraços fluviais relatados na região intraplaca da América do Sul (ex. [Stevaux, 2000](#); [Magalhães Jr. et al., 2011](#); [Rossetti et al., 2014](#)), um terreno tectonicamente estável, parece estar limitado a poucos níveis topográficos (quatro ou menos). Porém, este não é o caso do vale do Rio Tietê, onde foi identificado uma sequência de sete níveis de terraços bem preservados no trecho Médio e um nível no Alto curso ([Figura 14](#)), sugerindo que a variação dos fatores litológicos e topográficos ao longo do vale do Rio Tietê ([Figura 13](#)) desempenha um papel importante na formação de depósitos fluviais e sua preservação como terraços.

A limitada ocorrência de depósitos preservados em um único nível topográfico de terraço fluvial no Alto Tietê parece estar associada a grande resistência das rochas a jusante que formam uma *knickzone* regional, a Serra de Paranapiacaba ([Figura 13](#)). A predominância de rochas metamórficas e graníticas, o elevado gradiente topográfico e a ausência de níveis de terraços indicam que este *knickzone* está mantendo o nível de base regional do Alto Tietê estacionário em uma escala de tempo de, pelo menos, 10^0 a 10^5 anos. Este nível de base estacionário limita a erosão a montante, a incisão do rio e a formação do terraço por abandono dos depósitos fluviais ([Crosby e Whipple, 2006](#); [Crosby et al., 2007](#)). Além disso, há predominância de fácies sedimentares relacionadas a canais entrelaçados na planície de inundação datadas com idades superiores a 45 ka (idades mínimas devido à saturação do sinal LOE; [Tabela 5](#)). Esses dados sugerem que a migração lateral do canal tem sido lenta desde, pelo menos, o Estágio Isotópico Marinho 3C (em inglês, MIS3C). A planície de inundação e os depósitos fluviais quaternários do Rio Tietê são mais espessos onde afloram rochas sedimentares cenozoicas da Bacia de São Paulo, se comparado com as áreas de afloramento do embasamento cristalino ([Figuras 13 e 14](#)), indicando que a menor resistência à erosão destas rochas é um relevante fator local que favorece a formação e preservação de depósitos fluviais.

No terreno sedimentar da Bacia do Paraná, o Rio Tietê adquiriu a capacidade de esculpir o vale fluvial, culminando na formação e preservação dos terraços fluviais em torno de Tietê e Laras. Os dados sugerem que fatores lito-estruturais locais são fundamentais no controle da dinâmica fluvial do Médio Tietê, sendo responsáveis pela ocorrência de patamares de terraços mais desenvolvidos e em maior número de níveis topográficos ao redor de Laras. As rochas sedimentares desta área são afetadas por falhas de extensão que aumentam a suscetibilidade à

erosão se comparadas ao substrato de Tietê (Figura 13), gerando maior espaço de acomodação e favorecendo a manifestação de períodos de agradação e incisão. Além disso, interpreta-se que a ocorrência de arenitos nas porções mais altas do relevo na região de Laras é importante para a preservação da maioria dos depósitos conglomeráticos dos níveis T1 e T2. Os conglomerados são mais resistentes à erosão fluvial do que os arenitos e atuam como uma superfície protetora que limita a erosão do canal à migração lateral. Onde o canal do paleorio Tietê fluiu sobre os arenitos friáveis da Fm. Pirambóia, esculpiu rapidamente o relevo e rebaixou seu nível de base, preservando esses depósitos como proeminentes topos de morros (Figura 19 e 20). Além da ocorrência de rochas menos resistentes à erosão no entorno de Laras, destaca-se a influência do aumento significativo da vazão do Rio Tietê (atualmente cerca de 70%) devido à confluência dos Rios Sorocaba e Capivari, localizados a montante - e adjacentes - aos terraços mapeados nesta área (Figura 1). O aumento da vazão em virtude da descarga dos rios tributários tem papel importante na dinâmica do Tietê por potencializar os processos fluviais em períodos de agradação e de incisão.

Variações temporais na carga de fundo do rio também parece ser outro fator importante para a ocorrência e evolução dos terraços no Médio Tietê. Ao fluir sobre o relevo de alto gradiente (2.08 m/km) da Serra de Paranapiacaba, o Rio Tietê adquiri capacidade erosiva suficiente para fragmentar blocos de rochas duras e incorporá-los como carga de fundo. A carga de fundo atua como componente abrasivo do canal e aumenta a eficiência da erosão fluvial, sendo fundamental para gerar espaço de acomodação, favorecer a incisão do canal, e promover o abandono de depósitos fluviais a jusante (Schanz & Montgomery, 2016; Stokes et al., 2017). A ocorrência de fragmentos clásticos com proveniência de rochas de embasamento da Serra de Paranapiacaba (este estudo e Breda et al., 2019) nos depósitos de T1 a T3 (Figura 21), com idade mínima de 112.8 ± 17.8 ka (Tabela 5) e, a significativa redução da textura dos sedimentos de T4, no Médio Rio Tietê, indica que os processos de erosão fluvial foram mais intensos durante a formação dos terraços altos do que nos terraços intermediários e, sobretudo, nos baixos.

O tectonismo é fundamental para a ocorrência e distribuição dos terraços fluviais ao longo do trecho estudado da Bacia do Tietê, pois condicionou a estruturação da Serra de Paranapiacaba pela justaposição de rochas resistentes à erosão (Almeida et al., 1981b; Moraes et al., 1999) a montante da região do Alto Tietê; e por criar estruturas (ex. planos de falha e/ou fraturas) que aumentaram (ainda mais) a susceptibilidade à erosão (Hawkins, 1998; Stokes et al., 2017) das litologias aflorantes no Médio Tietê, sobretudo na área mapeada no entorno de Laras. Todavia, a atividade tectônica parece não ter influência direta na sedimentação e

abandono dos depósitos fluviais, uma vez que não foram identificadas evidências tectônicas nos depósitos estudados.

Apesar da saturação do sinal LOE em amostras provenientes dos terraços mais antigos, foi possível interpretar a evolução da dinâmica do sistema fluvial do Médio Tietê dos últimos 20 mil anos, abrangendo o Último Máximo Glacial, o período deglacial e o Holoceno. As idades LOE dos depósitos do Médio Tietê indicam a existência de 5 períodos de agradação sedimentar no fundo do vale, com posterior incisão e abandono dos terraços: T4 – 18.5 ± 2.0 ka; T5 – 9.8 ± 1.0 a 8.6 ± 0.8 ka; T6 – 7.1 ± 0.7 a 5.8 ± 0.5 ka; T7 – 4.2 ± 0.4 a 3.1 ± 0.3 ka e depósitos da planície de inundação atual – 0.6 ± 0.06 ka (Tabela 3 e Figura 21). Esses dados coincidem com outros registros do Sudeste do Brasil (Stevaux, 2000; Magalhães Jr. et al., 2011; Oliveira et al., 2019), especialmente no Estado de São Paulo (Dias & Perez Filho, 2015; Pinheiro & Queiroz Neto, 2015; Storani, 2015; Storani & Perez Filho, 2015; Valezio & Perez Filho, 2015; Ladeira & Celarino, 2017; Souza e Perez Filho, 2018; Lupinacci & Souza, 2019) (Figura 21 e Anexo 1), sugerindo mecanismos regionais de formação e abandono de terraços nos rios de uma ampla área do sudeste brasileiro.

Os sedimentos arenosos a areno-conglomeráticos do nível T4 são interpretados como registro de um sistema fluvial com canais entrelaçados, sugerindo clima mais seco em torno de 18.5 ± 2.0 ka (Figura 22). Canais entrelaçados são feições comuns em ambientes com alta sazonalidade na precipitação e cobertura vegetal esparsa, onde o suprimento de sedimentos excede a capacidade de transporte por descarga de água (Bridge, 1993; Ashworth et al., 2004; Gray & Harding, 2007). Esta interpretação é sustentada por dados palinológicos de depósitos de turfas e de lagos nas Bacias do Alto e Médio Tietê, que relatam retração da floresta tropical (Alto Tietê; Ledru et al., 2009) e predominância de campos abertos ou vegetação de cerrado (Médio Tietê; Bissa & Toledo, 2015; Aviles et al., 2019) durante a maior parte do UMG (23 – 18 ka) (Figura 21). Registros isotópicos de espeleotemas da Caverna de Santana (SP) mostram um aumento significativo na precipitação a partir de 20 ka devido ao fortalecimento do SMAS (Cruz et al., 2006) (Figura 21). Portanto, a esparsa cobertura vegetal aliada ao aumento da precipitação seria favorável à intensificação dos processos erosivos nas encostas e de deposição no vale do rio.

A incisão do canal que levou ao abandono do T4 entre o final do UMG (~ 18 ka) até o início do Holoceno (11.7 ka), sugere aumento nas descargas fluviais e relativa diminuição do aporte sedimentar. A taxa de incisão relativamente alta de 2.5 m/ka para este período sugere significativa aumento na capacidade erosiva do canal, que pode ter sido conduzida pela recorrência de eventos abruptos de precipitação milenar: Heinrich *stadial* 1 (~ 18.5 ka) e

Younger Dryas (~ 12.5 ka) (Cruz et al., 2006; Novello et al., 2017). O aumento do aporte de sedimentos fluviais, como nos leques submarinos dos Rios Parnaíba e São Francisco (Mullitz et al., 2017; Campos et al., 2019) e em leques fluviais no Pantanal (Assine et al., 2014; Pupim et al., 2017) e incisões generalizadas dos vales fluviais (ex. depósitos sedimentares do Rio Paraná, Oliveira et al. (2019)) também foram relatados em outros sistemas fluviais sob a influência do SMAS.

O início do Holoceno no sudeste do Brasil é caracterizado por baixos níveis de insolação no verão (Cruz et al., 2006) (Figura 21). Porém, devido ao aumento do CO₂ atmosférico (Novello et al., 2017), há uma clara tendência de desenvolvimento da vegetação florestal e expansão dos elementos arbóreos até os dias atuais, tanto na região do Alto Tietê (Ledru et al., 1998; Ledru et al., 2009; Pessenda et al., 2009) quanto no Médio Tietê (Scheel-Ybert et al., 2003; Bissa e Toledo, 2015; Aviles et al., 2019) (Figura 21). As mudanças ambientais regionais que ocorreram próximo ao limite do Pleistoceno-Holoceno resultaram na modificação do domínio do padrão de canais entrelaçados para meandantes no Alto Rio Paraná (Stevaux, 1993; Stevaux, 2000; Parolin et al., 2007; Leli, 2015), na planície aluvial do Pantanal (Assine et al., 2014; Pupim et al., 2017) e na planície do Bananal (Valente & Latrubesse, 2012). A sedimentologia dos depósitos fluviais do Rio Tietê indica que os sedimentos de idades mais antigas que 18 ka (T1, T2 e T3) foram depositados por sistema fluvial entrelaçado (ex. depósitos conglomeráticos e areno-conglomeráticos em fácies Gm, Gi, Smg), enquanto os depósitos holocênicos (T5, T6, T7 e de planície de inundação) são compostos por fácies sedimentares típicas de sistema meandrante (ex. areias, areias siltosas e sedimentos finos em fácies Sm, Shs, Sh, Fm, C). Essa mudança na significativa na granulação dos sedimentos transportados pelo canal impactou diretamente a capacidade erosiva e formação de terraços no Médio curso do Rio Tietê. Com redução da capacidade erosiva e dinâmica limitada pelas condições paleoambientais (ex. chuva e vegetação), o Rio Tietê deixou de formar terraços do tipo *strath* e passou a fluir sobre seus próprios depósitos durante o Holoceno, configurando terraços do tipo *cut-and-fill* (Figura 22).

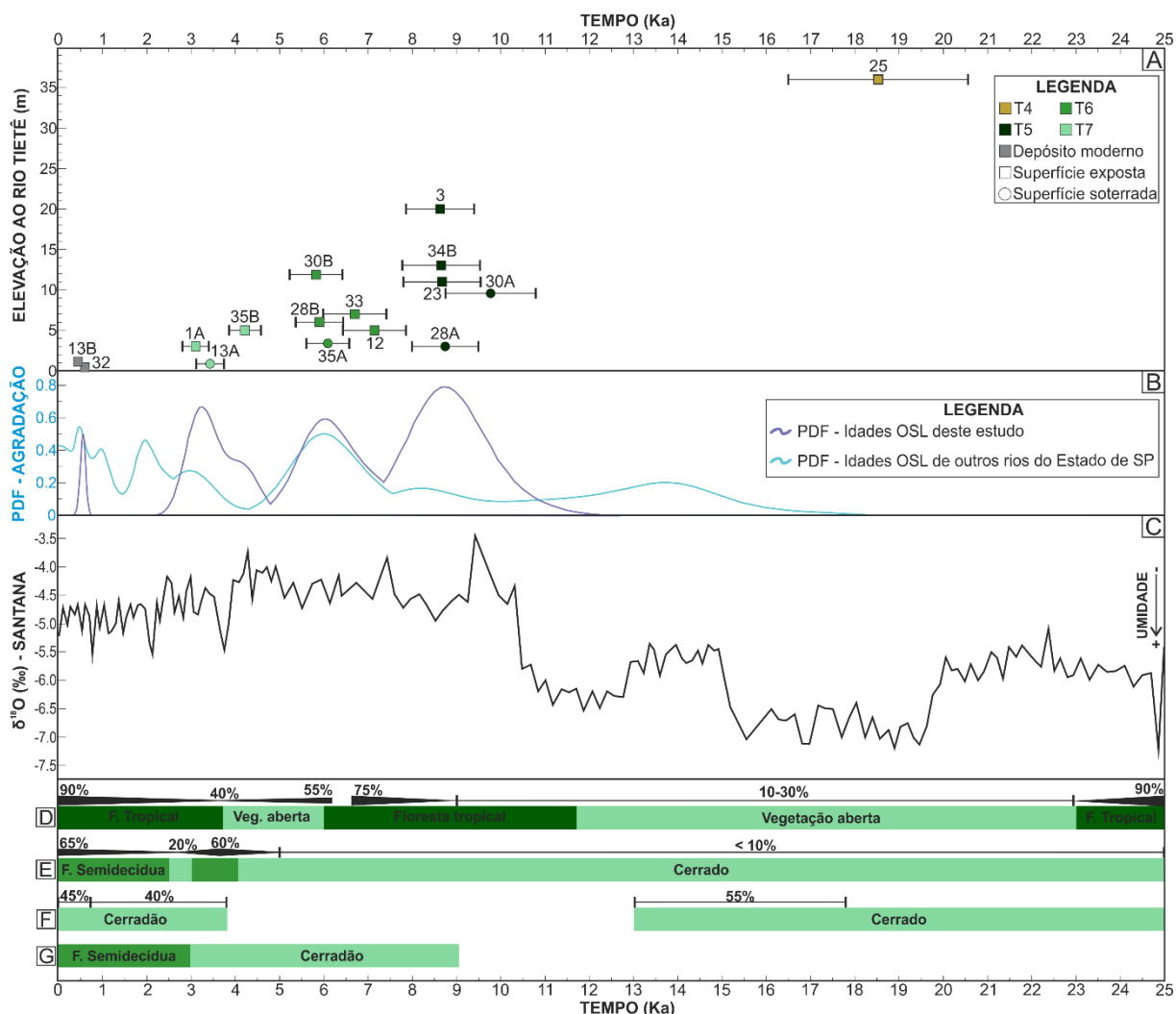


Figura 25. Geocronologia dos depósitos do Rio Tietê deste estudo e comparação com dados da literatura do sudeste brasileiro. (A) Idades LOE (e barras de erro) das amostras do Médio Tietê dispostas de acordo com a elevação em relação ao fundo do vale atual. Notar que há amostras de níveis de terraços em superfície e soterrados. (B) Função de densidade de probabilidade (em inglês, PDF) dos terraços deste estudo e de outros sistemas fluviais do Estado de São Paulo (Dias & Perez Filho, 2015; Pinheiro & Queiroz Neto, 2015; Storani, 2015; Storani & Perez Filho, 2015; Valezio & Perez Filho, 2015; Ladeira & Celarino, 2017; Souza & Perez Filho, 2018; Lupinacci & Souza, 2019) os dados estão normalizados pelo montante das idades dos respectivos níveis topográficos. (C) Dados de $\delta^{18}\text{O}$ da Caverna de Santana (Cruz et al., 2006). Registros palinológicos e interpretações paleoambientais de (D) Ledru et al. (2009); (E) Bissa & Toledo (2015); (F) Aviles et al (2019) e (G) Scheel-Ybert et al. (2003). As porcentagens se referem a concentração relativa de pólenes arbóreos identificados nos depósitos dos respectivos períodos amostrados.

A expansão da floresta tropical na região do Alto Tietê atingiu o ápice de desenvolvimento em torno de 9 ka (Ledru et al., 2009) (Figura 21), corroborado pelos dados do $\delta^{13}\text{C}$ da Caverna de Santana (Cruz et al., 2006), enquanto na região do Médio Tietê houve predominância de cerrado de campo aberto sob condições climáticas mais quentes e mais secas entre 13 a 6 ka (Souza et al., 2013; Celarino et al., 2013; Bissa & Toledo, 2015) (Figura 21). Os dados sugerem que a vegetação aberta e o clima mais árido no Médio Tietê durante o início do Holoceno culminaram em um desequilíbrio no balanço hidrológico, na qual a contribuição sedimentar superou a vazão do canal, havendo dois períodos de agradação no vale do Tietê:

entre 9.5 a 8 ka e 7.5 a 5.5 ka, resultando na sedimentação de depósitos fluviais dos níveis T5 e T6, respectivamente (Tabela 3, Figuras 21 e 22). Entre esses dois períodos de agradação, ocorreu um entalhamento do vale do Tietê, sob taxas de incisão média de 2.3 m/ka, resultado de um período aumento de vazão combinado a fragilidade da superfície exposta pela limitada presença de vegetação. O aumento da vazão está associado ao evento de precipitação anômala globalmente conhecido como “8.2 ka”. Este evento está registrado nos espeleotemas da Caverna de Santana (Cruz et al., 2006) (Figura 21) e é corroborado por modelos de (Aguiar et al., 2020), atestando a existência deste evento abrupto no continente sul-americano.

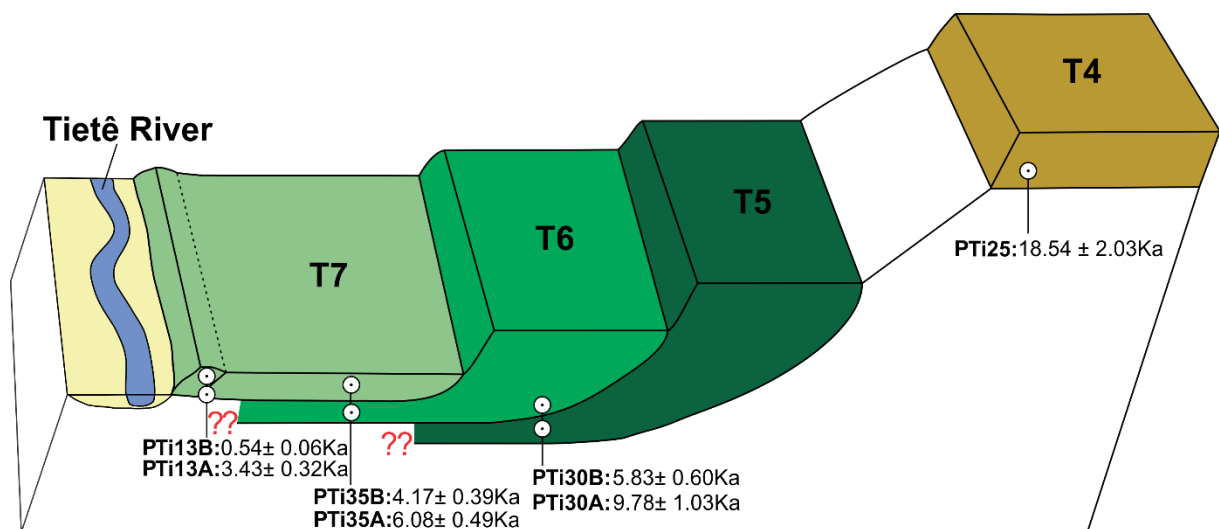


Figura 26. Evolução da dinâmica fluvial do Tietê dos últimos 20 ka. O nível T4 é classificado como *strath terrace* em textura grossa (arenosa a areno-conglomerática) depositado sob ambiente fluvial entrelaçado durante o Pleistoceno Tardio, enquanto os níveis T5, T6 e T7 são terraços *cut-and-fill* com textura fina (areno-siltosa) depositados em sistema fluvial meandrante, indicando maior estabilidade ambiental durante o Holoceno.

O início do Holoceno Tardio, há 4.3 ka, é marcado pela expansão da floresta tropical no Alto Tietê (Ledru et al., 2009) e pelo aumento de elementos C3 no Médio Tietê, compondo um mosaico de cerradão (cerrado mais denso) e floresta semidecídua, atingindo configuração semelhante à dos dias atuais entre 3 e 2 ka (Bissa e Toledo, 2015; Aviles et al., 2019; Souza et al., 2013; Scheel-Ybert et al., 2003) (Figura 21). Entre 4.0 e 3.5 ka, há um aumento significativo da precipitação no sudeste brasileiro (Cruz et al., 2006) (Figura 21), responsável por conduzir o os processos de entalhe do vale e de abandono os depósitos de nível T6 como terraços fluviais. A taxa média de incisão neste período (1.1 m/ka) é muito menor quando comparada a anterior. O desenvolvimento e a expansão da vegetação no Médio Tietê devem ter aumentado a proteção da superfície e limitado os processos de erosão. Este período é seguido por uma ligeira diminuição da umidade entre 3.5 e 2.8 ka (Cruz et al., 2006; Bissa & Toledo, 2015) (Figura 21). Os dados sugerem que neste intervalo de tempo, as condições hidrológicas do Tietê foram favoráveis à agradação e resultaram na sedimentação dos depósitos areno-siltosos dos terraços

de nível T7 (Tabela 3, Figuras 21 e 22). A partir de 3.0 ka, a paisagem do Médio Tietê parece ter atingido certa estabilidade geomórfica, corroborada por processos hidromórficos de mosqueamento em depósitos de nível T7 e pela sua própria posição topográfica (apenas 4 m acima do canal atual), ainda estando sujeita a inundações de baixa frequência e de grandes magnitudes. Essas inundações seriam responsáveis pela sedimentação de depósitos datados de aproximadamente 550 anos, compondo os *levees* (diques marginais) e bancos nas margens dos do rio, sobrepostos aos depósitos do nível T7.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Além dos depósitos de planícies de inundação foi identificado apenas um nível de terraço fluvial no Alto Tietê, a 50 km da nascente e, no Médio Tietê, 4 e 7 níveis de terraços fluviais situados aproximadamente a 320 e de 410 a 450 km a jusante, respectivamente.

A ocorrência e distribuição dos depósitos fluviais tem forte controle lito-estrutural. A Serra de Paranapiacaba, uma *knickzone* composta por rochas resistentes à erosão, impede o rebaixamento do nível de base e dificulta o entalhamento do vale do Tietê a montante. Em seu Alto curso, o Rio Tietê limita-se à erosão pela atividade de migração lateral do canal. Nessas condições, houveram poucas oportunidades de construir e, principalmente, preservar depósitos fluviais em diferentes níveis topográficos acima do fundo do vale. A fragmentação e o transporte fluvial de blocos de rochas que compõem a Serra de Paranapiacaba como carga de fundo intensificaram a eficiência erosiva do canal do Tietê. Esse componente abrasivo potencializou a criação de espaço de acomodação e o abandono vertical dos depósitos fluviais a jusante desta unidade morfoescultural. Baseado em idades mínimas LOE, infere-se que esse processo foi mais ativo desde, pelo menos, o início do Pleistoceno Tardio (120 ka) até o UMG (23 - 18 ka). A elevada eficiência erosiva do canal correlacionada a alta susceptibilidade natural à erosão das rochas aflorantes na Bacia do Médio Tietê, elevada pela presença de falhas extensionais, impulsionaram a geração de espaço de acomodação e a preservação de múltiplos períodos de agradação e incisão que conduziram a formação de uma extensa sequência de terraços fluviais no Médio Tietê. Fatores locais como a heterogeneidade do substrato e a confluência de rios tributários contribuíram para que mais níveis topográficos e em maior número de terraços fluviais fossem preservados no entorno de Laras.

As mudanças na precipitação e na vegetação do sudeste brasileiro, modulados pela atividade da SMAS, foram as principais responsáveis por induzir respostas complexas no sistema fluvial do Tietê durante o Quaternário Tardio. A comparação entre os sedimentos

conglomeráticos e arenosos dos depósitos de planície de inundação do Alto Tietê e dos terraços T1 a T4 do Médio curso com depósitos areno-siltosos dos níveis T5 a T7 desta mesma região permitiu reconhecer a alteração de padrão de canais entrelaçados para meandrante no sistema fluvial do Tietê. As idades LOE indicam que o cinturão meandrante do Tietê se estabeleceu entre o UMG e o início do Holoceno após períodos de incisão dos vales fluviais. Atribui-se essa importante modificação na dinâmica do Rio Tietê ao desenvolvimento da vegetação e o subsequente aumento da estabilidade dos bancos e das margens fluviais.

A mudança no estilo do canal do Tietê refletiu em alteração do tipo de terraço fluvial formado no Médio Tietê. Durante, ao menos, o início do Pleistoceno Tardio até o UMG, a alta eficiência erosiva do Tietê era suficiente para entalhar o substrato rochoso da bacia e abandonar, sobrepostos a este, depósitos conglomeráticos e arenosos de terraços erosivos (*strath terraces*, níveis T1 a T4). O estabelecimento do cinturão meandrante do Tietê representa uma abrupta diminuição da capacidade de transporte e da eficiência erosiva do Tietê, principalmente pela retenção de fragmentos de rochas abrasivas da carga de fundo a montante da região de estudo no Médio Tietê. Ao longo do Holoceno, o Tietê passou a fluir e entalhar seus próprios depósitos sedimentares e não foi capaz de atingir novamente o leito rochoso. Nessas condições foi construída a sequência de terraços *cut-and-fill* dos níveis T5 a T7.

As idades LOE também permitiram reconhecer 5 períodos de agradação nos vales do Médio Tietê ao longo dos últimos 20 ka. Os dados atestam que durante esse período a formação dos depósitos aluviais do Rio Tietê foi induzida por mudanças climáticas e da cobertura vegetal, dirigidas majoritariamente pela atividade do SMAS. Os eventos de agradação do fundo do vale se desenvolveram em períodos de diminuição significativa de umidade e/ou domínio de vegetação esparsa, na qual as taxas de aporte sedimentar superaram a descarga fluvial. Os entalhes do vale fluvial do Médio Tietê e abandono dos depósitos como níveis de terraços ocorreram sob transições para condições ambientais mais úmidas, marcados por eventos de precipitação anômala (ex. Heinrich *stadial* 1, Younger Dryas e “8.2 ka”) e impulsionados pelo adensamento da vegetação.

A ocorrência de extensa sequência de terraços fluviais em ambiente intraplaca torna o estudo dos depósitos do Rio Tietê ainda mais relevante. Devido ao limite de alcance do método LOE em alíquotas de grãos de quartzo deste sistema fluvial atingir cerca de 50 ka, para se ter acesso ao melhor entendimento da resposta dos sistemas fluviais do sudeste brasileiro às mudanças climáticas ocorridas no Pleistoceno, pode-se utilizar a datação IRSL com feldspato e/ou por isótopos cosmogênicos nos depósitos do Alto Tietê e nos terraços altos situados no Médio Tietê.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Saber, A.N., 2007. *Geomorfologia do sítio urbano de São Paulo*. Ateliê editorial. ISBN: 978-85-7480-335-7.
- Aguiar, W., Prado, L.F., Wainer, I., Liu, Z., Montenegro, A., Meissner, K.J. & Mata, M.M., 2020. Freshwater forcing control on early-Holocene South American monsoon: *Quaternary Science Reviews*, v. 245, p. 106498. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106498>
- Aitken, M.J., 1985. *Thermoluminescence dating*. ISBN: 0-12-046380-6
- Aitken, M.J. & Smith, B.W., 1988. Optical dating: recuperation after bleaching: *Quaternary Science Reviews*, v.7. n. 3-4, p. 387-393. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90034-0](https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90034-0)
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. & Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago: *Geology*, v. 25, n. 6, 483-486. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025%3C0483:HCIAPW%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025%3C0483:HCIAPW%3E2.3.CO;2)
- Almeida, F.F.M., 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. DNPM.
- Almeida, M.D., Dantas, A.S.L., Fernandes, L.A., Sakate, M.T., Gimenez, A.F., Teixeira, A.L., Bistrichi, C. A. & Almeida, F.D., 1981a. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bauru na região do Pontal do Paranapanema no Estado de São Paulo: *Simpósio Regional de Geologia*, v. 3, p. 77-89.
- Almeida, F.D., Hasui, Y., Ponçano, W.L., Dantas, A.S.L., Carneiro, C.D.R., Melo, M.D. & Bistrichi, C.A., 1981b. Mapa geológico do Estado de São Paulo: *IPT-Série Monografias-6, São Paulo, Conservação e uso sustentável da biodiversidade florestal na Mata Atlântica do Vale do Ribeira*.
- Almeida, F.M.A., Assine, M.L., Carneiro, C.D.R., 2012. A megadesertificação mesozoica, in Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M. & Bartorelli, A., eds., *Geologia do Brasil*, São Paulo: *Beca*, p. 419-428.
- Antoine, P., Lautridou, J.P. & Laurent, M., 2000. Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes: *Geomorphology*, v. 33, n. 3-4, p. 183-207. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00122-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00122-1)
- Ashworth, P.J., Best, J.L. & Jones, M., 2004, Relationship between sediment supply and avulsion frequency in braided rivers: *Geology*, v. 32, n. 1, p. 21-24. <https://doi.org/10.1130/G19919.1>
- Asnani G.C, 1993. Tropical Meteorology. Pune, India: *Nobel Printer*, p. 603. ISBN: 81-900400-0-6.
- Assine, M.L. & Soares, P.C., 1995. Interação flúvio-eólica na Formação Pirambóia: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, v. 4, n. 65.

- Assine, M.L., Corradini, F.A., Pupim, F.N. & McGlue, M.M., 2014. Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland: *Sedimentary Geology*, v. 301, p. 172–184. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.11.007>
- Arab, P.B., Perinotto, J.A.D.J. & Assine, M.L., 2009. Grupo Itararé (P-C da bacia do Paraná) nas regiões de Limeira e Piracicaba-SP: contribuição ao estudo das litofácies: *Geociências*, v. 28, n. 4, p. 501-521. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/71387>
- Arnold, L.J. & Roberts, R.G., 2009. Stochastic modelling of multi-grain equivalent dose (De) distributions: Implications for OSL dating of sediment mixtures: *Quaternary Geochronology*, v. 4, n. 3, p. 204-230. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2008.12.001>
- Aviles, A.M.C., Ricardi-Branco, F., Ledru, M.P. & Bernacci, L.C., 2019. Vegetation and climate changes in the forest of Campinas, São Paulo State, Brazil, during the last 25,000 cal yr BP: *Brazilian Journal of Geology*, v. 49, n. 3. <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201920190040>
- Bernal, J.P., Cruz, F. W., Stríkis, N.M., Wang, X., Deininger, M., Catunda, M.C.A., Ortega-Obregón, C., Cheng, H., Edwards, L.R. & Auler, A.S., 2016. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 450, p. 186-196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.008>
- Biagolini, C.H., Bernardes-de-Oliveira, M.E.C. & Caramês, A.G., 2013. Formação Itaquaquecetuba, bacia de São Paulo, Brasil: novos componentes angiospérmicos da Taoflora Paleógena: *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 4, p. 639-652. <http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-48892013000400005>
- Bigarella, J.J., 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do carbono-14. Boletim do Instituto Geográfico e Geológico: *Série Paleoclimas*, v. 1, p. 1-22.
- Bird, B.W., Abbott, M.B., Vuille, M., Rodbell, D.T., Stansell, N.D. & Rosenmeier, M.F., 2011. A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 108, n. 21, p. 8583-8588. <https://doi.org/10.1073/pnas.1003719108>
- Bissa, W.M. & Toledo, M.B., 2015. Late Quaternary Vegetational Changes in a Marsh Forest in Southeastern Brazil with Comments on Prehistoric Human Occupation: *Radiocarbon*, v. 57, n. 5, p. 737-753. https://doi.org/10.2458/azu_rc.57.18198
- Blum, M.D., 1993. *Genesis and Architecture of Incised Valley Fill Sequences: A Late Quaternary Example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas*, in: Weimer, P. & Posamentier, H.W. (Eds), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*, v. 58, p. 259-283.
- Blum, M.D. & Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward: *Sedimentology*, v. 47, p. 2-48. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x>

- Bookhagen, B., Fleitmann, D., Nishiizumi, K., Strecker, M.R. & Thiede R.C., 2006. Holocene monsoonal dynamics and fluvial terrace formation in the northwest Himalaya, India: *Geology*, v. 34, n.7, p. 601–604. <https://doi.org/10.1130/G22698.1>
- Bookhagen, B., Thiede, R.C., Strecker, M.R., 2005. Late Quaternary intensified monsoon phases control landscape evolution in the northwest Himalaya: *Geology*, v. 33, n. 2, p. 149–152. <https://doi.org/10.1130/G20982.1>
- Breda, C., Warren, L., Pupim, F., & Assine, M., 2019. Depósitos conglomeráticos do Paleo Rio Tietê: evento de aggradação fluvial na evolução da depressão periférica paulista. *Geologia USP: Série Científica*, v. 19, n. 4, p. 147-163. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-155306>
- Briant, R.M., Bates, M.R., Schwenninger, J.L. & Wenban-Smith, F., 2006. An optically stimulated luminescence dated Middle to Late Pleistocene fluvial sequence from the western Solent Basin, southern England: *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, v. 21, n.5, p. 507-523. <https://doi.org/10.1002/jqs.1035>
- Bridge, J.S., 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers, in Best, J.L. & Bristow, C.S., eds., *Braided rivers*. The Geological Society, Oxford, p. 13–71.
- Bridgland, D.R. & Westaway, R., 2008. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon: *Geomorphology*, v. 98, n. 3-4, p. 285-315. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.032>
- Bridgland, D.R. & Westaway, R., 2014. Quaternary fluvial archives and landscape evolution: a global synthesis: *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 125, n. 5-6, p. 600-629. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2014.10.009>
- Broccoli, A.J., Dahl, K.A. & Stouffer, R. J., 2006. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling: *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 1. <https://doi.org/10.1029/2005GL024546>
- Brook, G.A., Srivastava, P. & Marais, E., 2006. Characteristics and OSL minimum ages of relict fluvial deposits near Sossus Vlei, Tsauchab River, Namibia, and regional climate record for the last 30 ka: *Journal of Quaternary Science*, v. 21, p. 347 – 362. <https://doi.org/10.1002/jqs.977>
- Bull, W.B., 1990. Stream-terrace genesis: implications for soil development: *Geomorphology*, v.3, n. 3-4, p. 351-367. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(90\)90011-E](https://doi.org/10.1016/0169-555X(90)90011-E)
- Bull, W.B., 1991. *Geomorphic responses to climate change*: Oxford University Press, Oxford, 326 p.
- Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C. & Sohbaty, R., 2012. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments: *Boreas*, v. 41, n. 3, p. 435-451. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x>

- Caetano-Chang, 1997. *A formação Pirambóia no centro-oeste do estado de São Paulo* [Tese de livre docência]: Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 166 p.
- Campbell, M. R., 1929. The river system, a study in the use of technical geographic terms: *Journal of Geography*, v. 28, p. 123-128.
- Campos, J.E., Ferreira, L.M., Albuquerque Filho, J.L. & Kakazu, M.C., 2002. Síntese do conhecimento hidrogeológico da Bacia Sedimentar de São Paulo: *Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, v. 1, p 14.
- Campos, M.C., Chiessi, C.M., Prange, M., Mulitza, S., Kuhnert, H., Paul, A., Venancio, I.M., Albuquerque, A.L.S., Cruz, F.W. & Bahr, A., 2019. A new mechanism for millennial scale positive precipitation anomalies over tropical South America: *Quaternary Science Reviews*, v. 225, n. 105990. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105990>
- Castro J.C., Maciel U., Alves C.F.C. & Grecchi R.C., 1993. O Grupo Guatá na margem nordeste da Bacia do Paraná: uma revisão: *I Simpósio sobre a cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Rio Claro*. Boletim de Geociências, v. 1, p. 55-56.
- Celarino, A.L.S., Souza, M.M., Ladeira, F.S.B. & Torres Branco, F.S.R., 2013. Paleoenvironmental reconstruction of the lower Mogi Guaçu River basin (São Paulo state — Brazil), morphopedosedimentary records and fluvial processes: *Catena*, v. 111, p. 80-97. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.07.002>
- Cheng, H., Fleitmann, D., Edwards, R.L., Wang, X., Cruz, F. W., Auler, A.S., Mangini, A., Wang, Y., Kong, X., Burns, S.J. & Matter, A., 2009. Timing and structure of the 8.2 kyr BP event inferred from $\delta^{18}\text{O}$ records of stalagmites from China, Oman, and Brazil: *Geology*, v. 37, n. 11, p. 1007-1010. <https://doi.org/10.1130/G30126A.1>
- Cheng, H., Sinha, A., Wang, X., Cruz, F.W. & Edwards, R.L., 2012. The Global Paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas: *Clymate Dynamics*, v. 39, n. 5, p. 1045-1062. DOI: [10.1007/s00382-012-1363-7](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1363-7)
- Chiodi, C.F., Chierigati, L., Theodorovicz, A., Theodorovicz, A., Menezes, R. D., Ramalho, R. & Batolla Jr, F., 1983. Geologia e recursos minerais das folhas de Natividade da Serra e Caraguatatuba: *Jornada sobre a carta geológica do Estado de São Paulo*, Pró-Minério, IPT, v. 1, n. 50p. 8-29.
- Church, M., 1995. Geomorphic response to river flow regulation: Case studies and time-scales. Regulated Rivers: *Research & Management*, v. 11, n. 1, p. 3-22. <https://doi.org/10.1002/rrr.3450110103>
- Clayton, K. & Shamon, N., 1998. A new approach to the relief of Great Britain: II. A classification of rocks based on relative resistance to denudation: *Geomorphology*, v. 25, n. 3-4, p. 155-171. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00038-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00038-5)
- Climate-data.org. Clima: Laranjal Paulista. Disponível em: <https://pt.climate-data.org/americas-do-sul/brasil/sao-paulo/laranjal-paulista-34772/>, acesso em: 08 de dezembro de 2018.

- Climate-data.org. Clima: São Paulo. Disponível em: <https://pt.climate-data.org/america-do-sul/brasil/sao-paulo/sao-paulo-655/>, acesso em: 08 de dezembro de 2018.
- Coimbra, A.M.; Riccomini, C. & Melo, M.S., 1983. A Formação Itaquaquecetuba: evidências de tectonismo no Quaternário paulista: *Simpósio Regional De Geologia*, 4,1983. Atas, São Paulo, SBG/SP, p. 253-266.
- Crosby, B.T. & Whipple, K.X., 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand: *Geomorphology*, v. 82, n. 1-2, p. 16-38. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.023>
- Crosby, B.T., Whipple, K.X., Gasparini, N.M. & Wobus, C.W., 2007. Formation of fluvial hanging valleys: Theory and simulation: *Journal of Geophysical Research. Earth Surface*, v. 112(F3). <https://doi.org/10.1029/2006JF000566>
- Cruz, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L. & Viana, O., 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil: *Nature*, v. 434, n. 7029, p. 63-66. <https://doi.org/10.1038/nature03365>
- Cruz, F.W., Burns, S. J, Karmann, I., Sharp, W.D. & Vuille, M., 2006. Reconstruction of regional atmosphere circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems: *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 248, n. 1-2, p. 494-506. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.019>
- Cruz, F.W., Burns, S.J., Jercinovic, M., Karmann, I., Sharp, W.D. & Vuille, M., 2007. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 71, n. 9, p. 2250-2263. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.02.005>
- Cunha, P.P., Martins, A.A., Buylaert, J.P., Murray, A.S., Gouveia, M.P., Font, E., Pereira, T., Figueiredo, S., Ferreira, C., Bridgland, D.R., Yang, P., Stevaux, J.S. & Mota, R., 2019. The lowermost Tejo River terrace at Foz do Enxarrique, Portugal: a palaeoenvironmental archive from c. 60–35 ka and its implications for the last Neanderthals in westernmost Iberia: *Quaternary*, v. 2(1), n. 3, 30 p. <https://doi.org/10.3390/quat2010003>
- Dias Neto, C., 2001. *Evolução Tectono-Termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo* [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. DOI: 10.11606/T.44.2001.tde-30092013-151641
- DAEE [base de dados]: Vazão das drenagens do Estado de São Paulo. Disponível em: <http://sibh.dae.sp.gov.br/nivel>, acessado em 14 de Agosto de 2020.
- Daemon, R.F. & Quadros, L.P.D., 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da bacia do Paraná: *Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 24, p. 359-412.
- Da Luz, R.A., & Rodrigues, C., 2013. Reconstituição geomorfológica de planícies fluviais urbanizadas: o caso do rio Pinheiros, São Paulo–SP: *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, n. 1, p. 47-53. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v14i1.354>

- Dias, R.L. & Perez Filho, A., 2015. Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE): *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, n. 2. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v16i2.644>
- Etchebehere, M.L.D.C., 2000. *Terraços neoquaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas* [Tese de Doutorado]: Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências.
- Fonstad, M.A. & Marcus, W.A., 2010. High resolution, basin extent observations and implications for understanding river form and process: *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, v. 35, n. 6, p. 680-698. <https://doi.org/10.1002/esp.1969>
- Fúlfaro, V.J., Stevaux, J.C., Souza-Filho, E.E. & Barcelos, J.H., 1984. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 33, p. 711-723.
- Fuller, T.K., Perg, L.A., Willenbring, J.K. & Lepper, K., 2009, Field evidence for climate-driven changes in sediment supply leading to strath terrace formation: *Geology*, v. 37, n. 5, p. 467-470. <https://doi.org/10.1130/G25487A.1>
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H. & Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models: *Archaeometry*, v. 41, n. 2, p. 339-364. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x>
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G. & Yoshida, H., 2005. Error variation in OSL palaeodose estimates from single aliquots of quartz: a factorial experiment: *Radiation Measurements*, v. 39, n. 3, p. 289-307. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.03.023>
- Gama Jr, E., Bandeira Jr, A.N. & França, A.B., 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n. 4, p. 578-589.
- Garcia, M.J., Oliveira, P.E., Siqueira, E. & Fernandes, R.S., 2004. A Holocene vegetational and climatic record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil: *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 131, n. 3-4, p. 181-199. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2004.03.007>
- Gilbert, G.K., 1877. *Report on the geology of the Henry Mountains: Publication of the Powell Survey*: U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 160 p.
- Goldrick, G. & Bishop, P., 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, n. 5, p. 649-671. <https://doi.org/10.1002/esp.1413>
- Goswami, B.N., 2005. *South Asian monsoon. In Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*: Springer, Berlin, Heidelberg, p. 19-61. https://doi.org/10.1007/3-540-27250-X_2

- Gray, D.P. & Harding, J.S., 2007. Braided river ecology: a literature review of physical habitats and aquatic invertebrate communities: *Science for Conservation*, v. 279, p. 1-50. ISBN: 978-0-478-14341-6
- Gregory, K.J., Benito, G., Dikau, R., Golosov, V., Johnstone, E.C., Jones, J.A.A., Macklin, Mark G., Parsons, A.J., Passmore, D.G., Poesen, J., Soja, R., Starkel, L., Thorndyraft, V.R. & Walling, D.E., 2006. Past hydrological events and global change: *Hydrological Processes*, v. 20, n. 1, p. 199-204. <https://doi.org/10.1002/hyp.6105>
- Guérin, G., Mercier, N. & Adamiec, G., 2011. Dose-rate conversion factors: update: *Ancient TL*, v. 29, n. 1, p. 5-8.
- Hancock, G.S. & Anderson, R.S., 2002. Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate: *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, n. 9, p. 1131-1142. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114%3C1131:NMOFST%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114%3C1131:NMOFST%3E2.0.CO;2)
- Hargitai, H. & Larson, P.H., 2014. Valley Terrace, in: Hargitai, H. & Kereszturi, A. (Eds) *Encyclopedia of Planetary Landforms*, EUA, Springer. DOI 10.1007/978-1-4614-9213-9_629-1
- Hasui, Y., Dantas, A.S.L., Carneiro, C.D.R. & Bistrichi, C.A., 1981. O embasamento Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico em São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo: *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*, escala 1:500.000, p. 12-45.
- Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Campanha, G.A., Hamza, G.M., Galli G.A., Frangipani, A. & Puleguini, P. 1989. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. São Paulo: *Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT)*, v. 27, n. 2.
- Hawkins, A.B., 1998. Aspects of rock strength: *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, v. 57, n. 1, p. 17-30. <https://doi.org/10.1007/s100640050017>
- Holz, M., França, A.B., Souza, P. A., Iannuzzi, R. & Rohn, R., 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n. 2, p. 381-399. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.04.004>
- Huai, S.U, Wang, J., Pan, B., Ming, Q. & Li, Q., 2009. Sequences and genesis of the Yellow River terraces from Sanmen Gorge to Kouma: *Journal Geographical Science*, v. 19, p. 351-358. <https://doi.org/10.1007/s11442-009-0351-2>
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. & Thewalt, M.L., 1985. Optical dating of sediments: *Nature*, v. 313, n. 5998, p. 105-107.
- IGC-SP, 1978-2006, *Cartas Topográficas na escala 1:10.000*, in: Instituto Geográfico e Cartográfico do Estado de São Paulo (IGC-SP) (org), Mapeamento Sistemático do Estado de São Paulo. http://datageo.ambiente.sp.gov.br/serviceTranslator/rest/getXml/Arcgis_Server_IGC_Cartas_Topograficas/0/1525457039863/wms

- Karmann, I., 1994. *Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto Vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do estado de São Paulo* [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 228 p. DOI: [10.11606/T.44.1994.tde-22042013-163755](https://doi.org/10.11606/T.44.1994.tde-22042013-163755)
- Kirby, E. & Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis: *Geology*, v. 29, n. 5, p. 415-418. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C0415:QDRURV%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C0415:QDRURV%3E2.0.CO;2)
- Knox, J.C., 1975. *Concept of the graded stream: Theories of landform development: Proceedings of the 6th annual Binghamton Symposium, Publications in Geomorphology*, State University of New York, Binghamton, NY, p. 169-198.
- Knox, J.C., 1983. *Responses of river systems to Holocene climates. Late quaternary environments of the United States*, in: Wright, H.E., eds: *Late-Quaternary Environments of the United States*, v. 2, p. 26-41. <https://doi.org/10.5749/j.ctttt09b>
- Köppen, W. & Geiger, R., 1928. *Klimakarte der Erde*, Justus Perthes, Gotha.
- Kramer, V.M.S. & Stevaux, J.C., 2001. Mudanças climáticas na região de Taquaruçu (MS) durante o Holoceno: *Boletim Paranaense de geociências*, n. 49, p. 79-91.
- Krebs, A.S.J., 2004. *Contribuição ao conhecimento dos recursos hídricos subterrâneos da área correspondente à bacia Hidrográfica do Rio Araranguá, SC* [Tese Doutorado]: Florianópolis, Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, 375 p.
- Jain, M., Murray, A.S. & Botter-Jensen, L., 2004. Optically stimulated luminescence dating: how significant is incomplete light exposure in fluvial environments: *Quaternaire*, v. 15, n. 1, p. 143-157.
- Jurgiel, B., Verchere, P., Tourigny, E., Becerra, J., 2012, PROFILE TOOL. Disponível em: <https://github.com/PANOimagen/profiletool>
- Ladeira, F.S.B. & Celarino, A.L.S, 2017. Propriedades Micromorfológicas de Um Perfil de Solo na Planície Fluvial do Rio Pardo (SP): Cronologia e Processos de Alteração de Sedimentos Aluviais: *Revista do Departamento de Geografia*, p. 249-258. <https://doi.org/10.11606/rdg.v0ispe.132759>
- Larson P.H., 2013. *Desert fluvial terraces and their relationship with basin development in the Sonoran Desert, Basin and Range: case studies from south-central Arizona* [Tese de Doutorado]: Arizona (EUA), Arizona State University, 220 p. Disponível em: https://repository.asu.edu/attachments/110673/content/Larson_asu_0010E_13087.pdf
- Larson, P.H., Dorn, R.I., Faulkner, D.J. & Friend, D.A., 2015. Toe-cut terraces: A review and proposed criteria to differentiate from traditional fluvial terraces: *Progress in Physical Geography*, v. 39, n. 4, p. 417-439. <https://doi.org/10.1177%2F0309133315582045>

- Ledru, M.P., Bertaux, J., Sifeddine, A. & Suguio, K., 1998. Absence of last glacial maximum records in lowland tropical forests: *Quaternary Research*, v. 49, n. 2, p. 233-237. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1953>
- Ledru, M.P., Rousseau, D.D., Cruz, F.W., Riccomini, C., Karmann, I. & Martin, L., 2005. Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison: *Quaternary Research*, v. 64, n. 3, p. 444-450. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.08.006>
- Ledru, M.P., Mourguiart, P. & Riccomini, C., 2009. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 271, n. 1-2, p. 140-152. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.10.008>
- Leigh, D.S. & Feeney, T.P., 1995. Paleochannels indicating wet climate and lack of response to lower sea level, southeast Georgia: *Geology*, v. 23, n. 8, p. 687-690. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023%3C0687:PIWCAL%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023%3C0687:PIWCAL%3E2.3.CO;2)
- Leigh, D.S., Srivastava, P. & Brook, G.A., 2004. Late Pleistocene braided rivers of the Atlantic coastal plain, USA. *Quaternary Science Reviews*, v. 23, n. 1-2, p. 65-84. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00221-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00221-X)
- Leli, I.T., 2015. *Gênese, evolução e geomorfologia das ilhas e planície de inundação do alto Rio Paraná, Brasil* [Tese de Doutorado]: Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 123 p. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/132811>.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. & Miller, J.P., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*: San Francisco, California, EUA, W.H. Freeman and Company, 522 p.
- Lepper, K., Larsen, N.A. & McKeever, S.W., 2000. Equivalent dose distribution analysis of Holocene eolian and fluvial quartz sands from Central Oklahoma: *Radiation Measurements*, v. 32, n. 5-6, p. 603-608. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(00\)00093-7](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(00)00093-7)
- Liebmann, B. & Mechoso, C.R., 2011. *The south American monsoon system: The Global Monsoon System: Research and Forecast*, v. 2, p. 137-157. https://doi.org/10.1142/9789814343411_0009
- Lillesand, T., Kiefer R.W. & Chipman, J., 2015. *Remote Sensing and Image Interpretation*: Hoboken, John Wiley & Son, n. 7, 736 p. ISBN: 978-1-118-91947-7
- Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records: *Paleoceanography*, v. 20, n. 1. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Lupinacci, C.M. & Souza, T.D.A., 2019. Terraços fluviais como indicadores da dinâmica geomorfológica no Quaternário: estudo de caso na depressão periférica paulista, *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 20, n. 2. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1562>

- Macklin, M.G. & Lewin, J., 2008. Alluvial responses to the changing Earth system: *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, v. 33, n. 9, p. 1374-1395. <https://doi.org/10.1002/esp.1714>
- Magalhães Jr, A.P., Cherem, L.F.S., Barros, L.F.P & Santos, G.B., 2011. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications: *Geomorphology*, v. 132, n. 3-4, p. 187-194. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.05.008>
- Maddy, D., 1997. Uplift-driven valley incision and river terrace formation in southern England: *Journal of Quaternary Science*, v. 12, n. 6, p. 539-545. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199711/12\)12:6%3C539::AID-JQS350%3E3.0.CO;2-T](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199711/12)12:6%3C539::AID-JQS350%3E3.0.CO;2-T)
- Maddy, D., Bridgland, D. & Westaway, R., 2001. Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK: *Quaternary International*, v. 79, n.1, p. 23-36. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00120-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00120-8)
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G. & Ni, F., 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly: *Science*, v. 326, n. 5957, p. 1256-1260. DOI: [10.1126/science.1177303](https://doi.org/10.1126/science.1177303)
- Melo, M.S., Vincens, A. & Tucholka, P., 1985. Contribuição à cronologia da Formação Itaquaquecetuba, SP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 57, n. 2, p. 175-181. ISSN: 0001-3765
- Mendes, J.C., 1984. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois: *Revista do Instituto Geológico*, v. 5, n. 1-2, p. 15-24.
- Merritts D.J., Vincent K.R. & Wohl E.E., 1994. Long river profiles, tectonism, and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces: *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, v. 99, p. 14031–14050. <https://doi.org/10.1029/94JB00857>
- Merritt, D.M. & Wohl, E.E., 2003. Downstream hydraulic geometry and channel adjustment during a flood along an ephemeral, arid-region drainage: *Geomorphology*, v. 52, n. 3-4, p. 165-180. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00241-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00241-6)
- Mezzalana, S., 1961. Novas ocorrências de vegetais fósseis cenozóicos no Estado de São Paulo: *Revista do Instituto Geográfico e Geológico*, v. 15, p. 73-91.
- Milani, E.J., 2004. *Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná*, in: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves B.B. (org). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*, p. 265-291.
- Milani, E.J., Faccini, U.F., Scherer, C.M., Araújo, L.M.D. & Cupertino, J.A., 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), southern Brazil: *Boletim IG-USP*, v. 29, p. 125-173. ISSN: 0102-6283; BICIE5; TRN: BR01G1402

- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A. & Barros, A.F., 2007. Bacia do Paraná: *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 15, n. 2, p. 265-287.
- Miller, R.S., 2001. R.DRAIN. Disponível em: <https://github.com/OSGeo/grass/tree/master/scripts/r.drain>
- Montgomery, D.R., 2004. Observations on the role of lithology in strath terrace formation and bedrock channel width: *American Journal of Science*, v. 304, n. 5, p. 454-476. DOI: [10.2475/ajs.304.5.454](https://doi.org/10.2475/ajs.304.5.454)
- Morais, S.M., Rodrigues, J.B. & Campos, M.C.N., 1999. *Integração geológica da folha Campinas SF.23-Y-A*, escala 1:250.000. São Paulo: CPRM.
- Morisawa, M., 1985. Rivers: form and process: *Geomorphology texts*, n. 7.
- Morrill, C., Anderson, D.M., Bauer, B.A., Buckner, R., Gille, E.P., Gross, W.S., Harman, M. & Shah, A., 2013. Proxy benchmarks for intercomparison of 8.2 ka simulations: *Climate of the Past*, v. 9, n. 1. DOI: [10.5194/cp-9-423-2013](https://doi.org/10.5194/cp-9-423-2013)
- Mulitza, S., Chiessi, C.M., Schefuß, E., Lippold, J., Wichmann, D., Antz, B., Mackensen, A., Paul, A., Prange, M., Rehfeld, K., Werner, M., Bickert, T., Frank, N., Kuhnert, H., Lynch-Stieglitz, J., Portilho-Ramos, R.C., Sawakuchi, A.O., Schulz, M., Schewnk, T., Tiedemann, R., Vahlenkamp, M. & Zhang, Y., 2017. Synchronous and proportional deglacial changes in Atlantic meridional overturning and northeast Brazilian precipitation: *Paleoceanography*, v. 32, n. 6, p. 622-633. <https://doi.org/10.1002/2017PA003084>
- Murray, A.S., Olley, J.M. & Caitcheon, G.G., 1995. Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence: *Quaternary Science Reviews*, v. 14, n. 4, p. 365-371. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00030-5](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00030-5)
- Murray, A.S., Wintle, A.G. & Wallinga, J., 2000. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar: *Radiation Measurements*, v. 32, n. 5, p. 529-533. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(00\)00091-3](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(00)00091-3)
- Murray, A. S. & Wintle, A. G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability: *Radiation measurements*, v. 37, n. 4-5, p. 377-381. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2)
- Nathan, R.P., Thomas, P.J., Jain, M., Murray, A.S. & Rhodes, E.J., 2003. Environmental dose rate heterogeneity of beta radiation and its implications for luminescence dating: Monte Carlo modelling and experimental validation: *Radiation Measurements*, v. 37, n. 4-5, p. 305-313. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00008-8](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00008-8)
- NGRIP members, 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period: *Nature*, v. 431, p. 147-151. <https://doi.org/10.1038/nature02805>
- Novello, V.F., Cruz, F.W., Karmann, I., Burns, S.J., Stríkis, N.M., Vuille, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Santos, R.V., Frigo, E. & Barreto, E.A., 2012. Multidecadal climate

- variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records: *Geophysical Research Letters*, v. 39, n. 23. <https://doi.org/10.1029/2012GL053936>
- Novello, V.F., Cruz, F.W., Vuille, M., Stríkis, N.M., Edwards, R.L., Cheng, H., Emerick, S., de Paula, M.S., Li, X., Barreto, E.S., Karmann, I. & Santos, R.V., 2017. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene: *Scientific reports*, v. 7, n. 1, p. 1-8. <https://doi.org/10.1038/srep44267>
- Novello, V.F., Vuille, M., Cruz, F.W., Stríkis, N.M., De Paula, M.S., Edwards, R. L., Cheng, H., Karmann, I., Jaqueto, P.F., Trindade, R.I.F., Hartmann, G.A. & Moquet, J.S., 2016. Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites: *Scientific reports*, v. 6, n. 1, p. 1-8. <https://doi.org/10.1038/srep24762>
- Oliveira, E.P.D., 1916. Geologia do estado do Paraná: *Boletim do Ministério da Agricultura, Industria e Commercio*, v. 5, p. 67-143.
- Oliveira, S.C., Pupim, F.N., Stevaux, J.C. & Assine, M.L., 2019. Luminescence chronology of terrace development in the Upper Paraná River, southeast Brazil: *Frontiers in Earth Science*, v. 7. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00200>
- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, n. 4, p. 504-515. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96%3C504:ROARTS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96%3C504:ROARTS%3E2.0.CO;2)
- Parolin, M., Volkmer-Ribeiro, C. & Stevaux, J.C., 2007. Sponge spicules in peaty sediments as paleoenvironmental indicators of the Holocene in the upper Parana River, Brazil: *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 10, n. 1, p. 17-26. DOI: [10.4072/rbp.2007.1.02](https://doi.org/10.4072/rbp.2007.1.02)
- Pazzaglia, F.J., 2013. Fluvial Terraces: *Treatise on geomorphology*, v. 9, p. 379-412. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00248-7>
- Perez Filho, A. & Rubira, F.G., 2019. Evolutionary interpretation of Holocene landscapes in eastern Brazil by optimally stimulated luminescence: Surface coverings and climatic pulsations: *Catena*, v. 172, p. 866-876. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.06.031>
- Pérez-Peña, J.V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G. & Notti, D., 2017. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles: *Computers & Geosciences*, v. 104, p. 135-150. [10.1016/j.cageo.2016.08.008](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008)
- Perinotto, J.A.D.J., 1987. *Análise estratigráfica da seqüência portadora de carvão na região de Cerquilha (SP)* [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. DOI: [10.11606/D.44.1987.tde-25092015-163337](https://doi.org/10.11606/D.44.1987.tde-25092015-163337)
- Perrotta, M.M., Salvador, E.D., Lopes, R.C., D'Agostino, L.Z., Peruffo, N., Gomes, S.D. & Lacerda Filho, J.V., 2005. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo* Escala 1:750.000.
- Personius S.F., 1993. *Age and origin of fluvial terraces in the central Coast Range, western Oregon*, U.S. geological survey bulletin. U.S. Geological Survey, Washington, DC, v. 2038.

- Pessenda, L.C.R., Oliveira, P.E., Mofatto, M., Medeiros, V.B., Garcia, R.J.F., Aravena, R., Bendassoli, J.A., Leite, A.Z., Saad, A.R. & Etchebehere, M. L., 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records: *Quaternary Research*, v. 71, n. 3, p. 437-452. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.01.008>
- Pinheiro, M.R. & Queiroz Neto, J.P., 2015. Neotectônica e evolução do relevo da região da Serra de São Pedro e do baixo Piracicaba/Sudeste do Brasil: *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, n. 4, p. 593-613. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v16i4.668>
- Phillips, J.D. & Lutz, J.D., 2008. Profile convexities in bedrock and alluvial streams: *Geomorphology*, v. 102, n. 3-4, p. 554-566. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.042>
- Prescott, J. R. & Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations: *Radiation measurements*, v. 23, n. 2-3, p. 497-500. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8)
- Pupim, F.N., Assine, M.L., Sawakuchi, A.D.O., 2017. Late Quaternary Cuiabá megafan, Brazilian Pantanal: channel patterns and paleoenvironmental changes: *Quaternary International*, v. 438A, p. 108-125. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.01.013>
- RADAM Brasil, 1983. *Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra*. v. 32, Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória. IBGE/Ministério das minas e energia-Secretaria Geral.
- Ramage, C.S., 1971: *Monsoon Meteorology*. New York (EUA), Academic Press, 296 p.
- Reneau S.L., 2000. Stream incision and terrace development in Frijoles Canyon, Bandelier National Monument, New Mexico, and the influence of lithology and climate: *Geomorphology*, v. 32, n. 1-2, p. 171-193. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00094-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00094-X)
- Rhodes, E.J., 2000. Observations of thermal transfer OSL signals in glacial quartz: *Radiation Measurements*, v. 32, n. 5-6, p. 595-602. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(00\)00125-6](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(00)00125-6)
- Rhodes, E.J., 2011. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 39, p. 461-488. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133425>
- Rhodes, E.J., Ramsey, C.B., Outram, Z., Batt, C., Willis, L., Dockrill, S. & Bond, J., 2003. Bayesian methods applied to the interpretation of multiple OSL dates: high precision sediment ages from Old Scatness Broch excavations, Shetland Isles: *Quaternary Science Reviews*, v. 22, n. 10-13, p. 1231-1244. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00046-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00046-5)
- Riccomini, C., 1989. *O rift continental do sudeste do Brasil* [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 256 p. DOI: [10.11606/T.44.1990.tde-18032013-105507](https://doi.org/10.11606/T.44.1990.tde-18032013-105507)

- Riccomini, C., Sant'Anna, L.G. & Ferrari, A.L., 2004. *Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil*: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves B.B. (org). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida, p. 383-405.
- Rittenour, T.M., 2008. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research: *Boreas*, v. 37, n. 4, p. 613-635. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00056.x>
- Ritter, D.F., Kochel, R.C. & Miller, J.R., 2002. *Process Geomorphology*: Waveland Press, Long Grove, Illinois (EUA), 560 p.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambias, E., Canile, F.M. & Da Rosa, O.D.C., 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence: *Gondwana Research*, v. 19, n. 2, p. 509-523. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.07.003>
- Rohn, R., 2001. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-americanas: *Ciência-Técnica-Petróleo, Petrobrás, Seção Exploração de Petróleo*, v. 20, p. 209-218.
- Rossetti, D.F., Cohen, M.C., Bertani, T.C., Hayakawa, E.H., Paz, J.D., Castro, D.F. & Friaes, Y., 2014. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern Amazonian tributary: *Catena*, v. 116, p. 19-37. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.11.021>
- Ross, J.L.S. & Moroz, I.C., 1996. Mapa geomorfológico do estado de São Paulo: *Revista do Departamento de Geografia*, v. 10, p. 41-58. <https://doi.org/10.7154/RDG.1996.0010.0004>
- Ruddiman, W.F., 2008. The challenge of modeling interglacial CO₂ and CH₄ trends: *Quaternary Science Reviews*, v. 27, n. 5-6, p. 445-448. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.007>
- Saad, A.R., 1977. *Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo* [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 107 p. DOI: 10.11606/D.44.1977.tde-12082015-153523
- Sallun, A. E., Sallun Filho, W., Suguio, K., Babinski, M., Gioia, S. M., Harlow, B. A., Duleba, W., Oliveira, P.O., Garcia, M.J., Weber, C.Z., Christofolletti, S.R., Santos, C.S., Medeiros, V.B., Silva, J.B., Santiago-Hussein, C. & Fernandes, R.S., 2012. Geochemical evidence of the 8.2 ka event and other Holocene environmental changes recorded in paleolagoon sediments, southeastern Brazil: *Quaternary Research*, v. 77, n. 1, p. 31-43. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.09.007>
- Sanford, R.M. & Lange, F.W., 1960. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil: *AAPG Bulletin*, v. 44, n. 8, p. 1316-1370. <https://doi.org/10.1306/0BDA61AF-16BD-11D7-8645000102C1865D>

- Sawakuchi, A.O., Mendes, V.R., Pupim, F.D.N., Mineli, T.D., Ribeiro, L.M.A.L., Zular, A., Guedes, C.C.F., Giannini, P.C.F., Nogueira, L., Sallun Filho, W. & Assine, M.L., 2016. Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from Late Holocene to beyond the Quaternary?: *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 209-226. <https://doi.org/10.1590/2317-488920160030295>
- Schanz, S.A. & Montgomery, D.R., 2016. Lithologic controls on valley width and strath terrace formation: *Geomorphology*, v. 258, p. 58-68. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.01.015>
- Scheel-Ybert, R., Gouveia, S.E.M., Pessenda, L.C.R., Aravena, R., Coutinho, L.M. & Boulet, R., 2003. Holocene palaeoenvironmental evolution in the São Paulo State (Brazil), based on anthracology and soil $\delta^{13}\text{C}$ analysis: *The Holocene*, v. 13, n. 1, p. 73-81. <https://doi.org/10.1191/0959683603hl596rp>
- Schneider, R., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.D., Daemon, R.F. & Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná.: *Congresso brasileiro de Geologia*, v. 28, n. 1974, p. 41-65.
- Schokker, J., Cleveringa, P., Murray, A.S., Wallinga, J. & Westerhoff, W.E., 2005. An OSL dated middle and late quaternary sedimentary record in the Roer Valley Graben (southeastern Netherlands): *Quaternary Science Reviews*, v. 24, n. 20-21, p. 2243-2264. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.01.010>
- Schumm, S.A., 1977. *The fluvial system*, John Wiley and Sons, New York (EUA), 338 p.
- Sepe, P.M., 1990. *Comportamento do aquífero Itararé no município de Piracicaba e áreas vizinhas* [Dissertação de Mestrado]: Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 182p.
- Simões, M.G. & Fittipaldi, F.C., 1992. Fósseis da região de Rio Claro. *Arquivo do Município de Rio Claro*, Rio Claro, São Paulo.
- Siqueira, E.D., 2006. *História ecológica da floresta de Araucária durante o Quaternário Tardio no setor sul da Serra da Mantiqueira: análises sedimentológicas e palinológicas na região de Monte Verde (MG)* [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 185 p. DOI: 10.11606/D.44.2006.tde-21032007-145459
- Siqueira, E.D., 2012. *A floresta de Araucária em Monte Verde (MG): história sedimentológica, palinológica e isotópica desde o último máximo glacial* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo). DOI: 10.11606/T.44.2012.tde-04112013-153158
- Soares, P.C., 1972. O limite glacial/pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 44, p. 333-342.
- Soares, P.C., 1973. *O Mesozóico gondwânico no estado de São Paulo* [Tese de Doutorado]: Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências, 152 p.

- Soares, P.C. & Fiori, A.P., 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia: *Notícia Geomorfológica*, v. 16, n. 32, p. 71-104.
- Soares, P.C. & Landim, P.M.B., 1973. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste: *Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 27, p. 243-256.
- Sobreiro Neto, A.F., Paiva Filho, A., Mortari, J. & Bitar, O., 1983. *Geologia da Folha São Luiz do Paraitinga (SP)*. Jornada sobre a carta geológica do Estado de São Paulo, escala 1:50.000.
- Sohn, M.F., Mahan, S.A., Knott, J.R. & Bowman, D.D., 2007. Luminescence ages for alluvial-fan deposits in Southern Death Valley: Implications for climate-driven sedimentation along a tectonically active mountain front: *Quaternary International*, v. 166, n. 1, p. 49-60. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.01.002>
- Souza, A.O. & Perez Filho, A., 2018. Processos, ambientes deposicionais e geocronologias das coberturas superficiais sobre aplainamentos neogênicos e terraços fluviais na bacia do Ribeirão Araquá, Depressão Periférica Paulista: *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 19, n. 1, p. 107-126. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v19i1.1201>
- Souza, M.M., Branco, F.R., Jasper, A. & Pessenda, L.C., 2013. Evolução paleoambiental holocênica da porção nordeste do estado de São Paulo, Brasil: *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 16, n. 2, p. 297-308. DOI: 10.4072/rbp.2013.2.10
- Souza, P.A., Petri, S. & Dino, R., 2003. Late carboniferous palynology from the Itararé Subgroup (Paraná Basin) at Araçoiaba da Serra, São Paulo State, Brazil: *Palynology*, v. 27, n. 1, p. 39-74. <https://doi.org/10.1080/01916122.2003.9989581>
- Spagnolo, M. & Pazzaglia, F.J., 2005. Testing the geological influences on the evolution of river profiles: a case from the Northern Apennines (Italy): *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, v. 28, p. 103-113. ISSN: 1724-4757
- Stevaux, J.C., 1993. *O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR)* [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 234 p. DOI: 10.11606/T.44.1994.tde-30062015-145032
- Stevaux, J.C., 2000. Climatic events during the late Pleistocene and Holocene in the upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil: *Quaternary International*, v. 72, n. 1, p. 73-85. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00023-9](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00023-9)
- Stevaux, J.C., Souza-Filho, E.E. & Fúlfaro, V.J., 1986. Trato deposicional da Formação Tatuí (P) na área aflorante do NE da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, n. 34, p. 219-229.
- Stokes, S., Bray, H.E. & Blum, M.D., 2001. Optical resetting in large drainage basins: tests of zeroing assumptions using single-aliquot procedures: *Quaternary Science Reviews*, v. 20, n. 5-9, 879-885. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00045-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00045-7)

- Stokes, M., Mather, A.E., Belfoul, M., Faik, F., Bouzid, S., Geach, M.R., Cunha, P.P., Boulton, S.J. & Thiel, C., 2017. Controls on dryland mountain landscape development along the NW Saharan desert margin: Insights from Quaternary river terrace sequences (Dadès River, south-central High Atlas, Morocco): *Quaternary Science Reviews*, v. 166, p. 363-379. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.017>
- Storani, D.L. & Perez Filho, A., 2015. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do rio Mogi Guaçu, SP, Brasil: *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, n. 2. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v16i2.656>
- Storani, D.L., 2015. Cenário regional das oscilações climáticas quaternárias: baixos terraços fluviais no contexto da Depressão Periférica e do Planalto Ocidental Paulista [Tese de Doutorado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 263 p. Disponível em: <http://www.repositorio.unicamp.br/handle/REPOSIP/286572>
- Stríkis, N.M., Cruz, F.W., Cheng, H., Karmann, I., Edwards, R.L., Vuille, M., Wang, X., Paula, M.S., Novello, V.F. & Auler, A.S., 2011. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil: *Geology*, v. 39, n. 11, p. 1075-1078. <https://doi.org/10.1130/G32098.1>
- Stríkis, N.M. & Novello, V.F., 2014. Evolução hidrológica do Brasil durante o Pleistoceno Superior e Holoceno: *Paleontologia: Cenários de Vida - Paleoclimas*, v. 5, p. 343-51.
- Suguio, K., 1971. Estudo dos troncos de árvores “linhificados” dos aluviões antigos do Rio Pinheiros (São Paulo): significado geocronológico e possivelmente paleoclimático: *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, v. 25, p. 53-59.
- Suguio, K. & Barbour, A.P., 1969. Morfologia e gênese das estruturas limoníticas dos sedimentos da Bacia de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 41, n. 2, 161-180.
- Suguio, K., Bidegain, J.C. & Morner, N.A., 1986. Dados preliminares sobre as idades paleomagnéticas do Grupo Barreiras e da Formação São Paulo: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 2, p. 171-175.
- Suguio, K., Riccomini, C., Sallun, A.E.M., Sallun Filho, W. & Neto, P.A., 2010. Provável significado geológico de idades LOE (luminescência opticamente estimulada) da formação Itaquaquecetuba, SP: *Geologia USP. Série Científica*, v. 10, n. 3, p. 49-56. <http://dx.doi.org/10.5327/Z1519-874X2010000300004>
- Thomas, M.F., 2004. Landscape sensitivity to rapid environmental change - a Quaternary perspective with examples from tropical areas: *Catena*, v. 55, n. 2, p. 107-124. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(03\)00111-5](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(03)00111-5)
- Thomas, M.F., 2003. Late Quaternary sediment fluxes from tropical watersheds: *Sedimentary Geology*, v. 162, n. 1-2, p. 63-81. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00233-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00233-1)
- Thomas, M.F., 2008. Understanding the impacts of Late Quaternary climate change in tropical and sub-tropical regions: *Geomorphology*, v. 101, n. 1-2, p. 146-158. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.026>

- Thomas, M.F. & Thorp, M.B., 1995. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics: *Quaternary Science Reviews*, v. 14, n. 2, p. 193-207. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00004-9](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00004-9)
- Thomas, M.F., Nott, J., Murray, A.S. & Price, D.M., 2007. Fluvial response to late Quaternary climate change in NE Queensland, Australia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 251, n. 1, p. 119-136. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.021>
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Zagorodnov, V.S., Howat, I.M., Mikhaleenko, V.N. & Lin, P.N., 2013. Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past~ 1800 years: *Science*, v. 340, n. 6135, p. 945-950. DOI: [10.1126/science.1234210](https://doi.org/10.1126/science.1234210)
- Tofelde, S., Savi, S., Wickert, A.D., Bufe, A. & Schildgen, T., 2019. Alluvial channel response to environmental perturbations: fill-terrace formation and sediment-signal disruption: *Earth Surface Dynamics*, v. 7, p. 609-631. <https://doi.org/10.5194/esurf-7-609-2019>
- Tofelde, S., Schildgen, T.F., Savi, S., Pingel, H., Wickert, A.D., Bookhagen, B., Wittmann, H., Alonso, R.N., Cottle, J. & Strecker, M.R., 2017. 100 kyr fluvial cut-and-fill terrace cycles since the Middle Pleistocene in the southern Central Andes, NW Argentina: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 473, p. 141-153. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.001>
- Turcq, B., Pressinotti, M.M. & Martin, L., 1997. Paleohydrology and paleoclimate of the past 33,000 years at the Tamanduá River, Central Brazil: *Quaternary Research*, v. 47, n. 3, p. 284-294. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1880>
- Tyagi, A., Sikka, D.R., Goyal, S. & Bhowmick, M., 2012. A satellite based study of pre-monsoon thunderstorms (Nor'westers) over eastern India and their organization into mesoscale convective complexes: *Mausam*, v. 63, n. 1, p. 29-54. DOI: [551.501.86: 551.515.4](https://doi.org/10.5515/1.515.4)
- Valente, C.R. & Latrubesse, E.M., 2012. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: the Bananal Basin, Central-Brazil: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 356, p. 62-74. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.10.002>
- Valezio, E.V. & Perez Filho, A., 2015. Dinâmica antrópica no canal fluvial do Córrego Tucum-São Pedro, São Paulo (Brasil): *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, n. 4, p. 545-557. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v16i4.642>
- van den Berg, M.W. & van Hoof, T., 2001. *The Maas Terrace sequence at Maastricht, SE Netherlands; evidence for 200 m of late Neogene and Quaternary surface uplift*, in: Maddy, D., Macklin, M. G., Woodward, J. C., eds., *River basin sediment systems; archives of environmental change*: A.A. Balkema Publishers, Netherlands, p. 45-86.
- van den Berg, M.W., 1996. *Fluvial sequences of the Maas* [Tese de Doutorado]: Landbouwwuniversiteit, Wageningen University e Research, Netherlands, 181 p. Disponível em: <https://edepot.wur.nl/210510>

- Vandenberghe, J., 1993. Changing fluvial processes under changing periglacial conditions: *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*, v. 88, p.17-28.
- Vandenberghe, J., 1995. Timescales, climate and river development: *Quaternary Science Reviews*, v. 14, n. 6, p. 631-638. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00043-O](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00043-O)
- Vandenberghe, J., 2003. Climate forcing of fluvial system development; an evolution of ideas: *Quaternary Science Reviews*, v. 22, p. 2053-2060. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00213-0](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00213-0)
- Veldkamp, A. & van Dijke, J.J., 2000. Simulating internal and external controls on fluvial terrace stratigraphy; a qualitative comparison with the Maas record: Quaternary fluvial archives: *Geomorphology*, v. 33, n. 3-4, p. 225-236. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00125-7](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00125-7)
- Veneziani, P. & ANJOS, C.D., 1982. *Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia*, São José dos Campos, INPE. 54 p. Disponível em: <http://urlib.net/rep/6qtX3pFwXQZ3r59YD6/GNCLA>
- Vesely, F.F. & Assine, M.L., 2006. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, n. 3-4, p. 156-168. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.006>
- Vuille, M., Burns, S.J., Taylor, B.L., Cruz, F.W., Bird, B.W., Abbott, M.B., Kannek, L.C., Cheng, H. & Novello, V.F., 2012. A review of the South American Monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia: *Climate of the Past Discussions*, v. 8, n. 1. DOI: 10.5194/cpd-8-637-2012
- Walker, R.G. & James, N.P., 1992. Facies models: response to sea-level change: Geological Association of Canada, *Geotext*, v.1, n. 409.
- Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.C. & Dorale, J.A., 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China: *Science*, v. 294, n. 5550, p. 2345-2348. DOI: 10.1126/science.1064618
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Cristalli, P.S., Smart, P.L., Richards, D.A. & Shen, C.C., 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies: *Nature*, v. 432, n. 7018, p. 740–743. <https://doi.org/10.1038/nature03067>
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X. & Solheid, M., 2007. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years: *Geophysical Research Letters*, v. 34, n. 23. <https://doi.org/10.1029/2007GL031149>
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X. & An, Z., 2008. Millennial-and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years: *Nature*, v.451, n. 7182, p. 1090-1093. <https://doi.org/10.1038/nature06692>

- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P. & Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events: *Quaternary Science Reviews*, v. 30, n. 21-22, p. 3109-3123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010>
- Webster, P.J., Magana, V.O., Palmer, T.N., Shukla, J., Tomas, R.A., Yanai, M.U. & Yasunari, T., 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 103, n. C7, p. 14451-14510. <https://doi.org/10.1029/97JC02719>
- Westaway, R., Pringle, M., Yurtmen, S., Demir, T., Bridgland, D., Rowbotham, G. & Maddy, D., 2004. Pliocene and Quaternary regional uplift in western Turkey: the Gediz River terrace staircase and the volcanism at Kula: *Tectonophysics*, v. 391, n. 1-4, 121-169. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.013>
- Williams, M.A.J., Pal, J.N., Jaiswal, M. & Singhvi, A.K., 2006. River response to Quaternary climatic fluctuations: evidence from the Son and Belan valleys, north-central India: *Quaternary Science Reviews*, v. 25, n. 19-20, p. 2619-2631. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.07.018>
- Wintle, A.G. & Murray, A.S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols: *Radiation measurements*, v. 41, n. 4, p. 369-391. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2005.11.001>
- Wintle, A.G., & Murray, A.S., 1999. Luminescence sensitivity changes in quartz: *Radiation Measurements*, v. 30, n. 1, p. 107-118. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(98\)00096-1](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(98)00096-1)
- Yuan, D.X., Cheng, H., Edwards, R.L., Dykoski, C.A., Kelly, M.J., Zhang, M., Qing, J., Lin, Y., Wang, Y., Wu, J., Dorale, J.A., An, Z. & Cai, Y., 2004. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian Monsoon: *Science*, v. 304, n. 5670, p. 575-578. DOI: 10.1126/science.1091220
- Zaine, J.E., 1994. *Geologia da formação Rio Claro na folha Rio Claro (SP)* [Dissertação de Mestrado]: Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 98 p. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/92931>
- Zaprowski, B.J., Pazzaglia, F.J. & Evenson, E.B., 2005. Climatic influences on profile concavity and river incision: *Journal of Geophysical Research*, v. 110, n. F3. <https://doi.org/10.1029/2004JF000138>
- Zhou, J. & Lau, K.M., 1998. Does a monsoon climate exist over South America?: *Journal of climate*, v. 11, n. 5, p. 1020-1040. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011%3C1020:DAMCEO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011%3C1020:DAMCEO%3E2.0.CO;2)
- Zhou, J. & Lau, K.M., 2001. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America: *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 21, n. 13, p. 1623-1644. <https://doi.org/10.1002/joc.700z>

APÊNDICE 1. Compilação bibliográfica de depósitos aluviais paulistas.

Referência	Drenagem	Bacia hidrográfica	Depósito	Material	Coordenadas geográficas	Alt (m)	Elev (m)	Prof (m)	Método	Idade (anos)	Fator autogênico
Dias & Perez Filho (2015)	Rio Corumbataí	Bacia do Rio Corumbataí	TA	64.1% A; 11.4% S; 24.5% C	22°12'45"S; 47°37'30"O	610	30	0.8	LOE - SAR (Qz)	5060 ± 570	OC - quente e seco
			TB1	94.7% A; 3.0% S; 2.3% C	22°12'50"S; 47°37'39"O	585	5	0.8		2570 ± 500	OC - quente e seco
			TB2	93.7% A; 3.7% S; 2.6% C	22°12'49"S; 47°37'38"O	583	3	0.8		1070 ± 190	OC - quente e úmido
			AR	97.7% A; 1.6% S; 0.7% C	22°12'48"S; 47°37'37"O	581	1	0.5		200 ± 40	OC - quente e úmido
Storani & Perez Filho (2015)	Rio Mogi Guaçu	Bacia do Rio Mogi Guaçu	TF	Latossolo câmbico	22°29'27"S; 47°15'23"O	574	6	0.8	LOE - SAR (Qz)	1900 ± 225	POC - seco
			TF	Cambiossolo	22°29'04"S; 47°15'21"O	572	4	0.8		1150 ± 160	POC - seco
			AR	Não mencionado	22°29'09"S; 47°15'09"O	570	2	0.8		630 ± 75	POC - seco
Pinheiro & Queiroz Neto (2015)	Rio Piracicaba	Bacia do Rio Piracicaba	T	Arenoso	22°39'43"S; 47°57'45"O	450	1	0.6	LOE - SAR (Qz)	750 ± 120	Neotectônica
			T	Areno-conglomerático	22°37'13"S; 48°10'27"O	480	5	2.5		28930 ± 2720	Neotectônica
			T	Arenoso	22°39'10"S; 47°55'24"O	552	30	2.5		39300 ± 4100	Neotectônica
Valezio & Perez Filho (2015)	Córrego Tucum	Bacia dos Rios Sorocaba e Médio Tietê	TB	96.1% A; 2.2% S; 1.7% C	22°34'20"S; 47°53'14"O	555	4.5	0.8	LOE - SAR (Qz)	13400 ± 2220	Mudanças climáticas
			AR	98.4% A; 2.0% S; 1.4% C	22°34'20"S; 47°53'14"O	555	4.5	1		18830 ± 2150	Mudanças climáticas
			AR	95.3% A; 2.0% S; 2.7% C	22°34'40"S; 47°52'45"O	551	1	0.7		3350 ± 350	Mudanças climáticas
			AR	94.5% A; 2.7% S; 2.8% C	22°34'45"S; 47°52'40"O	551	1	0.8		2760 ± 415	Mudanças climáticas
			AR	93.8% A; 3.0% S; 3.2% C	22°34'45"S; 47°52'40"O	551	1	0.8		3230 ± 325	Mudanças climáticas
Storani (2015)	Rio Atibaia	Bacia do Rio Piracicaba	TB1	30.4% A; 24.2% S; 45.4% C	22°43'43"S; 47°02'47"O	560	10	0.8	LOE - SAR (Qz)	5880 ± 660	Não mencionado
			TB2	16.2% A; 47.0% S; 36.8% C	22°44'10"S; 47°04'21"O	560	10	0.8		2750 ± 350	Não mencionado
	TB1		76.8% A; 12.7% S; 9.5% C	22°59'23"S; 47°23'08"O	524	4	0.8	1170 ± 140		Não mencionado	
	A2		77.4% A; 14.5% S; 8.1% C	23°01'36"S; 47°28'43"O	510	0	0.3	590 ± 70		Não mencionado	
	TB2		76.8% A; 13.7% S; 9.5% C	23°01'36"S; 47°28'42"O	511	1	0.8	3020 ± 400		Não mencionado	
	A3		73.0% A; 20.1% S; 6.9% C	22°59'27"S; 47°38'32"O	475	4	0.8	300 ± 45		Não mencionado	

Referência	Drenagem	Bacia hidrográfica	Depósito	Material	Coordenadas geográficas	Alt (m)	Elev (m)	Prof (m)	Método	Idade (anos)	Fator autogênico
Storani (2015)	Rio Corumbataí	Bacia do Rio Piracicaba	TB1	93.5% A; 3.5% S; 3.0% C	22°12'16"S; 47°38'17"O	580	8	1	LOE - SAR (Qz)	1590 ± 380	OC - mais seco
			TB2	89.1% A; 6.6% S; 4.3% C	22°15'14"S; 47°35'49"O	578	6	1		1700 ± 350	OC - mais seco
			A3	91.4% A; 4.7% S; 3.9% C	22°21'24"S; 47°34'18"O	552	2	0.8		700 ± 110	Não mencionado
			TB3	90.9% A; 2.8% S; 6.3% C	22°21'19"S; 47°34'21"O	554	6	0.8		1580 ± 260	OC - mais seco
			TB3	92.7% A; 2.0% S; 5.3% C	22°23'52"S; 47°35'59"O	546	7	0.8		1170 ± 190	Não mencionado
	Córrego Batalha		TB1	52.6% A; 24.2% S; 23.2% C	22°20'54"S; 47°35'37"O	545	1	0.8		1350 ± 225	OC - mais seco
	Rio Itapetininga	Bacia do Alto Rio Parapanema	A1	79.6% A; 13.8% S; 6.6% C	23°38'41"S; 48°05'31"O	616	2	1.6		150 ± 25	Não mencionado
	Rio Mogi Guaçu	Bacia do Rio Mogi Guaçu	A1	71.7% A; 14.0% S; 14.3% C	22°17'32"S; 47°09'26"O	573	2	0.8		630 ± 75	Não mencionado
	Rio Piracicaba	Bacia do Rio Piracicaba	TB1I	94.7% A; 3.0% S; 2.3% C	22°40'34"S; 47°54'40"O	455	4	0.7		995 ± 140	Não mencionado
	Rio Piracicaba	Bacia do Rio Piracicaba	TB1II	67.6% A; 5.8% S; 26.6% C	22°40'34"S; 47°54'37"O	453	2	0.7		710 ± 90	Não mencionado
	Rio Jacaré Guaçu	Bacia dos Rios Jacaré e Tietê	TB1	39.3% A; 17.0% S; 43.7% C	21°50'44"S; 48°36'36"O	421	8	0.6		1070 ± 120	Não mencionado
	Rio Jacaré Pepira	Bacia dos Rios Jacaré e Tietê	TB1	83.9% A; 11.0% S; 5.1% C	22°04'12"S; 48°29'23"O	427	3	1		1300 ± 190	OC - mais seco
	Rio Pardo	Bacia dos Rios Grande e Pardo	TB1	88.8% A; 8.0% S; 3.2% C	21°14'38"S; 47°29'02"O	522	2	1		1130 ± 170	Não mencionado
	Rio Pardo	Bacia dos Rios Grande e Pardo	TB2	38.7% A; 19.0% S; 42.3% C	20°49'17"S; 48°14'27"O	485	15	0.3		3260 ± 340	Não mencionado
	Rio Pardo	Bacia dos Rios Grande e Pardo	TB3	65.7% A; 14.7% S; 65.7% C	20°49'17"S; 48°14'27"O	485	15	0.6		6525 ± 950	Não mencionado
Rio do Peixe	Bacia do Rio Aguapeí	TB3	90.0% A; 4.8% S; 5.2% C	20°49'25"S; 48°15'22"O	487	8	0.3	540 ± 75	Não mencionado		
Rio do Peixe	Bacia do Rio Aguapeí	TB3	86.3% A; 10.0% S; 3.7% C	20°49'25"S; 48°15'22"O	487	8	1	740 ± 100	Não mencionado		
Rio do Peixe	Bacia do Rio Aguapeí	TB1I	71.6% A; 5.2% S; 23.2% C	21°34'36"S; 51°45'11"O	277	20	0.4	200 ± 25	Não mencionado		
Rio do Peixe	Bacia do Rio Aguapeí	TB1I	89.9% A; 2.7% S; 7.4% C	21°34'36"S; 51°45'11"O	277	20	0.8	2970 ± 650	Não mencionado		
Rio do Peixe	Bacia do Rio Aguapeí	TB1II	94.2% A; 1.2% S; 4.6% C	21°35'16"S; 51°46'19"O	272	10	0.8	1870 ± 400	OC - mais seco		
Rio do Peixe	Bacia do Rio Aguapeí	TB1III	86.6% A; 2.5% S; 10.9% C	21°36'10"S; 51°46'47"O	263	3	0.8	1215 ± 275	OC - mais seco		

Referência	Drenagem	Bacia hidrográfica	Depósito	Material	Coordenadas geográficas	Alt (m)	Elev (m)	Prof (m)	Método	Idade (anos)	Fator autogênico
Storani (2015)	Rio Santo Anastácio	Bacia do Pontal de Parapanema	TB1	54.4% A; 21.2% S; 24.4% C	22°11'21"S; 51°27'34"O	270	8	0.8	LOE - SAR (Qz)	2710 ± 340	Não mencionado
			TB2	86.6% A; 2.5% S; 10.9% C	22°05'02"S; 51°43'53"O	305	15	0.7		1790 ± 280	OC - mais seco
			A2	64.8% A; 9.8% S; 25.4% C	22°05'01"S; 51°43'54"O	290	3	0.7		940 ± 165	Não mencionado
	Córrego Cedros		TB1	84.9% A; 10.2% S; 4.9% C	22°10'15"S; 51°27'38"O	270	1	0.8		1900 ± 300	OC - mais seco
			TB1	89.3% A; 5.9% S; 4.8% C	20°29'28"S; 50°11'02"O	384	9	0.7		1300 ± 215	OC - mais seco
			A1	87.1% A; 5.3% S; 7.6% C	20°29'26"S; 50°11'04"O	375	1	0.7		310 ± 40	Não mencionado
	Rio São José dos Dourados	Bacia do Rio São José dos Dourados	A2	61.1% A; 20.1% S; 18.8% C	20°30'25"S; 50°31'18"O	341	1	0.6		250 ± 45	Não mencionado
				61.5% A; 26.4% S; 12.1% C				1.1		370 ± 50	Não mencionado
			A3	47.0% A; 20.4% S; 32.6% C	20°31'50"S; 50°39'52"O	335	1	0.8		840 ± 110	Não mencionado
	Rio Turvo	Bacia dos Rios Turvo e Grande	TB1	76.7% A; 9.6% S; 13.7% C	20°52'35"S; 48°55'01"O	472	8	0.8		4510 ± 650	Não mencionado
				77.6% A; 6.0% S; 16.4% C				0.6		560 ± 80	Não mencionado
			TB2	73.6% A; 12.9% S; 13.5% C	20°25'02"S; 49°16'04"O	442	2	0.8		965 ± 110	Não mencionado
			TB3	53.0% A; 32.6% S; 14.4% C	20°13'51"S; 49°24'16"O	431	10	0.6		2640 ± 440	Não mencionado
Ladeira & Celarino (2017)	Rio Canoas	Bacia do Rio Pardo	BP	Arenoso	21°25'45"S; 47°00'00"O	570	0	1.5	LOE	1000 ± 80	Não mencionado
Souza & Perez Filho (2018)	Córrego Araquá	Bacia dos Rios Sorocaba e Médio Tietê	TA1	81.4% A; 5.1% S; 13.5% C	22°33'26"S; 47°52'50"O	560	60	4.8	LOE - SAR	59550 ± 9260	Neotectônica
				82.8% A; 4.3% S; 12.9% C			5	60000 ± 7715			
			TA2	75.5% A; 5.9% S; 18.6% C	22°35'10"S; 47°52'11"O	530	30	1.8		13900 ± 940	Neotectônica
				77.5% A; 5.6% S; 16.9% C			2.2	35000 ± 2.860			
			TB1	98.4% A; 0.8% S; 0.8% C	22°30'31"S; 47°50'01"O	493	5	0.6		9850 ± 1120	Neotectônica
			TB2	98.2% A; 0.7% S; 1.1% C	22°32'35"S; 47°50'10"O	482	3	0.7		2780 ± 410	OC - mais seco

Referência	Drenagem	Bacia hidrográfica	Depósito	Material	Coordenadas geográficas	Alt (m)	Elev (m)	Prof (m)	Método	Idade (anos)	Fator autogênico
Souza & Perez Filho (2018)	Córrego Araquá	Bacia dos Rios Sorocaba e Médio Tietê	TB3	26.3% A; 35.9% S; 37.8% C	22°32'34"S; 47°50'12"O	481	2	0.8	LOE - SAR	1481 ± 215	OC
			AR	89.3% A; 6.8% S; 3.9% C	22°29'56"S; 47°50'94"O	493	1	0.7		300 ± 50	OC
				86.1% A; 7.9% S; 6.0% C			1.1	610 ± 135			
Lupinacci & Souza (2019)	Rio Passa Cinco	Bacia do Rio Passa Cinco	TA1I	91.8% A; 3.3% S; 4.8% C	22°25'52"S; 47°41'52"O	543	2	0.6	LOE - SAR	1460 ± 110	OC
			TA1II	89% A; 3.3% S; 7.5% C			1.3	2000 ± 275		OC - quente e seco	
			TA2I	46.9% A; 9.2% S; 43.8% C	22°25'09"S; 47°42'46"O	544	3	0.7		600 ± 80	OC - quente e úmido
	TA2II	81.2% A; 7.4% S; 11.3% C			2.5	3000 ± 390	OC - quente e seco				
	Córrego Cantagalo	TA3I	84.5% A; 4.2% S; 11.3% C			0.6	32250 ± 2.650	OC - quente e seco			
		TA3II	84.4% A; 4.2% S; 11.4% C	22°22'32"S; 47°46'40"O	579	3	1.2	37700 ± 3.390		OC - quente e seco	

DEPÓSITO: A = Aluvião; AR = Aluvião Recente; BP = Barra de Pontal; T = Terraço; TA = Terraço Alto; TB = Terraço Baixo.

MATERIAL: A = Areia; S = Silte; C = Argila.

FATOR AUTOGÊNICO: OC = Oscilação Climática; POC = Pulsos de Oscilações Climáticas