

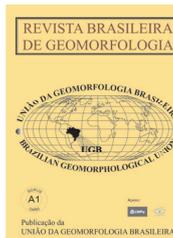


www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 21, nº 4 (2020)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v21i4.1580>



### EVENTOS QUATERNÁRIOS DE ENTULHAMENTO E CONFIGURAÇÃO DE FUNDOS DE VALE NA BACIA DO RIO PARAÓPEBA – CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, SUDESTE DO BRASIL

### QUATERNARY EVENTS OF SEDIMENTARY FILL AND VALLEY BOTTOMS CONFIGURATION IN THE PARAÓPEBA RIVER BASIN – SÃO FRANCISCO CRATON, SOUTHEASTERN OF BRAZIL

**Alex de Carvalho**

*Instituto Federal de Minas Gerais*

*Rua Pandiá Calógeras, 898, Ouro Preto, Minas Gerais. CEP: 35400-000. Brasil*

*ORCID: <http://orcid.org/0000-0001-6525-3170>*

*E-mail: [alex.carvalho@ifmg.edu.br](mailto:alex.carvalho@ifmg.edu.br)*

**Antônio Pereira Magalhães Junior**

*Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais*

*Av. Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP 31270-901. Brasil*

*ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-5327-3729>*

*E-mail: [magalhaesufmg@yahoo.com.br](mailto:magalhaesufmg@yahoo.com.br)*

**Leticia Augusta Faria de Oliveira**

*Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais*

*Av. Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP 31270-901. Brasil*

*ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-7361-9096>*

*E-mail: [leticia.afoliveira@gmail.com](mailto:leticia.afoliveira@gmail.com)*

#### Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):

14/04/2020

Aceito (Accepted):

31/07/2020

#### Palavras-chave:

Fundos de vale; dinâmica fluvial quaternária; Luminescência Opticamente Estimulada – LOE; Cráton do São Francisco; Rio Paraopeba.

#### Keywords:

Bottom Valleys; Fluvial Dynamics; Optically Stimulated Luminescence (OSL); São Francisco Craton; Paraopeba River.

#### Resumo:

Neste artigo, buscou-se reconstituir os eventos quaternários de entulhamento sedimentar e a consequente configuração morfogenética de fundos de vales na bacia do rio Paraopeba, Cráton do São Francisco, Minas Gerais. Foram investigados os processos morfogenéticos e o contexto geomorfológico relacionados à formação, arranjo espacial e evolução dos espessos depósitos de sedimentos fluviais presentes nos fundos dos vales fluviais de afluentes do Médio e Baixo rio Paraopeba, MG. Na maior parte dos vales analisados, foram encontrados até três níveis deposicionais fluviais: a planície de inundação, um terraço preservado e um nível deposicional alterado pelo coluvionamento (N1, N2 e N3, respectivamente). A partir da análise do arranjo espacial dos níveis deposicionais, da granulometria e da organização das fácies dos depósitos fluviais, propõe-se que ocorreram na região ao menos quatro eventos sedimentares regionais (ESR1, ESR2, ESR3 e ESR4), que podem ser associados ao controle litoestrutural e tectônico. O ESR1 corresponde ao evento mais antigo e é representado pelos depósitos de N3. Esses depósitos apresentam indícios de condições de deposição com maior energia. Os eventos ESR2 e ESR3 são representados

pelos N2 dos médios cursos e dos N2 dos baixos cursos dos afluentes da margem direita, respectivamente. O ESR4 está associado à formação dos N1 nos baixos cursos dos vales investigados. Os eventos de sedimentação locais estão associados à formação dos N2 e N1 nos altos cursos dos ribeirões do Ouro e das Lajes e dos N1 nos médios cursos de todos os afluentes, que podem corresponder a eventos deposicionais cronologicamente diferentes. Considerando os níveis deposicionais escalonados, a organização da drenagem e os resultados da análise morfométrica, é possível inferir que o condicionamento tectônico foi responsável por soerguimentos e/ou basculamentos na região. O rico quadro estrutural foi herdado dos ciclos Transamazônico e Brasileiro. Ele é composto por falhas e zonas de cisalhamento que foram reativadas ao longo do tempo geológico e podem favorecer o controle tectônico regional. Por outro lado, o controle litológico tem papel importante na organização dos depósitos fluviais. Os diques básicos e os veios de quartzo são responsáveis pelo estabelecimento de níveis de base locais em alguns trechos dos cursos fluviais e favorecem a preservação de depósitos de N2 em níveis altimétricos distintos. Os dados da datação por LOE sugerem que o ESR2 ocorreu entre  $17.600 \pm 2.780$  e  $15.800 \pm 2.500$  anos AP, o evento de sedimentação dos N2 nos trechos de Alto curso dos ribeirões do Ouro e das Lajes ocorreu  $6.250 \pm 1.100$  e  $2.850 \pm 420$  anos AP e o ESR3 ocorreu entre  $2.750 \pm 420$  e  $1.250 \pm 190$  anos AP.

### Abstract:

This paper aims to reconstruct the quaternary events of sedimentary fill and the consequent morphogenetic configuration of river valley bottoms in the Paraopeba river basin, São Francisco Craton, Minas Gerais state, Southeastern Brazil. Morphogenetic processes were investigated, and also the geomorphological context associated with the genesis, evolution and spatial organization of thick sedimentary packages present at the bottom of the valleys affluents of middle/lower Paraopeba river-MG. In the most part of the analyzed valleys, up to three fluvial depositional levels were identified a floodplain, a level of terrace, and an altered depositional level due to colluvial deposition (N1, N2 and N3, respectively). Based on the analysis of the spatial arrangement of the depositional levels, granulometry and the organization of the river deposit facies, this paper proposes at least four regional sedimentary events on that regions (ESR1, ESR2, ESR3 and ESR4), which may be associated with tectonic and lithostructural controls. ESR1 is the oldest event and is represented by the N3 deposits. These deposits are indicative of depositional conditions with greater energy. ESR2 and ESR 3 events are represented by the N2 of the medium courses and the N2 of the lower courses from the affluents of the right margin, respectively. Local sedimentation events are associated with the formation of N2 and N1 in the upper courses of the Ouro and das Lajes riverside and of the N1 in the medium courses of all tributaries, which may correspond to chronologically different depositional events. Considering the staggered depositional levels, the organization of drainage and the results of the morphometric analysis, it is possible to infer that tectonic conditioning was responsible for uplifts and/or tilting in the region. The rich structural picture was inherited from the Transamazônico and Brasileiro cycles. It consists of faults and shear zones that have been reactivated over geological time and may favor regional tectonic control. On the other hand, lithological control plays an important role in the organization of river deposits. The basic dikes and quartz veins are responsible for the establishment of local base levels in some rivers stretches and favor the preservation of N2 deposits at different altimetric levels. The LOE dating data suggest that ESR2 occurred between  $17,600 \pm 2,780$  and  $15,800 \pm 2,500$  years BP, the N2 sedimentation event in the High Course stretches of the Ouro and das Lajes riverside occurred between  $6,250 \pm 1,100$  and  $2,850 \pm 420$  years BP and the ESR3 occurred between  $2,750 \pm 420$  and  $1,250 \pm 190$  years BP.

## 1. Introdução

Nos estudos geomorfológicos brasileiros, a compreensão da gênese e evolução das formas do relevo enfatiza, tradicionalmente, o papel da dinâmica fluvial, dos processos de encosta e das influências neotectônicas e climáticas na evolução do modelado. A geomorfologia fluvial tem papel de destaque nas pesquisas sobre reconstituição paleoambiental e evolução de paisagens baseadas

em registros sedimentares, elucidando o reconhecimento das influências dos condicionantes geomorfológicos (SILVA e SANTOS, 2010; PINTO *et al.*, 2018).

Particularmente, em Minas Gerais, os estudos abordam principalmente vales fluviais de contextos geológico-geomorfológicos serranos, especialmente o Quadrilátero Ferrífero, a Serra do Espinhaço e a Serra da Mantiqueira (VALADÃO e SILVEIRA, 1992; MA-

GALHÃES JR, 1993; MAGALHÃES JR e SAADI, 1994; MOREIRA, 1997; MARQUES, 1997; LANA, 2004; BACELLAR *et al.*, 2005; MAGALHÃES JR. *et al.*, 2011a; MAGALHÃES JR. *et al.*, 2011b; BARROS e MAGALHÃES JR., 2013; MESSIAS e MAGALHÃES JR., 2014; OLIVEIRA *et al.*, 2014; MAGALHÃES JR., 2014; LAVARINI *et al.*, 2016; CARVALHO *et al.*, 2018). Por sua vez, a porção central do estado, especialmente a região do Cráton do São Francisco, constitui-se em uma área com escassos estudos geomorfológicos.

Trabalhos como os de Almeida (1977), Saadi (1991), Romano (2007) e Secco (2009) afirmam que há evidências de que a região correspondente às bordas sul e sudeste do Cráton do São Francisco têm sofrido um significativo soerguimento após a tectogênese brasileira. Isso pode estar associado à epirogênese posterior ao evento Brasileiro, responsável pela exumação do embasamento do Cráton na borda meridional. Essas evidências e as observações de campo revelam o potencial da área para estudos relacionados à evolução do relevo, particularmente dos fundos de vales, caracterizados por planícies e terraços lateralmente amplos e verticalmente espessos.

A partir do panorama exposto, o artigo buscou reconstituir eventos de intensa sedimentação responsáveis pela configuração de fundos de vales dos principais afluentes do Médio-Baixo rio Paraopeba, investigando, deste modo, a contribuição dos processos fluviais na configuração do modelado. O trabalho aborda, deste modo, os processos morfogenéticos e os fatores condicionantes associados à formação, evolução e configuração dos depósitos sedimentares e dos vales fluviais. A proposta de reconstituição de uma série de eventos de sedimentação regionais e locais foi estruturada com base no quadro geológico-geomorfológico regional, nas características dos depósitos e na aplicação da datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE).

## **2. Caracterização da área de estudo**

O rio Paraopeba é um afluente do Alto rio São Francisco. Ele atravessa a borda oeste do Quadrilátero Ferrífero onde corta, por passagem epigênica, o prolongamento topográfico da Serra do Curral – Serra Três Irmãos e Serra Azul (MARQUES, 1997; CIBAPAR, 2009; CBH-PARAOPEBA, 2013). O Paraopeba flui por diversos municípios da Região Metropolitana de Belo Horizonte e, após 537 km, deságua na represa de Três Marias, no município de Felixlândia.

A área investigada compreende parte da bacia hidrográfica do Médio e Baixo rio Paraopeba, entre as suas

confluências com o ribeirão das Lajes, ao sul, próximo da cidade de Florestal, e com o rio Pardo, próximo da cidade de Papagaios, ao norte (Figura 1). Foram estudados os vales dos seguintes cursos fluviais: ribeirão das Lajes, ribeirão do Ouro, ribeirão Cova D'Anta, ribeirão Águas Claras, rio Vermelho e rio Pardo – na margem esquerda; ribeirão das Abóboras e ribeirão dos Macacos – margem direita. Essa escolha se justifica pela representatividade espacial dos depósitos sedimentares associados aos vales desses afluentes.

### **2.1 Quadro geológico**

A área faz parte do setor sul do Cráton do São Francisco, que corresponde à Província Geotectônica do São Francisco nomeada por Saadi (1991) como Província Geotectônica Central de Minas Gerais. A compartimentação morfoestrutural e as feições morfo-tectônicas são discretas, notando-se, no arranjo espacial, mais ordem e simetria que em outras províncias. Este fato deve estar relacionado às condições de relativa estabilidade tectônica que não implicaram em fortes remobilizações pós-arqueanas.

O substrato litológico é composto de diferentes unidades associadas a três compartimentos geológicos: Embasamento Cristalino (Complexo Granito-Gnáissico-Migmatítico – CGGM), Quadrilátero Ferrífero e Bacia Intracratônica do São Francisco (Grupo Bambuí). Em todo o setor sul predominam rochas meso e neoarqueanas do Embasamento Cristalino. No sul e a oeste, principalmente no Quadrilátero Ferrífero, são encontradas áreas em que afloram as rochas neoarqueanas do Supergrupo Rio das Velhas (SGRV). A norte, por sua vez, predominam as rochas neoproterozoicas do Grupo Bambuí (Figura 2).

As rochas do CGGM, do SGRV e dos maciços granitoides são seccionadas por falhamentos, veios de quartzo e diques básicos e clásticos verticais a subverticais (CHAVES, 2011). As falhas correspondem a zonas de cisalhamento transcorrentes transamazônicas que foram reativadas no início do Brasileiro como falhas normais em regime rúptil, nas quais se formaram cataclasitos – quartzo sericítico. Chaves (1996) assevera que os diques básicos que seccionam as rochas do CGGM podem ser divididos em duas gerações, com características distintas, predominando rochas básicas, como basalto, gabros e diabásios. Os diques da primeira geração foram formados durante o Transamazônico (2.000 Ma) e metamorfisados durante o Brasileiro, quando ocorreu a gênese da segunda geração de diques (900 Ma), os quais apresentam textura ígnea preservada.

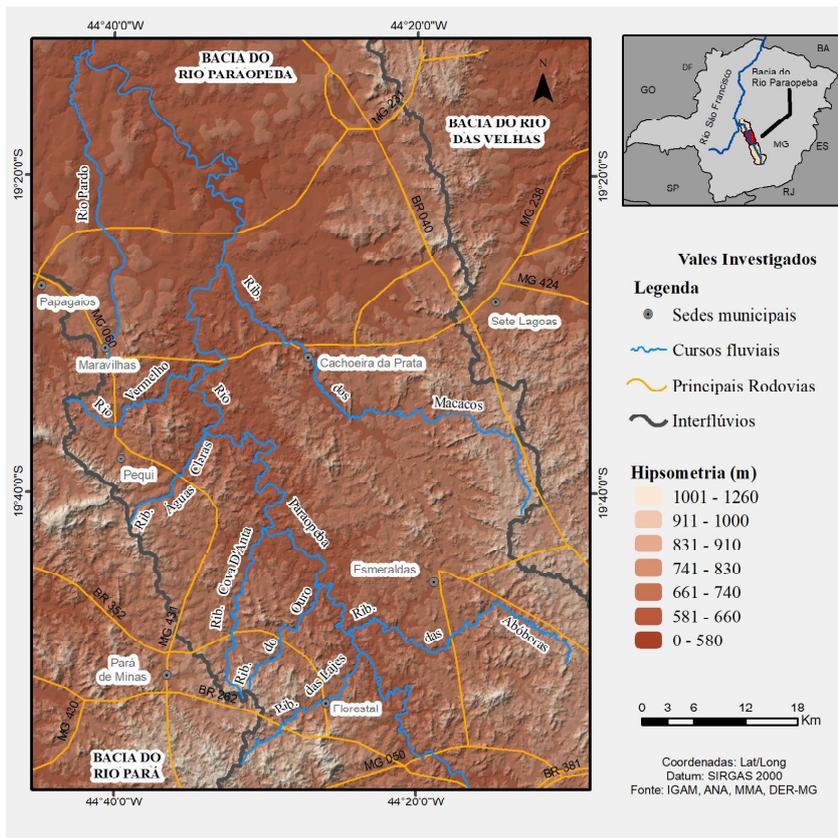


Figura 1 - Localização da área estudada, destacando-se as vias de acesso e os vales investigados.

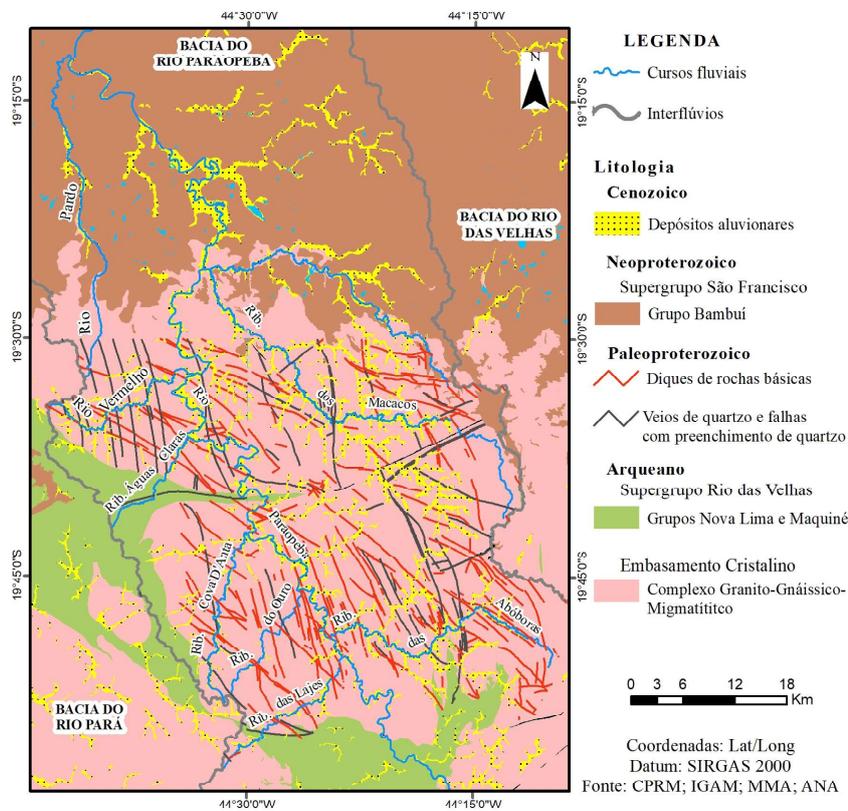


Figura 2 - Quadro geológico regional - elaborado a partir da união das cartas geológicas de Pará de Minas (ROMANO, 2007b), Sete Lagoas (TULLER, 2009), Pompéu (FÉBOLI, 2008) e Contagem (ROMANO et al., 2009).

O relevo regional pode ser descrito de acordo com as litologias existentes na área. Nota-se o predomínio de colinas onde ocorrem as rochas do CCGM, em um contexto em que se inserem cristas finas e alongadas, sendo que aquelas sustentadas pelos cataclasitos e veios de quartzo são mais salientes que as associadas aos diques básicos (ROMANO, 2007a; TULLER *et al.*, 2010). As serras mais elevadas ocorrem nas áreas de interflúvio, associadas ao SGRV (interflúvio com o rio Pará) ou ao Grupo Bambuí (interflúvio com o rio das Velhas). Na porção norte, notam-se formas bastantes suavizadas, com o aparecimento de lagoas, associadas às rochas do Grupo Bambuí.

### 3. Procedimentos Metodológicos

O trabalho foi realizado combinando-se procedimentos de gabinete, campo e laboratório, viabilizando a análise morfológica, a identificação, mapeamento e caracterização dos depósitos fluviais, a análise granulométrica e a datação de depósitos fluviais chave.

Os procedimentos de gabinete envolveram a reunião de base cartográfica digital, formada por: imagens Rapideye (2010), Ortofotos (CEMIG, 1989 - 1: 8.000), topografia (SRTM; ASTER, 1971 - 1:50.000), hidrografia (IGAM, 2010 - 1:50.000), pedologia (EMPRAPA, 2005 - 1:1.250.000), litologia e estruturas (IGA, 1982 - 1:50.000; CPRM, 2007; 2009; - 1:100.000; CPRM - 1:1.000.000), bem como cartas topográficas digitais (IBGE, 1975 e 1979 - 1:250.000; 1:100.000; 1:50.000). Esta etapa permitiu a realização da análise morfológica para a definição preliminar dos vales investigados, a segmentação dos cursos fluviais, o cálculo do Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem (FABD), dentre outros.

A segmentação dos canais principais considerou as características dos depósitos fluviais e dos trechos de corredeiras e quedas d'água mais significativas. O rio Pardo e o ribeirão Águas Claras não foram segmentados devido à ausência de *knickpoints*. O rio Vermelho e os ribeirões dos Macacos, das Abóboras e Cova D'Anta foram divididos em dois segmentos - A (Baixo curso) e B (Médio e Alto curso). Já os ribeirões das Lajes e do Ouro foram divididos em três segmentos - A (Baixo curso), B - (Médio curso) e C (Alto curso). Os níveis de base para os segmentos foram: segmentos A: rio Paraopeba; segmentos B: soleiras entre 700 e 750 m de altitude; segmentos C: soleiras entre 780 e 820 m de altitude.

O FABD é um índice criado por Hare e Gardner (1985), obtido a partir da divisão entre a área da margem direita de uma bacia hidrográfica pela sua área total. Este índice pode indicar o deslocamento lateral do canal principal por meio da quantificação da assimetria da bacia. Ele é calculado de acordo com a Equação 1, representada a seguir:

$$FABD = 100 (Ra/Ta) \quad (1)$$

sendo *Ra* a área da bacia na margem direita do canal e *Ta* é a área total da bacia hidrográfica. Esse índice tem sido utilizado como um indicador de condicionamento tectônico da drenagem (CAMOLEZI *et al.*, 2012; SALUMINI *et al.*, 2004; RUBIN, 1999; HARE e GARDNER, 1985). Segundo os autores, valores próximos a 50 indicam que não houve migração lateral significativa do canal e valores próximos de zero ou de 100 indicam migração significativa que pode estar associada a movimentações tectônicas. Rubin (1999) assevera que esse parâmetro deve ser analisado com cuidado e que outros elementos devem ser considerados na análise, haja vista que o deslocamento do canal principal pode estar associado a atuações tectônicas (basculamento) ou a processos fluviais internos.

Foram realizados trabalhos de campo para identificar, mapear e caracterizar os níveis e sequências sedimentares fluviais de fundo de vale. Buscou-se, sempre que possível, percorrer os vales desde as cabeceiras até as confluências com o rio Paraopeba, registrando, com o auxílio de fichas de campo, as informações sobre os depósitos sedimentares: tipologia dos depósitos - escalonado, embutido, encaixado; o contexto espacial ao longo do vale - cota, desnível em relação à lâmina d'água do rio atual e distribuição; a espessura dos depósitos, composição granulométrica, organização das fácies sedimentares, tipo de contatos entre fácies, presença de estruturas primárias e outras. Os pontos de caracterização dos perfis foram georreferenciados, permitindo a representação da organização transversal e longitudinal dos depósitos fluviais nos vales. Após a identificação dos níveis deposicionais, foi realizada a representação de perfis estratigráficos síntese, reunindo as características mais relevantes dos níveis deposicionais ao longo dos vales conforme Magalhães Jr (1993).

Para o mapeamento dos depósitos fluviais foi realizada, inicialmente, a identificação das ocorrências de depósitos sedimentares mapeadas nas cartas geoló-

gicas. Em seguida, as imagens de satélite Rapideye e as Ortofotos foram interpretadas, buscando associar as características visuais a ambientes e à dinâmica sedimentar fluvial pretérita e atual. Por fim, essas informações foram confrontadas com os dados coletados em campo através de georreferenciamento e da descrição e elaboração de perfis transversais.

Foram realizadas coletas de amostras de sedimentos das fácies de finos a fim de realizar sua análise granulométrica de acordo com procedimentos da EMBRAPA (1997). Os resultados foram utilizados na elaboração dos perfis-síntese citados anteriormente.

Os sedimentos foram datados através da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), técnica de alíquota única (*single aliquot regenerative-dose* – SAR), método descrito por Sallun e Suguio (2006) e Sallun et al., (2007). Através da LOE é possível identificar o último evento de transporte sedimentar que expôs os grãos de quartzo à luz do Sol e, com isso, o tempo decorrido desde a última deposição. O contato do material com a radiação solar faz com que o sinal de luminescência adquirido antes seja zerado e, ao ser depositado ao abrigo da luz, inicia-se uma nova acumulação desse sinal (SALLUN et al., 2007; CORREA et al., 2008). O protocolo SAR determina uma idade média entre 10 a 20 alíquotas, resultantes da elaboração de 10 a 20 curvas de calibração. Nesse protocolo, utiliza-se uma alíquota de ~7 mg para o cálculo de cada paleodose, sendo a medida do sinal natural de LOE a mesma usada em outras fases de irradiação, a fim de construir a curva de calibração.

Considerando a localização, distribuição e características dos depósitos, foram selecionados cinco pontos para a coleta de sedimentos para datação. A riqueza de informações estratigráficas justificou a opção pela datação das bases e topos dos depósitos, totalizando 10 amostras na fração arenosa. A datação auxiliou na discussão sobre a correlação temporal da formação de níveis deposicionais e a ocorrência de eventos re-

gionais de sedimentação. Assim, foram selecionados o ribeirão do Ouro e o rio Vermelho (afluentes da margem esquerda) e o ribeirão dos Macacos (afluente da margem direita). A Tabela 1 contém a localização dos pontos de coleta.

As amostras foram coletadas por meio de tubos de PVC com 5 mm de diâmetro e 30 cm de comprimento, envolvidos em sacos plásticos pretos para a proteção dos sedimentos contra a radiação solar. Em cada perfil, foram coletadas duas amostras: uma na base e outra no topo do depósito, um metro abaixo da superfície. Para cada coleta, um tubo, previamente identificado, foi inserido horizontalmente por percussão utilizando uma marreta emborrachada, conforme instruções de Sallun et al. (2007). Posteriormente, as amostras coletadas foram remetidas ao Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda., na cidade de São Paulo.

#### 4. Resultados

##### Níveis deposicionais de fundos de vale

De modo geral, os afluentes do rio Paraopeba possuem padrões transicionais entre canais retilíneos e sinuosos. Os trechos de Alto curso e de corredeiras tendem a ser mais retilíneos e os de Baixo curso mais sinuosos, por vezes meandrantares, característica condicionada pela baixa energia nesses trechos. Predominam vales abertos, principalmente nos trechos de Baixo curso ou logo a montante dos *knickpoints* que representam níveis de base locais.

Os depósitos de fundos de vale (Figura 3) correspondem predominantemente a planícies de inundação (N1) e terraços recentes (N2). Há poucos registros de níveis deposicionais (N3) em contexto de vertente, cuja ocorrência espacial pode ter sido subestimada por se tratar de nível antigo alterado pela pedogênese e por processos de vertente. Não foram encontrados registros de nível deposicional mais antigo que o N3.

**Tabela 1: Localização dos pontos de coleta de sedimentos para a datação por LOE.**

Curso d'água	Segmento	Coordenadas Geográficas
Ribeirão do Ouro	C	44,508° W; 19,852° S
	B	44,483° W; 19,836° S
Rio Vermelho	B	44,695° W; 19,583° S
Ribeirão dos Macacos	B	44,286° W; 19,585° S
	A	44,475° W; 19,511° S

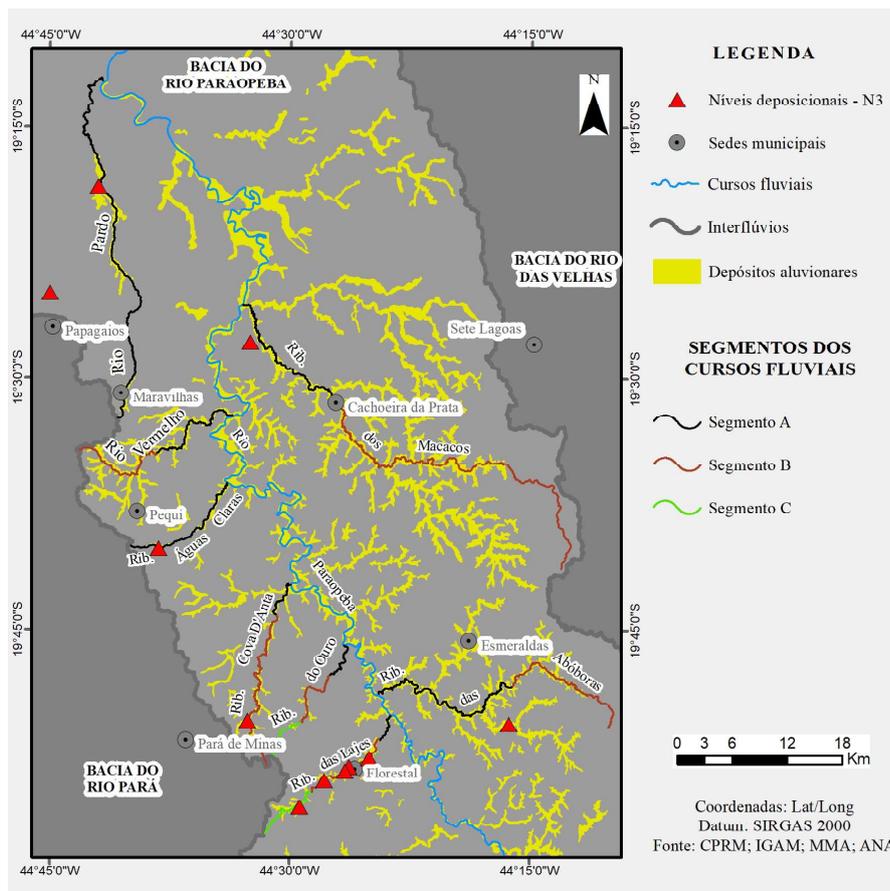


Figura 3 - Distribuição espacial dos depósitos fluviais de fundo de vale (N1 e N2), localização dos pontos de descrição dos N3 e segmentação dos cursos d'água.

Nos segmentos A e B dos ribeirões das Abóboras e dos Macacos (margem direita do rio Paraopeba) os depósitos N1 são pareados, lateralmente restritos (em média 10 m de extensão) e pouco espessos (até 2,3 m de espessura). Eles se encontram integralmente embutidos nos N2 e suas bases estão encobertas pela lâmina d'água. Os depósitos N2 são pareados, horizontalmente amplos (alcançando até 1.000 m de extensão) e com espessuras que chegam a 6 m e 10 m nos ribeirões das Abóboras e dos Macacos, respectivamente. Esses depósitos se encontram escalonados em relação aos depósitos N3, nos segmentos em que foram identificados, e suas bases se encontram encobertas ou no mesmo nível da lâmina d'água. Os registros N3 desses vales são escassos, isolados e alterados pelos processos de encosta. Na Figura 4 estão representados os depósitos desses cursos d'água. Eles possuem apenas as fácies de seixos preservadas a 9 m e 68 m de distância vertical em relação à lâmina d'água nos ribeirões das Abóboras e dos Macacos, respectivamente. As descrições dos depósitos estão representadas nas Figuras 5 e 6.

As características do N3 do ribeirão dos Macacos (litologia, tamanho e organização dos seixos, posiciona-

mento no topo de interflúvio e cota altimétrica) indicam que ele pode estar relacionado à paleodinâmica fluvial do rio Paraopeba e que as fácies de finos tenham sido erodidas. Dadas às similaridades, este nível pode estar associado ao nível mais antigo do rio Paraopeba identificado por Marques (1997), próximo a Juatuba e situado a 760 m de altitude e a cerca de 60 m de distância vertical em relação à lâmina d'água, apresentando em sua base uma fácies composta de seixos de quartzito e de quartzo.

Nos afluentes da margem esquerda, a organização e o número de níveis deposicionais apresentam características distintas das dos afluentes da margem direita. Nos segmentos A dos vales dos ribeirões das Lajes, do Ouro e Cova D'Anta e do rio Vermelho, no Baixo curso do rio Pardo e em todo o vale do ribeirão Águas Claras foram identificados apenas depósitos típicos de N1, geralmente amplos e com espessuras variáveis (no máximo 2,7 m). Tanto os depósitos de N1, como os de N2, são pareados e preenchem os fundos de vale. Na Figura 7 estão exemplos dos níveis deposicionais identificados nos respectivos segmentos A.

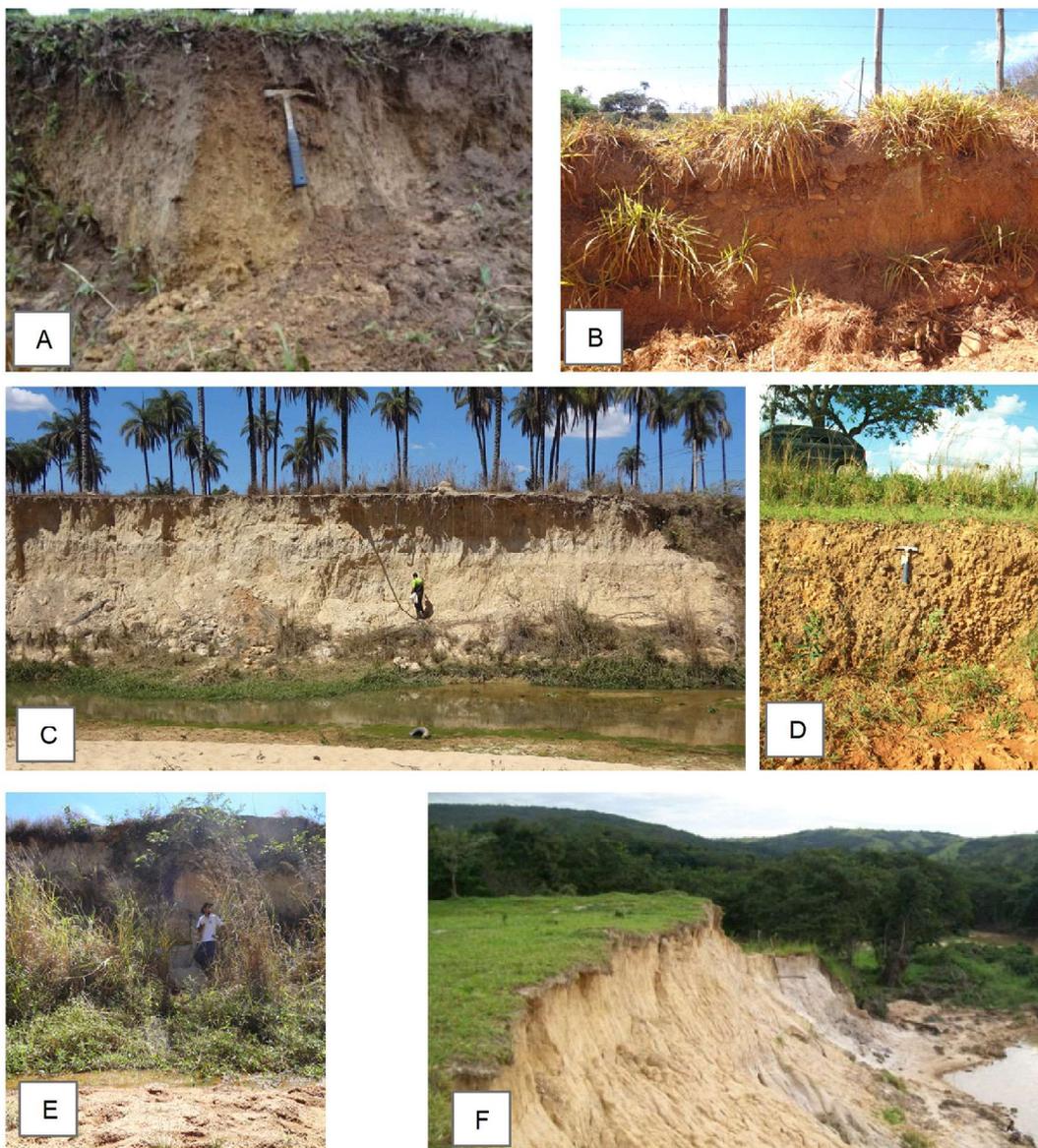


Figura 4 - Níveis deposicionais dos afluentes da margem direita do rio Paraopeba. Ribeirão das Abóboras: A – N1 do segmento A; B – N3 do segmento A; C – N2 do segmento B. Ribeirão dos Macacos: D - N3 do segmento A; E - N2 do segmento B; F - N2 do segmento A.

Nível	Ribeirão das Abóboras – segmento A
N1	Duas fácies, transição gradual: (i) fácies basal areno-argilosa (areia fina), cinza claro, aspecto maciço e 50 cm de espessura; (ii) fácies argilosa, de coloração cinza, aspecto maciço e 20 cm de espessura.
N2	Fácies argilo-arenosa (areia fina), cinza claro, aspecto maciço e cerca de 5,0 m de espessura.
N3	Fácies de seixos de quartzo subarredondados a subangulosos, mal selecionados, de 2 a 7 cm de comprimento, suportados por matriz arenosa, com 20 cm de espessura, sobre elúvio.
Ribeirão das Abóboras – segmento B	
N1	Duas fácies com transição gradual: (i) fácies basal argilosa, amarelo claro, de aspecto maciço e cerca de 1,0 m de espessura, recoberto por (ii) fácies argilo-siltosa, amarelo claro, de aspecto maciço e cerca de 50 cm.
N2	Três fácies, transições graduais: (i) fácies basal silto-arenosa (areia fina), amarelo claro, de aspecto maciço e cerca de 4,0 m de espessura; (ii) fácies areno-siltosa (areia fina), amarelo claro, de aspecto maciço e cerca de 60 cm de espessura; e (iii) fácies superior silto-argilosa, de aspecto maciço e cerca de 1,4 m de espessura.

Figura 5 - Principais características dos depósitos fluviais de fundo de vale e níveis deposicionais no vale do ribeirão das Abóboras – perfis descritos da base para o topo.

Nível	Ribeirão dos Macacos – segmento A
N1	Três fácies com transição abrupta: (i) fácies basal areno-argilosa (areia grossa), cinza na parte inferior a amarelo na parte superior da camada, estruturas plano-paralelas, possui 40 cm de espessura; (ii) fácies areno-argilosa (areia fina), amarelo claro, estratificação cruzada e 40 cm de espessura; (iii) fácies superior silto-argilosa, cinza, presença de mosqueados avermelhados, matéria orgânica abundante, estruturas plano-paralelas e 20 cm de espessura.
N2	Oito fácies com transições abruptas ou graduais: (i) fácies basal arenosa (areia grossa a média), branca, estratificação cruzada e cerca de 2,5 m de espessura; (ii) fácies areno-siltosa (areia fina), de cor variável (silte/argila – cinza; matéria orgânica – preto; areia – amarelo); estruturas plano-paralelas, na parte inferior há presença de lâminas de areia, com até cinco centímetros, intercaladas com lâminas de argila/silte, com até cinco centímetros, e algumas lâminas de matéria orgânica, com dois a cinco centímetros, na parte superior existem lâminas de areia com até 10 cm intercaladas com lâminas de argila/silte de mesma espessura, presença de raízes grossas e cerca de 3,5 m de espessura; (iii) fácies arenosa (areia média a grossa), branco, estratificação cruzada e 80 cm de espessura; (iv) fácies arenosa (areia grossa a média), amarelo, estratificação cruzada e 50 cm de espessura; (v) fácies arenosa (areia fina), branca, aspecto maciço e cerca de 60 cm de espessura; (vi) fácies areno-siltosa (areia fina), amarelo claro, aspecto maciço e cerca de 1,4 m de espessura; (vii) fácies arenosa (areia fina), amarelo claro, estruturas plano-paralelas e 60 cm de espessura; e (viii) fácies silto-argilosa, amarelo claro, aspecto maciço e 1,1 m de espessura.
N3*	Fácies de seixos mal selecionados, de 1 a 5 cm, arredondados a subangulosos, suportados, de litologias representadas por quartzito e quartzo, cuja espessura alcança cerca de 1,0 m.
Ribeirão dos Macacos – segmento B	
N1	Duas fácies com transição abrupta: (i) fácies basal argilo-siltosa, cinza, estruturas plano-paralelas, mosqueados avermelhados e 2,0 m de espessura; e (ii) fácies arenosa (areia fina a média), amarelo, estruturas plano-paralelas, presença de raízes e cerca de 30 cm de espessura.
N2	Oito fácies com transições graduais: (i) fácies basal arenosa (areia média a grossa), amarelo claro, estratificação cruzada e 2,8 m de espessura; (ii) fácies areno-siltosa (areia fina), avermelhada, aspecto maciço e 1,0 m de espessura; (iii) fácies arenosa (areia fina), amarelo, aspecto maciço e 80 cm de espessura; (iv) fácies areno-siltosa (areia fina), amarelo claro, aspecto maciço e 10 cm de espessura; (v) fácies arenosa (areia fina), amarelo claro, aspecto maciço e 30 cm de espessura; (vi) fácies areno-siltosa (areia fina), amarelo, aspecto maciço, 50 cm de espessura; (vii) fácies arenosa (areia fina), amarelo claro, aspecto maciço, 60 cm de espessura; e (viii) fácies silto-arenosa (areia fina), amarelo claro, aspecto maciço, presença de raízes e 1,6 m de espessura.

Figura 6 - Principais características dos depósitos fluviais de fundo de vale e níveis deposicionais no vale do ribeirão dos Macacos – perfis descritos da base para o topo

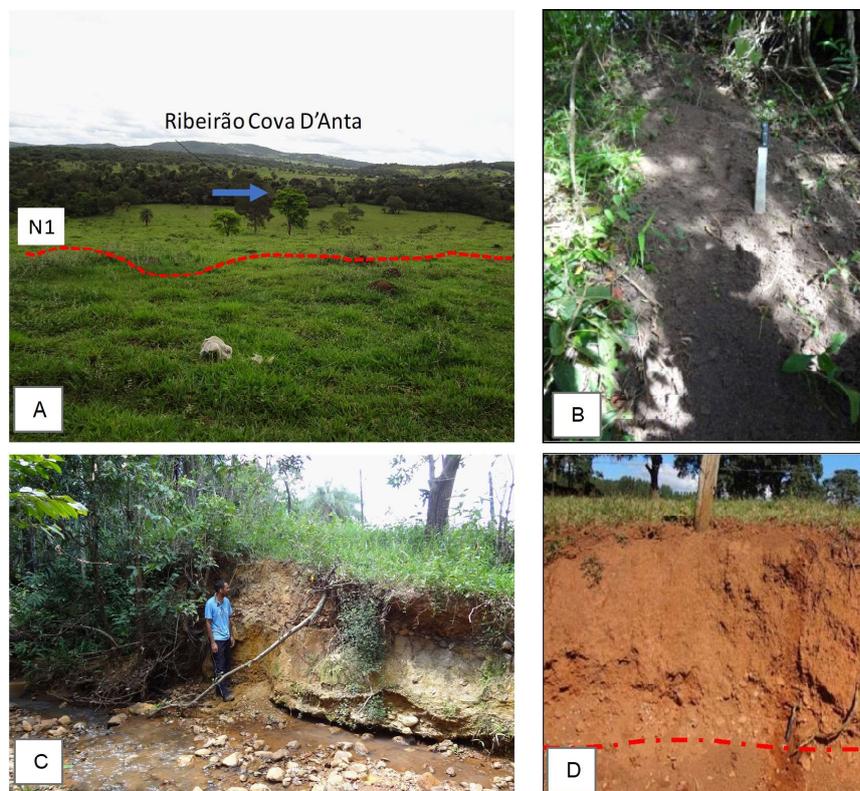


Figura 7 - Níveis deposicionais dos cursos d'água da margem esquerda do rio Paraopeba – segmentos A. Ribeirão Cova D'Anta: A e B – N1, a linha vermelha representa os limites do nível deposicional; ribeirão Águas Claras: C – N1; D – N3, a linha vermelha representa a base do depósito.

Nos segmentos B dos ribeirões das Lajes, do Ouro, Cova D'Anta, do rio Vermelho e no Médio e Alto curso do rio Pardo foram identificados depósitos de N1 e N2. No ribeirão das Lajes e no rio Vermelho os N1 se encontram embutidos nos N2, enquanto nos ribeirões do Ouro e Cova D'Anta os N1 estão encaixados no N2. Nos segmentos C dos ribeirões das Lajes e do Ouro foram identificados depósitos de N1 e N2. No primeiro, o N1 está embutido no N2 e, no segundo, encontra-se encaixado no N2. Os registros dos N3 foram identi-

ficados em alguns pontos dos vales dos ribeirões das Lajes (segmento B e C), Cova D'Anta (segmento B) e Águas Claras, assim como no rio Pardo. São depósitos isolados, cuja distância vertical em relação à lâmina d'água varia entre 5 m no ribeirão Águas Claras e 9 m no rio Pardo. A Figura 8 representa níveis deposicionais identificados nos respectivos segmentos B. As Figuras 9, 10 e 11 contêm as descrições dos depósitos de afluentes da margem esquerda.

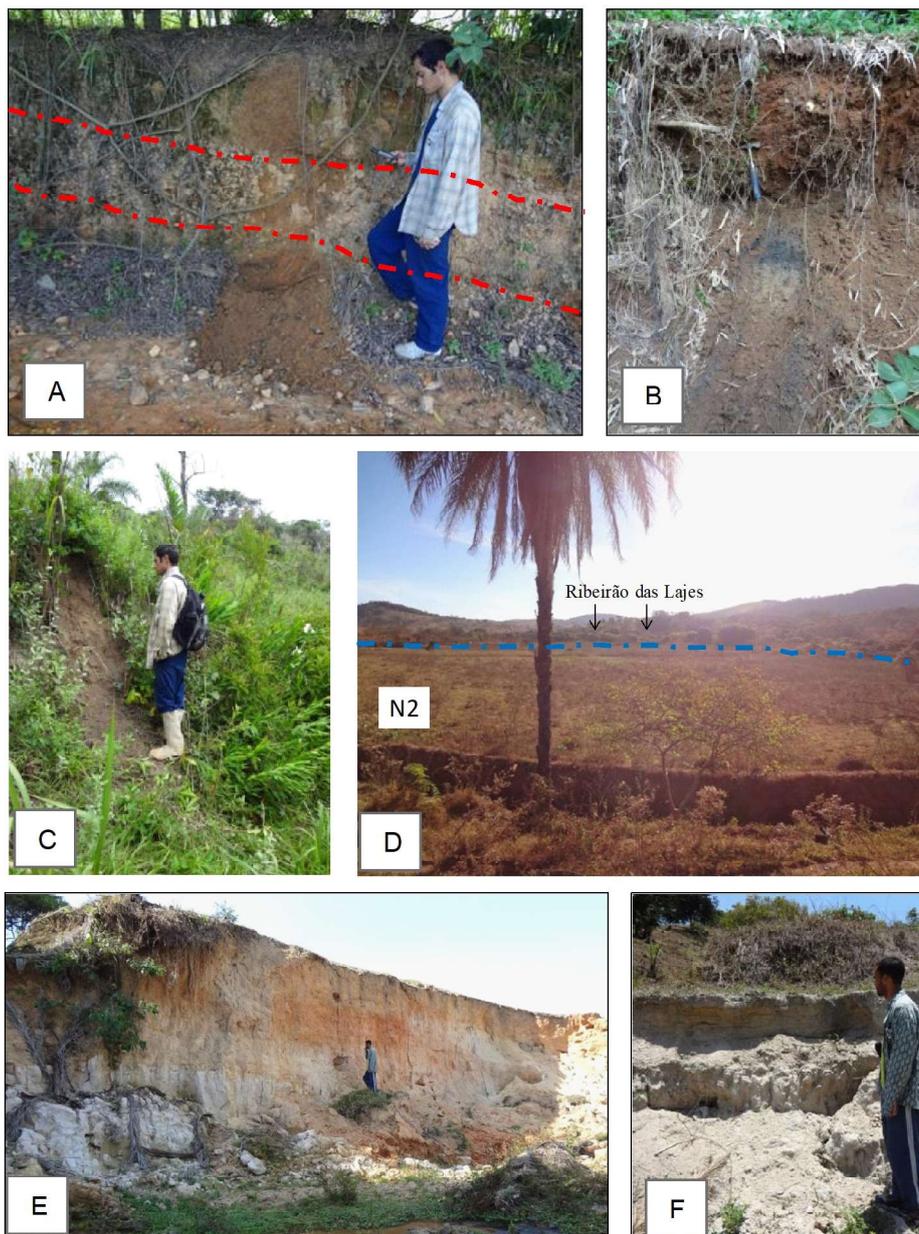


Figura 8 - Níveis deposicionais dos cursos d'água da margem esquerda do rio Paraopeba – segmentos B. Ribeirão das Lajes: A – N3, as linhas vermelhas representam os limites da fácies de seixos; B – N1; C e D – N2; ribeirão do Ouro: E – N2; F – N1.

Nível	Ribeirão das Lajes – segmento B
N1	Quatro fácies com transições graduais e muitas raízes: (i) fácies basal areno-argilosa (areia fina), marrom na base a amarelo na parte superior, aspecto maciço e 50 cm de espessura; (ii) fácies arenosa (areia fina a média), cor preto provavelmente associada a matéria orgânica, aspecto maciço e 15 cm de espessura; (iii) fácies argilosa, avermelhada, aspecto maciço e 70 cm de espessura; e (iv) fácies arenosa (areia fina), cor avermelhada, presença de seixos de quartzo esparsos na base, com tamanho variando entre 1 e 6 cm, camada com aspecto maciço e 30 cm de espessura.
N2	Quatro fácies com transições graduais: (i) fácies basal arenosa (areia fina a grossa), marrom claro, aspecto maciço e 2,35 m de espessura; (ii) fácies areno-argilosa (areia fina), aspecto maciço, marrom e 30 cm de espessura; (iii) fácies arenosa (areia fina), marrom claro, aspecto maciço e 75 cm de espessura, e (iv) fácies superior areno-argilosa (areia fina), marrom claro, aspecto maciço e 55 cm de espessura.
N3	Fácies de seixos concrecionada localmente. Duas fácies com transição abrupta preservadas: fácies basal tem 35 cm de espessura, composta de seixos arredondados a subarredondados, os seixos se tocam, mas os espaços são preenchidos por matriz arenosa, eles são mal selecionados e o tamanho é de 1 a 5 cm e alguns chegam a 15 cm, predominam seixos de quartzo. A fácies de seixos é recoberta por uma fácies areno-argilosa, de 65 cm de espessura, com indícios de alteração pela pedogênese, haja vista a formação de horizonte A e presença de estruturas.
Ribeirão das Lajes – segmento C	
N1	Fácies areno-siltosa (areia fina a média), marrom, maciça, e cerca de 2,0 m de espessura.
N2	Fácies areno-siltosa (areia fina), cinza, aspecto maciço e 2,0 m de espessura. Parte inferior encoberta pelo depósito de N1.
N3	Fácies de seixos subarredondados a angulosos, sobre elúvio, autossuportados, bem selecionados, cujo tamanho varia entre 2 e 4 cm, e com cerca de 1,2 m de espessura. Predominam seixos de quartzo, embora também sejam encontrados seixos de granito e placas de um material arenoso concrecionado.
N1	Fácies areno-argilosa (areia fina), amarelo claro, com a presença de estruturas plano-paralelas e 2,0 m de espessura.
N2	Três fácies com transições graduais: (i) fácies basal arenosa (areia fina) sobre elúvio a 1,5 m de distância vertical da lâmina d'água, amarelo claro a branco, aspecto maciço e 2,0 m de espessura; (ii) fácies arenosa (areia média a grossa) com muitos grânulos de quartzo, coloração variando de amarelo a tons mais avermelhados, aspecto maciço e 1,5 m de espessura; (iii) fácies arenosa (areia fina), amarela, aspecto maciço e 1,5 m de espessura. Entre as fácies são encontradas algumas lentes de grânulos de quartzo e areia grossa que podem ter até 40 cm de espessura.

Figura 9 - Principais características dos depósitos fluviais de fundo de vale e nível deposicional do ribeirão das Lajes – perfis descritos da base para o topo.

Nível	Ribeirão do Ouro – segmento B
N1	Fácies areno-argilosa (areia fina), amarelo claro, com a presença de estruturas plano-paralelas e 2,0 m de espessura.
N2	Três fácies com transições graduais: (i) fácies basal arenosa (areia fina) sobre elúvio a 1,5 m de distância vertical da lâmina d'água, amarelo claro a branco, aspecto maciço e 2,0 m de espessura; (ii) fácies arenosa (areia média a grossa) com muitos grânulos de quartzo, coloração variando de amarelo a tons mais avermelhados, aspecto maciço e 1,5 m de espessura; (iii) fácies arenosa (areia fina), amarela, aspecto maciço e 1,5 m de espessura. Entre as fácies são encontradas algumas lentes de grânulos de quartzo e areia grossa que podem ter até 40 cm de espessura.
Ribeirão do Ouro – segmento C	
N2	Seis fácies com transições abruptas: (i) fácies basal arenosa (areia fina a média), coloração amarelo escuro a tons avermelhados, aspecto maciço e 20 cm de espessura; (ii) fácies composta predominantemente por grânulos de quartzo e, de modo secundário, de areia grossa, coloração amarelo escuro a tons avermelhados, estratificação cruzada e 75 cm de espessura; (iii) fácies arenosa (areia fina a média), branca, aspecto maciço e 1,0 m de espessura; (iv) fácies areno-siltosa (areia fina), branca, aspecto maciço e 65 cm de espessura; (v) fácies argilo-siltosa, amarelo claro, aspecto maciço e 50 cm de espessura; e (vi) fácies areno-argilosa (areia fina a média), amarelo claro, estrutura plano-paralela e 2,0 m de espessura. Entre as fácies v e vi são encontrados lentes de grânulos de quartzo com areia fina.
Ribeirão Cova D'Anta – segmento A	
N1	Fácies areno-siltosa (areia fina), marrom, aspecto maciço, presença abundante de raízes e cerca de 2,0 m de espessura.
Ribeirão Cova D'Anta – segmento B	
N1	Três fácies com transições abruptas: (i) fácies basal arenosa (areia fina a média), lâminas de areia amarela e cinza com matéria orgânica (pedaços de galhos de árvores), estruturas plano-paralelas e com 90 cm de espessura; (ii) fácies arenosa (areia fina a grossa), composta predominantemente de material cinza com lâminas intercaladas de areia amarela, estrutura plano-paralela e 1,0 m de espessura; e (iii) fácies arenosa (areia fina a grossa), coloração amarelo escuro na base a marrom no topo, estruturas plano-paralelas e 80 cm de espessura.
N2	Três fácies com transições graduais: (i) fácies basal silto-arenosa (areia fina), amarelo claro, aspecto maciço e 50 cm de espessura; (ii) fácies arenosa (areia grossa a fina) com muitos grânulos de quartzo, amarelo claro, aspecto maciço e 50 cm de espessura; e (iii) fácies argilosa, marrom claro, aspecto maciço e 2,3 m de espessura.
N3	Duas fácies com transição abrupta: (i) fácies basal de seixos de quartzo, angulosos a subarredondados, mal selecionados, cujo tamanho varia entre 1 e 5 cm, suportados por matriz arenosa e com 30 cm de espessura; e (ii) fácies areno-argilosa, amarelo escuro, aspecto maciço e 50 cm de espessura.

Figura 10 - Principais características dos depósitos fluviais de fundo de vale e nível deposicional dos ribeirões do Ouro e Cova D'Anta – perfis descritos da base para o topo.

Nível	Ribeirão Águas Claras
N1	Quatro fácies com transições abruptas: (i) fácies basal de seixos mal selecionados, subarredondados e subangulosos, entre 1 e 5 cm, sendo que alguns chegam a medir 25 cm, suportados por matriz argilosa, possuem litologia variada, como quartzo, granito, rochas máficas, a camada possui 60 cm de espessura; (ii) fácies arenosa (areia fina), amarelo escuro, aspecto maciço, presença de raízes e 70 cm de espessura; (iii) fácies de seixos mal selecionados, arredondados e subarredondados, entre 1 e 20 cm, em alguns pontos são suportados e em outros são suportados por matriz arenosa, de litologia variada, como quartzo, granito e rochas máficas, possui 50 cm de espessura; e (iv) fácies areno-siltosa (areia fina), amarela, estruturas plano-paralelas, presença de raízes e 30 cm de espessura.
N3	Dois fácies, transição abrupta: (i) fácies basal de seixos de quartzo depositado sobre elúvio, mal selecionados (entre 1 e 7 cm), subarredondados, que embora se toquem têm os espaços preenchidos por matriz areno-argilosa e até 0,4 m de espessura; e (ii) fácies argilo-arenosa, avermelhada, de aspecto maciço e 1,0 m de espessura.
<b>Rio Vermelho – segmento A</b>	
N1	Dois fácies com transição gradual: (i) fácies basal arenosa (areia fina a média), amarelo claro, aspecto maciço e 1,0 m de espessura; (ii) fácies superior areno-argilosa (areia fina), amarelo, aspecto maciço, raízes abundantes e 2,0 m de espessura.
<b>Rio Vermelho – segmento B</b>	
N1	Fácies argilo-siltosa, amarelo claro, maciça. Sua espessura alcança, em média, 1,0 m.
N2	Dois fácies com transição gradual: fácies basal (i) areno-argilosa (areia fina), amarelo claro, estruturas plano-paralelas e 3,0 m de espessura; (ii) argilosa, amarela, estruturas plano-paralelas e 2,0 m de espessura.
<b>Rio Pardo</b>	
N1	Dois fácies com transição gradual: (i) fácies basal argilo-arenosa (areia fina a média), amarelo claro, estruturas plano-paralelas e 60 cm de espessura; e (ii) fácies superior arenosa (areia fina a média), amarelo claro, estruturas plano-paralelas e 1,5 m de espessura.
N2	Três fácies de finos com transições graduais: (i) fácies basal argilosa, cinza escuro, aspecto maciço e 1,5 m de espessura; (ii) fácies argilo-siltosa, cinza claro, estruturas plano-paralelas e 2,0 m de espessura; e (iii) fácies superior arenosa (areia fina), amarela, estruturas plano-paralelas e 1,0 m de espessura.
N3	Dois fácies com transição abrupta: (i) fácies basal de seixos de quartzo, arredondados e subarredondados, que embora os seixos se toquem, os espaços entre eles se encontram preenchidos com material argilo-arenoso, a camada possui 50 cm de espessura; e (ii) fácies superior argilosa, vermelha, aspecto maciço, presença de raízes e 85 cm de espessura.

Figura 11 - Principais características dos depósitos fluviais de fundo de vale e nível deposicional do ribeirão Águas Claras e dos rios Vermelho e Pardo – perfis descritos da base para o topo.

Os depósitos fluviais são constituídos predominantemente por material arenoso (areia fina). Apenas no ribeirão Águas Claras foi possível identificar fácies basal do N1 composta de seixos. Infere-se que essa fácies não tenha relação com a dinâmica sedimentar atual do referido ribeirão, haja vista sua capacidade e competência. Não foi possível visualizar fácies de seixos nos depósitos do N2, sendo que em poucos foram identificados grânulos. A seguir, é possível visualizar a representação das principais características dos depósitos de N1, N2 e N3, bem como a distribuição transversal em cada segmento de vale (Figuras 12, 13 e 14).

#### Datação dos sedimentos por LOE

Na Tabela 2 estão organizados os resultados das idades obtidas por LOE (SAR) realizadas em amostras de sedimentos da base e do topo dos depósitos selecionados. Entre os resultados, destaca-se a idade do depósito do segmento B do ribeirão dos Macacos (amostras 1 e 2), cuja base teria 800 anos e o topo 530 anos. Contudo, essa seria uma idade bastante recente para corresponder a um

fundo de vale tão amplo, que chega a 1.000 m de extensão, e a um pacote de sedimentos de quase 8 m de espessura. Portanto, as idades obtidas para os depósitos do ribeirão dos Macacos não são coerentes para a sua configuração.

#### Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem (FABD)

Os dados do FABD para as bacias dos afluentes indicam pequenas disparidades areais entre as margens direita e esquerda. Os valores superiores a 50 indicam deslocamento do canal para a esquerda e os inferiores a 50 indicam deslocamento para a direita (Tabela 3).

Os valores indicam pequenos deslocamentos dos canais dos ribeirões dos Macacos, das Lajes e do rio Pardo para a margem direita. Já para os ribeirões das Abóboras e do Ouro e o rio Vermelho os valores indicam deslocamentos para a margem esquerda. Contudo, esses valores não indicam, necessariamente, que houve basculamento de blocos nas bacias hidrográficas. A dificuldade dessa análise está associada à necessidade de identificar os fatores que podem ter provocado o deslocamento dos canais principais.

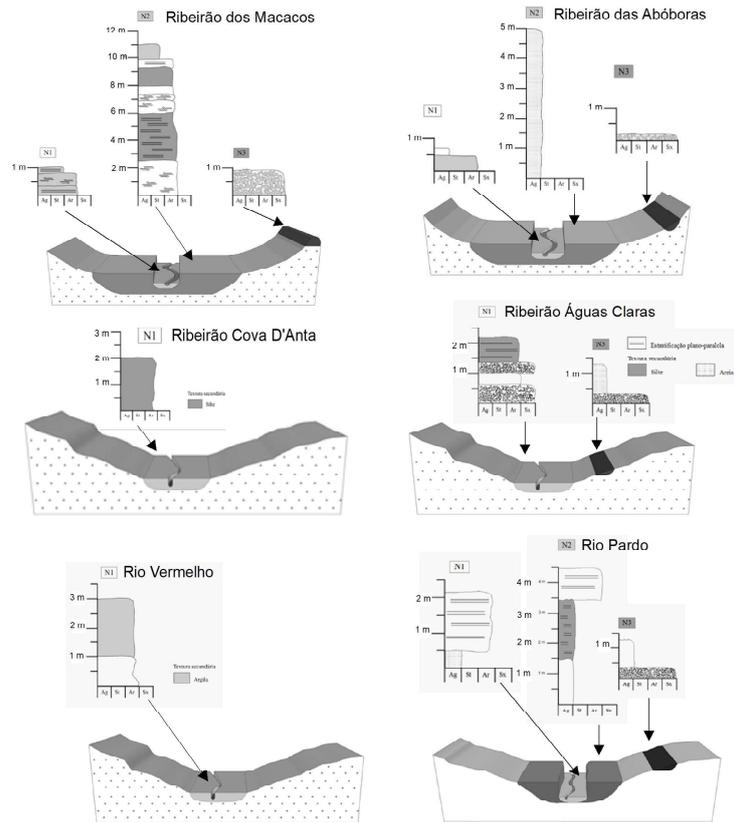


Figura 12 - Principais características dos níveis deposicionais dos segmentos A

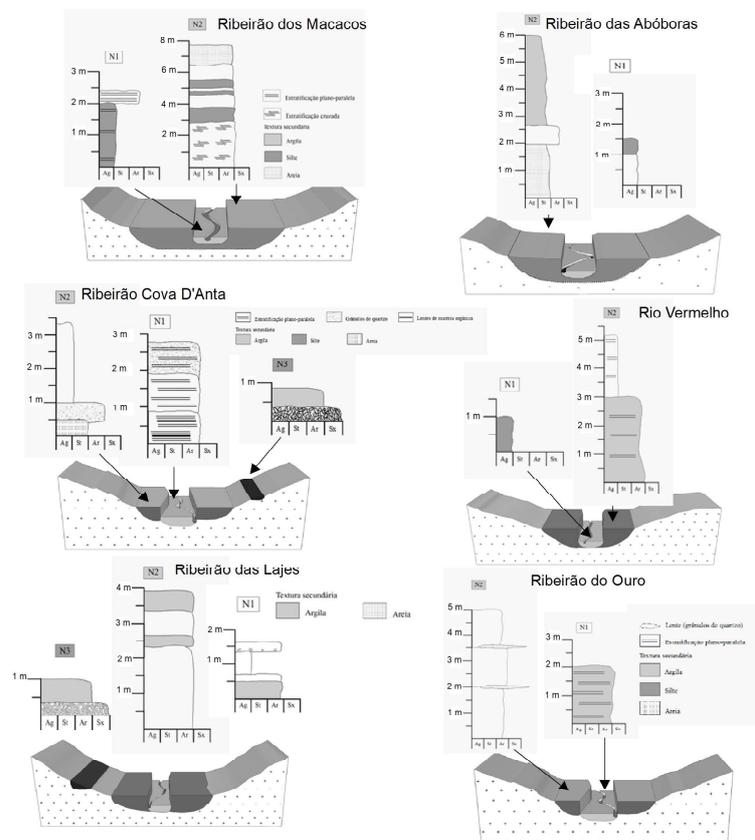


Figura 13 - Principais características dos níveis deposicionais dos segmentos B – perfis transversais representados sem escala.

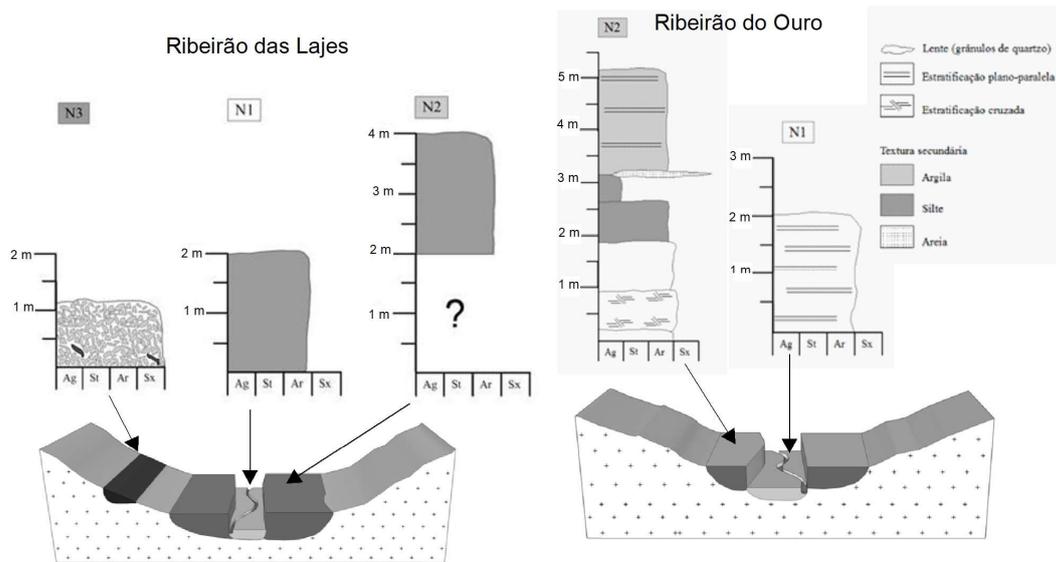


Figura 14 - Principais características dos níveis deposicionais dos segmentos C.

Tabela 2: Resultados da datação dos depósitos via LOE (SAR). As amostras 1, 3, 5, 7 e 9 correspondem às bases dos depósitos e as amostras 2, 4, 6, 8 e 10 se referem aos topos.

Curso d'água/ segmento	Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Dose anual ( $\mu\text{Gy}/\text{ano}$ )	Dose Acumulada (Gy)	Idade (anos)
Macacos/seg. B	1	$7,15 \pm 0,25$	$1,80 \pm 0,22$	$2,29 \pm 0,33$	$3.530 \pm 420$	2,8	$800 \pm 130$
	2	$23,14 \pm 0,83$	$5,13 \pm 0,21$	$3,97 \pm 0,57$	$7.270 \pm 700$	3,9	$530 \pm 80$
Macacos/seg. A	3	$11,17 \pm 0,40$	$3,08 \pm 0,12$	$3,22 \pm 0,46$	$5.150 \pm 540$	14,1	$2.750 \pm 420$
	4	$23,29 \pm 0,83$	$5,79 \pm 0,60$	$3,80 \pm 0,55$	$7.300 \pm 780$	9,1	$1.250 \pm 190$
Ouro/seg. C	5	$7,96 \pm 0,28$	$2,70 \pm 0,53$	$2,53 \pm 0,36$	$4.030 \pm 530$	25,2	$6.250 \pm 1.100$
	6	$4,13 \pm 0,14$	$1,30 \pm 0,04$	$1,23 \pm 0,18$	$2.100 \pm 200$	6	$2.850 \pm 420$
Ouro/seg. B	7	$5,82 \pm 0,21$	$1,64 \pm 0,07$	$2,07 \pm 0,30$	$3.170 \pm 340$	55,7	$17.600 \pm 2.780$
	8	$4,38 \pm 0,15$	$1,59 \pm 0,02$	$2,20 \pm 0,31$	$3.190 \pm 340$	50,4	$15.800 \pm 2500$
Vermelho/seg. B	9	$32,59 \pm 1,17$	$8,83 \pm 0,04$	$2,07 \pm 0,30$	$6.500 \pm 400$	35	$5.400 \pm 610$
	10	$20,04 \pm 0,72$	$5,91 \pm 0,23$	$2,70 \pm 0,39$	$5.860 \pm 515$	13,1	$2.250 \pm 300$

Tabela 3: Resultados do cálculo de FABD – dados por curso d'água.

Curso d'água	FABD
Ribeirão das Abóboras	58,6
Ribeirão dos Macacos	36,0
Ribeirão das Lajes	56,2
Ribeirão do Ouro	64,7
Ribeirão Cova D'Anta	23,9
Ribeirão Águas Claras	43,8
Rio Vermelho	66,8
Rio Pardo	17,8
Paraopeba (CGGM)	62,8
Paraopeba (BambuÍ)	51,4

Destaca-se o comportamento anômalo do rio Paraopeba. Nos trechos a montante e a jusante da área investigada (Grupo Bambuí; Tabela 3), o rio encontra-se mais próximo do centro geométrico da bacia. Nos granitoides (CGGM – Tabela 3), seu curso está deslocado para a margem esquerda. Associado ao N3 na bacia do ribeirão dos Macacos, este fato corrobora com a proposição de um basculamento anterior para oeste. É possível que o Rio estivesse aproveitando estruturas pretéritas das litologias do CGGM e, por isso, estivesse deslocado. No entanto, o conjunto de rochas atravessado pelo Rio compreende tanto rochas do Complexo Belo Horizonte, como rochas de granitoides de diferentes idades. Diante desse contexto, não se considera plausível que esses conjuntos de rochas apresentem, de forma alinhada, estruturas que poderiam ser aproveitadas pelo Rio em seu encaixamento.

### **5. Contextualização dos eventos de sedimentação fluvial nos fundos de vales**

Os fundos de vales, geralmente amplos e com depósitos espessos, devem ter sido condicionados pelo longo período de quietude tectônica esperada para uma área cratônica. Isso pode dificultar eventos de incisão fluvial muito intensos e permitir a atuação de processos de vertente no sentido de tornar o vale mais aberto.

O embutimento dos depósitos de N1 em relação aos N2, observado nos afluentes da margem direita do rio Paraopeba, bem como o encaixamento e embutimento desses níveis na margem esquerda, sinalizam como a dinâmica fluvial tem evoluído recentemente. Nesse sentido, o embutimento seria um indício da alteração da dinâmica hidrossedimentar, responsável pelo abandono do N2 e formação do N1 sem a incisão do canal. Já o encaixamento pode ser considerado um processo transicional entre o escalonamento e o embutimento, caracterizado pela pequena incisão da drenagem e o embutimento parcial do depósito. O escalonamento, como se observa nos N2 em relação aos N3, pode sinalizar que, após a deposição do N3 e seu abandono, a dinâmica fluvial foi marcada pelo significativo rebaixamento do nível de base, que condicionou o encaixamento do canal e, posteriormente, a formação do N2.

A escassez de fácies de seixos e o predomínio de material arenoso nos depósitos fluviais podem estar relacionados tanto ao quadro litológico (rochas leucocráticas, ricas em quartzo) como aos solos associados.

Considerando que a região possui solos evoluídos (como latossolos e argissolos), é possível que os processos erosivos atuantes nos planaltos não foram capazes de expor o substrato rochoso e, desse modo, disponibilizar material fonte para as fácies de seixos. Mesmo que os processos erosivos e os movimentos de massa tenham se intensificado nos planaltos, quando da formação dos N2, eles não devem ter sido capazes de disponibilizar seixos para os cursos fluviais. Apenas sedimentos nas frações areia, silte e argila teriam chegado em grande quantidade aos cursos d'água.

Devido às características dos níveis deposicionais N1, N2 e N3, sobretudo a posição altimétrica e a distância vertical em relação à lâmina d'água, é possível estabelecer a correlação destes com os cinco níveis identificados por Marques (1997) no vale do rio Paraopeba, em um trecho a montante de Juatuba. Para a autora, a formação desses níveis teria sido condicionada por ciclos de instabilidade tectônica, caracterizados pelo soerguimento regional. Portanto, essa correlação seria um importante indício da atuação do rio Paraopeba como nível de base regional que condicionou a dinâmica fluvial e eventos de sedimentação em afluentes do Médio e Baixo curso.

Considera-se que os eventos de sedimentação apresentados neste trabalho são posteriores à formação do N3 na bacia do ribeirão dos Macacos (Quadro 1) e associados à dinâmica fluvial do Paraopeba. A localização desse N3, no centro geométrico da bacia (Figura 3), e os dados do FABD (Tabela 3), permitem inferir que, durante ou após a sua formação, houve o basculamento da região para oeste. Como resposta, o Paraopeba teria migrado para a margem esquerda e a rede hidrográfica teria se reorganizado, com o aumento das bacias hidrográficas de afluentes da margem direita e conseqüente redução na margem esquerda. Outra resposta importante seria o soerguimento, naquele momento, da área que atualmente corresponde aos altos cursos dos ribeirões das Abóboras e dos Macacos, onde se localiza o interflúvio com o Rio das Velhas. Desse modo, considera-se esse N3 um marco têmporo-espacial importante para a compreensão da influência da neotectônica na região.

Não foram encontradas evidências diretas de movimentações neotectônicas, mas outros trabalhos fortalecem a hipótese de sua ocorrência. Moreira (1997) e Marques (1997) identificaram níveis deposicionais em cotas altimétricas mais elevadas nos vales do rio Paraopeba e do ribeirão Serra Azul, cujas características foram interpretadas como indícios de deformações pro-

vocadas pela movimentação de blocos tectônicos, como basculamento. Kohler (1989) afirmou que ocorreram movimentações neotectônicas na bacia do ribeirão da Mata, um afluente do rio das Velhas. De acordo com ele, a dinâmica de blocos na região teria sido marcada por soerguimentos e basculamentos. Além disso, Saadi (1991) propôs que as bacias hidrográficas dos rios Paraopeba, Cipó e das Velhas podem ser consideradas unidades morfoestruturais nas quais predomina uma dinâmica de blocos diferenciada, com soerguimentos, subsidências e basculamentos neotectônicos. Portanto, os indícios de campos e de gabinete, somados às conclusões dos referidos autores, permitem considerar como plausível a ocorrência de um basculamento regional anterior aos eventos de sedimentação descritos a seguir.

Considerando as informações acerca dos níveis deposicionais identificados nos vales investigados neste trabalho e a integração desses dados aos estudos geomorfológicos de Kohler (1989), Saadi (1991), Magalhães Jr. (1993), Magalhães Jr. e Saadi (1994) Marques (1997) e Moreira (1997), propõe-se dois conjuntos de eventos de sedimentação. Assim, espera-se contribuir com a compreensão da gênese, da evolução e da configuração espacial dos níveis deposicionais desses

afluentes. A integração dos dados que culminou nessa proposição considerou prioritariamente as informações sobre os níveis deposicionais identificados (Figuras 5, 6, 9, 10, 11, 12, 13 e 14 e Tabela 2), a distribuição espacial (Figura 3), a cota altimétrica e a distância vertical em relação à lâmina d'água do curso fluvial.

Um primeiro conjunto de quatro eventos de sedimentação de caráter regional deve ter sido condicionado pelo rio Paraopeba, o qual teria encaixado como resposta a soerguimentos regionais. Por estarem associados aos ritmos de rebaixamento do nível de base regional, esses eventos podem ser cronologicamente organizados. O segundo conjunto é composto de quatro eventos de sedimentação de caráter local, condicionados por níveis de base locais sustentados pelos diques básicos e pelos veios de quartzo. Não foi possível propor uma ordem cronológica para a sua ocorrência. Ressalta-se, contudo, a relevância do controle da sedimentação de ambos os conjuntos de eventos exercido pelos níveis de base regional e locais.

A Figura 15 representa a configuração espacial atual dos níveis deposicionais investigados e uma síntese da interpretação dos eventos de sedimentação de cunho regional e local.

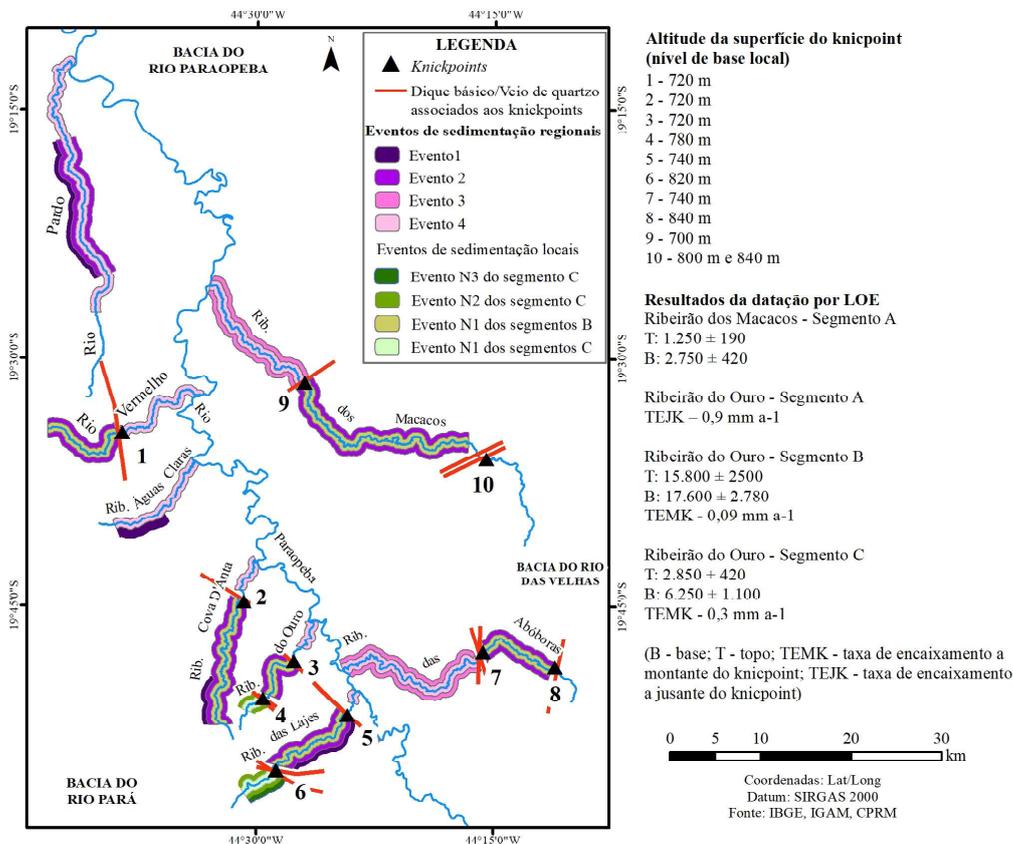


Figura 15 - Síntese da configuração espacial e eventos de sedimentação nos vales fluviais de afluentes do Médio e Baixo curso do rio Paraopeba.

## **5.1 Eventos regionais de sedimentação**

### **Evento de Sedimentação Regional 1 – ESR1**

O ESR1 corresponde ao evento regional mais antigo e estaria associado à dinâmica do rio Paraopeba. Neste evento foram gerados os níveis deposicionais N3 nos vales dos afluentes da margem esquerda (segmentos B). Esses seriam os registros deposicionais mais relevantes de uma importante mudança na dinâmica fluvial regional entre a formação dos N3 e a formação dos N2 nos Altos e Médios cursos desses afluentes.

Os registros de N3, nos segmentos B, são níveis deposicionais situados em cotas altimétricas que variam entre 711 m de altitude no rio Pardo, a jusante, e 781 m de altitude no ribeirão das Lajes, a montante. Já a distância vertical desses níveis deposicionais em relação à lâmina d'água atual dos afluentes varia entre 5 e 9 m de altura. Considerando a altura da base desses níveis em relação à lâmina d'água, o desnível altimétrico em relação ao rio Paraopeba e as alterações que os coluvionamentos podem ter produzido na forma, nas fácies sedimentares e na posição altimétrica desses depósitos, é possível propor que eles sejam registros de um evento regional de sedimentação. Nesse sentido, o ESR1 pode ser considerado um evento regional, que atualmente possui registros (N3) no vale do rio Paraopeba, nas proximidades de Juatuba, e nos altos e médios cursos (segmentos B) dos afluentes da margem esquerda, principalmente. Moreira (1997) encontrou indícios de coluvionamento nos depósitos análogos identificados nas bacias dos ribeirões Mateus Leme e Serra Azul, a montante da área de estudo desse trabalho. Considerando as características dos N3 e depósitos análogos em outras áreas, é possível inferir que o coluvionamento desses depósitos também teve caráter regional e afetou grande parte da bacia do Médio e Baixo curso do rio Paraopeba.

As características dos N3 (Figuras 4, 5, 6, 7 e 8) permitem supor que o ESR1 marcou o final de um período de maior capacidade e competência dos cursos d'água e de vertentes mais declivosas. É certo que os seixos encontrados nos N3 podem ser atribuídos a fontes proximais, dadas as características dos materiais (subarredondados a subangulosos), o que pode ser decorrente do contexto energético típico de ambientes de cabeceiras. Verifica-se ainda que os depósitos de N1 e N2, posicionados em cotas altimétricas inferiores e mais novos que os N3, não apresentam fácies de seixos

(Figuras 4, 5, 6, 7 e 8), nem mesmo em trechos mais a montante daqueles nos quais os N3 foram identificados. A única exceção é o ribeirão Águas Claras, cujo N1 possui duas fácies de seixos, os quais podem ser materiais remobilizados de níveis mais antigos ou podem estar associados ao contexto de maior energia condicionado pela Serra do Rio do Peixe, onde o curso d'água nasce.

A distribuição espacial dos N3 (Figura 3) permite propor que a fase de incisão da drenagem, posterior à sedimentação, tenha provocado a instabilidade das vertentes e, conseqüentemente, o desmanche dos depósitos nos trechos a jusante e o coluvionamento a montante. Nos afluentes da margem direita do rio Paraopeba, por sua vez, o longo período necessário para a formação dos N2 nos segmentos B (cerca de 7.000 anos/LOE – Tabela 2) pode ter favorecido a abertura dos vales e a remoção dos N3.

É possível que o ESR1 tenha durado tempo suficiente para permitir uma relativa suavização do relevo, sobretudo a norte da área. As cotas altimétricas mais baixas e o relevo mais suavizado são características que corroboram com essa interpretação. Ademais, esse seria um contexto geomorfológico importante para o evento de sedimentação regional seguinte, que deve ter suavizado ainda mais o relevo e criado condições para a abertura dos vales e para a sedimentação de espessos pacotes em trechos de Médio e de Alto curso nos afluentes.

### **Evento de Sedimentação Regional 2 – ESR2**

O ESR2 corresponde à fase de formação dos depósitos N2 dos segmentos B dos vales. Ao final do ESR1, o nível de base regional sofreu um rebaixamento que refletiu na incisão da rede fluvial, com o abandono dos N3. Considerando as características morfológicas atuais dos canais fluviais, pode-se inferir que a incisão da drenagem, anterior ao ESR2, foi longa e eficiente o bastante para regularizar os perfis longitudinais nos segmentos A e B. No ribeirão do Ouro, as idades obtidas com a datação (Tabela 2) indicam que o N2 do segmento B, associado ao ESR2, teve sua formação iniciada há cerca de  $17.600 \pm 2.780$  anos, enquanto o N2 do segmento C teve sua formação iniciada posteriormente, há cerca de  $6.250 \pm 1.100$  anos. A diferença de idade permite individualizar os eventos de sedimentação associados à formação dos N2 nos segmentos B e C. Esses dados também permitem propor que a regularização dos canais

teria ocorrido primeiro nos segmentos B e, em seguida, nos segmentos C.

As idades obtidas indicam que os depósitos N2 dos segmentos B foram formados ao longo de cerca de 7.800 anos, culminando com a formação de depósitos relativamente espessos, que ocuparam as margens dos cursos fluviais até os médios e altos cursos de diversos afluentes do rio Paraopeba. Atualmente, os depósitos associados ao ESR2 estão preservados nos segmentos B dos ribeirões das Abóboras, dos Macacos, das Lajes, do Ouro, Cova D'Anta e do rio Vermelho, e no Médio e Alto curso do rio Pardo. Não há seus registros no ribeirão Águas Claras. Supõem-se que, nos segmentos A (baixos cursos), esses depósitos foram destruídos pela fase de incisão posterior ao ESR2 ou tiveram seus sedimentos completamente remobilizados ao longo do Evento de Sedimentação Regional 3, abordado adiante.

A formação do N2 do segmento B coincidiu com um período de umedecimento do clima em Minas Gerais, ocorrido entre 16.000 e 11.000 anos AP, conforme aponta Barros *et al.* (2011). Nesse sentido, a sedimentação verificada no período pode ter relação com o aumento da umidade e existência de material sedimentar passível de transporte pelos cursos d'água.

Atualmente, os depósitos N2, associados ao ESR2, estão preservados nos segmentos B dos afluentes do rio Paraopeba devido ao surgimento e à manutenção de níveis de base locais controlados por diques básicos e veios de quartzo. Suas cotas altimétricas variam entre 700 m de altitude no ribeirão dos Macacos a 740 m no ribeirão das Lajes. A diferença entre as bases e as superfícies dos *knickpoints* associados a esses níveis de base locais têm, em média, 20 m de altura. Se forem consideradas as cotas do N2 no rio Pardo e do nível análogo do rio Paraopeba, descrito por Marques (1997) na região de Juatuba, é possível inferir um nível de base regional que condicionou a ocorrência do ESR2. Este estaria situado entre 680 m de altitude na confluência com o rio Pardo a 730 m perto de Juatuba. A amplitude altimétrica nesse trecho do rio Paraopeba, com cerca de 90 km de distância vetorial entre os dois pontos, é de 50 m, o que representa um desnível de 0,55 m/km. Esse desnível pode ser considerado pequeno e deve ter conferido condições de baixa energia ao rio Paraopeba naquele momento, contribuindo para a formação de níveis deposicionais em escala regional. Essa interpretação tem como base a observação da amplitude altimétrica atual entre esses dois pontos, que permanece

em torno de 50 m e tem condicionado a formação de planícies de inundação em todos os segmentos A (associadas ao ESR 4).

A dinâmica de blocos proposta tem papel importante para a compreensão da evolução dos depósitos N2, associados ao ESR2. O basculamento para oeste deve ter condicionado a migração do rio Paraopeba para oeste e o aumento da extensão dos canais dos principais afluentes da margem direita, influenciando nas condições de energia e na dinâmica hidrossedimentar dos mesmos. Com maiores extensões, regularizados e em contexto de quietude tectônica, esses canais devem ter assumido condições típicas de baixa energia, mais propensos ao acúmulo de sedimentos.

Inicialmente, o *input* de energia representado pelo basculamento deve ter contribuído para a incisão da drenagem, sobretudo nos trechos de Alto curso dos afluentes. Contudo, é possível que os diques e veios tenham controlado esse processo nos altos cursos, condicionando a intercalação de fases de intensificação da erosão, associadas aos rompimentos desses níveis de base locais, e de limitação a esses processos, associada a períodos de maior resistência das soleiras à incisão fluvial. Não foram identificados elementos que permitam afirmar sem alguma dúvida a existência dessa dinâmica controlada pelos níveis de base locais. No entanto, o que se observa nos altos cursos (segmentos C) dos ribeirões do Ouro e das Lajes corrobora com essa proposição, haja vista que a formação de terraços (N2 e N3) e de planícies (N1) tem sido controlada por níveis de base locais, com uma sucessão de fases de encaixamento e de agradação. Isso demonstra que essas soleiras passam por momentos de maior e menor fragilidade frente aos processos de incisão fluvial e, desse modo, favorecem ou dificultam a intensificação dos processos erosivos em trechos a montante.

Seguindo tal interpretação, pode-se propor que os diques e veios interferiram na dinâmica erosivo-deposicional regional, sobretudo nos altos cursos dos afluentes da margem direita do rio Paraopeba. Assim, o *input* de energia representado pelo basculamento regional não deve ter gerado uma fase única de intensificação da erosão, mas representou fases de intensificação da erosão e de agradação controladas litologicamente. Essas condições também teriam forte relação com a formação de pacotes sedimentares relativamente espessos na área. Por outro lado, nos vales dos afluentes da margem esquerda, menos extensos e com menores áreas de contri-

buição, foram formados depósitos sedimentares menos espessos e mais restritos horizontalmente. Verifica-se, portanto, que, devido ao condicionamento estrutural e litológico, o ESR2 foi responsável pela formação de depósitos com características distintas nas duas margens do rio Paraopeba.

Depois da formação dos N2 associados ao ESR2, houve o rebaixamento do nível de base regional, com o encaixamento de 10 m da calha do rio Paraopeba. Assim, uma onda de incisão remontante deve ter atuado na região, em escala regional, possivelmente destruindo ou remobilizando os depósitos de N2 nos baixos cursos (segmentos A) dos afluentes, formados durante o ESR2. No entanto, os N2 desse evento, localizados nos médios cursos (segmentos B), foram preservados devido à resistência dos diques básicos e veios de quartzo à erosão fluvial e ao consequente estabelecimento de níveis de base locais no mesmo patamar altimétrico do ESR2.

Com relação aos níveis de base locais, sustentados por diques e veios, é preciso esclarecer que não há indícios de que esses *knickpoints* tenham sido gerados por movimentações diferenciais de blocos. De fato, a disposição dos *knickpoints* na área investigada não permite associá-los a uma falha ou conjunto de falhas que pudessem limitar blocos com movimentações diferenciais. Para justificar uma dinâmica de blocos que explicasse a existência e localização dos *knickpoints* seria preciso considerar uma atividade neotectônica relativamente intensa. Contudo, a análise dos encaixamentos da drenagem sugere exatamente o contrário, a gradual estabilização tectônica regional.

### **Evento de Sedimentação Regional 3 – ESR3**

O ESR3 foi mais restrito que os eventos anteriores, condicionando a formação de depósitos aluvionares (N2) nos baixos cursos (segmentos A) dos ribeirões das Aboboras e dos Macacos e no vale do Médio e Baixo curso do rio Paraopeba. Após o ESR2, o rebaixamento do nível de base regional repercutiu no vale do Paraopeba e nos baixos cursos (segmentos A) de seus afluentes, promovendo o encaixamento da drenagem e a regularização dos perfis longitudinais. Nos ribeirões dos Macacos e das Abóboras, os depósitos associados ao ESR3 possuem até 11 m de espessura e são horizontalmente extensos.

Não há registros desse evento de sedimentação nos afluentes da margem esquerda do rio Paraopeba.

É possível que, nestes vales, os N2 associados ao ESR3 tenham sido elaborados, mas, posteriormente, destruídos e seus sedimentos remobilizados durante o ESR 4. No entanto, não há elementos que permitam assegurar essa proposição. É importante ressaltar que, de modo geral, os depósitos formados nos afluentes da margem esquerda tendem a ser menos expressivos que os da margem direita, o que corroboraria com a proposição de destruição e remobilização dos materiais nos depósitos dos afluentes da margem esquerda. Embora sem registros deposicionais do ESR3 nos afluentes da margem esquerda, assume-se que esse evento teve caráter regional, de menor magnitude, caracterizado pela formação de depósitos nos afluentes da margem direita e no vale do Paraopeba.

Os N2 associados ao ESR3 possuem características semelhantes às observadas nos N2 do ESR2, com espessuras em torno de 11 m, lateralmente extensos, compostos por material arenoso, predominando areia fina, e com ausência de fácies de seixos (Figuras 4 e 5). A semelhança entre os níveis deposicionais posicionados em cotas altimétricas distintas é um indício de que os dois eventos de sedimentação foram marcados por intenso entulhamento dos vales. Soma-se a isso o fato de que os N2 do ESR3 foram formados ao longo de cerca de 2.110 anos, conforme datação por LOE (Tabela 2). A baixa energia que caracteriza os baixos cursos (segmentos A) dos canais investigados, associada ao contínuo incremento de sedimentos disponibilizados a montante, pode explicar a formação de espessos pacotes sedimentares em um tempo relativamente curto, os quais se estendem desde a confluência com o Paraopeba até a base dos *knickpoints*, nos segmentos A. Outro aspecto importante é a associação entre o período de formação desses depósitos com o umedecimento do clima em Minas Gerais há cerca de 1.400 anos AP (BARROS *et al.*, 2011).

### **Evento de Sedimentação Regional 4 – ESR4**

Com a estabilização do nível de base regional (rio Paraopeba), iniciou-se o último evento de sedimentação de caráter regional. Apesar de ocorrer em todos os afluentes do Médio e Baixo curso do Paraopeba, o ESR4, que condiciona a formação das planícies de inundação (N1), limita-se ao vale desse rio e aos baixos cursos (segmentos A) de seus afluentes.

A amplitude altimétrica inferida entre o ESR 4 e o ESR2 é praticamente a mesma. Entre a confluência

do rio Pardo com o Paraopeba e a região de Juatuba (distância vetorial de 90 km) o desnível continua sendo de aproximadamente 50 m. A repetição dessas condições do nível de base regional e a formação dos N1 nos segmentos A e no Paraopeba são indícios de que se trata de um evento de sedimentação de caráter regional. A composição granulométrica dos pacotes sedimentares é outro indício importante, já que de acordo com a análise granulométrica houve o aumento considerável dos percentuais de argila e silte nos N1 analisados em comparação aos N2.

## 5.2 Eventos locais de sedimentação

### Eventos de sedimentação de caráter local e sem ordem cronológica definida

Os depósitos N1 dos segmentos B e os depósitos N1, N2 e N3 dos segmentos C estão associados aos eventos de sedimentação de caráter local, controlados por níveis de base locais. Embora seja difícil estabelecer relações temporais entre esses eventos, eles se destacam por evidenciarem a importância do controle litológico realizado pelos diques básicos e pelos veios de quartzo, sem isso significar uma resposta direta às variações do nível de base regional. A seguir, apresenta-se uma proposta de posicionamento desses eventos locais em relação entre eles e os eventos regionais. Ressalta-se que, apesar desse esforço, o estabelecimento definitivo de ordem cronológica de dados conclusivos.

É possível que a formação do N3 do segmento C do ribeirão das Lajes corresponda a um evento de sedimentação local que pode ter se iniciado ao mesmo tempo ou logo em seguida ao ESR1. De fato, o estabelecimento de um nível de base local (*knickpoint* 4 – Figura 15), controlado pelos diques e veios, para o segmento C permitiu a diferenciação da dinâmica hidrossedimentar neste segmento. Corrobora com essa hipótese os dados das datações (Tabela 2), que indicam que a deposição do N2 do segmento C do ribeirão do Ouro se iniciou depois da sedimentação do N2 do segmento B, associado ao ESR2.

A formação dos depósitos N2 dos segmentos C dos ribeirões das Lajes e do Ouro deve corresponder a um mesmo evento sedimentar regional (Evento N2 dos segmentos C – Figura 15), cujas idades de referência foram obtidas com as datações do N2 do ribeirão do Ouro (Tabela 2). Essas idades indicam que a sua for-

mação ocorreu entre o ESR2 e ESR3. Nesse sentido, o início da formação desses depósitos deve estar relacionado a um período de estabilidade dos níveis de base locais (*knickpoints* 4 e 6 – Figura 15), após a incisão da drenagem neste segmento. Após a formação do N3 do segmento C do ribeirão das Lajes houve uma fase de encaixamento da drenagem e, em seguida, um período de estabilidade do nível de base que permitiu o início da deposição desses pacotes sedimentares.

Os N2 dos segmentos C foram formados em um período de umedecimento do clima observado em Minas Gerais, iniciado há cerca de 7.000 anos AP, conforme Barros *et al.* (2011). O aumento da umidade pode ter contribuído inicialmente para o aumento da carga sedimentar em cursos d'água e para o encaixamento da drenagem. Posteriormente, com a estabilização do nível de base, deve ter contribuído com o aporte de sedimentos e a formação de depósitos fluviais. Além disso, não há indícios de movimentações tectônicas que expliquem a geração dos *knickpoints* 4 e 6 (Figura 15), os quais devem estar associados apenas à maior resistência das litologias que compõem os diques e veios frente aos processos de incisão fluvial. Esse evento de sedimentação local foi interrompido pela retomada da incisão do canal no segmento, que provocou o rebaixamento do nível de base local. O registro da retomada da incisão do canal no segmento C do ribeirão do Ouro é a exposição do contato entre a base do N2 e o substrato eluvionar.

O terceiro evento de sedimentação local corresponde à formação dos depósitos N1 nos segmentos B (Figura 15), cuja formação deve ter se iniciado ao mesmo tempo ou pouco depois do início do ESR3. Esse evento de sedimentação local foi condicionado pelos níveis de base locais em diferentes vales, controlados pela litologia. A exemplo do que ocorreu com o ESR2 e ESR3, cujos depósitos apresentam características diferentes de acordo com a margem do rio Paraopeba a qual os afluentes pertencem, o final desse evento é marcado por um pequeno rebaixamento do nível de base nos ribeirões do Ouro e Cova D'Anta, gerando N1 encaixados nos respectivos N2, enquanto no ribeirão das Lajes houve a formação de N1 embutido no N2 – afluentes da margem esquerda. Nos ribeirões dos Macacos e das Abóboras (afluentes da margem direita), os vales possuem N1 integralmente embutidos nos respectivos N2. A relação entre os N1 e N2 nos afluentes da margem direita foi inferida a partir da profundidade das cavas de extração de areia existentes, que são con-

sideravelmente mais profundas do que a lâmina d'água dos cursos fluviais.

O último evento de sedimentação local corresponde à formação dos depósitos de N1 nos segmentos C dos ribeirões do Ouro e das Lajes. É provável que ele tenha se iniciado enquanto o ESR3 se desenvolvia e deve ser concomitante ou posterior ao ESR4. Por se tratar de níveis associados à dinâmica atual dos cursos fluviais nos segmentos de Alto curso, possivelmente os mais recentes, torna-se um desafio propor a posição cronológica desse evento em relação aos demais. A gênese dos N1 desse evento deve ser semelhante à dos N1 localizados nos segmentos B dos ribeirões do Ouro e Cova D'Anta. Após o evento que deu origem ao N2 nos segmentos C, houve uma fase de incisão fluvial que provocou um pequeno rebaixamento do nível de base local, o que se observa no ribeirão do Ouro, onde o elúvio abaixo do pacote sedimentar se encontra exposto. Em seguida, ocorreu certa estabilização do nível de base, o que permitiu a formação dos depósitos desse evento.

## **Conclusões**

A partir dos resultados obtidos foi possível reconhecer evidências importantes de que a dinâmica fluvial na bacia do Médio e Baixo curso do rio Paraopeba tem evoluído influenciado por ciclos de rebaixamento do nível de base regional, pelo estabelecimento dinâmico de níveis de base locais e por eventos de sedimentação que refletem os períodos de relativa estabilidade dos níveis de base regional e locais que, de acordo com as datações, coincidem com períodos de umedecimento do clima.

As evidências apontam para um controle estrutural e tectônico que, em conjunto com as condições climáticas pretéritas, têm condicionado o ritmo do rebaixamento do nível de base regional e, com isso, controlado os eventos de sedimentação regionais. Nesse sentido, as fases de incisão fluvial, de caráter regional, podem ter sido comandadas por uma dinâmica diferencial de blocos, influenciada pelas condições climáticas (destacando-se as fases de umedecimento) e por um complexo quadro estrutural herdado dos ciclos Transamazônico e Brasileiro ou pelo rompimento de soleiras, ambos tendo como resultado o rebaixamento do nível de base do rio Paraopeba.

As reativações de falhas e zonas de cisalhamento foram responsáveis por movimentações neotectônicas

como basculamentos, soerguimentos e abatimentos de blocos. O basculamento da região deve ter provocado o deslocamento do rio Paraopeba para oeste (margem esquerda), o que foi decisivo para a atual configuração das bacias e redes hidrográficas caracterizadas por afluentes mais extensos e com maiores bacias na margem direita e o inverso na margem esquerda. Também se atribui ao basculamento a intensificação dos processos erosivos na área que corresponde aos altos cursos dos afluentes da margem direita e o consequente aumento do aporte de sedimentos para esses cursos d'água. Com maior aporte de sedimentos e canais mais extensos e com menor capacidade energética os eventos de sedimentação foram intensificados nas bacias da margem direita, registrado pelo entulhamento dos vales.

Se, por um lado, o controle estrutural e tectônico foi decisivo para a instalação dos eventos de sedimentação de caráter regional, por outro lado, os diques básicos e veios de quartzo tiveram papel de destaque no estabelecimento de níveis de base locais que controlaram/condicionaram os eventos de sedimentação locais nos trechos superiores dos afluentes do Paraopeba. Assim como o quadro estrutural, os diques e veios são elementos que compõem a litologia da área e foram formados durante os ciclos Transamazônico e Brasileiro. Eles possuem organização espacial complexa e seccionam as litologias do CGGM e do SGRV. A maior resistência dos diques e veios constitui um fator importante associado à gênese de *knickpoints* ao longo dos canais desses afluentes, controlando níveis de base e eventos de sedimentação locais.

Com base nessas informações, que reúnem indícios do controle litológico, estrutural e tectônico, e da influência paleoclimáticas, foi proposto um conjunto de eventos de sedimentação cuja função é explicar a formação, evolução e arranjo espacial dos níveis deposicionais fluviais estudados. Esses eventos são divididos em dois grupos. O primeiro é composto de quatro eventos de sedimentação regionais cronologicamente organizados, todos controlados pelo nível de base regional, representado pelo rio Paraopeba. Há ainda os eventos controlados por níveis de base locais que não puderam ser diretamente relacionados aos eventos principais.

## **Agradecimentos**

À CAPES; ao CNPq pela bolsa de pesquisa.

## Referências Bibliográficas:

- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n.7, p.349-364, 1977.
- BACELLAR, L. A. P.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. A. Controlling factors of gullying in the Maracujá Catchment, Southeastern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, p. 1369-1385, 2005.
- BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JR., A. P. Eventos sedimentares e evolução morfodinâmica do vale do Rio Conceição - Quadrilátero Ferrífero/MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, p. 323-336, 2013.
- BARROS, L. F. P.; LAVARINI, C.; LIMA, L. B. S.; MAGALHÃES JR., A. P. Síntese dos cenários paleobioclimáticos do Quaternário Tardio em Minas Gerais/Sudeste do Brasil. **Sociedade e Natureza**, v. 23, n. 3, p. 371-386, 2011.
- CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E.; MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: o caso da bacia do ribeirão São Pedro – Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 201-211, 2012.
- CARVALHO, A.; MAGALHÃES JR, A. P.; FILIZZOLA, B. R.; MARQUES, C. P. M. O papel dos processos fluviais na configuração de fundos de vale na bacia do rio Paraúna - Serra do Espinhaço Meridional, Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, p. 691-708, 2018.
- CBH-PARAOPEBA – Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Paraopeba. Disponível em: <<http://www.aguasdoparaopeba.org.br>>. Acesso em 16 de maio de 2013.
- CHAVES, A. O. **Exame de diques máficos proterozoicos da porção meridional do Cráton do São Francisco (MG-Brasil)**. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 101p. Dissertação de Mestrado. 1996.
- CHAVES, A. O. **O exame de diques de anfíbolito do Cráton do São Francisco meridional**. Revista Brasileira de Geociências, v.41, n.3, p.509-524, set, 2011.
- CIBAPAR – CONSÓRCIO INTERMUNICIPAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PARAOPEBA. **Plano diretor das águas da bacia hidrográfica do rio Paraopeba**: resumo preliminar. Betim, 83p., 2009.
- CORRÊA, A. C. B.; SILVA, D. G.; MELLO, J. S. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do Quaternário Tardio no semiárido nordestino. **Mercator**, v. 7, p. 99-125, 2008.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Embrapa-CNPS, 212p. 1997.
- FÉBOLI, W. L. **Programa Geologia do Brasil**: folha SE.23-ZC-I –Pompéu. CPRM, Folha Pompéu, 1:100.000 (Mapa), 2008.
- HARE P. W.; GARDNER I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA M.; HACK J. T. (eds.). **Tectonic Geomorphology**. Proceedings of 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. 1985.
- KOHLER, H. C. **Geomorfologia cárstica na região de Lagoa Santa –MG**. São Paulo: FFLCH/USP, 113p. Tese de Doutorado, 1989.
- LANA, C. E. **Cartografia integrada de ecossistemas lóticos (fluviais) no alto curso do rio das Velhas – MG**. Ouro Preto: Escola de Minas/DEGEO/UFOP, Dissertação de Mestrado, 175f. 2004.
- LAVARINI, C.; MAGALHÃES JR, A. P.; OLIVEIRA, F. S.; CARVALHO, A.. Neotectonics, river capture and landscape evolution in the highlands of SE Brazil. **Mercator** (Fortaleza. Online), v. 15, p. 95-119, 2016.
- MAGALHÃES JR. A. P. **Evolução da dinâmica fluvial cenozoica do Alto-Médio Rio das Velhas na região de Belo Horizonte - MG**. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, Dissertação de Mestrado. 159f. 1993.
- MAGALHÃES JR., A. P., SAADI, A. Ritmos da dinâmica fluvial Neo-Cenozóica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 2, n. 1, p. 42-54, 1994.
- MAGALHÃES JR, A. P., BARROS, L. F. P., RAPOSO, A. A., CHEREM, L. F. S. Dinâmica fluvial quaternária do Rio Maracujá, Quadrilátero Ferrífero (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, p. 3-14, 2011a.
- MAGALHÃES JR, A. P., CHEREM, L. F. S., BARROS, L. F. P., SANTOS, G. B. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, n. 132, p. 187–194, 2011b.
- MARQUES, M. R. **Morfodinâmica fluvial cenozoica no vale do Rio Paraopeba entre o Fecho do Funil e Juatuba, Minas Gerais**. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 83p. Dissertação de Mestrado. 1997.
- MESSIAS, R. M.; MAGALHÃES JR, A. P. Níveis deposicionais aluviais no vale do córrego do Rio Grande, Depressão de Gouveia

- MG. In: 10º **Simpósio Nacional de Geomorfologia**, Manaus, 2014. Anais do 10º Simpósio... Manaus, 2014.
- MOREIRA, P. F. **Depósitos cenozoicos e evolução morfodinâmica na bacia do Ribeirão Serra Azul (Médio Rio Paraopeba)**, Minas Gerais. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 104f. Dissertação de Mestrado. 1997.
- OLIVEIRA, L. A. F.; MAGALHÃES JR, A. P.; LIMA, L. B. S.; CARVALHO, A. Fatores condicionantes da configuração de fundos de vale colmatados na bacia do Alto-Médio Rio Pomba, Leste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, p. 639-657, 2014.
- PINTO, R. W. P.; FREITAS, M. M.; ALMEIDA, J. C. H.; SILVA, L. G. A. E. Evolução geomorfológica do Rio Grande, RJ: influências geológicas e capturas de drenagem. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 407-422, 2018.
- RICCOMINI, C.; GROHMANN, C. H.; SANT'ANNA, L. G.; HIRUMA, S. T. A Captura das Cabeceiras do Rio Tietê pelo Rio Paraíba do Sul. In: MONDENSEI-GAUTTIERI, M. C.; BARTORELLI, A. CARNEIRO, C. R. LISBOA, M. B. A. L. **A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber**. São Paulo: Beca-BALL edições, 2010.
- ROMANO, A. W. **Nota explicativa da folha Pará de Minas – SE.23-Z-C-IV**. Brasília: UFMG/CPRM, 65p. 2007a.
- ROMANO, A. W. **Programa Geologia do Brasil: folha SE.23-Z-C-IV – Pará de Minas**. UFMG/CPRM, Folha Pará de Minas, 1:100.000 (Mapa), 2007b.
- ROMANO, A. W.; ARAÚJO, J. C. S.; CARVALHO, H. R. S.; OLIVEIRA, J. A.; LEMOS, M. G.; KNAUER, L. G.; PAIVA, C. T.; HEINECK, C. A. **Programa Geologia do Brasil: folha SE.23-Z-C-V – Contagem**. UFMG/CPRM, Folha Contagem, 1:100.000 (Mapa), 2009.
- RUBIN, J. C. **Sedimentação quaternária, contexto paleoambiental e interação antrópica nos depósitos aluviais do alto Rio Meia-Ponte – Goiás/GO**. Rio Claro. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 1999.
- SAADI, A. **Ensaio Sobre a Morfotectônica de Minas Gerais – tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese**. Belo Horizonte: UFMG, 1991. 285 f. Tese (Prof. Titular) - IGC, Universidade Federal de Minas Gerais, 1991.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v.34, n.4, p.469-478, 2004.
- SALLUN, A. E. M., SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 2, p. 401-412, 2007.
- SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. Depósitos quaternários da região entre Marília e Presidente Prudente (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 385-395, 2006.
- SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A.M.F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 2, p. 401-412, 2007
- SECCO, P. R. **Caracterização dos tipos de agalmatolito da Serra dos Ferreiras, Onça de Pitangui-MG**. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 101 p. Dissertação de Mestrado. 2009.
- SILVA, T. M.; SANTOS, B. P. Sistemas de Drenagem e Evolução da Paisagem. **Revista Geográfica Acadêmica**, v.4, n.1, 5-19. 2010.
- TULLER, M. P. **Programa Geologia do Brasil: folha SE.23-Z-C-II – Sete Lagoas**. CPRM, Folha Sete Lagoas, 1:100.000 (Mapa), 2009.
- TULLER, M. P.; RIBEIRO, J. H.; SIGNORELI, N.; FÉBOLI, L.; PINHO, J. M. M. **Programa Geologia do Brasil: Projeto Sete Lagoas – Abaeté**. Belo Horizonte: CPRM, 160p., 2010.
- VALADÃO, R. C., SILVEIRA, J. S. Estratigrafia Quaternária e evolução do Relevo no Complexo do Bação, Dado Preliminares. In: Simpósio de Geologia De Minas Gerais, 6, Anais... **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 45, n. 01-02, p. 85-87, 1992.