2. ARQUIVOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS NO INTERIOR CONTINENTAL: O CONTEXTO SERRANO DE MINAS GERAIS, BRASIL

Antônio Pereira Magalhães Junior[1], Luiz Fernando de Paula Barros[2], Alex de Carvalho[3] & Letícia Augusta Faria de Oliveira[4]

[1] Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais; antonio.magalhaes.ufmg@gmail.com
[2] Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais; luizfpbarros@yahoo.com.br
[3] Instituto Federal de Minas Gerais – Campus Ouro Preto; alexrochacarvalho@gmail.com
[4] Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais; leticia.afoliveira@gmail.com

---

Resumo: Os sedimentos fluviais estão dentre os principais registros do passado geomorfológico, sendo tradicionalmente investigados em estudos de reconstituição paleoambiental. Entretanto, os depósitos são facilmente erodidos, descaracterizados e homogeneizados nos domínios intertropicais úmidos e em áreas mais ativas tectonicamente. A sua preservação em contexto serrano é ainda mais difícil, pois os depósitos tendem a ser de pequena extensão e espessura, consequência da acumulação fragmentada. Nesse sentido, os estudos de geomorfologia fluvial no Brasil tendem a se concentrar em grandes sistemas fluviais em contextos de planícies. A despeito de sua ocorrência fragmentada e pontual, os arquivos fluviais podem ser os principais indícios da evolução geomorfológica em diferentes recortes espaciais, marcando eventos deposicionais e desnudacionais associados a fatores exogenéticos e endogenéticos. Por causa de sua alta energia, os sistemas fluviais em ambientes serranos podem ser ainda mais vulneráveis às mudanças ambientais, com impactos nos processos geomórficos e na frequência, magnitude e periodicidade de eventos extremos, como inundações. Este texto busca discutir a importância dos arquivos fluviais na interpretação da evolução das paisagens e apresentar as bases conceituais, técnicas e limitações dessa abordagem, sobretudo em contextos serranos do estado de Minas Gerais. Também trazemos um quadro geral dos principais avanços no entendimento dos eventos tectônicos e climáticos do Quaternário na transformação de paisagens serranas no estado.
Palavras-Chave: Geomorfologia Fluvial, Registros Sedimentares, Mudanças Ambientais, Neotectônica, Oscilações Climáticas.

Abstract: Fluvial sediments are some of the main geomorphological records of the past, being traditionally investigated in studies of paleoenvironmental reconstitution. However, in humid

intertropical domains, especially the more tectonically active ones, depositional records are easily eroded, mischaracterized, and homogenized. Its preservation in mountain valleys is even more difficult since deposits tend to be of small extension and thickness due to fragmented accumulation. Thereby, studies on fluvial geomorphology in Brazil tend to focus on large fluvial systems in lowland contexts. Despite their fragmented and punctual occurrence, fluvial archives can be the main evidence of geomorphological evolution in different scales, pointing out depositional and denudational events associated with exogenetic and endogenetic factors. Because of their high energy, mountain river systems can be even more vulnerable to environmental changes, impacting geomorphic processes and the frequency, magnitude, and periodicity of extreme events, such as floods. We seek to discuss the importance of fluvial archives in the landscape study, especially in mountain areas of the Minas Gerais state, Southeastern Brazil, presenting the main concepts, techniques, and limitations of this approach. We also seek to present a general picture of the main advances in the understanding of Quaternary tectonic and climatic events in the transformation of the landscapes in the regional highlands.
Keywords: Fluvial Geomorphology, Sedimentary Records, Environmental Changes, Neotectonics, Climatic Oscillations.

Tema: Geomorfologia Fluvial

---

1. INTRODUÇÃO

A investigação da sequência e da magnitude dos paleoeventos de transformação dos sistemas fluviais é tradicionalmente inferida a partir da análise de depósitos fluviais (JACOBSON *et al.*, 2003; PAZZAGLIA, 2013). Os registros deposicionais carregam indícios da evolução das paisagens e se constituem em evidências e/ou respostas de eventos desnudacionais e deposicionais (SOMMÉ, 1990). Por isso, os registros sedimentares são comumente concebidos como "arquivos fluviais" na literatura internacional e considerados componentes essenciais para a construção de uma compreensão integrada da evolução dos sistemas fluviais, do relevo e das paisagens (BRIDGLAND & WESTAWAY, 2014). Nesse sentido, os arquivos fluviais podem atender com eficiência aos princípios uniformitaristas, segundo os quais o presente oferece evidências para a compreensão do passado, bem como auxiliar a compreensão do futuro ao subsidiar a modelagem do comportamento de sistemas fluviais e predição de mudanças (PETTS & FOSTER, 1985; JACOBSON *et al.*, 2003).

Os estudos envolvendo os depósitos fluviais têm se baseado nos processos que modelam o relevo e na estratigrafia sedimentar (PAZZAGLIA, 2013). No caso das abordagens morfogenéticas, é comum a análise da distribuição espacial de sedimentos em níveis deposicionais, bem como dos condicionantes físicos e humanos de cada configuração. No caso dos estudos estratigráficos, é comum a interpretação dos depósitos visando a reconstituição de processos e paleoambientes fluviais. Entretanto, as abordagens em ambientes tropicais são particularmente desafiadoras, pois os eficientes

processos de meteorização mecânica e geoquímica tendem a remover e fragmentar os registros deposicionais, especialmente em domínios serranos, onde são menos desenvolvidos.

A interpretação de arquivos fluviais envolve, tradicionalmente, a análise de condicionantes ambientais que atuam na dinâmica dos cursos d'água, sobretudo os climáticos e os tectônicos. As dinâmicas climática e tectônica condicionam variações na carga sedimentar e nas características dos fluxos superficiais, determinando ajustes na geometria e nos padrões fluviais (OLLIER, 1991; BROCARD *et al.*, 2003; SCHUMM, 2005; CHARLTON, 2008; HAYAKAWA & ROSSETTI, 2012; STOKES *et al.*, 2012; PAZZAGLIA, 2013; MAIA & BEZERRA, 2013; PARANHOS FILHO *et al.*, 2017; DEMOULIN *et al.*, 2017). No entanto, o tempo de reação (*lag time*) de cada sistema é particular, conforme cada contexto e escala, e os depósitos podem não apresentar evidências de mudanças paleoambientais, principalmente os mais distantes dos focos dessas mudanças (MIALL, 2006).

Nesse contexto, o presente capítulo discute a importância dos arquivos fluviais interioranos na interpretação da evolução da paisagem, abordando os principais avanços no entendimento dos eventos tectônicos e climáticos do Quaternário nos contextos serranos do estado de Minas Gerais. Por causa de sua alta energia, os sistemas fluviais de ambientes serranos podem ser ainda mais vulneráveis às mudanças ambientais, com impactos nos processos geomórficos e na frequência, magnitude e periodicidade de eventos extremos, como as inundações (STOFFEL *et al.*, 2016).

2. BASES CONCEITUAIS

Os arquivos deposicionais fluviais se referem a sedimentos transportados por cursos d'água e podem ser separados em três ambientes deposicionais principais, diferenciados segundo a posição atual (Figura 1): leitos fluviais, planícies de inundação e níveis deposicionais inativos (incluindo terraços). As planícies de inundação (ou aluviais) são definidas, tradicionalmente, como formas deposicionais ativas, geradas por inundações marginais periódicas de cursos d'água, com topografia suavizada ou relativamente plana e configurada por sedimentos aluviais inconsolidados (LEOPOLD *et al.*, 1964; BAKER, 1988; KNIGHTON & NANSON, 1993; RITTER *et al.*, 2002; BRIDGE, 2003). A periodicidade dos processos de inundação é bastante variável conforme cada contexto, mas o período de retorno deve ser suficiente para manter a forma das planícies sob construção. Desse modo, a morfologia e as características dos depósitos das planícies registram a dinâmica recente/atual dos cursos d'água, e as definições mais comuns no âmbito da geomorfologia se referem a critérios hidrogeomorfológicos (ANDERSON *et al.*, 1999; CHARLTON, 2008).

Um conjunto de processos fluviais está envolvido na gênese das planícies de inundação (LEOPOLD *et al.*, 1964; KNIGHTON, 1998; MARRIOTT, 2004; STEVAUX & LATRUBESSE, 2017; MAGALHÃES JR. & BARROS, 2020a). Os depósitos são formados essencialmente por processos de acreção vertical, mas também de migração

lateral dos canais, principalmente em sistemas fluviais com baixos gradientes e climas úmidos. Assim, as sucessões sedimentares das planícies são comumente caracterizadas por granodecrescência ascendente, ou seja, depósitos de calha grossos (como grânulos, areia grossa e/ou cascalho), recobertos por sedimentos mais finos (como areia fina, silte e argila) transportados em suspensão (STØLUM, 1996; POSAMENTIER & WALKER, 2006; HOWARD, 2009; GUINASSI *et al.*, 2019). Nos casos de canais em que a migração lateral é nula ou incipiente, planícies podem ser formadas somente por acreção vertical de sedimentos, como no caso de cursos d'água fortemente controlados por estruturas geológicas por longos períodos ou de canal anastomosado, de baixa energia dos fluxos e margens muito estáveis.

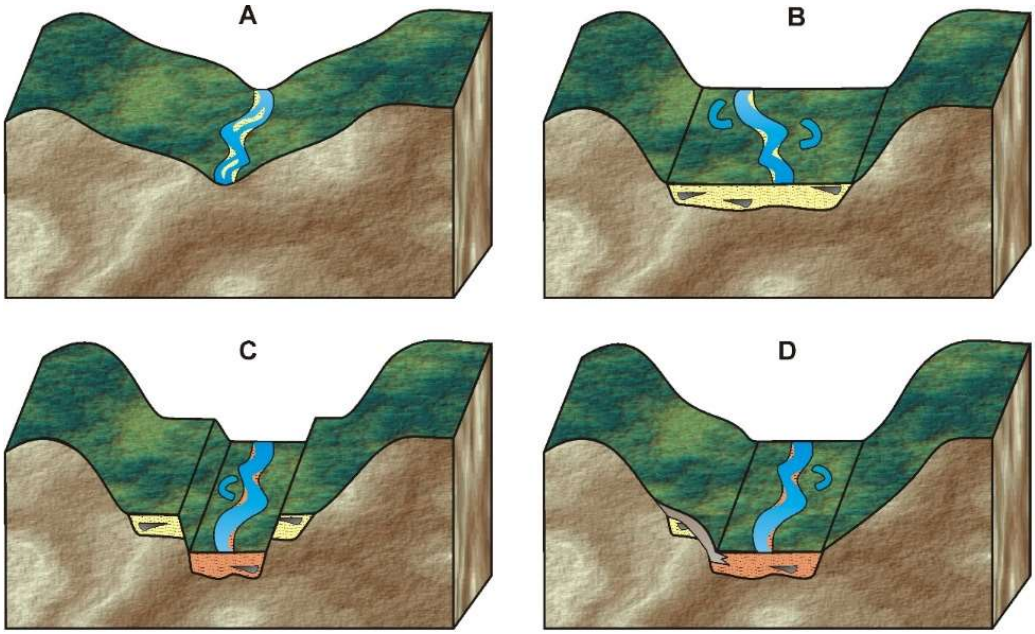

Figura 1. A) acumulação sedimentar em um canal fluvial; B) erosão lateral do vale e formação de planície de inundação; C) incisão vertical, abandono da planície inicial (transformada em terraço) e formação de nova planície; D) atuação de processos modeladores de vertentes na desconfiguração morfológica do nível fluvial abandonado e recobrimento dos depósitos por colúvios.

Durante as inundações, as áreas marginais se tornam palco da ativação do leito maior dos cursos d'água. Os fluxos podem carrear quantidade significativa de sedimentos em suspensão, que são depositados por acreção vertical à medida que a energia de transporte é reduzida. Esta redução, em relação ao leito menor, ocorre automaticamente nas inundações, pois há ampliação da seção transversal de escoamento e maior rugosidade nos ambientes marginais em função de elementos como a cobertura vegetal (BAKER, 1988; HUPP & OSTERKAMP, 1996). A frequência das inundações e o volume de carga sedimentar em suspensão nas inundações influenciam a taxa de deposição vertical e evolução das planícies. Porém, eventos extremos de elevada energia e pouca carga sedimentar podem provocar processos de erosão das planícies ao invés de deposição, o que depende também da resistência dos materiais (KNIGHTON, 1998). A existência e a configuração das planícies dependem desta relação dinâmica entre processos de

construção e de desmonte ao longo dos eventos hidrogeomorfológicos. Portanto, nem sempre as inundações são processos formadores de planícies, podendo, ao contrário, desconfigurá-las em função de sua alta energia.

As planícies podem apresentar subambientes específicos e respectivos depósitos correlativos em função da energia dos fluxos e dos processos hidrogeomorfológicos envolvidos. É o caso de diques marginais e dos materiais oriundos do seu rompimento (*crevasse splay*), canais ativos e/ou abandonados e preenchidos, meandros abandonados (que podem se apresentar sob forma de lagos), barras de pontal e cordões marginais (*meander scrolls*) (ANDERSON *et al.*, 1999; RITTER *et al.*, 2002; DEY, 2014; GUINASSI *et al.*, 2019). Correntes secundárias (canais temporários) de elevada energia também podem acumular sedimentos mais grossos nas planícies durante as inundações, gerando lentes detríticas nas colunas estratigráficas (MIALL, 2006). Cada subambiente pode gerar, deste modo, depósitos com fácies[1] específicas, mas a diversidade tende a aumentar em sistemas fluviais meandrantes clássicos, com extensas planícies, o que não tende a ser o caso de ambientes montanhosos (LEOPOLD *et al.*, 1964). Nestes pode haver, inclusive, importante interdigitação de alúvio com colúvio nas porções da planície mais próximas às encostas.

Entretanto, as planícies não são feições duradouras no processo de transformação contínua dos sistemas fluviais. O seu abandono pela dinâmica hidrogeomorfológica atual pode ocorrer em função de diferentes contextos e processos naturais e/ou antrópicos associados a mudanças nas condições de energia dos fluxos e à produção de sedimentos (KNIGHTON, 1998; CHEETAM *et al.*, 2010). São comuns as referências a terraços como planícies fluviais abandonadas (LEOPOLD *et al.*, 1964; SCHUMM, 1977; BRIDGE, 2003; JACOBSON *et al.*, 2003). Sendo feições deposicionais inativas, os terraços tendem a apresentar predomínio de processos de degradação, ainda que ocasionais eventos extremos de inundação e deposição possam ocorrer (LEOPOLD *et al.*, 1964; SCHUMM, 1977; RITTER *et al.*, 2002; BRIDGE, 2003; JACOBSON *et al.*, 2003). Assim, um terraço não está mais em construção pelo regime ordinário do curso d'água, tendendo a ser erodido e desmontado ao longo do tempo.

A definição de terraço fluvial está relacionada à forma que se observa na paisagem, pois são formas de origem sedimentar, suavizadas, inativas e com frequentes sedimentos aluviais correlativos. Desse modo, o alúvio é uma unidade estratigráfica e não o terraço em si (LEOPOLD *et al.*, 1964; RITTER *et al.*, 2002). Para Suguio (1998), terraço é uma superfície sub-horizontal presente em porções marginais de sistemas fluviais e lacustres, de caráter erosivo (ou abrasivo) ou deposicional. Terraços podem ser gerados em sistemas fluviais clássicos, como os meandrantes, entrelaçados (*braided*) e anastomosados, ou em contextos mais complexos como os leques aluviais, marcados por processos de deposição fluvial e movimentos de massa. A justaposição de leques e terraços fluviais pode levar a

[1] Fácies: termo relativo a uma unidade homogênea de depósitos ou rochas sedimentares que pode ser distinguida por critérios como gênese, geometria, composição granulométrica, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes, conteúdo fossilífero e/ou propriedades geofísicas (BRIDGE, 2003).

erros de interpretação. Por isso, Larson *et al.* (2015) propõem o uso do termo "*toe-cut terrace*" para as feições resultantes da interação entre o fluxo do curso d'água principal de uma bacia hidrográfica com leques aluviais dos tributários. Eles geralmente se formam quando o curso d'água principal migra lateralmente e erode a porção distal de um leque aluvial tributário (''*toe-cutting*'').

A diferenciação entre planícies e terraços também pode ser difícil, pois a morfologia pode ser semelhante, os desníveis podem ser pouco marcados e as inundações podem ter diferentes períodos de recorrência e abrangência. Isso é frequente em sistemas deposicionais recentes em fundos de vales. Por outro lado, a diferenciação deve levar em conta que planícies são feições ativas e em construção, com forma e sedimentos compatíveis, portanto, com a dinâmica fluvial atual (RITTER *et al.*, 2002; JACOBSON *et al.*, 2003), e terraços não. A relação entre inundações e configuração das planícies faz com que vários autores priorizem o componente hidrológico na sua identificação, sendo aceito, com certa frequência, que a planície seja concebida como a área inundada em determinados períodos de recorrência. Na hidrologia, por exemplo, é comum considerar períodos inferiores a três anos (HUPP, 1988).

A Lei de Trowbridge de Ascendência[2] contribuiu para a compreensão da gênese dos terraços fluviais, pois considera o princípio de que cursos d'água tendem a encaixar e aprofundar os seus vales ao longo do tempo, abandonando níveis deposicionais pretéritos. As taxas de encaixamento no substrato podem permitir a formação e a preservação de planícies por longos períodos. Porém, taxas de encaixamento mais intensas e superiores às dos processos de agradação podem resultar em dissecação e abandono de níveis deposicionais, que se tornam terraços.

No entanto, nem todos os terraços são gerados por encaixamento fluvial no substrato rochoso, podendo haver causas relacionadas a rearranjos da rede de drenagem (como capturas fluviais) ou à redução de vazões por causas climáticas e/ou antrópicas que podem resultar em novas planícies, embutidas em terraços recém-formados. Mudanças em níveis de base também podem alterar a energia dos fluxos e provocar alterações hidrossedimentológicas relacionadas a vazões, regime fluvial e carga sedimentar (KNIGHTON, 1998; CHEETAM *et al.*, 2010). Como resultado, podem ocorrer processos de incisão fluvial ou de embutimento dos processos de deposição, gerando terraços. Níveis de base podem ser reposicionados a partir de eventos tectônicos, eustáticos (de efeitos muito limitados no interior continental) e/ou isostáticos, assim como a propagação remontante de *knickpoints* (FRANKEL *et al.*, 2007; MERRITTS *et al.*, 2012).

Por outro lado, respostas internas em um sistema fluvial podem levar à formação de terraços, mas, nesses casos, há a tendência de formação de níveis deposicionais menos extensos e desenvolvidos. Alterações nos perfis longitudinais e transversais dos cursos d'água podem impactar ou derivar de mudanças nos balanços de energia de cada sistema fluvial como respostas à dinâmica das vazões e da carga sedimentar, podendo impulsionar

[2] Conforme a Lei de Trowbridge de Ascendência, unidades deposicionais fluviais inativas (em posições altimétricas superiores) são mais antigas que as situadas em cotas mais baixas (JACOBSON *et al.*, 2003).

processos de incisão. A literatura menciona, com frequência, mudanças/oscilações climáticas e processos de rearranjo espacial da rede de drenagem como causas potenciais de alterações no regime hidrossedimentar em diferentes escalas de tempo (BRIDGLAND & WESTAWAY, 2008a,b; 2014).

Os terraços fluviais podem servir, portanto, como registros do histórico de abertura dos vales fluviais, guardando evidências de condições hidrogeomorfológicas pretéritas (CHEETAM *et al.*, 2010). Um terraço, porém, pode ser originalmente formado por diversos períodos de agradação aluvial, sem que haja a sua diferenciação morfoestratigráfica, tornando a morfologia um critério incompleto para a reconstituição dos eventos fluviais ao longo de um vale (BRIDGE, 2003). Ademais, em certos contextos, como os tropicais e os tectonicamente ativos, os registros deposicionais tendem a ser rapidamente removidos e desmontados pelos eficientes processos de meteorização. Este é um dos vários desafios que se apresentam nos intentos de identificação e análise de níveis e sucessões deposicionais fluviais.

Assim, além dos registros sedimentares ocorrerem em uma variedade e complexidade que dificultam generalizações (RITTER *et al.*, 2002), os depósitos observáveis podem ser apenas fragmentos escassos da história fluvial, podendo, uma grande parte, ter sido removida ou descaracterizada pelos processos morfodinâmicos. Ademais, mesmo que a sedimentação seja contínua ao longo dos vales, nem sempre são formados níveis deposicionais, já que os sedimentos podem ser escoados para além do exutório por eficientes processos de transporte fluvial.

Nos sistemas fluviais de baixa ordem hierárquica de contextos serranos é comum que os depósitos sejam esparsos e com pequena extensão e espessura, tornando a sua preservação ainda mais difícil. Por isso, terraços mais desenvolvidos e preservados se concentram nos fundos dos vales, onde a dinâmica fluvial mais recente atua. Com o encaixamento fluvial, os níveis mais antigos que passam a integrar os contextos de encostas são geralmente desfigurados pela erosão e/ou inumados por colúvios. Sem a sua forma característica, esses registros não devem ser referidos como terraços, mas somente como níveis deposicionais fluviais abandonados (MAGALHÃES JR. & BARROS, 2020a). Os níveis deposicionais são, portanto, registros espaço-temporais da história evolutiva dos sistemas fluviais, representando estágios erosivo-sedimentares. O seu reconhecimento deve considerar as discordâncias erosivas no substrato rochoso ou no contato com outros níveis deposicionais.

2.1. Classificação de níveis deposicionais fluviais

A classificação de níveis deposicionais (tipologia) reflete a história evolutiva dos sistemas fluviais, tema largamente abordado na literatura (STEVAUX, 2000; ETCHEBEHERE *et al.*, 2005; LATRUBESSE & FRANZINELLI, 2005; LATRUBESSE *et al.*, 2010; MAGALHÃES JR. *et al.*, 2011; BRIDGLAND & WESTAWAY, 2014; MARÇAL *et al.*, 2015; SOUZA & PEREZ FILHO, 2018; BARROS & MAGALHÃES JR., 2020a). O que define a tipologia é, portanto, o arranjo espacial dos registros

sedimentares, o tipo de substrato e os contatos em relação aos demais níveis, independendo, portanto, do grau de atividade atual e de preservação da morfologia. A tipologia de um mesmo nível pode variar ao longo dos vales, já que pode haver influências locais/regionais diferenciadas em relação aos níveis de base e ao balanço de energia dos fluxos, gerando comportamentos distintos ao longo dos segmentos fluviais.

Quanto à distribuição transversal nos vales (Figura 2), os níveis deposicionais podem ser pareados ou isolados (LEOPOLD *et al.*, 1964; SUGUIO & BIGARELLA, 1979; CHRISTOFOLETTI, 1981; RITTER *et al.*, 2002; CHARLTON, 2008; PAZZAGLIA, 2013). Os pareados ocorrem na mesma cota em ambas as margens, resultado de incisão vertical relativamente rápida em relação à deposição. Os não pareados resultam de processos sincrônicos de incisão vertical e migração lateral. Pulsos de soerguimento relativamente rápidos tendem a formar níveis pareados e processos de soerguimento mais lentos e contínuos favorecem a origem de níveis não pareados.

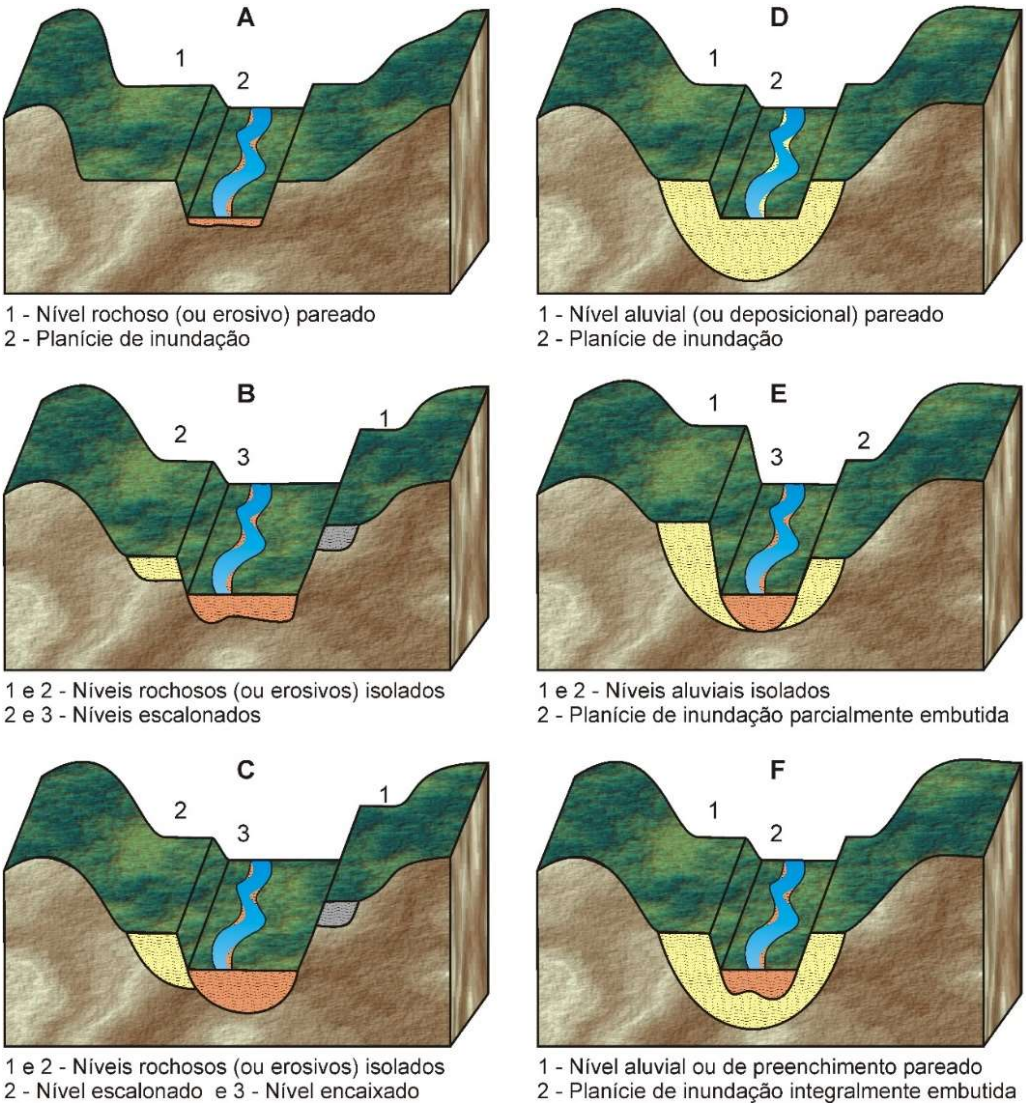

Figura 2. Tipologias fundamentais de níveis deposicionais fluviais.

Quanto ao substrato, os terraços rochosos (erosivos) resultam da incisão fluvial em substrato rochoso, sendo formados por uma base erosiva (*strath*) recoberta ou não por alúvio. A abertura dos fundos dos vales pela migração lateral e posterior incisão vertical dos canais pode gerar amplas superfícies erosivas conhecidas como *bedrock strath terraces*, fato condicionado pelo substrato geológico (SCHANZ & MONTGOMERY, 2016). Esses níveis podem ser úteis como *proxies* paleoclimáticos ou paleotectônicos (FINNEGAN & BALCO, 2013; SCHANZ *et al.*, 2018) quando guardam registros de influências no posicionamento de níveis de base, na descarga fluvial e/ou na carga de sedimentos. Nesses últimos casos, a ação antrópica também pode ser indutora da formação de *bedrock strath terraces* devido às influências no aporte sedimentar aos cursos d'água (SCHANZ *et al.*, 2018).

Os terraços aluviais (ou deposicionais) resultam da incisão fluvial em sedimentos pré-existentes, marcando *inputs* de energia ao longo de um estágio deposicional, particularmente devido a alterações tectônicas ou climáticas. Comumente, terraços aluviais são gerados como resposta à alternância de ciclos glaciais-interglaciais ao longo do Quaternário (TOFELDE *et al.*, 2017). Em certas partes do Globo, estágios glaciais (mais áridos) podem favorecer a agradação de canais por material detrítico, enquanto períodos interglaciais (mais úmidos) podem ser marcados por incisão. Entretanto, oscilações climáticas mais curtas também podem ter exercido esse tipo de controle (BRIDGLAND & WESTAWAY, 2008a; BARROS *et al.*, 2016).

Quanto ao arranjo espacial, os níveis deposicionais são tradicionalmente classificados como escalonados, encaixados e embutidos (SUGUIO & BIGARELLA, 1979; CHRISTOFOLETTI, 1981; BARROS & MAGALHÃES JR., 2020a). A diferença decorre da relação topográfica de cada nível com o imediatamente anterior. Os tipos escalonado e encaixado (*cut-in-bedrock terraces*) resultam do entalhe fluvial do substrato rochoso, sendo concebidos como níveis deposicionais erosivos ou rochosos (EASTERBROOK, 1999; PAZZAGLIA, 2013). No caso dos níveis escalonados a incisão resulta na exposição do substrato rochoso entre o nível mais antigo e o mais recente, enquanto nos níveis encaixados a dissecação menos expressiva faz com que os sedimentos do nível mais recente recubram o substrato rochoso e este não é, portanto, exposto. Assim, a diferenciação pode ser difícil, já que nem sempre é possível visualizar o contato dos depósitos com o substrato. Nestes casos, há que se buscar critérios estratigráficos e sedimentológicos.

A magnitude do encaixamento define, portanto, a diferenciação entre terraços escalonados e encaixados. Porém, a incisão vertical não é contínua ao longo do tempo, podendo ter variações de intensidade e ocorrer sob forma de pulsos. Em contextos de incisão vertical persistente durante longos períodos de tempo, os níveis deposicionais podem formar sequências escalonadas (*staircases*) ao longo dos vales (BRIDGLAND & WESTAWAY, 2008b; STOKES *et al.*, 2012). Por outro lado, fatores como o aumento na carga sedimentar (PAZZAGLIA, 2013) ou a formação de couraças nos leitos fluviais

(BARROS & MAGALHÃES JR., 2012; 2019; COTA *et al.*, 2018) podem retardar o encaixamento.

Quando um nível aluvial é erodido por incisão vertical, gerando um patamar, mas sem acumulação de novos sedimentos, pode ser formado um *cut-in-fill* ou *fill-cut terrace* (EASTERBROOK, 1999). Por sua vez, os níveis aluviais embutidos indicam estágios de energia pouco eficientes para o encaixamento no substrato rochoso. O nível mais recente (embutido – *nested-fill* ou *cut and fill terrace*) pode ser envolto pelos sedimentos do nível mais antigo (de preenchimento – *fill terrace*) e/ou ambos podem compartilhar da mesma superfície basal. O embutimento fluvial pode ocorrer devido a alterações hidrossedimentológicas em relação às condições que geraram o nível de preenchimento, fato que pode estar relacionado a mudanças no regime de vazões por causas climáticas, rearranjos da drenagem ou fatores antrópicos. Nesse sentido, as vazões podem ser reduzidas por captações diretas, desvios de drenagem, barramentos ou interferências nas recargas dos aquíferos (BUENO *et al.*, 1997; COSTA *et al.*, 2010; ROSSETTI *et al.*, 2014). Barreiras ao encaixamento também podem favorecer o embutimento, como no caso de encouraçamento de calhas fluviais (COTA *et al.*, 2018).

2.2. Abordagens e critérios metodológicos

O estudo de arquivos deposicionais fluviais possui diferentes objetivos, particularmente à reconstituição do histórico evolutivo de cursos d'água, redes de drenagem e bacias hidrográficas, incluindo o papel dos condicionantes fisiográficos e paleoambientais. Nesse intuito, uma variada gama de técnicas de gabinete, campo e laboratório pode ser empregada (Figura 3).

A investigação de níveis deposicionais envolve, geralmente, o levantamento de evidências que facilitam as relações entre os registros, tais como cotas altimétricas, altura em relação às calhas atuais, composição e sucessão de fácies, posição estratigráfica e relações laterais e verticais entre níveis deposicionais. A organização longitudinal e transversal de registros ao longo dos vales e a caracterização estratigráfica e sedimentológica definem o potencial interpretativo dos arquivos. Portanto, registros espacialmente desconectados podem ser de um mesmo nível deposicional, isto é, de um mesmo estágio erosivo-deposicional na história de um sistema fluvial.

É comum que critérios topográficos e morfológicos sejam mais facilmente aplicados na identificação de níveis deposicionais, podendo ser baseados em técnicas de geoprocessamento, sensoriamento remoto e campo (MEIKLE *et al.*, 2010; DEMIR *et al.*, 2012; DUARTE *et al.*, 2018). Porém, em sistemas fluviais de baixa ordem hierárquica de ambientes serranos tropicais, os critérios topomorfológicos podem ser pouco eficientes, pois as superfícies não são preservadas devido à meteorização intensa e à rápida desconfiguração dos arquivos abandonados.

Nesses casos, os elementos estratigráficos e sedimentológicos podem ter mais a dizer. Podem ser priorizados perfis expostos em cortes naturais ou construídos (como em estradas) e trincheiras podem ser abertas em locais estratégicos, como em rupturas

topográficas nas vertentes. Nesses processos, os desafios podem ser importantes, pois os arquivos podem estar completamente obliterados e/ou recobertos. Deve-se primar pela adequada localização dos registros para posterior espacialização e correlação, o que pode ser feito via aparelhos receptores do Sistema de Posicionamento Global (GPS). Altitudes mais precisas podem ser obtidas por meio de GPS diferencial, embora mais caro e de configuração mais complexa (MADDY *et al.*, 2012).

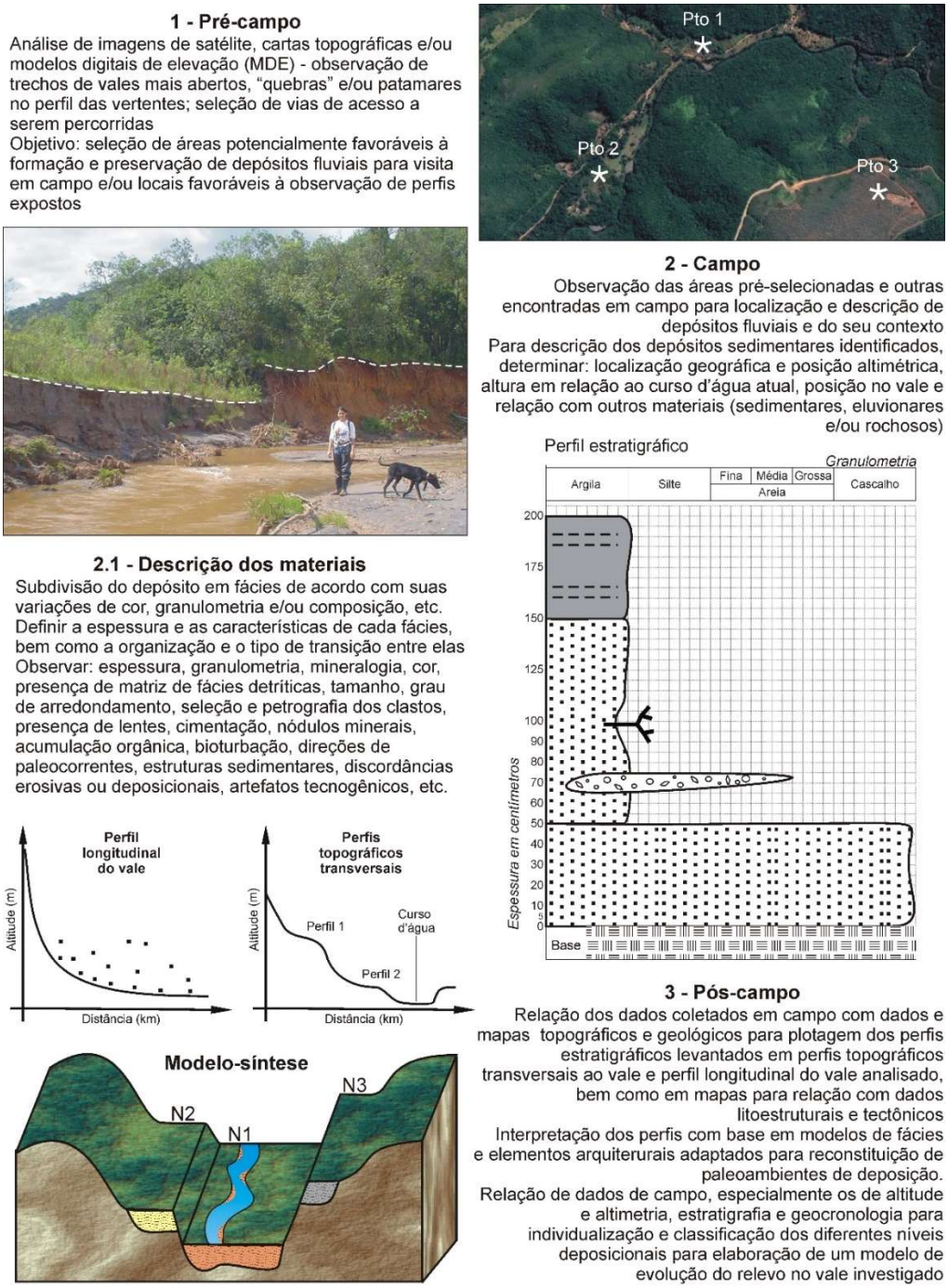

Figura 3. Passos metodológicos básicos para o levantamento e análise de sucessões e níveis deposicionais fluviais.

A análise dos arquivos deposicionais no estudo dos sistemas fluviais estabelece uma estreita relação entre geomorfologia e estratigrafia. A estratigrafia é um ramo da ciência que busca compreender a origem e o significado espaço-temporal de camadas e sequências de fácies, buscando determinar eventos, processos e ambientes paleodeposicionais associados, incluindo fases erosivas e hiatos deposicionais (CATUNEANU, 2006; MIALL, 2016). Várias concepções estratigráficas vêm sendo aplicadas na geomorfologia fluvial ao longo do tempo, podendo ser citadas a morfoestratigrafia, a aloestratigrafia e a tectonoestratigrafia (MAGALHÃES JR & BARROS, 2020b). Cada processo investigativo deve selecionar a abordagem que melhor atenda aos objetivos desejados e às possibilidades de aplicação.

A investigação de arquivos deposicionais com base na análise estratigráfica é tradicionalmente alicerçada na descrição de perfis verticais, a sua comparação ao longo do vale e a interpretação dos registros à luz de modelos de fácies propostos na literatura. Deste modo, a ausência da estrutura tridimensional dos arquivos, englobando as variações de composição e geometria das fácies e depósitos, pode ser um fator limitador. Ainda assim, a caracterização das fácies e de seu arranjo pode indicar condições sindeposicionais, como muito abordado em obras de estratigrafia, sedimentologia e geomorfologia fluvial (WALKER, 1984; CATUNEANU, 2006; BOGGS JR., 2011; MAGALHÃES JR & BARROS, 2020b).

É comum a descrição de parâmetros como substrato (rochoso ou aluvial), espessura, granulometria (textura) e mineralogia dos sedimentos, cor das fácies finas (incluindo a matriz de fácies detríticas), tamanho, grau de arredondamento e petrografia dos clastos, e organização, geometria e tipo de contato entre as fácies. Também pode ser descrita a presença de lentes, cimentação, nódulos minerais, acumulação orgânica, bioturbação e direções de paleocorrentes com base em estratos cruzados e/ou imbricamento de seixos. Discordâncias erosivas ou deposicionais podem indicar hiatos temporais e mudanças na dinâmica fluvial. Também podem ser registrados vestígios de artefatos tecnogênicos, como restos de materiais de construção e resíduos sólidos.

O tamanho e o grau de arredondamento dos clastos podem revelar as condições hidrológicas de energia de transporte e a competência dos paleosistemas fluviais (JACOBSON *et al.*, 2003; PAZZAGLIA, 2013), bem como a distância das áreas fonte. Técnicas de contagem e morfometria podem ser aplicadas a amostras de clastos de leitos atuais ou pretéritos, como as técnicas de análise de imagens e protocolos de *pebble count* (KONDOLF, 1997; MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997; BUNTE *et al.*, 2009). As estruturas sedimentares, por sua vez, podem indicar a energia dos ambientes deposicionais e os padrões fluviais associados. Estruturas plano-paralelas em fácies de sedimentos finos transportados em suspensão ocorrem comumente em planícies de inundação. Já as estruturas cruzadas acanaladas são típicas de ambientes de maior energia, como leitos fluviais. As publicações sobre estratigrafia apresentam uma densa base de informações sobre este tema (READING, 1996; CATUNEANU, 2006; POSAMENTIER & WALKER, 2006; MIALL, 2006; 2016; BOGGS JR., 2011).

O grau de seleção dos sedimentos pode indicar as condições das variações temporais da energia dos fluxos. A análise granulométrica pode ser realizada visualmente ou em laboratório, quando se requer maior precisão. Em campo, a caracterização dos sedimentos de textura igual ou inferior à areia é aproximada. Em laboratório podem ser realizadas análises de difração de raio X para individualização mineralógica de argilas, as quais podem indicar condições paleoclimáticas específicas.

Para objetivos de reconstituição de eventos e ambientes, a datação de sedimentos fluviais pode ser decisiva. As técnicas geocronológicas aplicadas à geomorfologia fluvial avançaram consideravelmente nas últimas décadas, com destaque para as de radiocarbono (^{14}C), Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), Ressonância do Spin Eletrônico (RSE), série de urânio e isótopos cosmogênicos. Entretanto, nos ambientes serranos certas técnicas podem ser de difícil aplicação, dada a comum ocorrência de depósitos pouco extensos e espessos, a sua desfiguração pelos processos morfodinâmicos (muitas vezes recobertos por colúvios) e as dificuldades de coleta de amostras. Nesse sentido, os depósitos mais facilmente datáveis estão situados nas planícies e terraços recentes nos fundos dos vales. Além disso, como destacam Barros & Salgado (2020), a datação por radiocarbono demanda material orgânico, o que limita a datação, muitas vezes, a materiais de planícies de inundação e terraços recentes, devido à degradação relativamente rápida da matéria orgânica. A LOE, por sua vez, pode apresentar um limite temporal restrito para áreas de elevada radiação ambiental, além de demandar lentes ou camadas arenosas relativamente homogêneas e de boa espessura, dificilmente encontradas nos depósitos de domínios serranos. A RSE ainda está sujeita a incertezas, dependendo, de um controle independente de idade em alguns casos, o que encarece as análises. Na série de Urânio, o uso do ^{210}Pb é o mais adequado para o contexto fluvial, mas é bastante limitado quanto à escala temporal. A aplicação dos isótopos cosmogênicos também é restrita a materiais de terraços espessos e bem preservados (geralmente apenas os mais recentes), além de ter custo elevado.

Os níveis deposicionais podem ser caracterizados quanto ao tipo, posição e distribuição transversal e longitudinal nos vales. Podem ser elaborados perfis de cada seção deposicional e perfis-síntese (com a sobreposição de informações) ou seções-tipo (as mais representativas) de cada nível. Individualizar e caracterizar as fácies é importante para a reconstituição de condições genéticas e padrões fluviais sindeposicionais (POSAMENTIER & WALKER, 2006; MIALL, 2006; 2016). A análise de fácies pode permitir a reconstituição do regime hidrológico, de condições de fornecimento de sedimentos e de áreas fonte dos mesmos (JACOBSON *et al.*, 2003). Podem ser identificadas associações de fácies geneticamente relacionadas e sucessões de fácies com mudanças verticais progressivas em parâmetros diagnósticos. Assim, modelos de fácies podem ser concebidos, sintetizando ambientes sedimentares e padrões fluviais específicos. A conexão entre modelos de fácies e padrões fluviais é tradicional na geomorfologia fluvial desde os anos 1970 (WALKER & CANT, 1984; PETTS & FOSTER, 1985; MIALL, 1985; 2006; 2016). Nos contextos serranos de Minas Gerais

domina o padrão meandrante, o qual adquire, comumente, nuances intermediárias com o padrão entrelaçado em certos segmentos fluviais marcados por elevada carga arenosa de leito (MAGALHÃES JR & BARROS, 2020b). Segmentos retilíneos ocorrem frequentemente nos canais de baixa ordem, mas esta é uma configuração geométrica e não um padrão hidrogeomorfológico de canais.

Os arquivos dos sistemas deposicionais meandrantes são marcados, frequentemente, por sucessões de fácies com granodecrescência ascendente, caracterizada por níveis de clastos e/ou areia grossa na base (fácies de leito), depósitos arenosos de acreção lateral (barras de pontal) e finos (argilas, silte e/ou areia fina) no topo, característicos de acresção vertical em planícies. São comuns estruturas cruzadas acanaladas e/ou tabulares nas fácies detríticas e arenosas, indicando condições de maior energia. Não é raro que as fácies de finos nas planícies apresentem estratificação plano-paralela e laminações cruzadas, comuns em ambientes de menor energia. Nas fácies de planícies também são comuns sedimentos orgânicos associados, muitas vezes, a meandros abandonados colmatados. Porém, os arquivos deposicionais dos contextos serranos de Minas Gerais não são ricos em fácies e estruturas internas, na maior parte dos casos. São comuns sequências com fácies basal de clastos e/ou areia, recobertos somente por fácies arenosa ou argilosa maciça, ou ainda com somente uma fácies detrítica basal (calha) ou fina com mistura de areia, silte e argila (MAGALHÃES JR & SAADI, 1994; MAGALHÃES *et al.*, 2011; BARROS *et al.*, 2016; MAGALHÃES JR & BARROS, 2020b).

A utilização de arquivos deposicionais na reconstituição de paleoambientes e padrões fluviais em ambientes tropicais pode ser prejudicada pela ausência de um panorama tridimensional dos registros e pela comparação com modelos de fácies tradicionais na literatura, os quais são muitas vezes rígidos e voltados a afloramentos rochosos e/ou a ambientes fluviais temperados ricos em fácies. Nesse sentido, pode ser útil a adaptação de abordagens como a análise arquitetural de Miall (1985; 2006; 2016), envolvendo a análise, codificação e associação de fácies em modelos de padrões fluviais e sistemas deposicionais. As adaptações são necessárias em função da pouca variedade faciológica nos ambientes serranos de Minas Gerais. Certas feições e fácies da proposta de Miall, como as relativas a diques marginais e *crevasse splay*, são raras. Ademais, as feições e as estruturas internas dos depósitos tendem a ser bastante obliteradas pelos processos geomorfológicos e pedogenéticos, modificando ou apagando planos de estratificação, descontinuidades deposicionais e aspectos sedimentológicos. Portanto, estudos baseados na análise detalhada de fácies é mais viável em depósitos de planícies e terraços recentes nos fundos de vales (BAYER & ZANCOPÉ, 2014).

3. ESTUDOS DE CASO

Três domínios serranos de Minas Gerais foram selecionados para exemplificar a aplicação dos conceitos, técnicas e limitações da abordagem de arquivos fluviais expostos anteriormente (Figura 4): Quadrilátero Ferrífero (região de Belo Horizonte), Serra do

Espinhaço Meridional (região de Gouveia) e Serra da Mantiqueira (região de Ubá). A partir desses estudos de caso, procura-se apresentar também um quadro geral dos principais avanços no entendimento dos eventos tectônicos e climáticos do Quaternário na transformação das paisagens serranas no estado.

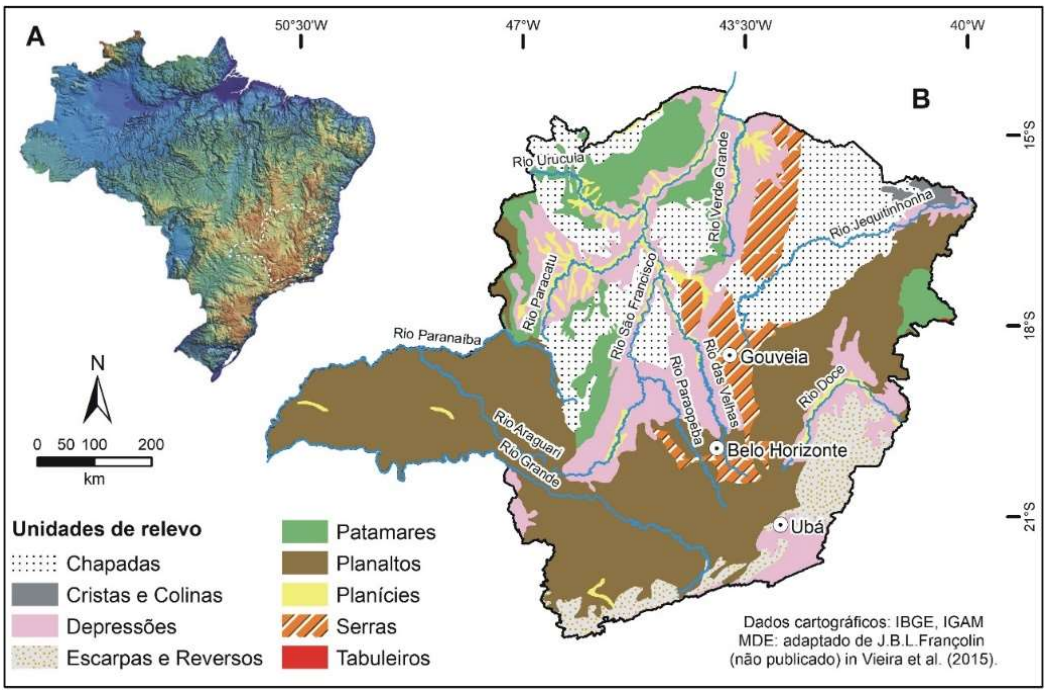

Figura 4. A) Localização de Minas Gerais em Modelo Digital de Elevação (MDE) do território brasileiro; B) Unidades de relevo no estado de Minas Gerais.

3.1. O Quadrilátero Ferrífero

O estudo de arquivos deposicionais fluviais no Quadrilátero Ferrífero (QF) tem sido feito por diversos autores, tendo como objetivo central a compreensão do importante papel dos cursos d'água na estruturação da paisagem no Cenozoico. Esses trabalhos foram recentemente revisitados por Barros & Magalhães Jr. (2020b) que propuseram uma sistematização do quadro regional, a qual serve de base para o panorama que se segue.

Foram levantados dados de sucessões deposicionais fluviais em 13 vales (Figura 5). Nas campanhas de campo, os depósitos foram caracterizados estratigraficamente, a partir de seções verticais e foi observado seu contexto espacial e as relações com outros depósitos. Em cada vale, os diversos depósitos foram organizados em níveis deposicionais que foram identificados, sobretudo, pela relação dos dados de composição estratigráfica e altura dos depósitos. Apenas sucessões deposicionais representativas dos diversos níveis fluviais foram amostradas para obtenção da idade dos sedimentos via LOE. A seleção dos arquivos fluviais a serem amostrados foi, muitas vezes, limitada pela própria disponibilidade de camadas sedimentares mais favoráveis à aplicação da técnica. Em geral, as amostras foram coletadas próximo à base dos perfis e, desse modo, foram tomadas como referentes ao início da formação dos depósitos. Uma vez organizados os dados de cada vale, foi elaborada uma proposta de fases regionais de formação de níveis

fluviais. Em outras palavras, buscou-se correlacionar os níveis de diferentes vales a fim de identificar as principais fases de evolução da paisagem fluvial regional.

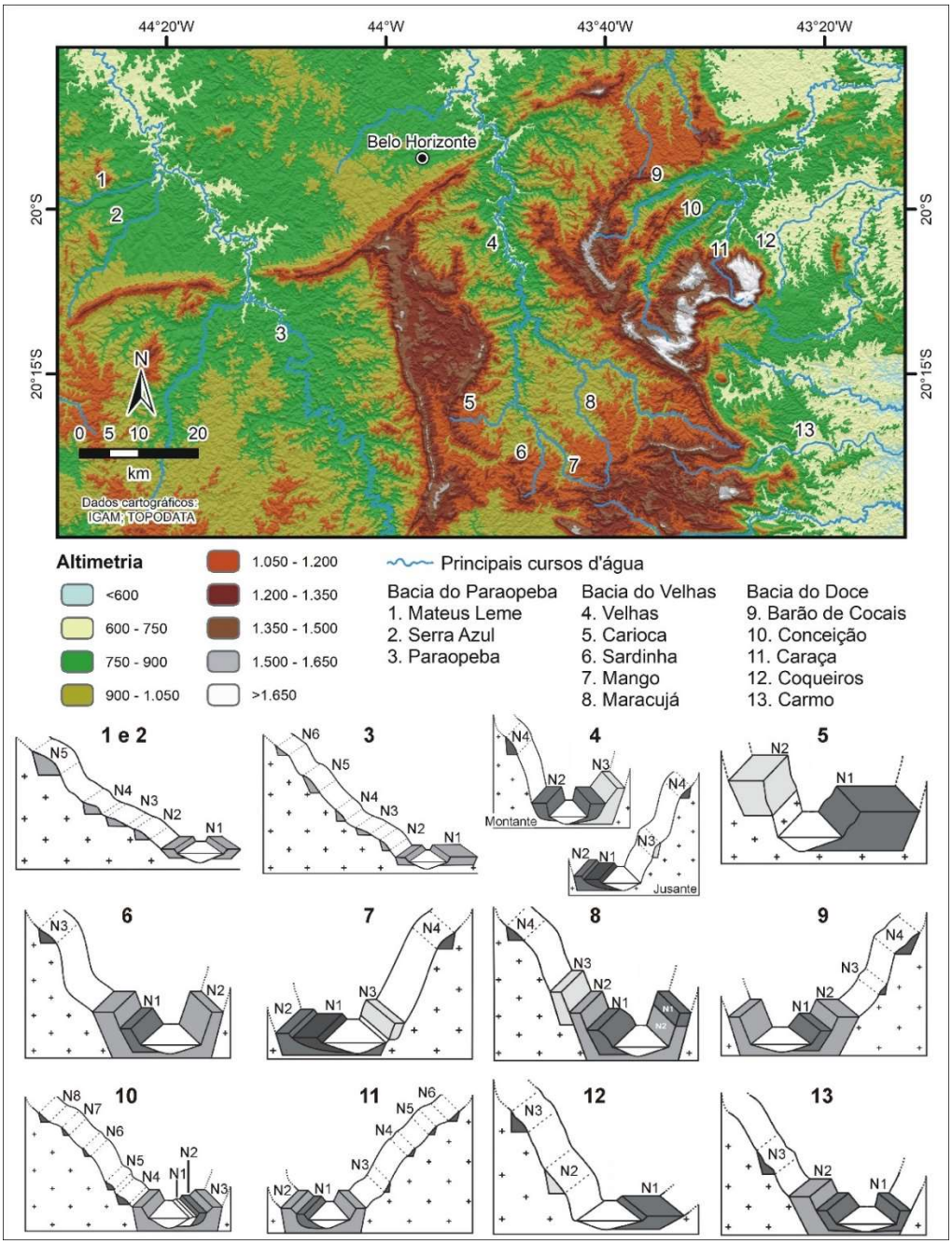

Figura 5. Hipsometria na região do Quadrilátero Ferrífero com os cursos d'água estudados e os respectivos perfis-síntese dos níveis deposicionais (sem escala).

Assim, foram identificadas sete fases regionais de evolução do sistema fluvial entre ~83 ka e o presente. Elas foram propostas a partir da relação da idade dos depósitos fluviais, características das sucessões deposicionais (presença de couraças ferruginosas, por exemplo) e contexto geomorfológico dos níveis fluviais em seus respectivos vales – sua relação com níveis mais antigos e/ou mais recentes.

Foi calculada a média das datações obtidas para os depósitos de cada fase regional identificada, obtendo-se idades que representariam as referidas fases, a saber (Figura 6): Fase 1, ~83 ka; Fase 2, ~47 ka; Fase 3, ~36 ka; Fase 4, ~26 ka; Fase 5, ~8 ka; Fase 6, ~1,4 ka; e Fase 7, a mais recente, porém sem idade definida. A partir dessas idades, foram buscadas na literatura informações quanto aos eventos tectônicos e aos contextos paleoclimáticos que podem ter influenciado as características de cada fase e a evolução geomorfogenética dos sistemas fluviais de um modo geral. Assim, percebeu-se que os processos e condicionantes da evolução dos vales fluviais na área são regionais. Entretanto, as respostas e registros dessa evolução variam entre os vales estudados devido à atuação de níveis de base locais, bem como à configuração litoestrutural de cada bacia e a uma possível tectônica diferencial em blocos.

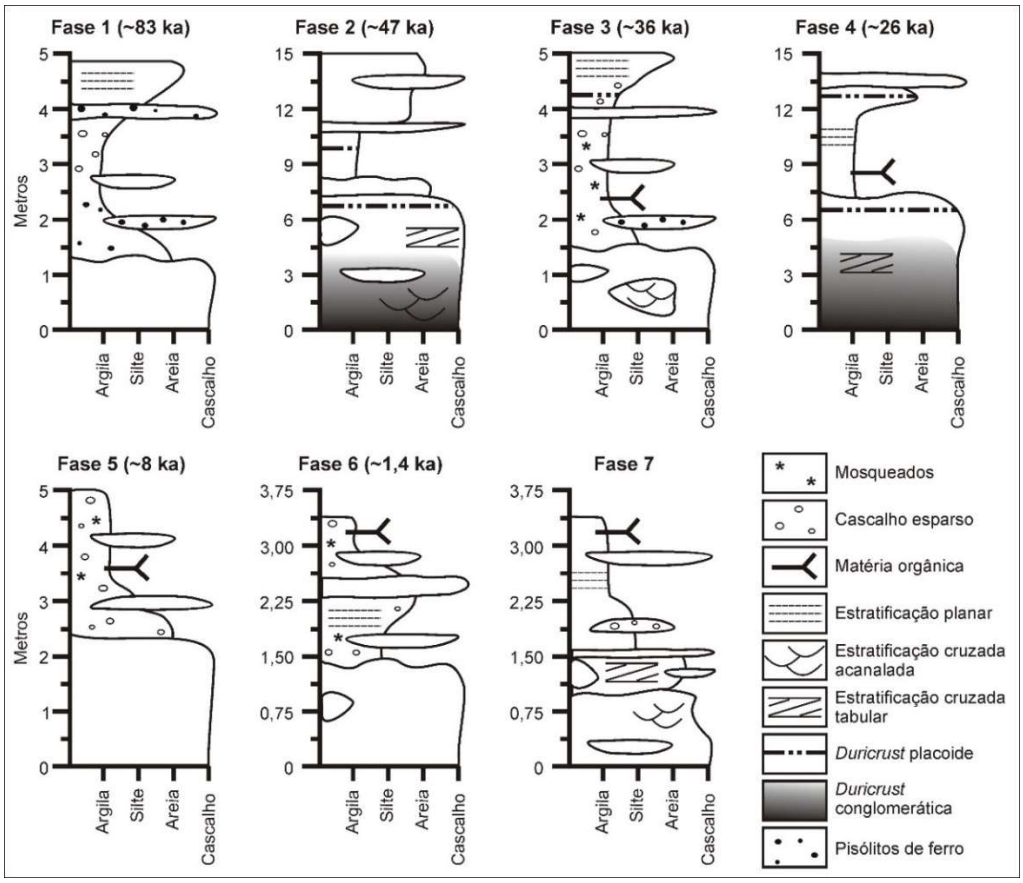

Figura 6. Perfis-síntese das sucessões deposicionais das fases de evolução dos sistemas fluviais do QF.

O processo acelerado de dissecação regional, do qual os registros deposicionais analisados são testemunhos, seria associado ao terceiro e último pulso neotectônico da Plataforma Brasileira, no Pleistoceno Médio a Inferior (SAADI, 1993), o qual se refletiria em um importante soerguimento regional. O QF possui a segunda maior dentre as anomalias geoidais positivas no Brasil (+8 m), sendo estas geralmente bem correlacionadas com áreas elevadas e ativas em termos neotectônicos e sísmicos (USSAMI *et al.*, 1999). Os arquivos fluviais também denotam a neotectônica regional

por meio de basculamentos, armadilhas tectônicas de sedimentos (extensas acumulações em relação aos seus pares), deformação de depósitos e deslocamento de níveis fluviais, bem como pela peculiaridade na organização dos níveis ao longo de alguns vales (Alto Rio das Velhas e Ribeirão Coqueiros/Maquiné, por exemplo).

A resposta dos sistemas fluviais à atividade neotectônica, no entanto, não é homogênea, visto que as taxas de incisão são muito variadas. Nesse sentido, a bacia do Rio Paraopeba parece abranger um bloco tectônico mais ativo que condiciona elevadas taxas de encaixamento fluvial. Além disso, a cronologia da sedimentação permitiu a associação das fases regionais com oscilações climáticas descritas na literatura, as quais podem ter influenciado diretamente os ritmos da incisão fluvial.

A presença generalizada de terraços escalonados nos vales do QF pode ser considerada uma resposta a fases de maior incisão fluvial. A formação continuada de terraços escalonados é comumente atribuída a soerguimentos regionais (BRIDGLAND & WESTAWAY, 2008a; SCHANZ *et al.*, 2018). No entanto, é improvável que cada fase de incisão corresponda a um pulso neotectônico, pois não há evidências de um número tão grande de pulsos diferentes durante os últimos ~100 ka (SAADI, 1993; FERRARI, 2001; SARGES, 2002; MODENESI-GAUTTIERI *et al.*, 2002; RICCOMINI *et al.*, 2004; SILVA & MELLO, 2011). Portanto, considera-se que a atividade neotectônica no Quaternário Tardio tenha levado a um intenso processo de incisão fluvial no QF, porém em fases aceleradas em maior ou menor grau de acordo com a variação das condições de produção e vazão de sedimentos ao longo das artérias hidrográficas.

Foi observada uma alternância entre fases desenvolvidas sob condições climáticas mais úmidas/quentes e sob condições mais secas/frias, sendo estas marcadas pela formação de expressivas couraças ferruginosas (*duricrusts*) nas sucessões deposicionais. Para teste dessa hipótese, Barros *et al.* (2016) empreenderam análises de fitólitos e isótopos de carbono em depósitos representativos. Os resultados mostraram que, durante o Último Máximo Glacial, grande quantidade de cascalho e areia teria sido aportada aos eixos de drenagem, formando espessas sucessões deposicionais conglomeráticas. Nos fundos de vale, soluções enriquecidas em ferro poderiam percolar com facilmente em meio a esses depósitos. A formação das couraças ocorreria pela precipitação do ferro em solução, devido a flutuações do nível d'água subterrâneo (condizentes com o estresse hídrico indicado por índices fitolíticos) que propiciariam mobilidade da zona redutora. Estruturas microlaminares na cimentação das couraças foram observadas em análises micromorfológicas e reforçam a atuação da flutuação do nível freático na formação desses materiais (BARROS, 2015).

Assim, uma hipótese plausível é a do preenchimento do fundo dos vales nas fases secas em detrimento da incisão fluvial no substrato rochoso. Nas fases úmidas, a incisão relativamente rápida ocorreria inicialmente nos sedimentos acumulados e, na sequência, no saprolito, deixando os registros da fase seca escalonados. Com a incisão fluvial ocorrendo em certo equilíbrio com a sedimentação, as sucessões fluviais da fase úmida seriam acumuladas. No entanto, devido à permanência das condições úmidas e da incisão,

haveria uma migração remontante de *knickpoints* e consequente abandono dos registros da fase úmida. O retorno de uma fase seca iniciaria um novo ciclo. Reforçando o pulso neotectônico do Pleistoceno Médio a Inferior, os movimentos epirogenéticos induzidos pelo balanço de massa da crosta em resposta à intensa desnudação regional também podem ter sido responsáveis pelo *input* de energia no sistema fluvial.

Em alguns vales, apenas oscilações climáticas (induzindo mudanças hidrosedimentológicas nos sistemas fluviais) poderiam ter causado abandono e formação de níveis fluviais em resposta às novas condições climáticas do Holoceno, como visto em várias áreas tropicais (THOMAS, 2008). Parece ser o caso dos vales dos rios Mango, Maracujá, Conceição, Caraça e Barão de Cocais. Os arquivos fluviais da Fase 4 ainda estão presentes no fundo desses vales, de modo que os registros subsequentes estão embutidos (Fases 6 e 7). Assim, neste período não houve dissecação fluvial e não há evidências de grandes rearranjos fluviais que justifiquem alterações no regime hidrossedimentológico potencialmente formadoras do mesmo quadro.

A observação das fases regionais de formação de níveis fluviais permite constatar ainda que depósitos cronocorrelatos são encontrados em níveis fluviais com marcantes diferenças em termos de altura para a drenagem atual entre um vale e outro. Isso foi interpretado como resultado da atuação de níveis de base locais e de uma tectônica em blocos (ainda que toda a região esteja, predominantemente, em soerguimento). Também foi proposto que alguns vales podem apresentar um ritmo mais lento de dissecação devido à formação recorrente de couraças conglomeráticas ferruginosas, tendo em vista a distribuição espacial dos níveis fluviais onde ocorrem. Além da expressiva deposição a que estão associadas essas couraças, a cimentação dos sedimentos pode ter fornecido resistência à erosão fluvial, retardando o entalhe do substrato rochoso e, logo, o encaixamento da drenagem. Assim, a despeito de serem esperados maiores desníveis para os vales da bacia do Rio Doce – voltada para a fachada atlântica brasileira – esta área apresenta menor incisão da drenagem quando comparada com vales das bacias dos rios das Velhas e, sobretudo, do Paraopeba – afluentes do Rio São Francisco, com extensa bacia no interior continental. Desse modo, dados de altitude e altura não são determinantes para a correlação de níveis deposicionais de diferentes áreas no QF.

3.2. A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM)

Vários estudos pedológicos e geomorfológicos foram realizados na SdEM desde a década de 1980, destacando-se a área da bacia do Rio Paraúna. As pesquisas mostram que a Serra estaria passando por um período de instabilidade tectônica responsável por ajustes nos sistemas fluviais. Os indícios passam por alterações na cobertura pedológica e encaixamento da rede de drenagem. Os estudos geomorfológicos de âmbito regional focam em questões geoquímicas e interpretações da paisagem a partir das características do modelado do relevo, com base em análises morfoestruturais e morfotectônicas. Por outro lado, os estudos com viés fluvial são mais setorizados espacialmente e quase sempre

concentrados na bacia do Ribeirão do Chiqueiro, um dos afluentes do Rio Paraúna. A partir dos anos 1990, intensificaram-se os estudos voltados à compreensão do papel fluvial na configuração do relevo com base na investigação de níveis e sequências deposicionais. Neste sentido, Carvalho *et al.* (2018) e Carvalho (2019) investigaram o panorama regional da bacia do Rio Paraúna no contexto serrano.

Apesar do seu desmantelamento por processos naturais e antrópicos, os arquivos deposicionais são fundamentais para a compreensão da evolução geomorfológica regional. Os estudos mais recentes de Carvalho *et al*. e Carvalho (*op. cit.*) na bacia do Rio Paraúna revelam uma paisagem fluvial jovem e um relevo dinâmico, que têm respondido a condicionantes geológicos, bioclimáticos e antrópicos no Pleistoceno Inferior e no Holoceno, principalmente.

Entretanto, o quadro litoestrutural, os níveis de base locais e um possível comportamento tectônico diferencial têm levado a respostas diferentes ao longo dos compartimentos internos da Serra. Nos vales do Paraúna, Chiqueiro e Rio Grande ocorrem ao menos seis níveis deposicionais, variando entre dois e cinco nos demais vales estudados. Os níveis mais antigos são do tipo escalonado, enquanto as planícies e certos terraços recentes estão predominantemente embutidos ou levemente encaixados. O quadro encontrado sugere uma dinâmica condicionada pela estabilização da dinâmica do Rio Paraúna (nível de base regional), o qual é controlado pelos espessos pacotes de rochas quartzíticas e metaconglomeráticas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas no segmento onde o rio sai do contexto serrano (Figura 7).

A Figura 8 ilustra um dos arranjos espaciais de níveis deposicionais e sucessões de fácies típicos na área. Ainda que os níveis deposicionais representem registros fragmentados do passado, a sua configuração espacial ao longo dos vales (transversal e longitudinal) e as suas relações com os demais níveis auxiliam a investigação das condições geomorfológicas pretéritas, permitindo a identificação de múltiplas fases de incisão fluvial na maior parte dos vales. A sucessão de fases mais propícias à deposição nos fundos dos vales ou à incisão fluvial em ambientes de maior energia refletiu o papel de alterações bioclimáticas e tectônicas ao longo do Quaternário. De fato, o final do Pleistoceno Inferior e Holoceno apresentam indícios de flutuações climáticas na região (BARROS *et al.,* 2011; HORÁK-TERRA *et al.,* 2011; 2015).

Por outro lado, Valadão (2009), Bueno *et al.* (1997), Saadi (1995), Augustin (1995) e Saadi & Valadão (1987) apontaram indícios de neotectônica regional. Considerando que o último pulso da Plataforma Brasileira data do Pleistoceno Médio a Inferior (SAADI, 1993), é possível que o escalonamento de níveis deposicionais espelhe esse soerguimento. Os arquivos fluviais auxiliam a reconstituir um panorama regional marcado por respostas diferenciadas às influências tectônicas ao longo da Serra. Os densos sistemas de estruturas e zonas de cisalhamento regionais parecem ter tido papel importante no controle tectônico das fases de incisão fluvial. O rompimento de níveis de base locais/regionais sob condições de maior energia também pode ter controlado a dinâmica fluvial, dado o substrato de rochas resistentes (quartzitos e metaconglomerados) e os mergulhos das

camadas para leste, em oposição à direção geral do Rio Paraúna (nível de base regional) e de vários segmentos de seus afluentes. A presença de níveis de base locais dados por litologias mais resistentes é marcante nos segmentos de alto curso, enquanto os demais segmentos tendem a possuir substratos mais friáveis como os granitos e gnaisses do Complexo Gouveia.

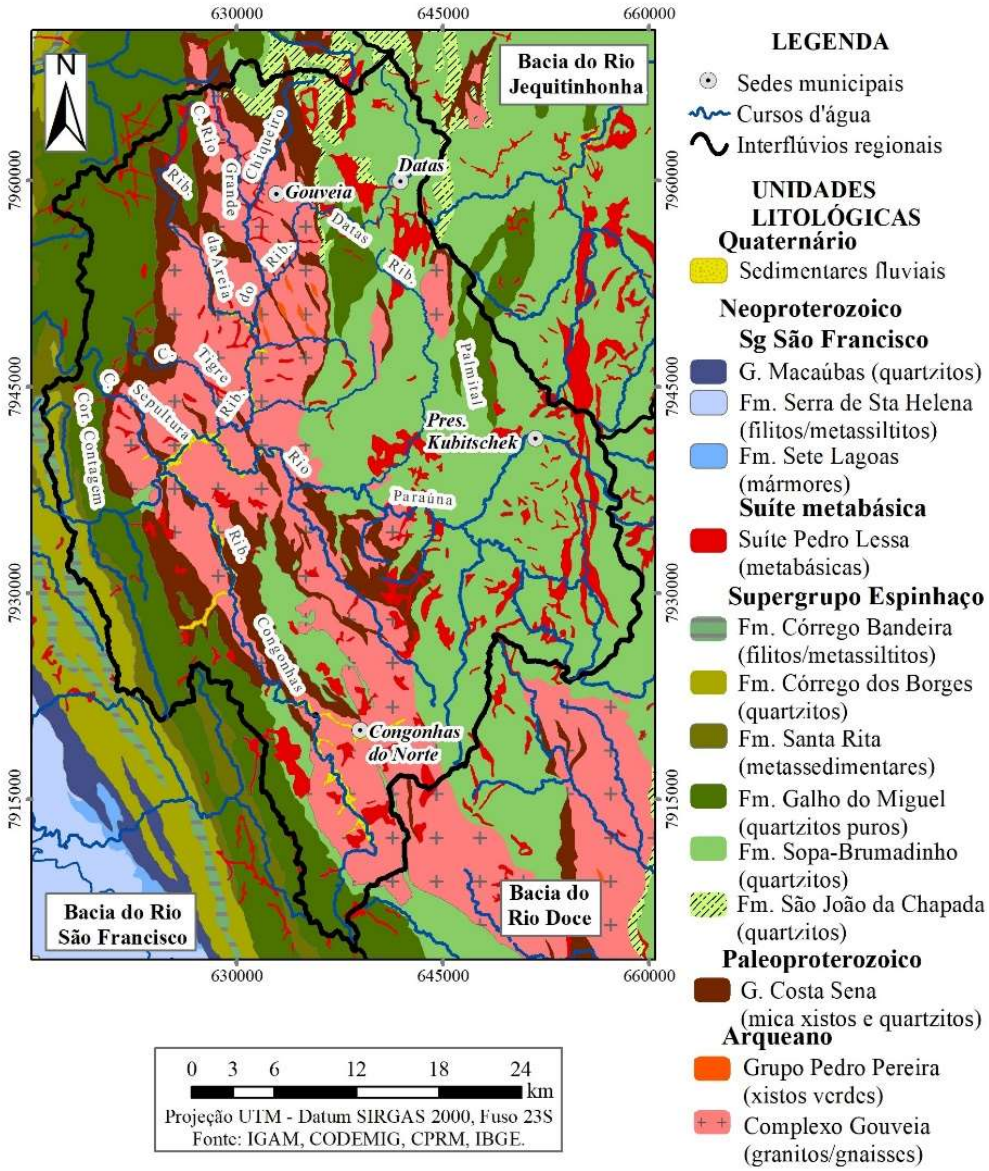

Figura 7. Unidades litológicas na bacia do Rio Paraúna (SdEM).

Nas superfícies elevadas, o controle litoestrutural e a sua associação com as alterações bioclimáticas possibilitou ciclos de encaixamento diferenciados. A distribuição espacial dos depósitos, a configuração dos vales e a geometria da rede de drenagem também sugerem processos de reorganização da rede de drenagem na região, com tendência de migração dos canais para leste. Atualmente, o quadro litoestrutural parece atuar dificultando a incisão fluvial nos vales das superfícies elevadas, preservando por mais tempo a posição dos *knickpoints*. Na Depressão de Gouveia, por sua vez, a

configuração dos vales reflete a maior friabilidade das rochas do Complexo Gouveia, facilitando o entalhe fluvial e a conexão com o nível de base regional. O relevo foi modelado em formas mais suavizadas de colinas alongadas e o controle litológico tem desempenhado papel importante para a estabilização do nível de base regional, freando a incisão fluvial do Rio Paraúna na saída da Serra. O mergulho das camadas rochosas teve papel importante no desenvolvimento de bacias e vales assimétricos, com os cursos d'água visivelmente deslocados para a margem esquerda (leste). Entretanto, é possível que a dinâmica neotectônica tenha contribuído com tais anomalias e com a reorganização da rede de drenagem. Este é o caso do Alto curso do Ribeirão do Chiqueiro, o qual apresenta extensos níveis deposicionais na margem direita em resposta a uma intensa migração lateral unidirecional do canal. Esse processo deve refletir o referido condicionamento do mergulho das camadas, mas também pode responder a um evento de basculamento de bloco e formação de um *hemi-graben*.

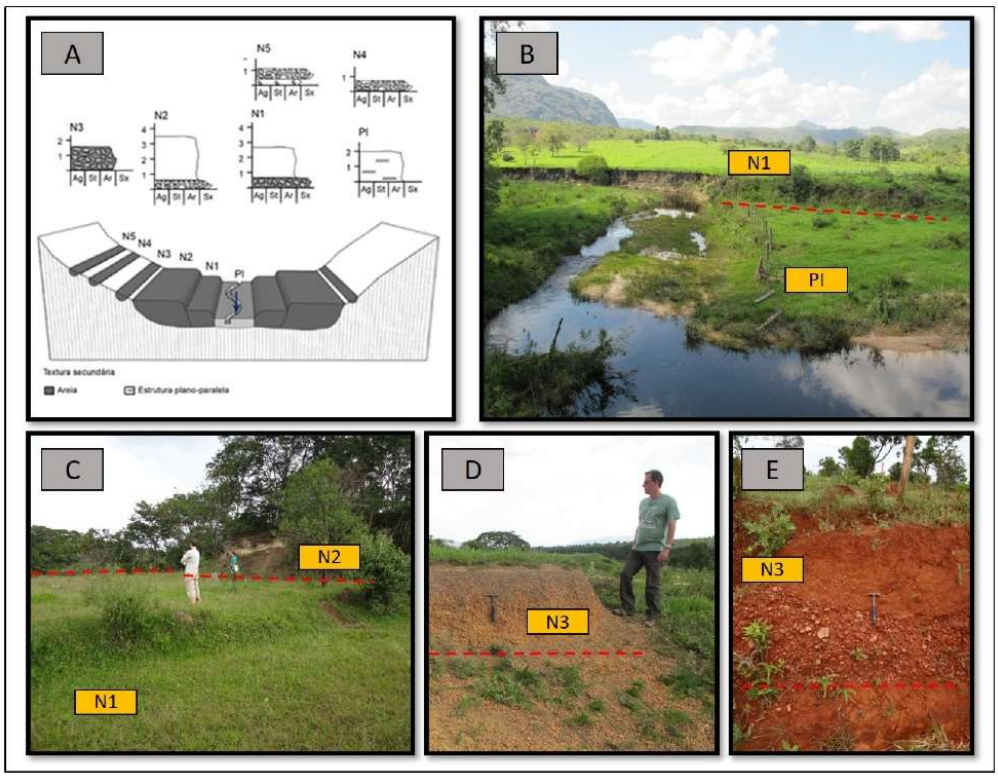

Figura 8. A – organização transversal dos níveis deposicionais no vale do Ribeirão do Chiqueiro; B e C – níveis embutidos em fundo de vale nos córregos da Sepultura e Rio Grande, respectivamente; D e E – níveis escalonados em contexto de vertente nos ribeirões Congonhas e do Chiqueiro, respectivamente. As linhas vermelhas indicam os limites/contatos aproximados.

Atualmente, a dinâmica geomorfológica da Depressão de Gouveia é marcada por estabilidade do nível de base regional e pela reativação de terraços inferiores com sedimentação recente (inundações). As condições climáticas atuais e as encostas desestabilizadas pelo último evento de incisão fluvial e desprotegidas por atividades antrópicas (pastagens) condicionam o aumento das taxas de erosão. No atual regime hidrológico controlado por um nível de base estabilizado, as condições de capacidade e

competência fluvial não são suficientes para o transporte eficiente da carga sedimentar. Como resultado, são formados pavimentos detríticos relativamente imóveis que originam o encouraçamento (*bed armouring*) das calhas, como ocorre no Córrego Rio Grande (COTA *et al.,* 2018). Esse processo bloqueia a incisão fluvial e eleva o nível relativo da calha em função da contínua sedimentação, permitindo que as inundações periódicas atinjam os terraços inferiores. As baixas condições de energia dos canais e o encouraçamento favorecem, por sua vez, o aumento da sinuosidade fluvial e a migração lateral das calhas, contribuindo para a remoção das fácies finas dos níveis deposicionais recentes e a exposição dos clastos das fácies basais do N1 e do N2 (Figura 9). Com a contínua entrada destes clastos nas calhas, ocorre a retroalimentação do processo de encouraçamento (CARVALHO *et al.,* 2018).

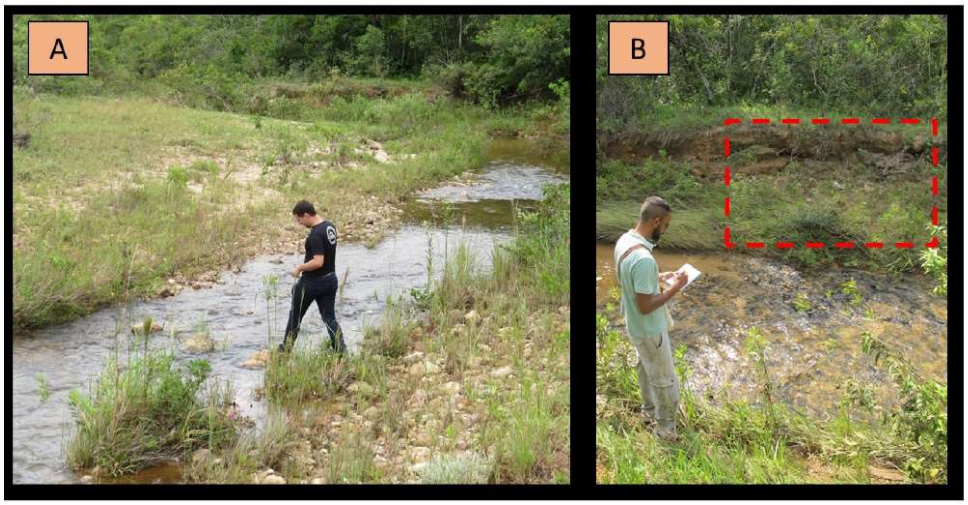

Figura 9. Encouraçamento de leitos fluviais na bacia do Córrego Rio Grande. A) leito com seixos e matacões; B) nível basal do N1, de onde são liberados clastos para o leito fluvial.

Datações de sedimentos por LOE foram realizadas para os níveis mais recentes, já que a constituição quase exclusiva de clastos dos níveis mais antigos dificulta sobremaneira a aplicação desta técnica. Com o auxílio das datações, o conjunto de informações indica que as fases deposicionais no Pleistoceno Inferior imprimiram registros específicos em cada vale, com respostas distintas aos condicionantes bioclimáticos e/ou tectônicos. Os níveis e sucessões mais antigos foram observados nos vales dos córregos da Sepultura (N2 ~ 26ka), da Contagem (N1 ~ 16ka) e dos ribeirões Datas (N2 ~ 20ka – alto curso) e do Chiqueiro (N3 ~ 11ka). As idades distintas sugerem respostas com velocidades diferentes às alterações dos condicionantes geomorfológicos regionais ou locais. Por outro lado, as idades dos níveis mais recentes indicam fases deposicionais de caráter regional ao longo do Holoceno, sobretudo nos baixos cursos. Os terraços do Rio Paraúna (N3 ~ 4ka), do Ribeirão Congonhas (N2 ~ 5ka), do Ribeirão do Chiqueiro (N2 ~ 3ka) e do Córrego Rio Grande (N1 ~ 3ka) apresentam idades mais próximas. As idades das planícies de inundação do Rio Paraúna (PI ~ 150 anos), do Ribeirão Congonhas (PI ~ 170 anos), do Ribeirão da Areia (PI ~ 390 anos) e do Córrego

Rio Grande (PI ~ 600 anos) indicam a possibilidade de influências das ações antrópicas (garimpo histórico, sobretudo). As idades indicam que certas fases de sedimentação não deixaram registros em todos os vales ou sofreram a influência de condicionantes locais que promoveram eventos deposicionais com tempos de resposta distintos.

3.3. O domínio da Serra da Mantiqueira

A Serra da Mantiqueira é uma das mais imponentes feições morfotectônicas da borda atlântica do continente sul-americano (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998). A região de Ubá marca o contato entre a Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé (localmente, Depressão de Ubá ou do Rio Pomba), afluentes do Rio Paraíba do Sul, e o Planalto de Campos das Vertentes, predominantemente drenado pelo Rio Piranga, afluente do Rio Doce. Esse contato é marcado por uma pronunciada escarpa com, em média, 450 m, chegando a 550 m na porção norte. No entanto, o interflúvio entre as bacias dos rios Piranga e Pomba está recuado em relação à escarpa da Mantiqueira (RAPOSO & SALGADO, 2010), muito mais pronunciada na vertente atlântica. Há, nesse cenário, evidências de eventos de capturas fluviais, por meio das quais a bacia do Rio Doce vem perdendo área para a do Rio Paraíba do Sul (CHEREM *et al.*, 2013).

Apesar dos compartimentos morfológicos distintos, a área possui certa homogeneidade litológica em escala regional, suscitando fatores tectônicos para sua gênese. São escassos, porém, estudos sobre o papel da tectônica na evolução da Depressão. Visando contribuir para a compreensão da influência da dinâmica fluvial na configuração da Depressão do Rio Pomba, Oliveira (2012) e Oliveira *et al.* (2014) realizaram o levantamento, caracterização, interpretação e datação (via LOE) de depósitos fluviais dos principais cursos d'água da região. Além do próprio vale do Rio Pomba (Alto e Médio cursos), foram contemplados quatro afluentes e dois subafluentes (Ribeirão Espírito Santo, Rio São Manuel, Rio Paraopeba, Ribeirão Ubá, Rio Xopotó e o Rio dos Bagres), todos de margem esquerda e que drenam a vertente atlântica da Serra da Mantiqueira (Figura 10).

Regionalmente, há três conjuntos de níveis deposicionais fluviais abandonados (Figura 11): i) níveis com ~25 m de altura nos segmentos próximos à escarpa da Serra da Mantiqueira (N4); ii) níveis entre 15 e 20 m de altura, aumentando para jusante (N3); iii) terraços recentes com ~10 m de espessura margeando as calhas, com altura de ~4 m (N2). Para estes foram obtidas idades de 11.800 ± 1.000 anos. Somente o N2 apresenta morfologia original de terraços, tendo o N3 e o N4 sido desconfigurados por processos de encosta. As planícies (N1) são embutidas ou encaixadas nos N2 e possuem idades entre 1.500 ± 250 e 6.000 ± 750 anos, com os maiores valores nos baixos cursos. A base das planícies apresenta desnível nulo ou inferior a 1 m para a lâmina d'água.

A espacialidade e o arranjo dos níveis fluviais associados a outras evidências geomorfológicas convergem para a proposição da influência decisiva de processos de capturas fluviais na organização espacial da rede de drenagem e na configuração do relevo regional. Sob influência decisiva da tectônica, o modelado vem evoluindo a partir do

reordenamento contínuo das artérias hidrográficas, principalmente dos trechos superiores que cortam o interflúvio regional. A atividade neotectônica da borda leste brasileira é amplamente reconhecida e parece influenciar a organização espacial da rede de drenagem, bem como a individualização de domínios morfológicos (REZENDE *et al*., 2013; RICCOMINI *et al*., 1989; SALGADO *et al*., 2012; 2016).

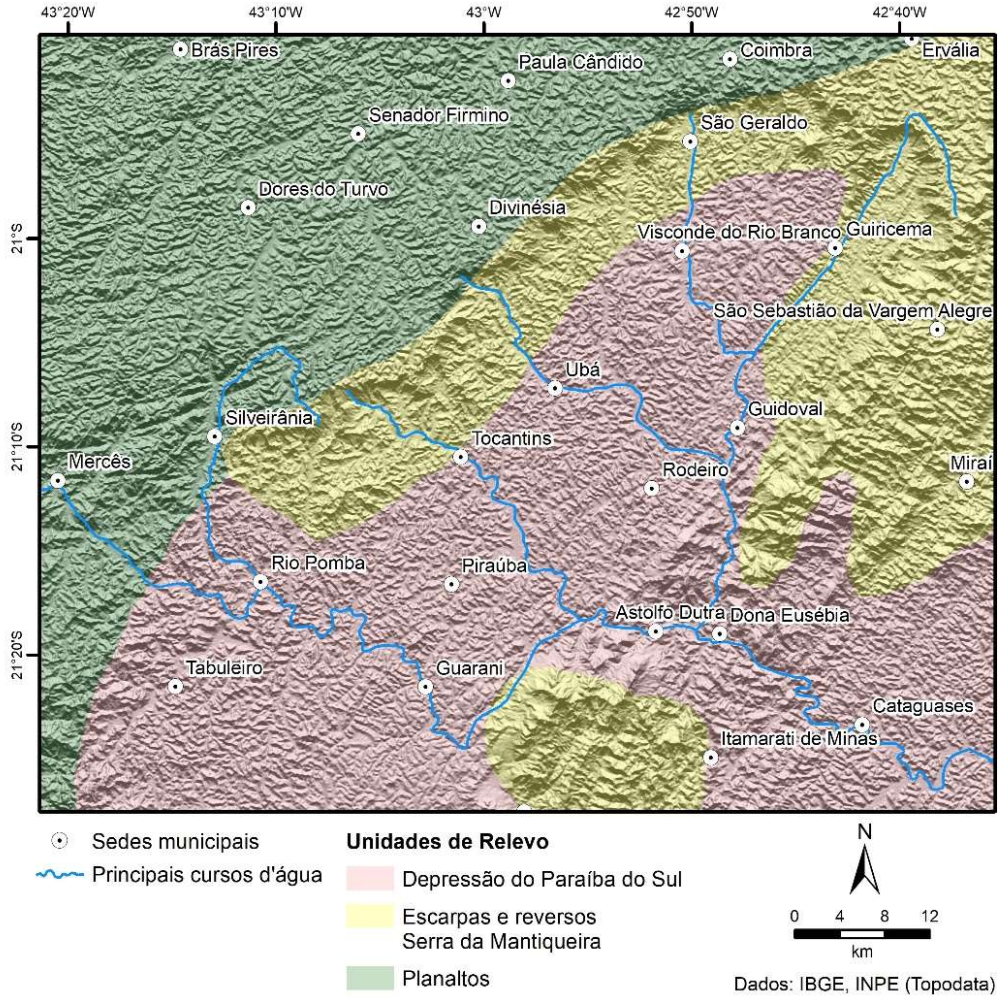

Figura 10. Compartimentação geomorfológica na bacia do Rio Pomba.

Assim, a geomorfologia regional reflete as influências da ativação de macroestruturas regionais (Rift Continental do Sudeste do Brasil – RICCOMINI *et al.*, 2004), bem como uma dinâmica de pulsos tectônicos sucedidos por períodos de estabilidade de estruturas mais localizadas (SALGADO *et al*., 2016). É o caso do Horst da Serra da Boa Vista (NOCE *et al.*, 2003), uma estrutura correspondente a um pilar tectônico de cerca de 20 km, cuja ascensão deve ultrapassar 300 m e que corta a região na direção NE-SW. Indícios de neotectônica no referido Horst também são fornecidos pela concentração de corredeiras nos trechos dos rios Xopotó e Pomba. A concentração de corredeiras em leitos rochosos nos segmentos fluviais que drenam o Horst é relativamente anômala, já que são esparsas a montante e a alternância de poços e corredeiras é mais frequente nas zonas de maiores gradientes dos altos cursos fluviais

(MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997). Diante do poder erosivo dos fluxos nesse trecho, seria de se esperar uma regularização das calhas caso houvesse uma estabilização tectônica local no Holoceno.

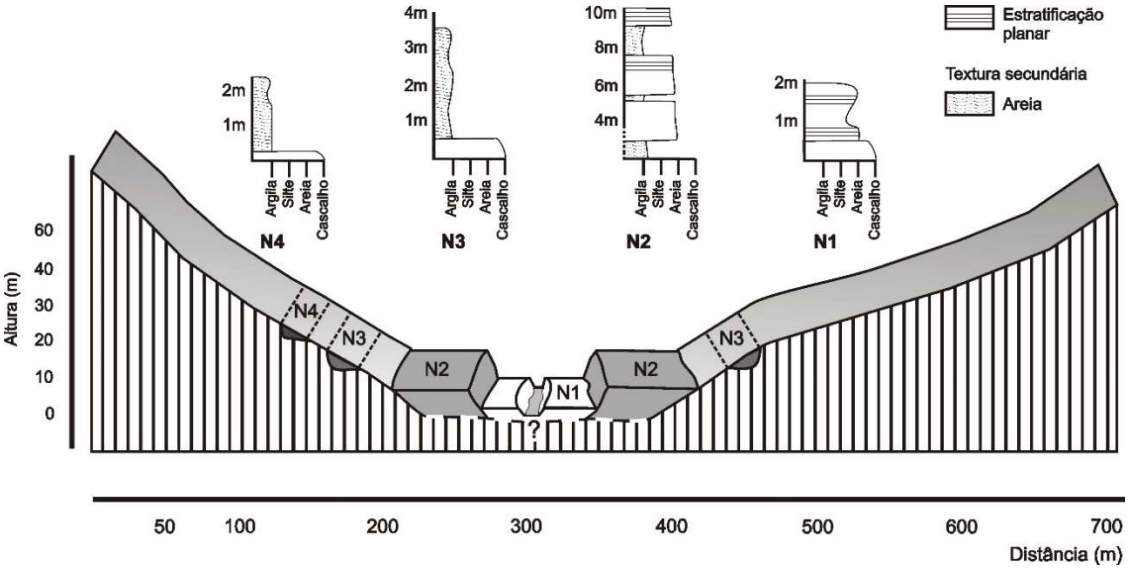

Figura 11. Esquema síntese da distribuição transversal dos níveis deposicionais dos vales da área.

Os níveis deposicionais identificados regionalmente são pareados e escalonados e sua disposição e características estratigráficas indicam uma incisão da drenagem em resposta a eventos erosivos descontínuos, condicionados por uma tectônica diferencial de blocos no Quaternário tardio. Em geral bem desenvolvidas, as planícies estão relacionadas à combinação de fatores antrópicos e tectônicos, além da influência da morfologia da bacia do Rio Pomba. A disposição dos terraços (N2) é restrita aos altos cursos fluviais na porção central e nordeste da área, já que a intensa migração lateral das calhas no médio e no baixo cursos leva à remoção dos depósitos abandonados. Os níveis mais antigos (N3 e N4), já incorporados ao contexto de vertentes, ocorrem mais comumente nos altos cursos, onde o posterior encaixamento da drenagem foi menor.

Durante o evento mais antigo (N4), identificado nos altos cursos que drenam as porções central e nordeste, o Rio Pomba atravessava outro trecho do Horst da Serra da Boa Vista por meio de corte epigênico. O vale seco está relativamente preservado, mesmo com o encaixamento da drenagem de ~100 m. É possível que, antes da captura, a bacia do Alto Rio Pomba tivesse delimitação semelhante à atual.

O evento deposicional N3 afetou toda a área de estudo. Na maioria dos casos investigados houve encaixamento de cerca de 20 m em relação ao N2 e o escalonamento sinaliza a influência de rebaixamentos sucessivos dos níveis e base. Entretanto, o encaixamento regional da drenagem não teria relação direta com a ativação do Horst, mas sim com sua estabilização, o que teria permitido a propagação remontante de eventos erosivos iniciados no Baixo Rio Pomba ou no Paraíba do Sul, à jusante do mesmo. A agradação posterior das calhas (N2) teria relação com soleiras tectônicas nos rios Pomba, Paraopeba e Xopotó. Para que o efeito do represamento parcial da drenagem se refletisse

no Alto Rio Pomba e em seus afluentes, a tectônica teria ocorrido a montante do médio curso (com elevado gradiente).

Evidências na organização espacial da hidrografia e dos níveis deposicionais, bem como na morfologia regional, mostram que os processos de captura fluvial foram decisivos para a evolução da Depressão do Rio Pomba. Os rearranjos da drenagem contribuíram para o recuo do divisor e a incorporação de áreas do Planalto de Campos das Vertentes à bacia do Rio Pomba a partir do seu avanço sobre a bacia do Rio Doce. Trata-se de capturas em diferentes estágios, parecendo ser mais antiga no vale do Ribeirão Espírito Santo e mais recente no vale do Rio dos Bagres.

Há indícios, ainda, da contribuição da ativação do Horst da Serra da Boa Vista para a configuração da Depressão. A estabilização do nível de base local favoreceu a suavização da morfologia da depressão e deve ter sido favorecida pela ascensão do *horst* que atua de modo semelhante às soleiras, inibindo a propagação de eventos erosivos à montante. Igualmente, quaisquer outras soleiras que demandem milhares de anos para serem rompidas podem favorecer a estabilização do nível de base, o meandramento dos canais e a abertura e suavização dos fundos de vale. A expansão da Depressão em direção à bacia do Alto Rio Pomba pode ocorrer com o auxílio de capturas fluviais que aumentem a energia dos fluxos fluviais. A incisão recente dos cursos d'água em seus trechos mais à montante sugere, inclusive, a continuidade do avanço da Depressão do Rio Pomba em detrimento do Planalto dos Campos das Vertentes. Já em direção ao norte, essa expansão é limitada espacial e temporalmente pela escarpa da Serra da Mantiqueira.

A captura de cursos d'água da bacia do Rio Doce por afluentes do Rio Pomba reflete a resposta da drenagem às características locais do relevo. A escarpa da Mantiqueira se constitui em um degrau no relevo entre as mencionadas bacias, favorecendo o potencial erosivo dos cursos d'água que drenam a sua vertente oceânica, nos quais o gradiente dos altos cursos é bem mais elevado que nos canais da vertente continental (bacia do Rio Doce). Essa diferença de agressividade dos altos cursos nas vertentes opostas da Serra é, por vezes, interpretada como decorrente do maior potencial erosivo das bacias litorâneas, quando compradas às continentais, conforme pressupostos de Summerfield (1991). Observa-se uma relativa desconexão entre a drenagem a montante e a jusante do Horst, uma vez que o seu movimento ascendente dificultaria a propagação de eventos erosivos iniciados a jusante, fazendo com que o bloco se configure em um nível de base local bem marcado no perfil longitudinal dos cursos d'água. Assim, a proximidade dos afluentes do Rio Pomba com o nível de base oceânico não é a principal causa do elevado poder erosivo dos mesmos. A forma da escarpa (configurada pelo avanço da Depressão do Rio Pomba até o sopé da mesma) favorece o gradiente elevado dos canais, dando-os a energia necessária para interceptar o interflúvio e promover a captura de afluentes do Rio Doce ou para decapitá-los. A rede de drenagem, portanto, influencia e é também influenciada pelas características geomorfológicas da área, atuando no processo de avanço da bacia do Rio Pomba sobre a bacia do Rio Doce e na expansão da Depressão do Rio Pomba sobre

o Planalto de Campos das Vertentes, sendo influenciada por fatores estruturais, tectônicos e também antrópicos a partir dos últimos séculos.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Conforme ilustrado pelas áreas analisadas em Minas Gerais, os remanescentes de níveis deposicionais fluviais em contexto serrano são, geralmente, pequenos, restritos lateralmente e situados em zonas de acumulação descontínuas ao longo dos vales fluviais. Muitas vezes, estas zonas são separadas por quedas d'água, corredeiras e/ou gargantas de superimposição. Os níveis mais antigos não possuem a morfologia preservada e, geralmente, os arquivos fluviais são incompletos e alterados por processos bio-pedo-geomorfológicos intensos, sobretudo erosão e coluvionamento. Destaca-se, além do desmonte natural, a intensa desconfiguração por atividades antrópicas, particularmente a exploração histórica de ouro (de aluvião) e gemas, a exploração de jazidas de ferro e a expansão das áreas urbanas.

No entanto, ainda que o contexto serrano não seja o mais favorável à formação e à preservação de depósitos fluviais de grande magnitude e os registros sejam incompletos, os arquivos deposicionais são componentes fundamentais para o entendimento da evolução da paisagem regional. O conjunto de informações revela diversos indícios e também evidências de um relevo que é dinâmico e sensível às forças tectônicas e às oscilações climáticas ocorridas no Quaternário Superior. Os domínios investigados mostram sequências escalonadas de níveis deposicionais mais antigos indicando uma evolução pautada por rebaixamentos sucessivos dos níveis de base. Essa dinâmica pode ter ocorrido ou sido acompanhada de movimentos diferenciais de blocos, pelo menos episodicamente ("pulsos"), incluindo basculamento de blocos. Por outro lado, as áreas parecem ter evoluído sob um ritmo de oscilações climáticas marcadas por alternância entre fases mais secas e mais úmidas, favorecendo o entulhamento das calhas e a incisão fluvial, respectivamente. A alternância também permitiu a formação de couraças ferruginosas, principalmente em certos leitos fluviais do QF, reforçando o processo de encouraçamento das calhas proporcionado pelos pavimentos detríticos (*bed armouring*) e aumentando a resistência à incisão vertical. A evolução dos domínios serranos também foi marcada por rearranjos da rede de drenagem, particularmente capturas fluviais, além de episódicas rupturas de níveis de base locais/regionais (controle litológico) que geraram vagas de erosão fluvial remontante. Nas planícies é evidente a influência antrópica na dinâmica fluvial holocênica, podendo ser, algumas, consideradas tecnogênicas.

O conjunto de informações também revela um modelado fluvial jovem nos domínios serranos, tendo em vista a ocorrência de registros de níveis fluviais situados a dezenas de metros de altura com idades inferiores a ~90-50 ka. Esse quadro é diferente em áreas de relevo mais suavizado, como no Craton São Francisco, onde registros de níveis com idades (mínimas) superiores a ~165 ka podem ser encontrados (MAGALHÃES JR. *et al.*, 2019). Nos três domínios serranos discutidos, há níveis abandonados no Holoceno e com a base suspensa alguns metros em relação à lâmina

d'água atual. Assim, o clima atual mais úmido e quente e as condições de alta energia do relevo serrano (com ajuste em tempo longo a eventos tectônicos quaternários) permitem a continuidade da incisão fluvial mesmo em intervalo temporal relativamente pequeno. Isso pode ser favorecido pelo fato de os níveis exporem em sua base saprólito, e não rocha sã. Assim, altas taxas de incisão fluvial são percebidas, a despeito de taxas de desnudação (rebaixamento geral do relevo) sugerirem uma evolução bem mais lenta.

Apesar dos avanços consideráveis nas últimas décadas com as técnicas geocronológicas disponíveis, ainda há grandes limitações na datação de sucessões deposicionais para uma análise mais aprofundada dos arquivos fluviais em contexto serrano e tropical úmido. Cada uma das técnicas disponíveis (^{14}C, LOE, RSE, ^{210}Pb, isótopos cosmogênicos) possui limitações específicas e é preciso ter consciência dos seus limites para interpretar criticamente os dados. Nesse sentido, as evidências de campo devem ser vistas como preponderantes em relação aos dados de laboratório.

Agradecimentos

Ao CNPq pela bolsa de pesquisa do primeiro autor e pelo financiamento de projeto de pesquisa (Processo nº 409944/2016-5); ao grupo RIVUS - Geomorfologia e Recursos Hídricos (CNPq).

Referências Bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M. & CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, 28(2), p.135-150, 1998.

ANDERSON, M. G.; WALLING, D. E.; BATES, P. D. **Floodplain Processes**. Nova Iorque: John Wiley & Sons, 1999. 668 p.

AUGUSTIN, C. H. R. R. Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, Diamantina. **Anais do VIII**... Diamantina, Boletim 13, p. 3-4, 1995.

BAKER, V. R. Geological Fluvial Geomorphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 100, n. 8, p. 1157-1167, 1988.

BARROS, L. F. P. **Implicações geomorfológicas e paleoambientais de registros sedimentares fluviais do Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais**. 131f. Tese (Doutorado em Geografia) – Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2015.

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, n. 3, p. 323-336, 2012.

BARROS, L. F. P. & MAGALHÃES JR., A. P. O papel da bacia do rio doce na configuração geomorfológica do Quadrilátero Ferrífero/MG. **Boletim de Geografia**, v. 37, n. 1, p. 145-167, 2019.

BARROS, L. F. P. & MAGALHÃES JR., A. P. Identificação e classificação de níveis deposicionais fluviais. In: A. P. Magalhães Jr.; L. F. P. Barros (Orgs.).

Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020a, v. 1, p. 279-295.

BARROS, L. F. P. & MAGALHÃES JR., A. P. Late quaternary landscape evolution in the Atlantic Plateau (Brazilian highlands): Tectonic and climatic implications of fluvial archives. **Earth-Science Reviews**, v. 207, p. 103228, 2020b.

BARROS, L. F. P. & SALGADO, A. A. R. Geocronologia aplicada à análise dos sistemas fluviais. In: A. P. Magalhães Jr.; L. F. P. Barros (Orgs.). **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020, v. 1, p. 325-351.

BARROS, L. F. P.; LAVARINI, C.; LIMA, L. S.; MAGALHÃES JR., A. P. Síntese dos cenários paleobioclimáticos do Quaternário Tardio em Minas Gerais/Sudeste do Brasil. **Sociedade & Natureza**, v. 23, n. 3, p. 371–386, 2011.

BARROS, L. F. P.; COE, H. H. G.; SEIXAS, A. P.; MAGALHÃES JR., A. P; MACARIO, K. C. D. Paleobiogeoclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 67, p. 71-88, 2016.

BAYER, M. & ZANCOPÉ, M. H. C. Ambientes sedimentares da planície aluvial do Rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 2, p. 203-220, 2014.

BOGGS JR, S. **Principles of sedimentology and stratigraphy**. Pearson Prentice Hall, 5 ed., 2011. 608 p.

BRIDGE, J. S. **Rivers and Floodplains**. Oxford: Blackwell Science, 2003. 492 p.

BRIDGLAND, D.; WESTAWAY, R. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. **Geomorphology**, v. 98, p. 285–315, 2008a.

BRIDGLAND, D. & WESTAWAY, R. Preservation patterns of Late Cenozoic fluvial deposits and their implications: results from IGCP 449. **Quaternary International**, v. 189, p. 5–38, 2008b.

BRIDGLAND, D. & WESTAWAY, R. The use of fluvial archives in reconstructing landscape evolution: the value of sedimentary and morphostratigraphical evidence. **Netherland Journal of Geosciences**, v. 91, n. 1-2, p. 5-24, 2014.

BROCARD, G. Y.; VAN DER BEEK, P. A.; BOURLÈS, D. L.; SIAME, L. L.; MUGNIER, J. L. Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 209, p. 197–214, 2003.

BUENO, G. T.; TRINDADE, E. S.; MAGALHÃES JUNIOR, A. P. Paleociclos deposicionais e a moderna dinâmica fluvial do ribeirão do Chiqueiro - Depressão de Gouveia/Espinhaço Meridional – MG. **Geonomos**, v. 5, n. 2, p. 15-19, 1997.

BUNTE, K.; ABT, S. R.; POTYONDY, J. P.; SWINGLE, K. W. Comparison of three pebble count protocols (EMAP, PIBO and SFT) in two mountain gravel-bed streams. Journal of the American Water Resources Association. **American Water Resources Association**, 45 (5), pp. 1209-1227, 2009.

CARVALHO, A. **O papel dos processos fluviais na evolução do modelado do relevo na bacia do rio Paraúna, Serra do Espinhaço Meridional – MG**. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 235 f. Tese de Doutorado, 2019.

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, n. 4, p. 691-708, 2018.

CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam (HOL): Elsevier, 2006. 246 p.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Londres: Routledge, 2008. 234 p.

CHEETHAM, M. D.; BUSH, R. T.; KEENE, A. F.; ERSKINE, W. D. Nonsynchronous, episodic incision: Evidence of threshold exceedance and complex response as controls of terrace formation. **Geomorphology**, v. 123, p. 320–329, 2010.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; MAGALHÃES JR, A. P.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, L. A. F.; BERTOLINI, W. Z. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981. 313 p.

COSTA, A. T.; NALINI JR, H. A.; CASTRO, P. T. A.; TATUMI, S. H. Análise estratigráfica e distribuição do arsênio em depósitos sedimentares quaternários da porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero, bacia do Ribeirão do Carmo, MG. **REM: Revista Escola de Minas**, v. 63, n. 4, 703-714, 2010.

COTA, G. E. M.; MAGALHÃES JR., A. P.; BARROS, L. F. P. Processos de encouraçamento de leitos fluviais: sistematização de bases teóricas e estudo de caso na Serra do Espinhaço Meridional (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4, p. 777-791, 2018.

DEMIR, T.; SEYREK, A.; WESTAWAY, R.; GUILLOU, H.; SCAILLET, S.; BECK, A.; BRIDGLAND, D. R. Late Cenozoic regional uplift and localised crustal deformation within the northern Arabian Platform in southeast Turkey: Investigation of the Euphrates terrace staircase using multidisciplinary techniques. **Geomorphology**, v. 165–166, p. 7–24, 2012.

DEMOULIN, A.; MATHER, A.; WHITTAKER, A. Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation. **Quaternary Science Reviews**, v.166, p. 10-37, 2017.

DEY, S. Fluvial **Hydrodynamics: Hydrodynamic and sediment transport phenomena**. GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences, Springer, book 3, 2014. 687 p.

DUARTE, L.; GOMES, A.; TEODORO, A. C.; MONTEIRO-RODRIGUES, S. QGIS approach to extract fluvial terraces for archaeological purposes using remote sensing data. In: FREE AND OPEN SOURCE SOFTWARE FOR GEOSPATIAL (FOSS4G), Guimarães, Portugal. **Anais...** v. 18, 2018.

EASTERBROOK, D. J. **Surface Processes and Landforms**. 2ª ed. Upper Saddle River, NJ, Prentice Hall, 1999. 546 p.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Detection of neotectonic deformations along the Rio do Peixe Valley, Western São Paulo State, Brazil, based on the distribution of late Quaternary allounits. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 1, p. 109-114, 2005.

FERRARI, A. L. **Evolução Tectônica do Graben da Guanabara**. 412f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

FINNEGAN, N. J.; BALCO, G. Sediment supply, base level, braiding, and bedrock river terrace formation: Arroyo Seco, California, USA. **Geological Society of America Bulletin**, v. 125, n. 7/8, p. 1114-1124, 2013.

FRANKEL, K. L.; PAZZAGLIA, F. J.; VAUGHN, J. D. Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. **Geological Society of America Bulletin**, v. 119, n. 3-4, p. 476-486, 2007.

GUINASSI, M.; COLOMBERA, L.; MOUNTNEY, N. P.; REESINK, A. J. H. **Fluvial meanders and their sedimentary record**. Wiley Blackwell, Special Publication, n. 48 of the International Association of Sedimentologists, 2019. 592 p.

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F. Caracterização da Rede de Drenagem da Bacia do Médio e Baixo Rio Madeira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 4, p. 401-418, 2012.

HORÁK-TERRA, I.; VIDAL-TORRADO, P.; SILVA, A. C.; PESSENDA, L. C. R. Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Southern Espinhaço (Brazil). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, p. 41-52, 2011.

HORÁK-TERRA, I.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; DA LUZ, C. F. P.; RIVAS LÓPEZ, P.; SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Holocene climate change in central-eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 437, p. 117-131, 2015.

HOWARD, A. D. How to make a meandering river. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 106, n. 41, p. 17245-17246, 2009.

HUPP, C. R. Plant Ecological Aspects of Flood Geomorphology and Paleoflood History. In: BAKER, V. R.; COCHEL, R. C.; PATTON, P. C. **Flood Geomorphology**. Nova Iorque York: John Wiley & Sons, 1988. p. 335-355.

HUPP, C. R. & OSTERKAMP, W. R. Riparian vegetation and fluvial geomorphic processes. **Geomorphology**, n. 14, p. 277-295, 1996.

JACOBSON, R.; O'CONNOR, J. E.; OGUCHI, T. Surficial geologic tools in fluvial geomorphology. In: KONDOLF, G.M., PIEGAY, H. (Eds.). **Tools in fluvial geomorphology**. Chichester: Wiley, 2003. p. 25–57.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes: a new perspective**. Routledge, Hodder Arnold Publication, 2 ed., 1998. 400 p.

KNIGHTON, A. D. & NANSON, G. C. Anastomosis and the continuum of channel pattern. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 18, n. 7, p. 613–625, 1993.

KONDOLF, G. M. Application of the Pebble Count: Notes on Purpose, Method, and Variants. **Journal of the American Water Resources Association**, 33(1), pp.79-87, 1997.

LARSON, P.H.; DORN, R.I.; FAULKNER, D.J.; FRIEND, D.A. Toe-cut terraces: A review and proposed criteria to differentiate from traditional fluvial terraces. **Progress in Physical Geography**, v. 39, n. 4, p. 417-439, 2015.

LATRUBESSE, E. M. & FRANZINELLI, E. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 372-397, 2005.

LATRUBESSE, E. M.; COZZUOL, M.; RIGSBY, C.; SILVA, S.; ABSY, M.L.; JARAMILLO, C. The Late Miocene paleogeography of the Amazon basin and the evolution of the Amazon River. **Earth Science Reviews**, v. 99, p. 99-124, 2010.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. San Francisco: Freeman and Company, 1964. 522 p.

MADDY, D.; VELDKAMP, A.; JONGMANS, A. G.; CANDY, I.; DEMIR, T.; SCHOORL, J. M.; VAN DER SCHRIEK, T.; STEMERDINK, C.; SCAIFE, R.G.; VAN GORP, W. Volcanic disruption and drainage diversion of the palaeo-Hudut River, a tributary of the Early Pleistocene Gediz River, Western Turkey. **Geomorphology**, v. 165-166, p. 62-77, 2012.

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**, v. 2, n. 1, p. 42-54, 1994.

MAGALHÃES JR., A. P. & BARROS, L. F. P. Depósitos fluviais e feições deposicionais. In: A. P. Magalhães Jr.; L. F. P. Barros (Orgs.). **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020a, v. 1, p. 259-278.

MAGALHÃES JR., A. P. & BARROS, L. F. P. Estratigrafia, interpretação de fácies e reconstituição de paleoambientes deposicionais. In: A. P. Magalhães Jr.; L. F. P. Barros (Orgs.). **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020b, v. 1, p. 297-323.

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**, v. 132, p. 187–194, 2011.

MAGALHÃES JR., A. P.; BARROS, L. F. P.; CHEREM, L. F. S.; PINTO, R. C. Eventos neocenozoicos de reorganização de rede de drenagem: um paleovale do Rio das Velhas (Minas Gerais, Brasil) em seu médio curso? **Estudos do Quaternário**, v. 20, p. 1-10, 2019.

MAIA, R. P. & BEZERRA, F. H. R. Tectônica pós-miocênica e controle estrutural de drenagem no rio Apodi-Mossoró, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geografia**, v. 31, n. 2, p. 57-68, 2013.

MARÇAL, M.S.; RAMOS, R.R.C.; SESSA, J.C.; FEVRIER, P.V.R. Sedimentação Fluvial Quaternária no Vale do Alto Curso do Rio Macaé, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, n.3, p.449-467, 2015.

MARRIOTT, S. B. Floodplain. In: GOUDIE, A. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis Group, 2004.

MEIKLE, C.; STOKES, M.; MADDY, D. Field mapping and GIS visualisation of Quaternary river terrace landforms: an example from the Río Almanzora, SE Spain. **Journal of Maps**, v. 6, n. 1, p. 531-542, 2010.

MERRITTS, D. J.; VINCENT, M. K.; WOHL, E. E. Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. **JGR Solid Earth**, AGU100 - Advancing Earth and Space Science, p. 14031-14050, 2012.

MIALL, A. D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, v. 22, n. 4, p. 261-300, 1985.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. 4th ed. Nova Iorque: Springer, 2006. 582 p.

MIALL, A. D. **Stratigraphy: a modern synthesis**. Springer International Publishing, 1, 2016. 454 p.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 43, p. 257- 271, 2002.

MONTGOMERY, D.R. & BUFFINGTON, J. M. Channel-Reach Morphology in Mountain Drainage Basins. **Geological Society of America Bulletin**, 109(5), pp. 596-611, 1997.

NOCE, C.M., ROMANO, A.W., PINHEIRO, C.M., MOL, V.S., PEDROSA-SOARES, A.C. 2003. **Folha SE.X-D-II: Ubá**. In: COMIG (Editor), Projeto Leste, Belo Horizonte.

OLIVEIRA, L. A. F. **A dinâmica fluvial quaternária e a configuração do modelado do relevo no contato entre a Depressão do Rio Pomba e o Planalto de Campos das Vertentes – Zona da Mata de Minas Gerais**. 224f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.

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, n. 4, p. 639-657, 2014.

OLLIER, C. **Ancient landforms**. Londres: Belhaven Press, 1991. 233 p.

PARANHOS FILHO, A. C.; MIOTO, C. L.; MACHADO, R.; GONÇALVES, F. V.; RIBEIRO, V. O.; GRIGIO, A. M.; SILVA, N. M. Controle Estrutural da Hidrografia do Pantanal, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 40, n. 1, p. 156-170, 2017.

PAZZAGLIA, F. J. Fluvial Terraces. In: WOHL, E. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. Nova Iorque: Elsevier, 2013. p. 379–412.

PETTS, G. E. & FOSTER, D. L. **Rivers and Landscape**. Londres: Edward Arnold, 1985. 274 p.

POSAMENTIER, H. W. & WALKER, R.G. **Facies Models Revisited**. Soceity for Sedimentary Geology, 2006. 521 p.

RAPOSO, A. A. & SALGADO, A. A. R. Mapeamento das unidades do relevo da região dos divisores de águas das bacias hidrográficas dos rios São Francisco/Doce/Paraíba do Sul. In: Semana de Iniciação Científica da UFMG, Belo Horizonte/MG. **Anais do Semana...**, Belo Horizonte/MG: UFMG, 2010.

READING, H. G. **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. Oxford, Willey-Blackwell, 3 ed., 1996. 704 p.

REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; SILVA, J. R.; BOURLES, D.; LEANNI, L. Fatores controladores da evolução do relevo no flanco NNW do Rift Continental do Sudeste do Brasil: uma análise baseada na mensuração dos processos denudacionais de longo-termo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14(2), p. 221-234, 2013.

RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A. U. G.; SALONI, J. C. L.; KOHNKER, M. W.; FIGUEIRA, R. M. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**. Elsevier, v. 2 (2), p. 191-197, 1989.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (orgs.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Ed. Beca, p. 383-405, 2004.

RITTER, D. F.; KOCHEL, R. C.; MILLER, J. R. **Process Geomorphology**. 4th. ed. Nova Iorque: McGraw Hill, 2002. 560 p

ROSSETTI, D.F.; COHEN, M.C.L.; BERTANI, T.C.; HAYAKAWA, E.H.; PAZ, J.D.S.; CASTRO, D.F.; FRIAES, Y. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern Amazonian tributary. **Catena**, v. 116, p. 19-37, 2014.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

SAADI, A. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 41-63, 1995.

SAADI, A. & VALADÃO, R. C. O Cenozoico da porção mediana-central do Espinhaço Meridional – 1ª Síntese. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 1., 1987, Porto Alegre/RS. **Anais do I**... Porto Alegre/RS: UFRGS/ABEQUA, p. 393-407, 1987.

SALGADO, A. A. R.; SOBRINHO, L. C.; CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; MARENT. B. R. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 213-221, 2012

SALGADO, A. A. R.; REZENDE, E. A.; BOURLES, D.; BRAUCHER, R.; SILVA, J. R.; GARCIA, R. A. Relief evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil revealed by *in situ*-produced ^{10}Be concentrations in river-borne sediments. **Journal of South American Earth Sciences**. Elsevier, v. 67, p. 89-99, 2016.

SARGES, R. R. **Morfologia de lagos da região do médio Vale do Rio Doce, Minas Gerais, e a sua relação com a tectônica quaternária**. 188f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

SCHANZ, S. A. & MONTGOMERY, D. R. Lithologic controls on valley width and strath terrace formation. **Geomorphology**, v. 258, p. 58–68, 2016.

SCHANZ, S. A.; MONTGOMERY, D. R.; COLLINS, B. D.; DUVALL, A. R. Multiple paths to straths: A review and reassessment of terrace genesis. **Geomorphology**, v. 312, p. 12–23, 2018.

SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. Nova Iorque: John Wiley & Sons, 1977. 338 p.

SCHUMM, S. **River Variability and Complexity**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 236 p.

SILVA, T. P.; MELLO, C. L. Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). **Geol. USP, Sér. cient.**, v. 11, n. 1, p. 95-111, 2011.

SOMMÉ, J. Enregistrements: reponses des environnements sedimentaires et stratigraphie du Quaternaire – exemples D Achenhéim (Alsace) et de La Grande Pile (Vosges). **Quaternaire**, v. 1, n. 1, p. 25-32, 1990.

SOUZA, A. O. & PEREZ FILHO, A. Processos, ambientes deposicionais e geocronologias das coberturas superficiais sobre aplainamentos neogênicos e terraços fluviais na bacia do ribeirão Araquá, Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.19, n.1, p.107-126, 2018.

STEVAUX, J.H.C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the upper Parana River: correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, p. 73-85, 2000.

STEVAUX, J. C. & LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017. 336p.

STOFFEL, M.; WYŻGA, B.; MARSTON, R.A. Floods in mountain environments: A synthesis. **Geomorphology**, 272 (1), p. 1-9, 2016.

STOKES, M.; CUNHA, P. P.; MARTINS, A. A. Techniques for analysing Late Cenozoic river terrace sequences. **Geomorphology**, v. 165-166, p. 1-6, 2012.

STØLUM H. H. River meandering as a self-organization process. **Science**, v. 271, p. 1710-1713, 1996.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand, 1998. 1222 p.

SUGUIO, K. & BIGARELLA, J. J. **Ambiente fluvial: ambientes de sedimentação e sua interpretação e importância**. Curitiba: Editora da Universidade Federal do Paraná,

1979. 183 p.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. New York, Longman Scientific & Technical. 1991, 537p.

THOMAS, M. F. Understanding the impacts of Late Quaternary change in tropical and sub-tropical regions. **Geomorphology**, v. 101, n. 1-2, p. 146-158, 2008.

TOFELDE, S.; SCHILDGEN, T. F.; SAVI, S; PINGEL, H.; WICKERT, A. D.; BOOKHAGEN, B.; WITTMANN, H.; ALONSO, R. N.; COTTLE, J.; STRECKER, M. R. 100 kyr fluvial cut-and-fill terrace cycles since the Middle Pleistocene in the southern Central Andes, NW Argentina. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 473, p. 141–153, 2017.

USSAMI, N.; MOLINA, E. C.; MEDEIROS, W. E. Novos vínculos sobre a evolução térmica da margem continental leste do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, 1999, Lençóis. **Anais do VII...** Sessão 3, p. 20–23.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p. 77-90, 2009.

WALKER, R.G. **Facies Models**. Geological Association of Canada, Geocience Canada, Reprint Series, 1984.

WALKER, R. G. & CANT, D. J. Sandy fluvial systems. In: R. G. Walker (ed.). **Facies Models**. 2ª ed. Canadá: Geoscience Canada Reprint Series, 1984. p. 71-89.