

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

DEPÓSITOS CONGLOMERÁTICOS DA PALEO-PLANÍCIE DO RIO TIETÊ: EVENTO  
DE AGRADAÇÃO FLUVIAL NA EVOLUÇÃO DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA  
PAULISTA

Caio Breda

Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren

Rio Claro (SP)

2017

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

CAIO BREDA

DEPÓSITOS CONGLOMERÁTICOS DA PALEO-PLANÍCIE DO RIO  
TIETÊ: EVENTO DE AGRADAÇÃO FLUVIAL NA EVOLUÇÃO DA  
DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado ao Instituto de Geociências e  
Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da  
Universidade Estadual Paulista Júlio de  
Mesquita Filho, para obtenção do grau de  
Bacharel em geologia.

Rio Claro – SP

2017

CAIO BREDA

DEPÓSITOS CONGLOMERÁTICOS DA PALEO-PLANÍCIE DO RIO  
TIETÊ: EVENTO DE AGRADAÇÃO FLUVIAL NA EVOLUÇÃO DA  
DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado ao Instituto de Geociências e  
Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da  
Universidade Estadual Paulista Júlio de  
Mesquita Filho, para obtenção do grau de  
Bacharel em geologia.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren(orientador)

Prof. Dr. Fabiano Pupim

Prof. Dr. Giancarlo Scardia

Rio Claro, 05 de dezembro de 2017.

Assinatura do aluno

assinatura do orientador

551.303 Breda, Caio  
B831d Depósitos conglomeráticos da paleo-planície do Rio  
Tietê: evento de agradacão fluvial na evolução da depressão  
periférica paulista / Caio Breda. - Rio Claro, 2017  
68 f. : il., figs., tabs., mapas

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) -  
Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e  
Ciências Exatas

Orientador: Lucas Veríssimo Warren

1. Sedimentacão e depósitos. 2. Cenozoico. 3. Depósitos  
conglomeráticos. 4. Contagem de clastos. 5. Luminescência  
opticamente estimulada. 6. Rio Tiête. I. Título.

## **AGRADECIMENTOS**

Meus primeiros agradecimentos são à minha família, meu pai João, minha mãe Rosângela, meu tio Gustavo, que sempre me apoiaram e incentivaram nas minhas decisões, por mais teimosas que sejam. E em especial ao meu irmão Raul, pelas longas conversas e críticas construtivas.

Agradeço também ao meu professor e orientador Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren pela paciência, ensinamentos e tempo dedicado para a elaboração da pesquisa e para a tese de conclusão de curso, assim pelas conversas e cervejas após os trabalhos de campo.

Aos meus amigos de faculdade. Meu grande amigo Lucas Rossi (Punheta), pelas incontáveis horas de videogame, conversas e trabalhos acadêmicos bem feitos. Agradeço também aos meus bons e velhos amigos Nikolas (Frank) e Leonides (300) pelas caronas, conversas, ensinamentos e trabalhos acadêmicos compartilhados. À minha amiga Rafaela Bressan, pela amizade e desespero que deu tanta emoção à graduação. Ao meu amigo Daniel (Leitoa) pelas conversas refinadas e agradáveis e pelas saídas em São Paulo. Ao Rodrigo (2D), que mesmo sendo chato e irritante contribuiu bastante na minha graduação, especialmente em campo II. Agradeço também ao meu excelente amigo Tomás (Simba), pelas vitórias no futsal, sobretudo sobre os outros anos, e pelas conversas e reggae. À minha amiga Fernanda Buchi pela companhia durante boa parte da graduação, viagens realizadas, passeios com seus cachorros e comentários acerca dos textos. Aos meus amigos Eduardo (Nada), Frederico (Bode), Jonas (Ralo), Gustavo (Muzzarela) e Gustavo (Santander) pelas alegrias e brincadeiras compartilhadas, principalmente nos campos.

Agradeço também ao pessoal do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, em especial à Thays e Luciana do Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL), pela paciência no ensinamento do complicado método de datação (OSL) aplicada no projeto, assim como ao Prof. Dr. Fabiano Pupim, pelas leituras indicadas, correções de textos e incentivos.

## RESUMO

Os depósitos cenozoicos conglomeráticos situados nos arredores do distrito de Laras, município de Laranjal Paulista, SP, constituem pacotes de espessura decamétrica que compõe colinas amplas de topo aplainado (490 a 570 metros de altitude) desenvolvidas sobre unidades estratigráficas da Bacia do Paraná. Os conglomerados jazem em discordância sobre a Formação Teresina (Permiano) e, secundariamente, sobre a Formação Pirambóia (Permo-Triássico). Os depósitos conglomeráticos estudados constituem ocorrência inédita e mapeável na escala de 1:25.000, de modo que podem constituir uma unidade litoestratigráfica independente. Os depósitos são constituídos essencialmente por fácies de ortoconglomerados polimíticos com matriz arenosa, mal selecionados, por vezes ferricretizada devido a processos diagenéticos recentes. Os conglomerados localmente ocorrem intercalados com arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada, formando canais com dezenas de metros de extensão lateral e vários metros de espessura. A análise de proveniência de clastos foi realizada em quatro estações de medidas em toda a extensão dos depósitos, com a caracterização das litologias e medição dos eixos maiores, menores e intermediários de 1.218 clastos. O resultado das medições dos clastos evidenciou maior frequência de litotipos resistentes ao transporte na porção sudeste da área de ocorrência dos depósitos. Predominam clastos de silexitos, quartzitos e quartzo de veio, bem arredondados e de formato oblato, sugerindo transporte por longa distância a partir de área fonte no embasamento cristalino. Na porção noroeste predominam depósitos de clastos menos resistentes e subangulosos, representados por carbonatos oolíticos e coquinas, ambos silicificados. Estes litotipos sugerem erosão da Formação Teresina e transporte curto a partir de área fonte em terrenos paleozoicos existentes na Depressão Periférica Paulista. Medidas de paleocorrentes medidas em estratificações cruzadas e imbricamento de seixos indicam paleofluxo para SW, com provável área fonte localizada a NE da área de ocorrência dos depósitos. Dados de Luminescência Ópticamente Estimulada possibilitaram conferir idade mínima de  $371.4 \pm 27.5$  mil anos para a unidade estudada. Deste modo, interpreta-se os depósitos conglomeráticos estudados como representantes de canais fluviais tributários, ou mesmo do canal tronco, de um extenso sistema deposicional fluvial. Este sistema possivelmente apresentava paleomergulho deposicional para o interior do Estado de São Paulo e bacia de captação localizada em áreas do embasamento da Faixa Ribeira a NE. Devido à localização e porte do sistema fluvial pretérito, os depósitos descritos registram a fase de agradação fluvial na história geológica do Rio Tietê, importante evento de sedimentação que ocorreu durante o prolongado processo de denudação que deu origem à Depressão Periférica Paulista no Cenozoico.

**PALAVRAS-CHAVE:** CENOZOICO, DEPÓSITOS CONGLOMERÁTICOS, CONTAGEM DE CLASTOS, LUMINESCÊNCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA, ANÁLISE DE FÁCIES, ESTADO DE SÃO PAULO, RIO TIÊTE

## ABSTRACT

The conglomeratic Cenozoic deposits located in the surroundings of the Laras district, in the city of Laranjal Paulista, SP, constitute packages of decametric thickness that consists of wide flat-topped hills (490 to 570 meters of altitude) developed on stratigraphic units of the Paraná Basin. The conglomerates lie unconformably on the Teresina Formation (Permian) and, secondarily, on the Piramboia Formation (Permo-Triassic). The studied conglomeratic deposits are firstly described here and show mappable occurrence of the scale of 1: 25.000, so that they can constitute an independent lithostratigraphic unit. The deposits are essentially composed of poorly selected sandy matrix polymorphic orthoglomerates, sometimes ferricretized due to recent diagenetic processes. The conglomerates locally occur intercalated with pebbly sandstones with grooved cross stratification, forming channels with ten meters of lateral extension and many meters of thickness. The analysis of clasts provenance was carried out in four stations measuring in the entire length of the deposits, with the characterization of the lithologies and measurement of the major, minor and intermediate axes of 1,218 clasts. The results of gravel petrography show a higher frequency of lithotypes resistant to transport in the southeast portion of the area of occurrence of the deposits. Predominate clasts of silicites, quartzites and vein quartz, well rounded and oblate, suggesting transport over a long distance from the source area in the crystalline basement. In the northwestern portion, occurs less resistant lithotypes and subangled clasts, represented by oolitic carbonates and coquinas, both silicified, predominate. These lithotypes suggest erosion of the Teresina Formation and short transport from the source area in Paleozoic terrains existing in the Paulista Peripheral Depression. Paleocurrent measurements measured in cross stratification and pebble imbrication indicate paleoflux toward SW, with probable source area located NE of the area of occurrence of the deposits. Optically Stimulated Luminescence data date the conglomeratic deposit with a minimum age of  $371.4 \pm 27.5$  thousand years. In this way, the conglomeratic deposits studied as representatives of tributary river channels, or even the trunk channel, are interpreted as an extensive river depositional system, with depositional paleodeep to the interior of the State of São Paulo, with a basin of capture in areas of the basement of Ribeira Belt. Due to the location and size of the present fluvial system, the described deposits record the fluvial phase in the geological history of the Tietê River, an important sedimentation event that occurred during the prolonged denudation process that gave rise to the Paulista Peripheral Depression in the Cenozoic.

**KEYWORDS:** CENOZOIC, CONGLOMERATES, GRAVEL COUNTING, OPTICALLY STIMULATED LUMINESCENCE, FACIES ANALYSIS, STATE OF SÃO PAULO, TIÊTE RIVER

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Localização da área de estudo. Imagem obtida no software livre Google Earth.* \_\_\_\_\_ 2
- 
- Figura 2: Mapa topográfico evidenciando a localização da área de estudo.* \_\_\_\_\_ 3
- Figura 3: Vias de acesso ao distrito de Laras. Em mapa, o trajeto do município de Rio Claro à área de estudo.* \_\_\_\_\_ 4
- Figura 4: Mapa geológico da Bacia do Paraná (Assine et al., 1994).* \_\_\_\_\_ 5
- Figura 5: Princípios básicos da datação de sedimentos por luminescência opticamente estimulada (OSL). Em (I) O sinal de luminescência aumenta em função do tempo que o sedimento fica enterrado e exposto a radiação ionizante ambiental. O momento (II) marca o evento de erosão e transporte do sedimento. Nesse período os grãos são expostos à luz solar, sendo estimulados à ponto de perder totalmente a carga armazenada. Tal processo de descarga é denominado branqueamento. Em (III) tem-se um novo soterramento dos sedimentos, recarregando o sinal de luminescência. O acúmulo de carga é interrompido em (IV) pela coleta da amostra. A idade da amostra é a diferença entre o último soterramento e o presente momento, no qual houve a amostragem.* \_\_\_\_\_ 19
- Figura 6: Perfil estratigráfico das amostras coletadas, situadas no ponto 06 (22°55'S e 47°50'O).* \_\_\_\_\_ 21
- Figura 7: Prancha de fotos referente às feições geomorfológicas associadas a ocorrência da unidade conglomeráticas. Notar que a Fm. Laras tende a ocorrer como pequenas mesas sedimentares e elevações desenvolvidas - sobre morrotes - colinas aplainadas (fotos A, B, C e D). Detalhe do contato erosivo e discordante da unidade com as Formações Piramboia (E) e Teresina (F).* \_\_\_\_\_ 24
- Figura 8: Mapa geológico da área de estudo. Desenvolvido sobre base cartográfica de escala 1:100.000 de CPRM (1999).* \_\_\_\_\_ 25
- Figura 9: Detalhes das fácies sedimentares descritas nos depósitos conglomeráticos da Formação Laras. A – afloramento em corte de estrada, do ponto 06c, apresentando a fácies Ci, com direção de imbricamento dos clastos para SW; B – afloramento do ponto 06a, na qual a fácies Ac ocorre intercalada a fácies Cca, sobreposta pela fácies Cm; C – detalhe da foto B, evidenciando a estratificação cruzada acanalada; D – detalhe da foto A, a seta vermelha indica o sentido do paleofluxo, evidenciando pelo imbricamento dos clastos; E – fácies Cm sob efeito de ferruginização durante a diagênese; F – Afloramento do ponto 06d. Apresenta estratificação cruzada acanalada e imbricamento dos clastos.* \_\_\_\_\_ 27
- Figura 10: Seção colunar do ponto 06a. Escala granulométrica: A - Argila; S - Silte; Af - Areia fina; Am - Areia média; Ag - Areia Grossa; Sx - Seixo; B - Bloco; M – Matacão.* \_\_\_\_ 28
- Figura 11: Seção colunar do ponto 06b. Escala granulométrica: A - Argila; S - Silte; Af - Areia fina; Am - Areia média; Ag - Areia Grossa; Sx - Seixo; B - Bloco; M – Matacão.* \_\_\_\_ 28
- Figura 12: Seção colunar do ponto 14. Escala granulométrica: A - Argila; S - Silte; Af - Areia fina; Am - Areia média; Ag - Areia Grossa; Sx - Seixo; B - Bloco; M – Matacão.* \_\_\_\_ 29



*Figura 13: Clastos representativos das litologias sedimentares descritas e analisada para proveniência. A - coquina silicificada; B e C - silexitos; D e E - ooids grainstones silicificados; F – arenito.* \_\_\_\_\_ 32

*Figura 14: Fotomicrografia das lâminas delgadas dos litoclastos sedimentares. A - Ooidgrainstone oolítico. Nota-se o padrão irregular e oblato dos ooids e os dois tipos de cimentação silicática (espática e blocoso), assim como a presença de conchas de bivalves como núcleo de alguns ooids; B - coquina silicificada. São conchas de bivalves silicificadas, desarticuladas e pouco fragmentadas, cimentadas por sílica amorfa fina.* \_\_\_\_\_ 33

*Figura 15: Fotomicrografia das lâminas delgadas dos litoclastos sedimentares. A - Silexito. Litoclastos compostos essencialmente por calcedônia. Nota-se presença de quartzo em vugs e cavidades preenchidas por sílica. B - Arenito composto essencialmente por grãos de quartzo de diferentes granulações. Estes são subangulosos a subarredondados, com baixa a mediana esfericidade. A rocha apresenta-se cimentada por sílica fina.* \_\_\_\_\_ 34

*Figura 16: Clastos representativos das litologias metamórficas descritas e analisadas para proveniência. A – metarenito; B, C e D – quartzitos.* \_\_\_\_\_ 36

*Figura 17: Fotomicrografia das lâminas delgadas dos litoclastos metamórficos. A – quartzito com bandamento granunolométrico marcado pelos grãos de quartzo recristalizados. B – quartzito milonitizado bastante recristalizado. Nota-se presença de indicador cinemático e da muscovita deformada. C – quartzito com grãos de quartzo bastante estirados e deformados.* \_\_\_\_\_ 37

*Figura 18: Clastos representativos das litologias ígneas descritas e analisadas para proveniência. A – quartzo de veio e B – granito.* \_\_\_\_\_ 38

*Figura 19: Fotomicrografia do granito analisado. Trata-se de uma rocha ígnea de granulação fina e inequigranular, sendo predominantemente constituídos por quartzo e plagioclásio. Nota-se a presença de aglomerados máficos compostos por clorita e epidoto.* \_\_\_\_\_ 38

*Figura 20: Localização das estações de análise de proveniência de clastos. As seções colunares situam-se nos pontos 06 e 14. Desenvolvido sobre base cartográfica de escala 1:100.000 de CPRM (1999).* \_\_\_\_\_ 39

*Figura 21: Histogramas de frequência de volume dos quartzitos (A - estação 06; B – estação 09; C – estação 10; D – estação 14).* \_\_\_\_\_ 44

*Figura 22: Curva de calibração de uma das alíquotas não saturada da amostra L0856.* \_\_\_\_\_ 46

*Figura 23: Curva de calibração de uma das alíquotas não saturada da amostra L0857.* \_\_\_\_\_ 46

## LISTA DE TABELAS

*Tabela 1: tabela referente à estação 06, evidenciando a ocorrência, volume total e média de volume por clasto (em centímetros cúbicos) para cada litologia encontrada. \_\_\_\_ 40*

*Tabela 2: tabela referente à estação 09, evidenciando a ocorrência, volume total e média de volume por clasto (em centímetros cúbicos) para cada litologia encontrada. \_\_\_\_ 40*

*Tabela 3: tabela referente à estação 10, evidenciando a ocorrência, volume total e média de volume por clasto (em centímetros cúbicos) para cada litologia encontrada. \_\_\_\_ 41*

*Tabela 4: tabela referente à estação 10, evidenciando a ocorrência, volume total e média de volume por clasto (em centímetros cúbicos) para cada litologia encontrada \_\_\_\_ 41*

*Tabela 5: tabela referente a todas as estações, evidenciando a ocorrência, volume total e média de volume por clasto (em centímetros cúbicos) para cada litologia encontrada. \_\_\_\_\_ 42*

*Tabela 6: Resultados de concentração de radionuclídeos e taxa de dose cósmica para as amostras coletadas. \_\_\_\_\_ 45*

*Tabela 7: Doses equivalentes baseadas em sinal IRSL-OSL, taxas de dose e idades mínimas para as alíquotas de quartzo das amostras coletadas. \_\_\_\_\_ 45*

## ÍNDICE

1.	INTRODUÇÃO .....	1
1.1.	Objetivos .....	1
1.2.	Localização da área de estudo .....	2
1.2.1.	Vias de acesso .....	3
2.	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA.....	4
2.1.	Geologia .....	4
2.1.1.	Aspectos gerais da geologia da Bacia Do Paraná .....	4
2.1.2.	Formação Teresina.....	6
2.1.3.	Formação Piramboia .....	7
2.1.4.	Formação Rio Claro.....	8
2.1.5.	Depósitos correlatos à Formação Rio Claro.....	9
2.1.6.	Gênese dos depósitos correlatos à Formação Rio Claro .....	12
2.2.	Aspectos fisiográficos .....	14
2.3.	Clima .....	14
3.	MATERIAIS E MÉTODOS .....	14
3.1.	Análise e leitura crítica da bibliografia.....	14
3.2.	Trabalhos de campo .....	15
3.3.	Cartografia geológica.....	15
3.4.	Análise de fácies sedimentares .....	16
3.5.	Seções colunares .....	16
3.6.	Análise de proveniência (contagem de clastos).....	17
3.7.	Análise petrográfica microscópica .....	17
3.8.	Datação por Luminescência Óptica Estimulada (LOE) .....	18
3.8.1.	Coleta de amostras.....	20
3.8.2.	Preparação das amostras.....	21
3.8.3.	Medições de luminescência.....	22
4.	RESULTADOS.....	23
4.1.	Cartografia geológica.....	23
4.2.	Fácies sedimentares.....	25
4.3.	Seções colunares .....	28
4.4.	Petrografia dos Litoclastos.....	30
4.4.1.	Litoclastos sedimentares .....	30
A.	Arenitos .....	30

B. Coquinas .....	31
C. <i>Ooid grainstones</i> silicificados.....	31
D. Silexitos .....	31
4.4.2. Litoclastos metamórficos .....	34
A. Metarenitos.....	34
B. Quartzitos .....	35
4.4.3. Litoclastos ígneos.....	37
A. Granitos .....	37
B. Quartzos de veio .....	38
4.5. Análise de proveniência de clastos.....	39
4.6. Datação por luminescência opticamente estimulada .....	45
5. DISCUSSÕES DOS RESULTADOS .....	47
6. CONCLUSÕES .....	48
7. SUGESTÕES.....	48
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	50
9. ANEXOS .....	56

## **1. INTRODUÇÃO**

Este projeto tem como escopo o estudo cartográfico, sedimentológico e geocronológico de espessos depósitos conglomeráticos localizados nos arredores do distrito de Laras, município de Laranjal Paulista, SP.

A unidade em questão ocorre caracteristicamente como pacotes de espessura decamétrica que compõe mesas sedimentares de topo aplainado sobre colinas amplas desenvolvidas a partir de unidades paleozoicas. Do ponto de vista estratigráfico, os depósitos de conglomerados ocorrem principalmente sobre a Formação Corumbataí (Permiano da Bacia do Paraná) e, secundariamente, sobre a Formação Piramboia (Permo-Triássico da Bacia do Paraná), indicando que o contato inferior da unidade é de caráter discordante e erosivo.

Apesar de descrito superficialmente como depósitos Cenozoicos em trabalhos anteriores (Melo 1995, Melo et al. 1997a, b), a unidade não tem sido objeto de estudos recentes. Dada sua mapeabilidade em escala 1:25.000 e sua considerável espessura e distribuição em área, é possível que se trate de uma nova formação. Neste sentido, o presente projeto visa a delimitação cartográfica e a caracterização sedimentológica da unidade conglomerática a partir de levantamento de seções colunares, análise de fácies sedimentares e análise de proveniência a partir da contagem de clastos. A obtenção de idades através de datação absoluta por meio da Luminescência Opticamente Estimulada permitirá tentativamente situar a deposição dos depósitos conglomeráticos correspondentes a fase de agradiação fluvial, inserida no contexto de denudação responsável pela origem da Depressão Periférica.

A facilidade de acesso à área e existência de excelentes exposições são fatores importantes que favorecem o desenvolvimento deste projeto. Neste sentido, perguntas como a origem do sedimento depositado, a idade absoluta do depósito, a natureza do sistema deposicional analisado e a real extensão em área da unidade estudada foram tentativamente respondidas ao final deste estudo.

### **1.1. Objetivos**

O presente projeto tem como principais objetivos o estudo sedimentológico da unidade conglomerática aflorante na região de Laras, distrito do município de Laranjal Paulista. São objetivos específicos a delimitação cartográfica da unidade

estratigráfica, levantamento de seções colunares, análise de fácies sedimentares, leitura de bibliografia especializada, análise de proveniência de clastos e datação pelo método de Luminescência Óptica Estimulada (LOE).

## 1.2. Localização da área de estudo

O distrito de Laras, SP, local da área de estudo, situa-se entre os paralelos  $22^{\circ}52'30''$  e  $22^{\circ}57'30''$  de latitude sul e meridianos  $47^{\circ}52'30''$  e  $48^{\circ}00'00''$  de longitude oeste. A área mapeada, à leste e nordeste de Laras, tem cerca de  $46,5 \text{ km}^2$  (figura 1).

Figura 1: Localização da área de estudo. Imagem obtida no software livre Google Earth.

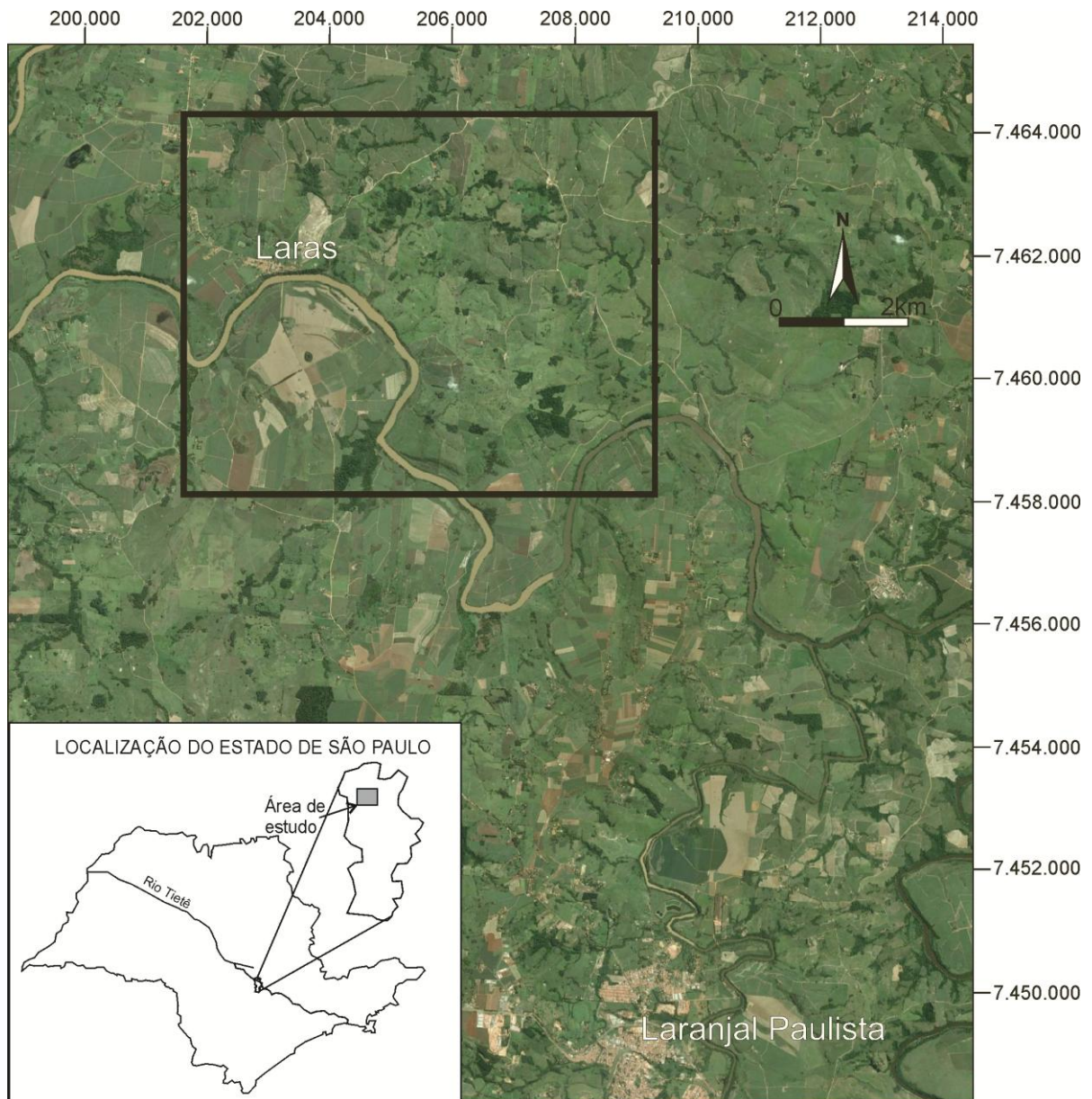
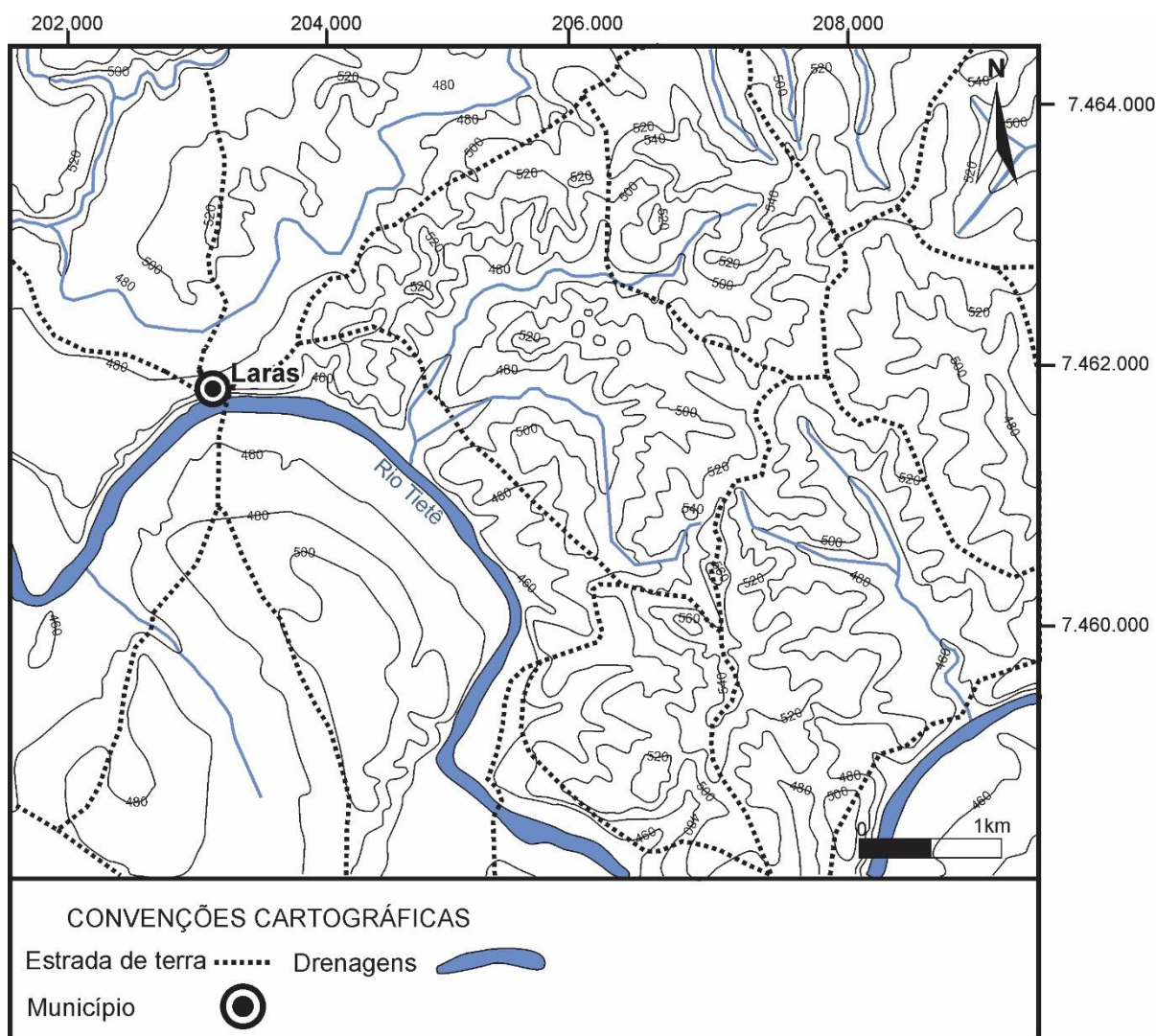


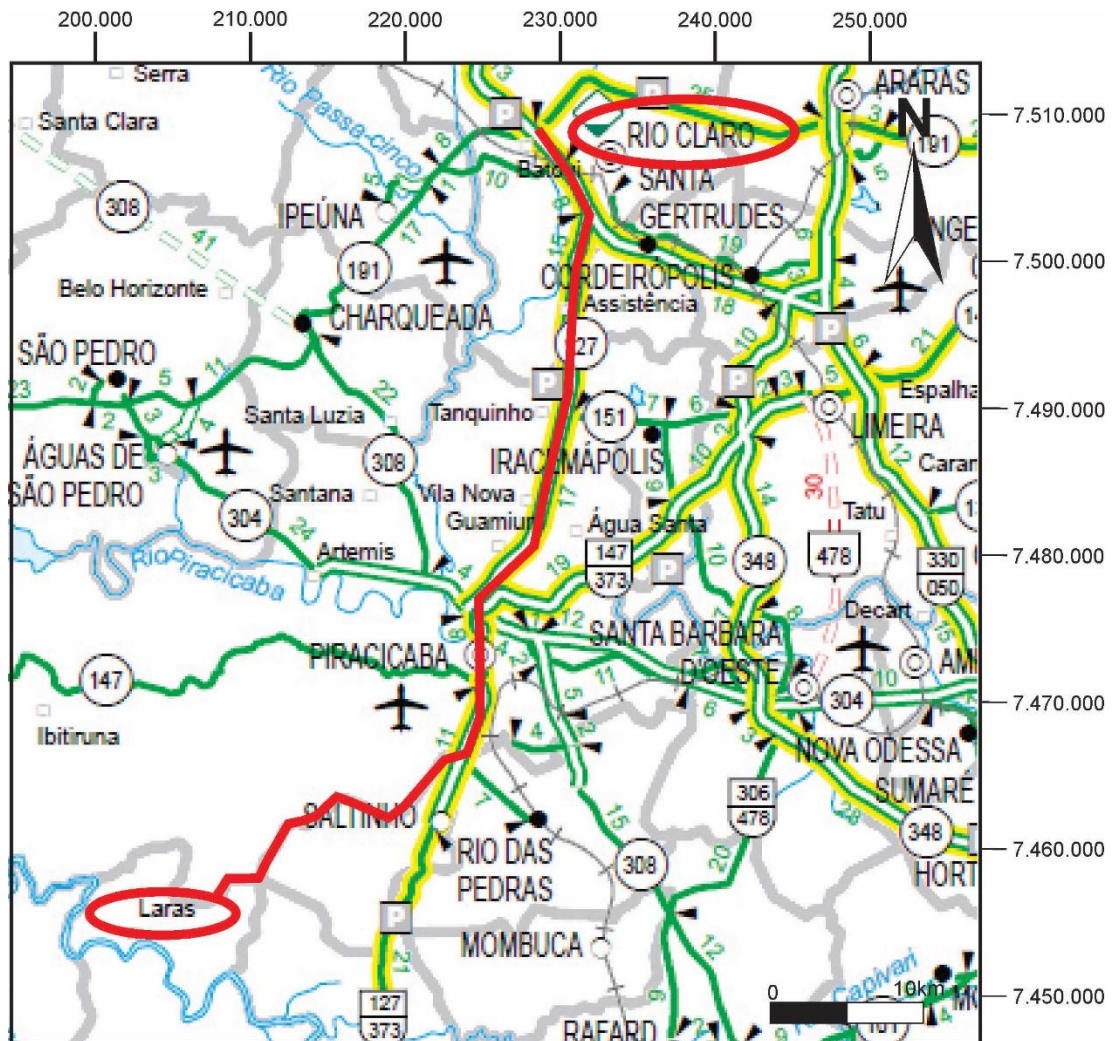
Figura 2: Mapa topográfico evidenciando a localização da área de estudo.



### 1.2.1. Vias de acesso

Partindo do município de Rio Claro, o acesso à área de estudo, situada no distrito de Laras (município de Laranjal Paulista) foi feito através das rodovias estaduais Washington Luís (SP 316) e Fausto Santo Mauro (SP127) até o município de Piracicaba. A partir deste ponto, utilizou-se a Estrada do Serrote e outras estradas de terra até o distrito de Laras.

Figura 3: Vias de acesso ao distrito de Laras. Em mapa, o trajeto do município de Rio Claro à área de estudo.



## 2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

### 2.1. Geologia

Inserida na porção nordeste da Bacia do Paraná, a área de estudo é caracterizada pela ocorrência de unidades permo-triássicas dos grupos Passa Dois (Formação Teresina) e São Bento (Formação Pirambóia). Sobre estas unidades, em contanto discordante, ocorrem as exposições descontínuas do aqui denominado Conglomerado Laras.

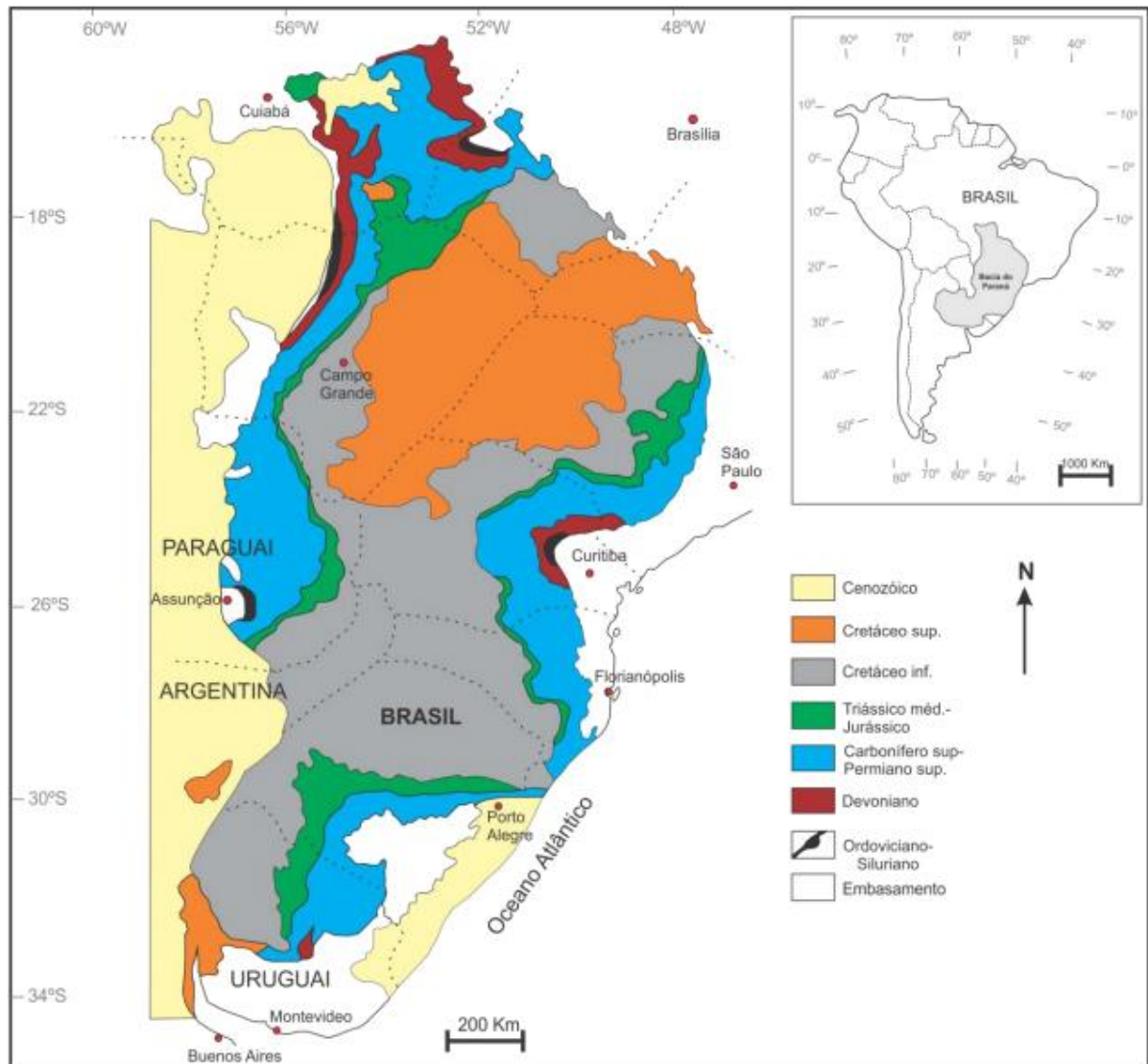
#### 2.1.1. Aspectos gerais da geologia da Bacia Do Paraná

A Bacia do Paraná é uma extensa depressão deposicional ovalada, com eixo maior N-S, e área de aproximadamente 1.7 milhão de quilômetros quadrados. Situa-se no interior da plataforma Sul-Americana no centro leste da América do Sul,



abarcando territórios do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai (Figura 4). Seu contorno atual é definido por limites erosivos, ocorridos ao longo dos eventos geotectônicos do Mesozoico e Cenozoico no continente sul-americano (Milani et al., 2004).

Figura 4: Mapa geológico da Bacia do Paraná (Assine et al., 1994).



O desenvolvimento da Bacia do Paraná se deu durante o Paleozoico e o Mesozoico (Milani et al., 1998), apresentando unidades ígneas e sedimentares que datam do Ordoviciano ao Cretáceo (Quintas et al., 1999).

O embasamento cristalino da bacia é composto por migmatitos, granitos, gnaisses e rochas metamórficas supracrustais, possivelmente associadas ao ciclo orogênico Brasileiro, ocorrido entre 700 e 450 Ma (Cordani et al., 1984).

Segundo Milani (1997), o empilhamento estratigráfico da Bacia do Paraná pode ser dividido em seis Supersequências, separadas por grandes discordâncias com duração temporal de milhões de anos, são elas: 1) Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), 2) Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), 3) Gondwana II (Meso a Neotriássico), 4) Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e 5) Bauru (Neocretáceo). As sequências paleozoicas são desenvolvidas em ciclos transgressivos e regressivos e as mesozoicas, em ambientes continentais associados a eventos de magmatismo fissural.

Na área de estudo ocorrem unidades sedimentares dos grupos Passa Dois e São Bento, pertencentes respectivamente à Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico). Deste modo, refletem uma sucessão de arquitetura regressiva cujas unidades sedimentares se depositaram sob um período de continentalização do Supercontinente Gondwana (Warren *et al.*, 2008).

#### 2.1.2. Formação Teresina

A Formação Teresina foi proposta como unidade litoestratigráfica formal por Moraes Rego (1930) e originalmente caracterizaria os sedimentos da antiga Formação Estrada Nova aflorantes na margem direita do Rio Ivaí, nos arredores do município de Teresina Cristina, PR.

A então definida Formação Estrada Nova foi subdividida em dois membros por Gordon Jr. (1947). O membro inferior, Serra Alta, corresponderia aos 30 a 40 metros da sucessão de siltitos e folhelhos pretos estratigraficamente acima da Formação Irati. Já o membro superior, Teresina, foi caracterizado pelo autor como sendo constituído por folhelhos calcíferos, arenitos finos ou calcários arenosos e calcários oolíticos, com total ou parcial silicificação. Schneider *et al.* (1974), abandonou o uso da Formação Estrada Nova e subdividiu o Grupo Passa Dois nas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto.

Litologicamente, a Formação Teresina é caracterizada por uma sucessão sedimentar de siltitos, arenitos, calcários e silexitos. Na base ocorrem folhelhos cinza escuros. No topo afloram calcários, localmente oolíticos e camadas de coquinas de conchas. As estruturas sedimentares mais comuns nesta unidade são laminações, gretas de contração, marcas onduladas e diques de arenitos (Schneider *et al.* 1974). Segundo Holz *et al.* (2010), a Formação Teresina apresenta espessura variando entre máximos e mínimos de 330 e 280 metros na porção central e na borda leste

da Bacia do Paraná, respectivamente. No Estado de São Paulo, a Formação Teresina ocorre entre as formações Serra Alta e Piramboia, sendo que seu contato inferior com a Formação Serra Alta, é de caráter transicional (Rohn, 2001) e o contato superior pode ser concordante (Soares 1973, Caetano-Chang & Wu 1993), ou discordante (Matos 1995, Giannini *et al.* 2004, Milani *et al.* 2007).

O ambiente deposicional e os processos sedimentológicos envolvidos na deposição desta unidade são alvo de muita controversa. Schneider *et al.* (1974), Petri & Coimbra (1982) e Sousa *et al.* (1991) interpretam a Fm. Teresina como depositada em condições de mar raso, em extensas planícies de maré. Holz *et al.* (2010) interpreta a Formação Teresina como pertencente à fase inicial de continentalização da Bacia do Paraná. Já Duque (2012) assume que a Formação Teresina se depositou em contextos diferentes ao norte e ao sul do Arco de Ponta Grossa, sendo este alto responsável pelo isolamento geográfico de parte da Bacia do Paraná. Este isolamento favoreceu o desenvolvimento de um clima árido e na formação de um corpo aquoso hipersalino, na qual predominou os processos de precipitação química, culminando na deposição de carbonatos, evaporitos e estromatólitos da Fm. Teresina.

Runnegar & Newell (1971) caracterizam a macrofauna das formações Serra Alta e Teresina e do Membro Serrinha (Fm. Rio do Rasto) como endêmica. De acordo com Maranhão (1995), Simões *et al.* (1998) e Mello (1999) o endemismo indica o isolamento entre a Bacia do Paraná e o Oceano Panthalassa e corrobora com a hipótese de Duque (2012).

### 2.1.3. Formação Piramboia

A Formação Piramboia foi descrita inicialmente por Pacheco (1927) ao designar argilitos, siltitos e principalmente arenitos aflorantes no município homônimo, SP.

A litologia predominante é constituída por espessos pacotes de arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, de granulometria fina a média apresentando ocasionalmente níveis conglomeráticos (Soares, 1973). Localmente ocorrem ainda intercalações de finas camadas lenticulares de pelitos (argilitos e siltitos). A espessura da Formação Piramboia é de aproximadamente 170m na região de São Carlos (Soares & Landim, 1973) e nesta porção do Estado de São Paulo, o contato da Formação Piramboia com as unidades sub e sobrejacentes é de caráter discordante (Almeida *et al.*, 1981 Caetano-Chang 1997).

A unidade é interceptada como tendo sido depositada em condições essencialmente continentais em clima árido a desértico. Deste modo a sucessão de arenitos e ocasionais pelitos intercalados, seria resultado de deposição a partir de dunas eólicas, interdunas e lençóis de areia, influenciados localmente por depósitos fluviais (Assine & Soares, 1995).

Devido as relações estratigráficas com as Formações Botucatu (Juro-Cretáceo) e Corumbataí/Teresina (Permiano Superior), Schneider *et al.*, (1974) atribui a idade da Formação Piramboia ao início do Triássico. Os fósseis desta unidade são pouco abundantes, sendo descritos, conchostráceos e ostracodes de água doce, com gêneros predominantemente mesozoicos (Landim *et al.*, 1980).

#### 2.1.4. Formação Rio Claro

Inicialmente proposto por Bjornberg & Landim (1966), a seção tipo da Formação Rio Claro aflora aos arredores da cidade homônima e apresenta aproximadamente 30 metros de espessura.

Segundo Zaine (1994), na região de Rio Claro, esta unidade é constituída por arenitos mal consolidados e mal selecionados de coloração amarela, arenitos conglomeráticos e argilitos brancos ou avermelhados. Quando alterada a Formação Rio Claro produz espessos perfis de solos arenosos. O relevo desenvolvido sobre rochas desta unidade é caracterizado por colinas amplas a tabuliformes, com baixa densidade de drenagem.

Fulfaro & Suguio (1968) dividiram a Formação Rio Claro em duas porções, a basal, iminentemente fluvial e constituída por sucessão de estratos arenoso e intercalações de lentes argilosas, e a de topo, representada por argilas, brechas intraformacionais e lentes arenosas interpretada como depositada em planícies de inundação. Segundo os mesmos autores, esta unidade litoestratigráfica teria se acumulado a partir de um paleo sistema fluvial do Rio Corumbataí, barrado a jusante pela reativação e alçamento da estrutura do Domo de Pitanga.

Ao estudar a Formação Rio Claro e sedimentos correlatos, Melo (1995) caracterizou esta unidade como sendo depósitos mapeáveis em escala 1:25.000, situados em topo de relevos colinosos.

Melo (1995) subdividiu a unidade em 4 litofácies principais. 1) *Trcl*: depósitos de sedimentos mineral e texturalmente imaturos, com rara ocorrência de estratificações, apresentando uma grande porção de matriz fina e clastos de

tamanho variável, dispersos em matriz lamítica. O autor interpreta a acumulação dessa litofácies por eventos gravitacionais, correspondendo a paleo-colúvios; 2) *Trcc*: depósitos de cascalhos, com clastos arredondados de quartzo e quartzito imbricados, particularmente associados com areais de textura variável com estratificação cruzada acanalada e tabular. Melo (1995) interpreta-a como depósito de cascalho como fundo de canal fluvial e os de areia, como de barras de pontal, ambos de sistema fluvial meandrante; 3) *Trca*: depósitos de areia fina, com estratificação plano-paralela e cruzada acanalada, por vezes, laminações cavalgantes. Apresenta delgadas intercalações de argila com deformações por sobrecarga. O autor interpreta como depósito de rompimento de diques marginais; 4) *Trcm*: depósitos argilosos a silto-argilosos com estratificação e laminação. Essa litofácies apresenta impressões de folhas e caules, pistas fósseis e deformação por sobrecarga. Segundo o autor, trata-se de depósito de planície de inundação.

Melo (1995) mediu estratificações cruzadas e clastos imbricados da litofácies *Trcc*, a fim de obter um azimute médio para a paleocorrente responsável pela acumulação deste depósito. No total, foram medidos 12 imbricamento de clastos. Estes resultaram um valor de azimute médio de  $176 \pm 32$  graus. Já os dados de estratificação cruzada, medidos em 3 pontos diferentes, tem azimutes médios de  $138 \pm 62$ ,  $163 \pm 63$  e  $289 \pm 56$ . Esses valores apontam um paleofluxo tanto principal de NNE para SSW (similar a atual).

Segundo Melo (1995), as medidas corroboram para uma paleocorrentes com sentido concordante com o Rio Corumbataí atual, assim como na proposição de Bjornberg & Landim (1966) e com os resultados de Pereira & Landim (1975).

#### 2.1.5. Depósitos correlatos à Formação Rio Claro

Melo (1995) mapeou e caracterizou depósitos sedimentares neocenoicos correlatos à Formação Rio Claro no Platô de Rio Claro, classificando-os como depósitos do Terciário-Quaternário e Quaternário. Estes depósitos situam-se próximos à área de estudo e possibilitam maior entendimento da gênese do Conglomerado Laras.

- A. Depósitos de tálus aluviais da escarpa de cuesta – *TQf*: são depósitos rudáceos de 1 a 3 metros de espessura, constituído por clastos de até 40cm

de quartzo, quartzito e fragmentos de couraça ferruginosa dispersos em matriz arenosa. Alterna-se com camadas de areia conglomerática. Ocorrem de maneira isolada e delgada, próximos da escarpa de cuesta, mesmo que separado por feições erosivas posteriores à sedimentação.

- B. Couraças ferruginosas – TQcf: ocorrem como grandes blocos remanescentes em topos ou bordas de planaltos, evidenciando encouraçamento de 1 a 2 metros de espessura. Segundo Ollier (1991), as couraças se formaram pela precipitação de ferro em áreas de convergência de fluxo hídrico subterrâneo, em depressões do relevo. A presença das couraças ferruginosas corrobora para a hipótese de que os depósitos associados a Formação Rio Claro se formaram em climas semi-áridos, uma vez que em climas áridos ou tropical úmido há o desmantelamento dos mesmos.
- C. Depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados – TQca: são constituídos pela alternância de camadas métricas de origem fluvial – cascalhos, areias e argilas – com camadas de lamitos imaturos. Ocorrem de maneira isolada e delgada, não ultrapassando 10 metros de espessura. Evidenciam a sedimentação de paleofluxo fluvial.
- D. Depósitos aluviais em rampas e terraços elevados – Tqa: são depósitos de cascalhos, areias e argilas de origem fluvial, com espessura de cerca de 2 a 3 metros. Diferentemente dos depósitos TQca, não há contribuição de aporte das encostas.
- E. Cascalhos aluviais em terraços elevados – TQt: são ortoconglomerados de clastos arredondados e constituídos por quartzo, quartzito e silexito, com intercalações com níveis arenosos. Apresenta argila caulinitica secundária. Ocorrem em até uma dezena de metros, descontinuamente em paleoterraços erodidos, próximos aos rios Tietê, Piracicaba e Pardo. Atualmente encontram-se elevados em mais de 50m acima do leito atual desses rios.

- F. Depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais junto à escarpa de cuesta –  $Qf$ : são sedimentos rudáceos predominantemente composto por clastos de diabásio ou basalto e arenitos litificados. Estes foram formados por processos gravitacionais – fluxo de detritos – e pela remobilização de pequenos rios.
- G. Depósitos lamíticos de fluxos gravitacionais –  $Qg$ : são depósitos areno-argilosos texturalmente imaturos, de ocorrência mais frequente ao leste da Depressão Periférica Paulista e que não apresentam estruturas sedimentares.
- H. Cascalhos aluviais em terraços intermediários –  $Qt$ : assim como os cascalhos  $TQt$ , são ortoconglomerados de clastos arredondados e constituídos por quartzo, quartzito e silexito, com intercalações com níveis arenosos. Entretanto, estes estão elevados em apenas a 20 metros do leito atual dos rios, caracterizando-os como mais jovens que os depósitos  $TQt$ , alçados em 50 metros. Os depósitos  $Qt$  possuem espessura de até 5 metros e foram registrados aos vales dos rios Capivari, Tietê, Piracicaba, Corumbataí e Moji-Guaçu.
- I. Depósitos colúvios-aluviais em baixos terraços –  $Qca$ : apresentam a mesma associação sedimentar que os depósitos  $TQca$ . São sedimentos fluviais (cascalhos, areias e argilas) texturalmente imaturos, provenientes de coluvionamento. Ocorrem de maneira isolada e delgada, de espessura submétrica a métrica.
- J. Cascalhos aluviais em baixos terraços junto à escarpa de cuesta –  $Qc$ : Ocorrem em até 5 metros acima do leito atual das drenagens. São cascalhos aluviais constituídos por clastos nos tamanhos seixo a calhau, arredondados e litologicamente composto por diabásio/basalto ou arenito silicificado e clastos silicosos do derrame basáltico, como calcedônia, ágata,

quartzo e sílex. Segundo Melo & Ponçano (1983), estes depósitos são retrabalhamento fluvial dos depósitos de tálus e leques aluviais.

- K. Depósitos de fundo de voçoroca – Qb: são depósitos arenosos, maciços e com estruturas de escape de fluidos ou com estratificação planoparalela e cruzada de pequeno porte. Na base, por vezes, ocorre um nível conglomeráticos. Este depósito teria se formado pelo retrabalhamento do substrato, em processos de formação de paleovoçorocas.
  
- L. Depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos em topos e rampas de colinas amplas – Qce: são extensas e delgadas coberturas areno-argilosas sem estruturas sedimentares. Ocorrem predominantemente nos topos de relevos suaves e de colinas amplas, com espessura de até 10 metros.
  
- M. Depósitos lacustres em depressões fechadas – Ql: são depósitos formados em antigas drenagens endorreicas, muito comuns na Depressão Periférica Paulista. Segundo Motta (1991) estes depósitos são constituídos por turfa, argila e areia.
  
- N. Aluviões em planícies e baixos terraços – Qa: são depósitos de cascalhos, areias e argilas, típicos de sistema fluvial meandrante. Situam-se alçados em até 10 metros acima do leito atual dos rios, em espessura métrica a submétrica.

#### 2.1.6. Gênese dos depósitos correlatos à Formação Rio Claro

Segundo Melo (1995) alguns fatores associam-se à gênese e preservação dos sedimentos da área estudada. Estes são de diferentes naturezas: geológicos (presença de soleiras litológicas, unidades arenosas atuando como área fonte, atividade neotectônica), geomorfológicos, paleoclimáticos (oscilações climáticas e fases de pedimentação) e pedológicos (geração de coberturas de alteração relativamente espessas). Segue-se a descrição dos principais fatores condicionantes na formação dos depósitos correlatos a Formação Rio Claro.



#### A. Aspectos geológicos

A presença de intrusões de diabásio, sejam soleiras, lacólitos ou diques nos sedimentos paleo e mesozoicos da Depressão Periférica é bastante significativa, principalmente na porção nordeste do Estado de São Paulo (Zona do Rio Moji-Guaçu). Estas soleiras geram acidentes topográficos localizados que seriam os responsáveis pelo barramento das paleodrenagens. Deste modo, exerceriam controle na sedimentação pretérita, uma vez que poderiam influenciar na acumulação de aluviões em planícies e baixos terraços nos rios da região (Melo, 1995).

#### B. Aspectos neotectônicos

Segundo Fúlfaro & Suguio (1968; 1974), Penteado (1976) e Zaine (1994), as reativações das falhas, principalmente no Domo de Pitanga, teriam provocado barramentos de paleodrenagens e sedimentação à montante dos canais fluviais, culminando na acumulação e preservação desta unidade.

Devido a raridade de evidências diretas das reativações tectônicas em campo, Fúlfaro & Barcelos (1989) e Fúlfaro (1999) acreditam que compensações isostáticas teriam causado os barramentos de paleodrenagem, por desnivelamento topográfico gerado pela escavação erosiva da Depressão Periférica. A acumulação da Fm. Rio Claro e sedimentos correlatos estaria, portanto, controlada pela reativação de falhas com movimento vertical na área da estrutura de Pitanga. Essas falhas seriam sin-deposicionais e estariam ativas durante o Plioceno Superior.

#### C. Aspectos climáticos

As couraças ferruginosas (Figura 9 e) podem testemunhar condições de migração e acumulação de óxidos e hidróxidos de ferro em situações climáticas mais secas ou mais úmidas. Os depósitos conglomeráticos e cascalheiras cenozoicas, atribuídos a deposição em ambiente fluvial entrelaçado, podem também indicar condições climática mais secas que as atuais. A existência dos depósitos conglomeráticos em ocorrências isoladas e alçadas aos arredores dos vales teria se favorecido por períodos de resistasia e conseqüente entalhamento dos vales (Melo, 1995).

## **2.2. Aspectos fisiográficos**

A área de estudo é caracterizada por apresentar topografia pouco acentuada, com altitudes variando entre 500 a 700 m. São horizontes amplos e suaves, composto por colinas de topos aplainados de alturas variadas, levemente convexas e divisoras de vales (Penteado, 1976). Segundo o IPT (1981b), na região predomina a ocorrência de colinas amplas a média, morrotes alongados e espigões.

## **2.3. Clima**

Segundo Ranzani (1976), o clima da região de Piracicaba é típico de transição, pois a variação da quantidade, intensidade e distribuição das chuvas e temperaturas dificultam a classificação deste, tendendo ao clima tropical, com temperaturas anuais médias de 20°C.

## **3. MATERIAIS E MÉTODOS**

O presente projeto propõe a aplicação de diferentes métodos de análise cartográfica, sedimentológica e geocronológico a fim de caracterizar os depósitos conglomeráticos cenozoicos em questão. Desta maneira, os métodos e etapas necessários para o desenvolvimento da pesquisa proposta são detalhados a seguir.

### **3.1. Análise e leitura crítica da bibliografia**

A etapa de levantamento bibliográfico consistiu da consulta e leitura de diferentes fontes bibliográficas (artigos, teses, dissertações e livros) referentes aos aspectos sedimentares e estratigráficos dos depósitos cenozoicos do Estado de São Paulo a fim de inserir a unidade estudada no contexto da evolução deposicional da Depressão Periférica Paulista.

Dada a quase completa ausência de estudos de detalhe das sucessões cenozoicas de Estado de São Paulo, destaca-se a tese de Melo (1995) que reúne descrição geomorfológica, estratigráfica e sedimentar referente à sedimentação Neocenoica da Depressão Periférica Paulista. Foi também realizada a leitura de bibliografia referente aos procedimentos metodológicos empregados, como análise de fácies sedimentares, contagem de clastos e métodos de tratamento estatístico de dados.

Outros materiais consultados foram mapas topográficos e geológicos em diversas escalas e imagens de satélite software livre do Google Earth.

### **3.2. Trabalhos de campo**

Com o intuito de reconhecer e delimitar em mapa cartográfico as exposições da unidade conglomerática cenozoica, assim como obter dados sedimentológicos, foram efetuados três trabalhos de campo, contabilizando ao todo, quatro dias de atividades.

Esta etapa consistiu no reconhecimento e mapeamento dos depósitos conglomeráticos localizados no topo de morrotes e colinas, na região de Laras, distrito de Laranjal Paulista. Foram realizadas observações de parâmetros sedimentares, tais como análises dos materiais clásticos do arcabouço e das matrizes das fácies conglomeráticas, classificação quanto às fácies e estimativas das espessuras das camadas.

Além do mapeamento, foram efetuadas a contagem e análise de proveniência de clastos para quatro estações (P06, P09, P10 e P14), a fim de se determinar a frequência, tanto numérica quanto volumétrica, e a área fonte das litologias descritas.

### **3.3. Cartografia geológica**

Os trabalhos de cartografia seguiram os procedimentos tradicionais do mapeamento geológico, como a descrição e georreferenciamento de pontos de afloramento em campo, observação de características geológicas e geomorfológicas in loco. Foram também realizados perfis geológicos nas áreas cartografadas a fim de compreender a relação dos depósitos conglomeráticos, a topografia e o contato com as unidades paleozoicas subjacentes.

Como material de suporte de campo, utilizou-se cartas plani-altimétricas em escala 1:250.000 e também imagens orbitais *Landsat*, *Iconos* e modelos SRTM tratados nos *softwares* ARCGIS e *Global Mapper*.

A construção do mapa geológico foi realizada por meio da interpolação das estações de coletas de informações georreferenciadas com dados geomorfológicos presentes em cartas topográficas 1:10.000 e imagens orbitais de alta resolução. Este procedimento se justifica pois existe uma grande correlação entre a ocorrência da unidade litoestratigráfica de interesse e formas de relevo desenvolvidas sobre as colinas localizadas na margem direita do Rio Tietê.

### **3.4. Análise de fácies sedimentares**

A interpretação dos sistemas deposicionais da área de estudo baseou-se na análise e associação de fácies. Segundo Walker (1992), fácies devem ser designações informais ou breves descrições dos corpos rochosos. Os objetivos deste procedimento são agrupar e separar um corpo rochoso de acordo com aspectos litológicos, estruturais 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. Segundo Walker (1992), as fácies podem ser definidas em diversas escalas, dependendo do grau de detalhamento, da frequência de estruturas e de seu estado de preservação.

A simples designação e a interpretação isolada de cada corpo rochoso não é suficiente para propor um sistema deposicional particular. Considerando que o mesmo processo físico pode ocorrer em diversos ambientes deposicionais, é necessário estabelecer uma associação genética de fácies. A associação de fácies, através de comparações com modelos faciológicos, permite estabelecer uma interpretação paleoambiental. Para Walker (1992), os modelos faciológicos devem satisfazer quatro quesitos:

- 1) Atuar como uma norma, podendo ser comparado com outros modelos;
- 2) Servir como guia para observações futuras;
- 3) Ser uma previsão para novas situações geológicas;
- 4) Atuar como uma base para interpretações do sistema deposicional representado.

### **3.5. Seções colunares**

As seções colunares foram realizadas a partir de observação direta dos afloramentos em campo, através da medição das espessuras das diversas litofácies sedimentares descritas, a fim de representar a relação temporal e espacial das diversas camadas, auxiliando na caracterização do paleoambiente deposicional da unidade descrita nesse projeto.

Para a apresentação dos dados sedimentológicos através de desenhos das seções colunares foi utilizado o software CorelDraw X7. Entre os dados apresentados estão a espessura das camadas e litofácies, assim como o caráter do

contato entre as mesmas, a granulometria dos litotipos (baseada na escala de Wentworth (1922)) e as estruturas sedimentares presentes.

### **3.6. Análise de proveniência (contagem de clastos)**

A análise de proveniência foi realizada em depósitos conglomeráticos cenozoicos que afloram unicamente na margem direita do Rio Tietê, localizado nas proximidades do distrito de Laras, pertencente ao município de Laranjal Paulista.

Os procedimentos de análise de proveniência de clastos segundo os autores e.g. Fambrini (1998), Jones (2000) e Roberts *et al.* (2008) se desenvolvem apenas pela contagem do número de clastos para cada litotipo, ao passo que autores como e.g. Ibbeken & Schleyer (1991) e Dürr (1996) levam também em consideração o volume que cada litotipo de clasto representa no depósito a fim de verificar se a variação granulométrica ocorre em função da litologia.

A análise de proveniência se baseou no procedimento de Graham *et al.* (1986). Subdividido em duas etapas, a macroscópica e a microscópica. A análise de proveniência macroscópica consiste na contagem em conglomerados de clastos de tamanho maior que 1cm, com pelo menos 100 clastos por estação de coleta de dados. Cada clasto tem seus eixos maior e menor medidos em planta, assim como a identificação de seu litotipo. Estes dados são posteriormente tratados estatisticamente e representados na forma de histogramas referentes ao conteúdo do arcabouço sedimentar presente nos depósitos conglomeráticos.

O procedimento acima descrito é uma importante ferramenta para a definição de áreas fontes e resulta em informações paleogeográficas importantes, como o padrão de dispersão sedimentar no contexto de bacia.

### **3.7. Análise petrográfica microscópica**

Esta etapa consistiu na análise petrográfica dos diversos clastos contados e medidos na etapa de campo, a fim de refinar a descrição petrográfica macroscópica e determinar a possível procedência de cada litotipo. Foram descritas lâminas delgadas de 10 amostras de diferentes litologias coletadas nas etapas de trabalhos de campo.

Para a classificação das rochas sedimentares utilizou-se o protocolo estabelecido por Folk (1968), na qual é considerado a porcentagem de três componentes principais: terrígenos, aloquímicos e ortoquímicos.

Foram utilizados microscópios petrográficos *Zeiss Axioscop 40*, com câmera digital para captura de imagens modelo *Canon EOS 5D Mark II*, pertencente ao Laboratório de Petrografia do DPM, IGCE-UNESP.

### **3.8. Datação por Luminescência Óptica Estimulada (LOE)**

A luminescência consiste na emissão de luz por materiais que foram expostos à radiação ionizante quando submetidos a um agente excitante que, no caso do LOE é a luz.

A técnica de datação de sedimentos por luminescência opticamente estimulada (OSL) e as primeiras medidas realizadas foram pioneiramente introduzidas por Huntley (1985), ao se analisar grãos de quartzos provenientes de sedimentos, excitando-os com laser verde de argônio.

O método baseia-se nas exposições dos sedimentos a radiações ao longo do tempo. Estes recebem incidência de radiação ambiental devido aos radionuclídeos das séries do tório e do urânio, do potássio 40 e da radiação cósmica.

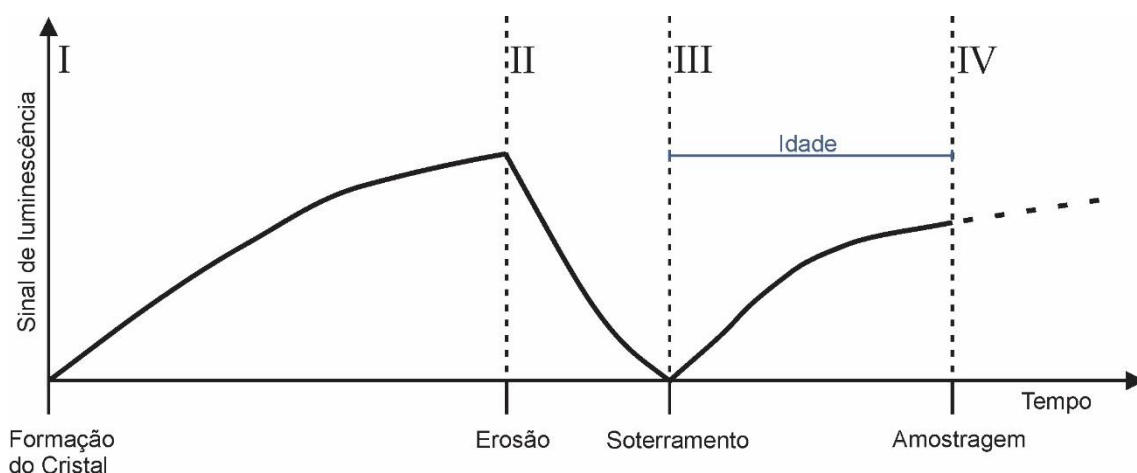
Enquanto o sedimento está exposto à luz solar, não há acúmulo de dose de radiação nos grãos minerais, havendo um processo de fotoesvaziamento da carga. Com isso, tem-se que o sinal OSL é fotossensível (figura 5). Enquanto soterrados, há acúmulo de dose de radiação ambiental nos grãos minerais, denominada de dose equivalente  $D_e$ , cujo sistema internacional é dado em Grays (Gy).

A taxa de dose de radiação incidente à amostra, dada em Grays/anos, resulta da soma da radiação ionizante proveniente do decaimento radioativo dos elementos U, Th e K presente nos minerais com a radiação cósmica no local. As variações mais significativas da dose anual de radiação estão relacionadas com as características físicas e químicas dos sedimentos, como a umidade (por absorver parte da radiação), as alterações mineralógicas devido aos processos deposicionais ou pós-deposicionais e pela profundidade de soterramento (atenua a radiação cósmica).

O cálculo da idade (equação 1) é obtida através da razão entre a dose equivalente e a taxa de dose e determina quando a amostra foi exposta à luz solar pela última vez (Rhodes, 2011).

$$\text{Idade (anos)} = D_e \text{ (Gy)} / \text{taxa de dose (Gy anos}^{-1}\text{)} \quad (1)$$

Figura 5: Princípios básicos da datação de sedimentos por luminescência opticamente estimulada (OSL). Em (I) O sinal de luminescência aumenta em função do tempo que o sedimento fica enterrado e exposto a radiação ionizante ambiental. O momento (II) marca o evento de erosão e transporte do sedimento. Nesse período os grãos são expostos à luz solar, sendo estimulados à ponto de perder totalmente a carga armazenada. Tal processo de descarga é denominado branqueamento. Em (III) tem-se um novo soterramento dos sedimentos, recarregando o sinal de luminescência. O acúmulo de carga é interrompido em (IV) pela coleta da amostra. A idade da amostra é a diferença entre o último soterramento e o presente momento, no qual houve a amostragem.



A datação pelo método OSL começou a ser bastante empregada após o estabelecimento do protocolo SAR (*Single-Aliquot Regenerative-dose*) por Murray & Wintle (2000).

A seqüência experimental do SAR utiliza tanto o sinal OSL resultante da dose natural desconhecida quanto sinais resultantes de doses laboratoriais adotadas.

Para grãos de uma mesma amostra, estimulados a uma dose fixa de radiação, a intensidade de luz emitida é variável. A diferença de sensibilidade ocorre devido aos tipos e quantidade de defeitos cristalinos atrelados à formação e evolução deposicional do grão mineral (Sawakuchi et al., 2011). Assim, não há uma curva de calibração fixa e genérica entre sinal de luminescência e dose de radiação. No protocolo SAR, para a normalização das curvas de crescimento, a calibração é realizada sob uma única alíquota, evitando diferentes variações de sensibilidade.

Para minimizar os erros e incertezas realizaram-se alguns testes laboratoriais. São eles: teste de reciclagem, cujo objetivo é de verificar se após cada ciclo de irradiação-aquecimento-iluminação há variação na sensibilidade da amostra; teste

de feldspato, no qual a finalidade é determinar se não há sinal OSL proveniente de grãos de feldspatos remanescentes, através do estímulo por luz infravermelha antes de se aplicar o LED azul; teste de recuperação, utilizado para se determinar se não há sinal OSL residual quando é aplicado uma dose de 0 Gy.

O método de datação adotado neste trabalho foi o protocolo SAR (dose única regenerativa) em alíquotas multigrãos de quartzo, estabelecido por Murray *et al.* (2000 e 2003) e modificado por Roberts & Wintle (2001), ao se introduzir luminescência estimulada por infravermelho (ISRL), devido a heterogeneidade composicional da amostra, composta por quartzo e feldspato. O método tem um alcance de desde poucos anos após o material ser soterrado a até cerca de 100 mil anos do início do processo de deposição do sedimento.

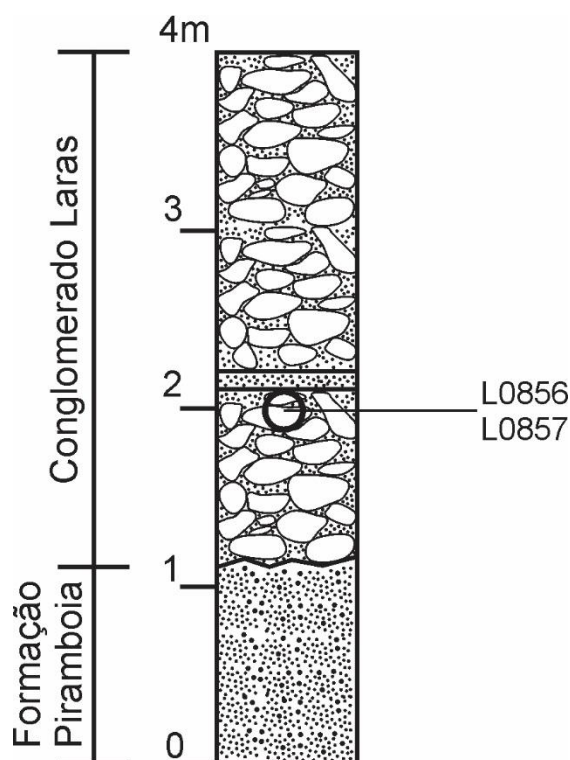
ETAPAS	PROCEDIMENTO
1	Ilumiar com LED azul por 100s a 280°C
2	Administrar dose $D_i$
3	Pre-aquecimento da alíquota por 10s a 200°C
4	Sinal ISRL por 100s a 125°C
5	Sinal LED azul por 40s a 125°C (sinal Li)
6	Administrar dose teste ( $D_t$ )
7	Pre-aquecimento da alíquota a 160°C
8	Sinal ISRL por 100s a 125°C
9	Sinal LED azul por 40s a 125°C (sinal Ti)
10	Ilumiar com LED azul por 100s a 280°C
11	Retornar à etapa 2

### 3.8.1. Coleta de amostras

A amostragem foi realizada em um único afloramento, localizado no município de Laranjal Paulista (SP), latitude 22°55.000'S, longitude 47°50.960'O e altitude de 540m (figura 6). Foram coletadas 2 amostras (L0856 e L0857) buscando uma porção representativa da unidade em questão, considerando a granulação, os litotipos dos clastos e a profundidade do depósito.



Figura 6: Perfil estratigráfico das amostras coletadas, situadas no ponto 06 (22°55'000"S e 47°50'960"O).



O procedimento de amostragem ocorreu em uma pequena ravina, com a remoção de dois grandes blocos de sedimento conglomerático localizado 2 metros estratigraficamente abaixo da superfície. Após a coleta, este material foi envolvido em um saco preto e selado, a fim de evitar o contato da porção interna da amostra com a luz solar evitando assim qualquer interferência na carga armazenada nos cristais de quartzo.

### 3.8.2. Preparação das amostras

A preparação e análise das amostras foram realizadas no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

As amostras coletadas foram abertas em um ambiente com iluminação de luz vermelha, pois esta não causa o descarregamento da carga armazenada. Inicialmente, foram retirados cerca de 300g da matriz arenosa da porção interna de cada amostra que, posteriormente, foram acomodadas em dois béqueres distintos individualizados.

Em outros dois béqueres foram colocadas amostras de controle obtidas na porção externa das amostras e representativas da totalidade da unidade litológica. As amostras foram secas, pesadas e embaladas, para que pudesse determinar a taxa da dose incidente no local.

Posteriormente, os sedimentos foram peneirados em via úmida para a obtenção de cerca de 10-20 gramas de material na fração 180-250 microns. Após esta etapa, as amostras foram submetidas à sucessivos ataques ácidos para obtenção de grão de quartzo sem impurezas. Imersão em peróxido de hidrogênio ( $H_2O_2$ ) e em ácido clorídrico (HCl a 10%) durante o período de 24 horas também foram realizadas para a remoção da matéria orgânica e carbonatos residuais.

A separação dos grãos de quartzo, feldspatos e dos minerais pesados foi realizada em meio denso, com a imersão das amostras em solução de metatungstato de lítio (LMT) nas densidades de  $2,62 \text{ g/cm}^3$  e  $2,76 \text{ g/cm}^3$ . Para acelerar o processo foi utilizada uma centrífuga que operou em 1.000 rpm durante 3 minutos.

O último tratamento químico ao qual as amostras foram submetidas foi o ataque de ácido fluorídrico a 40%. Essa etapa consistiu na remoção da camada superficial dos grãos de quartzo. Este procedimento é justificado pois partículas  $\alpha$  provenientes do decaimento radioativo do urânio e do Tório presentes no substrato, penetram nos grãos de quartzo e ficam armazenados em até 20  $\mu\text{m}$  a partir das extremidades do grão (Rocca, R.R., 2012).

### 3.8.3. Medições de luminescência

Após a preparação das amostras, os grãos de quartzo foram submetidos a medidas de luminescência em leitor Risø TL/OSL DA-20 localizado no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL) do Instituto de Geociências (IGc) da USP. O leitor é equipado com fonte de irradiação beta ( $Sr^{90}/Y^{90}$ ) com taxa de dose de  $0,133 \text{ Gy/s}$ . O leitor possui LEDs azuis (pico de emissão em 470 nm) e LEDs infravermelhos (pico de emissão em 870 nm) para estimulação. O filtro utilizado para selecionar a luz de estimulação foi o GG-420, que funciona como filtro passa-alta, minimizando a quantidade de luz azul que chega ao sistema de detecção. O filtro de detecção utilizado é o Hoya U-340, que permite a transmissão dos comprimentos de onda entre aproximadamente 200 e 400 nm, com pico em cerca de 340 nm (região ultravioleta do espectro).

## **4. RESULTADOS**

### **4.1. Cartografia geológica**

Os depósitos cenozoicos conglomeráticos estudados, situados nos arredores do distrito de Laras, município de Laranjal Paulista, SP, desenvolvidos sobre unidades estratigráficas paleozoicas da Bacia do Paraná, constituem pacotes de espessura decamétrica, que compõem colinas amplas de topo aplainado (500 a 570 metros de altitude).

Os afloramentos apresentam-se bem preservados, ocorrendo principalmente como morrotes de destaque no relevo (figura 7 A-D) e, secundariamente, em cortes de estradas ou como “cascalheiras”, utilizadas para pavimentação das estradas de terra locais.

A unidade conglomeráticas ocorre principalmente sobre a Formação Teresina e, secundariamente, sobre a Formação Piramboia (figura 7 E e F). Em ambos os contatos, os depósitos conglomeráticos apresentam caráter discordante e erosivo em sua base e constituem pacotes de ortoconglomerados polimíticos de espessura variável, desde poucos centímetros até máximos de 25 metros.

O resultado da cartografia das unidades conglomeráticas cenozoicas resultou em um mapa geológico na escala 1:10.000 (figura 8), que teve como base cartográfica a proposta de CPRM (1999).

Figura 7: Prancha de fotos referente às feições geomorfológicas associadas a ocorrência da unidade conglomeráticas. Notar que a Fm. Laras tende a ocorrer como pequenas mesas sedimentares e elevações desenvolvidas - sobre morrotes - colinas aplainadas (fotos A, B, C e D). Detalhe do contato erosivo e discordante da unidade com as Formações Piramboia (E) e Teresina (F).

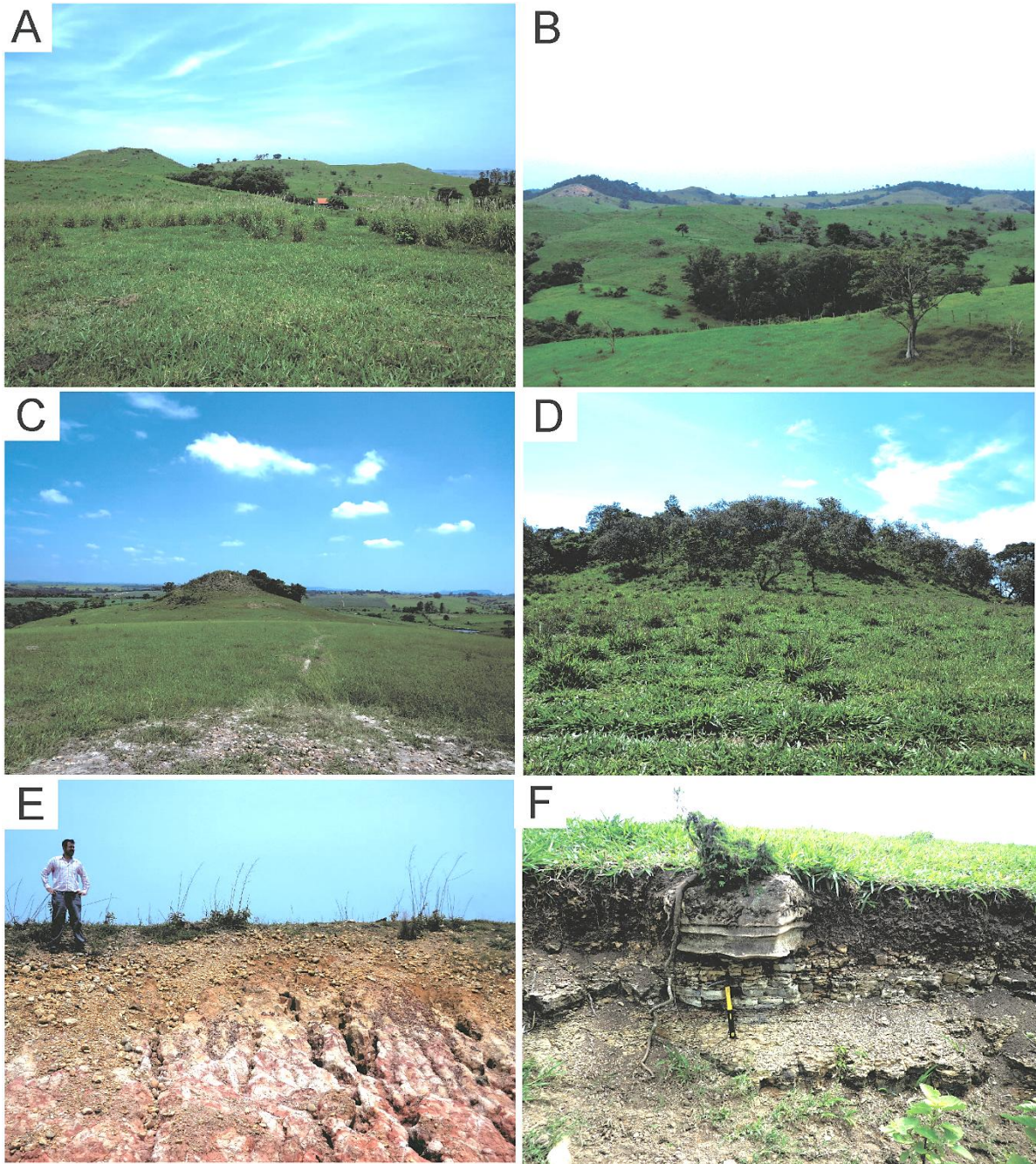
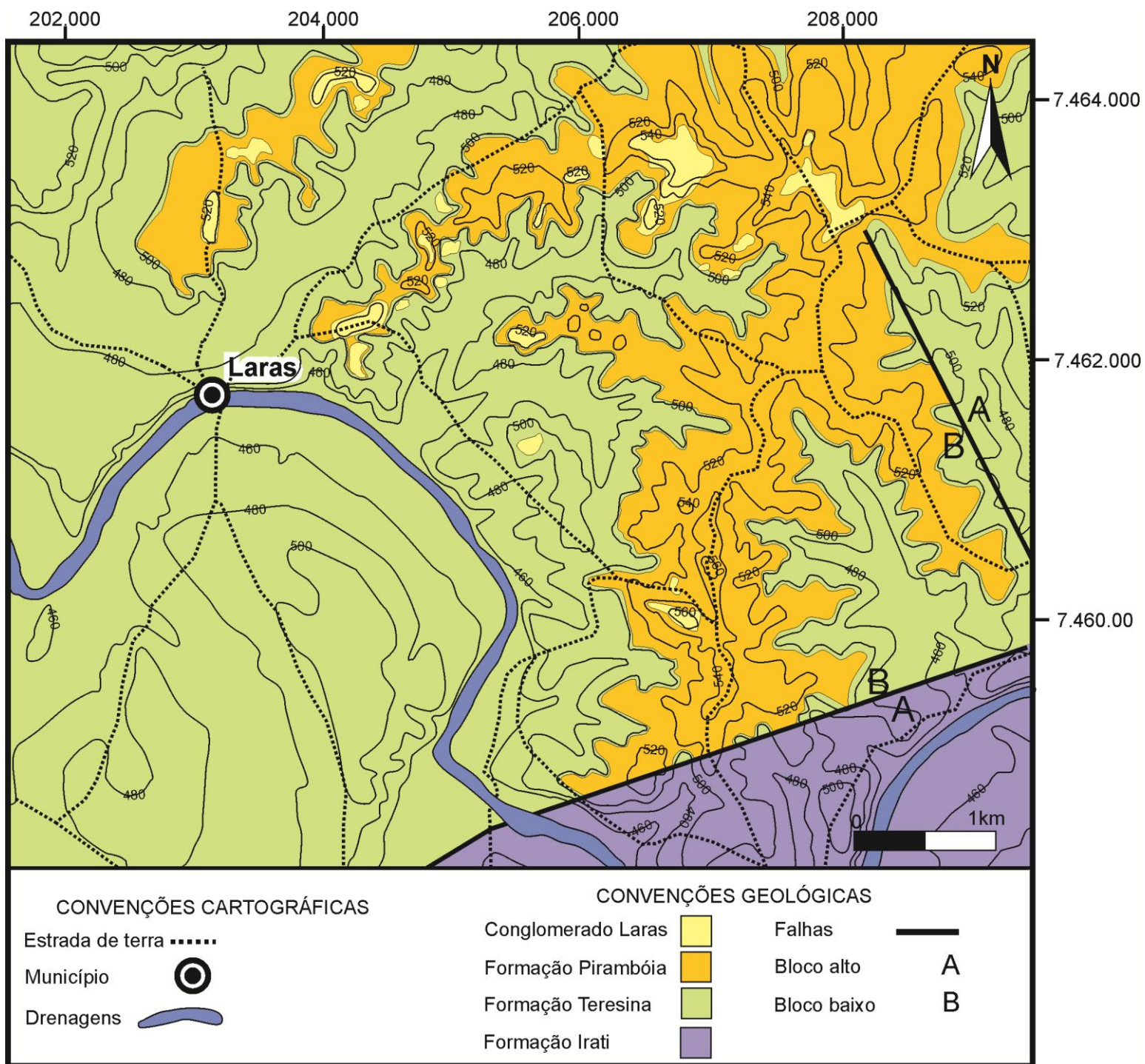


Figura 8: Mapa geológico da área de estudo. Desenvolvido sobre base cartográfica de escala 1:100.000 de CPRM (1999).



#### 4.2. Fácies sedimentares

As fácies sedimentares descritas são caracterizadas a seguir.

**C** – Conglomerado: constituída por ortoconglomerado polimítico, com matriz arenosa mal selecionada, apresentando desde areia média a grossa. Os clastos

ocorrem com maior frequência nas frações seixo a calhau, e são constituídos, em sua maioria, de quartzito, quartzo de veio e sílex.

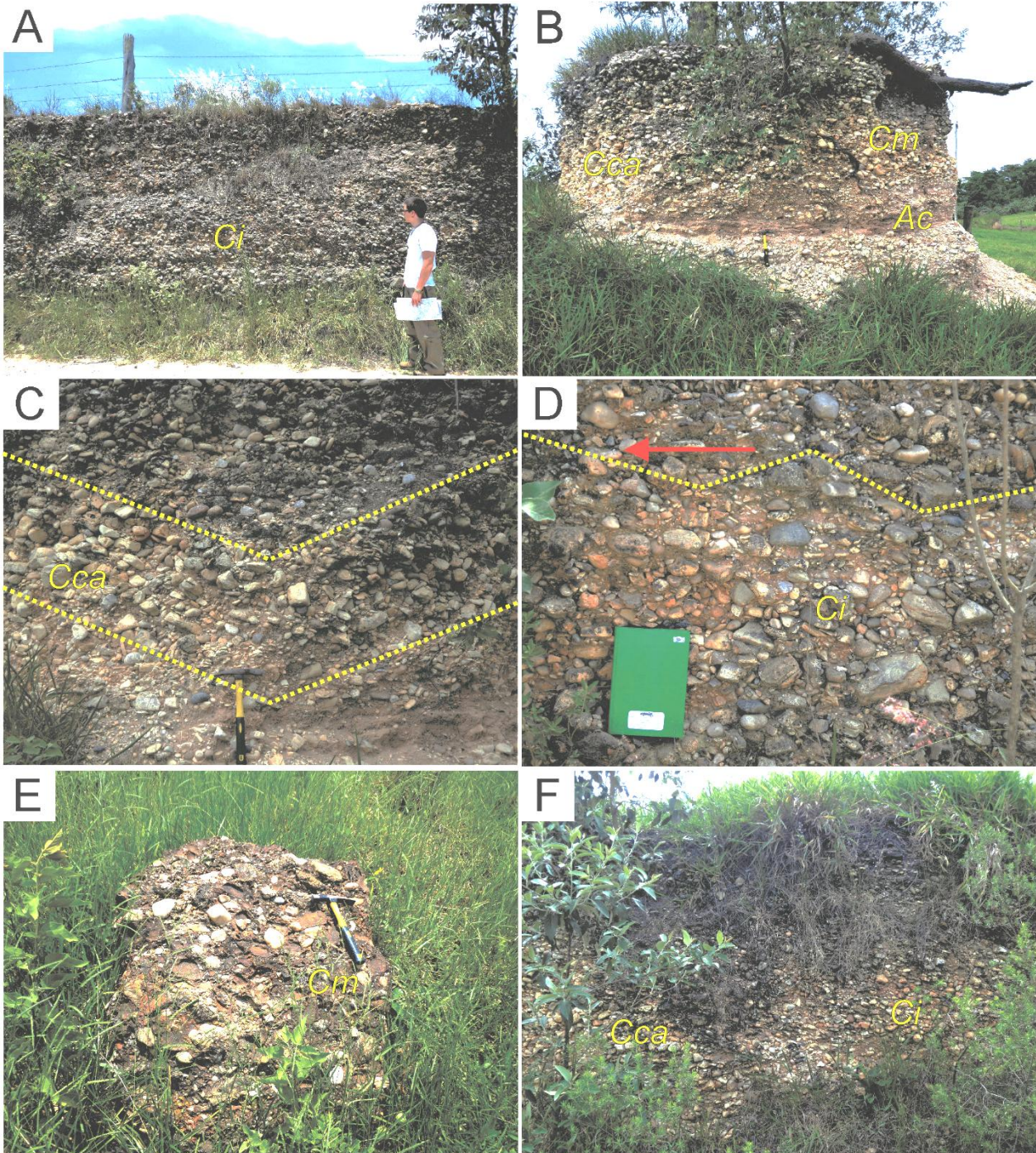
**Cca** – Conglomerado com estratificação cruzada acanalada: São camadas de espessuras métricas, sendo a estratificação cruzada acanalada marcada pela disposição dos clastos e de atitude média 170/15 (figuras 9A, 9C e 9F). Entre a litofácies **Cca** ocorre uma lente arenosa centimétrica denominada de fácies **Ac** (figura 9B).

**Ci** – Conglomerado imbricado: São camadas de espessuras métricas, sendo o imbricamento marcado pelos clastos (figuras 9A, 9D e 9F). O imbricamento dos clastos indica paleofluxo principal na direção sudoeste (N170, N200, N262 e N268).

**Cm** – Conglomerado maciço: São camadas de espessuras métricas na qual não há arranjo ordenado dos clastos (figuras 9B e 9E). Esta fácies, devido a processos diagenéticos, pode ocorrer como matações de matriz arenosa ferruginosa.

**Ac**–Arenito conglomerático: Ocorre intercalado a litofácies **Cca**, na ordem de poucos decímetros (figura 9B). Trata-se de um arenito grosso mal selecionado, predominantemente composto por quartzo.

Figura 9: Detalhes das fácies sedimentares descritas nos depósitos conglomeráticos da Formação Laras. A – afloramento em corte de estrada, do ponto 06c, apresentando a fácies Ci, com direção de imbricamento dos clastos para SW; B – afloramento do ponto 06a, na qual a fácies Ac ocorre intercalada a fácies Cca, sobreposta pela fácies Cm; C – detalhe da foto B, evidenciando a estratificação cruzada acanalada; D – detalhe da foto A, a seta vermelha indica o sentido do paleofluxo, evidenciando pelo imbricamento dos clastos; E – fáceis Cm sob efeito de ferruginização durante a diagênese; F – Afloramento do ponto 06d. Apresenta estratificação cruzada acanalada e imbricamento dos clastos.

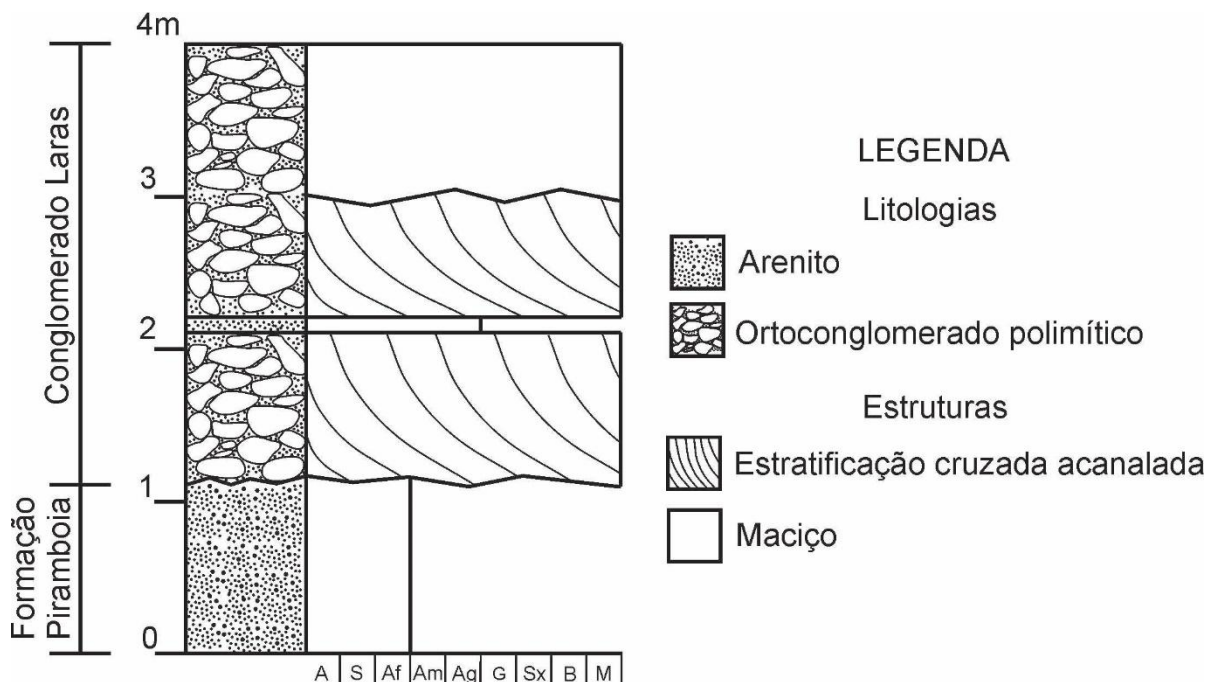


### 4.3. Seções colunares

Durante a etapa de trabalho de campo foram levantadas três seções colunares representativas do Conglomerado Laras. Os pontos escolhidos foram o 06 e o 14 devido ao fácil acesso aos afloramentos e ao excelente estado de preservação dos depósitos.

A seção colunar 06A (figura 10) possui 4 metros de espessura. A base é caracterizada pela presença de 1,2 metros de arenito grosso maciço da Formação Piramboia. Acima, marcado por contato discordante e erosivo, aflora o Conglomerado Laras. Na base deste ocorre uma camada de cerca de um metro de ortoconglomerado polimítico com estratificação cruzada acanalada (fácies Cca). Em seguida aflora uma fina camada de arenito grosso, mal selecionado e maciço. Até o topo da coluna, aos 4 metros, ocorre a fácies Cca seguida pela fácies Cm.

Figura 10: Seção colunar do ponto 06a. Escala granulométrica: A - Argila; S - Silte; Af - Areia fina; Am - Areia média; Ag - Areia Grossa; Sx - Seixo; B - Bloco; M - Matacão.

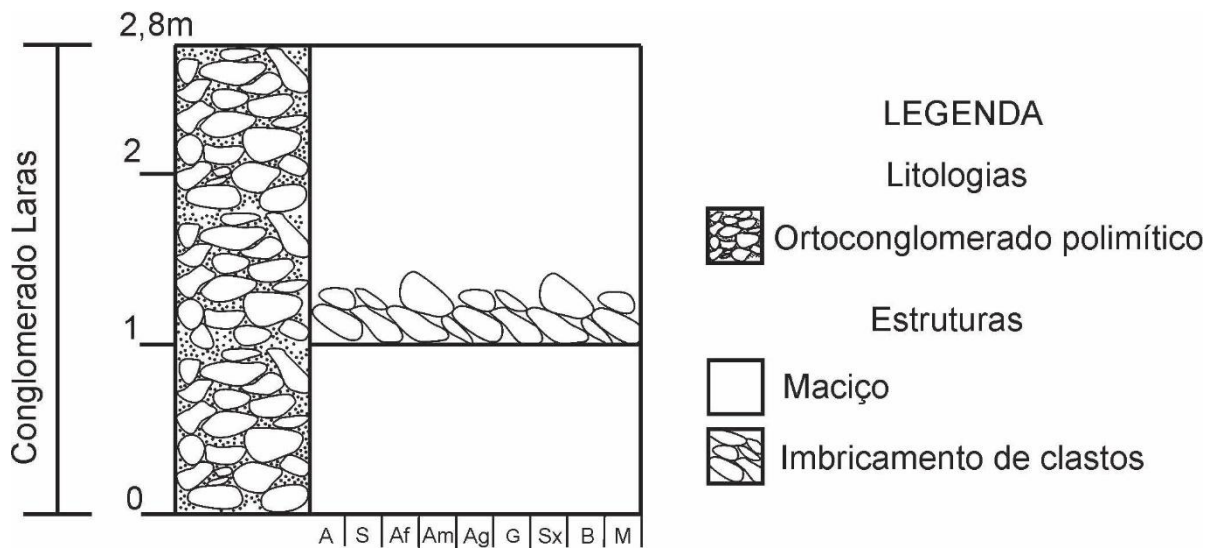


A seção colunar 06b constitui-se essencialmente do ortoconglomerados polimítico do Conglomerado Laras (figura 11). O primeiro metro é composto pela



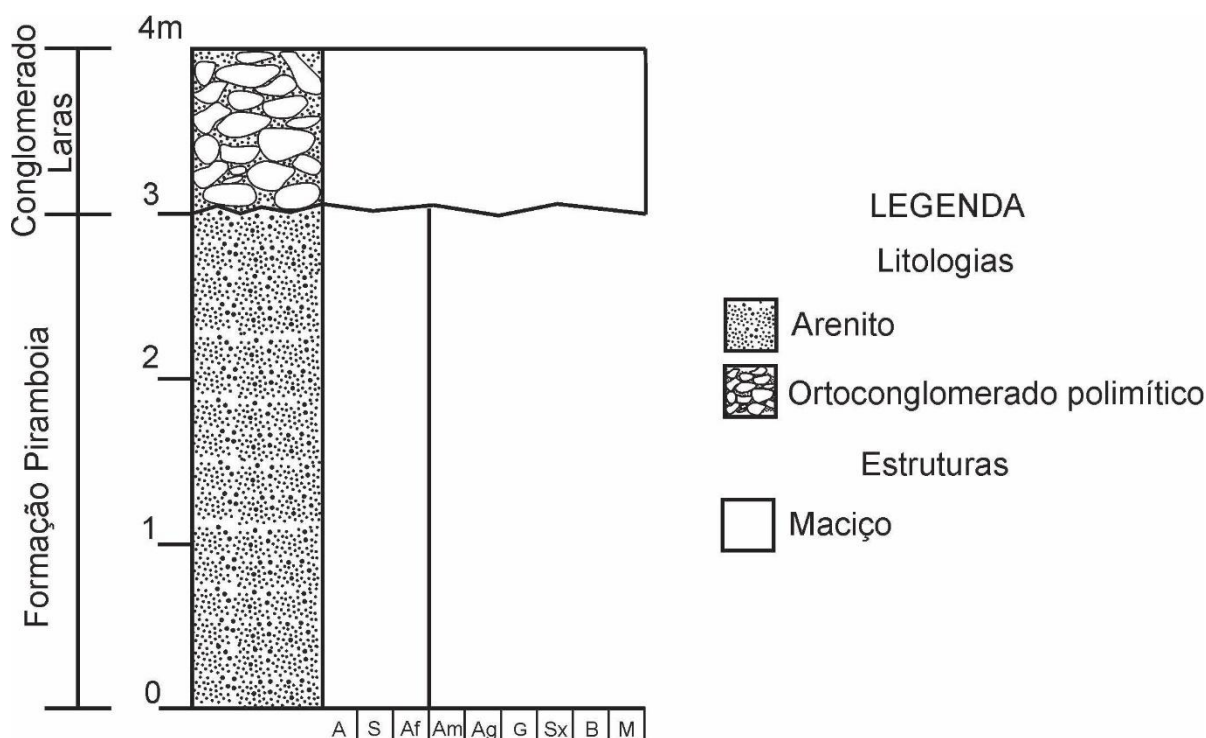
fácies Cm. Acima, com cerca de 30 centímetros de espessura, nota-se a presença de clastos imbricados, caracterizando a fácies conglomerado imbricado – Ci.

Figura 11: Seção colunar do ponto 06b. Escala granulométrica: A - Argila; S - Silte; Af - Areia fina; Am - Areia média; Ag - Areia Grossa; Sx - Seixo; B - Bloco; M – Matacão.



Assim como no ponto 06a, a coluna estratigráfica levantada no ponto 14 inicia-se com a ocorrência de arenito maciço da Formação Piramboia. Esta camada aflora por cerca de 3 metros de espessura. Acima, marcada por contato erosivo e discordante, ocorre com 1 metro de espessura, a fácies Cm do Conglomerado Laras (figura 12).

Figura 12: Seção colunar do ponto 14. Escala granulométrica: A - Argila; S - Silte; Af - Areia fina; Am - Areia média; Ag - Areia Grossa; Sx - Seixo; B - Bloco; M - Matacão.



#### 4.4. Petrografia dos Litoclastos

##### 4.4.1. Litoclastos sedimentares

###### A. Arenitos

De ocorrência restrita, os litoclastos de arenito apresentam-se com dimensões na ordem de 10 centímetros e de cor creme esbranquiçada. A rocha é essencialmente composta por grãos de quartzo angulosos, de baixa esfericidade, mal selecionados e cimentados. Nota-se presença de laminações plano-paralela e cruzada marcadas por grãos submilimétricos de quartzo.

A análise petrográfica revelou que as amostras de arenitos são grossas, mal selecionadas, compostas por grãos de quartzo subangulosos a subarredondados e com baixa a mediana esfericidade (figura 15B). Os grãos de quartzo estão dispersos em um cimento silicático fino. Nota-se também a presença rara de granada, bem arredondada e bastante esférica.

A rocha apresenta laminação plano paralela, marcada pelo arranjo dos grãos de quartzo.

## B. Coquinas

Litoclastos de baixa frequência, as coquinas analisadas apresentam cor creme esbranquiçada. São formadas essencialmente por moldes de conchas de bivalves recristalizadas de até 2 centímetros retrabalhados (figura 13A). As amostras de coquina são bastante coesas devido ao processo de silicificação.

Petrograficamente, as coquinas são constituídas por moldes conchas de bivalves silicificadas (figura 14B). Estas estão bem preservadas, inteiras e desarticuladas. As conchas possuem dimensões milimétricas a até centimétricas. Além das conchas de bivalves, nota-se a presença de intraclastos isotrópicos. A matriz é bastante fina e formada por calcedônia.

## C. *Ooid grainstones* silicificados

São clastos de ocorrência localizada com dimensões de ordem de 10 a 15 centímetros de comprimento e de largura e de coloração amarelo esbranquiçada. Os clastos menores apresentam-se pouco esféricos e bastante angulosos, enquanto os maiores são bem arredondados e de forma esférica. São compostos essencialmente por ooides submilimétricos e subesféricos dispersos em cimento fino silicático (figuras 13D e 13E).

Em lâmina delgada nota-se que os *ooids* possuem dimensões de 0,2 a 0,5 milímetros. Estes são irregulares e com formato oblato e o arranjo entre eles formam um aglomerado de grãos denominado de *grapestone* (figura 14A). Os contatos entre os grãos são bastante bem definidos. Estes estão cimentados por sílica amorfa, principalmente calcedônia. A rocha apresenta três tipos distintos de cimento: blocoso, franja e espático. Em sua maioria os núcleos dos *ooids* são indistintos, mas, por vezes, estes são compostos por conchas de bivalves.

## D. Silexitos

Bastante frequentes no depósito conglomeráticos, os litoclastos de silexitos ocorrem com dimensões variáveis, na ordem de milímetros a centímetros. Apresentam-se na coloração amarela, amarela esbranquiçada, branca avermelhada e em tons de marrom. Não é possível individualizar os grãos visualmente (figuras 13B e 13C).

Esses litoclastos são essencialmente compostos por sílica amorfa e não apresentam texturas ou estruturas. As amostras analisadas são constituída por cerca de 90% de calcedônia e 10% de quartzo. Estes últimos são cristais angulosos e ocorrem em forma de *vugs* (figura 15A).

Figura 13: Clastos representativos das litologias sedimentares descritas e analisada para proveniência. A - coquina silicificada; B e C - silexitos; D e E - ooids grainstones silicificados; F – arenito.



Figura 14: Fotomicrografia das lâminas delgadas dos litoclastos sedimentares em aumento de 50x. A - Ooidgrainstone. Nota-se o padrão irregular e oblato dos ooids e os dois tipos de cimentação silicática (espática e blocoso), assim como a presença de conchas de bivalves como núcleo de alguns ooids; B - Coquina silicificada constituída por conchas de bivalves, desarticuladas e pouco fragmentadas, cimentadas por sílica amorfa fina.

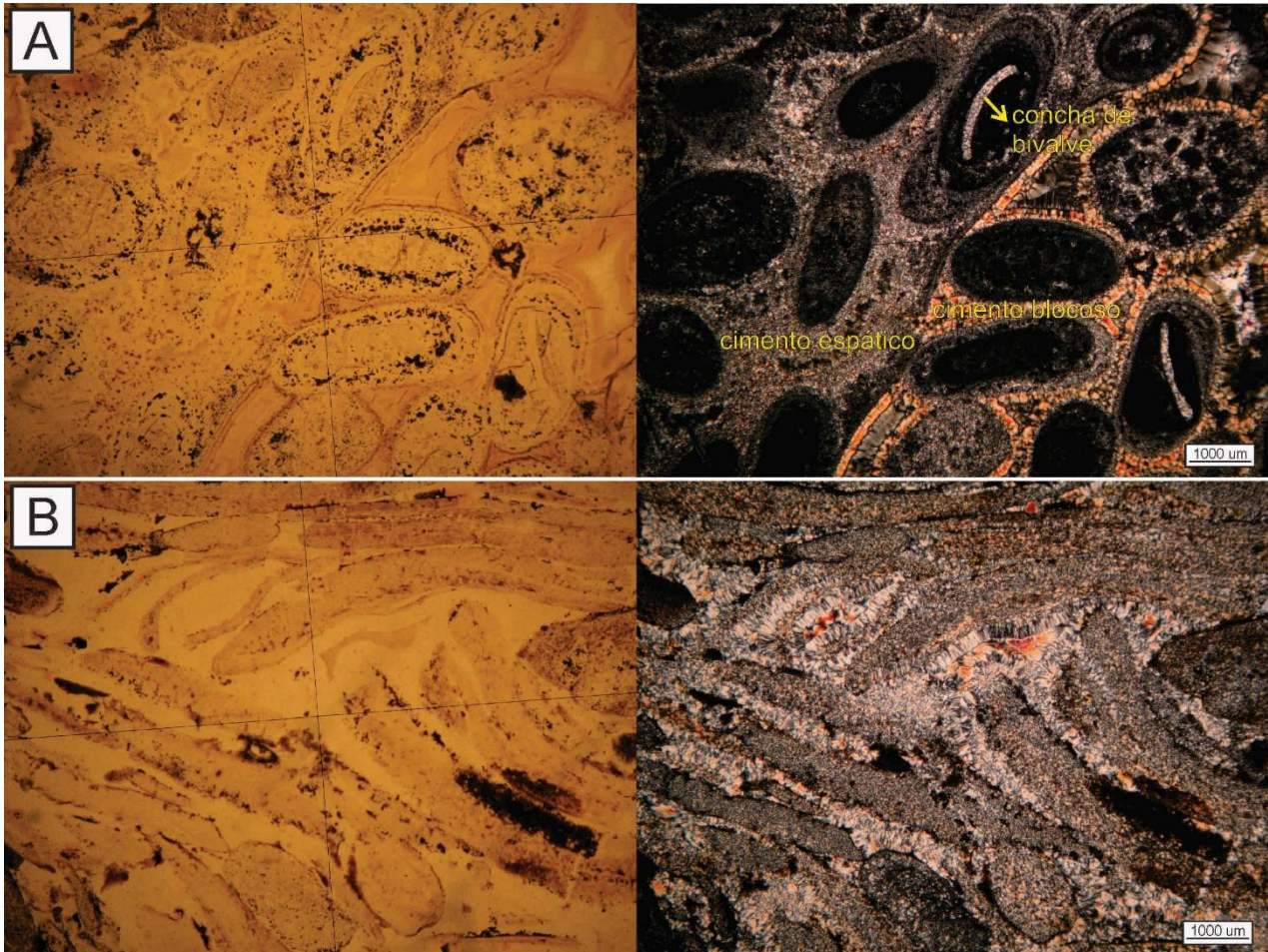
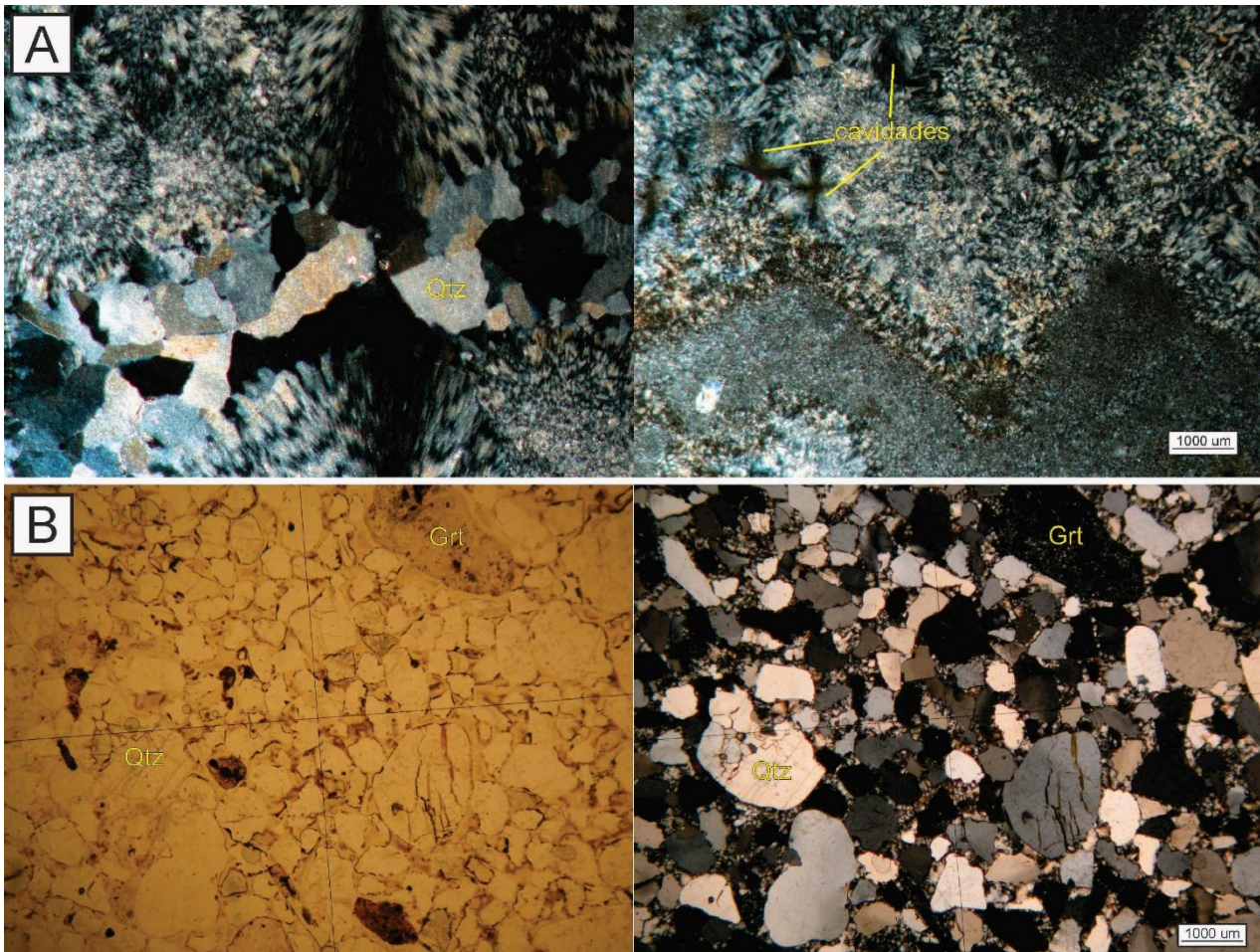


Figura 15: Fotomicrografia das lâminas delgadas dos litoclastos sedimentares em aumento de 50x. A – Sillexito composto essencialmente por calcedônia. Nota-se presença de quartzo em vugs e cavidades preenchidas por sílica. B - Arenito constituído essencialmente por grãos de quartzo de diferentes granulações, subangulosos a subarredondados, com baixa a mediana esfericidade. A rocha apresenta-se cimentada por sílica fina.



#### 4.4.2. Litoclastos metamórficos

##### A. Metarenitos

De ocorrência pontual, os litoclastos de metarenitos apresentam dimensões na ordem de 7 centímetros e de cor marrom ocre devido a processos intempéricos. A rocha é composta essencialmente por grãos de quartzo de cerca de 1 milímetro, bastante angulosos e recristalizados, orientados segundo um bandamento deformacional (Figura 16A).

Rocha bastante deformada e recristalizada em lâmina, composta essencialmente por grãos de quartzo de granulação variável dispersos em cimento silicático fino. Os contatos entre os grãos estão recristalizados e fraturados. Nota-se

sutil lineação de estiramento mineral marcada pela deformação dos grãos de quartzo.

## B. Quartzitos

Litoclastos bastante abundantes, os quartzitos apresentam-se com dimensões variáveis, desde milimétricos a até 20 centímetros. Em geral são bem arredondados e com média a alta esfericidade. A coloração predominante é amarelo alaranjado, porém ocorrem amostras com tons acinzentados. Notam-se diversas texturas e estruturas macroscópicas, como granoblástica equigranular fina a grossa e bandamento granulométrico, respectivamente (figuras 16B, 16C e 16D).

As amostras de lâminas delgadas de quartzito evidenciaram um alto grau de recristalização e deformação dos grãos de quartzo. Por vezes, estes ocorrem estirados caracterizando a rocha como um quartzito milonitizado (figuras 17B e 17C).

As amostras analisadas apresentam textura granoblástica equigranular e inequigranular, respectivamente. Pontualmente ocorre bandamento granulométrico, marcado pela alternância de grãos finos e grossos (figura 17A).

Os contatos entre os grãos de quartzo são serrilhados e irregulares e por vezes, ocorre calcedônia no espaço intergranular.

Figura 16: Clastos representativos das litologias metamórficas descritas e analisadas para proveniência. A – Metarenito; B, C e D – Quartzitos.

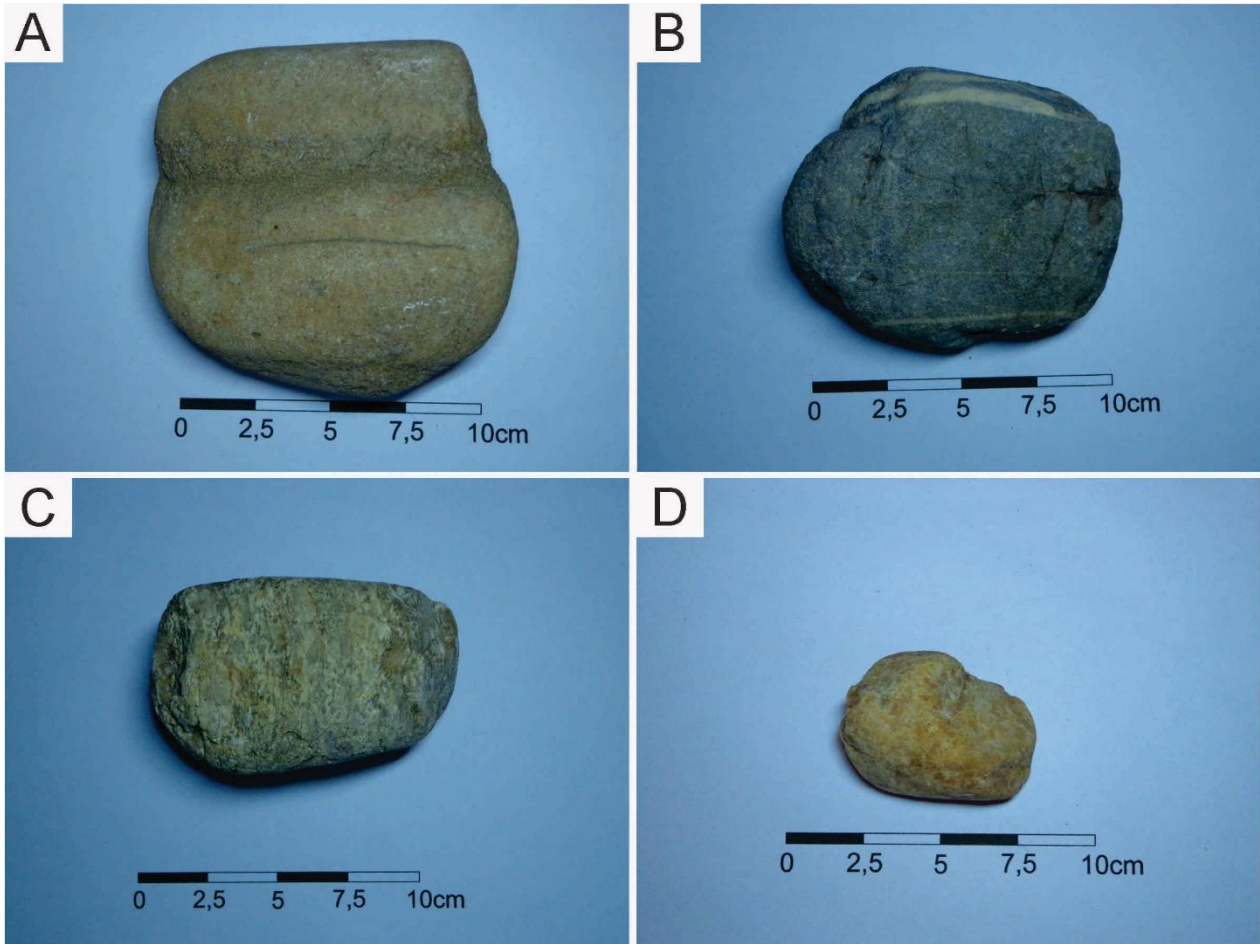
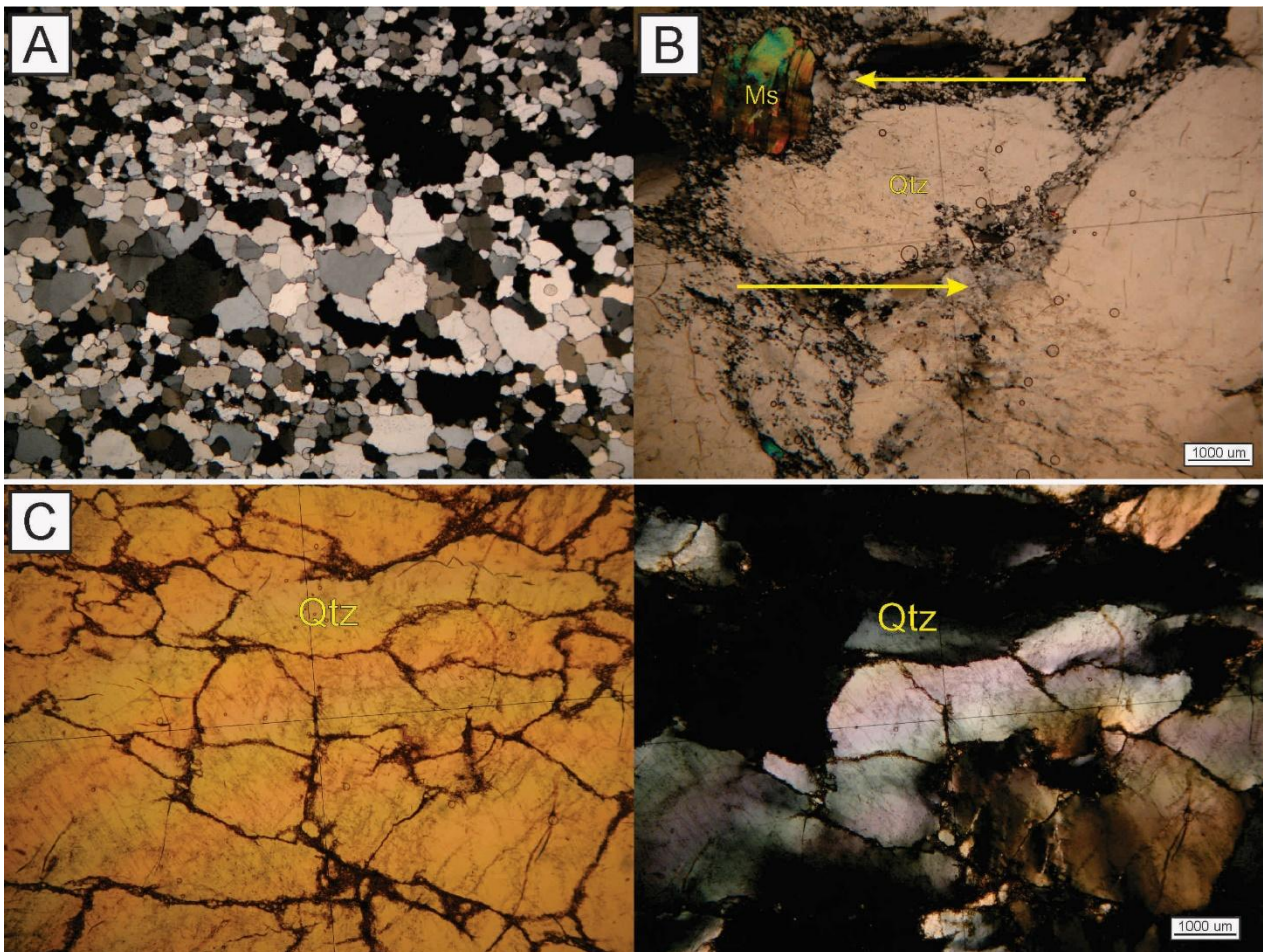




Figura 17: Fotomicrografia das lâminas delgadas dos litoclastos metamórficos em aumento de 50x. A – Quartzito com bandamento granulométrico marcado pelos grãos de quartzo recristalizados. B – Quartzito milonitizado bastante recristalizado. Nota-se presença de indicador cinemático e da muscovita deformada. C – Quartzito com grãos de quartzo bastante estirados e deformados.



#### 4.4.3. Litoclastos ígneos

##### A. Granitos

De ocorrência também pontual, trata-se de uma rocha ígnea fanerítica fina, holocristalina e inequigranular de coloração rósea e hololeucocrática. Mineralogicamente, é composto principalmente por quartzo e plagioclásio. Subordinadamente ocorrem aglomerados de minerais máficos (figura 18B).

Petrograficamente, os granitos são finos e inequigranulares, sendo predominantemente constituídos por quartzo e plagioclásio. Subordinadamente ocorrem muscovita e aglomerados minerais de clorita e epídoto, resultado provável da alteração de anfibólios. Os contatos entre os grãos são irregulares, do tipo serrilhados.

## B. Quartzos de veio

Litoclastos bastante abundantes nos depósitos conglomeráticos estudados, são clastos de dimensões significativamente menores que os outros, bem arredondados e de média a alta esfericidade. Não apresentam texturas ou estruturas. Os grãos individuais de quartzo são centimétricos e apresentam elevada cristalinidade (figura 18A).

Figura 18: Clastos representativos das litologias ígneas descritas e analisadas para proveniência. A – Quartzo de veio e B – Granito.

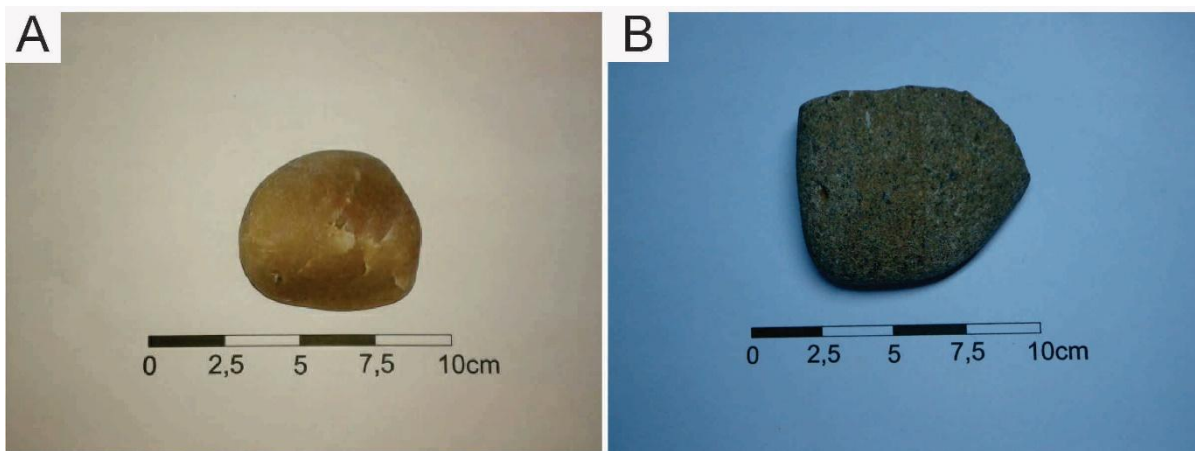
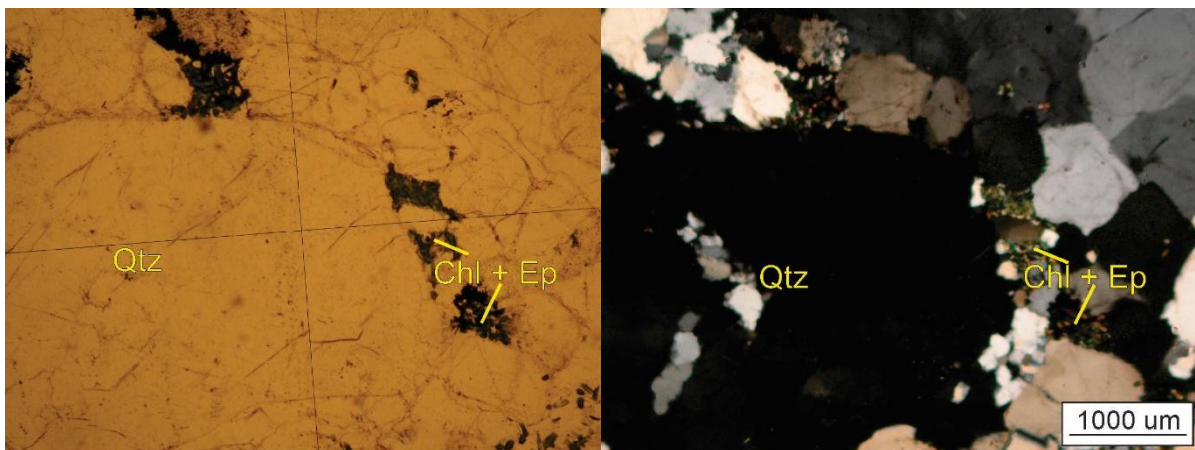


Figura 19: Fotomicrografia do granito analisado em aumento 50x. Trata-se de uma rocha ígnea de granulação fina e inequigranular, sendo predominantemente constituída por quartzo e plagioclásio. Nota-se a presença de aglomerados máficos compostos por clorita e epídoto.



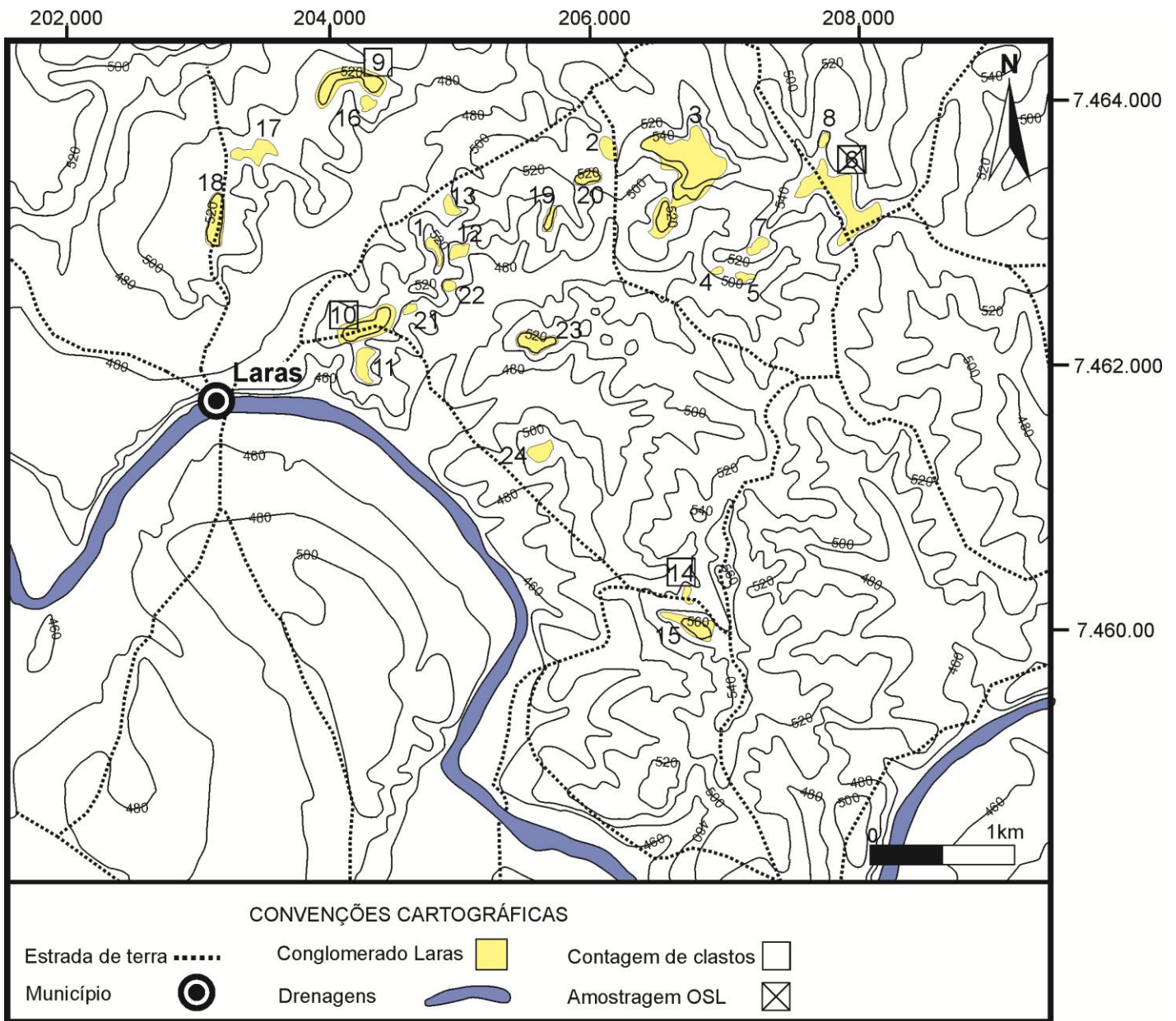
#### 4.5. Análise de proveniência de clastos

A análise de proveniência foi realizada em 4 estações (06, 09, 10 e 14) e envolveu a contagem de 1.218 clastos. As estações estão indicadas na figura 20.

Os volumes foram obtidos pela multiplicação dos três eixos dos clastos contados (equação 2), a fim de se obter um padrão mais uniforme e representativo das litologias.

$$V (cm^3) = A \times B \times C \quad (2)$$

Figura 20: Localização das estações de análise de proveniência de clastos. As seções colunares situam-se nos pontos 06 e 14. Desenvolvido sobre base cartográfica de escala 1:100.000 de CPRM (1999).



As tabelas com as litologias dos clastos identificados, a ocorrência para cada litotipo, o volume total e volume médio para cada estação de análise de proveniência de clastos são apresentados a seguir.

*Tabela 1: tabela referente à estação 06, evidenciando a ocorrência, volume total e média de volume por clasto (em centímetros cúbicos) para cada litologia encontrada.*

	Ocorrência	Volume total (cm³)	Média de Volume por clasto (cm³)
Brecha de sílex	1	126,5	126
<i>Pisoid grainstone</i>	1	100	100
<i>Ooid grainstone silicificado</i>	3	395,25	131
Coquina silicificada	2	222	111
Granito	4	754,25	188
Quartzito	36	4076,25	113
Quartzo de veio	60	6600	110
Sílexito	199	32745,625	164
TOTAL	306	45019,875	104,3

*Tabela 2: tabela referente à estação 09, evidenciando a ocorrência, volume total e média de volume por clasto (em centímetros cúbicos) para cada litologia encontrada.*

	Ocorrência	Volume total (cm³)	Média de volume por clasto (cm³)
Metarenito	1	180	180
Granito	2	298	149
Quartzito	225	31465,875	139
Quartzo de Veio	49	5687,625	116
Sílex	29	6606,375	227
TOTAL	306	44237,875	144

Tabela 3: tabela referente à estação 10, evidenciando a ocorrência, volume total e média de volume por clasto (em centímetros cúbicos) para cada litologia encontrada.

	Ocorrência	Volume total (cm <sup>3</sup> )	Média de Volume por clasto (cm <sup>3</sup> )
Metarenito	1	455	455
<i>Ooid grainstone silicificado</i>	3	220	73
Conglomerado silicificado	1	360	360
Quartzo de Veio	43	3330,625	77
Silexito	180	24907	138
Quartzito	72	3734,25	51
TOTAL	300	33006,875	110

Tabela 4: tabela referente à estação 14, evidenciando a ocorrência, volume total e média de volume por clasto (em centímetros cúbicos) para cada litologia encontrada

	Ocorrência	Volume total (cm <sup>3</sup> )	Média de Volume por clasto (cm <sup>3</sup> )
Metarenito	1	472,5	472
Arenito Conglomerático	2	1231,5	615
Arenito Silicificado	1	480	480
Conglomerado de quartzo	1	190	190
<i>Ooid grainstone silicificado</i>	1	192,5	192
Quartzito	164	39831,625	242
Quartzito conglomerático	1	57,75	57
Quartzito de Ferro	1	182	182
Quartzo de veio	47	6887,875	146
Sílex	87	28084,925	322
TOTAL	306	77610,675	289,80

Tabela 5: tabela referente a todas as estações, evidenciando a ocorrência, volume total e média de volume por clasto (em centímetros cúbicos) para cada litologia encontrada.

	Ocorrência	Volume total (cm <sup>3</sup> )	Média de Volume por clasto (cm <sup>3</sup> )
Metarenito	3	1107,5	369,2
Arenito conglomerático	2	1231,5	615
Arenito Silicificado	1	480	480
Brecha de sílex	1	126,5	126
<i>Pisoid grainstone</i>	1	100	100
<i>Ooid grainstone</i> silicificado	7	807,8	115,4
Conglomerado de quartzo	1	190	190
Conglomerado silicificado	1	360	360
Coquina silicificada	2	222	111
Granito	6	1052,3	175,4
Quartzito	497	79108	159,2
Quartzito conglomerático	1	57,75	57
Quartzito de Ferro	1	182	182
Quartzo de veio	199	22506,1	113,1
Silexito	495	92344	186,5
Total	1218	199875,4	3458,5

Foram elaborados histogramas dos volumes dos clastos de quartzitos para as quatro estações de contagem, utilizando o *software Grapher 2*. A amplitude de classe, de 48 cm<sup>3</sup>, e a frequência em que os volumes dos clastos ocorrem em cada intervalo foram padronizados para que a comparação visual seja direta.

Os clastos de quartzitos foram os únicos litotipos que apresentaram resultados interessantes para a comparação espacial dos volumes. Isto se deve ao fato de se tratar de litotipos metamórficos oriundos de uma fonte distal de fora da bacia sedimentar e também devido sua grande resistência ao transporte.

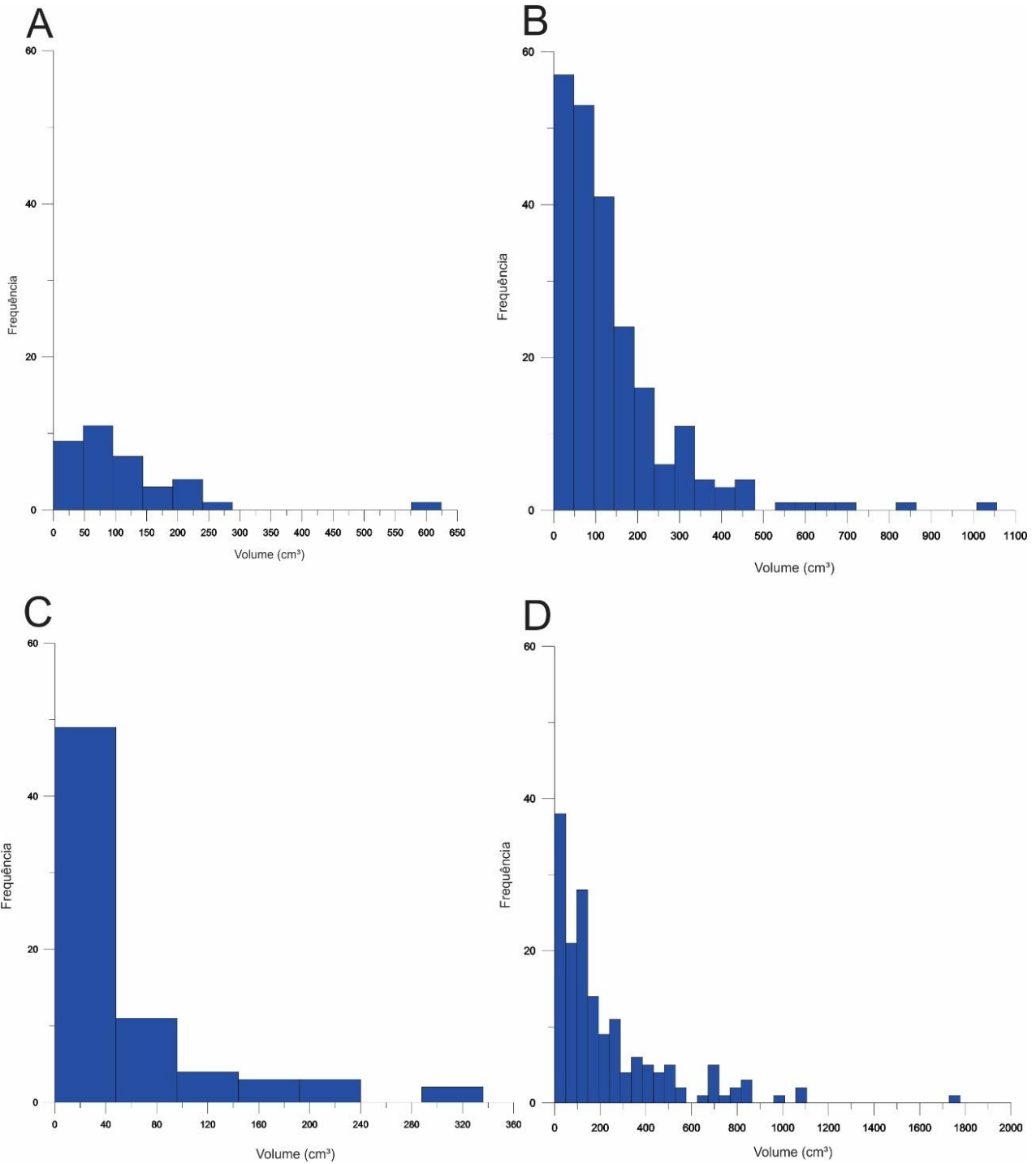
Os resultados obtidos através dos histogramas foram compatíveis com as medidas de imbricamento, pois os clastos de maior volume ocorrem nas estações situadas mais à leste (estação 14) e a norte (estação 09), ao passo que a estação 10, mais a sudoeste, é caracterizada pela presença de clastos menores.

O histograma da estação 14 (figura 21D), apresenta picos de volume de clastos de 400 a 550 cm<sup>3</sup> e de 600 a 850 cm<sup>3</sup>. Picos entre 300 a 450 cm<sup>3</sup> e ocorrências pontuais de 550 a 700 cm<sup>3</sup> ocorrem na estação 09 (figura 21B). Em contrapartida, no histograma da estação 10 (figura 21C), há predominância de clastos com volumes inferiores a 100 cm<sup>3</sup>.

Devido à pouca quantidade de clastos de quartzito medidos na estação 06 (figuras 10 e 11), apenas 36 contados, a análise desta estação fica comprometida. Entretanto, pode-se notar maiores tendências de ocorrer clastos com volumes maiores, entre 200 a 250 cm<sup>3</sup>, com pontual ocorrência em 600 cm<sup>3</sup>.

Os histogramas das quatro estações de contagem de clastos são apresentados a seguir.

Figura 21: histogramas de frequência de volume dos quartzitos (A - estação 06; B – estação 09; C – estação 10; D – estação 14).





#### 4.6. Datação por luminescência opticamente estimulada

Tabela 6: Resultados de concentração de radionuclídeos e taxa de dose cósmica para as amostras coletadas.

Amostra	Elevação (m)	Profundidade (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Taxa de dose cósmica (Gy/ka)	Saturação em água
			0.484 ±	2.918 ±	0.029 ±		
L0856	540	2 ± 0.2	0.023 0.548	0.117	0.003 0.039	0.1596 ± 0.0186	0.0056
L0857	540	2 ± 0.2	0.025	4.203 ± 0.154	0.004	0.1342 ± 0.0123	0.0276

Tabela 7: Doses equivalentes baseadas em sinal IRSL-OSL, taxas de dose e idades mínimas para as alíquotas de quartzo das amostras coletadas.

Amostra	N° alíquotas	Dose equivalente	OD (%)	Taxa de dose (Gy/ka)	Idade OSL mínima (ka)
L0856	15/25	189.56 ± 4.72	42.58 ± 4.72	0.510 ± 0.036	371.4 ± 27.5
L0857	22/27	123.63 ± 2.58	27.96 ± 2.58	0.589 ± 0.040	209.9 ± 15.1

As doses equivalentes das amostras datadas do conglomerado Laras apresentam-se saturadas, ou seja, o sinal de luminescência emitido pelos grãos é maior do que sua capacidade máxima de armazenamento de energia (figuras 22 e 23). Para a amostra L0856, 15 das 25 alíquotas apresentam sinal OSL saturado. A razão obtida para a amostra L0857 é ainda maior, com 22 das 27 alíquotas saturadas.

A dose de saturação pode ser calculada a partir do ajuste da curva exponencial para descrever a relação entre o sinal de luminescência e a dose equivalente (curva dose-resposta OSL). Para este fim, usa a equação (3)

$$I(D) = I_0 (1 - \exp(-D/D_0)) \quad (3)$$

Na qual:  $I(D)$  é a intensidade OSL para uma dose  $D$  e  $D_0$  é uma dose característica da curva dose-resposta. Quando o sinal OSL está próximo da saturação, a dose equivalente ( $D_e$ ) não pode ser medida com confiança. O valor de  $2D_0$  corresponde à dose máxima que pode ser estimada para determinada alíquota, sendo que o sinal de luminescência deve estar pelo menos 15% abaixo do sinal de saturação (Wintle & Murray, 2006).

Pelo fato das amostras apresentarem o sinal OSL saturado, as idades obtidas através do protocolo SAR são consideradas mínimas. Neste caso, adota-se a datação de maior alcance (e menor sensibilidade), ou seja, àquela obtida na análise da amostra L0856. Portanto, a partir dos resultados obtidos, é possível afirmar que a idade mínima para o depósito sedimentar em questão é de  $371.4 \pm 27.5$  ka (Pleistoceno Médio).

Figura 22: Curva de calibração de uma das alíquotas não saturada da amostra L0856.

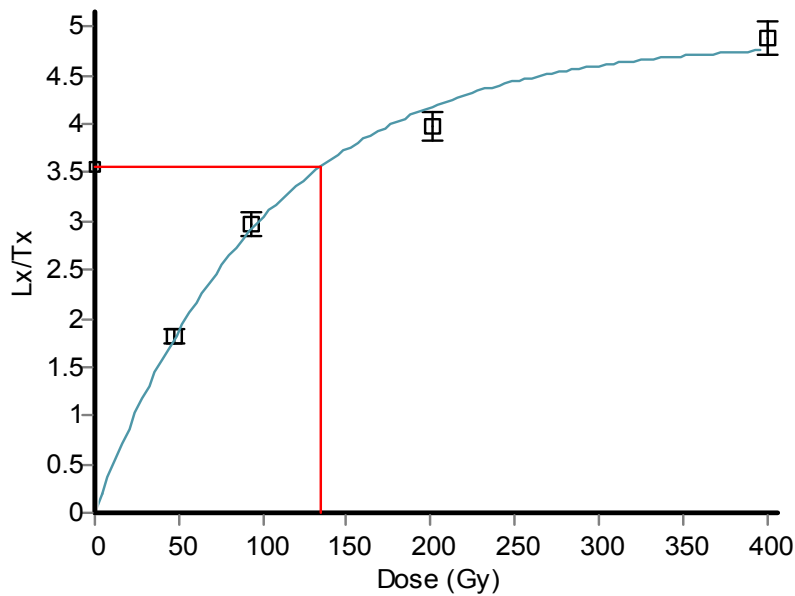
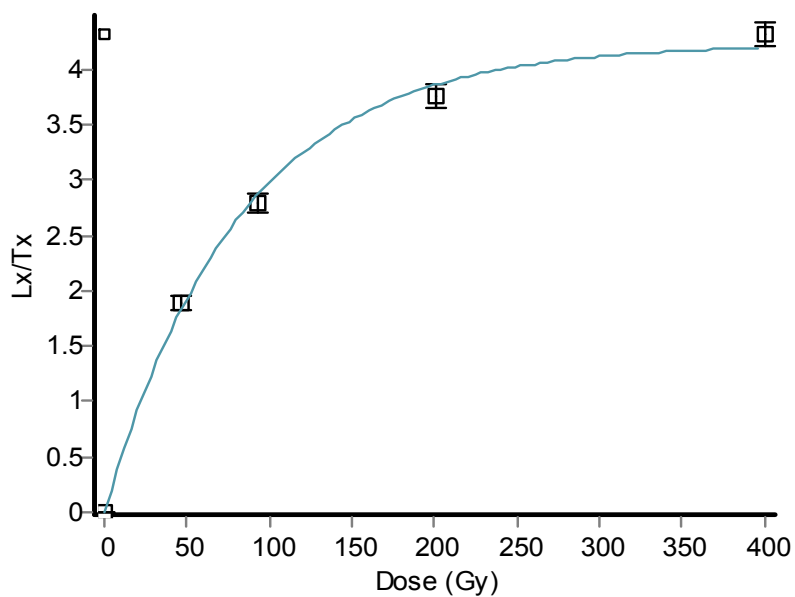


Figura 23: Curva de calibração de uma das alíquotas não saturada da amostra L0857.



## 5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A associação de fácies – conglomerado com estratificação cruzada acanalada (Cca), conglomerado imbricado (Ci), conglomerado maciço (Cm) e arenito conglomerático (Ac) – juntamente com as características petrográficas, corroboram para a interpretação do ambiente deposicional como sendo um sistema fluvial de grande porte e capacidade de transporte. Esses resultados coincidem com o estudo feito por Melo (1995), ao descrever “cascalhos aluviais em terraços elevados”.

A disposição espacial das estações de contagem de clastos, evidenciou uma maior frequência de clastos resistentes ao transporte a sudeste dos depósitos. Estes são representados principalmente por silexitos, quartzitos e quartzos de veio pertencentes ao embasamento metamórfico da Bacia do Paraná, localizado a leste das ocorrências estudadas.

Os litoclastos de quartzitos estudados apresentaram-se bastante deformados, com indícios de cinemática transcorrente e estiramento dos grãos de quartzo. O litoclasto de granito apresentou textura fanerítica fina, holocristalina e inequigranular de coloração rósea e hololeucocrática. Mineralogicamente, é composto por quartzo e plagioclásio e aglomerados máficos. Baseado nessas similaridades macroscópicas e microscópicas, tentativamente associa-se as litologias encontradas (especialmente os quartzitos) à sucessão de baixo a médio grau metamórfico do Grupo Canastra e do Grupo São Roque, respectivamente. Os clastos em geral apresentam-se bem arredondados e com formato oblato, evidenciando uma longa distância no transporte destes sedimentos.

À noroeste situam-se os depósitos que apresentam os clastos menos resistentes e subangulosos, representados por *ooid grainstone* silicificados, coquinas silicificadas e arenitos. Estes sofreram transporte reduzido e encontram-se próximos da área fonte, estando próximos da área fonte, provavelmente as Formações Teresina e Piramboia, encontradas a menos de 1 quilômetro dos depósitos conglomeráticos.

A análise de proveniência de clastos, apresentada na forma de histogramas, aliada às medidas de imbricamento dos clastos, permitiu reconhecer o paleofluxo preferencial dos depósitos fluviais. Com direção geral em N260 para os imbricamentos e o predomínio de clastos mais resistentes a norte e à leste, pode-se inferir que o sentido de transporte principal do paleocanal foi de NE para SW.

Os resultados da Luminescência Opticamente Estimulada (OSL) permitiram datar o Conglomerado Laras como, no mínimo, depositados antes do Pleistoceno Superior ( $>371.4 \pm 27.5$  ka), período de importante sedimentação ocorrido durante o processo de denudação que originou a Depressão Periférica Paulista. A idade do depósito é considerada mínima pelo fato da maioria das alíquotas de quartzo terem seu sinal OSL saturado.

## 6. CONCLUSÕES

A análise sedimentar dos depósitos estudados indica que estes foram depositados em canais fluviais tributários, ou mesmo do canal tronco, de um extenso sistema fluvial, com paleomergulho deposicional para o interior do estado, com bacia de captação em áreas do embasamento da Faixa Ribeira localizados a NE.

A petrografia dos litoclastos graníticos e quartzíticos medidos e analisados são bastante similares àqueles descritos como pertencentes aos Grupos São Roque e Grupo Canastra, respectivamente. Os litoclastos de silexitos e *ooids grainstone* e de arenitos possivelmente são provenientes das Formações Teresina e Piramboia, erodidos e depositados em curta distâncias pelo fluxo intenso do leito do canal de tronco, caracterizado pelo contato erosivo e discordante dessas Formações com o Conglomerado Laras.

Devido à localização e porte do sistema fluvial pretérito e com as idades mínimas obtidas pelo método de Luminescência Opticamente Estimulada (OSL), os depósitos descritos possivelmente registram a fase de agradação fluvial na história geológica do Rio Tietê, importante evento de sedimentação que ocorreu durante o prolongado processo de denudação que deu origem à Depressão Periférica Paulista no Cenozoico.

## 7. ETAPAS PREVISTAS APÓS A CONCLUSÃO DO PROJETO

Segundo o Código Internacional de Estratigrafia (Murphy 2003) para se propor uma nova unidade estratigráfica é necessário seguir os seguintes parâmetros:

- Uma definição, caracterização e descrição clara da unidade, para que esta possa ser facilmente identificada;
- Adequar e classificar a unidade a um tipo de escala;

- Nomeá-la segundo os critérios definidos;
- Designar um estrato-tipo ou localidade tipo;
- Divulgar a proposta em publicação científica reconhecida.

Tendo em vista que quase todos os critérios foram contemplados, à exceção da publicação dos resultados em periódico indexado, pretende-se aqui, preliminarmente, propor a designação desta unidade conglomerática como Formação Laras. Ainda de acordo com o Código Internacional de Estratigrafia (Murphy 2003) o nome da unidade deve respeitar a localidade geográfica em que foi descrita, no caso, o distrito de Laras pertencente ao Município de Laranjal Paulista. A classificação como Formação é justificada devido ao fato da unidade possuir homogeneidade litológica, definição clara de seus contatos e limites e ser mapeável em superfície em escala 1:25.000. É importante ressaltar que em um futuro próximo espera-se publicar os resultados desta pesquisa em revista de ampla circulação nacional formalizando assim, a denominação de Formação Laras.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, C.L.F et al., 1981. Levantamento pedológico semi-detalhado do estado de São Paulo, escala 1:100.000. Quadrícula de Brotas. Convênio EMBRAPA-Instituto Agronômico de Campinas.
- Assine, M. L., & Soares, P. C. (1995). Interação flúvio-eólica na Formação Pirambóia. SBG, Simp. Geol. Sudeste, 4, 65.
- Assine, M. L.; Soares, P. C.; Milani, . J., 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 24, n. 2, p. 77-89.
- BJORNBERG, A. J. S., & Landim, P. M. B. 1966. Contribuição ao estudo da formação Rio Claro (Neoceno-zóico). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15(4), 43-67.
- Caetano-Chang, M. R. 1997. *A formação Pirambóia no centro-oeste do estado de São Paulo* (Doctoral dissertation, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista.).
- Caetano-Chang, M. R., & Wu, F. T., 1993. A composição faciológica das formações Pirambóia e Botucatu no centro-leste paulista e a delimitação do contato entre as unidades. *Simpósio de Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná*, 1, 93.
- Cordani, R.A.; Neves, B.; Fuck, U. G., & Thomaz, A. (1984). Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil - a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, 1(3-5), 495-510.
- CPRM, 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Folha Campinas SF-23-YA, *impresso, escala 1: 250.000. Brasília.*
- Duque, J. M., 2012. Fácies carbonáticas da Formação Teresina na borda centro-leste da Bacia do Paraná (Doctoral dissertation, MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo).
- Durr, S.B. (1996). Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet). *GSA Bulletin*, 108(6): 669-684.
- Fambrini, G. L. (1998). *O Grupo Camaquã (Transição Proterozóico-Fanerozóico) na região das Minas do Camaquã, RS: análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Folk, R.L. 1968. Petrology of Sedimentary rocks. Texas, *Hemphill's Book Store*, 170p.

- Fúlfaro, V. J., & Suguio, K. 1968. A Formação Rio Claro (Neocenozóico) e seu ambiente de deposição. *O IGG*, 20, 45-60.
- Fúlfaro, V. J., & Barcelos, J.H. 1989 Movimentações verticais e evolução da Depressão Periférica e escarpa da Serra Geral em São Paulo. In: Simpósio de Geologia do sudeste, 1, Rio de Janeiro, SBG, P.109-110.
- Fúlfaro, V. J. 1990. Movimentações verticais e evolução da Depressão Periférica e escarpa da Serra Geral em São Paulo. Rio Claro. Projeto de pesquisa CNPq-UNESP.
- Fúlfaro, V.J. *et al.*, 1999. Bacia Caiuá: uma nova bacia cretácica na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5., 1999. Serra Negra. *Boletim...* Serra Negra: UNESP, p. 439-442.
- Fúlfaro, V. J., & Suguio, K. 1974. O Cenozóico paulista: gênese e idade.in: Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Anais. Porto Alegre: SBG, v. 3. p. 91-101, 1974
- Giannini P.C.F., *et al.*, 2004. Paleoventos e Paleocorrentes Subaquosas do Sistema Depositional Pirambóia nos Estados de São Paulo e Paraná Bacia do Paraná: estudo baseado em análise estatística de dados azimutais. *Ver Bras. Geoc.* 34(2):282-292.
- Graham S. A. 1986. Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. In: Allen P.A. & Homewood P. (eds.). *Foreland Basins, Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, 8:425–436.
- Gordon, M., 1947. Classification of the Gondwanic Rocks of Parana, Santa Catarina, and Rio Grande do Sul.
- Holz, M., *et al.*, 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, p.381-399.
- Huntley D.J. 1985. On the zeroing of the thermoluminescence of sediments, *Phys. Chem. Min.*, 12:122-127.
- Ibbeken, H. and Schleyer, R., 1991, Source and Sediment—A Case Study of Provenance and Mass Balance at an Active Plate Margin (Calabria, Southern Italy). Springer-Verlag, Berlin, 286 p.

- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo – IPT. 1992a. Sismotectônica e dinâmica superficial do alto do rio Pardo (SP e MG). São Paulo. *Relatório*, 30 074, 4.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo – IPT. 1992b. Sismotectônica e dinâmica superficial da área da PCH Moji Guaçu. São Paulo. *Relatório*, 30 696, 3.
- Jones, A.P. (2000). Late quaternary sediment sources, storage and transfers within mountain basins using clast lithological analysis: Pineta Basin, Central Pyrenees, Spain. *Geomorphology*. 34: 145-161.
- Landim, P.M.B. *et al.*, 1980 - Estratigrafia do Nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná - UNESP - Campus de Rio Claro Curso de Especialização (Convênio UNESP/IPT)
- Maranhão, M. S. A. S. 1995. Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico. 250p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP
- Matos, S. D. 1995. O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. *São Paulo*.
- Melo, M.S. 1995. A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenoica na Depressão Periférica Paulista. *Tese de Doutorado, IGC-USP, São Paulo*, 144 p.
- Melo, M.S., Brandt Neto, M., Coimbra, A.M., Moraes, M.C., Taddeo, J.S. & Cuchieratto, G. 1997a. Argilominerais de coberturas sedimentares cenozoicas do centro-leste do Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69(2): 227-241p.
- Melo, M.S.; Coimbra, A.M.; Cuchieratto, G., 1997b. Fácies sedimentares da Formação Rio Claro, neocenoico da depressão periférica paulista. *Rev. Inst. Geol., São Paulo*, 18.
- Milani, E. J. *et al.*, 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP, São Paulo*, p. 125-173.
- Milani, E. J., *et al.* 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 15(2), 265-287.



- Miall, A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, *Basin Analysis and Petroleum Geology*. Berlin. Springer-Verlag, 852p.
- Moraes Rego, L. D., 1930. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Boletim do Serviço Geológico e Mineral Brasileiro, Rio de Janeiro*.
- Murray et al., 2000. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. *Radiation Measurements*, 32(5), 529-533.
- Murray, A. S., & Wintle, A. G. 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation measurements*, 37(4), 377-381.
- Murphy M.A. & SALVADOR A., 2003. Guia Estratigráfico Internacional – *Sociedade Brasileira de Geologia*, 9-13p.
- Pacheco, J. A., 1927. Relatório elucidativo do esboço geológico da região compreendida entre o meridiano 4 Rio Itararé e os paralelos 23 34 e 24 38. *Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, Exploração da região compreendida pelas folhas topográficas Sorocaba... São Paulo*, 9-12.
- Pereira, N. A., & Landim, P. 1975. Determinação de paleocorrentes em cascalheiras da Formação Rio Claro (Neoceno-zóico). *Revista Brasileira de Geociências*, 5(2), 56-63.
- Penteado, M. M. 1976 Geomorfologia do Setor Centro-Occidental da Depressão Periférica Paulista. São Paulo: USP - Instituto de Geografia. (Série Teses e Monografia n. 22)
- Petri, S.; Coimbra, A. M. 1982. Estruturas sedimentares das Formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para a elucidação dos seus paleoambientes geradores, In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 5., 1982, Buenos Aires, v. 2, p. 353-371.
- Quintas *et al.*, 1999. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 217-226.
- Ranzani, G. Subsídios à geografia de Piracicaba. Piracicaba: Instituto Histórico e Geográfico de Piracicaba/IHGP, 1976.
- Rhodes, E. J. (2011). Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 461-488.

- Roberts, H. M., & Wintle, A. G. 2001. Equivalent dose determinations for polymineralic fine-grains using the SAR protocol: application to a Holocene sequence of the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 20(5), 859-863.
- Roberts, S. J. et al., (2008). The Holocene history of George VI Ice Shelf, Antarctic Peninsula from clast-provenance analysis of epishelf lake sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259(2), 258-283.
- 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 Seqüências Paleozóicas Sul-americanas*, 20, 209-218.
- Sawakuchi, A. O., Blair, M. W., DeWitt, R., Faleiros, F. M., Hyppolito, T., & Guedes, C. C. F. (2011). Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of quartz grains extracted from rocks and sediments. *Quaternary Geochronology*, 6(2), 261-272.
- Simões, M. G.; Rocha-Campos, A. C. & Anelli, L. E. 1998. Paleoecology and evolution of Permian pelecypod assemblages (Paraná Basin) from Brazil. In: JOHNSTON, P. A. & HAGGART, J. W. (eds.) *Bivalves - An Eon of evolution: paleobiological studies honoring Norman D. Newell*, University of Calgary Press, Calgary, pp. 443-452
- Schneider, R. L., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In *Congresso brasileiro de Geologia* (Vol. 28, N, pp. 41-65).
- Soares P.C. 1973. O Mesozoico Ganduânico no Estado de São Paulo. Tese de Doutorado. F.F.C.L., Rio Claro-SP, 153 pp.
- Soares, P. C., & Landim, P. M. B. 1973. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In *27 Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 1). Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Sousa *et al.*, 1991. Sedimentary facies of the Estrada Nova and Corumbataí Formations (Late Paleozoic of the Paraná Basin) in the State of São Paulo, Brazil. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7. São Paulo. Proceedings... São Paulo: USP, p. 161-172.
- Zaine, J. (1994). *Geologia da Formação Rio Claro na folha de Rio Claro (SP)*. 1994. (Doctoral dissertation, Dissertação-Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro).

- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G. e James, N.P. (Editors), *Facies Models: response to sea level change*. Hamilton, *Geological Association of Canada*, p 1-14.
- 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*, 41(4), 369-391.

## 9. ANEXOS

Segue em anexo o resumo que foi apresentado no Congresso Brasileiro de Geologia (CBG), realizado durante os dias 09 a 13 de outubro, de 2016, em Porto Alegre, RS.

### **DEPÓSITOS CONGLOMERÁTICOS DA PALEO-PLANÍCIE DO RIO TIETÊ: EVENTO DE AGRADAÇÃO FLUVIAL NA EVOLUÇÃO DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA**

Breda, C.<sup>1</sup> Warren, L.V. <sup>1</sup>, Pupim F. <sup>2</sup>, Assine, M.L.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho; <sup>2</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

**RESUMO:** Os depósitos cenozoicos conglomeráticos situados nos arredores do distrito de Laras, município de Laranjal Paulista, SP, constituem pacotes de espessura decamétrica que compõe colinas amplas de topo aplainado (500 a 570 metros de altitude) desenvolvidas sobre unidades estratigráficas da Bacia do Paraná. Os conglomerados jazem em discordância sobre a Formação Teresina (Permiano) e, secundariamente, sobre a Formação Pirambóia (Permo-Triássico). Os depósitos conglomeráticos estudados constituem ocorrência inédita e mapeável na escala de 1:25.000, de modo que podem constituir uma unidade litoestratigráfica independente. Os depósitos são constituídos essencialmente por facies de ortoconglomerados polimíticos com matriz arenosa, mal selecionados, por vezes ferricretizada devido a processos diagenéticos recentes. Os conglomeráticos localmente ocorrem intercalados com arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada, formando canais com dezenas de metros de extensão lateral decamétrica e vários metros de espessura. A análise de proveniência de clastos foi realizada em quatro estações de medidas em toda a extensão dos depósitos, com a caracterização das litologias e medição dos eixos maiores, menores e intermediários de 1.218 clastos. O resultado das medições dos clastos evidenciou maior frequência de litotipos resistentes ao transporte na porção sudeste da área de ocorrência dos depósitos. Predominam clastos de silexitos, quartzitos e quartzo de veio, bem arredondados e de formato oblato, sugerindo transporte por longa distância a partir de área fonte no embasamento cristalino. Na porção noroeste predominam depósitos de clastos menos resistentes e subangulosos, representados por carbonatos oolíticos e coquinas, ambos silicificados. Estes litotipos sugerem erosão da Formação Teresina e transporte curto a partir de área fonte em terrenos paleozoicos existentes na Depressão Periférica Paulista. Medidas de paleocorrentes medidas em estratificações cruzadas e imbricamento de seixos indicam paleofluxo para SW, com provável área fonte localizada a NE da área de ocorrência dos depósitos. Deste modo, interpreta-se os depósitos conglomeráticos estudados como representantes de canais fluviais tributários, ou mesmo do canal tronco, de um extenso sistema deposicional fluvial, com paleomergulho deposicional para o interior do Estado de São Paulo, com bacia de captação em áreas do embasamento da Faixa Ribeira a NE. Devido à localização e porte do sistema fluvial pretérito, os depósitos descritos registram a fase de agradação fluvial na história geológica do Rio Tietê, importante evento de sedimentação que ocorreu durante o prolongado

processo de denudação que deu origem à Depressão Periférica Paulista no Cenozoico.

**PALAVRAS-CHAVE:** CENOZOICO, DEPÓSITOS CONGLOMERÁTICOS, CONTAGEM DE CLASTOS, ANÁLISE DE FÁCIES, ESTADO DE SÃO PAULO, RIO TIÊTE