

## Depósitos conglomeráticos do Paleio Rio Tietê: evento de agração fluvial na evolução da depressão periférica paulista

*Conglomeratic deposits of the Paleio Tietê River: event of fluvial  
aggradation during the evolution of the São Paulo peripheral depression*

Caio Breda<sup>1</sup> , Lucas Veríssimo Warren<sup>2</sup> , Fabiano do Nascimento Pupim<sup>3</sup> , Mário Luís Assine<sup>2</sup> 

<sup>1</sup>Universidade de São Paulo - USP, Instituto de Geociências, Rua do Lago, 562,  
Cidade Universitária, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BR (bredacao@usp.br)

<sup>2</sup>Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas,  
Departamento de Geologia Aplicada, Rio Claro, SP, BR (lucas.warren@unesp.br; mario.assine@unesp.br)

<sup>3</sup>Universidade Federal de São Paulo - UNIFESP, Departamento de Ciências Ambientais, Diadema, SP, BR (f.pupim@unifesp.br)

Recebido em 28 de fevereiro de 2019; aceito em 31 de outubro de 2019

### Resumo

Os depósitos conglomeráticos situados nos arredores do distrito de Laras, São Paulo, capeiam colinas amplas de topo aplainado com altitudes entre 500 e 570 m. Ocorrem em discordância sobre as formações Piramboia e Teresina da Bacia do Paraná. São constituídos de fácies de ortoconglomerados polimíticos com matriz arenosa, mal selecionada. A análise de proveniência realizada evidenciou o predomínio de clastos de sílexito, quartzito e quartzo de veio, bem arredondados e oblatos, sugerindo longo transporte. A análise estatística revelou maior frequência de litotipos resistentes ao transporte na porção sudeste da área. Na porção noroeste predominam clastos menos resistentes, representados por oólito e coquina, sugerindo erosão da Formação Teresina e transporte curto a partir de terrenos paleozoicos existentes na Depressão Periférica Paulista. Dados de Luminescência Opticamente Estimulada (OSL) possibilitaram conferir idade mínima de  $371.4 \pm 27.5$  ka para a unidade. Os depósitos conglomeráticos são interpretados como produto de deposição em canais fluviais tributários de grande porte, ou mesmo de um canal tronco principal, de um extenso sistema deposicional fluvial com paleomergulho deposicional para sudoeste do Estado de São Paulo. Esse sistema fluvial antecessor do atual Rio Tietê, com proveniência de nordeste, tinha área de drenagem em terrenos pré-cambrianos situados ao leste da área de ocorrências das unidades paleozoicas. Devido à localização e ao porte, os depósitos descritos registram importante fase de agração fluvial na história geológica do Rio Tietê, evento de sedimentação ocorrido durante o longo processo de denudação que deu origem à Depressão Periférica Paulista durante o Cenozoico.

**Palavras-chave:** Depósitos conglomeráticos; Proveniência sedimentar; Luminescência Opticamente Estimulada; Análise de fácies; Rio Tietê; Cenozoico.

### Abstract

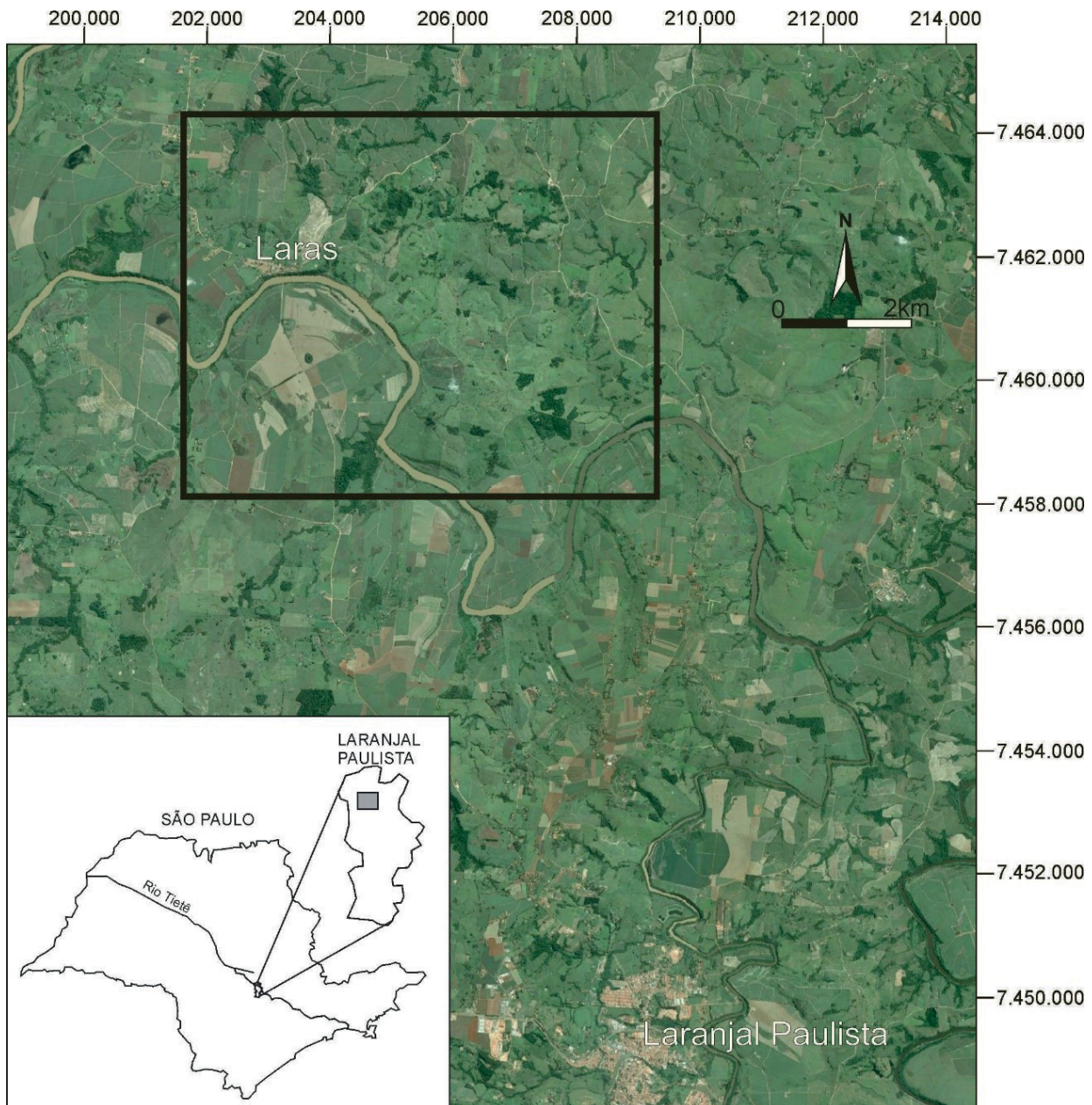
The conglomerate deposits located near the district of Laras, São Paulo, cover wide flat-topped hills with altitudes between 500 and 570 m. They occur in discordance on older Piramboia and Teresina formations of the Parana Basin and are consisted of poorly selected sandy matrix polymeric orthoconglomerates. The provenance analysis performed showed the predominance of well-rounded and oblate silex clasts, quartzite and quartz vein clasts, suggesting long-distance transport. Statistical analysis revealed a higher frequency of transport-resistant lithotypes in the southeastern portion of the area. In the northwest portion, less resistant clasts predominate, represented by oolite and coquina, suggesting erosion of the Teresina Formation and short transport from Paleozoic terrains existing in the São Paulo Peripheral Depression. Optically stimulated luminescence (OSL) data allowed for a minimum age of  $371.4 \pm 27.5$  ka for the unit. Conglomerate deposits are interpreted as the product of deposition in large tributary fluvial channels, or even of a main trunk channel, of an extensive fluvial depositional system with depositional paleomoving diving to the southwest of São Paulo State. This predecessor river system of the current Tietê River, coming from the northeast, had drainage area in precambrian lands located to the east of the occurrence area of the Paleozoic units. Due to their location and size, these deposits represent an important phase of fluvial alluviation in the geological history of the Tietê River, a sedimentation event that occurred during the long-term denudation process that gave rise to the São Paulo Peripheral Depression during the Cenozoic.

**Keywords:** Conglomeratic deposits; Sedimentary provenance; Optically stimulated luminescence; Facies analysis; Tietê River; Cenozoic.

## INTRODUÇÃO

Os depósitos sedimentares cenozoicos que recobrem extensas áreas da porção central do Estado de São Paulo foram alvo de estudos que visaram elucidar a evolução geomorfológica da Depressão Periférica Paulista (ex. Bjornberg e Landim, 1966; Fúlfaro e Suguio, 1968; Melo e Ponçano, 1983; Melo et al., 1997b). No entanto, ainda existem importantes lacunas quanto ao conhecimento da distribuição espacial, à proveniência sedimentar, à organização estratigráfica e à idade

desses depósitos. Visando contribuir para o entendimento dos eventos deposicionais envolvidos na formação de espessos depósitos conglomeráticos localizados nos arredores do distrito de Laras, município de Laranjal Paulista, São Paulo, este trabalho teve como objetivos cartografar essas ocorrências e analisá-las dos pontos de vista sedimentológico e geocronológico. A área estudada, localizada ao leste e ao nordeste do distrito de Laras, tem cerca de 45 km<sup>2</sup> e entre os paralelos 22°52'30" e 22°57'30" de latitude sul e meridianos 47°52'30" e 48°00'00" de longitude oeste (Figura 1).



**Figura 1.** Localização da área estudada. Figura modificada a partir de imagem de satélite obtida no software livre Google Earth (23/06/2017).

Os depósitos em questão (aqui informalmente denominados de “Conglomerados Laras”) ocorrem caracteristicamente como pacotes de espessura decamétrica no topo de colinas aplainadas desenvolvidas sobre unidades mesozoicas e paleozoicas da Bacia do Paraná. Do ponto de vista estratigráfico, os depósitos de conglomerados ocorrem principalmente sobre a Formação Piramboia (Permo-Triássico) e, secundariamente, sobre a Formação Teresina (Permiano), indicando que o contato inferior da unidade é de caráter discordante e erosivo. Descrita genericamente como depósitos cenozoicos em trabalhos anteriores (Melo, 1995; Melo et al., 1997a, 1997b), a unidade não foi objeto de estudos recentes.

A delimitação cartográfica e a caracterização sedimentológica da unidade conglomerática foram baseadas no levantamento de seções colunares, na análise de fácies sedimentares e em estudos de proveniência a partir da contagem de clastos. A obtenção da idade de sedimentação foi obtida por datação absoluta usando método da Luminescência Ópticamente Estimulada (OSL), que permitiu uma primeira aproximação quanto à idade de deposição dos depósitos conglomeráticos. Como resultado, perguntas como a origem do sedimento depositado, a idade absoluta do depósito, a natureza do sistema deposicional analisado e a importância do evento de sedimentação para a evolução geomorfológica regional foram satisfatoriamente respondidas.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

Inserida na porção nordeste da Bacia do Paraná, a área estudada é caracterizada pela ocorrência de unidades permotriássicas dos grupos Passa Dois (Formação Teresina) e São Bento (Formação Pirambóia), constituintes da macroprovíncia fisiográfica denominada Depressão Periférica Paulista por Almeida (1967). Sobre essas unidades, em contanto discordante, ocorrem as exposições descontínuas do aqui denominado “Conglomerado Laras”.

### Formação Teresina

A Formação Teresina foi proposta como unidade litoestratigráfica formal por Moraes Rego (1930) e originalmente compreendia os estratos da antiga Formação Estrada Nova, nos arredores do município de Teresina Cristina, Paraná.

Litologicamente, trata-se de uma sucessão sedimentar de folhelhos, siltitos, arenitos, calcários e silexitos. No topo afloram calcários, localmente oolíticos e camadas de coquinas de conchas. Segundo Holz et al. (2010), a Formação Teresina apresenta espessura variando entre 330 e 280 m 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, e seu contato inferior com a Formação Serra Alta é de caráter transicional (Rohn, 2001), e o contato

superior tem sido considerado discordante por alguns autores (Soares, 1973; Caetano-Chang e Wu, 1993) e concordante por outros (Matos, 1995; Giannini et al., 2004; Milani et al., 2007).

O ambiente deposicional desta unidade é tema controverso. Schneider et al. (1974), Petri e Coimbra (1982) e Sousa et al. (1991) interpretaram a Formação Teresina como depositada em condições de mar raso, em extensas planícies de maré. Holz et al. (2010) interpretam a Formação Teresina como pertencente à fase inicial de continentalização da Bacia do Paraná. Já Duque (2012) assume que a Formação Teresina, devido ao deslocamento da zona de convergência dos ventos, depositou-se sob condições mais secas na porção sul do Arco de Ponta Grossa, sendo este alto responsável pelo isolamento geográfico de parte da Bacia do Paraná. Esse isolamento, em condições climáticas áridas, favoreceu a formação de um corpo aquoso hipersalino, no qual predominaram processos de precipitação química, culminando na deposição de carbonatos, evaporitos e estromatólitos.

### Formação Piramboia

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

A litologia predominante é constituída de espessos pacotes de arenitos de granulometria fina a média apresentando ocasionalmente níveis conglomeráticos (Soares, 1973). A espessura da Formação Piramboia é de aproximadamente 170 m na região de São Carlos (Soares e Landim, 1973), e no 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 interpretada como tendo sido depositada em condições essencialmente continentais em clima árido a desértico. Desse modo, a sucessão de arenitos e os ocasionais pelitos intercalados seriam resultado de deposição a partir de dunas eólicas, interdunas e lençóis de areia, influenciados localmente por sistemas fluviais efêmeros (Assine e Soares, 1995). Por causa das relações estratigráficas com as Formações Botucatu (Juro-Cretáceo) e Corumbataí/Teresina (Permiano Superior), Schneider et al. (1974) atribuem a idade da Formação Piramboia ao início do Triássico. É considerada uma unidade pouco fossilífera, sendo descritos apenas exemplares de conchostráceos e ostracodes de água doce, com gêneros predominantemente mesozoicos (Landim et al., 1980).

## METODOLOGIA

### Cartografia geológica

A cartografia dos depósitos conglomeráticos em questão consistiu na identificação das ocorrências da unidade,

buscando compreender a relação desta com a geomorfologia local e com as unidades subjacentes. Para a definição da distribuição espacial das unidades geológicas, foi também realizada a interpretação visual de cartas topográficas em escalas 1:10.000 e 1:50.000, de imagens do satélite Landsat, Ikonos e de modelos digitais de elevação gerados a partir dos dados da Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

O mapa geológico foi elaborado com base na integração dos dados de afloramentos e interpretação dos produtos cartográficos e de sensoriamento remoto, tendo como base cartográfica as cartas topográficas em escala 1:10.000 do Plano Cartográfico do Estado de São Paulo (1977).

### Levantamento de seções colunares e análise de fácies

As seções colunares foram levantadas em afloramentos, incluindo os seguintes variáveis:

- espessuras das camadas sedimentares;
- natureza do contato entre as camadas;
- granulometria dos litotipos;
- estruturas sedimentares.

Para auxiliar na definição do paleoambiente deposicional da unidade, foi também realizada a análise da associação de fácies sedimentares segundo protocolo estabelecido por Walker e James (1992), no qual essas unidades informais representam corpos rochosos com aspectos litológicos, estruturas sedimentares, geometria e conteúdo fóssilífero próprios que permitam distingui-la daquelas lateral e verticalmente contíguas.

### Análise de proveniência e análise petrográfica

A análise de proveniência em conglomerados baseou-se no procedimento de Graham et al. (1986), que consiste na contagem de, pelo menos, 100 clastos de tamanho maior que 1 cm por estação de coleta de dados. Cada clasto é classificado litologicamente e seus eixos maior, médio e menor são medidos. Utilizando o *software* livre Grapher 2 essas medidas foram tratadas estatisticamente e representadas na forma de histogramas.

Foram também descritas lâminas delgadas de 10 amostras de diferentes litologias identificadas em afloramentos, com o propósito de refinar a descrição petrográfica macroscópica e determinar a possível procedência de cada litotipo. Para a classificação das rochas sedimentares utilizou-se o protocolo estabelecido por Folk (1968). Foram utilizados microscópios petrográficos pertencentes ao Laboratório de Petrografia do Departamento de Petrologia e Mineralogia da Universidade Estadual Paulista (IGCE-UNESP).

### Datação por Luminescência Opticamente Estimulada

As amostras para datação foram coletadas em afloramento localizado no município de Laranjal Paulista, São Paulo, latitude 22°55'S, longitude 47°51'O e altitude de 540 m. Foram adquiridas 2 amostras (L0856 e L0857) buscando boa representatividade da unidade cenozoica, considerando a granulização, os litotipos dos clastos e a espessura do depósito.

O procedimento de amostragem contou com a remoção de dois blocos de sedimento conglomerático com cerca de 40 cm de diâmetro, situados 2,2 e 3,6 m abaixo da superfície do terreno. Após a coleta, esse material foi envolvido em um saco preto e selado, procedimento adotado para evitar o contato da porção interna da amostra com a luz solar e o esvaziamento do sinal de luminescência acumulado nos grãos de quartzo.

A preparação e a análise das amostras foram realizadas no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL), do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). As amostras coletadas foram abertas em ambiente com iluminação de luz laranja para evitar o esvaziamento do sinal de luminescência.

Sedimentos localizados no interior da amostra foram separados e peneirados em via úmida para a obtenção de cerca de 10 a 20 g de material na fração 180–250 µm. Após essa etapa, as amostras foram submetidas a sucessivos ataques ácidos para a obtenção de um concentrado de grão de quartzo e eliminação de outros minerais. Inicialmente, o material foi imerso em peróxido de hidrogênio (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) e em ácido clorídrico (HCl a 10%) durante o período de 24 horas cada para a remoção, respectivamente, da matéria orgânica e de carbonatos residuais.

A separação dos grãos de quartzo, de feldspato e dos minerais pesados foi realizada em meio denso, com a imersão das amostras em solução de metatungstato de lítio (LMT) nas densidades de 2,62 e 2,76 g/cm<sup>3</sup>.

Finalmente, os concentrados de quartzo foram atacados com ácido fluorídrico a 40%, para a dissolução de grãos de feldspatos residuais e remoção da camada superficial dos grãos de quartzo. Esse procedimento é justificado, pois partículas α provenientes do decaimento radioativo do urânio e do tório, presentes no substrato, penetram nos grãos de quartzo e ficam armazenados em até 20 µm a partir das extremidades do grão (Rocca, 2012).

Após a preparação das amostras, os grãos de quartzo foram submetidos a medidas de luminescência em leitor Risø TL/OSL DA-20, equipado com fonte de irradiação beta (Sr90/Y90) com taxa de dose de 0,133 Gy/s, leitor de LEDs azuis (pico de emissão em 470 nm) e LEDs infravermelhos (pico de emissão em 870 nm), para estimulação, e filtro de detecção Hoya U-340. A mensuração da dose equivalente foi realizada pelo protocolo SAR (Single Aliquot Regenerative



Dose) em alíquotas multigrãos de quartzo, estabelecido por Wallinga et al. (2000) e Murray et al. (2003) e modificado por Roberts e Wintle (2001), ao se introduzir a luminescência estimulada por infravermelho (ISRL), por causa da heterogeneidade composicional da amostra, composta por quartzo e feldspato.

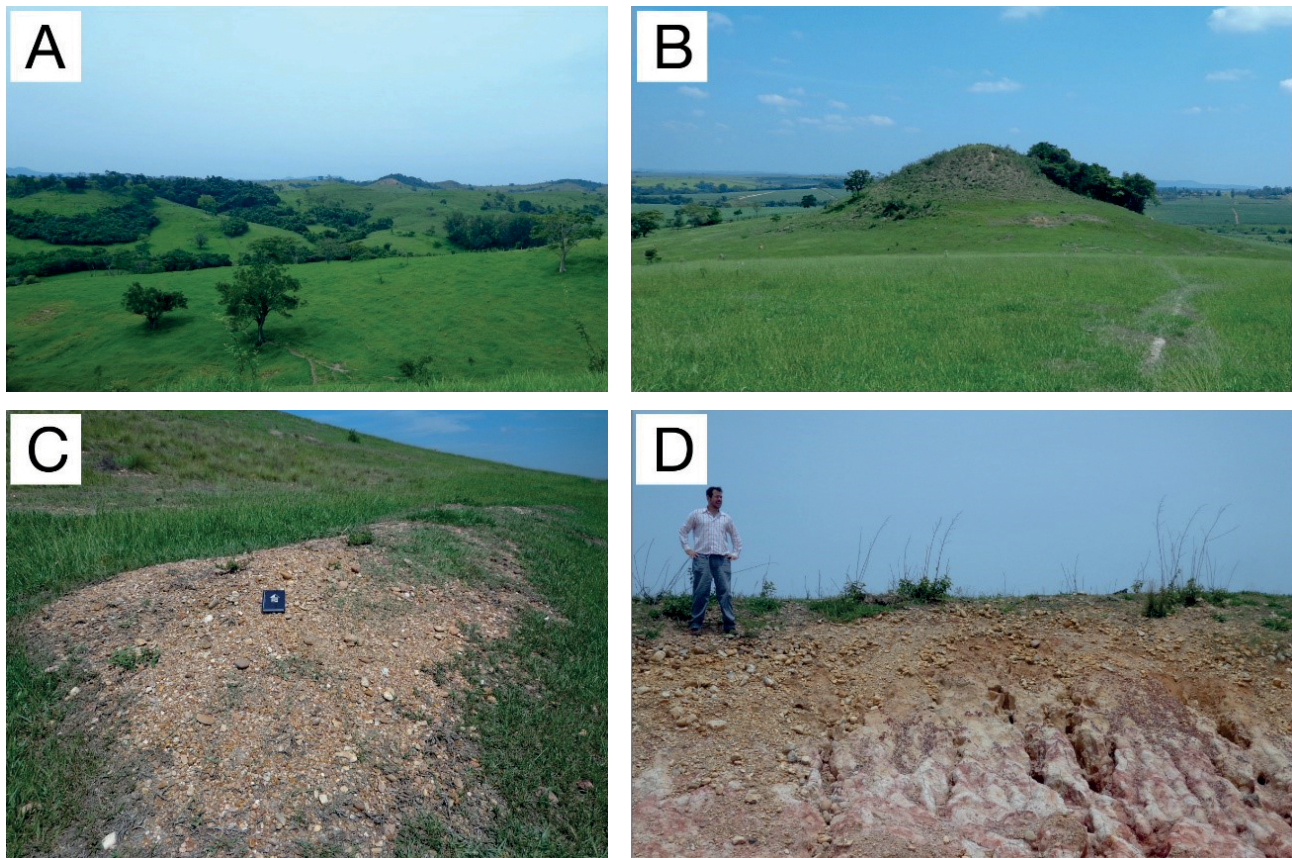
A determinação da taxa de dose ambiental de cada amostra foi realizada em cerca de 500 g de sedimentos coletados no entorno da amostra usada para a determinação da dose equivalente. Esses sedimentos foram pesados a úmido, secos em estufa a 60°C, triturados, embalados e armazenados por 28 dias, para que o radônio atingisse o equilíbrio com os radionuclídeos originais antes da medição. As taxas de doses foram obtidas medindo as concentrações de radionuclídeos por espectrometria de raios gama, usando detector de germânio de alta pureza (HPGe), de eficiência relativa de 55%, de energia de 2.1 keV e encapsulado com ultrabaixo fundo. As taxas de dose de radiação beta e gama foram determinadas utilizando as concentrações de radionuclídeos (U, Th e K) e os fatores de conversão baseados em Guérin et al. (2011). A saturação de água foi determinada pela relação entre o peso da água e o peso

da amostra seca. A contribuição da taxa de dose cósmica foi calculada usando profundidade, elevação, latitude e longitude da amostra, conforme descrito por Prescott e Hutton (1994).

## RESULTADOS

### Caracterização sedimentológica dos depósitos conglomeráticos

Os depósitos cenozoicos conglomeráticos estudados constituem pacotes de espessura decamétrica desenvolvidos sobre colinas amplas de topo aplainado (Figuras 2A e 2B) (500 a 570 m de altitude). Os afloramentos apresentam-se bem preservados, ocorrendo principalmente como pequenas mesas sedimentares e morrotes que se destacam no relevo e, secundariamente, em cortes de estradas ou como depósitos de cascalho (Figura 2C), utilizado para pavimentação das estradas de terra locais. Esses depósitos apresentam contato inferior discordante e erosivo (Figura 2D) com unidades da Bacia do Paraná, a saber a Formação Piramboia e,



**Figura 2.** Fotos referentes às feições geomorfológicas associadas às ocorrências da unidade conglomerática. (A e B) Notar que os depósitos conglomeráticos tendem a ocorrer como pequenas mesas sedimentares e elevações desenvolvidas sobre colinas aplainadas. (C) Detalhe de depósito conglomerático (cascalheira) em vertente de colina. (D) Detalhe do contato erosivo e discordante da unidade conglomerática com a Formação Piramboia.

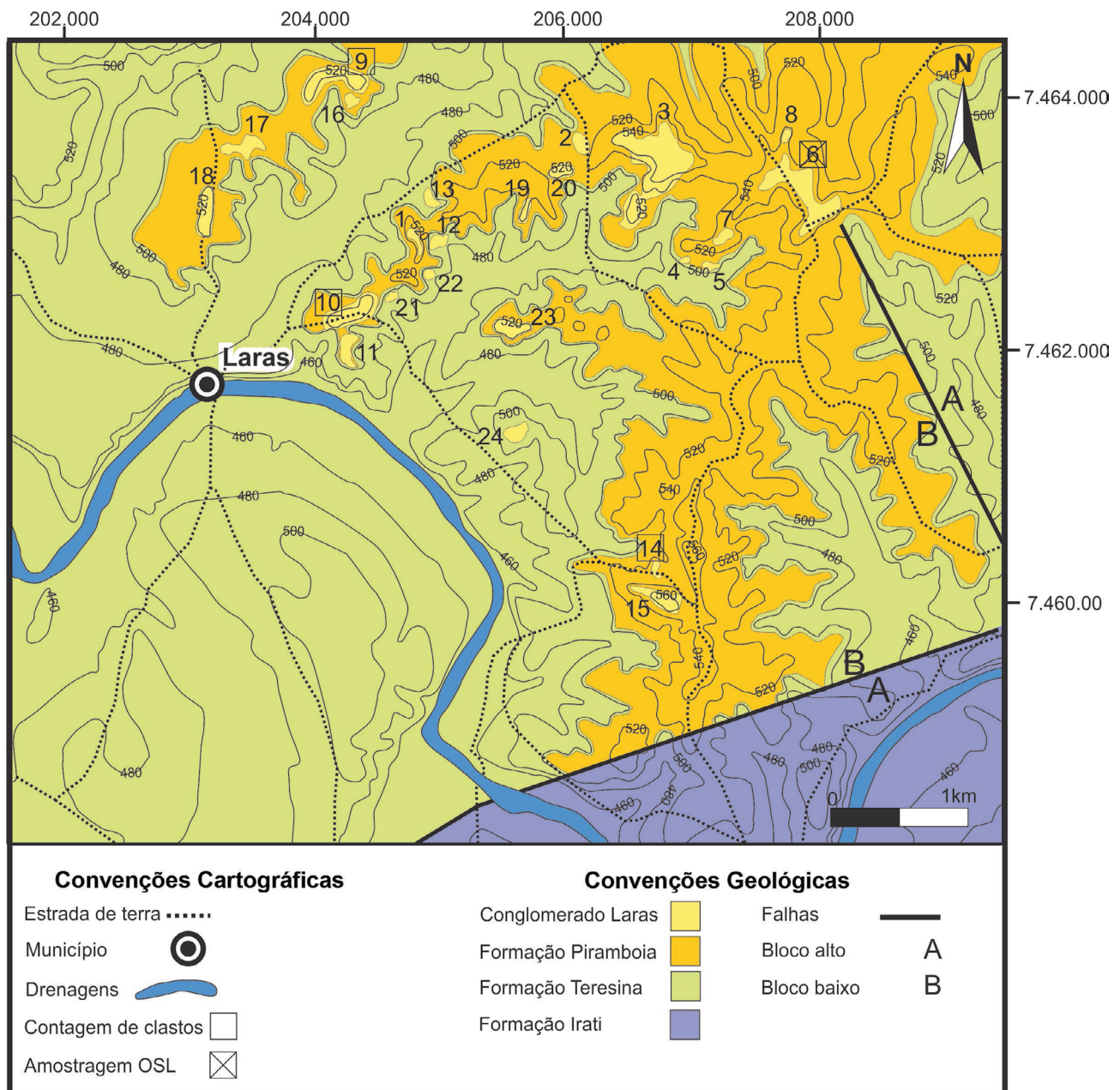
localmente, com a Formação Teresina, de idades mesozoica e paleozoica, respectivamente.

O resultado da cartografia das unidades conglomeráticas cenozoicas culminou em um mapa geológico na escala 1:10.000 (Figura 3), que teve como base o mapa geológico regional (Morais et al., 1999).

As fácies sedimentares do aqui denominado “Conglomerado Laras” constituem pacotes de ortoconglomerados polimíticos de espessura variável, oscilando entre poucos centímetros

até máximos de 25 m. Predominantemente, os conglomerados são compostos de clastos de quartzito, quartzo de veio e silexito na fração de seixo a calhau, em matriz arenosa mal selecionada (areia média a muito grossa).

Foram descritas três seções colunares representativas do Conglomerado Laras em pontos de fácil acesso e em afloramentos com excelente estado de preservação. As fácies sedimentares que compõem os depósitos são apresentadas na Tabela 1 e ilustradas na Figura 4.



**Figura 3.** Mapa geológico da área estudada com indicação dos afloramentos descritos. Desenvolvido sobre base cartográfica de escala 1:250.000 de Morais et al. (1999).



A seção colunar da Figura 5A tem 4 m de espessura e é caracterizada por exposição de 1,2 m de arenito médio a grosso, maciço, da Formação Piramboia, sobre a qual se encontram depósitos cenozoicos em contato discordante e erosivo. Camada de ortoconglomerado polimítico com estratificação cruzada acanalada (fácies Gt) de cerca de 1,0 m de espessura está presente na base, sendo recoberta por fina camada de arenito grosso, mal selecionado e maciço (St). No topo da seção predomina a fácies Gt intercalada com a fácies Gm.

A seção colunar da Figura 5B constitui-se essencialmente de ortoconglomerados polimíticos. O primeiro metro é composto pela fácies Cm, seguido por uma camada com cerca de 30 cm de espessura da fácies Gi com clastos imbricados. Assim como na seção da Figura 5A, a seção apresentada na Figura 5C inicia-se com arenito maciço da Formação Piramboia, sobreposta, em contato erosivo e discordante, por cerca de 1,0 m da fácies Gm.

A seção colunar da Figura 5D ilustra a localização das amostras coletadas para datação OSL, sendo ambas amostradas a partir das fácies ortoconglomerado maciço.

### Análise de proveniência de clastos

A análise de proveniência foi realizada em 4 estações (pontos 06, 09, 10 e 14), tendo sido contados 1.218 clastos. As estações estão indicadas na Figura 3. Os volumes são aproximados e foram obtidos pela multiplicação dos três eixos (A, B e C) dos clastos contados (Equação 1), a fim de se obter um padrão mais uniforme e representativo das litologias. A amplitude de classe, de 48 cm<sup>3</sup>, e a frequência em que os volumes dos clastos ocorrem em cada intervalo foram padronizadas para que a comparação visual seja direta.

$$V \text{ (cm}^3\text{)} = A \times B \times C \quad (1)$$

Quartzitos foram os únicos litotipos que apresentaram resultados interessantes para a comparação espacial dos volumes. Isso se deve ao fato de se tratar de litotipos

metamórficos oriundos de uma fonte distal e também devido à sua grande resistência ao transporte.

Os resultados obtidos por meio dos histogramas foram compatíveis com as medidas de imbricamento, pois os clastos de maior volume ocorrem nas estações situadas mais ao leste (estação 14) e ao norte (estação 09), ao passo que a estação 10, mais ao sudoeste, é caracterizada pela presença de clastos menores. Essa relação denota a diminuição sutil de granulação das porções mais proximais para as mais distais.

O histograma da estação 14 apresenta picos de volume de clastos de 400 a 550 cm<sup>3</sup> e de 600 a 850 cm<sup>3</sup> (Figura 6A). Picos entre 300 e 450 cm<sup>3</sup> e ocorrências pontuais de 550 a 700 cm<sup>3</sup> ocorrem na estação 09 (Figura 6B). Em contrapartida, no histograma da estação 10 há predominância de clastos com volumes inferiores a 100 cm<sup>3</sup> (Figura 6C).

Por causa da pouca quantidade de clastos de quartzito medidos na estação 06 (Figura 6D), com apenas 36 contabilizados, a análise dessa estação ficou comprometida. Entretanto, pode-se notar a maior tendência de incidência de clastos com volumes entre 200 e 250 cm<sup>3</sup>, com pontual ocorrência de clastos com 600 cm<sup>3</sup>.

A descrição detalhada de todas as litologias dos clastos identificados nos depósitos conglomeráticos, ilustrados na Figura 7, encontra-se nas Tabelas 2, 3 e 4.

### Datação por Luminescência Opticamente Estimulada

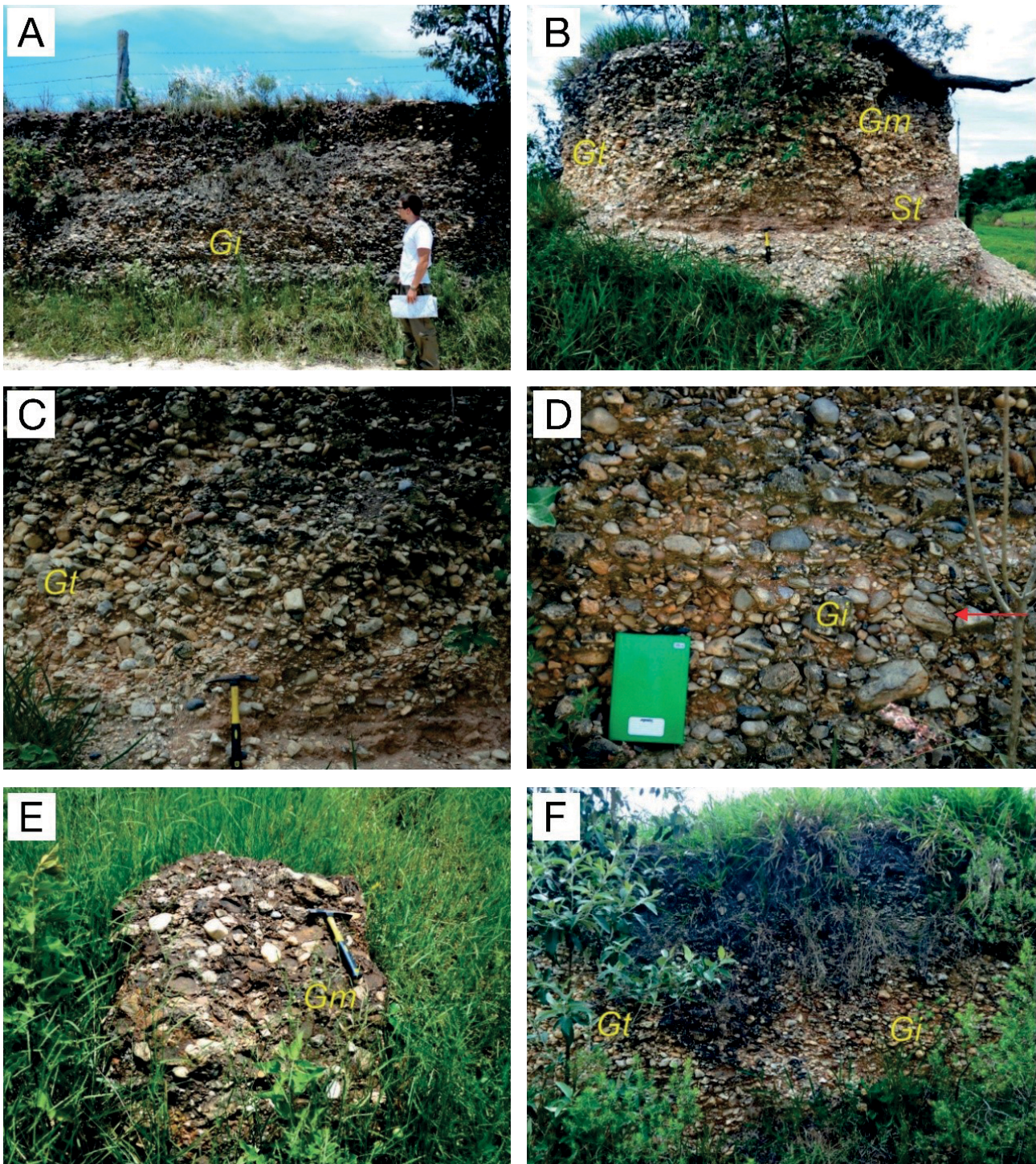
O resultado das medidas para a determinação da dose equivalente, da taxa de dose e das idades OSL das duas amostras analisadas encontra-se nas Tabelas 5 e 6.

A maior parte das alíquotas medidas para a determinação da dose equivalente em ambas as amostras apresenta curvas dose-resposta que indicam saturação do sinal OSL dos grãos de quartzo (Figura 8). A amostra L0856 apresentou 15 alíquotas saturadas de 25 analisadas, e a amostra L0857, 22 saturadas de 27 analisadas.

A dose de saturação pode ser calculada a partir do ajuste da curva exponencial para descrever a relação entre o sinal

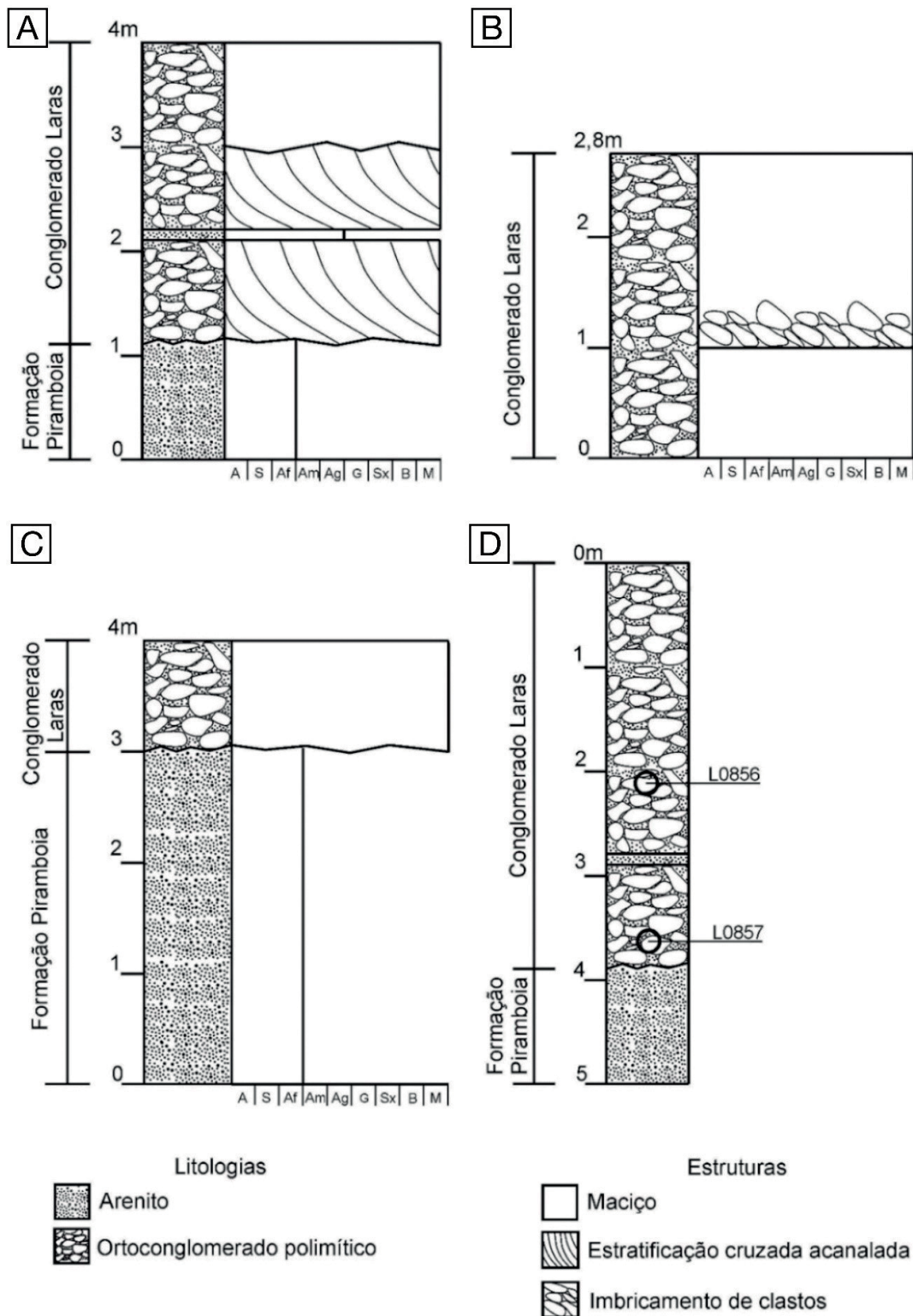
**Tabela 1.** Fácies sedimentares descritas do Conglomerado Laras.

Litofácies	Litologia	Estruturas sedimentares	Processo deposicional
Gt	Conglomerado polimítico clasto sustentado	Estratificação cruzada acanalada de grande porte	Preenchimento de leito de canais em regime de fluxo inferior associado a migração de dunas de crista sinuosa
Gi	Conglomerado polimítico clasto sustentado	Imbricação sutil a muito evidente	Depósitos residuais de canais ( <i>lags</i> ) e/ou barras longitudinais
Gm	Conglomerado polimítico clasto sustentado	Maciço	Depósitos residuais de canais ( <i>lags</i> ) e/ou talvegues de canais
St	Arenito conglomerático mal selecionado, (areia média a muito grossa), contendo grânulos e pequenos seixos	Maciço	Preenchimento de leito de canal associado a migração de dunas de crista sinuosa

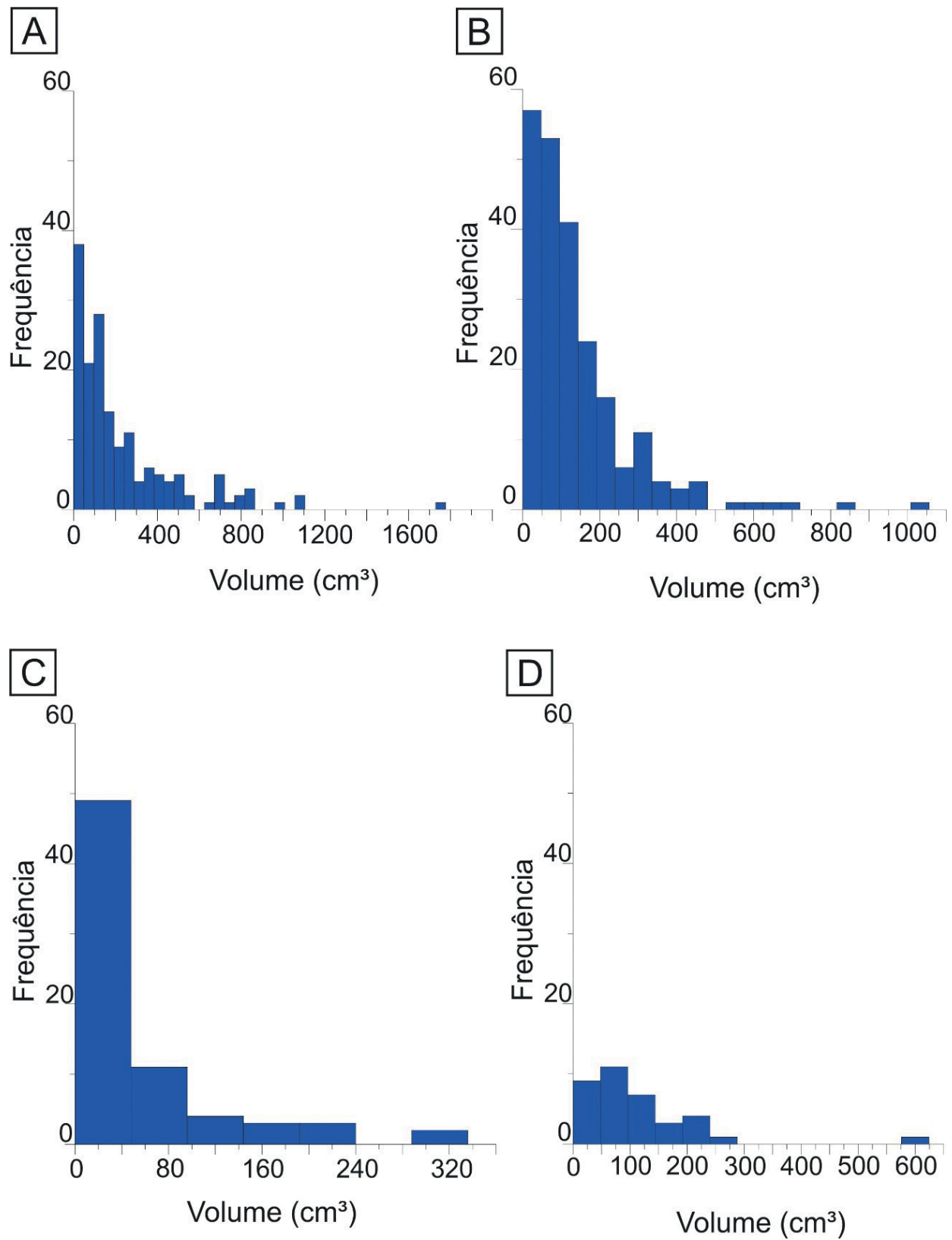


**Figura 4.** Detalhes das fácies sedimentares descritas nos depósitos do Conglomerado Laras. (A) Afloramento em corte de estrada, do ponto 06, apresentando a fácies Gi, com direção de imbricação dos clastos para SW; (B) afloramento do ponto 06, na qual a fácies Gi ocorre intercalada a fácies St, sobreposta pela fácies Gm; (C) detalhe da foto B, evidenciando a estratificação cruzada acanalada (Gt); (D) detalhe da foto A, a seta vermelha indica o sentido do paleofluxo, evidenciando pelo imbricamento dos clastos; (E) fácies Gm apresentando ferruginização característica; (F) afloramento do ponto 06d, evidenciando fácies conglomeráticas com estratificação cruzada acanalada e imbricamento dos clastos (Gt e Gi, respectivamente).



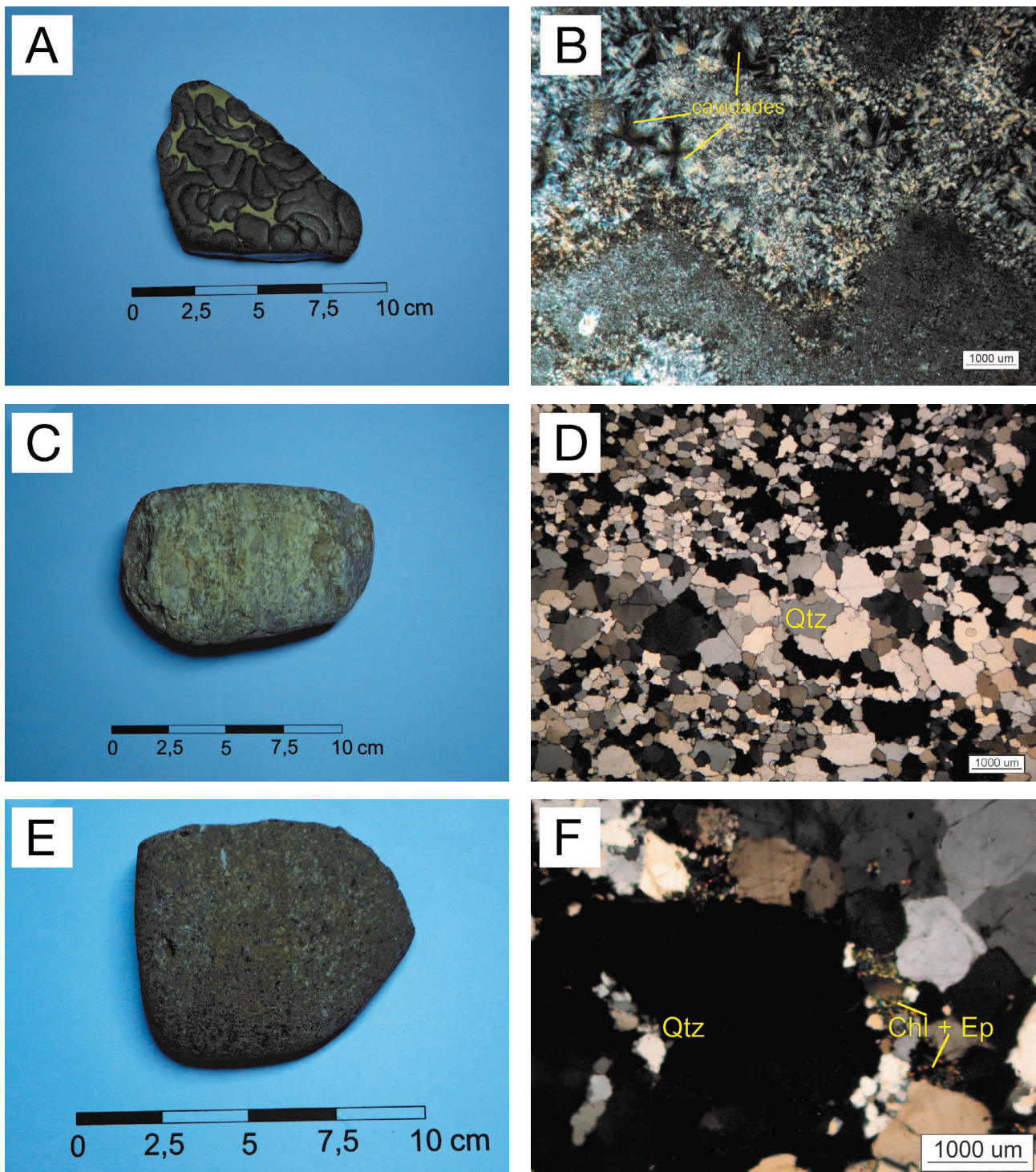


**Figura 5.** A, B e C – Seções colunares dos pontos 06 (A e B) e 14 (C) (localização na Figura 3). Escala granulométrica: A – Argila; S – Silte; Af – Areia fina; Am – Areia média; Ag – Areia Grossa; Sx – Seixo; B – Bloco; M – Matacão. D – Seção colunar com indicação da localização das amostras coletadas para datação OSL, situadas no ponto 06 (22°55'S e 47°50'O).



**Figura 6.** Histogramas de frequência de volume dos clastos de quartzitos: (A) estação 14; (B) estação 09; (C) estação 10; (D) estação 06.





**Figura 7.** Clastos representativos das litologias sedimentares analisadas para proveniência sedimentar. (A) Litoclasto de silexito oblato e subanguloso. (B) Em lâmina delgada, nota-se que são majoritariamente compostos por sílica amorfa microcristalina e, subordinadamente, quartzo. Ocorrem em cavidades do tipo vugs. (C) Litoclasto de quartzito bem arredondando com bandamento deformacional. (D) Petrograficamente, nota-se bandamento granulométrico, marcado pela alternância de grãos finos e grossos. (E) Litoclasto de granito róseo bem arredondado e fragmentado. (F) Petrograficamente, nota-se textura inequigranular e mineralogia constituída de quartzo, plagioclásio e, subordinadamente, muscovita e aglomerados minerais de clorita e epídoto.

**Tabela 2.** Descrição dos litoclastos sedimentares.

Litoclastos sedimentares			
Litoclastos	Frequência	Petrografia macroscópica	Petrografia microscópica
Arenito	Baixa (pontual)	Clastos subangulosos de cor creme. Grãos grossos e subangulosos de quartzo, de média esfericidade, mal selecionados. Há laminação plano-paralela e cruzada.	Graões de quartzo e raras granadas dispersos em um cimento silicático fino.
Coquina	Baixa	Clastos subangulosos de cor creme. Compostas por moldes de bivalves silicificadas e desarticuladas.	Além das conchas de bivalves, nota-se a presença de intraclastos isotrópicos. A matriz é bastante fina e formada por calcedônia. Ooides são irregulares. O arranjo entre eles forma um aglomerado de grãos do tipo <i>grapestone</i> . Os contatos entre os grãos são bem definidos e estão cimentados por sílica amorfa (calcedônia), sob a forma blocosa, em franja ou espática maciça.
Ooid grainstone silicificado	Baixa	Clastos subangulosos de cor amarelo esbranquiçado, composta por ooides de dimensões de 0,2 a 0,5 milímetros.	Compostos por sílica amorfa e não apresentam texturas ou estruturas. As amostras analisadas são constituídas por cerca de 90% de calcedônia e 10% de quartzo. Estes últimos são cristais angulosos e ocorrem preenchendo <i>vugs</i> (Figura 7B).
Silexito	Muito alta	Clastos oblatos e subarredondados de colorações amarelas, avermelhadas e em tons de marrom. São essencialmente compostas por sílica não individualizada visualmente (Figura 7A).	

**Tabela 3.** Descrição dos litoclastos metamórficos.

Litoclastos metamórficos			
Litoclastos	Frequência	Petrografia macroscópica	Petrografia microscópica
Metarenito	Baixa	Clastos subangulosos de cor marrom ocre e visivelmente bastante deformada e recristalizada.	Composta por grãos de quartzo de granulação variável dispersos em cimento silicático fino. Os contatos entre os grãos estão recristalizados e fraturados. Nota-se lineação de estiramento mineral marcada pela deformação dos grãos de quartzo. Alto grau de recristalização e deformação dos grãos do quartzo (alguns bens estirados/milonitizados). As amostras analisadas apresentam textura granoblástica equigranular e inequigranular. Pontualmente ocorre bandamento granulométrico, marcado pela alternância de grãos finos e grossos (figura 7D). Os contatos entre os grãos de quartzo são serrilhados e irregulares e por vezes, ocorre calcedônia no espaço intergranular.
Quartzito	Muito alta	Clastos bem arredondados e esféricos. Coloração amarelo alaranjado ou amarelo acizentado (Figura 7C).	

**Tabela 4.** Descrição dos litoclastos ígneos.

Litoclastos ígneos			
Litoclastos	Frequência	Petrografia macroscópica	Petrografia microscópica
Granito	Baixa (pontual)	Rocha ígnea fanerítica fina, holocristalina e inequigranular de coloração rósea e hololeucocrática (Figura 7E).	Petrograficamente, os granitos são finos, sendo predominantemente constituídos por quartzo e plagioclásio. Subordinadamente ocorrem muscovita e aglomerados minerais de clorita e epidoto, resultado provável da alteração de anfibólios. Os contatos entre os grãos são irregulares do tipo serrilhado (Figura 7F).
Quartzo de veio	Intermediária	Bem arredondados e de média a alta esfericidade. Não apresentam texturas ou estruturas. Elevado grau de cristalinidade.	-

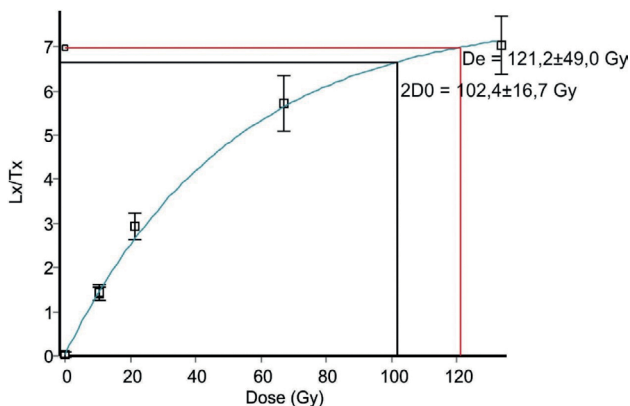


**Tabela 5.** Resultados de concentração de radionuclídeos e taxa de dose cósmica para as amostras coletadas.

Amostra	Elevação (m)	Profundidade (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Taxa de dose cósmica (Gy/ka)	Saturação em água
L0856	540	2,2± 0.2	0.484 ± 0.023	2.918 ± 0.117	0.029 ± 0.003	0.1596 ± 0.0186	0.0056
L0857	540	3,6± 0.2	0.548 ± 0.025	4.203 ± 0.154	0.039 ± 0.004	0.1342 ± 0.0123	0.0276

**Tabela 6.** Doses equivalentes baseadas em sinal OSL, taxas de dose e idades mínimas para as alíquotas de quartzo das amostras coletadas.

Amostra	N. alíquotas	Dose equivalente (Gy)	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 ± 15.0

**Figura 8.** Curva dose-resposta OSL de uma das alíquotas saturada da amostra L0857.

de luminescência e a dose equivalente (curva dose-resposta OSL), exemplificada na Figura 8. Para este fim, usa a (Equação 2).

$$I(D) = I_0 [1 - \exp(-D/D_0)] \quad (2)$$

Na qual:

$I(D)$  = a intensidade OSL para uma dose  $D$ ;

$D_0$  = uma dose característica da curva dose-resposta.

Assim, a dose equivalente não pode ser medida com confiança quando o sinal OSL está próximo da saturação. O valor de  $2D_0$  corresponde à dose máxima que pode ser estimada para determinada alíquota, e o sinal de luminescência deve estar, pelo menos, 15% abaixo do sinal de saturação (Wintle e Murray, 2006). A saturação do sinal de OSL ocorre devido ao preenchimento total das trapas disponíveis nos grãos minerais pela energia ambiental ionizante, que é de 100 a 200 Gy para a maioria dos quartzos (Rhodes, 2011).

Tendo em vista a saturação do sinal OSL na maior parte das alíquotas, as medições possibilitam apenas a determinação da

dose equivalente de saturação para ambas as amostras, sendo de  $189.56 \pm 4.72$  Gy (L0856) e  $123.63 \pm 2.58$  Gy (L0857). A partir das doses equivalentes e das taxas de dose (Tabela 2) é possível estimar as idades OSL mínimas de  $371.4 \pm 27.5$  ka (L0856) e  $209.9 \pm 15.0$  ka (L0857) para as amostras analisadas. De forma conservadora, adota-se a idade OSL mais antiga como referência para as discussões no decorrer do texto.

### PROVENIÊNCIA, IDADE E IMPORTÂNCIA DOS DEPÓSITOS CONGLOMERÁTICOS DE LARAS NO CONTEXTO DA EVOLUÇÃO DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA

A associação de fácies sedimentares descritas — conglomerado com estratificação cruzada acanalada (Gt), conglomerado imbricado (Gi), conglomerado maciço (Gm) e arenito conglomerático (St) — em conjugação com as características petrográficas permite a interpretação de sistema fluvial de grande porte, com alta competência para o transporte de sedimentos como carga de fundo. A ocorrência do Conglomerado Laras em diferentes níveis altimétricos (500 a 570 m) sugere a existência de níveis de terraços com idades distintas e aponta a alternância de períodos de deposição e incisão fluvial ao longo do Cenozoico.

As características sedimentares e litológicas bem como a posição topográfica do Conglomerado Laras possibilitam sua correlação com a unidade alostratigráfica “TQt - cascalhos aluviais em terraços elevados”, descritas por Melo (1995) e Melo et al. (1997a) para outras áreas da Depressão Periférica. Ambos os depósitos ocorrem de forma descontínua sobre colinas cujos topos estão nivelados entre as cotas de 500 e 570 m, associadas aos vales dos Rios Tietê (este trabalho) e Piracicaba (Melo, 1995).

Outra possibilidade seria a correlação com fácies conglomeráticas da Fm. Rio Claro (Melo et al., 1997b). No entanto, a não ocorrência de associação de fácies com sedimentos

argilosos e o posicionamento em níveis topográficos inferiores aos da Fm. Rio Claro (tipicamente entre 550 e 660 m) dificultam a aceitação desta hipótese.

A contagem e a caracterização litológica dos clastos evidenciaram maior frequência de clastos arredondados e resistentes ao transporte nos depósitos posicionados ao sudeste, indicando que foram transportados por longas distâncias. Os clastos são representados principalmente por sílexitos, quartzitos e quartzos de veio. Os litoclastos de quartzitos são bastante deformados, com indícios de estiramento dos grãos de quartzo. Com base nessas similaridades macro e microscópicas, tentativamente as litologias encontradas (especialmente os quartzitos) são atribuídas à sucessão de baixo a médio grau metamórfico dos grupos Canastra e São Roque (Perrota et al., 2005), respectivamente. Portanto, interpreta-se que a maior parte dos sedimentos que compõem o Conglomerado Laras teve como área-fonte rochas do embasamento metamórfico da Bacia do Paraná posicionadas ao leste das ocorrências estudadas, sugerindo que o sentido do paleofluxo era para oeste, semelhante ao do atual Rio Tietê.

Os depósitos localizados na porção noroeste da área estudada apresentam clastos menos resistentes e subangulosos, representados por arenitos, *oidgrainstones* e coquinas silicificadas. Esses clastos sofreram transporte reduzido e encontram-se próximos de suas áreas-fonte, provavelmente as formações Piramboia e Teresina, localizadas imediatamente abaixo dos depósitos conglomeráticos e claramente erodidas por estes.

Os resultados das análises por luminescência mostram a saturação do sinal OSL nos grãos de quartzo devido ao longo tempo de soterramento dos sedimentos. Assim, a datação OSL possibilita estimar que a idade mínima para deposição do Conglomerado Laras na seção estudada é de  $371.4 \pm 27.5$  ka. Vale ressaltar que a seção na qual as amostras foram coletadas representa os depósitos localizados no nível topográfico mais elevado, a 570 m de altitude e 90 m acima do nível do atual Rio Tietê, portanto os mais antigos do conjunto dos depósitos identificados. Os depósitos que se encontram em níveis topográficos mais baixos devem apresentar idades relativamente mais novas, que possivelmente são obtidas por meio da datação OSL, cujo limite temporal é aproximadamente 100–200 ka (Wintle e Murray, 2006).

Apesar da baixa resolução temporal obtida para os depósitos, suas características e dimensões sugerem que sua origem deve estar relacionada a um evento de sedimentação importante ocorrido durante o processo de denudação que originou a Depressão Periférica Paulista. O desenvolvimento de níveis de terraços com cascalho no Sudeste e no Centro-Oeste do Brasil tem sido relacionado com flutuações climáticas durante o Quaternário, com o alargamento dos vales fluviais e a deposição de sedimentos grossos em sistemas fluviais entrelaçados em condições climáticas mais secas e incisão fluvial com predomínio de canais meandrant

durante períodos mais úmidos (Stevaux, 2000; Assine et al., 2014; Pupim et al., 2017).

Nesse contexto, as idades OSL obtidas para os depósitos estudados e as idades OSL relatadas para depósitos de terraços do Rio Piracicaba (Pinheiro e Queiroz Neto, 2015), permitem estimar as taxas de incisão fluvial para o sistema fluvial Tietê/Piracicaba. Assumindo a idade mínima de ~371 ka como idade de deposição dos terraços posicionados a 90 m acima do nível atual do Rio Tietê, pode-se estimar uma taxa de incisão média de, pelo menos, 0.24 m/ka. Idades OSL de ~39 ka obtidas em terraços fluviais posicionados a 30 m acima do nível atual do Rio Piracicaba (Pinheiro e Queiroz Neto, 2015) indicam taxa de incisão média de ~0,77 m/ka para esse período. Esses valores sugerem um aumento de cerca de três vezes na taxa de incisão fluvial no Pleistoceno Superior/Holoceno.

A magnitude das taxas de incisão é comparável aos valores observados em áreas tectonicamente ativas durante o Quaternário Médio e Superior, como no caso dos terraços do Rio Tejo (Portugal) com taxas de incisão entre 0,23 e 0,89 m/ka (Cunha et al., 2008). Tal comparação sugere a ocorrência de alguma atividade tectônica relevante no desenvolvimento do relevo da Depressão Periférica durante o Quaternário. A hipótese de gênese tectônica para depósitos fluviais na região do médio Rio Tietê/Piracicaba foi levantada por Pires Neto (1996). No entanto, a validade dessa hipótese ainda não pôde ser verificada por causa da escassez de evidências de campo de atividade tectônica recente (Pinheiro e Queiroz Neto, 2015) e, principalmente, da falta de um arcabouço geocronológico para a sequência de terraços na região do médio Rio Tietê/Piracicaba.

## CONCLUSÕES

O Conglomerado Laras, mapeado em escala 1:10.000 nos arredores do distrito de Laras, ocorre como coberturas preservadas sobre colinas amplas de topos aplainados em altitudes entre 500 e 570 m. A unidade ocorre estratigraficamente sobreposta e em contato erosivo e discordante sobre as formações Piramboia e Teresina. Petrograficamente, o Conglomerado Laras como é constituído de camadas métricas de ortoconglomerado polimítico e, minoritariamente, camadas decimétricas de arenito conglomerático. As características sedimentares e litológicas bem como a distribuição em área permitem associar esses depósitos conglomeráticos à unidade aloestratigráfica — “TQt - cascalhos aluviais em terraços elevado” (Melo, 1995; Melo et al., 1997a).

Os depósitos ora analisados contribuem com novos dados sobre a evolução dos sistemas fluviais e a paleodrenagem do Estado de São Paulo no Quaternário. A maior frequência de litoclastos resistentes à abrasão e à fragmentação na porção sudeste da área e o predomínio de clastos menos resistentes a noroeste sugerem áreas fontes distintas. Sugere-se que o terreno

metamórfico do embasamento da Faixa Ribeira (ao nordeste da área de estudo), caracterizado pelos grupos Canastra e São Roque, constituiu as áreas-fonte dos litoclastos de quartzitos, quartzos de veio, metarenitos e granitos. Enquanto o terreno sedimentar da Bacia da Paraná, representado pelas formações Piramboia e Teresina, seria a área-fonte proximal responsável pela presença de arenitos, silixitos, coquinas e carbonatos oolíticos (*ooidgrainstones*). Medidas de paleocorrentes do Conglomerado Laras corroboram o paleofluxo de leste para oeste, semelhante ao Rio Tietê atual.

As idades obtidas pelo método de OSL possibilitaram inferir idade mínima de  $371.4 \pm 27.5$  ka para a sedimentação dos depósitos do Conglomerado Laras. Com base na associação das fácies descrita e nas características petrográficas, interpreta-se que os depósitos sedimentares do Conglomerado Laras foram formados em canais fluviais tributários ou de tronco. Em função da localização e do porte do sistema fluvial pretérito, os depósitos descritos registram uma importante fase de agradação fluvial na história geológica do Rio Tietê. Desse modo, interpreta-se que esses conglomerados tenham se depositado em um evento de sedimentação que ocorreu durante o prolongado processo de denudação que deu origem à Depressão Periférica Paulista no Cenozoico.

## AGRADECIMENTOS

Fabiano Pupim, Lucas Warren e Mario Luis Assine são bolsistas de produtividade do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). Os autores agradecem a André Santiago, o auxílio nos trabalhos de campo, e as técnicas Thays Mineli e Luciana Nogueira, do LEGaL-USP, a ajuda na preparação e análise das amostras para datação.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. (1967). *Origem e evolução da plataforma brasileira*. DNPM. 36 p.
- Almeida, M. A., Dantas, A. S. L., Fernandes, L. A., Sakate, M. T., Gimenez, A. F., Teixeira, A. L., Bistrichi, C. A., Almeida, F. F. M. (1981). Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bauru na região do Pontal do Paranapanema no Estado de São Paulo. *III Simpósio Regional de Geologia*, 2, 77-89. *Atas...* Curitiba: SBG.
- Assine, M. L., Corradini, F. A., Nascimento Pupim, F., McGlue, M. M. (2014). Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. *Sedimentary Geology*, 301, 172-184. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.11.007>
- Assine, M. L., Soares, P. C. (1995). Interação flúvio-eólica na Formação Pirambóia. *IV Simpósio de Geologia do Sudeste*, p. 65. *Boletim de Resumos*. Rio Claro: SBG/NSP.
- Bjornberg, A. J. S., Landim, P. M. L. (1966). Contribuição ao estudo da formação Rio Claro (Neocenoico). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15(4), 43-67. Disponível em: <<http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/BSBG/article/view/12759>>. Acesso em: 26 fev. 2019.
- Caetano-Chang, M. R. (1997). *A formação Pirambóia no centro-oeste do estado de São Paulo*. Tese (Livre Docência). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP. 166 p.
- 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*, p. 93. *Boletim de Resumos*.
- Cunha, P. P., Martins, A. A., Huot, S., Murray, A., Raposo, L. (2008). Dating the Tejo river lower terraces in the Ródão area (Portugal) to assess the role of tectonics and uplift. *Geomorphology*, 102(1), 43-54. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.05.019>
- Duque, J. M. (2012). *Fácies carbonáticas da Formação Teresina na borda centro-leste da Bacia do Paraná*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP. 71p. <https://doi.org/10.11606/D.44.2012.tde-03062015-095646>
- Folk, R. L. (1968). *Petrology of Sedimentary rocks*. Austin: Hemphill's Book Store, 170 p.
- Fúlfaro, V. J., Suguio, K. (1968). A Formação Rio Claro (Neocenoico) e seu ambiente de deposição. *OIGG*, 20, 45-60.
- Giannini, P. C. F., Sawakuchi, A. D. O., Fernandes, L. A., Donatti, L. M. (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. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(2), 282-292. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2004342282292>
- Graham, S. A., Tolson, R. B., Decelles, P. G., Ingersoll, R. V., Bargar, E., Caldwell, M., Cavazza, W., Edwards, D. P., Follo, M. F., Handschy, J. F., Lemke, L., Moxon, I., Rice, R., Smith, G. A., White, J. (1986). Provenance Modelling as a Technique for Analysing Source Terrane Evolution and Controls on Foreland Sedimentation. In: P. A. Allen, P. Homewood (Eds.). *Foreland Basins*. <https://doi.org/10.1002/9781444303810.ch23>

- Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G. (2011). Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 29(1), 5-8.
- Holz, M., França, A. B., Souza, P. A., Iannuzzi, R., Rohn, R. (2010). A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 381-399. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.04.004>
- Landim, P. M. B., Soares, P. C., Gama Jr., E. (1980). *Estratigrafia do Nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná*. Curso de Especialização (Convênio UNESP/IPT), 45p. Rio Claro: UNESP.
- Instituto Geográfico e Cartográfico do Estado de São Paulo (1978). *IGC - Cartas Topográficas 1:10.000*. São Paulo: IGC-SP, Instituto Geográfico e Cartográfico do Estado de São Paulo.
- Matos, S. L. F. (1995). *O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP, 110 p. <https://doi.org/10.11606/D.44.1995.tde-22102015-141645>
- Melo, M. S. (1995). *A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenoica na Depressão Periférica Paulista*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP, 144 p. <https://doi.org/10.11606/T.44.1995.tde-22062015-130942>
- Melo, M. S., Brandt Neto, M., Coimbra, A. M., Moraes, M. C., Taddeo, D. S. A., Cuchierato, G. (1997a). Argilominerais de coberturas sedimentares cenozoicas do centro-leste do Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69(2), 227-241.
- Melo, M. S., Coimbra, A. M., Cuchierato, G. (1997b). Fácies sedimentares da Formação Rio Claro, neocenoico da depressão periférica paulista. *Revista Instituto Geológico*, 18(1-2), 49-63. <http://dx.doi.org/10.5935/0100-929X.19970004>
- Melo, M. S., Ponçano, W. L. (1983). Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozoicos no Estado de São Paulo. *IPT Monografias*, 9, 79p.
- Milani, E. J., Melo, J. H. G., Souza, P. A., Fernandes, L. A., Barros, A. F. (2007). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 265-287.
- Moraes Rego, L. D. (1930). A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Boletim do Serviço Geológico e Mineral Brasileiro*, 46, 1-110.
- Moraes, S. M., Rodrigues, J. B., Campos, M. C. N. (1999). *Integração geológica da folha Campinas SF.23-Y-A*. Escala 1:250.000. São Paulo: CPRM.
- Murray, A. S., Wintle, A. G. (2003). The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*, 37(4-5), 377-381. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2)
- 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. In: Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo (Ed.), *Exploração da região compreendida pelas folhas topográficas Sorocaba, Itapetininga, Bury, Sete Barras, Capão Bonito, Ribeirão Branco e Itararé, São Paulo*. p. 9-12.
- Perrota, M. M., Salvador, E. D., Lopes, R. C., D'Agostinho, L. Z. (2005). *Mapa geológico do estado de São Paulo*. São Paulo: CPRM, Programa Geologia do Brasil-PGB.
- 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. *Congresso Latino-Americano de Geologia*, 5(2), 353-371. Buenos Aires, Argentina.
- Pinheiro, M. R., Queiroz Neto, J. P. (2015). Neotectônica e evolução do relevo da região da Serra de São Pedro e do baixo Piracicaba/Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16(4), 593-613. <https://doi.org/10.20502/rbg.v16i4.668>
- Pires Neto, A. G. (1996). *Estudo Morfotectônico das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiá e Áreas Adjacentes no Planalto Atlântico e Depressão Periférica*. Relatório (Pós-Doutoramento). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, 70 p.
- Prescott, J. R., Hutton, J. T. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23(2-3), 497-500. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8)
- Pupim, F. N., Assine, M. L., Sawakuchi, A. D. O. (2017). Late Quaternary Cuiabá megafan, Brazilian Pantanal: channel patterns and paleoenvironmental changes. *Quaternary International*, 438(Parte 5), 108-125. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.01.013>



- 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. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133425>
- 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(5-9), 859-863. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00051-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00051-2)
- Rocca, R. R. (2012). *Estudo dos centros luminescentes de cristais de quartzo aplicados à datação de sedimentos por luminescência opticamente estimulada*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Física – USP, 112 p. <https://doi.org/10.11606/T.43.2012.tde-27032013-135335>
- Rohn, R. (2001). A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). *Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-americanas*, 20, 209-218.
- Schneider, R., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R. D., Daemon, R. F., Nogueira, A. A. (1974). Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 41-65. Porto Alegre: SBG.
- Soares, P. C. (1973). *O Mesozoico Ganduânico no Estado de São Paulo*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras – UNESP, 153 p.
- Soares, P. C., Landim, P. M. B. (1973). Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. *XXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, 243-256. Aracaju: SBG.
- Sousa, S. H. D. M., Suguio, K., Castro, J. C. D. (1991). Sedimentary facies of the Estrada Nova and Corumbataí Formations (Late Paleozoic of the Paraná Basin) in the State of São Paulo, Brazil. *VII International Gondwana Symposium*, 161-172. São Paulo: USP.
- Stevaux, J. C. (2000). Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. *Quaternary International*, 72(1), 73-85. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00023-9](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00023-9)
- Walker, R. G., James, N. P. (1992). *Facies models: response to sea-level change*. Geological Association of Canada, Geotext 1, 409 p.
- Wallinga, J., Murray, A. S., Wintle, A. G. (2000). The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. *Radiation Measurements*, 32(5-6), 529-533. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(00\)00091-3](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(00)00091-3)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2005.11.001>