

Universidade Federal de Minas Gerais
Departamento de Geografia

Luiz Fernando de Paula Barros

**EVENTOS SEDIMENTARES DO QUATERNÁRIO E EVOLUÇÃO
MORFODINÂMICA DO VALE DO RIO CONCEIÇÃO –
QUADRILÁTERO FERRÍFERO/MG**

Minas Gerais – Brasil
Fevereiro – 2012

Luiz Fernando de Paula Barros

**EVENTOS SEDIMENTARES DO QUATERNÁRIO E EVOLUÇÃO
MORFODINÂMICA DO VALE DO RIO CONCEIÇÃO –
QUADRILÁTERO FERRÍFERO/MG**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental

Orientador: Antônio Pereira Magalhães Júnior

Belo Horizonte
Departamento de Geografia da UFMG
2012

Dissertação defendida e aprovada, em 12 de dezembro de 2011, pela Banca Examinadora constituída pelos professores:



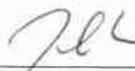
Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Júnior



Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado



Prof. Dr. Ricardo Diniz da Costa



Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro

AGRADECIMENTOS

A todos aqueles que contribuíram para minha formação pessoal, profissional e acadêmica, meus sinceros agradecimentos. Em especial, agradeço:

Ao Senhor, meu Deus, que me entregou nas mãos todas as minhas vitórias;

Aos meus amados pai e mãe, pelo total apoio e carinho;

Aos amigos e colegas do Instituto de Geociências, principalmente, Alex, Chrystiann, Laura, Letícia e Pedro, pelas contribuições diretas para a realização deste trabalho;

Ao meu orientador, Antônio Pereira Magalhães Júnior, pela orientação e amizade;

Aos professores do Instituto de Geociências e aos funcionários do Laboratório de Geomorfologia;

Ao CNPq pela concessão de bolsa e à FAPEMIG pelo financiamento do projeto de pesquisa.

“Porque o Senhor dá a sabedoria: da sua boca vem o conhecimento e o entendimento.” (Provérbios 2:6).

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	REFERENCIAIS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS	16
2.1	A dinâmica fluvial e seus marcadores geomorfológicos.....	16
2.1.1	<i>Planícies de inundação</i>	17
2.1.2	<i>Terraços fluviais</i>	18
2.1.3	<i>Níveis e seqüências deposicionais fluviais</i>	20
2.1.4	<i>Tipologia dos níveis deposicionais fluviais</i>	21
2.1.5	<i>Desafios de investigação</i>	25
2.2	Análise morfométrica de sistemas fluviais.....	27
2.2.1	<i>Alguns índices geomorfológicos</i>	27
2.2.1.1	Hierarquia fluvial.....	27
2.2.1.2	Índice de Sinuosidade (Is).....	28
2.2.1.3	Índice de Gradiente (Ig).....	28
2.2.1.4	Índice da Relação Declividade <i>versus</i> Extensão (RDE).....	28
2.2.1.5	Densidade de Drenagem (Dd).....	30
2.2.1.6	Índice de Rugosidade (Ir).....	31
2.2.1.7	Declividade média (Dm).....	31
2.2.2	<i>O perfil longitudinal fluvial e suas implicações</i>	32
2.3	Geocronologia e Luminescência Opticamente Estimulada.....	33
2.3.1	<i>Datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)</i>	34
2.3.2	<i>Discussão das limitações do método</i>	37
3	A ÁREA ESTUDADA	41
3.1	Contexto regional.....	42
3.2	A bacia do Rio Conceição.....	47
4	MATERIAIS E MÉTODOS	52
4.1	Identificação, caracterização e datação dos níveis e seqüências deposicionais.....	52
4.2	Análise de condicionantes estruturais e tectônicos.....	55
4.3	Possíveis relações com oscilações climáticas.....	58
5	RESULTADOS	59
5.1	Análises de campo.....	59

5.2	Análises dos sedimentos em laboratório.....	70
5.3	Análises morfométricas.....	71
6	ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	78
6.1	As seqüências deposicionais.....	78
6.2	As datações por Luminescência Opticamente Estimulada.....	81
6.3	Prováveis condicionantes tectônicos e climáticos.....	83
6.4	Quadro regional.....	89
7	CONCLUSÃO.....	97
	REFERÊNCIAS.....	99

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Vários preenchimentos aluviais podem compreender os sedimentos do vale, mesmo quando nenhuma evidência de terraço existe.....	20
Figura 2 -	Níveis deposicionais parelhados (ou pareados) e não parelhados (ou isolados).....	22
Figura 3 -	Representação esquemática de níveis deposicionais escalonados (A) e encaixados, ou parcialmente embutidos (B).....	23
Figura 4 -	Representação esquemática do embutimento de níveis deposicionais.....	24
Figura 5 -	Representação esquemática do encouraçamento de uma calha fluvial.....	25
Figura 6 -	Depósitos aluviais como registros da dissecação fluvial.....	26
Figura 7 -	Esquema de Hack (1973) utilizado para o cálculo do índice RDE.....	29
Figura 8 -	Ajustes fluviais longitudinais em zona de domos (A) e de falhas (B).....	33
Figura 9 -	Princípio da datação por LOE.....	35
Figura 10 -	Localização da bacia do Rio Conceição.....	41
Figura 11 -	Modelo morfoneotectônico da bacia do Rio Doce.....	46
Figura 12 -	Perfil esquemático do Anticlinal de Conceição.....	48
Figura 13 -	Geologia e Modelo Digital de Elevação da bacia do Rio Conceição.....	49
Figura 14 -	Localização dos perfis cujos sedimentos foram coletados para datação.....	53
Figura 15 -	Coleta de amostras de sedimentos para datação via LOE.....	55
Figura 16 -	Localização das sub-bacias analisadas.....	57
Figura 17 -	Perfil transversal idealizado do vale do Rio Conceição.....	59
Figura 18 -	Imagens representativas do depósito provavelmente anterior ao Quaternário descrito no vale do Rio Conceição.....	60
Figura 19 -	Perfis-síntese das seqüências sedimentares dos níveis deposicionais aluviais do vale do Rio Conceição.....	61
Figura 20 -	Localização e imagens representativas dos níveis deposicionais N8, N7 e N6.....	63
Figura 21 -	Localização e imagens representativas do Nível Depositional 5 (N5).....	64
Figura 22 -	Localização e imagens representativas do Nível Depositional 4 (N4).....	65

Figura 23 -	Localização e imagens representativas do Nível Depositional 3 (N3).....	67
Figura 24 -	Localização e imagens representativas do Nível Depositional 2 (N2).....	68
Figura 25 -	Localização e imagens representativas do Nível Depositional 1 (N1).....	69
Figura 26 -	Características morfométricas do rio Conceição/Santa Bárbara.....	72
Figura 27 -	MDE das bacias de terceira ordem.....	76
Figura 28 -	MDE das bacias de quinta ordem.....	77
Figura 29 -	Características do leito do Rio Conceição.....	80
Figura 30 -	Mudanças bruscas de direção dos rios e prováveis armadilhas de sedimentos no médio vale do Rio Conceição.....	84
Figura 31 -	Estruturas regionais do Quadrilátero Ferrífero e localização dos vales fluviais cujos níveis e seqüências deposicionais já foram estudados.....	90
Figura 32 -	Depósitos fluviais cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro em vales fluviais do Quadrilátero Ferrífero.....	92
Figura 33 -	Elevação residual no vale do Rio Conceição sustentada por “conglomerados ferruginosos” do N5.....	96

LISTA DE TABELAS

1 -	Contribuição de radiação para os sedimentos.....	36
2 -	Informações dos sítios das amostras coletadas.....	53
3 -	Síntese das principais características dos níveis deposicionais identificados.....	59
4 -	Nível deposicional, concentrações de Tório (Th), Urânio (U) e Potássio (K), dose anual, dose acumulada e idade das amostras.....	70
5 -	Dose anual, dose acumulada e idade das amostradas 1, 3, 5 e 6.....	71
6 -	Síntese das características da seção-tipo de cada nível deposicional.....	71
7 -	Resultados dos parâmetros morfométricos extraídos das bacias de terceira ordem por grupo litoestratigráfico.....	74
8 -	Resultados dos parâmetros morfométricos extraídos das bacias de quinta ordem.....	76
9 -	Área relativa a cada grupo geológico para as bacias de quinta ordem.....	77
10 -	Idades obtidas para depósitos aluviais de vales do Quadrilátero Ferrífero.....	94

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1 - Índice de Sinuosidade (Is).....	28
Equação 2 - Índice de Gradiente (Ig).....	28
Equação 3 - Índice da Relação Declividade <i>versus</i> Extensão (RDE) por segmento.....	29
Equação 4 - Índice da Relação Declividade <i>versus</i> Extensão (RDE) total.....	29
Equação 5 - Densidade de Drenagem (Dd).....	30
Equação 6 - Índice de Rugosidade (Ir).....	31
Equação 7 - Determinação da idade de sedimentos por Luminescência Ópticamente Estimulada.....	36

RESUMO

Vários estudos de levantamento e análise de níveis e seqüências deposicionais aluviais vêm sendo realizados no Quadrilátero Ferrífero (QF), importante domínio geológico-geomorfológico da região central de Minas Gerais. No entanto, praticamente todos esses estudos se dedicaram a análise de vales fluviais das bacias dos rios das Velhas e Paraopeba, havendo uma lacuna de estudos pormenorizados na área correspondente à bacia do Rio Doce. A presente dissertação discute a evolução do vale do Rio Conceição, inserido na bacia do Rio Doce e localizado na porção nordeste do QF. Procurou-se destacar a cronologia da sedimentação quaternária e seus prováveis condicionantes estruturais, tectônicos, climáticos e antrópicos. Pretende-se, contribuir para a construção de um quadro regional da dinâmica fluvial no QF. As investigações envolveram: (i) levantamento e descrição de perfis aluviais em campo; (ii) coleta de sedimentos para datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), análises granulométricas e petrográficas; e (iii) análises morfométricas do sistema fluvial. Foram identificados oito níveis deposicionais aluviais, sendo dois de planície de inundação (N1 e N2, com estratigrafia diferenciada), um nível de terraço (N3) e cinco níveis deposicionais aluviais já descaracterizados morfologicamente (N4 a N8). A análise da organização desses níveis deposicionais, de sua distribuição no vale e de suas seqüências deposicionais permitiu a constatação de importantes eventos tectônicos e climáticos. Foram tomados como indícios de condicionamento tectônico na evolução fluvial o escalonamento dos níveis aluviais, desvios fluviais, armadilhas de sedimentos, basculamentos e anomalias morfométricas, os quais estão associados, muitas vezes, a uma rica matriz estrutural herdada de ciclos geotectônicos do Pré-Cambriano. A formação cíclica de níveis aluviais com fácies de seixos cimentadas por óxidos-hidróxidos de ferro pode ser relacionada a oscilações climáticas, as quais provavelmente foram de caráter regional, já que materiais semelhantes são observados em diferentes vales do QF. Por outro lado, esse material também pode ter se formado em períodos de maior estabilidade tectônica, em razão do maior tempo de permanência das águas. Assim como no vale do Rio Conceição, em todos os vales já estudados da bacia do alto Rio das Velhas a seqüência deposicional mais recente é marcada pelo domínio da fração areia, contrastando com os depósitos argilo-siltosos das seqüências mais antigas. Isso estaria ligado a danos da histórica ocupação antrópica na área, que remonta ao século XVIII. No entanto, diferenças marcantes são encontradas entre a evolução do vale do Rio Conceição e a evolução de outros vales do QF: nos vales da bacia do alto Rio das Velhas, principalmente, há um número menor de níveis deposicionais. Por outro lado, níveis aluviais a 60-80 m de altura das calhas atuais são recorrentes no QF, idicando que provavelmente toda a área responde com o encaixamento da drenagem a um soerguimento regional, porém em alguns vales os registros não foram preservados. As idades obtidas por LOE foram analisadas com cautela, pois algumas se mostraram incoerentes com fatos geológicos e geomorfológicos.

Palavras-chave: níveis e seqüências deposicionais aluviais, Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), neotectônica, clima.

ABSTRACT

Several researches about fluvial depositional levels and alluvial sequences have been conducted in Quadrilátero Ferrífero (QF), an important geological and geomorphological domain in the central region of Minas Gerais State, Southeastern Brazil. However, almost all of these studies are devoted to river valleys of Das Velhas and Paraopeba catchments. There is a lack of detailed studies in the area of Doce catchment, though. In this dissertation, it was presented a discussion of the geomorphological evolution of Conceição River valley that is located into Doce catchment, in Northeastern QF. It was sought to highlight the constraints of the structure, tectonic, climate, and anthropogenic activities on the Quaternary sedimentation and its chronology. It is hoped that this discussion contributes to the construction of a regional framework of the fluvial dynamics in QF. The investigation involved: (i) description of alluvial profiles, (ii) collecting sediments for dating by Optically Stimulated Luminescence (OSL), texture and petrographic analysis and (iii) morphometric analysis of the fluvial system. It was identified eight alluvial depositional levels: two of these are floodplain levels (N1 and N2, with different stratigraphies), one is a terrace level (N3), and the last five are alluvial levels already morphologically uncharacterized (N4 to N8). The organization of the depositional levels, their distribution in the valley, and its depositional sequences led to identification of major tectonic and climatic events. River diversions, sediment traps, tilting, terrace staircases, and morphometric anomalies indicate tectonic constraints and some of these are associated with a complex structural matrix inherited from Precambrian geotectonic cycles. The formation of cyclic alluvial levels with pebble facies cemented by iron oxides-hydroxides could be related to fluctuations in climate. These climatic events seem to be of a regional nature, because similar materials are observed in different valleys of QF. On the other hand, this material could also be formed during periods of tectonic stability, due to higher residence time of water. As well in the Conceição River valley, all the studied valleys of the upper Das Velhas catchment have the most recent depositional sequence marked by the sandy fraction, in contrast to the clayey-silty deposits of older sequences. This fact could be linked to the impacts of historical human occupation in the area, dating back to eighteenth century. However, marked differences are found between the evolution of the Conceição valley and other valleys of QF: the valleys of upper Das Velhas catchment have a smaller number of depositional levels. On the other hand, alluvial levels at 60-80 m above the modern rivers indicate that probably the entire QF area responds to a regional uplift with the downcutting of the drainage, but in some valleys the records were not preserved. The ages obtained by OSL were analyzed with caution, as some have proved inconsistent with geological and geomorphological data.

Keywords: fluvial depositional levels and sequences, Optically Stimulated Luminescence (OSL), neotectonics, climate.

1. INTRODUÇÃO

A geomorfologia se dedica ao estudo do modelado terrestre e dos seus agentes, processos e materiais formadores. Por sua vez, a geomorfologia fluvial visa estudar a história das paisagens fluviais, compreender seus processos formativos e prever mudanças (THORNDYCRAFT *et al.*, 2008).

Desde as primeiras teorias geomorfológicas (ex: DAVIS, 1899) os cursos d'água são considerados elementos de grande importância na esculturação do relevo. Os canais fluviais são responsáveis pela dissecação do modelado, a partir da erosão em seu leito, e pelo transporte dos sedimentos gerados em toda a bacia de drenagem. Na evolução das paisagens fluviais são construídas formas típicas (terraços e planícies aluviais), as quais guardam nos sedimentos associados informações sobre o contexto e o regime sedimentológico ao qual o rio esteve exposto. Além disso, os rios se constituem como nível de base para os processos modeladores de vertentes. Nesse sentido, os rios são, muitas vezes, elementos-chave na análise geomorfológica.

No cenário brasileiro do início do século XXI, a geomorfologia fluvial já se destaca como a mais produtiva área da geomorfologia em termos de publicações científicas (SALGADO *et al.*, 2008). Segundo Thorndycraft *et al.* (2008), um recente reavivamento vem ocorrendo na geomorfologia fluvial fomentado por sua interação com outras áreas, como a engenharia fluvial, e pela disponibilidade de novos métodos analíticos, instrumentos e técnicas. Isso estaria permitindo o desenvolvimento de novas aplicações, como na gestão de bacias, restauração ambiental, análise de riscos e geoarqueologia.

Boa parte dos desenvolvimentos recentes na área de geomorfologia fluvial são impulsionados pelos questionamentos que os cientistas ambientais recebem sobre como os rios vêm sendo alterados pelo estresse ambiental, se eles são sujeitos a riscos físicos ou químicos, como eles podem ser restaurados e como eles irão responder a futuras mudanças ambientais (JACOBSON *et al.*, 2003). De acordo com Pazzaglia (2010), a seqüência e a magnitude dos eventos de transformação dos sistemas fluviais vêm sendo historicamente inferidas a partir da análise de terraços e planícies aluviais e seus depósitos associados. As seqüências estratigráficas aluviais são, muitas vezes, os únicos indícios da evolução morfodinâmica de uma área, constituindo-se em registros/respostas de eventos deposicionais e desnudacionais, exogenéticos e endogenéticos (SOMMÉ, 1990).

Essas afirmações se baseiam no princípio do uniformitarismo, segundo o qual o “o presente é a chave para o passado” (HUTTON, 1788). Nesse sentido, a compreensão dos processos atuais permitiria interpretar eventos registrados em depósitos fluviais antigos. Do mesmo modo, segundo Jacobson *et al.* (2003), uma compreensão do passado pode ser a chave para se entender o futuro. Assim, a história de um sistema fluvial pode fornecer subsídios para a compreensão das características naturais de um rio e, dessa forma, servir como referencial para avaliações, restaurações e previsões.

Consideráveis avanços nesse sentido têm sido possíveis graças à aplicação de métodos geocronológicos e de mensuração de taxas de processos geomorfológicos (por exemplo, encaixamento, agradação, migração lateral), pois têm permitido avaliar mais seguramente os efeitos das atividades humanas e de alterações nos regimes climático e tectônico. Ainda hoje, o método geocronológico mais utilizado e aceito é o do radiocarbono. No entanto, muitos registros sedimentares fluviais não dispõem de materiais orgânicos em quantidade significativa e muitos problemas têm sido verificados com o retrabalhamento do carbono. Uma alternativa cada vez mais comum tem sido a aplicação de métodos de datação baseados na luminescência, como a Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Apesar de relativamente recente (pouco mais de duas décadas de aplicação), a viabilidade desse método tem sido comprovada pela comparação das idades obtidas por LOE com aquelas obtidas por radiocarbono nos mesmos depósitos (RITTENOUR, 2008).

No Brasil, no entanto, a maioria dos estudos do Quaternário é restrita à costa atlântica e baseia-se principalmente na morfologia costeira e nas alterações do nível do mar, enquanto a investigação sobre as zonas continentais é largamente inexplorada (STEVAUX, 2000). Em parte, isso ocorre devido a uma maior continuidade dos registros sedimentares marinhos e costeiros quando comparados à coluna geológica continental. A natureza da deposição quaternária continental é fragmentária e descontínua, irregularmente distribuída sob múltiplas formas de relevo e em estreita relação genética com as feições morfológicas da paisagem (MOURA¹, 1994 *apud* KRAMER e STEVAUX, 2001). Isso é agravado em regiões tropicais e subtropicais úmidas, onde a alta velocidade da ação pedogenética destrói continuamente eventuais dados *proxy* dos depósitos quaternários (GOUDIE, 1992).

Além disso, os principais estudos de geomorfologia fluvial de sistemas interioranos no Brasil se dedicam aos rios de grandes dimensões, tais como o Araguaia (AQUINO *et al.*, 2005), o Paraná (STEVAUX *et al.*, 2006) e o Amazonas e seus afluentes

¹ MOURA, J.R.S. *Geomorfologia do Quaternário: período de transformações ambientais recentes*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. 376 p.

(LATRUBESSE, 2003; LATRUBESSE e FRANZINELLI, 2005; LATRUBESSE *et al.*, 2010). Dessa forma, são pouco comuns os estudos de cursos d'água em áreas montanhosas, marcados por uma dinâmica fluvial descontínua, afetada por variações nas características geológicas e geomorfológicas (CASTRO *et al.*, 2005).

Um desafio inerente aos grandes sistemas fluviais é o da escala, além da complexidade interna. A integração dos “sinais” de muitos tributários, que podem chegar diacronicamente de áreas fonte distantes, cria dificuldades para a interpretação dos registros estratigráficos (THOMAS, 2008). Isso fornece um argumento forte para a análise de sistemas sedimentares menores, que refletem condições locais. O quadro regional, entretanto, só pode ser construído examinando várias bacias vizinhas, a fim de se estabelecer uma história sedimentar consistente, que seja mais do que um reflexo de eventos fluviais locais.

Vários estudos localizados acerca da sedimentação quaternária vêm sendo realizados na área do Quadrilátero Ferrífero (BACELLAR *et al.*, 2005; CHEREM *et al.*, 2008; MAGALHÃES JÚNIOR e SAADI, 1994; MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2011a; MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2011b; MARQUES, 1997; MOREIRA, 1997; RAPOSO *et al.*, 2008; VALADÃO e SILVEIRA, 1992), importante domínio geológico-geomorfológico de relevo montanhoso na região central do Estado de Minas Gerais e que se constitui como divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Doce, das Velhas e Paraopeba. No entanto, praticamente todos esses estudos estão concentrados nas bacias dos rios das Velhas e Paraopeba.

O objetivo central desta dissertação é discutir a evolução do vale do Rio Conceição (afluente do Rio Doce cuja bacia drena a porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero), destacando a cronologia da sedimentação quaternária e seus prováveis condicionantes estruturais, tectônicos, climáticos e antrópicos. Com isso, pretende-se contribuir para a compreensão da dinâmica fluvial regional do Quadrilátero Ferrífero. Pretende-se contribuir, também, para a construção de uma cronologia da sedimentação quaternária continental no Brasil.

2. REFERENCIAIS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS

2.1. A dinâmica fluvial e seus marcadores geomorfológicos

Grande parte dos estudos que tratam da sedimentação quaternária em vales fluviais se baseia na análise de terraços fluviais e planícies de inundação. No entanto, estes são conceitos ligados à morfologia expressa na paisagem, o que pode se tornar um complicador para a análise de registros de eventos de sedimentação mais antigos, como discutido a seguir.

A análise da sedimentação fluvial tem sido feita, em nível científico, com dois focos distintos (PAZZAGLIA, 2010): um nos processos modeladores do relevo, tomando os registros fluviais como marcadores geomorfológicos, e outro na estratigrafia dos depósitos. Embora complementares e muito relacionadas, estas linhas de investigação podem ser trabalhadas separadamente, com diferentes níveis de detalhamento.

Quando se trabalha com uma perspectiva mais geomorfológica, busca-se analisar a distribuição dos registros ao longo do vale e a organização dos níveis deposicionais em relação uns aos outros, aventando condicionantes climáticos, tectônicos, de nível de base e antrópicos para tal distribuição e organização. Cada nível deposicional é tomado, então, como registro de uma paleosuperfície construída e abandonada por processos fluviais.

Por outro lado, quando o foco é a estratigrafia dos depósitos se busca identificar as diferentes fácies² e correlacioná-las, a fim de se apontar paleopadrões deposicionais. Um guia muito útil para este tipo de análise é o modelo de fácies proposto por Miall (1985). Este autor destaca que a variedade de estilos da estratigrafia fluvial reflete a agradação e migração nos padrões de canal dos diferentes tipos de rio. Portanto, cada padrão de drenagem possui uma hidrodinâmica que se reflete em um arranjo de feições específicas de deposição.

No entanto, a aplicação de propostas como a de Miall (1985) nem sempre é possível para formações superficiais inconsolidadas, uma vez que os registros sedimentares são quase sempre incompletos, apresentando numerosos desafios de interpretação. Isso se agrava nas regiões tropicais, onde os acelerados processos pedogenéticos e geomorfológicos rapidamente descaracterizam e desmontam os depósitos, sobretudo em áreas tectonicamente mais ativas. No entanto, estes registros são componentes críticos no desenvolvimento de uma

² Massa de sedimentos ou rochas sedimentares que pode ser reconhecida e distinguida de outras, seja por sua geometria, composição textural, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes, conteúdo fossilífero, propriedades geofísicas, entre outras (BRIDGE, 2003).

compreensão integrada da geomorfologia fluvial, pois fornecem informações que não são disponíveis em outras fontes (JACOBSON *et al.*, 2003).

Ainda que uma reconstituição de paleoambientes deposicionais seja um grande desafio, a composição estratigráfica dos depósitos aluviais pode fornecer informações muito importantes para a análise geomorfológica. Entre outros aspectos, o tamanho e o grau de arredondamento das partículas, por exemplo, podem revelar as condições hidrológicas nas quais o sedimento foi transportado (alta ou baixa energia), a distância da área fonte, a competência do paleocanal fluvial, bem como seu regime hidrológico (JACOBSON *et al.*, 2003; PAZZAGLIA, 2010). A petrografia de seixos, por sua vez, pode ser utilizada para a identificação de áreas fonte, o que pode revelar capturas fluviais, por exemplo.

2.1.1. Planícies de inundação

As planícies de inundação (ou planícies aluviais) são foco de estudo de diferentes profissionais, que possuem variadas abordagens, o que se reflete em uma ampla diversidade de definições. Estas variam da concepção espacial que engloba todo o fundo do vale, com exceção do canal, a definições estatísticas particulares, tais como planície de inundações com recorrência de 100 ou de 500 anos (JACOBSON *et al.*, 2003). Em geomorfologia as definições mais recorrentes estão relacionadas a um critério morfológico e a um critério hidrológico.

Leopold *et al.* (1964) e Bridge (2003) definem planície de inundação (*floodplain*) como uma faixa de terra relativamente plana que bordeja um rio e que é inundada periodicamente com a elevação do nível da água. Nesse sentido, a morfologia das planícies de inundação está intimamente ligada com a forma e o comportamento dos canais fluviais que as formam (CHARLTON, 2008). No entanto, além da morfologia relativamente plana que ocuparia grande parte do fundo do vale, Ritter *et al.* (2002) e Bridge (2003) destacam a conformação da planície de inundação por sedimentos inconsolidados (alúvio).

Vários autores reforçam o componente hidrológico na definição da planície de inundação afirmando que, para ser considerada parte da planície aluvial, a superfície e os sedimentos devem, de alguma forma, se relacionar com a atividade do rio atual, uma vez que a planície *de inundação* é uma superfície sujeita a inundações periódicas (JACOBSON *et al.*, 2003; RITTER *et al.*, 2002).

A planície de inundação é formada a partir de uma combinação de processos de sedimentação dentro do canal e nas margens (KNIGHTON, 1984; LEOPOLD *et al.*, 1964). Ritter *et al.* (2002) vão além e consideram que as planícies são compostas por uma variedade

de sedimentos, que são gerados por diversos processos e acumulados em distintos sub-ambientes dentro do fundo do vale. Ainda segundo estes autores, a maioria dos sedimentos da planície aluvial pode ser diferenciada entre depósitos de preenchimento de canal, *channel lag*, *splays*, acreção vertical, acreção lateral e, inclusive, colúvio (nas porções da planície próximas às encostas). No entanto, Ritter *et al.* (2002) reconhecem que os depósitos mais importantes na estruturação da planície são, sobretudo em áreas de climas úmidos e temperados, aqueles da acreção vertical e da acreção lateral.

A quantidade relativa de sedimentos em uma planície de inundação resultante da acumulação lateral e vertical varia, dependendo das características de inundação da bacia e da disponibilidade e tipo dos sedimentos. Não obstante, Leopold *et al.* (1964) sugerem que 60 a 80% dos sedimentos em muitos canais é depositada pela acreção lateral.

Segundo Leopold *et al.* (1964) e Bridge (2003), as planícies de inundação típicas apresentam uma ampla variedade de feições (canais fluviais ativos e abandonados, lagos de meandros abandonados, barras de pontal, *meander scrolls*, diques naturais, entre outras). No entanto, a maioria dessas feições está presente apenas na planície de grandes rios, configurando um modelo clássico. Já em pequenos rios muitas dessas formas dificilmente são distinguidas, pois os depósitos da planície são sujeitos a rápida remoção e alteração (LEOPOLD *et al.*, 1964).

Por fim, vale considerar que as planícies de inundação fornecem espaços de acomodação para os sedimentos em sua movimentação através da bacia de drenagem, o que potencialmente aumenta a jusante com o alargamento do vale (KNIGHTON, 1984). As planícies também exercem influência na hidrologia da bacia (exemplo: atraso – *lag*) e, dessa forma, elas são tanto produto do sistema fluvial como importantes partes funcionais deste sistema (RITTER *et al.*, 2002).

2.1.2. Terraços fluviais

Os rios tendem a encaixar gradualmente, porém a taxa de encaixamento é geralmente pequena o suficiente para permitir processos agradacionais de formação de planícies, as quais variam em largura, dependendo do tamanho do rio, das taxas relativas de incisão e da resistência do substrato rochoso nas paredes do vale (LEOPOLD *et al.*, 1964). Se o encaixamento, quer seja no substrato rochoso ou no próprio alúvio, passa a dominar sobre a agradação, a planície é dissecada e algumas porções podem permanecer, configurando os terraços fluviais. Assim, geralmente, terraços fluviais são considerados planícies aluviais

abandonadas (BRIDGE, 2003; JACOBSON *et al.*, 2003; LEOPOLD *et al.*, 1964; RITTER *et al.*, 2002; SCHUMM, 1977).

Segundo Suguio (1998), terraço é uma superfície sub-horizontal encontrada nas porções marginais de mares, lagos, lagoas e rios, podendo ser erosivos (ou abrasivos) e deposicionais (ou sedimentares). Dessa forma, o conceito de terraço é relacionado a uma forma observável na paisagem. Topograficamente, um terraço fluvial se compõe de duas partes: uma superfície (*tread*, *stair tread* ou *berm*), que é a superfície plana que representa a superfície da planície original; e uma escarpa (*scarp*), que é o declive que conecta a superfície do terraço a qualquer outra superfície inferior no vale (LEOPOLD *et al.*, 1964; PAZZAGLIA, 2010; RITTER *et al.*, 2002).

A presença de um terraço pressupõe que alguma mudança significativa deve ter ocorrido entre as condições predominantes durante a formação da superfície (*tread*) e aquelas que produziram a escarpa (RITTER *et al.*, 2002). É nesse sentido que Petts e Foster (1985) consideram os terraços como registros de antigos processos deposicionais representantes de dois períodos distintos de tempo: um período estável e outro de mudanças no sistema fluvial.

Uma questão a ser destacada é que, ainda que o terraço seja modelado sobre alúvio de variadas espessuras, o depósito em si não é o terraço, e sim uma simples unidade estratigráfica (LEOPOLD *et al.*, 1964; RITTER *et al.*, 2002). O termo é limitado à forma topográfica, sendo os depósitos referidos como alúvio, cascalho, areia, etc.

Destaca-se também que a formação de terraços só ocorre em contextos de degradação, seja ela comandada por alterações no nível de base, regime tectônico ou hidrológico. A seqüência de eventos responsável pela feição observável em campo, no entanto, pode incluir vários períodos de agradação aluvial e, assim, vários preenchimentos aluviais (Figura 1). Sob essas circunstâncias, o padrão dos terraços fluviais pode fornecer um quadro incompleto da seqüência de eventos de erosão e deposição ocorridos em um vale determinado (BRIDGE, 2003).

Segundo Pazzaglia (2010), uma observação óbvia, mas geralmente esquecida, é que nem todos os vales fluviais contêm terraços. Assim, estudos de estratigrafia e gênese de terraços são necessariamente inclinados para o subconjunto dos processos fluviais e contextos que favorecem a preservação dessas formas. Em geral, os terraços aluviais tendem a ser mais espessos e melhor preservados nas confluências com tributários e em vales mais amplos. Quando um rio encaixa na planície e forma um terraço, o encaixamento e a migração lateral do rio principal eliminam parcial ou completamente a superfície original. O grau de destruição da superfície original varia e, assim, os terraços remanescentes podem ser

contínuos ao longo do vale ou permanecer apenas como alguns fragmentos isolados (LEOPOLD *et al.*, 1964).

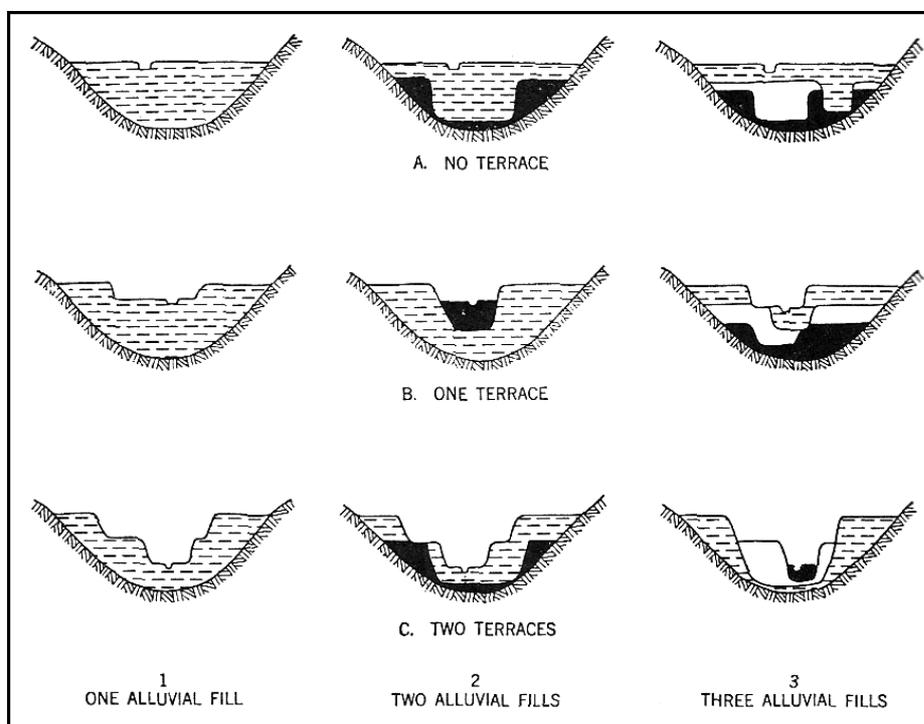


Figura 1: Vários preenchimentos aluviais podem compreender os sedimentos do vale, mesmo quando nenhuma evidência de terraço existe.

Fonte: Leopold *et al.*, 1964, p. 460.

2.1.3. Níveis e seqüências deposicionais fluviais

A preservação de terraços fluviais depende de fatores como a grandeza do evento deposicional, a idade do depósito, o modo de migração do canal, características do leito rochoso e das paredes do vale e tectonismo (JACOBSON *et al.*, 2003). Enquanto para Pazzaglia (2010) são os processos dominantes na encosta dos vales (escorregamentos, fluxos de lama, voçorocamentos) que desempenham o papel definitivo na determinação de onde os terraços podem ser preservados, Jacobson *et al.* (2003) atribuem este papel ao contexto regional, ou tectônico.

Nos domínios intertropicais úmidos do globo, sobretudo em áreas com atividade tectônica mais significativa, os registros deposicionais fluviais são facilmente descaracterizados, homogeneizados pela pedogênese e desmanchados em razão dos intensos processos geoquímicos, biológicos e hidrodinâmicos. A preservação em vales de rios relativamente pequenos e em contextos montanhosos é ainda mais difícil, pois os corpos

sedimentares são geralmente de pequena extensão e espessura, conseqüência da acumulação descontínua, geralmente em alvéolos deposicionais.

Nesse sentido, os terraços aluviais preservados geralmente são aqueles mais recentes e referentes a eventos deposicionais mais significativos, sendo os terraços mais antigos descaracterizados pela erosão ou inumados por depósitos de colúvio. Dessa forma, para se tratar da sedimentação aluvial mais antiga, que não apresenta nenhuma forma específica associada, sugere-se o emprego dos termos nível e seqüência deposicional fluvial.

Nível deposicional fluvial (ou nível aluvial) é definido neste trabalho como um marco espacial de um momento erosivo-deposicional de um rio. O alúvio (seqüência deposicional) associado a um nível aluvial é o testemunho de sua ocorrência. Outra possível evidência seria uma superfície erosiva formada por processos fluviais, não devendo ser confundida com superfícies estruturais, dadas pelo tipo/organização do substrato.

Os níveis deposicionais fluviais de um vale são identificados a partir da relação de dados de seções aluviais levantadas em campo, tais como altitude (cota), altura (desnível em relação ao rio atual), seqüência de fácies, posição estratigráfica, relações laterais e verticais. Estes níveis são mais facilmente compreendidos a partir da representação de sua organização longitudinal e transversal ao vale, além da caracterização em perfis-síntese de sua seqüência deposicional correlativa, ou seja, da organização e expressão das fácies aluviais. Por não estar associada a nenhuma forma específica, esta abordagem pode ser aplicada na análise tanto de depósitos antigos (descaracterizados) como atuais, por exemplo: nível deposicional superior, nível de terraço inferior, nível de planície.

2.1.4. Tipologia dos níveis deposicionais fluviais

A tipologia dos níveis deposicionais fluviais deve seguir a já estabelecida para os terraços fluviais na literatura, pois geralmente suas implicações geomorfológicas não dizem respeito à forma, e sim à organização dos registros sedimentares em relação uns aos outros e em relação ao substrato. As principais tipologias apresentadas na literatura são: pareados, não pareados, escalonados, encaixados (ou parcialmente embutidos) e (integralmente) embutidos. A organização dos níveis deposicionais não necessariamente é a mesma ao longo de todo um vale, podendo haver controles tectônicos e de nível de base locais estabelecendo um comportamento em blocos.

Baseando-se na distribuição dos níveis deposicionais no vale são definidos os tipos: pareado, ou parelhado, e não pareado, ou isolado (Figura 2; CHARLTON, 2008; LEOPOLD *et al.*, 1964; PAZZAGLIA, 2010; RITTER *et al.*, 2002; SUGUIO e

BIGARELLA, 1979; SUMMERFIELD, 1991). Os níveis deposicionais fluviais pareados são aqueles encontrados com a mesma elevação nas duas margens do canal. Eles seriam formados por um amplo aplanamento seguido por uma rápida incisão vertical. Segundo Charlton (2008), níveis não-pareados são mais comuns, sendo gerados por uma incisão do canal sincrônica à sua migração lateral.

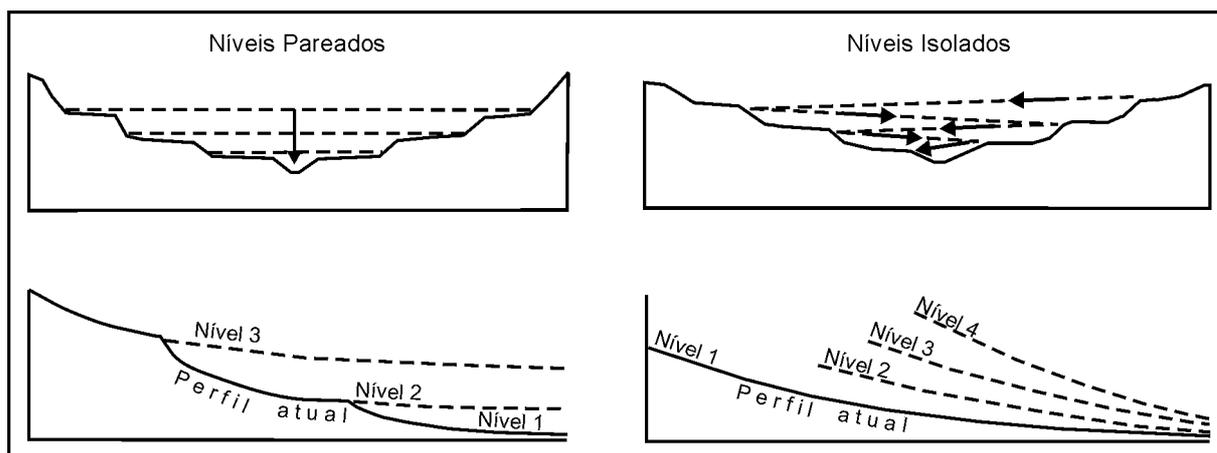


Figura 2: Níveis deposicionais pareados (ou pareados) e não pareados (ou isolados).
Fonte: adaptado de Summerfield (1991).

Os tipos escalonado, encaixado e embutido são comuns na literatura e são definidos com base na relação topográfica de um nível deposicional mais jovem com o nível deposicional imediatamente anterior (CHRISTOFOLETTI, 1981; SUGUIO e BIGARELLA, 1979). A incisão vertical de um curso d'água é instável, ocorrendo em apenas 10-25% do tempo da história de desenvolvimento de um dado vale, o que ainda pode ser retardado por um aumento na carga sedimentar (PAZZAGLIA, 2010). A partir do encaixamento de um rio, podem ser formados dois tipos de níveis deposicionais: os encaixados ou parcialmente embutidos e os escalonados (Figura 3). O princípio é o mesmo: após um longo período de migração e incisão lateral, abrindo o vale, o rio passa por um momento relativamente rápido de incisão vertical, abandonando o nível deposicional que estava sendo construído.

A diferença entre os níveis escalonados e embutidos, no entanto, é a magnitude do encaixamento posterior à sua formação. Enquanto para níveis escalonados o encaixamento é suficiente para expor o substrato rochoso entre os níveis aluviais, para níveis encaixados há rebaixamento da calha, mas o substrato não é exposto, sendo inumado pela seqüência mais jovem. Segundo Christofolletti (1981), níveis deposicionais escalonados denotam a predominância acentuada do entalhamento no transcurso da evolução do vale, que só é

interrompida episodicamente pelas fases de deposição. Dessa forma, uma tectônica positiva é indispensável para que se manifeste essa disposição de níveis deposicionais.

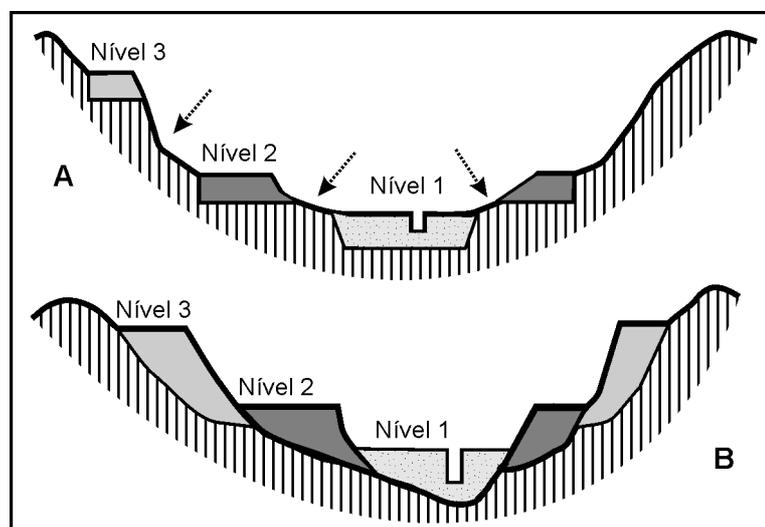


Figura 3: Representação esquemática de níveis deposicionais escalonados (A) e encaixados, ou parcialmente embutidos (B).

Fonte: do autor.

Níveis deposicionais encaixados nem sempre são observados diretamente em campo, podendo ser facilmente tratados como escalonados. Entretanto, muitas vezes, se fosse projetada a seqüência deposicional completa desses níveis, poder-se-ia perceber que o contato entre eles não permitiria a exposição do substrato rochoso entre ambos. Estes níveis deposicionais não são classificados como embutidos porque houve aprofundamento da calha entre um e outro, de modo que não compartilham a mesma base rochosa (SUGUIO e BIGARELLA, 1979).

Já a formação de níveis deposicionais embutidos está ligada, em geral, a uma sucessão de fases com diferentes regimes hidrossedimentológicos, sem que haja incisão no substrato entre elas. Nesse sentido, a formação de níveis deposicionais embutidos pode se dar tanto pelo desenvolvimento de um nível deposicional num regime de elevada capacidade e competência seguido pela formação de outro nível em condições de reduzida energia, como na situação contrária. O novo nível deposicional será do tipo embutido quando se formar compartilhando a mesma base do nível deposicional mais antigo (não há encaixamento no substrato – Figura 4 A) ou quando o nível deposicional mais jovem ficar completamente envolto pelos depósitos do nível mais antigo (embutimento integral – Figura 4 B). Nesse caso, o ganho e a perda de energia no sistema fluvial estão mais ligados a questões que alterem as condições hidrodinâmicas do rio, tais como capturas fluviais e mudanças no regime climático.

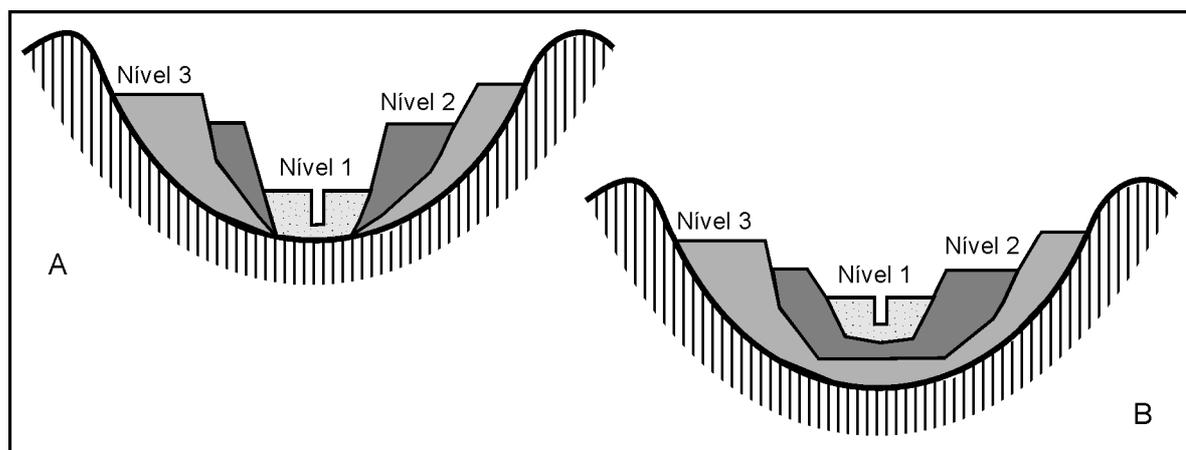


Figura 4: Representação esquemática do embutimento de níveis deposicionais – A: níveis embutidos; B: níveis integralmente embutidos.

Fonte: do autor.

Destaca-se que a sucessão de fases com diferentes regimes hidrossedimentológicos também pode dar origem ao encouraçamento de calhas fluviais. Este fenômeno pode ser observado na ocorrência de planícies de inundação cuja base é formada por seixos de dimensões muito superiores ao material transportado no regime atual, podendo ser chamados de seixos “fósseis”. Ainda que, muitas vezes, esses seixos também se encontrem no leito do rio, eles não condizem com a competência atual, de modo que não são transportados, ou o são em taxas ínfimas.

O encouraçamento de calhas fluviais (*bed armouring*) se refere a um capeamento do leito por grande quantidade de grãos imóveis (ou apenas imediatamente imóveis), impedindo a remoção dos grãos potencialmente transportáveis (BRIDGE, 2003). Dessa forma, a energia do fluxo fluvial atua apenas na remoção e transporte de materiais mais finos sobre esse pavimento detrítico (Figura 5).

Com o aumento da quantidade de água disponível no sistema, por exemplo, por oscilação no regime pluviométrico ou por grandes episódios de cheias, há maior mobilização de material grosseiro das vertentes para as calhas. Quando o regime de fluxo volta às condições anteriores, a competência e a capacidade são menores, resultando em uma acumulação de sedimentos grosseiros no fundo (BARROS, 2010). O encouraçamento pode ocorrer também apenas em alguns trechos do rio, em razão de sua confluência com tributários com maior energia para o transporte de sedimentos.

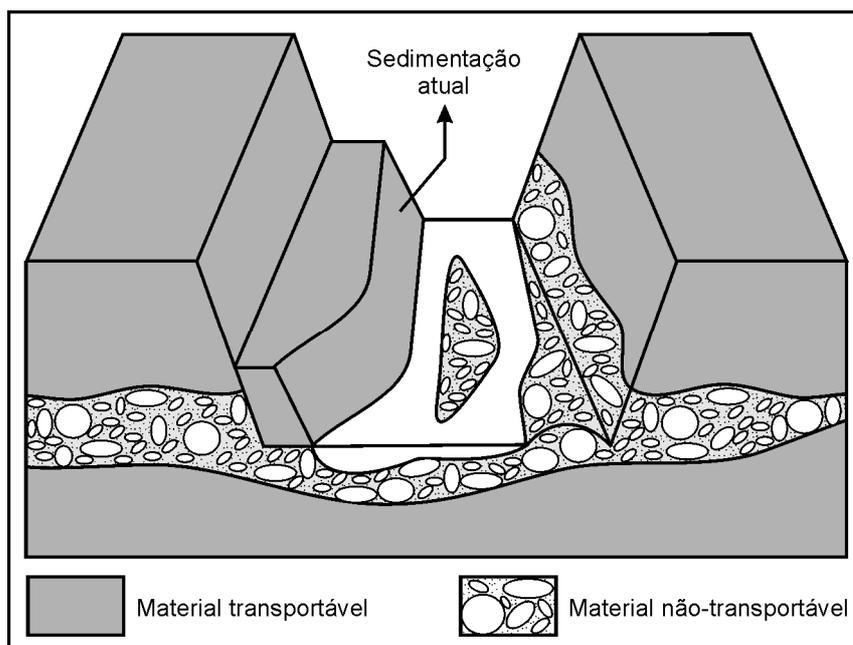


Figura 5: Representação esquemática do encouraçamento de uma calha fluvial. Neste exemplo, um novo nível deposicional está em construção, de acordo com as condições hidrodinâmicas atuais, porém sua base é formada por seixos fósseis.

Fonte: do autor.

2.1.5. Desafios de investigação

Determinar as origens de níveis e seqüências deposicionais fluviais não é tarefa simples. Embora tenham sido indicadas linhas gerais para o reconhecimento de níveis deposicionais de diferentes origens na seção anterior, os registros da sedimentação fluvial se desenvolvem por uma variedade de possibilidades que desafiam a generalização (RITTER *et al.*, 2002).

Além disso, não se pode perder a noção de que os depósitos fluviais observáveis na paisagem geralmente representam apenas pequenas frações temporais da história deposicional (Figura 6). Ainda que bem preservados, os depósitos superficiais nunca representam a história geomorfológica completa de uma área. Um vale pode ter passado por vários períodos de acumulação sedimentar, inclusive sobrepondo-se uns aos outros, e nenhum deles ter registros preservados. Além disso, mesmo considerando-se a sedimentação como contínua nos vales fluviais, apenas com variações de intensidade, os hiatos deposicionais na paisagem são evidentes, devendo representar pelo menos períodos de total escoamento do material temporariamente depositado (MAGALHÃES JÚNIOR, 1993).

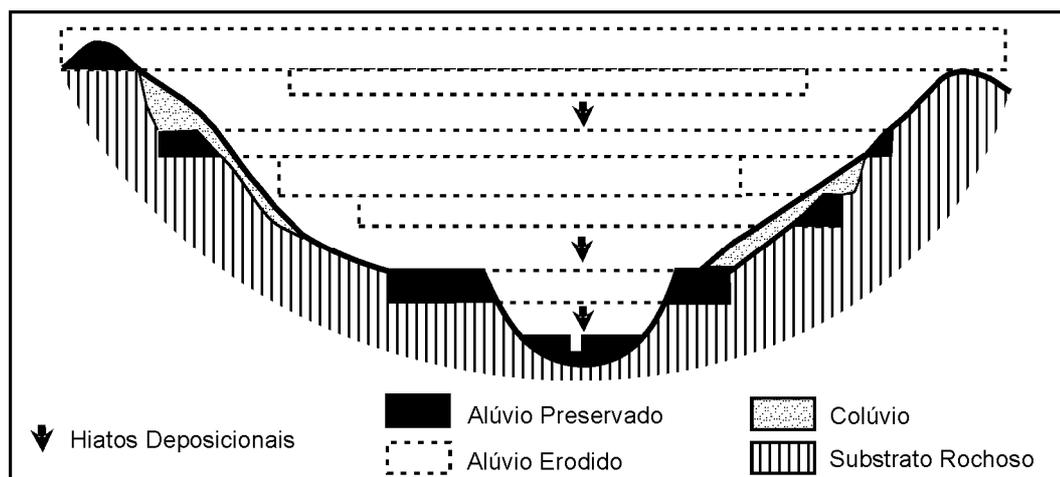


Figura 6: Depósitos aluviais como registros da dissecção fluvial.

Fonte: adaptado de Macaire (1990).

Além disso, segundo Latrubesse *et al.* (2005), um dos principais problemas que dificultam uma compreensão generalizada de antigas seqüências em bacias sedimentares é encontrar modelos de fácies análogos em sistemas recentes. Bridge (2003) aponta outros problemas, como a diferença na natureza e volume dos dados disponíveis para a análise de depósitos antigos e de ambientes sedimentares atuais, e o quanto representativo os ambientes modernos podem ser considerados em relação aos ambientes do passado. Consensualmente se diz que os princípios não mudam, enquanto os processos e as formas sim, em outras palavras, “as regras são as mesmas, mas os jogadores são diferentes” (BRIDGE, 2003).

Além disso, pode-se citar relativa escassez de bibliografia de base para a realidade intertropical. Segundo Thomas (2008), vários estudos importantes em áreas temperadas do Hemisfério Norte fornecem grande parte do entendimento básico da resposta dos rios às mudanças ambientais. No entanto, as glaciações quaternárias provocaram grandes transformações da paisagem no Hemisfério Norte, onde elas atingiram áreas extensas. Desse modo, as paisagens em áreas não afetadas por estas glaciações tendem a ser muito mais antigas que as áreas afetadas, onde um novo início pôde ser estabelecido para a evolução da paisagem (OLLIER, 1991).

Nesse sentido, o substrato, as estruturas herdadas do pré-Cenozóico e a tectônica são muitas vezes os principais controladores da evolução da paisagem no Hemisfério Sul (HASUI, 1990; SAADI, 1993). Para Latrubesse *et al.* (2005) a geomorfologia dos sistemas fluviais tropicais precisa de mais atenção, pois poderia expor a fragilidade de alguns dos modelos existentes e dos conceitos criados a partir dos sistemas do Hemisfério Norte, os quais podem vir a ser considerados conceitos folclóricos.

2.2. Análise morfométrica de sistemas fluviais

A análise morfométrica de bacias hidrográficas é uma das principais formas de se avaliar quantitativamente a interação entre processos e condicionantes geomorfológicos. Esse tipo de análise tem por objetivo caracterizar os aspectos geométricos e de composição das bacias, estabelecendo indicadores relacionados à forma, ao arranjo estrutural e à composição integrativa entre os elementos (CHEREM, 2008).

Desde o trabalho pioneiro de Horton (1945), vários índices geomorfológicos (ou parâmetros morfométricos) vêm sendo propostos para a análise quantitativa das bacias hidrográficas e de sua rede de drenagem. Estes índices se valem da aplicação de atributos do relevo e dos canais fluviais (área da bacia, número e comprimentos dos canais, entre outros) em diferentes fórmulas. Em geral, os resultados obtidos são comparados com valores padrões estabelecidos na literatura, ou podem ser comparados entre si em análises de bacias vizinhas, permitindo a identificação de anomalias. Estas são de caráter local, porém se analisadas em conjunto, as discontinuidades podem revelar perturbações de nível regional, podendo ter significações climáticas, tectônicas ou estruturais.

A análise morfométrica de bacias hidrográficas pode ser feita considerando três dimensões, a saber: linear, zonal e hipsométrica. Essa divisão decorre da natureza dos dados necessários para geração dos parâmetros morfométricos e, logo, pelo tipo de interpretação possível de ser realizada. Segundo Christofolletti (1981), os parâmetros lineares estão associados à rede de drenagem e ao seu arranjo espacial dentro da bacia, sendo representados por uma unidade de medida linear. Os parâmetros zonais são, muitas vezes, representados em relação à área da bacia e indicam as relações entre a rede de drenagem e seu arranjo espacial na bacia. Por sua vez, os parâmetros hipsométricos representam a tridimensionalidade da bacia ao incluir a variação altimétrica e não possuem unidade de medida específica.

2.2.1. Alguns Índices Geomorfológicos

2.2.1.1. Hierarquia Fluvial

A Hierarquia Fluvial corresponde à ordenação dos canais fluviais dentro de uma bacia hidrográfica. O método de hierarquização mais comum na literatura é o proposto por Strahler (1952). Nesse método se considera que os canais de primeira ordem são aqueles que não apresentam tributários, isto é, são canais de cabeceiras de drenagem. Os canais de segunda ordem são, por sua vez, os canais subseqüentes à confluência de dois canais de primeira ordem. Na mesma lógica, canais de terceira ordem são os subseqüentes à confluência de dois canais de segunda ordem e assim sucessivamente (CHRISTOFOLETTI, 1980).

2.2.1.2. Índice de Sinuosidade (Is)

O Índice de Sinuosidade demonstra o grau de divagação de um curso fluvial. Inicialmente apresentado por Horton (1945), este parâmetro é obtido através da relação entre o comprimento real do curso principal da bacia (L) – maior extensão dada pela distância entre a nascente do curso e sua foz – e o comprimento do seu vetor (Dv). Quanto mais próximo da unidade for o índice, menos sinuoso é o canal e, conseqüentemente, mais rápido corre o fluxo d'água (FELTRAN FILHO e LIMA, 2007).

Este parâmetro é dado pela Equação (1):

$$I_s = L \times Dv^{-1} \quad (1)$$

onde: L é o comprimento do canal principal e Dv é a distância vetorial entre os pontos extremos do trecho do canal.

Valores próximos a 1 indicam um canal próximo ao retilíneo com possibilidade de elevado controle estrutural ou alta energia, enquanto valores acima de 2 indicam baixa energia, sendo os valores intermediários relativos a formas transicionais entre canais retilíneos e sinuosos (ALVES e CASTRO, 2003).

2.2.1.3. Índice de Gradiente (Ig)

O Índice de Gradiente é descrito como a relação entre a diferença máxima de altitude entre o ponto de origem e o de término do segmento fluvial (amplitude altimétrica do canal) com o comprimento do mesmo. Este parâmetro reflete o potencial de energia no canal fluvial, haja vista que sua finalidade é indicar a declividade dos cursos de água, podendo ser medido para o rio principal e para todos os segmentos de qualquer ordem (CHRISTOFOLETTI, 1981). O Ig pode ser obtido por meio da Equação (2):

$$I_g = A_c \div C_c \quad (2)$$

onde: A_c representa a amplitude altimétrica do canal em metros e C_c o comprimento real do canal em metros.

2.2.1.4. Índice da Relação Declividade *versus* Extensão (RDE)

O Índice RDE, também conhecido como Índice de Hack, foi proposto inicialmente por Hack (1973) como um elemento prático para a determinação de anomalias na concavidade natural do perfil longitudinal. Nesse sentido, pode-se dizer que o índice de

gradiente proposto por Hack permite a normalização dos valores de gradiente e a identificação de valores anômalos do rio em cada segmento fluvial (MARTINEZ, 2005). Conforme descreve Etchebehere *et al.* (2006), o Índice RDE é expresso pela Equação (3; Figura 7):

$$\text{RDE} = (\Delta H \div \Delta L) \times L \quad (3)$$

onde: ΔH é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água; ΔL é a projeção horizontal da extensão do referido segmento (observa-se que $\Delta H \div \Delta L$ corresponde ao gradiente da drenagem naquele trecho); e L corresponde à distância entre o segmento para o qual o índice RDE está sendo calculado, dado pelas curvas de nível, e a nascente.

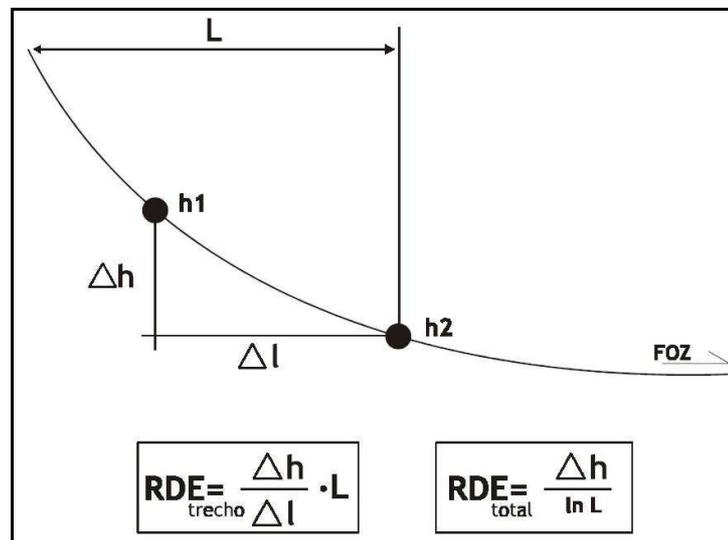


Figura 7: Esquema de Hack (1973) utilizado para o cálculo do índice RDE.

Fonte: modificado por Etchebehere³ (2000) *apud* Martinez (2005, p. 21).

O Índice RDE pode ser calculado tanto para um segmento (RDE_s), conforme a fórmula anterior, como para toda a extensão de um rio (RDE_t). Neste caso, o cálculo segue conforme a Equação (4):

$$\text{RDE}_t = \Delta H \div \ln(L) \quad (4)$$

³ ETCHEBEHERE, M.L.C. *Terraços neooaternários no vale do rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas*. 2000, 2v. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

onde: ΔH corresponde à amplitude altimétrica total, ou seja, a diferença topográfica (em metros) entre a cota da nascente e a cota da foz; e $\ln(L)$ corresponde ao logaritmo natural de toda sua extensão.

Em um caso ideal, o perfil longitudinal descreve a forma côncava com diminuição suave da declividade a jusante e valores de RDE homogêneos. Em caso de anomalias, o perfil apresenta algumas discontinuidades. A determinação de setores anômalos é feita por meio da razão entre o RDE_s e RDE_t . Seeber e Gornitz⁴ (1983) *apud* Etchebehere *et al.* (2006) chegaram à seguinte relação:

- $RDE_s/RDE_t = 2$ indica o limiar da faixa de anomalias;
- $2 \leq RDE_s/RDE_t \leq 10$ é classificado como anomalia de 2ª ordem;
- $RDE_s/RDE_t > 10$ é classificado como anomalia de 1ª ordem.

Segundo Etchebehere *et al.* (2006) estas anomalias podem ser causadas por fatores diversos, podendo estar associadas a desembocaduras de tributários de caudal expressivo, a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato lítico (maiores valores de RDE onde as rochas são mais resistentes e menores valores onde o substrato é menos resistente) e/ou à atividade neotectônica. A real implicação das anomalias identificadas deve ser obtida com a complementação da análise com outros materiais e evidências de campo, eliminando-se as hipóteses menos prováveis.

2.2.1.5. Densidade de drenagem (Dd)

Inicialmente proposto por Horton (1945), o índice de Dd compreende a relação entre a soma do comprimento total dos canais de escoamento (efêmeros, intermitentes e perenes) com a área da bacia hidrográfica, sendo expresso pela Equação (5):

$$Dd = L \div A \quad (5)$$

onde: L corresponde ao comprimento total dos canais em metros e A à área total da bacia em metros quadrados.

Ao tratar de bacias hidrográficas em um mesmo ambiente climático, tal parâmetro representa o comportamento hidrológico definido pela litologia, pedologia e estrutura geológica, imprimindo a capacidade de infiltração e de formação de canais superficiais (CHRISTOFOLETTI, 1970). Milani e Canali (2006) afirmam que a densidade de drenagem

⁴ SEEBER, L., GORNITZ, V. Rivers profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, v. 92, p.335-367, 1983.

reflete a propriedade de transmissibilidade do terreno e, logo, a suscetibilidade à erosão. Dessa forma, áreas com índices elevados de densidade de drenagem são resultantes da baixa transmissibilidade do terreno e, portanto mais sujeitas à erosão.

Embora existam poucas informações sobre densidade de drenagem em bacias hidrográficas, pode-se afirmar que este índice varia entre 0,5 para bacias com drenagem pobre e 3,5 para bacias muito bem drenadas (VILLELA e MATTOS⁵, 1975 *apud* FELTRAN FILHO e LIMA, 2007).

2.2.1.6. Índice de Rugosidade (Ir)

Este índice corresponde ao produto da amplitude altimétrica pela densidade de drenagem, sendo expresso pela Equação (6):

$$Ir = H \times Dd \quad (6)$$

onde: H corresponde à amplitude topográfica e Dd à densidade de drenagem.

O Ir foi aprimorado por Strahler (1958), que observou que os valores da rugosidade do relevo aumentam quando a amplitude topográfica ou a densidade de drenagem apresentam valores elevados, ou seja, quando as vertentes são longas e íngremes.

Em relação às interpretações geomorfológicas, Cherem (2008) aponta que bacias hidrográficas com elevado índice de rugosidade têm maior potencial para ocorrência de cheias, haja vista que se constituem como bacias de alta energia em decorrência da elevada amplitude altimétrica. Além disso, altos índices de Ir podem indicar que as bacias apresentam alta transmissividade hidráulica, já que todos os pontos desta estão mais próximos da rede de drenagem, convertendo o fluxo de vertente em fluxo fluvial em menor tempo.

2.2.1.7. Declividade Média (Dm)

A Declividade Média representa a energia e a intensidade de atuação dos processos morfogenéticos, incluindo a dinâmica dos escoamentos superficiais concentrados e difusos nas vertentes (CHEREM, 2008). Quando associada à declividade máxima, possibilita comparações sobre energia máxima e média dentro das bacias hidrográficas. Esse parâmetro pode ser obtido por geoprocessamento, a partir de um Modelo Digital de Elevação (MDT).

⁵ VILLELA, S.M., MATTOS, A. *Hidrologia aplicada*. São Paulo: MacGraw-Hill do Brasil, 1975.

2.2.2. O perfil longitudinal fluvial e suas implicações

O perfil longitudinal de um rio é a representação gráfica de sua variação altimétrica em função da distância a partir da nascente, o que possibilita a observação de sua declividade, ou gradiente. Perfis côncavos geralmente indicam rios ou segmentos fluviais equilibrados, ou seja, não se verifica aggradação ou entalhe do talvegue, havendo tão somente fluxo da carga sedimentar (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004).

De acordo com Pazzaglia (2010), perfis longitudinais equilibrados são côncavos, resultado do aumento do fluxo e diminuição no tamanho médio dos grãos por desgaste a jusante. A concavidade e declividade do perfil longitudinal, como a largura do fundo do vale, também é fixada pela vazão média, a resistência do substrato e pelo fluxo de sedimentos.

Um perfil equilibrado fixa o seu gradiente ao nível de base regional, sendo implícito que um nível de base constante é necessário. No entanto, segundo Miall (2006), o conceito de perfil equilibrado é geomorfológico, sendo apropriado para pequenas escalas de tempo (dezenas a centenas de anos), porém à escala geológica o conceito de equilíbrio dinâmico é mais apropriado. À exceção de processos estocásticos, como a migração de meandros, há poucas oportunidades para o abandono de níveis deposicionais e a preservação de níveis antigos em condições de equilíbrio. Entretanto, tem sido observado que o alargamento do vale por ampla erosão lateral ocorre quando o fluxo está na condição de equilíbrio por um longo período de tempo (PAZZAGLIA, 2010).

Variáveis tectônicas (Figura 8), climáticas e litológicas são conhecidos por alterar a concavidade do perfil longitudinal e a sua declividade. No entanto, o ajustamento dos perfis longitudinais fluviais a mudanças climáticas e tectônicas pode não ser completo se a capacidade do sistema em responder às mudanças é ultrapassada pela taxa da mudança (MIALL, 2006).

Cursos fluviais que apresentam segmentos convexos em seu perfil longitudinal podem ser considerados anômalos. Eles revelam a presença de elementos modificadores do relevo, os quais, muitas vezes, não são compreendidos devido à complexidade das variáveis que interagem no seu controle (MARTINEZ, 2005). Estas variáveis podem ser: (i) ocorrência de rochas mais resistentes a jusante; (ii) introdução de carga sedimentar de maior calibre; (iii) atividade neotectônica; (iv) queda no nível de base a jusante; (v) confluência com tributários expressivos.

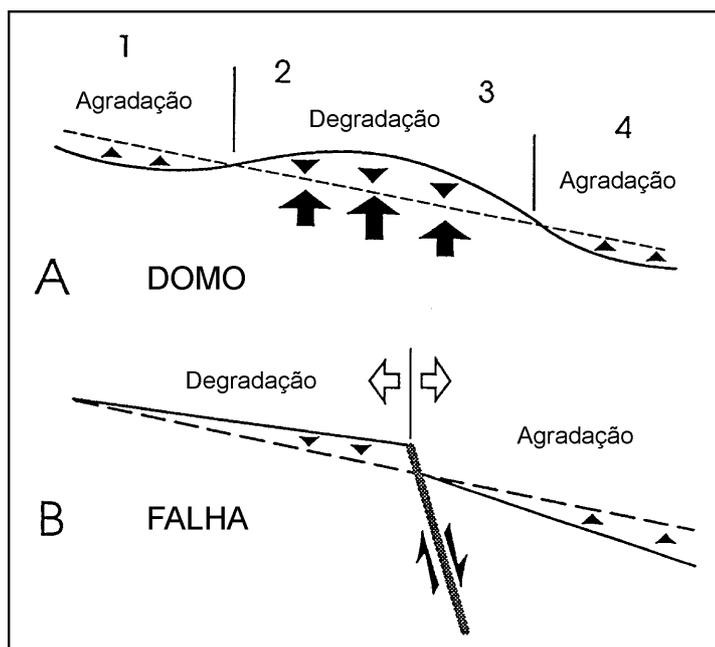


Figura 8: Ajustes fluviais longitudinais em zona de domos (A) e de falhas (B).
 Fonte: adaptado de Holbrook e Schumm, 1999, p. 291.

Desse modo, trechos muito íngremes ou *knickpoints* (pontos de ruptura de declive) podem resultar de rejeito de falha ou queda do nível de base e apresentam concavidade negativa, ou seja, convexidade (PAZZAGLIA, 2010). Os pontos de ruptura de declive são passageiros em um perfil longitudinal fluvial e representam a transferência gradual da redução do nível de base da parte inferior para a superior ao longo do perfil.

2.3. Geocronologia e luminescência opticamente estimulada

Segundo Jacobson *et al.* (2003), questões relativas à dinâmica fluvial podem envolver uma grande variedade de escalas temporais (segundos a eras geológicas) e espaciais (de manchas individuais de habitats à evolução de bacias de drenagem de escala continental). Obter a cronologia de depósitos aluviais é uma importante ferramenta para a compreensão das respostas fluviais às alterações em fatores como clima, tectônica, nível de base e condicionantes antrópicos (JAIN *et al.*, 2004), além de permitir a relação de depósitos e eventos em diferentes escalas.

De acordo com Sallun *et al.* (2007), atualmente existem mais de 40 métodos aplicáveis à datação de materiais associados a eventos do Quaternário. No entanto, obter a idade de depósitos fluviais tem sido difícil em muitos contextos, devido ao limitado conteúdo orgânico (de difícil preservação em ambientes tropicais) para datação por radiocarbono e problemas com o retrabalhamento do carbono nos sedimentos fluviais. Segundo Rittenour

(2008), outras técnicas, como a datação de superfícies de terraço por isótopos cosmogênicos e a datação de carbonatos pedogênicos pela série de urânio, fornecem apenas idades mínimas de deposição dos sedimentos e abandono da forma de relevo. Por outro lado, a datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) tem a vantagem de datar diretamente o tempo de deposição dos sedimentos e, por isso, sua aplicação vem se expandindo rapidamente nas áreas de geomorfologia, sedimentologia e arqueologia.

A LOE vem sendo tratada como uma alternativa às datações por radiocarbono, técnica mais difundida, tanto pelo fato de não exigir conteúdo orgânico como por sua maior abrangência temporal. Os limites de datação do radiocarbono estão entre 40 e 60 ka, enquanto as datações por luminescência podem alcançar até 1 Ma, dependendo dos níveis de saturação do material analisado (JAIN *et al.*, 2004).

A seguir, se apresenta a técnica de datação por LOE, ainda pouco conhecida no Brasil, além de se fazer comentários acerca de suas vantagens e limitações. Revisões completas acerca do método, suas aplicações e problemas na datação de sedimentos fluviais podem ser encontradas em Wallinga (2002), Jain *et al.* (2004) e Rittenour (2008).

2.3.1. Datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

A luminescência é uma propriedade física de materiais cristalinos ou vítreos, previamente submetidos a radiações ionizantes (raios cósmicos e isótopos radioativos), de emitir luz em resposta a algum estímulo externo (SALLUN *et al.*, 2007). Este estímulo pode ser térmico (Termoluminescência, TL), óptico (Luminescência Opticamente Estimulada, LOE, e Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos, LERI), pressão (Triboluminescência), reações químicas (Quimioluminescência), radiação eletromagnética (Radioluminescência) ou radiação ionizante (Fotoluminescência).

Os primeiros trabalhos com datação por luminescência surgiram pelo método da TL na década de 1950, envolvendo cerâmica arqueológica, enquanto as datações por LOE surgiram apenas na década de 1980, aplicadas principalmente a depósitos sedimentares (SALLUN *et al.*, 2007). Na datação de depósitos sedimentares (aluviais, coluviais, eólicos e marinhos) a LOE é utilizada para estimar o tempo transcorrido desde que os clastos componentes do depósito foram expostos pela última vez à luz do sol, ou seja, este método de datação fornece a idade da última estabilização do depósito. A abrangência temporal deste método vai desde algumas dezenas de anos até 1 Ma (JAIN *et al.*, 2004).

Algumas subdivisões são feitas, de acordo com o comprimento de onda da fonte luminescente: Luz Verde (GSL, na sigla em inglês) para o feldspato e o quartzo,

Infravermelho (IRSL) para o feldspato potássico, Luz Azul (BSL) para o quartzo e Luz Vermelha (RSL) para o feldspato vulcânico e para o quartzo (USGS, 2011).

O método se baseia no aprisionamento e liberação de energia (elétrons) em defeitos na estrutura cristalográfica dos minerais, principalmente de quartzo e feldspato potássico (BURBANK e ANDERSON, 2001). Estes defeitos resultam da incorporação de impurezas, dentre as quais se destaca, no caso do quartzo, a substituição de Si^{4+} por Al^{3+} , que possibilita a incorporação de íons monovalentes, o que é facilitado pelo aumento da temperatura de cristalização (SAWAKUCHI *et al.*, 2008).

A datação se vale do fato de que a luz do sol libera os elétrons das armadilhas, reduzindo o sinal da LOE a zero. Quando os grãos são soterrados, permanecendo fora do alcance da luz solar, uma nova população de elétrons começa a se acumular devido ao efeito da radiação ionizante (decaimento de radioisótopos e radiação cósmica). Essa nova carga acumulada só será eliminada caso os sedimentos sejam expostos novamente à luz do sol no ambiente ou a um estímulo óptico em laboratório (Figura 9), onde a quantidade de carga liberada pode ser medida, a qual é proporcional ao tempo de deposição dos sedimentos.

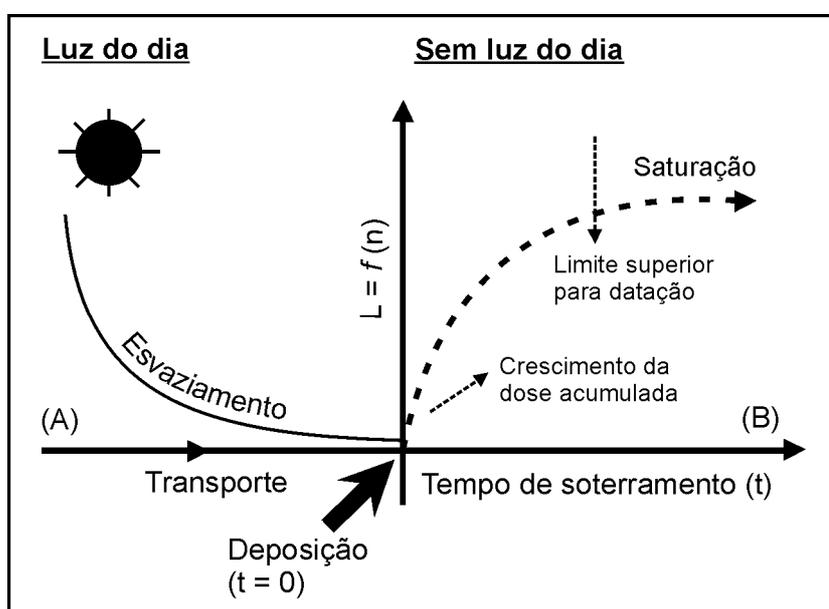


Figura 9: Princípio da datação por LOE: (A) Esvaziamento do sinal de LOE devido à exposição à luz diurna. Há um rápido decaimento nas cargas armazenadas (n) que dão origem à luminescência (L). (B) O aumento no número de cargas armazenadas cresce após o soterramento como um resultado da exposição à radiação ionizante dos sedimentos ao redor.

Fonte: adaptado de Jain *et al.*, 2004, p. 144.

Segundo Sallun *et al.* (2007), os materiais geológicos recebem radiações ionizantes (partículas α e β e radiação γ) provenientes de raios cósmicos e da desintegração de

isótopos radioativos naturais, tais como ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K e seus filhos radioativos, que se encontram no interior do depósito ou nas vizinhanças (Tabela 1). Os sedimentos argilosos, por exemplo, contêm 2 a 6 PPM de U, 8 a 20 PPM de Th e 2 a 8% de K (MISSURA e CORRÊA, 2007). Vale lembrar que, em geral, a radiação cósmica é constante perto do Equador, porém a intensidade torna-se maior nos pólos, pois as partículas componentes dos raios cósmicos são atraídas pelo campo geomagnético da Terra.

Tabela 1: Contribuição de radiação para os sedimentos.

Fonte	Grãos grosseiros	Grãos finos
Alfa (α)	20-24%	20%
Beta (β)	45-51%	48%
Gama (γ)	25-30%	26%
Raios Cósmicos	3-6%	3-6%
Potássio (K)	$\geq 21\%$ sem α	$\geq 53\%$
Tório (Th)	20% sem α	37%
Urânio (U)	25% sem α	39%

Fonte: USGS (2011).

Tomando o fluxo de radiação ionizante como constante – o que é indicado positivamente pelo equilíbrio secular de vários filhos radioativos de U e Th (JAIN *et al.*, 2004), o tempo de soterramento pode ser determinado pela medição da dose armazenada nos grãos dividida pelo fluxo da radiação ionizante ambiental. Dessa forma, as idades das amostras são calculadas segundo a Equação (7):

$$I = \frac{P}{DA_{\gamma} + DA_{\beta} + DA_{r.c.}} \quad (7)$$

onde: I = idade (anos); P = paleodose (Gy), que corresponde à energia total absorvida pelo cristal pela incidência de radiações ionizantes; DA_{γ} , DA_{β} e $DA_{r.c.}$ = doses anuais (Gy/ano) relativas às radiações- γ , partículas- β e aos raios cósmicos, respectivamente.

A paleodose também é conhecida como dose equivalente e corresponde à radiação ionizante do decaimento dos isótopos de urânio, tório e potássio, incluindo-se uma contribuição menor da radiação cósmica à qual o material esteve exposto desde a sua deposição (CORRÊA *et al.*, 2008). A dose ambiental corresponde à taxa com que a amostra foi exposta à radiação ionizante e, portanto, à taxa pela qual a população de elétrons foi acumulada. Caso o intervalo de tempo considerado seja igual a um ano, refere-se a esta taxa como “dose anual”. A dose anual pode ser calculada pela aferição da concentração de

radionuclídeos (U, Th, K) na amostra e estimativa da radiação cósmica na latitude, altitude e profundidade da amostra (JAIN *et al.*, 2004).

Quanto maior o tempo em que os grãos estiveram soterrados, maior será a carga acumulada (paleodose), que será obtida em laboratório a partir de um estímulo óptico induzido. Dessa forma, se tem como pressuposto que qualquer carga pretérita de elétrons contida no sedimento é substancialmente reduzida ou completamente removida durante o processo erosivo, restando apenas uma pequena carga residual não removível. Geoffrey-Smith *et al.* (1988) demonstraram que no caso do quartzo e do feldspato a redução do sinal por estímulo óptico chega a níveis muito baixos, com valores residuais inferiores a 5% da carga inicial após uma exposição à luz do sol por um minuto.

As leituras da luminescência são feitas em função do tempo de liberação de luz (fótons) a partir do estímulo luminoso. Dois métodos distintos podem ser empregados: o de alíquota múltipla (*multiple aliquot regenerative-dose* – MAR) ou o de alíquota única (*single aliquot regenerative-dose* – SAR).

Pelo método MAR são feitas medições em cerca de 20 a 40 grãos minerais, nos quais são aplicadas diferentes doses de radiação em laboratório e os resultados permitem delinear uma “curva de crescimento”, que representa a resposta da luminescência do material à radiação (LI e WINTLE, 1992). No entanto, os grãos podem ser expostos heterogeneamente à luz solar, de modo que alguns podem não ser “zerados”. A idade representa, então, o valor médio de luminescência de todos os grãos e, desse modo, os grãos “não zerados” tendem a aumentar a média. Pelo método SAR várias medidas são feitas sobre grãos individuais de única amostra, o que permitiria diminuir o erro nas medidas e identificar se todos os grãos foram completamente esvaziados do sinal de luminescência. Métodos estatísticos são utilizados para identificar e isolar os dados de grãos não zerados (RITTENOUR, 2008).

Devido ao maior tempo e maiores custos necessários para as medidas pelo método SAR, o método MAR é o mais utilizado. Os ruídos introduzidos nas medidas podem ser identificados e analisados a partir da “curva de crescimento”, após executar duas a três medidas para cada dose (SALLUN *et al.*, 2007). Por exemplo, quando os dados obtidos pelo método MAR estão muito dispersos, devem ser realizadas medidas pelo método SAR para aumentar a confiabilidade nas idades medidas.

2.3.2. Discussão das limitações do método

Para testar a precisão das idades obtidas por LOE muitos estudos comparam tais idades com outras obtidas via datação radiocarbônica no mesmo depósito, tendo encontrado

uma boa correspondência em muitos casos. Em alguns estudos, a avaliação dos dados geocronológicos juntamente com outros controles geológicos e geomorfológicos tem evidenciado tanto problemas com a LOE (esvaziamento incompleto e incertezas nas taxa de dose) como com o radiocarbono (contaminação e retrabalhamento do material orgânico; RITTENOUR, 2008). Dessa forma, assim como todo método de datação, a LOE possui algumas limitações e deve ser utilizada com cautela.

Quando os sedimentos não são suficientemente expostos à luz solar antes da deposição, deixando cargas residuais (*partial bleaching*), por exemplo, as técnicas normais de LOE superestimam o tempo decorrido desde o último soterramento. Os sedimentos que sofreram um esvaziamento adequado da carga de elétrons durante o processo erosivo exibirão uma dose acumulada de radiação similar, desde que o material tenha uma sensibilidade homogênea à radiação ambiental ionizante (CORRÊA *et al.*, 2008).

Thorndycraft *et al.* (2008) consideram que os depósitos aluviais não seriam os ideais para a aplicação da LOE, devido a exposição solar inadequada dos grãos antes da deposição. Esta atenuação da exposição à luz solar é devida ao transporte subaquoso, pois o efeito da luz incidente seria praticamente neutralizado no primeiro metro de lâmina d'água. Isso poderia levar a uma superestimação da idade do depósito e/ou a uma elevada variabilidade dos resultados com 30-50% de erro padrão.

Segundo Jain *et al.* (2004) e Rittenour (2008), o esvaziamento parcial do sinal de luminescência antes da deposição é mais comum em ambientes fluviais por uma série de razões: a profundidade da lâmina d'água, a turbidez, a turbulência, o tamanho dos grãos, o modo de transporte dos sedimentos (saltação, suspensão ou arraste), a distância de transporte, etc. A entrada direta de sedimentos não-zerados a partir da erosão dos depósitos antigos e das margens dos rios é comum em sistemas fluviais e também contribui para a dispersão nos resultados. Além disso, inundações, tempestades e outros eventos de alta descarga podem causar rápida erosão e limitar a exposição solar durante o transporte dos sedimentos.

No entanto, esta é uma questão controversa. Rendell *et al.* (1994) demonstraram a eficácia do esvaziamento do sinal de luminescência óptica no quartzo e no feldspato após uma exposição a três horas de luz a uma profundidade de 12 m sob a água, apesar de o espectro solar ser substancialmente atenuado a esta profundidade. Estes experimentos atestam a adequação do método da LOE para a datação de sedimentos fluviais depositados em condições subaquosas. Além disso, novos desenvolvimentos em instrumentação e novos protocolos analíticos, como a alíquota única (SAR), diminuem as incertezas para valores entre

5-10%, mesmo para depósitos de jovens (< 300 anos), período de erros de medida comuns para a datação por radiocarbono (THORNDYCRAFT *et al.*, 2008).

De acordo com Jain *et al.* (2004), a datação por grãos individuais e pequenas alíquotas é mais importante e aplicável para amostras mais jovens (menos de mil de anos), nas quais o esvaziamento parcial do sinal da luminescência é maior, podendo levar a uma elevada distorção na idade obtida. Para sedimentos com mais de alguns milhares de anos, no entanto, o esvaziamento parcial não é um impedimento para se obter idades precisas de sedimentos aluviais do Holoceno Inicial e Médio e do Pleistoceno Tardio, mesmo se valendo de protocolos de alíquota múltipla (MAR; JAIN *et al.*, 2004; RITTENOUR, 2008).

É provável que os sedimentos em terraços e depósitos de planície de inundação mais velhos tenham sofrido consideravelmente mais longos e mais numerosos ciclos de transporte e deposição antes da deposição final que os sedimentos encontrados em canais modernos e depósitos de barra, permitindo um maior esvaziamento das cargas (JAIN *et al.*, 2004). Pela mesma razão, somada à interação do sistema fluvial com o eólico, os sedimentos de grandes rios e de rios de regiões semi-áridas apresentam um esvaziamento mais eficaz.

Outra questão importante é a presença de minerais na forma de inclusões ou na superfície dos grãos analisados por luminescência, o que pode afetar a idade obtida. Películas superficiais de óxidos e hidróxidos de ferro ou manganês e argilominerais podem obliterar parcialmente a passagem da luz solar, provocando uma superestimação das idades. Deve-se estar atento também ao estado de preservação do depósito, de modo que a idade obtida para os sedimentos esteja ligada à deposição original. A amostragem deve ser feita a uma profundidade mínima de 0,5 a 1 m, a fim de se remover a parte superficial, que poderia estar contaminada com material coluvionado, materiais de exposição recente aos raios solares, horizontes bioturbados por animais (zoorturbações) e plantas (fitoturbações), bem como horizontes pedogenéticos (CORRÊA *et al.*, 2008).

Burbank e Anderson (2001) e Jain *et al.* (2004) alertam ainda que pode haver uma razoável margem de erro para a datação de sedimentos muito antigos. Isso porque o sinal da luminescência pára de crescer linearmente com a adição de radiação a partir de certa idade, pois as armadilhas estariam saturadas. Isso também poderia ocorrer onde a radiação é muito elevada (como em áreas graníticas), dando limites entre 60 e 200 mil anos para a idade dos depósitos (BURBANK e ANDERSON, 2001).

Por fim, segundo Rittenour (2008), muitos estudos têm descoberto que os grãos maiores sofrem um esvaziamento mais eficiente, o que provavelmente está relacionado ao modo de transporte. Sedimentos grossos são transportados mais lentamente que siltes e areias

muito finas em suspensão, permitindo mais exposição solar entre a erosão inicial e a deposição final. Sedimentos mais grossos também são mais susceptíveis a serem depositados em barras de canal e expostos à luz inúmeras vezes durante o transporte. Além de revestimentos de lama em grãos finos, as propriedades de coesão de siltes e areias muito finas podem levar esses grãos a um transporte em agregados, impedindo uma exposição adequada à luz solar.

3. A ÁREA ESTUDADA

A Bacia do Rio Conceição recebe diferentes delimitações por diversos órgãos federais e estaduais. No presente trabalho, o Rio Conceição foi considerado até a confluência com o Rio Una, logo à jusante da cidade de São Gonçalo do Rio Abaixo, sendo o Rio Santa Bárbara formado por esta confluência. O Rio Santa Bárbara drena para o Rio Piracicaba, por sua vez, afluente da margem esquerda do Rio Doce. A bacia do Rio Conceição se localiza entre os paralelos $19^{\circ}48'S$ e $20^{\circ}14'S$ e os meridianos $43^{\circ}18'W$ e $43^{\circ}42'W$, estando suas cabeceiras situadas em serras da borda leste do Quadrilátero Ferrífero (Figura 10).

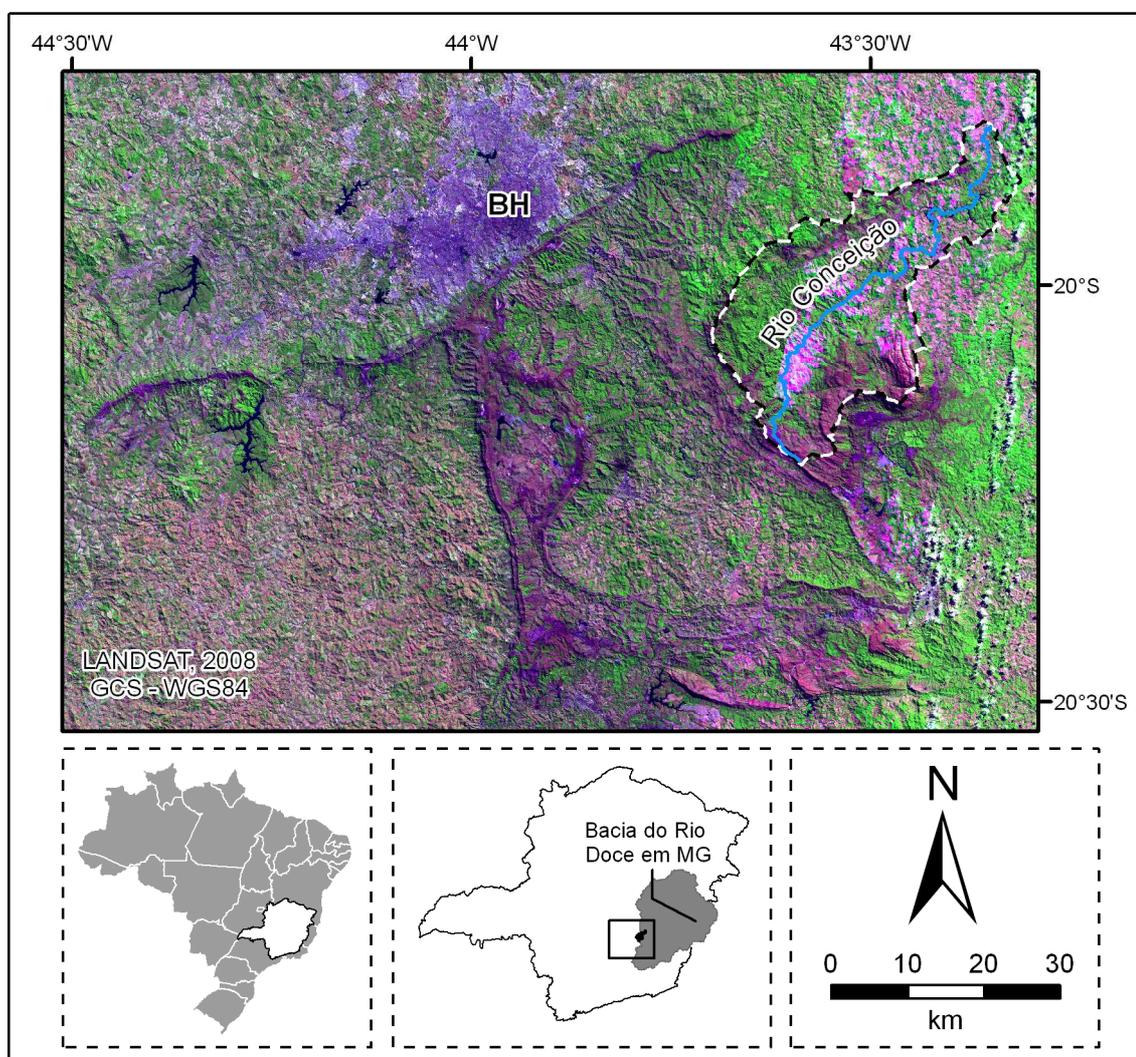


Figura 10: Localização da bacia do Rio Conceição.

3.1. Contexto regional

O Quadrilátero Ferrífero é um importante domínio geológico-geomorfológico situado na borda sudeste do Cráton do São Francisco, região central do Estado de Minas Gerais. O relevo nesta área foi intensamente afetado por dois grandes ciclos orogênicos: o Transamazônico (Proterozóico Inferior) e o Brasileiro (Proterozóico Superior a Paleozóico Inferior). Segundo Lipski (2002), o evento Sul-Atlântico também pode ser reconhecido na área, por meio de efeitos de caráter frágil.

Os estudos sobre a evolução do modelado deste domínio destacam o papel das estruturas regionais e da desnudação diferencial, resultado de uma rica e complexa geologia (ALKMIM e MARSHAK, 1998; BARBOSA e RODRIGUES, 1967; DORR, 1969; KING, 1956; SALGADO, 2006; VARAJÃO, 1991). Além dos complexos cristalinos (gnaisses, migmatitos e granitóides), que ocorrem em domos (Bação, Bonfim, Caeté, Santa Rita, Belo Horizonte, Florestal e Itaúna) circundando todo o domínio e no interior do mesmo como uma janela estrutural, em linhas gerais, pode-se dividir a geologia do Quadrilátero Ferrífero em três grandes unidades litoestratigráficas: (i) Supergrupo Rio das Velhas – quartzitos, xistos e filitos em uma seqüência tipo *greenstone belt* (ALKMIM e MARSHAK, 1998), cuja base vulcânica data de 2,76 Ga (HARTMANN *et al.*, 2006); (ii) Supergrupo Minas – unidade metassedimentar de idade proterozóica (2,58 a 2,04 Ga – HARTMANN *et al.*, 2006), composta por quartzitos, xistos, filitos e itabiritos, sendo que a ocorrência destas formações ferríferas é utilizada como critério de delimitação do Quadrilátero Ferrífero (ALKMIM e MARSHAK, 1998); (iii) Grupo Itacolomi – também de idade proterozóica, é constituído basicamente por quartzitos de origem fluvial, com idade máxima de 2.059 Ma (MACHADO *et al.*, 1996).

Por fim, destaca-se uma marcante sedimentação cenozóica no Quadrilátero Ferrífero. Segundo Lipski (2002), os depósitos sedimentares ocorrem de forma isolada e normalmente são de pequeno porte (< 4 km²), sendo as litologias separadas em duas unidades: (i) a primeira, rica em fósseis, é associada a um ambiente lacustre e de rios meandantes, e tem idade eo-oligocênica; (ii) a segunda, com idade entre o Oligoceno e o Mioceno Superior, se refere a sedimentos de fluxos de detritos. Sobre estas unidades ocorrem depósitos coluvionares e lateritas de idades pliocênicas e quaternárias.

Na bacia hidrográfica do Rio Conceição podem ser visualizados registros de pelo menos duas das principais bacias sedimentares cenozóicas do Quadrilátero Ferrífero: Gandarela e Gongo Soco. Sedimentos quaternários ocorrem ao longo dos vales dos principais cursos d'água, como terraços e planícies aluviais, além de aluviões isolados.

A configuração do relevo no Quadrilátero Ferrífero é resultado da evolução geomorfológica de uma estrutura dobrada, onde a intercalação de camadas de diferentes resistências às atividades morfogênicas responde pela inversão do relevo, com sinclinais relativamente alçados e anticlinais erodidos. A partir de dados de produção do isótopo cosmogênico ^{10}Be , Varajão *et al.* (2009) mostram que os quartzitos apresentam as taxas de erosão mais baixas ($0,3\text{--}2,5 \text{ m.Ma}^{-1}$), seguidos por filitos ($4\text{--}5,5 \text{ m. Ma}^{-1}$), gnaisses ($12\text{--}13 \text{ m.Ma}^{-1}$) e xistos ($12,5\text{--}14,5 \text{ m.Ma}^{-1}$). No entanto, apesar de muito resistentes ao rebaixamento vertical, as rochas do Supergrupo Minas mostram certa fragilidade à retração lateral das escarpas, o que está associado à erosão dos litotipos mais frágeis, que geralmente constituem a base das escarpas (SALGADO *et al.*, 2007).

O relevo no sudeste do Brasil mostra claramente a herança de processos tectônicos cenozóicos que se seguiram à Reativação do Mesozóico-Cenozóico e à abertura do Oceano Atlântico Sul (MODENESI-GAUTTIERI *et al.*, 2002). Na região do Quadrilátero Ferrífero não é diferente, sendo o papel da tectônica Cenozóica na configuração do relevo destacado por diversos autores.

Lipski (2002) identifica eventos tectônicos do Paleógeno, responsáveis pela acumulação e deformação de sedimentos colúvio-aluviais em várias partes do Quadrilátero Ferrífero. Sant'Anna *et al.* (1997) constataram que os sedimentos eocênicos da bacia de Fonseca apresentam falhamentos normais pós-sedimentares. Segundo Campos (2006), no sudeste do Complexo Bação ocorre a deformação de sedimentos neogênicos, o que seria resultado da reativação cenozóica de famílias de fraturas NW e NE.

Segundo Medina *et al.* (2005), um processo de intenso esculpimento da paisagem geomorfológica regional parece ter ocorrido durante um período geológico mais recente (Neógeno e Quaternário), atestando um papel expressivo da tectônica Cenozóica no Quadrilátero Ferrífero. Isso seria comprovado pelo evidente processo de ajuste da rede de drenagem ao nível de base regional, tendo em vista a ocorrência das gargantas epigênicas dos rios Paraopeba e das Velhas (fechos do Funil e de Sabará, respectivamente) e de importantes capturas de drenagem dos rios Capitão do Mato e Mata-Porcos, que convergem para o rio das Velhas; e do ribeirão Preto, que converge para o rio Conceição. Essas capturas acarretam no moderno esvaziamento das sinclinais suspensas em diferentes estágios de evolução.

Moreira (1997) também destaca uma importante epirogênese cenozóica, responsável pelo soerguimento regional e que teria empreendido papel de destaque na reativação de antigas falhas, como as existentes ao longo dos rios Paraopeba e Mateus Leme. Na bacia do Ribeirão Serra Azul, afluente do Rio Paraopeba, essa reativação teria provocado

a geração de leques aluviais na Serra da Saudade e o barramento da drenagem, propiciando a deposição de sedimentos flúvio-lacustres (MOREIRA, 1997). Depósitos semelhantes a estes foram encontrados por Marques (1997) ao longo do vale do alto-médio Rio Paraopeba, próximo à bacia do Ribeirão Serra Azul, tendo sido sugerida a mesma gênese. Falhamentos em depósitos aluviais e deslocamento de níveis fluviais do Rio Paraopeba também são descritos por Marques (1997).

Os depósitos quaternários da Formação Chapada de Canga, sobreposta discordantemente sobre a Formação Fonseca e rochas do embasamento, apresentam diques clásticos com direções NNE e WNW, indicativos de tectonismo sinsedimentar, além de falhamentos normais pós-sedimentares com as mesmas atitudes (SANT'ANNA *et al.*, 1997). Saadi (1991) chega a apontar como evidência da movimentação regional recente a ocorrência de xistos cavalgados sobre alúvios quaternários. Magalhães Júnior e Saadi (1994) e Marques (1997) destacam a influência de soerguimentos da Serra do Curral na retenção de sedimentos aluviais à montante dos fechos de Sabará e do Funil, respectivamente, provocando alterações na dinâmica quaternária dos rios das Velhas e Paraopeba.

De acordo com Magalhães Júnior e Saadi (1994), a tectônica no Quadrilátero Ferrífero seria capaz de compensar as taxas de rebaixamento por erosão com soerguimentos epirogenéticos continentais do Escudo Brasileiro e soerguimentos localizados (movimentação diferencial de blocos). Um comportamento tectônico em blocos na área também é sugerido por Magalhães Júnior *et al.* (2011b), o qual seria responsável pela organização diferenciada dos três paleoníveis deposicionais fluviais identificados ao longo do vale do alto Rio das Velhas. Eventos de incisão da drenagem durante o Quaternário foram registrados em vários vales das bacias dos rios das Velhas e Paraopeba a partir da identificação e caracterização de níveis deposicionais fluviais escalonados (BACELLAR *et al.*, 2005; MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2011a; MARQUES, 1997; MOREIRA, 1997; RAPOSO *et al.*, 2008; SANTOS *et al.*, 2009), os quais estariam relacionados ao contínuo soerguimento do Escudo Brasileiro.

Varajão *et al.* (2009) revelaram que, independentemente do tipo litológico, os solos autóctones do Quadrilátero Ferrífero são predominantemente imaturos (Neossolos e Cambissolos). Segundo estes autores, esse fato sugere que o relevo da região é produto de um processo erosivo intenso e constante, o que estaria relacionado à atividade neotectônica na região. Do mesmo modo, a partir da análise de topossequências na bacia do Rio Maracujá, na área do Complexo Bação, Figueiredo *et al.* (2004) apontam para uma zona de acumulação e autigenia mineral nos segmentos de baixa vertente, o que evidencia um recente desequilíbrio morfodinâmico. Estas análises vão ao encontro daquelas feitas por Salgado *et al.* (2007) a

partir da mensuração da produção do isótopo cosmogênico ^{10}Be nesta mesma bacia. Estes autores verificaram taxas de erosão mais expressivas nos setores terminais das vertentes que nos topos, evidenciando a dissecação. A bacia do Rio Maracujá apresenta ainda outras evidências de atuação da tectônica ressurgente. Uma delas seria o basculamento de patamares em direção a E, o que localmente possibilita a geração de calhas assimétricas, tais como hemigrabens (LANA e CASTRO, 2010). Esse basculamento teria como plano regional de reativação as falhas de empurrão que limitam o Complexo Bação a E e SE.

Evidências de tectonismo cenozóico também são encontradas na bacia do Rio Doce, a qual drena uma região também bastante falhada e fraturada pelos ciclos geotectônicos Transamazônico e Brasileiro. Deslocamentos de blocos por falhas e/ou reativação de falhas antigas herdadas desses ciclos ocorrem nesta área como forma de ajuste e distribuição da energia do movimento da placa tectônica Sul-Americana, contribuindo para o reafeiçoamento do modelado (SAADI, 1991, 1993; SOUZA, 1995).

Segundo Souza (1995), a porção SW da bacia do Rio Doce (alto curso) é a que apresenta mais evidências de movimentação tectônica recente (idade mínima pleistocênica). Como testemunhos diretos dessa movimentação citam-se falhamentos em depósitos paleogênicos e quaternários, como os depósitos coluviais movimentados por falhas normais WNW-ESE na bacia do Rio Piracicaba, próximo de Nova Era, descritos por Saadi (1991). Como testemunhos indiretos citam-se rupturas de declive no perfil longitudinal de vários rios, descontinuidades em níveis topográficos, o tipo de arranjo da drenagem, o tipo de modelado, distribuição espacial de trechos de retenção de sedimentos e de trechos meandantes, entre outros. Com base nestas e outras observações, Souza (1995) propôs uma organização neotectônica da bacia do Rio Doce baseada no basculamento de blocos morfotectônicos. De acordo com Saadi *et al.* (2005), essa proposta possui claras relações com a distribuição de epicentros sísmicos na bacia (Figura 11).

Outro destaque é o sistema de lagos do médio vale do Rio Doce. Este complexo lacustre é constituído por cerca de 160 lagoas, grande parte situadas 20 m acima do nível do rio e sem conexão com o sistema fluvial (SILVA *et al.*, 2010). A origem das lagoas nesta região já foi atribuída às alternâncias climáticas do Quaternário, as quais teriam provocado o barramento de afluentes na confluência com o Rio Doce, em razão de um grande aporte sedimentar aos sistemas fluviais (TUNDISI *et al.*, 2006).

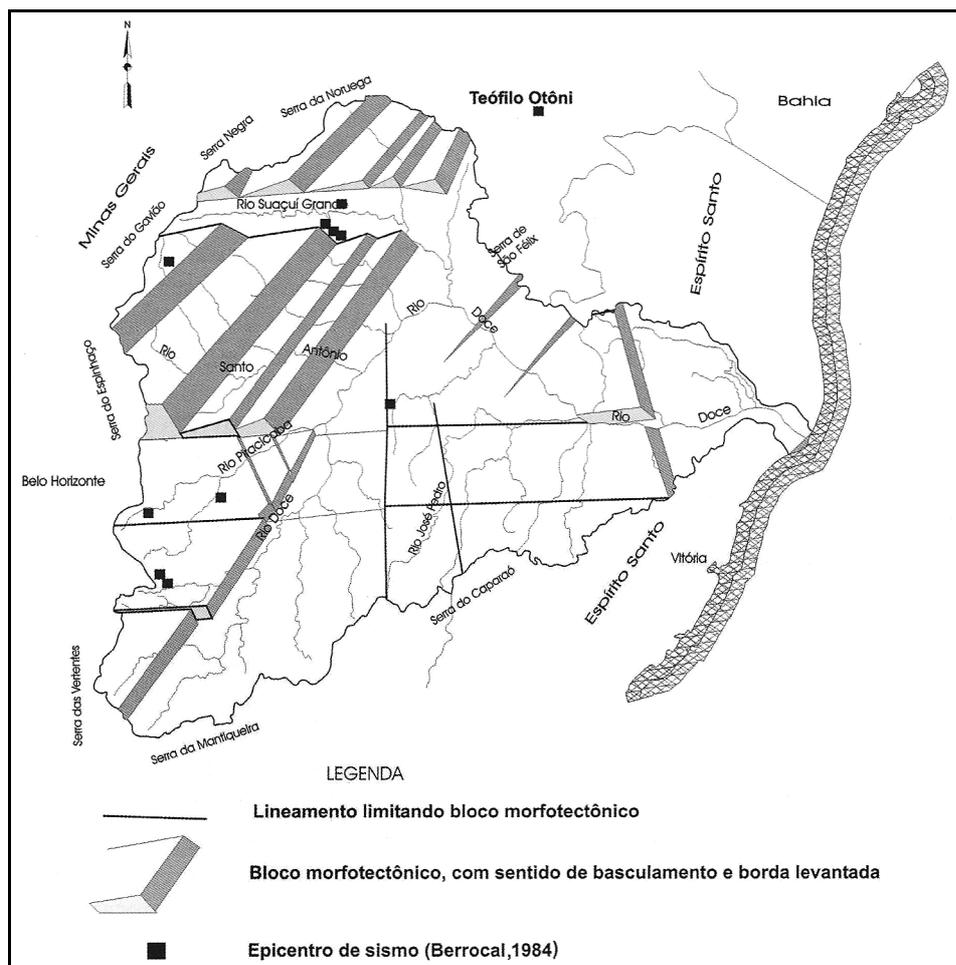


Figura 11: Modelo morfotectônico da bacia do Rio Doce.
Fonte: Saadi *et al.*, 2005, p. 224.

No entanto, importantes indicadores do controle neotectônico na evolução deste sistema de lagos são discutidos por Saadi (1991) e Suguio e Kohler (1992): alinhamento dos lagos; formato retilíneo de suas margens; existência de paleovales preenchidos; presença de direções de lagos associadas a migrações fluviais abruptas. Segundo Mello (1997), os levantamentos de abalos sísmicos, falhas e dados geomorfológicos da região deixam claro que os movimentos da crosta ocorridos a partir do final do Pleistoceno é que foram os principais fatores que influenciaram a geração dos lagos.

De acordo com Sarges (2002), duas fases tectônicas distintas podem ser identificadas a partir dos registros sedimentares da área: (i) fase de transcorrência dextral E-W, a partir do final do Pleistoceno, relacionada às estruturações NW-SE na rede de drenagem e ao entulhamento de vales; (ii) fase de regime extensional NW-SE, do Holoceno médio, tendo exercido forte condicionamento estrutural aos canais fluviais, imprimindo rearranjos na rede de drenagem.

3.2. A bacia do Rio Conceição

O Rio Conceição possui aproximadamente 90 km de comprimento e uma bacia de drenagem de sexta ordem, com orientação geral SW-NE e 788 km² de área, localizada no alto Rio Doce. De acordo com os dados da Agência Nacional de Águas (ANA, 2011), o Rio Conceição apresenta em seu médio curso uma vazão⁶ em torno de 5,56 m³/s. A bacia abrange parte dos municípios de Barão de Cocais, Catas Altas, São Gonçalo do Rio Abaixo e Santa Bárbara, estando neste quase todo o vale. A área dista cerca de 100 km de Belo Horizonte via BR-381. Outros acessos à bacia a partir da capital se dão por estradas rurais, passando pelas cidades de Rio Acima ou Caeté.

Segundo a classificação climática de Köppen, o clima na bacia é do tipo CWb (tropical de altitude, com chuvas de verão e verões frescos) nas porções mais elevadas e do tipo CWa (tropical de altitude, com chuvas de verão e verões quentes) nas porções mais rebaixadas. Entre 1995 e 2005 a área recebeu uma precipitação média anual⁷ de 1476,6 mm, sendo 2000 o ano mais chuvoso (2137,5 mm) e 1995 o ano menos chuvoso (819,1 mm) (ANA, 2011). Os meses de outubro a março são os mais úmidos e o período entre maio e setembro relativamente seco. A temperatura média anual é de 21,7 °C.

Os remanescentes de vegetação nativa compõem-se de campos rupestres e de altitude, mata de candeia, mata estacional semidecidual e áreas de transição para o cerrado (campo sujo). Destaca-se que nos campos rupestres se incluem espécies raras, como as do campo rupestre sobre canga hematítica couraçada (MOURÃO e STEHMANN, 2007).

O vale do Rio Conceição se localiza no chamando Anticlinal de Conceição. Esta é uma estrutura antiformal invertida, situada entre o Sinclinal Gandarela e a Serra do Caraça (Figura 12). Destaca-se também que a bacia do Rio Conceição é afetada por dois sistemas de falhas principais: Fundão-Cambotas e Água Quente.

De acordo com Endo e Fonseca⁸ (1992) *apud* Alkmim e Marshak (1998), o Sistema de Falhas Fundão-Cambotas é composto por duas grandes falhas de empurrão do Brasileiro com vergência para oeste. O sistema de falhas possui um traço arqueado, presumivelmente porque o movimento das camadas empurradas para o oeste foi confinado pelo preexistente Domo de Caeté, ao norte, e pelo embasamento de Mariana, ao sul. O Sistema de Falhas da Água Quente, por sua vez, compreende um conjunto de falhas reversas e

⁶ Dados referentes à Estação Fluviométrica ETA (São Bento Mineração) (COD. 56631900).

⁷ Dados referentes à Estação Pluviométrica de Santa Bárbara (COD. 01943007). Não há dados disponíveis referentes ao ano de 2003.

⁸ ENDO, I., FONSECA, M.A. Sistema de cisalhamento Fundão-Cambotas no Quadrilátero Ferrífero, MG: Geometria e cinemática. *Revista da Escola de Minas*, v. 45, p. 28–31, 1992.

de empurrão. A Falha da Água Quente, posicionada mais a leste do sistema homônimo, é responsável pelo alçamento do Complexo Metamórfico Santa Bárbara sobre rochas supracrustais dos supergrupos Minas e Rio das Velhas e exibe aspectos de particionamento da deformação em regime dominante de constrição, em decorrência da colisão com obstáculos no antepaís (FERREIRA FILHO e FONSECA, 2001).

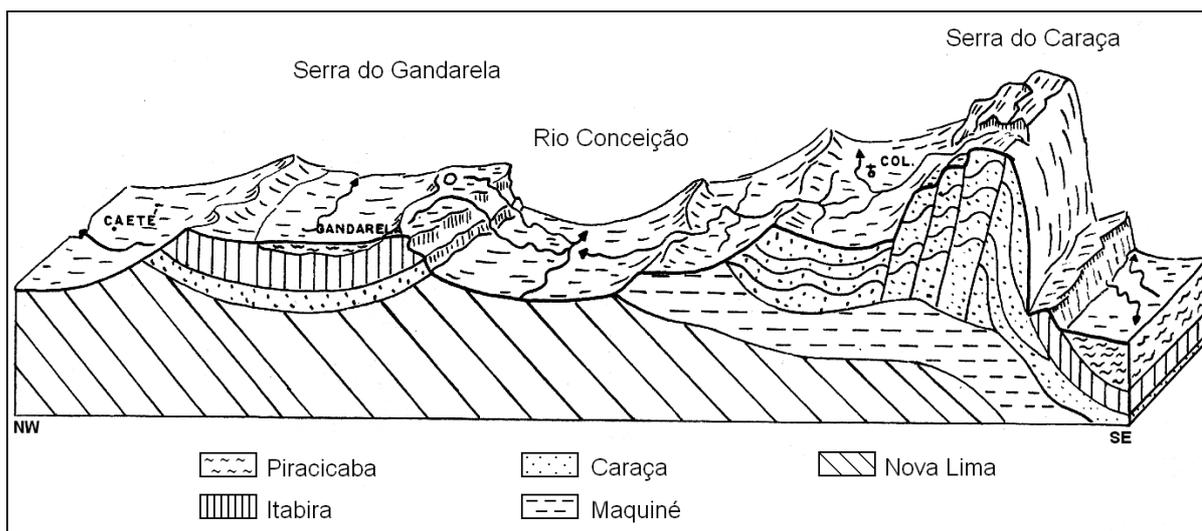


Figura 12: Perfil esquemático do Anticlinal de Conceição.

Fonte: adaptado de Barbosa e Rodrigues (1967).

O vale do Rio Conceição é esculpido em rochas do Supergrupo Rio das Velhas (Grupo Nova Lima) em quase sua totalidade (Figura 13). No entanto, há importantes áreas de cabeceiras em rochas do Supergrupo Minas (grupos Caraça e Itabira) e o baixo curso corre sobre o Embasamento. O Supergrupo Espinhaço aflora em uma pequena porção no norte da bacia e é representado pela Formação Cambotas (quartzito e quartzito sericítico mesoproterozóicos). Além das rochas pré-cambrianas, são comuns na bacia do Rio Conceição sedimentos do Cenozóico, em sua maioria depósitos aluviais e cangas. Destaca-se ainda o enxame de diques de diabásio que preenchem diversas falhas na alta bacia do Ribeirão Caraça (ALKMIM e MARSHAK, 1998).

Quanto ao modelado, segundo Medina *et al.* (2005), podem ser descritas quatro unidades de relevo na área da bacia do Rio Conceição:

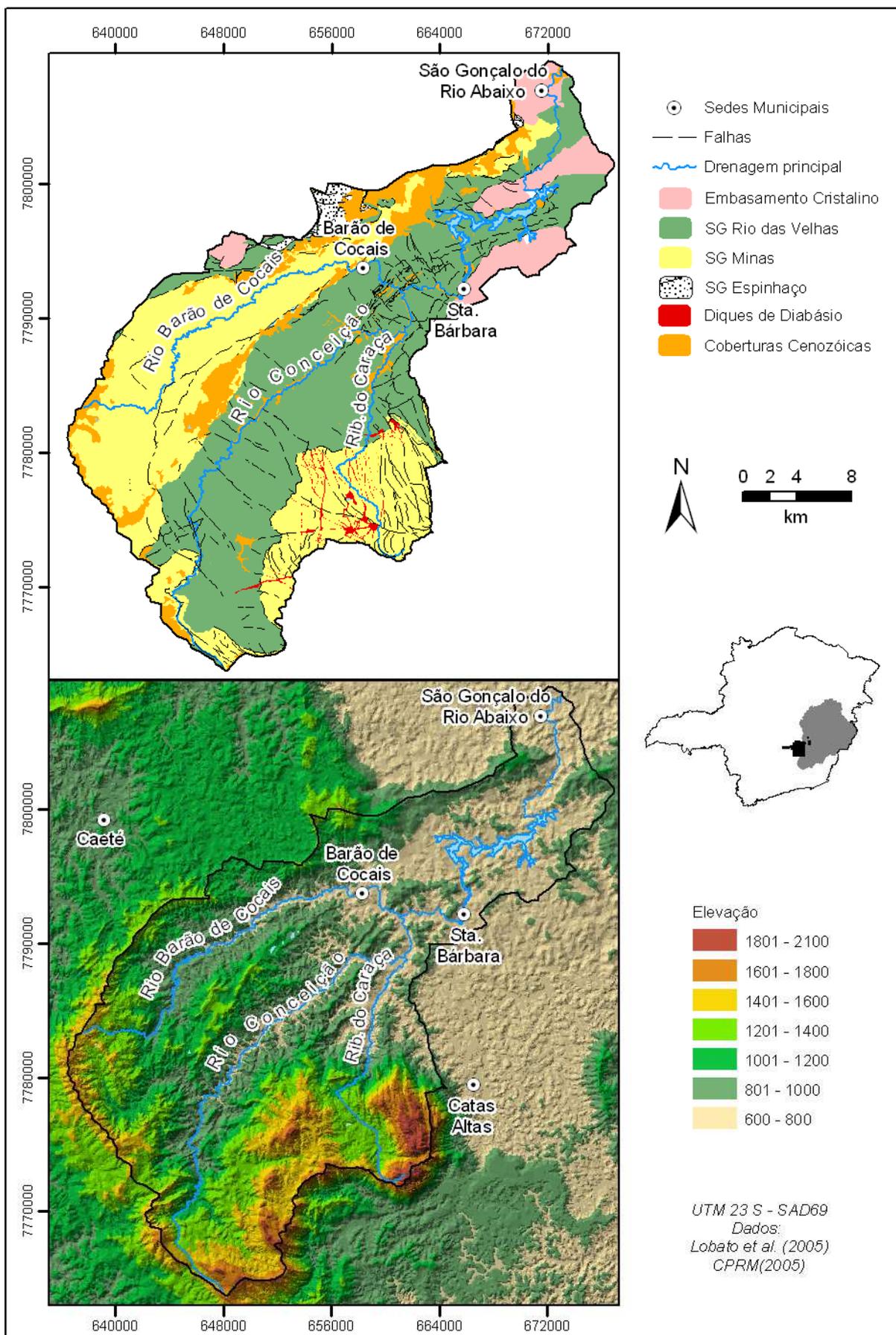


Figura 13: Geologia e Modelo Digital de Elevação da bacia do Rio Conceição.

i) *Depressão Suspensa do Sinclinal Gandarela*: é subdividida nas unidades abas externas e relevo entalhado do interior do sinclinal. As abas do sinclinal são abruptamente delimitadas por escarpamentos que apresentam desníveis expressivos (300-400 m) para o interior do sinclinal e vertentes muito íngremes, esculpidas sobre itabiritos da Formação Cauê e dissecadas em profundos anfiteatros suspensos. Na aba oriental, notam-se apenas cristas de itabirito, mais rebaixadas e, em parte, destruídas por um afluente do rio da Conceição, que rompeu o divisor de drenagem e capturou o Ribeirão Preto, que drena o interior do sinclinal.

ii) *Maciço do Caraça*: sucessão de sinclinais e anticlinais falhadas, gerando blocos imbricados. Observam-se imponentes escarpamentos de quartzitos subverticalizados, em geral, condicionados por falhas, com desníveis da ordem de 500 a 800 m. O conjunto de escarpamentos apresenta orientação irregular, sendo os maiores desnivelamentos (~1.000 m) voltados para SE, na parte externa do Quadrilátero Ferrífero. Para NW, as altitudes começam a diminuir sem um rompimento tão acentuado do declive. Esses escarpamentos sugerem que não somente os processos erosivos atuaram na evolução geomorfológica da área, mas também os movimentos tectônicos pós-cretácicos. A transição desse relevo com o do vale do Rio Conceição é nítida, apresentando, por vezes, cânions como o observado no vale do rio Capivari. Essa unidade apresenta uma densidade de drenagem média, com padrão nitidamente retangular, no qual a maioria dos canais correm encaixados em fraturas dispostas numa rede ortogonal de direções N-S e E-W.

iii) *Vale Anticlinal do Rio Conceição*: extenso vale encaixado, quase retilíneo, situado entre as unidades Sinclinal Gandarela e Maciço do Caraça. Este anticlinal escavado é exemplo de uma fase erosiva pós-pleistocênica que inverteu as estruturas dobradas do Quadrilátero Ferrífero. Os desníveis variam de 180 a 300 m, com declividades elevadas (30-40°). A densidade de drenagem é alta, com padrão predominantemente em treliça, onde o rio Conceição segue uma direção preferencial SSW-NNE e os tributários principais assumem direções ortogonais. A posição geomorfológica dessa unidade proporciona capturas de drenagem pelo rio Conceição dos cursos fluviais que drenam tanto o interior do Sinclinal Gandarela quanto aqueles provenientes do Maciço do Caraça.

iv) *Depressão Marginal do Rio Piracicaba*: ocorre próximo às cidades de Barão de Cocais e Santa Bárbara e apresenta, predominantemente, um relevo ondulado, com morros de geometria convexa ou convexo-côncava, pouco dissecados e alinhados em direção N-S. Essa unidade apresenta altitudes entre 800-950 m. Os desnivelamentos variam de 40 a 100 m, com declividades entre 10 e 20°. Observa-se uma densidade de drenagem média, com padrão dendrítico a sub-dendrítico. O substrato é composto por xistos do Supergrupo Rio das Velhas

(Grupo Nova Lima) e, subordinadamente, por gnaisses do Complexo Granito-Gnáissico (Embasamento Cristalino).

Ainda segundo Medina *et al.* (2005), eventos de aplanamento generalizado do relevo durante o Cretáceo e o Cenozóico são sugeridos pelos platôs quartzíticos, como os observados no topo do Maciço do Caraça, e platôs lateríticos (sustentados por canga), como os registrados nos flancos dos sinclinais suspensos da Moeda e do Gandarela, assim como as rampas de colúvios e setores aplainados que convergem para o interior do Sinclinal Moeda. Esses eventos de aplanamento teriam sido interrompidos por períodos de intensa dissecação, conforme observado nos Vales Anticlinais dos rios das Velhas e Conceição e na Depressão Suspensa do Gandarela.

Há poucas informações acerca dos solos da bacia. No entanto, segundo a Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais (CETEC, 1989), sabe-se que ocorrem desde latossolos vermelho-amarelo com textura argilosa e cambissolos a litossolos e afloramentos rochosos, nas porções mais elevadas e escarpadas.

Por fim, destaca-se que no médio-baixo curso do Rio Conceição se encontra a represa da Pequena Central Hidrelétrica de Peti, cuja construção e formação do reservatório se deram no período de 1941 a 1945. A extensão do reservatório é de 23 km, com uma área inundada de 6,77 km² e profundidade máxima igual a 22 m (SILVA *et al.*, 2009).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Identificação, caracterização e datação dos níveis e seqüências deposicionais

Esta etapa se iniciou em gabinete, quando foram pré-selecionadas áreas favoráveis à investigação em campo, a partir da análise de imagens de satélite no *software* Google Earth[®] e de cartas topográficas do IBGE⁹. Buscou-se observar rupturas na morfologia das vertentes, as quais poderiam denunciar a presença de níveis aluviais, e quaisquer cortes que proporcionassem exposições de perfis da subsuperfície, como na abertura de estradas ao longo do vale, por exemplo.

Em seguida, foram realizadas campanhas de campo, quando foram levantados dados de perfis aluviais, a partir de seções verticais e da observação do contexto espacial dos depósitos (altitude, desnível para o rio atual, distribuição ao longo do vale). Para a descrição das seqüências deposicionais foram utilizadas fichas de campo previamente elaboradas, nas quais se procurou destacar: a tipologia do nível encontrado (escalonado, embutido, encaixado); sua posição em relação ao curso fluvial atual (desnível e distância em relação ao rio atual); composição granulométrica, espessura e organização das fácies, incluindo o tipo de transição entre as mesmas (abrupta ou gradual). Nas fácies de seixos foi determinado o predomínio ou não de matriz, além do tamanho médio, litologia e grau de arredondamento dos clastos. Observaram-se ainda a presença de estruturas sedimentares, cimentação ferruginosa, matéria orgânica e bioturbação.

Uma vez organizados os dados, os níveis deposicionais foram identificados pela relação entre dados de altitude e desnível para o rio atual, relações laterais e verticais e dados sedimentológicos. Após a identificação dos níveis, estes foram representados em sua organização longitudinal e transversal ao vale, além de caracterizados em perfis-síntese. Os perfis-síntese devem ser compreendidos como um sumário de todas as seções relativas a certo nível deposicional. Eles não representam uma seção-tipo, reprodução fiel do perfil sedimentar mais significativo, de modo que não podem ser situados exatamente, pois refletem a superposição de dados (MAGALHÃES JÚNIOR, 1993). A partir de coordenadas obtidas com receptor GPS, os perfis referentes a cada nível deposicional também foram localizados em mapas, para uma melhor visualização de sua organização no vale atual.

Dentre o conjunto de perfis aluviais de cada nível deposicional levantado em campo, um perfil mais representativo de cada nível foi escolhido para ter amostras de seus

⁹ Folhas Acuruí, Catas Altas e Caeté, na escala de 1:50.000, e folha Itabira, na escala de 1:100.000.

sedimentos coletadas para a datação absoluta e análise granulométrica em laboratório. Para a escolha dos perfis foi levada em conta a representatividade de cada um, porém por vezes a escolha foi limitada pela disponibilidade de material passível de ser datado (quartzo na fração areia) e pelas condições de coleta. Muitas das seqüências aluviais descritas apresentam apenas fácies de seixos, estando estes muitas vezes cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro. Para a amostragem foi priorizado o médio trecho do vale, pois nele se encontram perfis de todos os níveis, relativamente próximos.

A localização e as principais informações dos sítios amostrados estão organizadas na Tabela 2 e na Figura 14.

Tabela 2: Informações dos sítios das amostras coletadas.

Amostra	Coordenadas	Elevação	Desnível para o rio atual	Profundidade
1	19°59'20"S; 43°29'43"W	741 m	1 m	0,5 m
2	20°4'35"S; 43°35'6"W	805 m	2 m	0,8 m
3	19°59'19"S; 43°29'43"W	743 m	2,5 m	3 m
4	19°57'29"S; 43°27'12"W	726 m	6 m	1,2 m
5	20°0'22"S; 43°30'30"W	753 m	6 m	1,6 m
6	19°57'40"S; 43°26'58"W	739 m	17 m	6 m
7	19°57'48"S; 43°27'20"W	758 m	41 m	1,3 m
8	19°59'42"S; 43°27'18"W	788 m	61 m	0,7 m

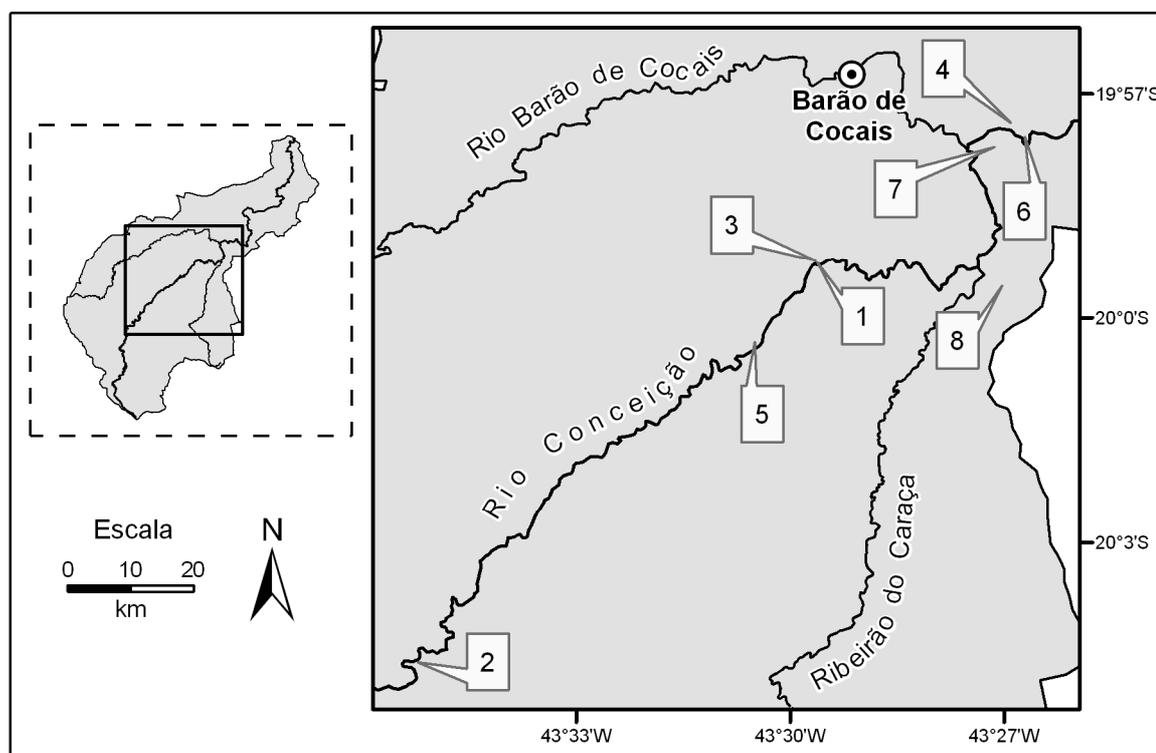


Figura 14: Localização dos perfis cujos sedimentos foram coletados para datação.

Dois dos níveis deposicionais identificados não tiveram sedimentos coletados para as análises empreendidas, em razão de sua cimentação por óxidos-hidróxidos de ferro. Por outro lado, um nível teve duas amostras coletadas, sendo que em dos pontos amostrados foi coletado apenas material para a datação. Este nível foi datado em dois locais por apresentar em um deles lente arenosa com material ideal para datação, permitindo a comparação com a outra amostra, mais pobre em quartzo.

Os sedimentos das fácies de finos passaram por uma análise textural padrão (EMBRAPA, 2006), no Laboratório de Geomorfologia do IGC-UFMG, a fim de se determinar o percentual de argila, silte e areia em cada perfil. Análises de dispersão de argila em água também foram realizadas. As fácies de seixos, por sua vez, tiveram coletados aleatoriamente 100 clastos para aferição de seu tamanho (largura e comprimento) e definição de sua litologia e grau de arredondamento, seguindo o método de *pebble count*, proposto por Wolman¹⁰ (1954) *apud* Jacobson *et al.* (2003).

Para a datação dos sedimentos foram coletadas amostras ao abrigo da luz em exposições naturais ou em cortes. Para isso foram utilizados sacos plásticos pretos e tubos de PVC (5 mm de diâmetro e 30 cm de comprimento). Estes foram inseridos nos perfis horizontalmente por percussão, utilizando-se uma marreta de borracha, coletando-se amostras em camadas mais arenosas mais próximas da base das seqüências aluviais, ou seja, logo acima dos seixos ou em lentes arenosas em meio a estes (Figura 15). Em geral, o topo dos depósitos sedimentares já foi muito alterado por processos erosivos e pedológicos, o que inviabiliza a coleta de amostras para estimar o tempo de acumulação em cada nível.

As amostras foram enviadas ao laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda. (LVD; CNPJ: 05.403.307/0001-57), em São Paulo, onde foram preparadas e analisadas pelo método MAR para a extração de sua idade absoluta via Luminescência Opticamente Estimulada. No laboratório, o material da parte central dos tubos foi extraído e todo o seu tratamento se deu sob luz vermelha de baixa intensidade. Os sedimentos das duas extremidades foram excluídos, evitando-se a análise de material possivelmente exposto aos raios solares. Grãos de quartzo com 88-180 µm foram separados após tratamento químico com H₂O₂ (20%), HF (20%), por 45 minutos, e HCl (20%), por 2 horas, para remoção de matéria orgânica, óxidos e hidróxidos de ferro e carbonatos. As curvas de luminescência foram registradas com o *DayBreak Nuclear and Medical Systems Inc.*, modelo *1100 Series, Automated TL/OSL Systems*.

¹⁰ WOLMAN, M.G. A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions American Geophysical Union*, v. 35, p. 951-956, 1954.



Figura 15: Coleta de amostras de sedimentos para datação via LOE.

Todas as irradiações foram realizadas com uma fonte de ^{60}Co , com uma taxa de dose de 312 Gy h^{-1} e para os experimentos de esvaziamento (*bleaching*) as amostras foram expostas diretamente à luz solar durante 16 h. Os valores de paleodose foram avaliados através de métodos de regeneração com alíquotas múltiplas (WATANABE *et al.*, 2003). Sete alíquotas foram analisadas, mas os valores extremos foram excluídos, e com as outras cinco foi calculado um valor médio. O pré-aquecimento utilizado foi de $150 \text{ }^\circ\text{C}$ por 10 minutos. O conteúdo de radioisótopos nas amostras foi determinado utilizando o sistema de espectroscopia γ (*Inspector Portable Spectroscopy Workstation, Canberra*), com detector de NaI (Tl), modelo 802-2 x 0.5 e cristal de $51 \times 13 \text{ mm}^2$. Cada amostra (aproximadamente 100 g) foi mensurada por uma semana. A dose anual foi avaliada utilizando o resultado do conteúdo de radioisótopos, a equação de Bell (PRESCOTT e HUTTON, 1988) e as contribuições dos raios cósmicos para cada local, tendo sido considerado 10% de incerteza.

4.2. Análise de condicionantes estruturais e tectônicos

Com o intuito de identificar possíveis controles estruturais e tectônicos na evolução fluvial da bacia do Rio Conceição, os resultados foram analisados à luz de mapas litológicos e de falhas, bem como da bibliografia sobre esse tema no Quadrilátero Ferrífero e na bacia do Rio Doce em sua porção sudoeste. Além disso, foi feita uma análise de diversos índices geomorfológicos, a fim de se discutir possíveis controles litológicos e tectônicos na configuração dessa bacia e na sua dinâmica fluvial.

A análise morfométrica do Rio Conceição foi feita com a extração dos índices de Sinuosidade, Gradiente e RDE até o Rio Piracicaba, o nível de base de toda a área. Como para

a porção nordeste da área não existem mapas na escala de 1:50.000, foram geradas curvas de nível equidistantes em 20 m a partir de imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), disponíveis no sítio eletrônico da EMBRAPA¹¹, e o rio foi vetorizado a partir de imagens de satélite no *software* Google Earth[®].

Das porções da bacia cobertas por mapeamento na escala de 1:50.000 foram extraídos os índices de Gradiente, Sinuosidade, Rugosidade, Densidade de Drenagem e Declividade Média de seis sub-bacias de terceira ordem e de três de quinta ordem (Figura 16), segundo a ordenação dos canais proposta por Strahler (1952). Estas bacias estão localizadas em diferentes grupos litológicos, de acordo com a compilação digital de Lobato *et al.* (2005) do mapeamento geológico do Quadrilátero Ferrífero.

A escolha de bacias de terceira ordem se justifica pelo fato de que as bacias de ordem superior abrangem mais de uma unidade geológica e as de ordem inferior não seriam representativas, pois são muito limitadas espacialmente. Não foi possível selecionar sub-bacias de terceira ordem nos grupos Conselheiro Mata e Quebra Osso, pois enquanto neste último se formam apenas bacias de primeira e segunda ordem, a de terceira ordem que se forma no primeiro não o tem como substrato dominante. Além disso, as áreas do embasamento cristalino se situam na área não coberta por mapeamento na escala adotada neste trabalho. Como a maioria destas bacias não possui nome nas cartas topográficas do IBGE, optou-se por nomeá-las de acordo com o grupo litológico que drenam.

A escolha de bacias de quinta ordem, por outro lado, se justifica por abarcarem diferentes grupos, o que permite analisar o comportamento médio do relevo e da drenagem quando da variação litológica. As bacias de quinta ordem escolhidas foram as dos rios Barão de Cocais e Caraça, os principais afluentes da bacia, além da bacia referente ao trecho de quinta ordem do próprio Rio Conceição. No entanto, apenas o trecho de montante do Rio Conceição está completamente mapeado na escala de 1:50.000. Dessa forma, a bacia do Ribeirão do Caraça pôde ser analisada em 96% de sua área total e a bacia do Rio Barão de Cocais em 82%.

¹¹ <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/index.htm>.

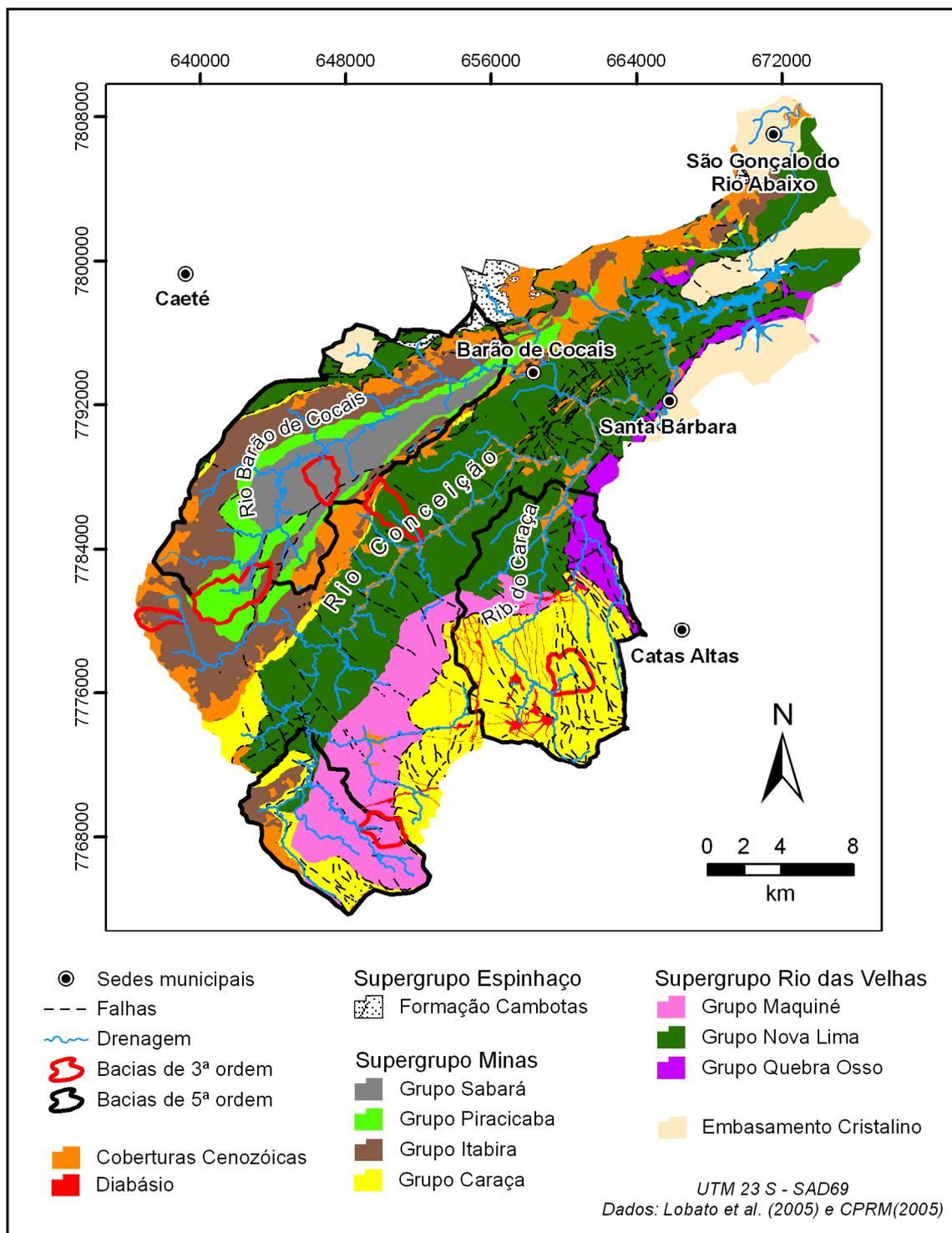


Figura 16: Localização das sub-bacias analisadas.

A delimitação de todas as bacias aqui analisadas foi feita a partir de bases digitais hipsométricas e hidrográficas, utilizadas também para a extração dos dados necessários aos cálculos dos parâmetros morfométricos. Essas bases são compatíveis com a escala de 1:50.000, ambas resultado do Projeto GEOMINAS (digitalização de cartas topográficas do IBGE), tendo sido obtidas no Departamento de Cartografia da UFMG. Todo o processamento

dos dados foi feito no *software ArcView 9.2*, que possui ferramentas que permitem a extração dos atributos necessários aos cálculos dos parâmetros morfométricos escolhidos, apresentados no Capítulo 2.2. Também foram confeccionados MDE's (Modelo Digital de Elevação) no *software ArcView 9.2*, porém eles foram exportados para a extensão *ArcScene* para uma melhor visualização do relevo. Todos os perfis longitudinais e gráficos com os resultados dos índices calculados foram elaborados no *software Microsoft Office Excel 2003*.

Vale comentar que a análise empreendida foi condicionada às restrições impostas pelas bases cartográficas. Do ponto de vista geológico, vários dos grupos litoestratigráficos do Quadrilátero Ferrífero apresentam, por vezes, as mesmas litologias, sendo muito recorrentes xistos, filitos, quartzitos e formações ferríferas, porém não há mapeamento por litologia disponível. Do ponto de vista geomorfológico, a escala de 1:50.000 se mostra, por vezes, muito pequena para a análise de discontinuidades geomorfológicas, uma vez que a equidistância das curvas de nível é de 20 m. Ainda assim, acredita-se que as análises empreendidas possam possibilitar uma primeira aproximação para o entendimento da morfometria da bacia do Rio Conceição e das influências estruturais e tectônicas na mesma.

4.3. Possíveis relações com oscilações climáticas

A fim de se estabelecer possíveis relações de mudanças e oscilações climáticas com a evolução do vale do Rio Conceição, foi feita uma extensa revisão bibliográfica acerca dos cenários paleobioclimáticos do Quaternário Tardio em Minas Gerais. No levantamento bibliográfico, buscaram-se artigos que apresentam datações absolutas e cujos resultados possuem implicações paleobioclimáticas, tendo sido priorizados os trabalhos publicados em periódicos. Dentre os portais de busca utilizados destacam-se: periodicos.capes.gov.br, sciencedirect.com, scielo.org, scirus.com, scopus.com e scholar.google.com.

5. RESULTADOS

5.1. Análises de campo

Foram identificados oito níveis deposicionais aluviais no vale do Rio Conceição: o primeiro (N1) corresponde ao regime atual do rio; o segundo (N2) corresponde topograficamente à planície de inundação, porém suas características faciológicas evidenciam um abandono progressivo; o terceiro (N3) é o único que ainda pode ser caracterizado como terraço fluvial em vários segmentos do vale; e os demais (N4 a N8) são encontrados ao longo das vertentes, tendo sido morfologicamente descaracterizados. A Tabela 3 resume as informações gerais dos níveis deposicionais identificados e a Figura 17 apresenta sua organização num esquema de seção transversal ao vale.

Tabela 3: Síntese das principais características dos níveis deposicionais identificados.

Nível	Classificação	Distribuição no vale	Altitudes	Desnível da base para o rio atual
N1	Integralmente embutido	Pareado	787-574 m	0 m
N2	Integralmente embutido	Pareado	882-770 m	0 m
N3	Encaixado	Pareado	794-640 m	0 m
N4	Escalonado	Pareado	724-582 m	7 m
N5	Escalonado	Pareado	817-730 m	17 m
N6	Escalonado	Isolado	758-766 m	38 m
N7	Escalonado	Isolado	779 m	50 m
N8	Escalonado	Isolado	788-777 m	56 m

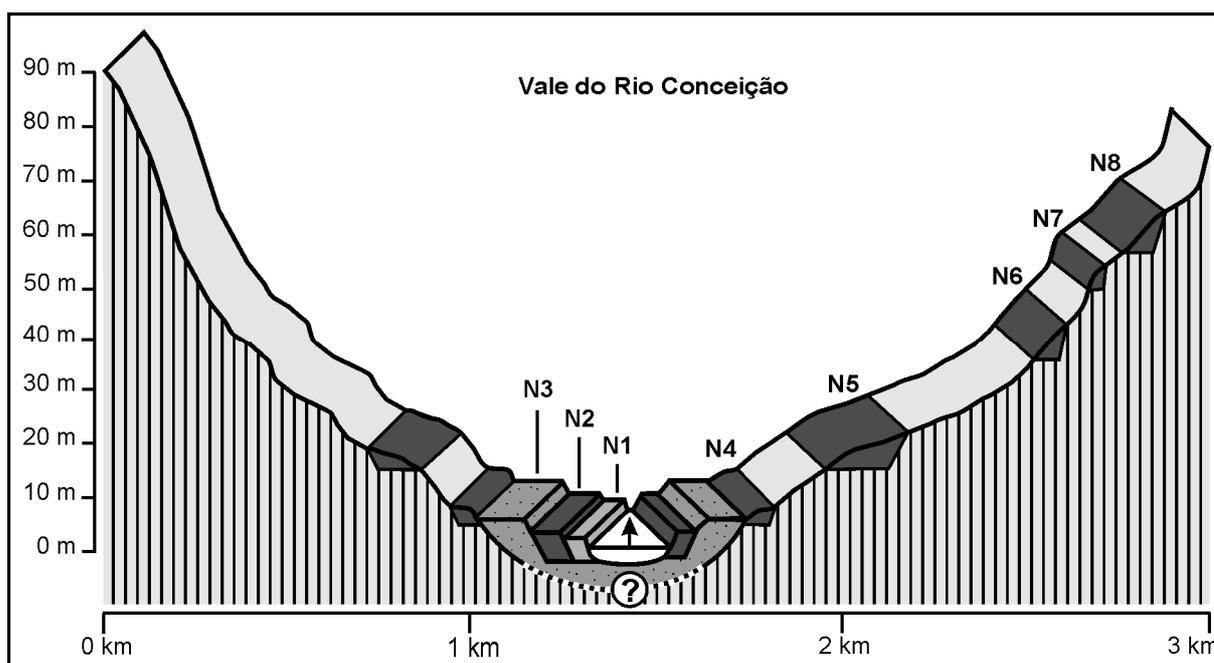


Figura 17: Perfil transversal idealizado do vale do Rio Conceição (? = inferido).

Os níveis deposicionais mais antigos foram classificados como isolados, uma vez que seus depósitos foram encontrados em apenas uma das margens (direita). No entanto, não pode ser desconsiderada a hipótese de que originalmente fossem níveis pareados. Porém seus depósitos podem ter sido erodidos, estão inumados ou, simplesmente, não foram encontrados, devido às restrições de acesso em vários trechos. Além do desmonte natural dos depósitos, em razão da pedogênese e dos processos erosivos, é preciso considerar também o desmonte antrópico dos mesmos, em razão da histórica atividade de garimpo na região.

Além desses oito níveis deposicionais fluviais também foram encontrados remanescentes de depósitos provavelmente anteriores ao Quaternário. Esses depósitos foram descritos próximo à confluência do Rio Barão de Cocais com o Rio Conceição (7791980 N; 0661845 E), a 777 m de altitude e a, aproximadamente, 60 m acima do rio atual. O afloramento visualizado compõe-se de 15 m de sedimento argiloso, com cores variegadas e sem estruturas evidentes (Figura 18). Em algumas porções podem ser encontrados clastos angulosos a arredondados de quartzo (maiores), itabirito e hematita (de grânulos a até 3 cm), filito (raros) e conglomerados ferruginosos com pequenos grãos de hematita arredondados. O contato do depósito com a rocha não é visível.



Figura 18: Imagens representativas do depósito provavelmente anterior ao Quaternário descrito no vale do Rio Conceição – A: depósito ao fundo e seixos do N8 em primeiro plano; B: detalhe para os sedimentos finos do depósito.

A seguir faz-se a descrição das seqüências deposicionais dos níveis fluviais levantados, do mais antigo (N8) para o atual (N1). Esta descrição apresenta os perfis-síntese dos níveis deposicionais, representados na Figura 19.

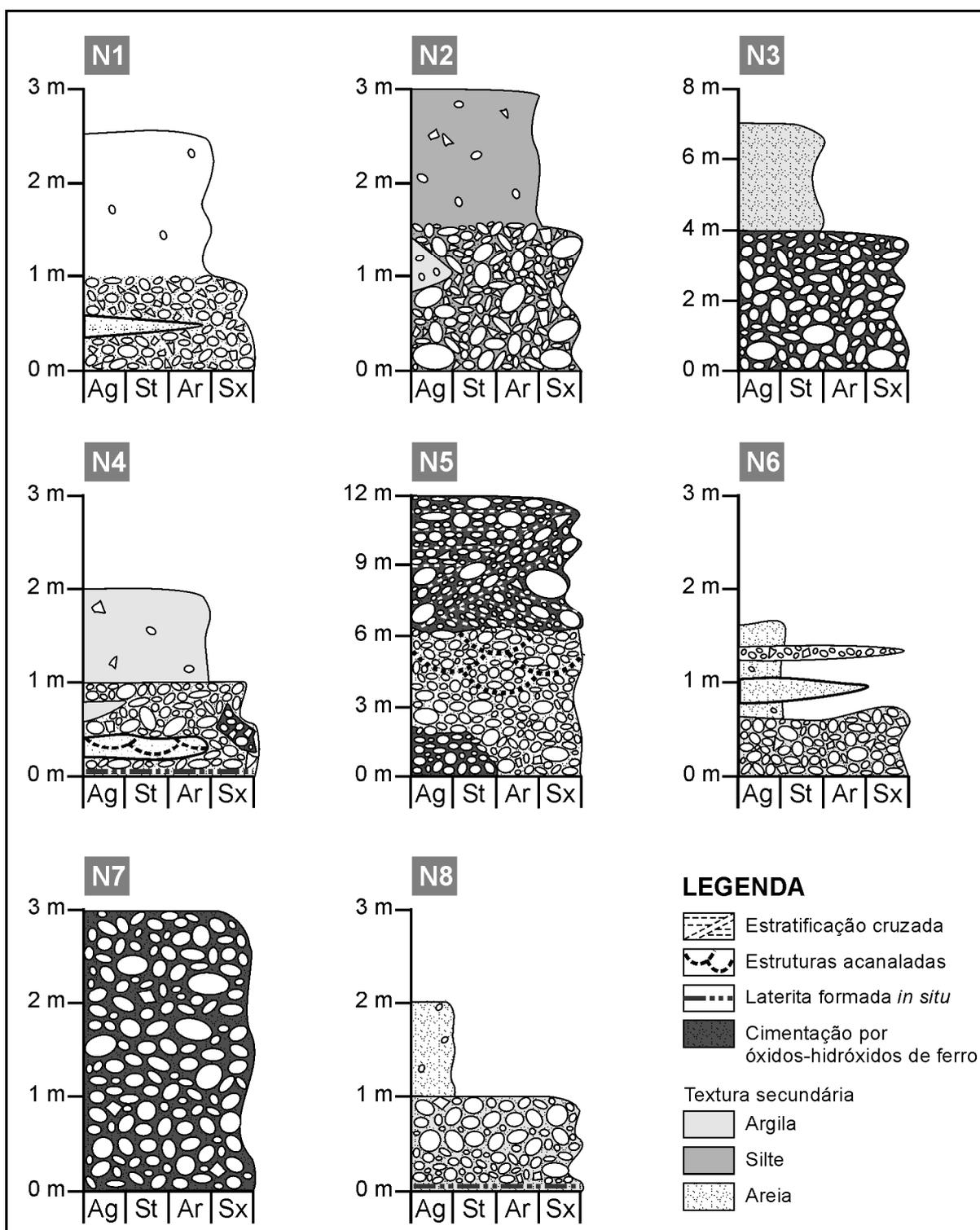


Figura 19: Perfis-síntese das seqüências sedimentares dos níveis deposicionais aluviais do vale do Rio Conceição (Ag: argila; St: silte; Ar: areia; Sx: seixos).

Nível Depositional Fluvial 8 – N8

O nível deposicional mais antigo do vale do Rio Conceição está situado a cerca de 60 m do rio atual. Apenas dois depósitos deste nível foram encontrados (Figura 20). Da base para o topo, duas fácies com transição abrupta são observadas: (i) seixos angulosos a bem arredondados que variam de grânulos a matacão (tamanho médio entre 5 e 8 cm), sendo os maiores de quartzo e os menores de itabirito e hematita. Leve granocrescência ascendente. Presença de matriz areno-argilosa a argilo-arenosa. Espessura em torno de 1 m; (ii) material argilo-arenoso maciço e com grânulos esparsos. Espessura de 1 m.

A base dos depósitos é em rocha intemperizada. Em uma das seqüências descritas, mais a montante, a base do depósito apresenta laterita formada *in situ*, denotando um período de flutuação do nível freático naquela posição. Ainda nesta seqüência, os seixos de quartzo são altamente friáveis, desfazendo-se ao serem manuseados.

Nível Depositional Fluvial 7 – N7

Este nível pôde ser identificado em apenas dois segmentos ao longo do vale. No entanto, apenas no segmento de montante, próximo à confluência do Rio Conceição com o Ribeirão do Caraça, seus depósitos estavam *in situ* (Figura 20). Apenas uma fácies foi preservada, sendo ela de seixos suportados por matriz arenosa cimentada por óxidos-hidróxidos de ferro. Estes seixos são heterométricos, de quartzo (maiores), itabirito e hematita (menores e mais arredondados). Alguns destes seixos podem ser encontrados soltos do conglomerado, que se encontra em blocos esparsos que podem atingir os 3 m de espessura, aproximadamente. A jusante, próximo à confluência com o Rio Barão de Cocais, fragmentos de conglomerados ferruginosos em meio a um depósito coluvial muito rico em seixos foram interpretados como remanescentes deste nível.

Nível Depositional Fluvial 6 – N6

Os depósitos relativos ao N6 estão assentados sobre rocha intemperizada (Figura 20). Apenas dois perfis deste nível foram descritos, os quais se caracterizam, em uma seqüência com transição abrupta, pelas seguintes fácies: (i) seixos de quartzo (maiores), itabirito/hematita (menores) e filito (mais angulosos) entre 1 e 15 cm de comprimento, sendo sub-angulosos a arredondados. Presença de matriz areno-argilosa a argilosa. Espessura de 0,6 m; (ii) material argiloso a argilo-arenoso com grânulos e pequenos seixos (predominantemente de itabirito e hematita) esparsos ou em lentes. Presença de lentes arenosas. Espessura de 1,0 m.

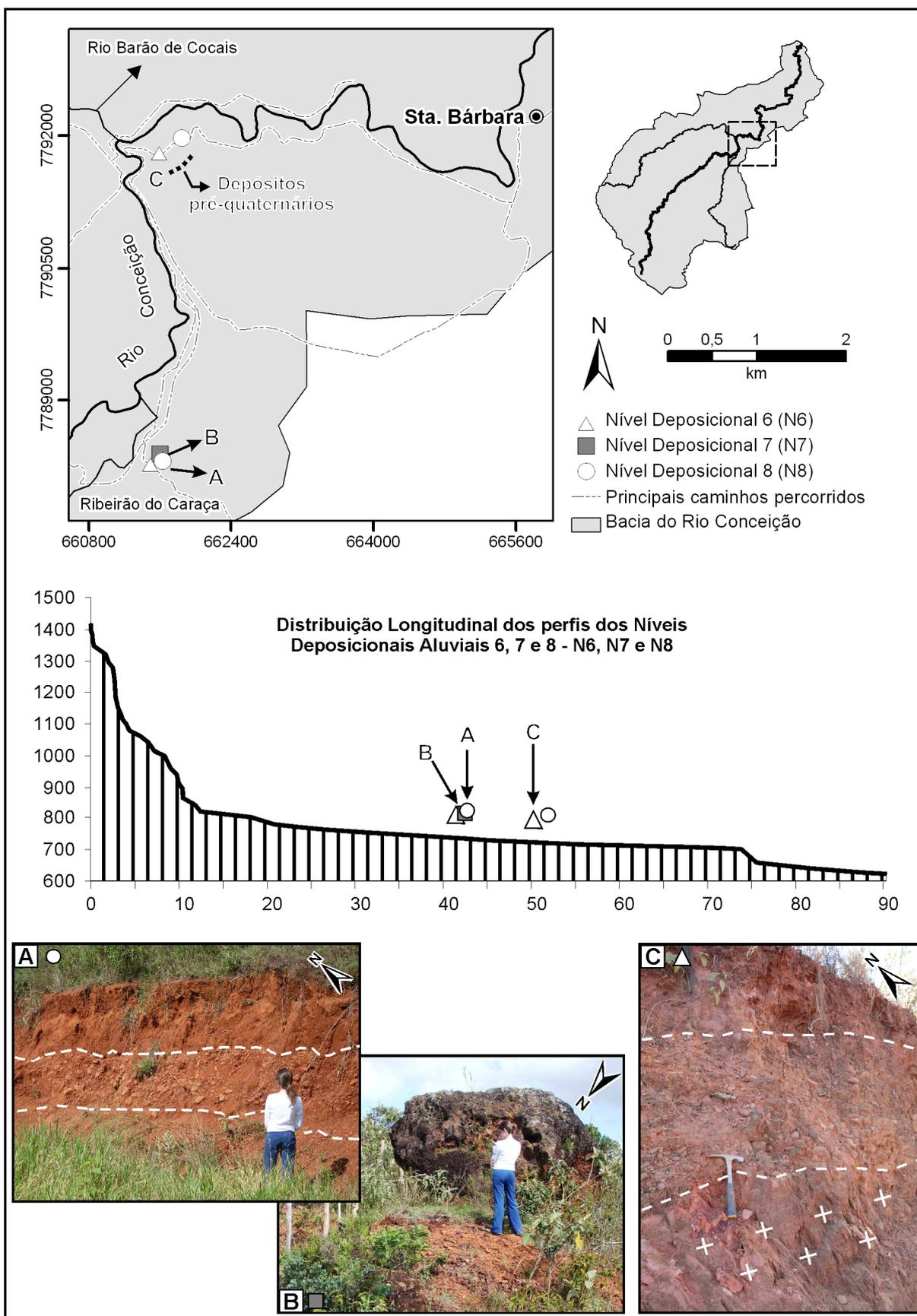


Figura 20: Localização e imagens representativas dos níveis deposicionais N8, N7 e N6 – fácies de seixos em destaque pelas linhas tracejadas em A e C.

Nível Depositional Fluvial 5 – N5

Os remanescentes dos depósitos deste nível (Figura 21) são encontrados como fragmentos de blocos de conglomerado de cimento ferruginoso em vários segmentos do vale.

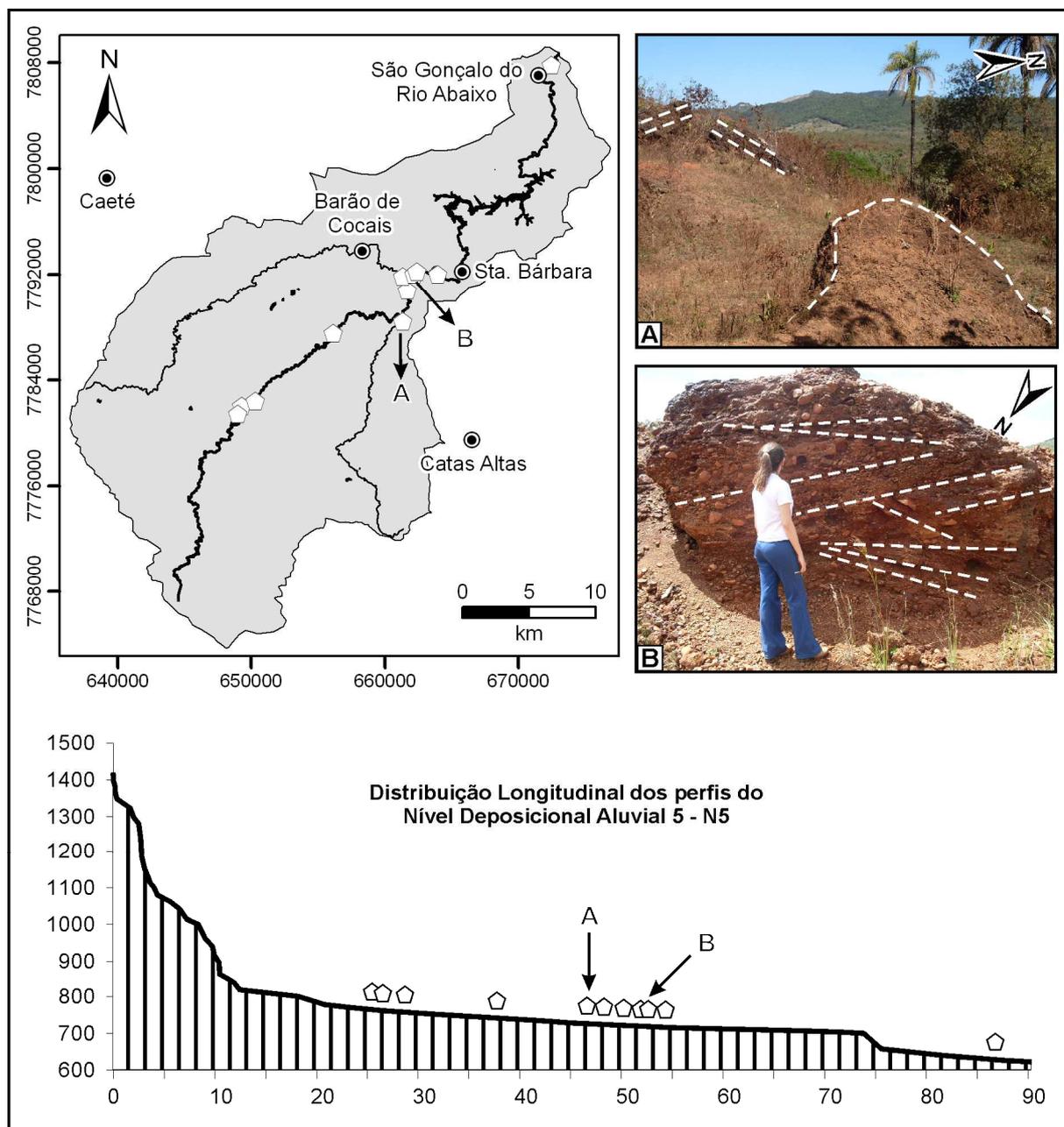


Figura 21: Localização e imagens representativas do Nível Depositional 5 (N5). Indicação de estratificações cruzadas em B.

A seqüência deposicional desse nível é caracterizada por: seixos quase sempre bem arredondados de itabirito e hematita (entre 0,3 e 10 cm), quartzo (até ~ 20 cm) e quartzito (até ~ 25 cm). Pode apresentar grandes blocos de conglomerados com cimentação ferruginosa ou se comportar inteiramente como um. Presença de matriz arenosa. Em um perfil, seqüências

escuras de seixos de hematita se alternam com seqüências de seixos predominantemente de quartzo e quartzito. No topo do mesmo perfil foram observadas estratificações cruzadas e estruturas acanaladas. Espessura de até 12 m.

Nível Deposicional Fluvial 4 – N4

Os depósitos deste nível também se encontram num contexto de vertente, estando expostos a processos de coluvionamento (Figura 22).

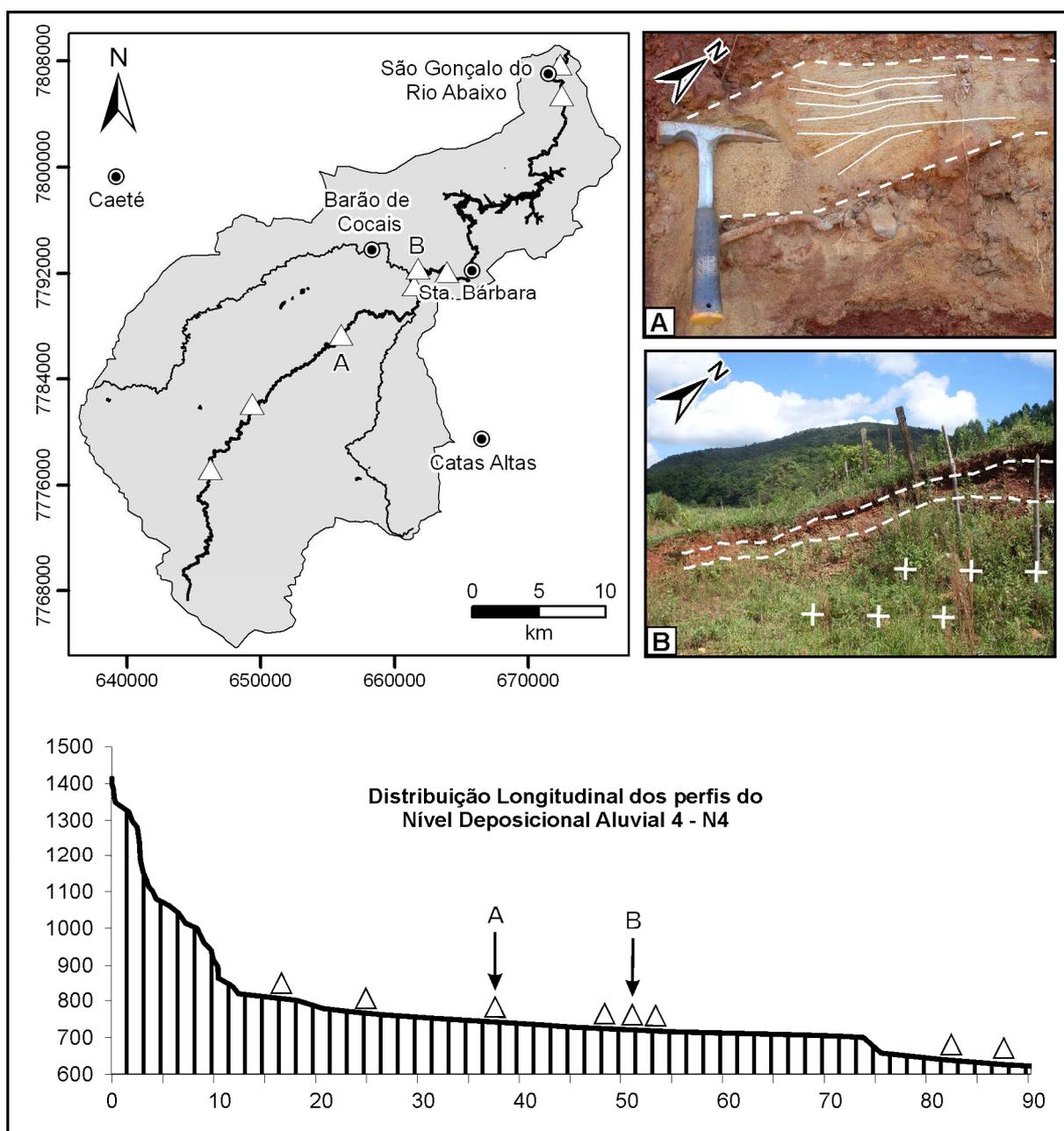


Figura 22: Localização e imagens representativas do Nível Deposicional 4 (N4) – A: indicação de estratificações; B: depósito sendo descaracterizado por coluvionamento.

A base deste nível, sempre visível, é composta por rocha intemperizada. As seguintes fácies podem ser descritas da base para o topo, em uma seqüência com transição abrupta: (i) seixos de itabirito (predominantes mais a montante, variando de grânulos a 6 cm de comprimento), quartzo (predominantes mais a jusante, tendo até 20 cm de comprimento) e filito (menos comuns), angulosos a bem arredondados. Presença de fragmentos de conglomerados ferruginosos. Presença de matriz arenosa (areia fina a média) de quartzo e itabirito ou areno-argilosa. Podem ocorrer lentes de areia (com estrutura deposicional preservada) e argila. Em um perfil foi verificada a formação de laterita in situ e a cimentação por óxidos-hidróxidos de ferro de parte dos seixos. Espessura média de 1 m; (ii) material areno-argiloso a argiloso maciço, com grânulos esparsos de itabirito, sendo sub-angulosos a bem arredondados. Espessura de até 1 m.

Nível Depositional Fluvial 3 – N3

O N3 pode ser encontrado em praticamente todo o vale e é o único nível deposicional abandonado ainda preservado como terraço (Figura 23), sendo facilmente identificado. Na maioria das vezes, no entanto, apenas sua fácies basal é encontrada.

A seqüência deposicional desse nível é de transição abrupta, sendo descrita da base para o topo pelas seguintes fácies: (i) seixos heterométricos suportados por matriz de areia grossa (de quartzo e itabirito). Os seixos são em geral bem arredondados, sendo os maiores de quartzo e os menores de itabirito e hematita. A espessura desta fácies pode ser maior que 4 m acima da lâmina d'água. Em alguns perfis, uma granodecrescência ascendente pode ser observada; (ii) material maciço, bastante coeso, predominantemente siltoso, mas com presença marcante de argila e areia. Esta fácies apresenta coloração vermelha intensa. A espessura é de aproximadamente 3 m.

O contato da base dos depósitos desse nível com a rocha não foi visualizado em nenhum local e grandes blocos da fácies basal desse nível podem ser encontrados nas margens e no fundo do leito do rio atual, o que sustenta a afirmação de que os depósitos referentes aos níveis N1 e N2 estão integralmente embutidos no N3.

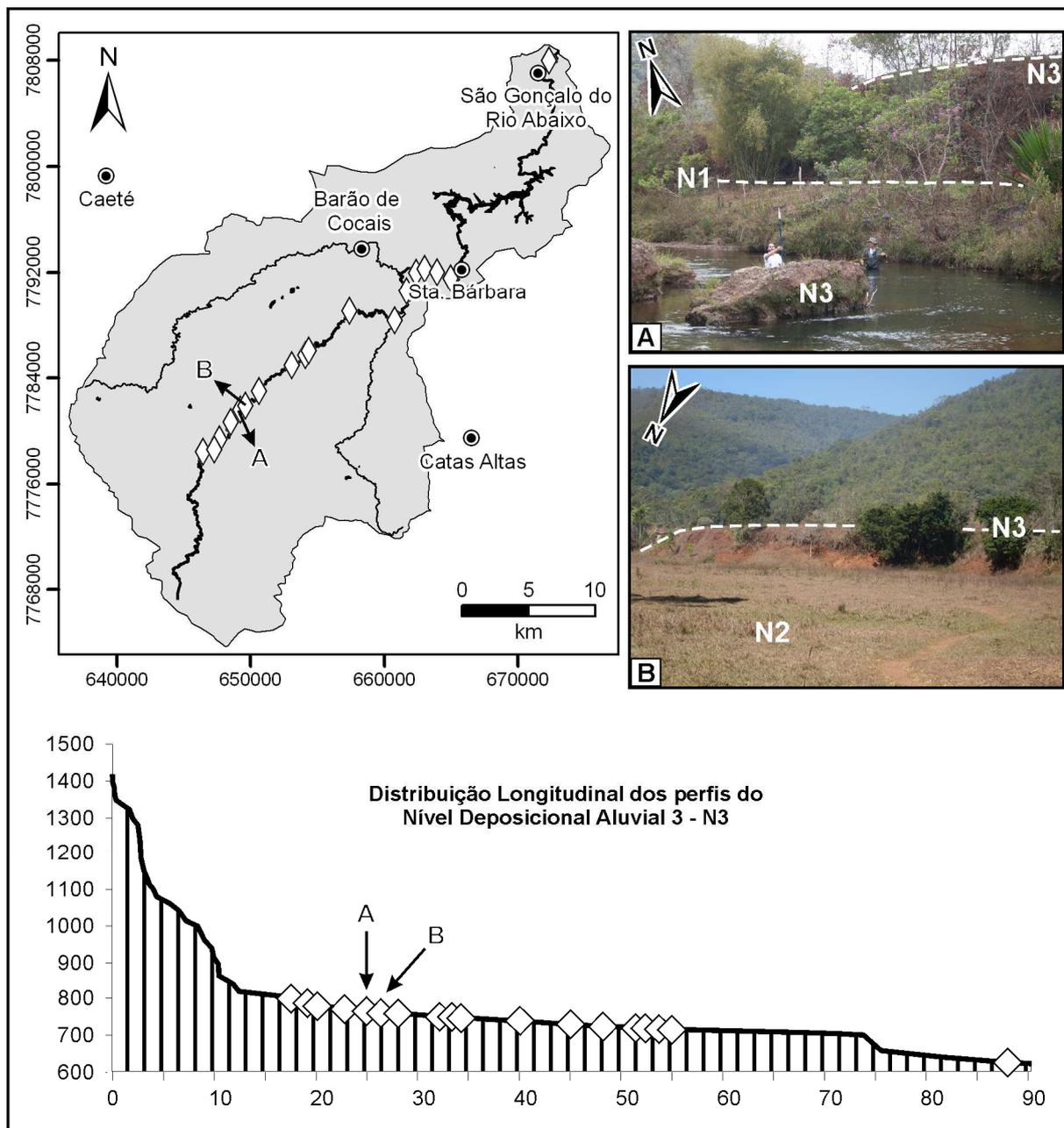


Figura 23: Localização e imagens representativas do Nível Depositional 3 (N3).

Nível Depositional Fluvial 2 – N2

Em alguns trechos, o N2 divide com o N1 a posição topográfica de planície de inundação, diferenciando-se da deposição ordinária atual apenas estratigraficamente. Em outros segmentos, no entanto, a planície se apresenta em dois patamares (Figura 24). Os depósitos do N2, no entanto, ocupam a maior parte do fundo do vale.

Os depósitos deste nível podem estar imediatamente na margem do rio ou não. A seqüência deposicional do N2 possui transição gradual e pode ser descrita, da base para o topo, pelas seguintes fácies: (i) seixos sub-angulosos a arredondados, heterométricos

(grânulos a matação), de quartzo, itabirito/hematita (os maiores) e filito (mais angulosos), suportados por matriz areno-siltosa. Algumas lentes de material mais argiloso e com grânulos esparsos podem ser encontradas. Espessura média de 1,5 m; (ii) material silto-arenoso a areno-siltoso com pequenos seixos esparsos, sendo estes angulosos a arredondados, principalmente de itabirito e hematita. Não são observadas estruturas deposicionais. Espessura aproximada de 1,5 m.

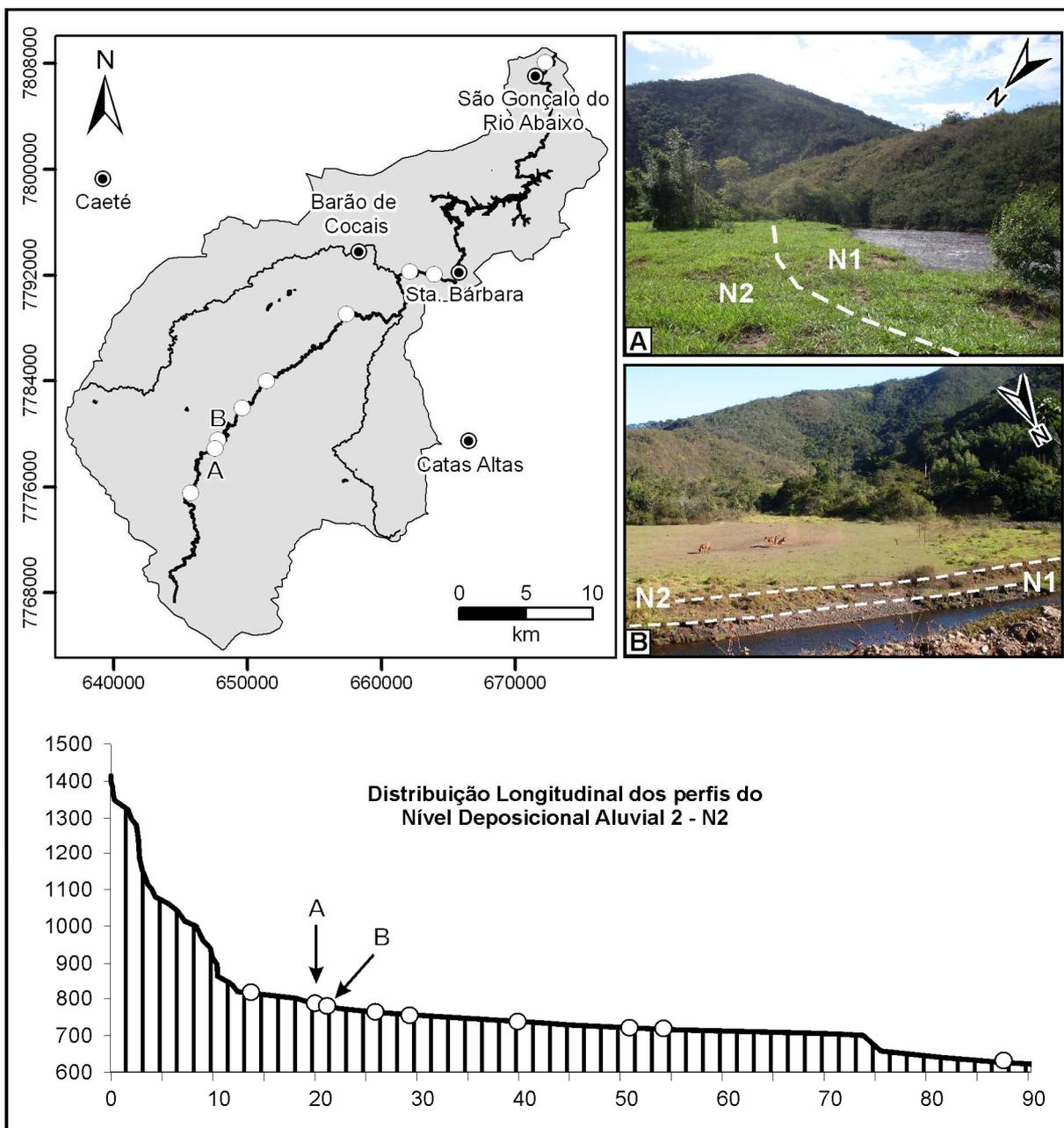


Figura 24: Localização e imagens representativas do Nível Depositional 2 (N2).

Vale destacar que, ainda que em alguns segmentos este nível ainda receba sedimentos finos em eventos de inundações mais expressivas, sua base é composta por sedimentos abandonados, pois são seixos muito maiores que os passíveis de serem transportados atualmente.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1

A seqüência deposicional do N1 está relacionada ao regime atual de cheias ordinárias do rio, sendo espacialmente bem restrita lateralmente (Figura 25).

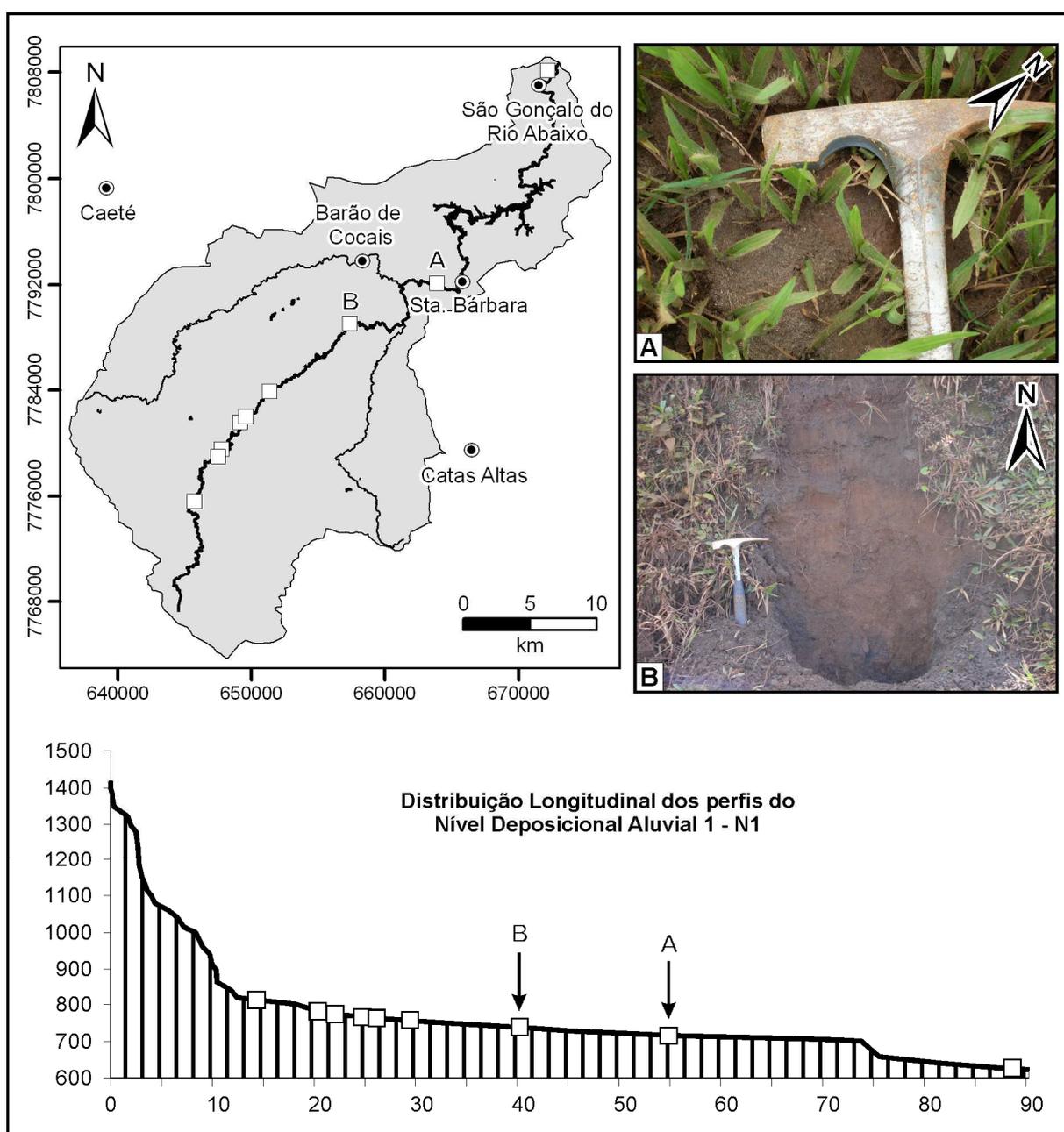


Figura 25: Localização e imagens representativas do Nível Depositional 1 (N1).

Essa seqüência deposicional pode ser caracterizada, da base para o topo, por duas fácies com transição gradual: (i) seixos sub-angulosos a arredondados de itabirito, quartzo e quartzito, variando de grânulos a até 10 cm de comprimento. Matriz arenosa e ocorrência de lentes de areia fina e escura. Espessura em torno de 1 m; (ii) areia média de quartzo e itabirito com grânulos de hematita esparsos. Não apresenta estruturas evidentes. Espessura de até aproximadamente 1,5 m.

5.2. Análises dos sedimentos em laboratório

Os resultados das datações por LOE dos sedimentos dos perfis amostrados de cada nível deposicional estão organizados na Tabela 4.

Tabela 4: Nível deposicional, concentrações de Tório (Th), Urânio (U) e Potássio (K), dose anual, dose acumulada e idade das amostras.

Amostra/ Nível	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Dose Anual (μ Gy/ano)	Dose Acumulada (Gy)	Idade (anos)
1 – N1	2,95 \pm 0,11	1,41 \pm 0,15	0,09 \pm 0,01	876 \pm 60	1,31	1.500 \pm 200
2 – N2	4,81 \pm 0,17	2,42 \pm 0,46	1,42 \pm 0,21	2.641 \pm 343	4,96	1.900 \pm 300
3 – N3	4,89 \pm 0,18	1,71 \pm 0,36	0,19 \pm 0,03	1.207 \pm 134	157,63	130.600 \pm 21.100
4 – N4(a)	2,60 \pm 0,09	1,18 \pm 0,11	0 \pm 0	700 \pm 36	16,03	22.900 \pm 2.300
5 – N4(b)	1,04 \pm 0,04	0,68 \pm 0,06	0 \pm 0	455 \pm 18	119,35	262.500 \pm 23.300
6 – N5	2,13 \pm 0,08	1,22 \pm 0,28	0 \pm 0	675 \pm 77	155,63	230.700 \pm 38.000
7 – N6	6,38 \pm 0,23	2,23 \pm 0,64	0,06 \pm 0,01	1.315 \pm 190	110,13	83.800 \pm 16.300
8 – N7	2,84 \pm 0,10	1,03 \pm 0,04	0,12 \pm 0,02	806 \pm 36	112,28	139.300 \pm 13.200

Após uma análise preliminar dos resultados, questionou-se o laboratório responsável pela datação o fato dos sedimentos relativos aos níveis N3, N4b e N5 terem apresentado idades superiores aos sedimentos do nível N8, posicionado muito acima no vale. A pequena diferenciação na idade dos níveis N1 e N2 também foi questionada. Como alguns desses níveis apresentam concreções ferruginosas, as análises das amostras N1, N3, N4b e N5 foram refeitas, a partir de novo processo de limpeza das amostras. Este procedimento permitiria remover todo o material magnético que poderia ter permanecido na primeira análise, uma vez que, segundo o laboratório, o ferro pode influenciar diretamente nas idades, levando a uma superestimação. Os resultados da segunda análise estão dispostos na Tabela 5. Nessa nova análise, a amostra referente ao N1 não apresentou resultado reprodutivo.

Tabela 5: Dose anual, dose acumulada e idade das amostras 1, 3, 5 e 6.

Amostra/ Nível	Dose Anual ($\mu\text{Gy/ano}$)	Dose Acumulada (Gy)	Idade (anos)
1 – N1	876 \pm 60	–	–
3 – N3	1.207 \pm 134	92,9	77.000 \pm 12.400
5 – N4(b)	455 \pm 18	46,0	101.200 \pm 9.000
6 – N5	675 \pm 77	114,3	169.500 \pm 27.900

Os resultados das análises granulométricas (para materiais < 2 mm) e morfométricas (para os seixos) foram organizados na Tabela 6.

Tabela 6: Síntese das características da seção-tipo de cada nível deposicional*.

Fácies	Características	Níveis deposicionais							
		N1	N2	N3	N4a	N5	N6	N8	
Finos	Dispersão de argila em água (%)	1	1,2	6,8	0,2	-	0,1	0,3	
	Textura (%)	Argila	5	7	30	27	-	27	55
		Silte	37	59	39	26	-	36	15
Areia		58	34	31	47	-	37	30	
	Comprimento (cm)	Maior	10	42	-	10	18	9	20
		Menor	1,5	2	-	1,5	0,5	2,5	1,5
		Médio	3,9	7,2	-	4,8	5,6	4,8	5,6
	Arredondamento** (%)	BAR	4	3	-	13	22	3	5
		AR	26	14	-	37	35	23	21
		SAR	33	32	-	14	36	42	37
		SAG	30	35	-	29	7	22	30
		AG	7	5	-	7	-	10	7
Seixos	Litologia (%)	Itabirito	59	41	-	62	31	34	18
		Hematita	26	22	-	27	38	32	2
		Quartzo	6	1	-	3	16	22	80
		Quartzito	3	4	-	-	4	-	-
		Quartzito Ferruginoso	5	-	-	-	9	1	-
		Filito	-	20	-	5	-	7	-
		Xisto	-	-	-	1	2	3	-
		Laterita	-	3	-	-	-	-	-
		Não Identificado	1	9	-	2	-	1	-

* Os seixos dos níveis N3 e N7 não puderam ser analisados, pois são cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro.

** BAR: bem arredondado; AR: arredondado; SAR: subarredondado; SAG: subanguloso; AG: anguloso.

5.3. Análises morfométricas

Os resultados obtidos com os índices morfométricos (RDE, Ig, Is) extraídos do rio Conceição/Santa Bárbara estão apresentados nos gráficos da Figura 26.

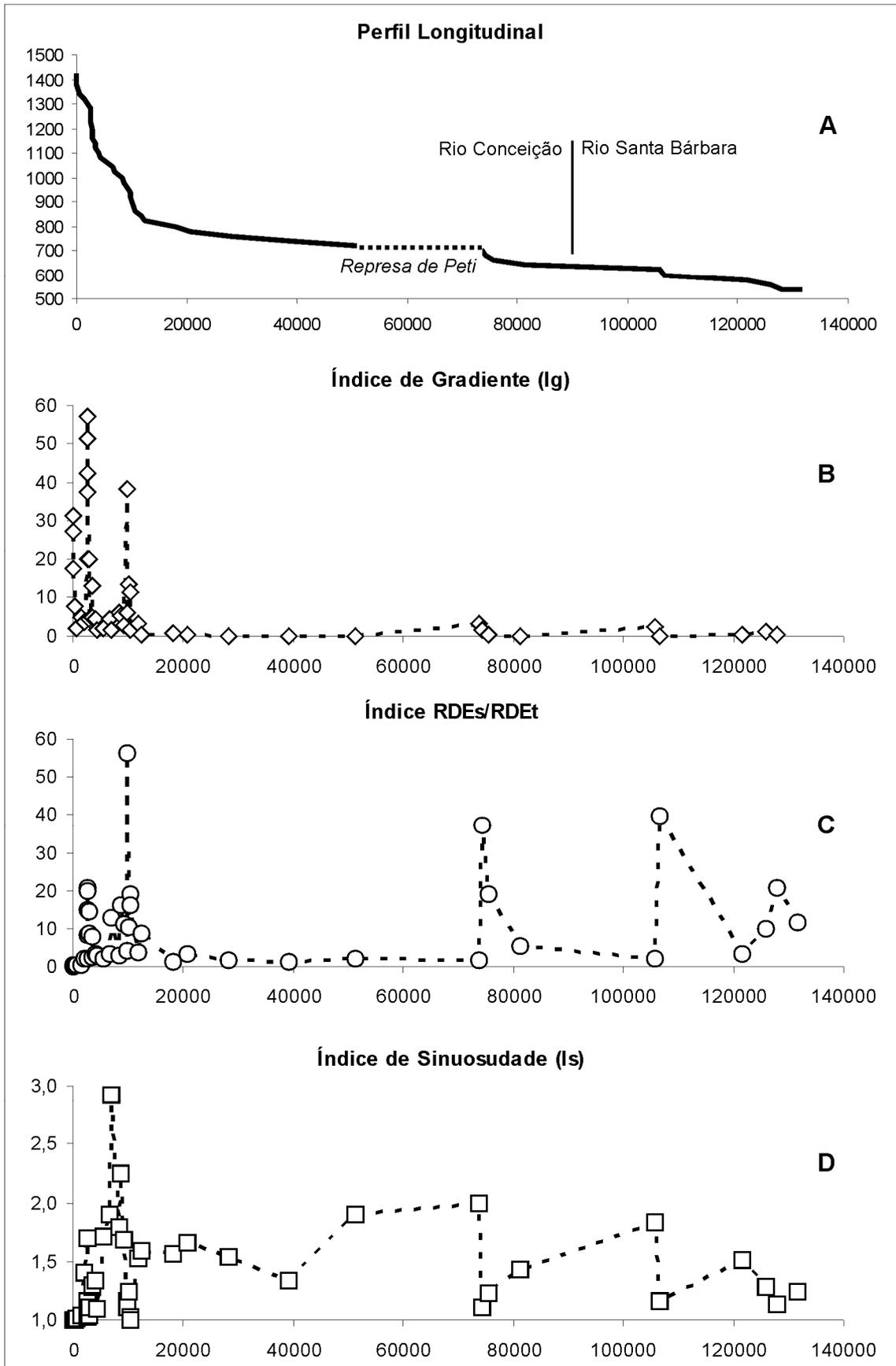


Figura 26: Características morfométricas do rio Conceição/Santa Bárbara – A: perfil longitudinal (m/m); B: Ig (%); C: RDEs/RDEt; D: Is.

A partir da interpretação desses resultados são propostos três compartimentos para o vale do rio Conceição/Santa Bárbara. No segmento de montante (0 a 15 km), o rio corre predominantemente sobre rochas do Grupo Caraça, apresentando valores de gradiente muito elevados (média de 5,3%), freqüentemente acima de 20%. Praticamente todo esse segmento apresenta anomalias de primeira e segunda ordem nos valores de RDEs/RDEt. Os valores do Índice de Sinuosidade variam de muito baixos (segmentos muito encaixados, em parte, associados a fortes anomalias de RDE de primeira ordem) a muito elevados. Os valores mais elevados de Is, no entanto, não significam meandramento, e sim mudanças bruscas de direção, onde o rio segue descontinuidades no substrato rochoso, sobretudo falhas de empurrão com vergência para W. O final desse segmento ocorre na zona de contato entre as rochas do Grupo Caraça com as rochas do Grupo Nova Lima, onde o rio desce 100 m de altitude em menos de 1,5 km.

O segmento intermediário (15 a 40 km), corresponde ao trecho em que o rio está encaixado no anticlinal escavado, sendo predominantes as rochas do Grupo Nova Lima. Aqui, o rio apresenta pequenos valores de gradiente, freqüentemente abaixo de 1%, e valores de Is geralmente acima de 1,5. Nesse trecho não são observadas anomalias de primeira ordem e, mesmo as de segunda ordem são, em geral, de baixo valor. Esse segmento corresponderia à unidade de relevo denominada por Medina *et al.* (2005) como Vale Anticlinal do Rio Conceição, conforme apresentado no capítulo 3.2.

No segmento de jusante (40 a 130 km), o substrato é composto por rochas do Grupo Nova Lima, mais a montante, e do Embasamento Cristalino, mais a jusante. O Ig nesse segmento também é pequeno (média de 0,97%). No entanto, alguns valores elevados de gradiente e de RDEs/RDEt estão associados a dois *knickpoints*: (i) o mais a montante se dá no contato entre o Grupo Nova Lima e o Embasamento (granitos), onde está instalada a barragem da represa de Peti; (ii) já o segundo não se localiza em zona de contato litológico, nem se associa a falhas mapeadas. Nesse segmento os valores de Is são menores, estando geralmente abaixo de 1,4. Esse segmento corresponderia à unidade de relevo denominada por Medina *et al.* (2005) de Depressão Marginal do Rio Piracicaba, conforme apresentado no capítulo 3.2.

A investigação dos níveis e seqüências deposicionais aluviais, exposta anteriormente, se concentrou nos dois últimos segmentos. Isso porque no segmento de montante os acessos são muito restritos, além de que os depósitos são dificilmente preservados, em razão da elevada energia dos processos erosivos nesse trecho. No entanto, alguns trechos nos segmentos de jusante também não puderam ser investigados, em razão da preservação de grandes corredores de mata.

Os resultados dos cálculos dos parâmetros morfométricos das bacias de terceira ordem estão dispostos na Tabela 7 e serão discutidos comparativamente entre si. Dentre as sub-bacias de terceira ordem, a que se desenvolve sobre rochas do Grupo Itabira (itabiritos e itabiritos dolomíticos) apresenta a maior Dd, sendo seu valor 23% maior que a bacia de menor Dd – Grupo Sabará (Clorita-xistos, grauvacas, metatufos, conglomerados, etc.).

Tabela 7: Resultados dos parâmetros morfométricos extraídos das bacias de terceira ordem por grupo litoestratigráfico.

	Caraça	Itabira	Maquiné	Nova Lima	Piracicaba	Sabará
Dd (km/km ²)	3,76	4,83	4,38	3,75	4,03	3,72
Dm (%)	44,9	37,7	34,4	40,4	33,4	30,2
Ig (%)	14,29	13,31	10,86	8,17	8,38	8,19
Ir	2632	2125,2	2715,6	2025	2095,6	1785,6
Is	1,49	1,14	1,32	1,16	1,65	1,14

Os demais parâmetros analisados estão mais diretamente ligados à energia disponível para os processos geomorfológicos nas vertentes e nos canais fluviais. Dividindo as sub-bacias em dois grupos, em termos gerais, verifica-se que as de maior energia são as dos grupos Caraça, Nova Lima e Itabira, com Dm entre 37 e 45%; e as de menor energia estão nos grupos Maquiné, Piracicaba e Sabará, com Dm entre 30 e 35%.

É de se esperar que bacias de elevada declividade média apresentem um índice de rugosidade também elevado, pois vertentes íngremes tendem a ser curtas, o que se reflete em uma elevada transmissividade hidráulica, ou seja, os fluxos de vertente se convertem mais facilmente em fluxos fluviais. As bacias dos grupos Itabira e Sabará seguem essa relação, apresentando o terceiro e sexto maior valor, respectivamente. As bacias que mais variam nesse sentido são as dos grupos Maquiné (maior Ir e quarta maior Dm) e Nova Lima (quinto maior Ir e segunda maior Dm).

Os valores do Índice de Gradiente para o canal principal das sub-bacias também não acompanham diretamente a Dm das mesmas. Enquanto a bacia do Grupo Caraça apresenta o maior valor de Ig (142,89 m/km), assim como a maior Dm, a bacia do Grupo Nova Lima tem o menor Ig encontrado (8,17%), apesar de apresentar a segunda maior Dm.

O canal principal das bacias dos grupos Itabira, Nova Lima e Piracicaba apresentaram valores muito próximos de Is, sendo os mais baixos. Ao contrário do que se esperava, o Is dos canais não está intimamente relacionado ao gradiente dos mesmos, exceto na bacia do Grupo Itabira, que apresenta o menor valor de Is e o segundo maior gradiente.

Ao observar o MDE das bacias notam-se morfologias muito diversificadas, apesar da maior parte delas se localizar em um contexto de cabeceiras de drenagem (Figura 27). A bacia do Grupo Caraça apresenta rupturas mais abruptas no relevo, controladas por um intrincado arranjo de falhas. As bacias dos grupos Itabira e Nova Lima também apresentam um relevo mais dissecado, contrastando nitidamente com as bacias dos Grupos Maquiné e Sabará, de vales bem mais amplos e gradientes suaves para as vertentes. Para estas duas bacias, a morfologia observada está relativamente de acordo com a Dm mais baixa, porém contradiz o Ir no caso da bacia do Grupo Maquiné. Isso reforça que o Ir nesta bacia é controlado mais por sua amplitude altimétrica, o que pode estar ligado a uma movimentação recente das áreas de topo (ou à preservação da última movimentação), controladas por uma falha de empurrão (Falha do Caraça), que marca o contato litológico entre os grupos Caraça e Maquiné.

Os resultados dos índices geomorfológicos das bacias de quinta ordem estão expostos na Tabela 8. Para correlacionar os resultados com o quadro litoestratigráfico, foi calculado também o percentual de área das bacias referente a cada grupo litoestratigráfico selecionado (Tabela 9).

A bacia do Rio Conceição se destaca nos parâmetros mais ligados ao potencial erosivo do canal principal (Is, Ig), enquanto a bacia do Ribeirão Caraça é a que se destaca nos parâmetros relacionados à bacia como um todo (Dm, Ir). O Is relativamente elevado do Ribeirão do Caraça, no entanto, é uma resposta às freqüentes mudanças de direção do canal, controladas pelos falhamentos na bacia. A bacia do Rio Barão de Cocais, por sua vez, apresenta sempre os menores valores, destacando-se apenas com uma maior Dd.

A bacia do Ribeirão do Caraça é dominada por rochas do Grupo Caraça. Assim como a bacia de terceira ordem instalada apenas em rochas deste grupo, a bacia do Ribeirão do Caraça apresenta valores elevados de Dm, Ir e Ig. Já a bacia de quinta ordem do Rio Conceição apresenta domínio das rochas do Grupo Maquiné, com destaque também para áreas sobre o Grupo Caraça. Esses grupos contêm rochas resistentes como quartzitos e formações ferríferas que preservam os topos em patamares elevados, o que pode explicar os indicativos de elevada energia (Is e Ig) para o Rio Conceição. Fabri *et al.* (2008), ao classificarem trechos de poços e corredeiras na bacia do Conceição como um todo, afirmam que os trechos encachoeirados situam-se em afluentes localizados nas áreas próximas ao contato entre os quartzitos e itabiritos, muito resistentes à erosão, com xistos e filitos, pouco resistentes.

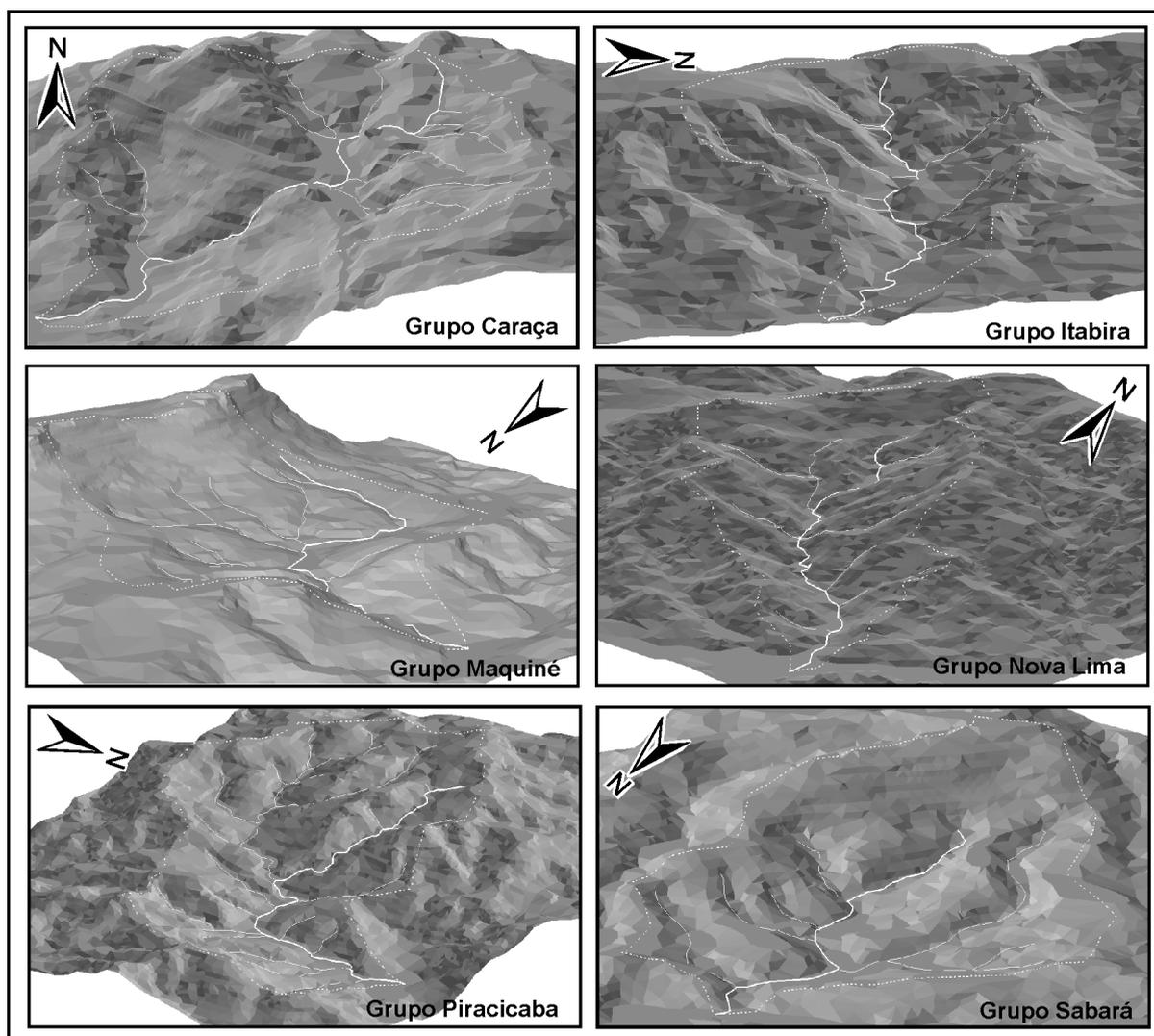


Figura 27: MDE das bacias de terceira ordem.

Tabela 8: Resultados dos parâmetros morfométricos extraídos das bacias de quinta ordem.

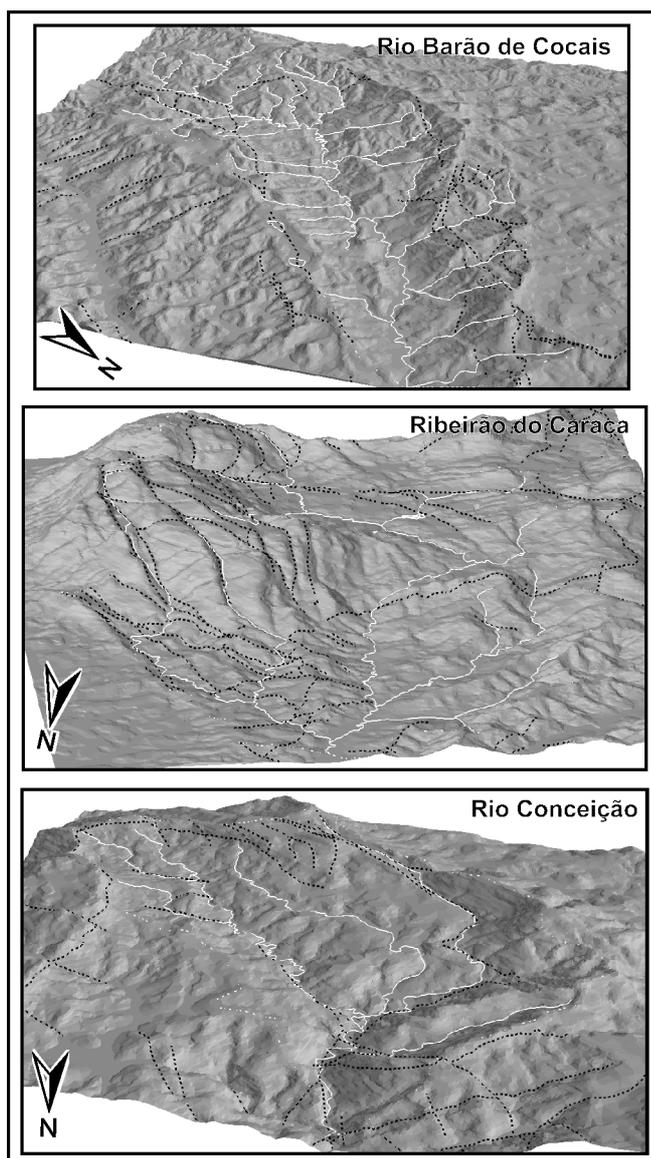
BACIA	Dd (km/km ²)	Dm (%)	Ig (%)	Ir	Is
Ribeirão do Caraça	3,18	35,88	5,06	4265,29	1,65
Rio Barão de Cocais	3,42	29,40	2,24	3013,06	1,66
Rio Conceição	3,18	33,99	5,63	3374,08	1,49

A análise dos MDE's das bacias de quinta ordem (Figura 28) reforça o controle litoestrutural sobre a drenagem, sendo o Ribeirão do Caraça o mais anômalo. Nesta bacia se observam três patamares bem marcados: o mais rebaixado na área de rochas do Grupo Nova Lima, um intermediário no Grupo Maquiné e o mais elevado sobre rochas do Grupo Caraça. Já a bacia do Rio Barão de Cocais se encontra topograficamente mais elevada que as áreas vizinhas, ilustrando a seqüência típica no Quadrilátero Ferrífero de sinclinais relativamente suspensas e anticlinais escavados.

Tabela 9: Área relativa a cada grupo geológico para as bacias de quinta ordem.

BACIA	DC	CM	SB	PC	IT	CR	MQ	NL	QO	EC
Ribeirão do Caraça	6,4	-	-	-	0,05	56,6	5,6	21,2	10,6	-
Rio Barão de Cocais	11,4	1,5	23,6	19,1	32,1	0,9	-	7,8	-	3,6
Rio Conceição	6,3	-	-	-	8,4	26,7	52,3	6,3	-	-

DC: Depósitos Cenozóicos e Diques; CM: Conselheiro Mata; SB: Sabará; PC: Piracicaba; IT: Itabira; CR: Caraça; MQ: Maquine; NL: Nova Lima; QO: Quebra Osso; EC: Embasamento Cristalino.

**Figura 28:** MDE das bacias de quinta ordem (pontilhado em preto = falhas).

6. ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1. As seqüências deposicionais

Ao se analisar os resultados da descrição dos seixos dos níveis deposicionais identificados (Tabela 6), chama a atenção a predominância, à exceção do N8, de seixos de itabirito e hematita, os quais podem somar mais que 80% do total amostrado. Provavelmente parte desse material provém de um tipo particular de formação ferrífera bandada pobre em sílica (< 5%) que ocorre no Quadrilátero Ferrífero, conhecido como hematita compacta (*hard hematite*; DORR, 1965).

Esses resultados estão de acordo com os resultados dos parâmetros morfométricos por grupo litológico (Tabela 7), pois se percebe que a bacia do Grupo Itabira apresenta sempre valores extremados para os parâmetros avaliados: maior Dd, menor Is, segundo maior Ig, terceiros maiores Ir e Dm. Dessa forma, comparativamente, a bacia instalada no Grupo Itabira apresenta um maior potencial erosivo e maior capacidade e competência em seus canais.

A elevada erodibilidade dos itabiritos parece estar ligada à evolução do relevo a partir da erosão diferencial. Com a mensuração da produção do isótopo cosmogênio ^{10}Be na bacia do alto Rio das Velhas, Salgado *et al.* (2007) mostram que as terras altas da bacia – sustentadas por quartzitos, itabiritos e cangas cenozóicas – são extremamente resistentes ao rebaixamento vertical do relevo, apresentando taxas de erosão entre 1,71 e 2,58 m Ma⁻¹. No entanto, essas litologias apresentam certa fragilidade ao processo de retração lateral das escarpas, apresentando taxas de erosão entre 12,71 e 14,60 m Ma⁻¹. Esta fragilidade estaria associada à erosão dos litotipos mais frágeis – xistos-filitos e granitos-gnaisses – que geralmente constituem a base das escarpas (SALGADO *et al.*, 2007).

Na área estudada esse processo teria destaque nas escarpas do sinclinal Gandarela voltadas para o vale do Rio Conceição, um anticlinal erodido, uma vez que as escarpas do maciço do Caraça voltadas para o mesmo vale possuem maior homogeneidade litológica. Vale destacar que o elevado potencial erosivo das bacias que se encontram no interior do anticlinal escavado em relação àquele das bacias que drenam o interior do Sinclinal Gandarela teria levado à captura do Ribeirão Preto (antigo afluente do Rio Barão de Cocais). Para Medina *et al.* (2005), a captura do Ribeirão Preto pelo Rio Conceição se deu através da abertura de duas gargantas epigênicas que truncaram as cristas de itabirito da aba leste do Sinclinal Gandarela e seria responsável pelo avançado estágio de entalhamento da Depressão

Suspensa do Sinclinal Gandarela. Segundo Fabri *et al.* (2008), o encaixamento do Ribeirão Preto (ou Rio Gandarela) ao longo de uma antiga falha de empurrão teria levado à abertura dessas gargantas, o que também teria sido facilitado pelo afloramento dos frágeis dolomitos da Formação Gandarela (Grupo Itabira).

Em contraste com os demais níveis, a dominância de seixos de quartzo no N8 (Tabela 6) parece indicar que o testemunho analisado (Figura 20 A) seria referente a uma área de confluência entre os rios Caraça e Conceição, sendo provenientes deste os seixos de itabirito e hematita (20%) e daquele os seixos de quartzo (80%). Apesar de a litologia dominante na bacia do Ribeirão do Caraça ser de quartzitos, estes provavelmente não suportaram o transporte, se desintegrando na fração areia.

Observa-se também que o montante de seixos angulosos somado ao de subangulosos nas diferentes seqüências deposicionais nunca é maior que 40% do total (Tabela 6). Acredita-se que, como o Rio Conceição se encontra num domínio serrano, houve sempre energia suficiente para o transporte dos seixos, promovendo o contínuo desgaste dos mesmos, independente de variações no clima. O eficiente arredondamento dos clastos também pode estar ligado à dominância de seixos de itabirito e hematita. Magalhães Júnior e Saadi (1994) verificaram que num trecho de aproximadamente 50 km do Rio das Velhas a petrografia dos seixos do nível de Terraço Intermediário que era de 49% de itabirito a montante passou para apenas 6% a jusante, evidenciando um intenso desgaste erosivo desse material dentro do trecho estudado.

Na análise da Tabela 6 também chama a atenção o tamanho médio e o tamanho máximo dos seixos do N2, muito superiores aos valores encontrados nos demais níveis. Segundo Miall (2006), a literatura tradicional estabelece que um rejuvenescimento tectônico é necessário para gerar e transportar detritos grosseiros em grande quantidade. No entanto, o autor considera que ainda não é clara a organização no tempo dos vários processos em relação à velocidade de resposta da deposição a um soerguimento ou subsidência. A dominância de seixos subarredondados a subangulosos (Tabela 6) pode reforçar a idéia de um aporte rápido de seixos, pois estes não teriam tido tempo para um maior desgaste e arredondamento. Entretanto, essa relação com o grau de arredondamento pode ser determinada simplesmente pela distância da área fonte, uma vez que este foi o ponto mais a montante dentre os amostrados. Destaca-se ainda que, na fácies de finos, dominam as frações silte e areia (Tabela 6), o que pode revelar uma imaturidade dos solos quando da formação do N2, favorecendo o fornecimento de material detrítico.

Vale observar que, como referido no Capítulo 2.1.4, a literatura aponta que a incisão vertical de um curso d'água pode ser retardada por um aumento na carga sedimentar detrítica (PAZZAGLIA, 2010). No Rio Conceição o encaixamento é freado pelos sedimentos de dois níveis deposicionais: N2 e N3 (Figura 29). No caso do primeiro, os seixos são, em média, maiores que os transportáveis pela competência atual do fluxo, sendo provavelmente transportados apenas em eventos de grandes inundações. Já no caso do N3, sua fácies basal é cimentada por óxidos-hidróxidos de ferro, formando uma couraça resistente à erosão fluvial. Embora conceitualmente esses fenômenos não possam ser tratados por encouraçamento (*bed armouring*), o princípio seria o mesmo. Impedido de incidir verticalmente, o rio tende a erodir lateralmente seus depósitos, expondo ainda mais o material detrítico que pavimenta a calha (Figura 29 B).

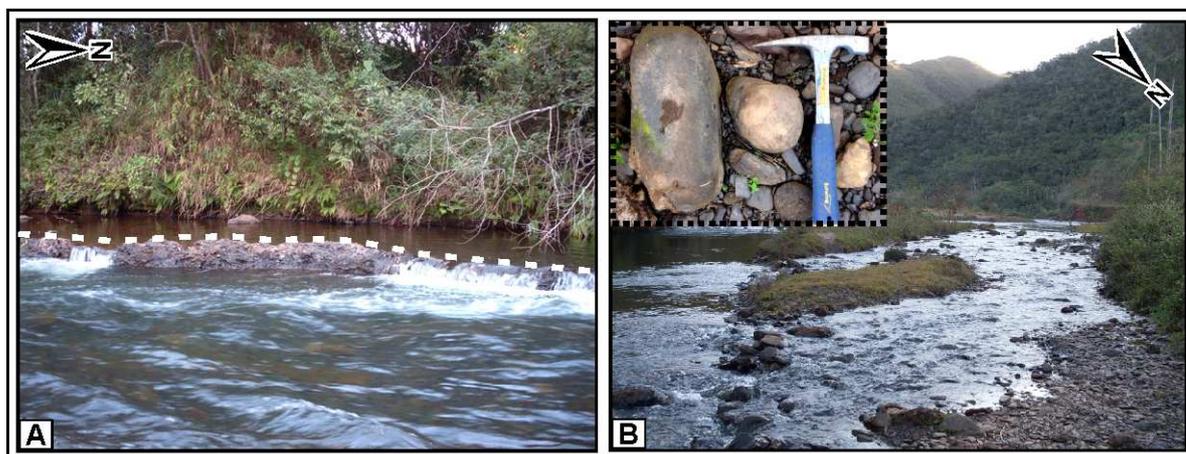


Figura 29: Características do leito do Rio Conceição – A: seixos cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro do N3 aflorando no leito e formando um pequeno desnível; B: rio desmontando a fácies superior do N2, expondo grandes seixos no leito.

Quanto à seqüência deposicional mais recente, marcada pelo domínio da fração areia (Tabela 6), acredita-se que ela esteja ligada a impactos da ocupação antrópica na área, a qual remonta ao século XVIII. Desde essa época já se tem relatos de impactos da extração de ouro na região, a qual se concentrou no leito do rio e nos baixos terraços, inicialmente. O revolvimento dos depósitos aluviais provocou um aumento no aporte sedimentar aos rios, provocando o assoreamento de canais fluviais (MARTINS, 1994). Além disso, há evidências de desvios e barramentos em córregos da bacia, também comprometendo a dinâmica hidrossedimentológica dos canais (HENRIQUES, 2008). Os passivos da atividade mineradora recente (minério de ferro) e da silvicultura de eucalipto também devem ser considerados, uma vez que interferem diretamente nas áreas de nascentes e de recarga de aquíferos. Alterações

na concentração de alguns elementos geoquímicos em água e sedimentos do Rio Conceição também foram relacionadas por Parra (2006) à atividade mineradora, como no caso do zinco, do cobre e do arsênio.

Medina *et al.* (2005) destacam que os danos da histórica alteração antrópica da paisagem regional nos últimos séculos podem ter se agravado em razão das próprias características climáticas regionais, uma vez que predomina o clima subtropical moderado úmido. A forte sazonalidade das precipitações constitui um elemento que favoreceu a morfogênese, devido às fortes enxurradas sobre vertentes íngremes e, muitas vezes, desnudas. Ainda segundo aqueles autores, nos locais do vale do rio Conceição onde a mata original foi removida, ocorrem processos de erosão acelerada, sobretudo erosão laminar e rasos deslizamentos translacionais. Essa fragilidade decorre do fato de que o vale do Rio Conceição apresenta vertentes de declividade acentuada sobre solos pouco espessos e de baixa permeabilidade, sustentados por rochas foliadas de baixa resistência ao intemperismo químico (xistos e filitos).

6.2. As datações por Luminescência Ópticamente Estimulada

Acredita-se que o segundo resultado da amostra 5 (N4b) seja o mais confiável dentre todas as idades obtidas, ainda que da primeira para a segunda análise dos sedimentos a idade obtida tenha sido reduzida para menos da metade (Tabelas 4 e 5). Isso porque o material amostrado era composto praticamente apenas por grãos de quartzo, mineral no qual se baseia o método da LOE, além de ainda apresentar estruturas deposicionais preservadas, evidenciando um alto grau de preservação do depósito como um todo (Figura 22 A). Destaca-se ainda que a idade obtida para a amostra 5 é a que apresenta proporcionalmente o menor desvio padrão. A idade obtida para a amostra 6 (N5) também seria referência, pois foi obtida em uma lente mais arenosa em meio aos seixos de uma seqüência também bem preservada.

Tomando a idade de N4b como referência, a taxa de encaixamento aproximada entre o N8 e o N4 seria de $1,28 \text{ mm a}^{-1}$ (ou 1286 m Ma^{-1} ; 49 m em 38.100 anos). A idade obtida para o N6 seria inconsistente, pois é menor que a obtida para o N4b. Entre o N5 e o N4 a taxa de encaixamento aproximada seria de $0,14 \text{ mm a}^{-1}$ (ou 146 m Ma^{-1} ; 10 m em 68.300 anos). Considerando a base do N3 na lâmina d'água atual, a taxa de encaixamento entre os níveis N4 e N3 seria de $0,28 \text{ mm a}^{-1}$ (ou 289 m Ma^{-1} ; 7 m em 24.200 anos), o que representa um valor mínimo.

Bridgland e Westaway (2008) analisaram terraços escalonados em várias regiões do globo e encontraram taxas de encaixamento entre $0,03$ e $0,2 \text{ mm a}^{-1}$ para regiões exteriores

a crátons arqueanos. Na região boliviana dos Andes (bacia do alto Rio Beni), Safran *et al.* (2005) fizeram 48 estimativas de taxas de erosão, a partir da mensuração do isótopo cosmogênico ^{10}Be em alúvio. As taxas encontradas estão entre 0,04 e 1,35 mm a^{-1} , com valores médios e modais de $0,42 \pm 0,29$ e $0,2-0,4$ mm a^{-1} , respectivamente. Segundo os autores, a tectônica parece exercer o controle mais significativo sobre o padrão espacial das taxas de erosão, sendo a litologia um controle secundário. As taxas de curto prazo nos Andes são de uma ordem de magnitude menor que as taxas nas cabeceiras do rio Ganges, no alto Himalaia, e de uma ordem de magnitude maior que as taxas típicas dos Alpes europeus (SAFRAN *et al.*, 2005). No Brasil, os trabalhos que apresentam resultados de datações de depósitos aluviais (ex: SALLUN e SUGUIO, 2007; TATUMI *et al.*, 2003; TATUMI *et al.*, 2006) não tratam de taxas de encaixamento, nem fornecem dados suficientes para que se possa fazer tal estimativa.

Estabelecendo-se esses valores como base de comparação, considera-se que a idade obtida para o N8 do Rio Conceição estaria subestimada, pois fornece uma taxa de encaixamento muito elevada. Além disso, a idade é menor do que a obtida para o N5. Por outro lado, a elevada taxa obtida a partir da idade do N3 indicaria que esta foi superestimada. A taxa obtida entre os níveis N4b e N5 também parecem elevadas, no entanto, é preciso considerar os erros intrínsecos às estimativas feitas, como a definição visual e/ou por software dos desníveis e a falta das idades do topo das seqüências deposicionais, já perdido pela erosão.

Três hipóteses podem ser levantadas para as distorções nos resultados das datações de alguns níveis: (i) a abundância de ferro na área; (ii) a alteração pedogenética dos depósitos; (iii) a pequena quantidade de quartzo em algumas amostras. Como apontado pela literatura e pelo próprio laboratório, a presença de minerais acessórios (óxidos de ferro, titânio e zircônio), bem como de inclusões em grãos de quartzo, principalmente com concentração de U e Th, podem fornecer idades superestimadas (SALLUN *et al.*, 2007). Esse parece ter sido o caso das amostras N3, N4b e N5, que foram analisadas uma segunda vez a partir de nova limpeza do material, proporcionando idades mais pertinentes, tendo em vista o contexto dos depósitos no vale e as idades apresentadas para os demais níveis.

Já as amostras N4a, N8 e N6 tiveram suas idades subestimadas, o que pode estar ligado à pedogênese. Esta pode alterar completamente o comportamento e as características dos sedimentos, além de promover a mistura do material. A alteração pedogenética dos depósitos aluviais pode ser indicada pelo resultado da análise de argila dispersa em água (ADA) da fácies de finos das seqüências deposicionais (Tabela 6). O valor obtido para os

sedimentos do N3 é muito elevado em relação aos demais. Acredita-se que nos níveis mais antigos o material mais facilmente erodível já foi lavado do perfil e o que resta estaria estabilizado em razão da atuação dos processos pedogenéticos (formação de agregados, por exemplo). No caso do N1 e do N2, por outro lado, os baixos valores de ADA podem estar ligados à maior presença de matéria orgânica, que estabilizaria o material. A amostra do N3 foi a única que pôde ser coletada bem abaixo de 1 m de profundidade, evitando-se material pedogeneizado, pois no caso dos níveis mais antigos a espessura total da fácies de material coletável para datação, quando presente, não passa de 1 m. Além disso, há a possibilidade de que o material que recobre os seixos nos níveis aluviais mais antigos seja de origem coluvial.

Por sua vez, as idades dos níveis N2, N6 e N8 podem ter sido subestimadas pela quantidade relativamente pequena de grãos de quartzo nas amostras, uma vez que a fração arenosa nesses depósitos está em torno apenas de um terço do total (Tabela 6). No caso dos sedimentos do N1, apesar da abundância de areia, o insucesso na datação era, de certo modo, esperado. Isso porque, como apontam Jain *et al.* (2004), sedimentos muito recentes (menos de mil anos de idade) são muito afetados pelo *partial bleaching*, inviabilizando o uso do método MAR para datação por LOE.

6.3. Prováveis condicionantes tectônicos e climáticos

Vários indícios de condicionamento tectônico na evolução do vale do Rio Conceição foram constatados. Dentre eles, destaca-se o conjunto de anomalias verificado no médio curso do rio, na zona de confluência com os rios Barão de Cocais e Caraça. Nesse trecho, o Rio Conceição, que tem orientação geral SW-NE, muda bruscamente de direção repetidas vezes (Figura 30). Na mesma área, o Rio Barão de Cocais também muda bruscamente de direção antes de sua confluência com o Rio Conceição. Vale destacar que na projeção da continuação do Rio Barão de Cocais antes de tal mudança de direção é verificado um amplo vale que, no entanto, não possui nenhum canal de drenagem expressivo, sugerindo que este vale teria sido esculpido por aquele rio e posteriormente abandonado. Neste “vale abandonado” não foram encontrados registros sedimentares aluviais, apenas um expressivo depósito de colúvio que contém alguns seixos de origem provavelmente aluvial, cimentado por óxidos-hidróxidos de ferro, próximo à entrada da cidade de Barão de Cocais (UTM 23S, 7796434 N; 660614 E).

Ainda no médio curso, em dois pontos foram encontrados perfis aluviais que sugerem a atividade de armadilhas tectônicas/estruturais ao longo do vale do Rio Conceição. Estas armadilhas de sedimentos podem estar relacionadas a fases distensivas descritas por

Lipski (2002) e Sant'Ana *et al.* (1997), responsáveis por falhamentos em coberturas lateríticas na bacia de Fonseca. No vale do Rio Conceição, a primeira (Figura 30 A) ocorreria na zona de confluência com o Ribeirão do Caraça. Nesta área foi observado um perfil que apresenta uma sucessão agradacional de sedimentos finos e grosseiros, evidenciando um contínuo empilhamento das seqüências deposicionais, como em uma área que sofre subsidência local ou efeitos de um soerguimento a jusante (represamento da drenagem e entulhamento). As características e o contexto desse perfil permitem inferir que ele é correlativo ao N3.

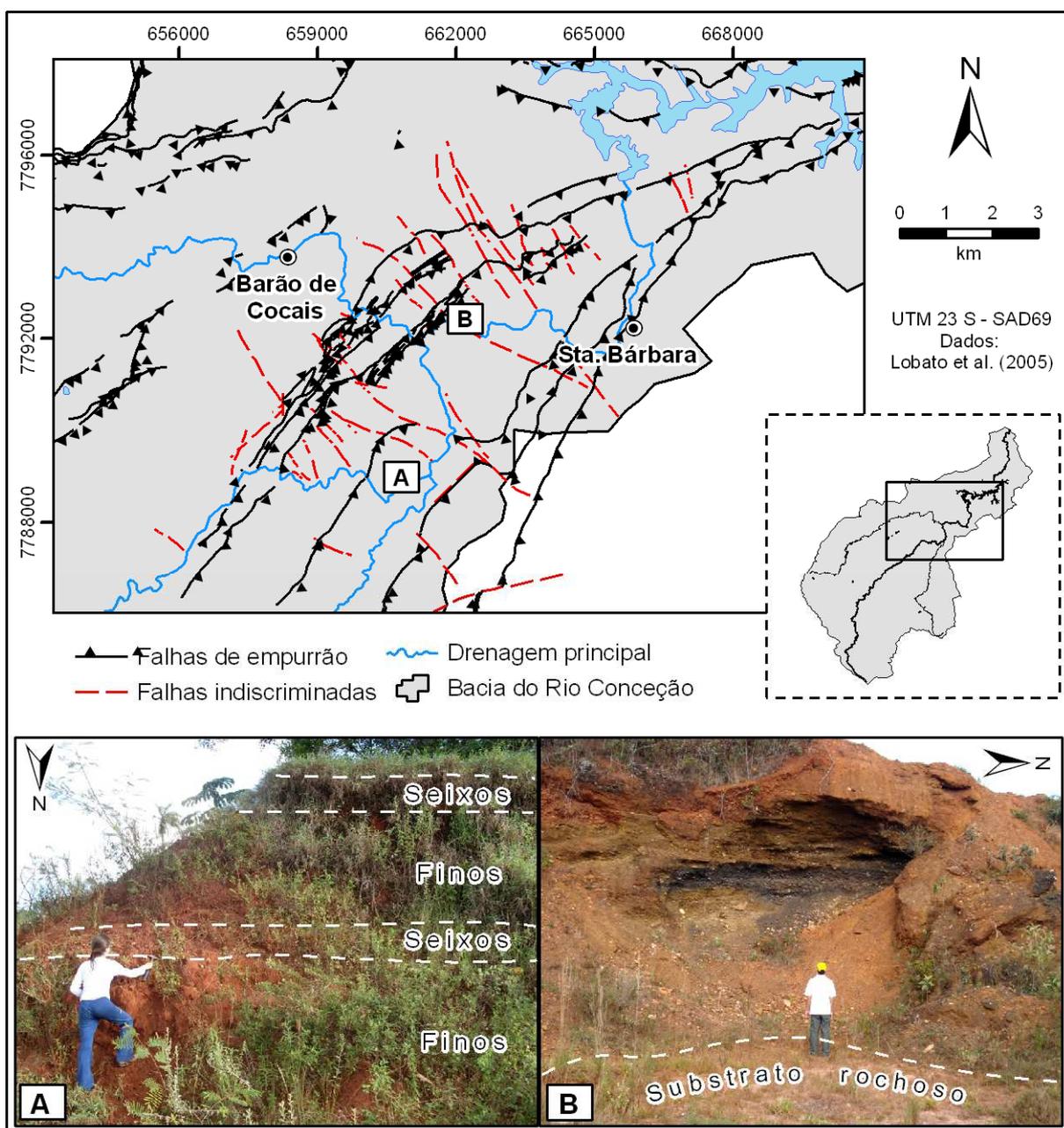


Figura 30: Mudanças bruscas de direção dos rios e prováveis armadilhas de sedimentos no médio vale do Rio Conceição.

A segunda armadilha tectônica/estrutural no vale do Rio Conceição ocorreria a jusante da confluência deste com o Rio Barão de Cocais (Figura 30 B). Nesta área pôde ser observado um perfil com expressiva acumulação de seixos, podendo ultrapassar os 12 m de espessura, uma acumulação anômala em relação a todos os demais perfis visualizados. Em razão de suas características sedimentares e de seu desnível vertical, este depósito é associado ao N5. Nesse perfil foram observadas estruturas acanaladas e estratificações cruzadas, o que não ocorre na fácies de seixos de nenhum outro perfil. É curioso o fato de que, ao menos em sua porção basal, nesse perfil ocorre uma sucessão de camadas de seixos quase que exclusivamente de itabirito e hematita alternadas com camadas nas quais grande quantidade de seixos de quartzo é observada. Essa composição diferenciada se reflete na cor das camadas, sendo aquelas dominadas por itabirito e hematita marcadamente mais escuras. Ainda nesse perfil também se verificou que nem toda a seqüência é cimentada por óxidos-hidróxidos de ferro, podendo ser observados graus de coesão diferentes ao longo do perfil.

Mais a jusante, no mapeamento geológico da área próxima a São Gonçalo do Rio Abaixo, CPRM (2005) indica falhas ou zonas de cisalhamento compressionais com bloco alto a ESE ou SE. Nessa mesma área, o Rio Conceição/Santa Bárbara faz uma inflexão para a direção oposta ao bloco elevado, que estaria à margem direita. Nesse trecho, só foram observados depósitos fluviais desenvolvidos exatamente nesta margem, o que, no conjunto, parece reforçar o basculamento na área proposto pelo mapeamento morfoneotectônico da bacia do Rio Doce realizado por Souza (1995), porém em escala mais ampla, envolvendo boa parte da bacia do Rio Piracicaba (Figura 11).

Por fim, duas possíveis interpretações genéticas podem ser levantadas para os depósitos provavelmente anteriores ao Quaternário observados próximo à confluência do Rio Conceição com o Rio Barão de Cocais (Figuras 18 e 20): (i) eles estariam relacionados aos 14 depósitos sedimentares analisados por Lipski (2002) na área do Quadrilátero Ferrífero, incluindo as conhecidas bacias de Fonseca, Gandarela e Gongo Soco – a análise desses depósitos permitiu àquele autor identificar quatro eventos tectônicos do Eo-Oligoceno ao Quaternário, envolvendo fases compressivas e distensivas; (ii) reativações de falhas teriam provocado a geração de leques aluviais e o barramento da drenagem, propiciando a deposição de sedimentos, conforme identificado por Marques (1997) e Moreira (1997) nas seqüências sedimentares mais antigas do alto-médio Rio Paraopeba.

Todo esse conjunto de fatos geológicos e geomorfológicos sugere uma significativa atuação da neotectônica na área, a qual tanto se aproveitaria de estruturas herdadas dos eventos geotectônicos do Pré-Cambriano como seria responsável pela formação

de novas estruturas. A literatura apresenta vários indícios e evidências de movimentação tectônica cenozóica no Quadrilátero Ferrífero (BACELLAR *et al.*, 2005; CAMPOS, 2006; LANA e CASTRO, 2010; MAGALHÃES JÚNIOR e SAADI, 1994; MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2011a; MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2011b; MARQUES, 1997; MOREIRA, 1997; LIPSKI, 2002; SAADI, 1991; 1993; SANT'ANNA *et al.*, 1997; RAPOSO *et al.*, 2008; VARAJÃO *et al.*, 2009) e na bacia do Rio Doce (MELLO, 1997; SAADI, 1991; 1993; SAADI *et al.*, 2005; SARGES, 2002; SOUZA, 1995; SUGUIO e KOHLER, 1992), conforme apresentado no capítulo 3.1 desta dissertação.

Grandes falhas, zonas de cisalhamento, sistemas de juntas e fraturas, diferentes tipos de foliações, eixos de dobramentos, limites cratônicos, entre outras estruturas, têm um papel fundamental na atividade neotectônica da Plataforma Brasileira (HASUI, 1990; RICCOMINI *et al.*, 1989; SAADI, 1993; SAADI *et al.*, 2005). Essas feições estruturais vêm exercendo controle sobre o intemperismo e o desenvolvimento da rede de drenagem, além de se constituírem feições preferenciais para o alívio das tensões intraplaca e conseqüentes manifestações da atividade neotectônica. No Rio Conceição, as maiores anomalias de RDE estão, sobretudo no alto curso, intimamente ligadas às estruturas herdadas.

Além de todos os indícios apontados, a principal evidência de uma influência tectônica positiva na evolução do vale do Rio Conceição vem do escalonamento dos níveis deposicionais. Fazendo referência a diversos trabalhos, Bridgland e Westaway (2008) afirmam que hoje já haveria um consenso de que níveis fluviais escalonados são respostas e, logo, registros, de soerguimentos regionais. Em diversos trabalhos sobre a evolução de vales fluviais no Quadrilátero Ferrífero o escalonamento de níveis deposicionais vem sendo tratado como resposta a um contínuo soerguimento crustal do Escudo Brasileiro associado a uma tectônica diferencial de blocos (CHEREM *et al.*, 2008; MAGALHÃES JÚNIOR e SAADI, 1994; MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2011a; MARQUES, 1997; MOREIRA, 1997; RAPOSO *et al.*, 2008; SANTOS *et al.*, 2009).

Vale destacar que, segundo Ussami *et al.*¹² (1999 *apud* RICCOMINI e ASSUMPCÃO, 1999), a região sudeste do Cráton do São Francisco possui a segunda maior anomalia geoidal positiva no Brasil (+ 8 m). Embora relacionadas principalmente com reativações termais associadas com atividade magmática alcalina durante o Cretáceo Superior-Paleógeno, anomalias como esta estão bem correlacionadas com áreas soerguidas de

¹² 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...* Sessão 3, p. 20-23, 1999.

atividade neotectônica e sísmica. O padrão geral ENE alongado da anomalia a SE do Cráton do São Francisco está de acordo com a direção regional atual de máximo estresse horizontal (SHmax; RICCOMINI e ASSUMPÇÃO, 1999).

Após analisarem níveis deposicionais escalonados (*river terrace staircases*) em várias partes do globo, Bridgland e Westaway (2008) propõem que a causa dos soerguimentos regionais que os geram estaria ligada a ciclos climáticos. Segundo esses autores, em geral, níveis fluviais anteriores ao Pleistoceno Médio registram vales muito mais amplos que os atuais, enquanto os níveis formados no último milhão de anos registram acentuada incisão e estreitamento dos vales. Esse padrão vem sendo atribuído a um soerguimento acelerado que teria se iniciado a aproximadamente 900 ka. Nesse sentido,

The closeness in the timing of this change in uplift rates to the so-called ‘Mid-Pleistocene Revolution’, when Milankovitch forcing of climatic cyclicity changed from predominantly 41 kyr, obliquity-driven cycles to 100 kyr eccentricity-driven cycles, is unlikely to be coincidental; instead a coupling between climatic fluctuation and the driving of uplift through lower crustal flow has been invoked, related to increased erosion brought about by the greater severity of the 100 kyr climatic cycles predominant since ~1 Ma (WESTAWAY¹³, 2002). Being linked to crustal loading and unloading by ice sheets, sea-level change and erosion, climatic forcing of uplift can be expected to have intensified in response to the change to 100 kyr cycles (BRIDGLAND e WESTAWAY, 2008, p. 290-291).

Há várias incertezas envolvendo a extrapolação de explicações da formação de níveis deposicionais de regiões temperadas frias para zonas climáticas mais quentes. Bridgland e Westaway (2008) colocam que, entretanto, o continente sul-americano experimentou flutuações climáticas semelhantes às áreas da Europa onde clássicas seqüências de terraços fluviais se formaram, por isso seria tentador sugerir que um mecanismo comparável de formação de terraços, porém ainda não definido, seria ativo por aqui.

No caso do vale do Rio Conceição, o fator que mais favorece essa interpretação é a perfeita alternância entre níveis cujos sedimentos não são cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro (N8, N6, N4 e N2) com níveis cujos sedimentos são cimentados (N7, N5 e N3). A formação desses “conglomerados ferruginosos” parece refletir fenômenos climáticos regionais, uma vez que materiais semelhantes são encontrados em diferentes vales do Quadrilátero Ferrífero, conforme será discutido na seção seguinte.

Se assumirmos as idades obtidas para N4b e N3, ainda que a última possa ser superestimada, teríamos que a formação de ambos os níveis ocorreu no último estágio glacial.

¹³ Westaway, R. Geomorphological consequences of weak lower continental crust, and its significance for studies of uplift, landscape evolution, and the interpretation of river terrace sequences. *Netherlands Journal of Geosciences*, v. 81, p. 283–304, 2002.

Este estágio teria se iniciado a aproximadamente 116 ka e teria se encerrado a 12 ka, com o início do presente estágio interglacial, o Holoceno (LEDRU *et al.*, 2009). No entanto, dentro deste intervalo diversas oscilações climáticas foram registradas.

Os estudos paleoclimáticos que remontam a períodos anteriores a 50 ka no sudeste do Brasil são escassos, estando concentrados no estado de São Paulo. A partir do registro sedimentar de Colônia (23°52' S, 46°42'20" W; 900 m), Ledru *et al.* (2009) observam que ao período entre 120 e 106.4 cal ka AP corresponde uma associação polínica de floresta adaptada a clima frio e úmido com permanente umidade. Entre 105.5 e 98.5 cal ka AP esses autores observam aumento na frequência de polens arbóreos e maior diversidade de espécies, porém redução de polens de espécies herbáceo-arbustivas. Cruz Júnior¹⁴ (2003 *apud* LEDRU *et al.*, 2005) e Ledru *et al.* (2005) também observam picos de frequência de polens arbóreos em Colônia e Santana (24°31' S, 48°43' W) a ~105 ka e ~85 ka, respectivamente, o que representaria um regime pluviométrico mais uniforme, com estação seca reduzida ou ausência da mesma. Assumindo que esses eventos possam, ao menos, indicar tendências do clima regional, pode-se dizer que a formação e abandono do N4 (101,2 ± 9 ka) teriam ocorrido sob um regime climático mais úmido e mais frio que o atual.

Por outro lado, segundo Ledru *et al.* (2009), entre 89 e 56,5 cal ka AP ocorre uma degradação da floresta pluvial dominante. A associação polínica sugere uma vegetação aberta com algumas árvores ou arbustos, incluindo *Araucária*. Esse cenário é semelhante ao apresentado por Ledru *et al.* (1996) entre ~50 e 40 ka AP e por Behling e Lichte (1997) entre ~50 e 27 ka AP. Esses autores encontraram indícios de um clima mais seco e mais frio que o atual, o qual seria responsável pela dominância de vegetação de campos, porém com a ocorrência de alguma mata galeria com a presença de *Araucaria*. Com base na atual distribuição das populações de campos e *Araucaria*, Behling e Lichte (1997) propõem para esse período temperaturas entre 5 e 7° C mais baixas que as atuais na região de Catas Altas, vizinha à bacia do Rio Conceição. Em acordo com esses autores, a partir da análise de um testemunho sedimentar poucos quilômetros distante, Gomes *et al.* (2009) apresentam um quadro com domínio da flora de Cyperaceae e Poaceae, ausência de elementos arbóreos e baixa diversidade de esporos de pteridófitos por volta de 32 ka AP.

Nesse sentido, ao menos a formação do N3 (77 ± 12,4 ka) parece ter ocorrido sob um regime climático mais seco e mais frio que o atual. Provavelmente, o abandono do N3

¹⁴ CRUZ JÚNIOR, F.W. *Estudo paleoclimático e paleoambiental a partir de registros geoquímicos quaternários em espeleotemas das regiões de Iporanga (SP) e Botuverá (SC)*. 2003. 134 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

ocorreu com a instalação de um regime climático mais úmido. Todos os trabalhos que analisam registros polínicos em Minas Gerais indicam, grosso modo, um gradual aumento na temperatura e umidade nos últimos 10 ka (BEHLING, 1995; 2003; BEHLING e LICHTER, 1997; ENTERS *et al.*, 2010; LEDRU *et al.*, 1996; PARIZZI *et al.*, 1998 ; RODRIGUES-FILHO *et al.*, 2002).

Dessa forma, extrapolando essas interpretações para a formação dos demais níveis deposicionais, pode-se dizer que a formação dos níveis cujos sedimentos não são cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro (N8, N6, N4 e N2) ocorreria sob regime climático mais úmido, enquanto a formação dos níveis cujos sedimentos são cimentados (N7, N5 e N3) ocorreria sob regime climático mais seco. Nas fases mais secas o aporte sedimentar aos cursos d'água seria mais elevado, em razão da pequena proteção fornecida pela vegetação e do regime pluvial mais intenso, propiciando a formação de espessos pacotes de seixos. Estes teriam favorecido a oscilação do nível freático e a movimentação de óxidos-hidróxidos de ferro, em razão da textura grosseira favorável à maior condutividade hidráulica, possibilitando a cimentação dos sedimentos.

Por outro lado, a formação cíclica de níveis com sedimentos cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro pode estar ligada a um controle tectônico/estrutural. Nesse sentido, dada a abundância de ferro na área, a cimentação dos sedimentos ocorreria por um maior tempo de residência da água devido à estabilidade do nível de base e/ou à atuação de soleiras geomorfológicas. O caráter escalonado dos níveis aluviais reforça a hipótese de rompimentos sucessivos de soleira e/ou eventos tectônicos alterando o nível de base.

No entanto, esses períodos de estabilidade teriam que ser longos o suficiente para a cimentação de espessos pacotes sedimentares e curtos o suficiente para não promover intensa migração lateral, caso contrário os níveis mais antigos não seriam preservados. Essa hipótese não é suficiente para explicar porque os níveis que apresentam seus sedimentos cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro apresentam sempre pacotes sedimentares mais espessos que os demais níveis. Essa hipótese talvez seja mais plausível para a explicação apenas da formação localizada de laterita em alguns perfis, como nos níveis 8 e 4.

6.4. Quadro regional

Além do vale do Rio Conceição, outros nove vales fluviais do Quadrilátero Ferrífero já tiveram seus níveis e seqüências deposicionais analisados por diferentes autores (Figura 31): Ribeirão do Caraça (CHEREM *et al.*, 2008), alto Rio das Velhas (MAGALHÃES JÚNIOR e SAADI, 1994; MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2011b), Ribeirão do Mango

(RAPOSO *et al.*, 2008; VALADÃO e SILVEIRA, 1992), Ribeirão Sardinha¹⁵, Rio Maracujá e afluente (BACELLAR *et al.*, 2005; MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2011a; VALADÃO e SILVEIRA, 1992), Rio Paraopeba (MARQUES, 1997), e ribeirões Serra Azul e Mateus Leme (MOREIRA, 1997). Dentre estes rios, apenas o Ribeirão do Caraça integra a bacia do Rio Doce, sendo afluente do Rio Conceição, enquanto os demais estão inseridos na bacia do Rio São Francisco (sub-bacias dos rios Paraopeba e das Velhas).

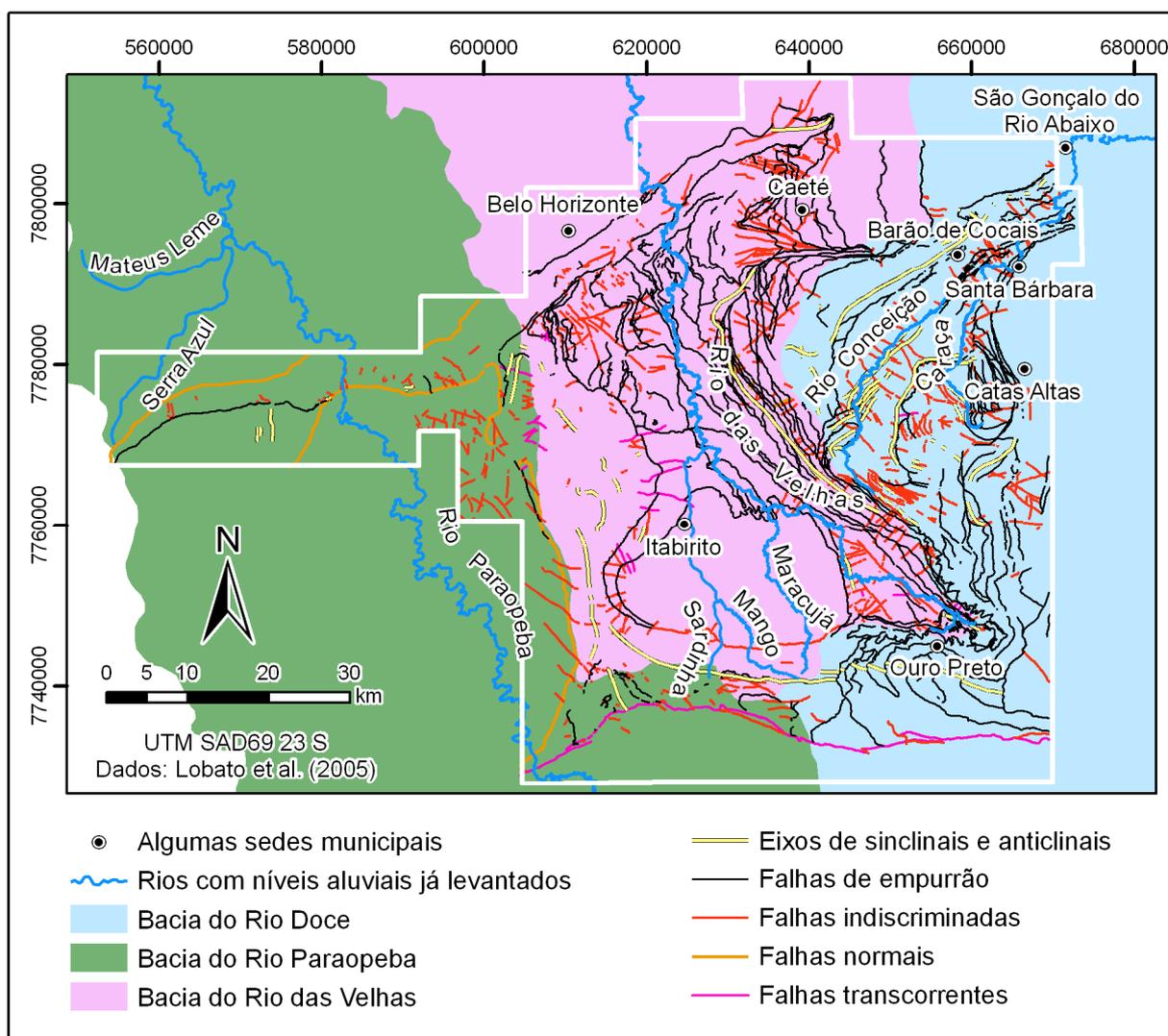


Figura 31: Estruturas regionais do Quadrilátero Ferrífero e localização dos vales fluviais cujos níveis e seqüências deposicionais já foram estudados. O polígono em branco indicada a área do mapeamento geológico compilado por Lobato *et al.* (2005).

¹⁵ O vale do Ribeirão Sardinha foi investigado como parte das atividades da disciplina Geomorfologia Fluvial, ofertada no PPG em Geografia pelo professor Antônio P. Magalhães Júnior no primeiro semestre do ano de 2010. Os resultados obtidos, entretanto, ainda não foram publicados.

As análises de Cherem *et al.* (2008) dos depósitos do fundo do vale do Ribeirão do Caraça mostram uma organização muito semelhante à do Rio Conceição: um expressivo nível de terraço – cuja fácies superior já foi removida em vários trechos e cuja base é composta por seixos cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro – preenchendo todo o fundo do vale (aqui também não foi visualizado o contato com a rocha) e dois níveis deposicionais mais recentes, embutidos no primeiro. No entanto, aqui a sedimentação atual por vezes recobre partes dos dois níveis deposicionais mais antigos.

Como referido anteriormente, a formação dos “conglomerados ferruginosos” que aparecem na base de alguns níveis deposicionais do Rio Conceição parece refletir fenômenos climáticos regionais, uma vez que materiais semelhantes são encontrados em diferentes partes do Quadrilátero Ferrífero (Figura 32). Geralmente, a fácies de sedimentos finos que se sobrepõe aos seixos cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro também é semelhante, apresentando textura argilosa e coloração avermelhada.

Nos vales dos rios Barão de Cocais (observações de campo), Caraça (CHEREM *et al.*, 2008), Mango (RAPOSO *et al.*, 2008) e Maracujá (BARROS e MAGALHÃES JÚNIOR, 2009) esse material é encontrado em posição semelhante ao N3 do Rio Conceição. No caso do Rio Maracujá, no entanto, a ocorrência desse material é restrita, o que deve estar relacionado à sua pequena área de cabeceiras em rochas ricas em ferro. No caso do alto Rio das Velhas, material semelhante foi encontrado no nível deposicional mais antigo, posicionado entre 10 e 30 m acima do rio atual e datado entre 47.0 ± 5.5 e 50 ± 5.8 ka (MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2011b). Destaca-se que esta idade confirma que, assim como no vale do Rio Conceição, esse material teria se formado em um período mais seco e mais frio que o atual. O mesmo material também foi observado próximo a um pequeno córrego em Catas Altas, porém em posição relativa semelhante ao N5 do Rio Conceição.

Assim como no vale do Rio Conceição, no vale do Ribeirão Sardinha é encontrado um nível arenoso, referente à deposição ordinária atual, embutido em um nível em progressivo abandono, que possui grandes seixos na base e também matacões. A tendência à “arenização” dos depósitos atuais e a ocorrência de trechos com padrão próximo ao entrelaçado é verificada em todos os demais vales já analisados no alto Rio das Velhas. Assim como no caso do Rio Conceição, esse fato vem sendo interpretado como reflexo das atividades antrópicas na região. O predomínio de material areno-siltoso nos depósitos de planície e sinais de entrelaçamento do Rio Paraopeba também é interpretado por Marques (1997) como reflexo das atividades antrópicas, sobretudo da mineração recente.



Figura 32: Depósitos fluviais cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro em vales fluviais do Quadrilátero Ferrífero – A: vale do Rio Barão de Cocais (destaque = martelo geológico); B: vale de um pequeno córrego em Catas Altas; C: vale do Rio Maracujá (foto de Luís Cherm); D: vale do Rio das Velhas (destaque = caneta; foto de Gisele dos Santos); E: vale do Ribeirão do Mango (foto de Letícia Oliveira).

Porém, algumas diferenças na evolução dos vales do Quadrilátero Ferrífero são observadas. A principal delas diz respeito ao número de níveis deposicionais encontrados. Enquanto no vale do Rio Conceição foram identificados seis níveis deposicionais abandonados, em todos os vales do alto Rio das Velhas esse número é igual a três ou quatro. Duas hipóteses são levantadas para justificar esse quadro: (i) um maior número de discontinuidades tectônicas na porção leste do Quadrilátero Ferrífero, o que favoreceria uma dinâmica fluvial mais condicionada por uma tectônica diferencial de blocos; (ii) a

proeminência e relevância da Serra do Curral como controlador da dinâmica fluvial da bacia do alto Rio das Velhas.

Segundo Alkmim e Marshak (1998), à exceção da porção mais a oeste da Serra do Curral, toda a área do Quadrilátero Ferrífero está fora do Cráton do São Francisco. Dessa forma, toda a área apresenta uma rica matriz estrutural herdada do Ciclo Brasileiro, a qual é essencial para as manifestações neotectônicas na Plataforma Brasileira, como discutido anteriormente. Entretanto, como se observa na Figura 31, nota-se que a área a leste do alto Rio das Velhas apresenta maior riqueza de descontinuidades tectônicas (antigas falhas, fraturas e eixos de dobramentos). Além disso, no caso específico da bacia do Rio Conceição, esta é praticamente delimitada por dois expressivos sistemas de falhas, Fundão-Cambotas e Água Quente, os quais provavelmente se conectam em subsuperfície (ALKMIM e MARSHAK, 1998). Nesse sentido, a porção leste do Quadrilátero Ferrífero pode apresentar maior influência da movimentação tectônica cenozóica, propiciando mais fases de encaixamento da drenagem, logo, de formação e abandono de níveis deposicionais aluviais.

Os rios das Velhas e Paraopeba atravessam a Serra do Curral (limite norte do Quadrilátero Ferrífero) a partir de cortes epigênicos (fechos de Sabará e do Funil, respectivamente). Magalhães Júnior e Saadi (1994) e Marques (1997) indicam que a Serra do Curral atuou em diferentes momentos como uma barreira ao escoamento dos sedimentos, induzindo um acentuado entulhamento do vale a montante dessas gargantas fluviais. Nesse sentido, a Serra do Curral pode ter atuado como uma expressiva soleira geomorfológica, freando a dinâmica de encaixamento da drenagem a montante do Fecho de Sabará, o que teria resultado em um menor número de respostas à tectônica regional em termos da drenagem.

Por outro lado, assim como no vale do Rio Conceição, vários vales de rios do Quadrilátero Ferrífero apresentam um nível aluvial entre 60 e 80 m acima da drenagem atual: Rio Paraopeba (Nível Superior em patamares entre 780 e 790 m, cerca de 60-80 m acima do rio), Ribeirão Mateus Leme (nível aluvial mais antigo a 60 m acima do rio atual) e Rio Maracujá (recorrência de topos na cota 1020, cerca de 80 m acima do rio). Sem quaisquer informações mais precisas, Medina *et al.* (2005) também apontam para a ocorrência de um nível aluvial situado a 60-70 m acima da calha atual no vale do alto Rio das Velhas. Nesse sentido, toda a área parece responder com o encaixamento da drenagem a um soerguimento generalizado, porém os registros não teriam sido preservados em todos os vales.

Para Moreira (1997), a relativa boa preservação dos registros sedimentares identificados na bacia do Ribeirão Serra Azul está ligada ao posicionamento da área em um bloco cercado por falhas, o que a preservaria da erosão quaternária que levou à dissecação e

ao desmantelamento dos depósitos das áreas adjacentes. Nesse sentido, para a autora, o relativo grande número de níveis fluviais (cinco, excluído o nível de planície) encontrado no alto-médio Paraopeba seria resultado da melhor preservação dos registros de eventos deposicionais, e não de um maior número destes.

Um nível aluvial ainda mais antigo que o recorrente a 60-80 m acima das calhas fluviais atuais é descrito por Moreira (1997), o qual estaria a 100 m acima do Ribeirão Serra Azul. Vestígios de um nível semelhante foram encontrados no vale do Rio Paraopeba por Marques (1997), que chamou a atenção para a pequena quantidade de seixos de itabirito, em contraste com os níveis aluviais mais recentes, assim como no vale do Rio Conceição. Isso pode sugerir que esses níveis sejam marcos fundamentais no processo de inversão pós-pleiocênica do relevo no Quadrilátero Ferrífero (MEDINA *et al.*, 2005), o que teria favorecido a dissecação de escarpas itabiríticas.

Quanto às datações de depósitos aluviais no Quadrilátero Ferrífero, outros três estudos são encontrados. Enquanto Magalhães Júnior *et al.* (2011a) e Magalhães Júnior *et al.* (2011b) dataram os depósitos dos vales dos rios Maracujá e alto Velhas, respectivamente, Bacellar *et al.* (2005) apresentam datações de níveis aluviais de um afluente de pequena ordem da bacia do Rio Maracujá (Tabela 10).

Tabela 10: Idades obtidas para depósitos aluviais de vales do Quadrilátero Ferrífero.

	Nível	Idade (ka)	Método	Referência
	N1 (Planície)	-		
Rio Maracujá	N2	83.8 ± 5.9	LOE	Magalhães <i>et al.</i> (2011a)
	N3	38.4 ± 3.4		
	N4	27.7±3.8 e 80.7±6.8		
Afluente do Rio Maracujá	T1	5.3 (A.P.)	¹⁴ C	Bacellar <i>et al.</i> (2005)
	T2-R2	7.4 a 31.3 (A.P.)		
	T3-R3	-		
Alto Rio das Velhas	T1	0.9 ± 0.1 a 1.0 ± 0.1	LOE	Magalhães <i>et al.</i> (2011b)
	T2	5.0 ± 0.6 a 10.3 ± 1.4		
	T3	47.0 ± 5.5 a 50 ± 5.8		

Muitos problemas com as datações foram encontrados por Magalhães Júnior *et al.* (2011a), o que estaria relacionado com uma grande quantidade de materiais magnéticos nos depósitos, além da pequena quantidade de quartzo nas amostras e do fato de o substrato da bacia ser de granitos e gnaisses, litologias consideradas de radiação mais elevada. No entanto, segundo estes autores, não haveria elementos para se questionar a idade de 80.7 ± 6.8 ka obtida para os sedimentos do N4 no baixo curso do Rio Maracujá. Já a idade obtida para o N3 (38.4 ± 3.4 ka) é próxima da idade máxima obtida por Bacellar *et al.* (2005) para o T2-R2

(31.3 ka A.P.), nível de terraço parcialmente reafeiçoado por rampas de colúvio e que possui seqüência deposicional e posição semelhantes às do N3, o que poderia confirmar a idade obtida via LOE.

Já Magalhães Júnior *et al.* (2011b) dataram três amostras de cada um dos níveis aluviais abandonados do vale do alto Rio das Velhas, tendo encontrado três grupos de idades bem definidos, com maior variância apenas para os depósitos interpretados como do Nível de Terraço Intermediário (T2). A proximidade entre os valores obtidos para as diferentes amostras de um mesmo nível deposicional aumenta a confiabilidade nos resultados, os quais possuem boa relação com dados paleoclimáticos apresentados na literatura.

Relacionando essas idades com as obtidas para os depósitos do vale do Rio Conceição se observa uma marcante diferença na evolução desses vales fluviais. Nos vales da bacia do alto Rio das Velhas a dinâmica de encaixamento foi relativamente acelerada nos últimos ~80-50 ka anos, gerando desnivelamentos entre os níveis deposicionais mais antigos e o rio atual entre 10 e 30 m. Já no vale do Rio Conceição, os sedimentos dos níveis N3 e N2 vêm freando a dinâmica de encaixamento do rio, como discutido anteriormente, levando a calha a se manter relativamente na mesma posição há aproximadamente 70 ka.

Por um lado, a eficácia de fácies de seixos cimentadas por óxidos-hidróxidos de ferro na proteção do substrato à erosão (como no N3) é confirmada pela presença no vale do Rio Conceição de elevações residuais sustentadas por material semelhante, referente ao N5 (Figura 33). No entanto, por outro lado, parece ser inconsistente com a morfologia do vale, bastante encaixado, a permanência do rio no mesmo nível há tanto tempo. Nesse longo período, impedido de incidir verticalmente, o rio tenderia a desenvolver uma intensa migração lateral, o que o teria levado a alargar o vale, removendo os registros deposicionais dos níveis mais antigos. Nesse sentido, esse seria mais um indício da superestimação da idade obtida para os sedimentos do N3.

Vale considerar que, tendo em vista as limitações do método MAR na datação por LOE de sedimentos com 1 ka ou menos (JAIN *et al.*, 2004), a idade obtida por Magalhães Júnior *et al.* (2011b) pode ter sido superestimada e o nível identificado como T1 também se relacionar com as atividades antrópicas seculares na área. Deve-se lembrar que, na primeira análise, a idade obtida para o N1 do Rio Conceição foi de $1,5 \pm 0,2$ ka, sendo que na segunda análise não foram obtidos resultados reprodutivos.



Figura 33: Elevação residual no vale do Rio Conceição sustentada por “conglomerados ferruginosos” do N5 – próximo à confluência com o Rio Barão de Cocais.

Por fim, quanto às taxas de encaixamento, os valores obtidos no vale do Rio Conceição (entre $0,146$ e $0,289 \text{ mm a}^{-1}$) são próximos àqueles dos vales dos rios das Velhas e Maracujá. Neste, as taxas variam entre $0,141 \text{ mm a}^{-1}$ (7 m em 49.360 anos LOE/ ^{14}C) e $0,165 \text{ mm a}^{-1}$ (7 m em 42.300 anos LOE/LOE) no período N4-N3 e entre $0,090 \text{ mm a}^{-1}$ (3 m em 33.100 anos LOE/ ^{14}C) e $0,115 \text{ mm a}^{-1}$ (3 m em 26.040 anos $^{14}\text{C}/^{14}\text{C}$) no período N3-N2. Já no vale do Rio das Velhas as taxas seriam mais elevadas, com um valor médio entre $0,200$ e $0,600 \text{ mm a}^{-1}$ nos últimos 50 ka, sendo o maior valor referente ao trecho em que a altura do nível deposicional mais antigo é de 30 m em relação ao rio atual.

7. CONCLUSÃO

A partir da análise dos registros sedimentares aluviais do vale do Rio Conceição, algumas conclusões principais podem ser apresentadas:

1. No vale do Rio Conceição são identificados oito níveis deposicionais aluviais, sendo dois de planície de inundação (N1 e N2, distinguidos por sua composição sedimentar diferenciada), um nível de terraço (N3) e cinco níveis deposicionais aluviais descaracterizados morfologicamente (N4, N5, N6, N7 e N8);

2. O predomínio de seixos de itabirito e hematita nas seqüências deposicionais está em acordo com o maior potencial erosivo e maior capacidade e competência nos canais da bacia instalada no Grupo Itabira, como revelado pelas análises morfométricas. Esse fato parece estar ligado ao processo de retração lateral de escarpas no Quadrilátero Ferrífero, induzido por taxas de erosão muito mais altas em litologias que compõem a base das escarpas que têm no topo os itabiritos;

3. Marcado pelo domínio da fração areia, o nível deposicional mais recente parece estar ligado a impactos da ocupação antrópica na área, a qual remonta ao século XVIII (MARTINS, 1994; HENRIQUES, 2008), assim como em vários vales do Quadrilátero Ferrífero (MAGALHÃES JÚNIOR e SAADI, 1994; BARROS e MAGALHÃES JÚNIOR, 2009; MARQUES, 1997; RAPOSO *et al.*, 2008; SANTOS *et al.*, 2009);

4. Dentre as idades obtidas por LOE, acredita-se que as idades dos níveis N5 e N4 sejam as mais confiáveis, uma vez que o material analisado era dominado por quartzo na fração areia e os depósitos estavam bem preservados. As demais idades podem ter sido subestimadas, seja pela pequena quantidade de quartzo e/ou pela possível presença de colúvio nas amostras e pela intensa pedogênese pela qual passaram os sedimentos, ou superestimadas, em razão da presença de minerais acessórios (óxidos de ferro, titânio e zircônio) e de inclusões em grãos de quartzo, bem como de um possível *partial bleaching*;

5. Os indícios de condicionamento tectônico na evolução fluvial do vale do Rio Conceição incluem o escalonamento dos níveis aluviais, formação de armadilhas de sedimentos, desvios fluviais, basculamentos e anomalias morfométricas da drenagem. Esses fatos geomorfológicos estão associados a uma rica matriz estrutural herdada de ciclos geotectônicos do Pré-Cambriano, a qual, segundo a literatura, é de grande importância para as manifestações neotectônicas na área;

6. O soerguimento regional responsável pelo escalonamento dos níveis deposicionais pode ser uma resposta a ciclos desnudacionais provocados por oscilações climáticas, conforme proposto por Bridgland e Westaway (2008). No entanto, o mecanismo responsável por estas oscilações ainda não foi identificado para o Hemisfério Sul. O principal argumento favorável a essa possibilidade de interpretação é a alternância no vale do Rio Conceição na formação de níveis fluviais com e sem a cimentação dos seixos por óxidos-hidróxidos de ferro. A relação com dados paleoclimáticos e a ocorrência de materiais semelhantes em diferentes vales do Quadrilátero Ferrífero indicam que a formação desses “conglomerados ferruginosos” parece responder a eventos climáticos regionais. Por outro lado, esses materiais também podem ter sido formados em períodos de maior estabilidade dos níveis de base, em razão do maior tempo de residência das águas, e seu caráter cíclico estaria relacionado a sucessivos rompimentos de soleira, o que está em acordo com o caráter pareado dos níveis deposicionais;

7. As várias similaridades encontradas entre a evolução do vale do Rio Conceição e a de outros vales do Quadrilátero Ferrífero apontam para eventos e condicionantes regionais, sejam eles de ordem litoestrutural, tectônica, climática ou antrópica.

8. Por outro lado, o contraste no número de níveis aluviais identificados no vale do Rio Conceição e nos demais vales já investigados do Quadrilátero Ferrífero, sobretudo nos do alto Rio das Velhas, pode estar associado à maior abundância de descontinuidades tectônicas verificadas na porção leste do domínio e/ou à atuação da Serra do Curral como uma proeminente soleira geomorfológica. Por outro lado, um nível aluvial recorrente a 60-80 m acima das calhas atuais parece indicar que toda a área responde a um soerguimento regional, porém nem todos os vales preservaram os registros.

REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS, ANA. *Dados hidrológicos – Séries históricas*. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br>>. Acesso em: 20 fev. 2011.

ALKMIM, F.F., MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, v. 90, p. 29–58, 1998.

ALVES, J.M.P., CASTRO, P.T.A. Influência das feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 2, p. 117-124, 2003.

AQUINO, S., LATRUBESSE, E.M., STEVAUX, J. Características hidrológicas e aspectos morfo-hidráulicos do Rio Araguaia. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Goiânia, v. 7, p. 99-111, 2005.

BACELLAR, L.A.P., COELHO NETTO, A.L., LACERDA, W.A. Controlling factors of gullying in the Maracujá Catchment, Southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 30, p. 1369-1385, 2005.

BARBOSA, G.V., RODRIGUES, D.M.S. *Quadrilátero Ferrífero*. Belo Horizonte: IG-UFMG, Imprensa Universitária, 1967. 130 p.

BARROS, P.H.C.A. *Processos de encouraçamento de calhas fluviais: Panorama teórico-conceitual e o exemplo do Rio Conceição (Quadrilátero Ferrífero-MG)*. 2010. Monografia (Graduação em Geografia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2010.

BARROS, L.F.P., MAGALHÃES JÚNIOR, A.P. Paleoambientes Depositionais Fluviais e Dinâmica Atual do Vale do Rio Maracujá - Quadrilátero Ferrífero/MG. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 18, 2009, Campo Grande. [*Anais eletrônicos...*]. Campo Grande: ABEQUA, 2009. 1 CD-ROM.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: Vegetation, climate and fire history. *Journal of Paleolimnology*, v. 14, p. 253–268, 1995.

BEHLING, H. Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland. *Veget Hist Archaeobot*, v. 12, p. 263–270, 2003.

BEHLING, H., LICHTHE, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical southeastern Brazil. *Quaternary Research*, v. 48, p. 348–358, 1997.

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

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

BURBANK, D.W.; ANDERSON, R.S. *Tectonic Geomorphology*. Malden: Blackwell Science, 2001. 274 p.

CAMPOS, M.I.B. *Caracterização da deformação frágil e sua relação com os processos de voçorocamento na porção sudeste do Complexo Metamórfico Bação – Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais*. 2006. 156 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2006.

CASTRO, P.T.A., ALVES, J.M., FERREIRA, H.L., LANA, C.E. A influência dos níveis de base locais nas características físicas dos ecossistemas fluviais: os rios periféricos à Serra do Espinhaço Meridional, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE LIMNOLOGIA, 10, 2005, Ilhéus. [*Anais eletrônicos...*] Ilhéus, 2005. 1 CD-ROM.

CETEC, FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS. *Composição florística e tipos vegetacionais da Estação de Proteção e Desenvolvimento Ambiental de Peti/CEMIG, MG*. Belo Horizonte: SAT/CETEC, 1989. 42p. (Relatório Técnico).

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

CHEREM, L.F.S. *Análise morfométrica da bacia do alto Rio das Velhas: comparação de metodologias e dados*. 2008. 96 f. Dissertação (Mestrado em Análise e Modelagem de Sistemas Ambientais) – Departamento de Cartografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

CHEREM, L.F.S., RAMOS, V.D.V., LOPES, F.W.A., MACEDO, D.R., MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., SALGADO, A.A.R. Níveis e Sequências Depositionais Fluviais no Médio e Baixo Vale do Ribeirão do Caraça – borda oriental do Quadrilátero Ferrífero/MG. In: ENCONTRO LATINO AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2, SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, 2008, Belo Horizonte. [*Anais eletrônicos...*]. Belo Horizonte: UFMG, 2008. 1 CD-ROM.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 186 p.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Edgar Blucher, 1981. 313 p.

CHRISTOFOLETTI, A. *Análise morfométrica das bacias hidrográficas do Planalto de Poços de Caldas*. 1970. 215 f. Tese (Livre Docência) – Faculdade de Filosofia, Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro, 1970.

CORRÊA, A.C.B., SILVA, D.G. DA, MELLO, J.S. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do Quaternário Tardio no semi-árido nordestino. *Mercator*, v. 7, p. 99-125, 2008.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS, CPRM. *Mapa geológico do Brasil ao milionésimo*. Rio de Janeiro, 2005. 41 CDs, 1 DVD.

DAVIS, W.M. The geographical cycle. *Geographical Journal of the Royal Geographical Society*, v. 14, p. 481-504, 1899.

DORR, J.V.N. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. United States Geological Survey. 110 pp. (Professional Paper 641A), 1969.

DORR, J.V.N. Nature and origin of the high grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, v. 60, p. 1-46, 1965.

EMBRAPA. Centro Nacional e Pesquisa em Solos. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Brasília: Embrapa-SPI; Rio de Janeiro: Embrapa-Solos, 2006. 306 p.

ENTERS, D., BEHLING, H., MAYR, C., DUPONT, L., ZOLITSCHKA, B. Holocene environmental dynamics of south-eastern Brazil recorded in laminated sediments of Lago Aleixo. *Journal of Paleolimnology*, v. 44, p. 265–277, 2010.

ETCHEBEHERE, M.L.C., SAAD, A.R., FULFARO, V.J., PERINOTTO, J.A.J. Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. *Geologia USP - Série Científica*, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, Out. 2004.

ETCHEBEHERE, M.L.C., SAAD, A.R., SANTONI, G., CASADO, F.C., FULFARO, V.J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, Região Ocidental Paulista, mediante aplicação de índices RDE (relação declividade-extensão) em segmentos de drenagem. *Geociências*, v. 25, p. 271-287, 2006.

FABRI, F.P., MARENT, B.R., MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., SALGADO, A.A.R. Classificação dos Trechos dos Cursos Fluviais da Bacia do Rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG: resultados preliminares. In: ENCONTRO LATINO AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2, SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, 2008, Belo Horizonte. [*Anais eletrônicos...*]. Belo Horizonte: UFMG, 2008. 1 CD-ROM.

FELTRAN FILHO, A., LIMA, E.F. Considerações morfométricas da bacia do rio Uberabinha – Minas Gerais. *Sociedade e Natureza*. Uberlândia: UFU, v. 19, n. 1, p. 65-80, Jun. 2007.

FERREIRA FILHO, F.A., FONSECA, M.A. Partição da deformação em regimes contracionais com obstáculos no antepaís: exemplo do Sistema de Falhas Água Quente, borda leste do Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 3, p. 267-278, 2001.

FIGUEIREDO, M.A., VARAJÃO, A.F.D.C., FABRIS, J.D., LOUTFI, I.S., CARVALHO, A.P. Alteração Superficial e Pedogeomorfologia no Sul do Complexo Bação – Quadrilátero Ferrífero (MG). *R. Bras. Ci. Solo*, v. 28, p. 713-729, 2004.

GEOFREY-SMITH, D. I., HUNTLEY, D.J., CHEN, W.H.. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews*, v. 7, p.373–380, 1988.

GOMES, M.O.S.; RODRIGUES, M.F.; DELICIO, M.P. Evolução paleoclimática e paleoecológica da bacia do Rio Maracujá, Ouro Preto (MG), com base na microflora. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 21, 2009, Belém. *Anais...* Belém, 2009, p. 37.

GOUDIE, A. *Environmental Change*. Contemporary problems in Geography. 2ª ed., Oxford, Clarendon Press, 1992, 328 p.

HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Research of the U. S. Geolo. Survey*, v.1, p. 421-429, 1973.

HARTMANN, L.A., ENDO, I., SUITA, M.T.F., FRANTZ, J.C., CARNEIRO, M.A., MCNAUGHTON, N.J., BARLEY, M. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, Holanda, v. 20, p. 273-285, 2006.

HASUI, Y. Neotectônica e tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica no SE Brasil, 1. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Minas Gerais*, Belo Horizonte, v. 11, p. 1-32, 1990.

HENRIQUES, G. O sítio arqueológico Minas de Socorro e as técnicas de mineração do ouro nas Minas Gerais dos séculos XVIII e XIX. *Canindé (MAX/UFS)*, v. 11, p. 25-53, 2008.

HOLBROOK, J., SCHUMM, S.A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient setting. *Tectonophysics*, n. 305, 287–306, 1999.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrographical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, v. 56, n. 2, p. 275-370, 1945.

HUTTON, J. Theory of the Earth. Royal Society of Edinburgh, *Transactions*, v. 1, p. 209-304, 1788.

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

JAIN, M., MURRAY, A.S., BOTTER-JENSEN, L. Optically stimulated luminescence dating: How significant is incomplete light exposure in fluvial environments? *Quaternaire*, v. 15, p. 143–157, 2004.

KING, L. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KNIGHTON, D. *Fluvial forms and processes*. London: Edward Arnold, 1984. 218 p.

KRAMER, V.M.S., STEVAUX, J.C. Mudanças climáticas na região de Taquaruçu (MS) durante o holoceno. *Boletim Paranaense de Geociências*, n. 49, p. 79-91, 2001.

LANA, C.E., CASTRO, P.T.A. Variabilidade morfológica em níveis de base do rio Maracujá (Quadrilátero Ferrífero MG): influências litológicas, estruturais e de reativações cenozóicas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 11, p. 21-30, 2010.

LATRUBESSE, E.M. The Late-Quaternary palaeohydrology of large South American fluvial systems. In: GREGORY, K.J., BENITO, G. (Ed.). *Palaeohydrology: a contribution to global change*. Chichester: John Wiley and Sons, 2003. p. 193–212.

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*, Amsterdam, v. 70, n. 3-4, p. 372-397, 2005.

LATRUBESSE, E.M., STEVAUX, J.C., SINHA, R. Tropical Rivers. *Geomorphology*, v. 70, p. 187-206, 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.

LEDRU, M.-P., SOARES BRAGA, P. I., SOUBIE'S, F., FOURNIER, M., MARTIN, L., SUGUIO, K., AND TURCQ, B. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 123, p. 239–257, 1996.

LEDRU, M.-P., ROUSSEAU, D.-D., CRUZ JÚNIOR, F.W., RICCOMINI, C., KARMANN, I., MARTIN, L. Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. *Quaternary Research*, n. 64, p. 444 – 450, 2005.

LEDRU, M.-P., MOURGUIART, P., RICCOMINI, C. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n. 271, p. 140–152, 2009.

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

LI, S.H., WINTLE A.G. Luminescence sensitivity change due to bleaching of sediments. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, v. 20, n. 4, p. 567-57, 1992.

LIPSKI, M. *Tectonismo cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. 2002. 171 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2002.

LOBATO, L.M., BALTAZAR, O.F., REIS, L.B., ACHTSCHIN, A.B., BAARS, F.J., TIMBÓ, M.A., BERNI, G.V., MENDONÇA, B.R.V. DE, FERREIRA, D.V. *Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa*. Belo Horizonte: CODEMIG, 2005. 1 CD-ROM

MACAIRE, J.J. L'Enregistrement du Temps dans Les Depôts Fluviaux Superficiels: de La Géodynamique à La Chronostratigraphie. *Quaternaire*, v. 1, n. 1, p. 41-49, 1990.

MACHADO, N., SCHRANK, A., NOCE, C.M., GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from archaean-proterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, p. 259–276, 1996.

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P. *Dinâmica Fluvial Cenozóica da Bacia do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte-MG*. 1993. 159 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1993.

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., SAADI, A. Ritmos da dinâmica fluvial Neo-Cenozóica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 2, n. 1, p. 42-54, 1994.

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., BARROS, L.F.P., RAPOSO, A.A., CHEREM, L.F.S. Eventos deposicionais fluviais quaternários e dinâmica recente do vale do Rio Maracujá – Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 3, p. 78-86, 2010.

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., BARROS, L.F.P., RAPOSO, A.A., CHEREM, L.F.S. Dinâmica fluvial quaternária do Rio Maracujá, Quadrilátero Ferrífero (MG). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, NO PRELO, 2011a.

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., CHEREM, L.F.S., BARROS, L.F.P., SANTOS, G.B. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. *Geomorphology*, n. 132, p. 187–194, 2011b.

MARQUES, M.R. *Morfodinâmica fluvial cenozóica no vale do Rio Paraopeba entre o Fecho do Funil e Juatuba, Minas Gerais*. 1997. 83 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1997.

MARTINEZ, M. *Aplicação de Parâmetros Morfométricos de Drenagem na Bacia do Rio Pirapó: o perfil longitudinal*. 2005. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, 2005.

MARTINS, M.L. Mineração, agricultura e degradação ambiental em Minas Gerais nos séculos XVIII e XIX. *LPH: Revista de História*, n. 4, 14 p., 1994.

MEDINA, A.I., DANTAS, M. E., SAADI, A. Geomorfologia. In: *Projeto APA Sul RMBH - Estudos do Meio Físico*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005. v.6.

MELLO, C.L. *Sedimentação e tectônica cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos*. 1997. 275 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1997.

MEYER, K.E.B., BÜCHI, A., KARFUNKEL, J., HOFMANN, M., HOPPE, A. Palinofácies e evolução quaternária do Ribeirão da Mata, município de Vespasiano, MG, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 13, n. 1, p. 41-48, Jan./Abr. 2010.

MIALL, A.D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, v. 22, n. 4, p. 261-308, 1985.

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

MILANI, J.R., CANALI, N.E. O sistema hidrográfico do rio Matinhos: uma análise morfométrica da bacia hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães – MG. *Revista Árvore*, Viçosa, v. 30, n.5, 13 p., Set-Out. 2006.

MISSURA, R., CORRÊA, A.C.B. Evidências Geomorfológicas como Ferramentas para a Reconstrução Paleogeográfica na Mantiqueira Ocidental- MG. *Revista de Geografia (Recife)*, v. 24, p. 262-278, 2007.

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.

MOREIRA, P.F. *Depósitos cenozóicos e evolução morfodinâmica na bacia do Ribeirão Serra Azul (médio Rio Paraopeba), Minas Gerais*. 1997. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1997.

MOURÃO, A., STEHMANN, J.R. Levantamento da flora do campo rupestre sobre canga hematítica couraçada remanescente na mina do Brucutu, Barão de Cocais, Minas Gerais. *Rodriguesia*, v. 58, p. 775-786, 2007.

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

PARRA, R. R. *Análise geoquímica de água e de sedimentos afetados por minerações na bacia hidrográfica do Rio Conceição, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais – Brasil*. 2006. 111 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Naturais) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2006.

PARIZZI, M.G.; SALGADO-LABOURIAU, M.L., KHOLER, H.C. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. *The Holocene*, v. 8, p. 311-321, 1998.

PAZZAGLIA, F.J. Fluvial Terraces. In: WOHL, E. (Ed.). *Treatise on Geomorphology*. New York: Elsevier, 2010, cap. 9.

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

PRESCOTT, J.R., HUTTON, J.T. Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, v. 14, p. 223–227, 1988.

RAPOSO, A.A., OLIVEIRA, L.F., MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., CHEREM, L.F.S. Níveis e seqüências deposicionais do vale do ribeirão do Mango, Quadrilátero Ferrífero/MG. In: ENCONTRO LATINO AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2, SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, Belo Horizonte. *Anais...* v. 1, p. 110-120, 2008.

RENDELL, H.M., WEBSTER, S.E., SHEFFER, N.L. Underwater bleaching of signals from sediment grains: new experimental data. *Quaternary Science Reviews*, v. 13, p. 433– 435, 1994.

RICCOMINI, C., ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 221–225, 1999.

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

RITTENOUR, T.M. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. *Boreas*, v. 37, p. 613–635, 2008.

RITTER, D.F., KOCHER, R.C., MILLER, J.R. *Process Geomorphology*. McGraw Hill, 2002. 560 p.

RODRIGUES-FILHO, S., BEHLING, H., IRION, G., MÜLLER, G. Evidence for lake formation as a response to an inferred Holocene climatic transition in Brazil. *Quaternary Research*, v. 57, p. 131–137, 2002.

SAADI, A. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese*. 1991. Tese (Concurso de Professor Titular do IGC/UFMG). IGC, Universidade Federal de Minas Gerias, Belo Horizonte 1991.

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

SAADI, A., BEZERRA, F.H.R., COSTA, R.D., IGREJA, H.L.S., FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA, C. R. de G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. (Ed.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, 2005, 382 p.

SAFRAN, E.B., BIERMAN, P.R., AALTO, R., DUNNE, T., WHIPPLE, K.X., CAFFEE, M. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, n. 30, p. 1007–1024, 2005.

SALGADO, A.A.R. *Estudo da Evolução do Quadrilátero Ferrífero, MG-Brasil, através da quantificação de processos erosivos desnudacionais*. 2006. Tese. (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2006.

SALGADO, A.A.R., BIAZINI, J., HENNIG, S. Geomorfologia brasileira: panorama geral da produção nacional no início do século XXI (2001-2005). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 9, p. 85-91, 2008.

SALGADO, A.A.R., VARAJÃO, C.A.C.; COLIN F., BRAUCHER, R., VARAJÃO, A.F.D. C., NALINI JR., H.A. Study of the erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brazil) by the in situ produced cosmogenic ^{10}Be method. *Earth Surface Proc. Landforms*, v. 32, p. 905-911, 2007.

SALLUN, A.E.M., SUGUIO, K. Datação absoluta por luminescência do Alogruppo Alto Rio Paraná (SP, PR E MS). *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 27–28, n. 1/2, p. 13–29, 2007.

SALLUN, A.E.M., SUGUIO, K., TATUMI, S.H., YEE, M., SANTOS, J., BARRETO, A.M.F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 2, p. 401-412, 2007.

SANT'ANNA, L.G., SCHORSCHER, H.D, RICCOMINI, C. Cenozoic Tectonics of the Fonseca Basin Region, Eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, v. 10, n. 3-4, p. 275-284, 1997.

SANTOS, G.B., MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., CHEREM, L.F.S. Níveis de terraços fluviais e depósitos sedimentares correlativos no alto vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 10, n. 1, p. 73-84, 2009.

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

SAWAKUCHI, A.O., KALCHGRUBER, R., MINELI, R.C., SOUZA, D.F.E., CATUNDA, M.C., FALEIROS, F.M. Luminescência opticamente estimulada de grãos de quartzo: aplicações potenciais no estudo de processos e produtos sedimentares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44. *Anais...* Curitiba, v. 1, p. 949-949, 2008.

SCHUMM, S.A. *The Fluvial System*. Caldwell: The Blackburn Press, 1977. 338 p.

SILVA, A.P.S., DIAS, H.C.T., BASTOS, R.K.X., SILVA, E. Qualidade da água do Reservatório da Usina Hidrelétrica (UHE) de Peti, Minas Gerais. *Revista Árvore*, Viçosa, v. 33, p. 1063-1069, 2009.

SILVA, Y.M.P, MEYER, K.E.B., PERÔNICO, C., CASTRO, P.T.A. Palinofácies de uma sequência sedimentar quaternária da Lagoa Preta, Parque Estadual do Rio Doce, MG, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 13, n. 1, p. 49-56, Jan./Abr. 2010.

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, C.J.O. *Interpretação morfotectônica da bacia do Rio Doce*. 1995. 146 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1995.

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., BARCZIYSKCZY, O., MEDEANIC, S., NÓBREGA, M.T. Characterization and environmental interpretation of a floodplain Holocene paleosoil: Implications for paleohydrological reconstructions in the Upper Paraná River, Brazil. *Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementband)*, v. 145, p. 191-206, 2006.

STRAHLER, A.N. Hypsometric (area-altitude) – analysis of erosional topography. *Geol. Soc. America Bulletin*, v. 63, n. 10, p. 1117-1142, 1952.

STRAHLER, A.N. Dimensional analysis applied to fluvial eroded landforms. *Geological Society of America Bulletin*, v. 69, p.279-300, 1958.

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: UFPR, 1979. 183 p.

SUGUIO, K., KOHLER, H.C. Quaternary barred lake systems of the Doce River (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 64, n. 2, p. 183-191, 1992.

SUMMERFIELD, M.A. *Global Geomorphology*. Nova Iorque: Jonh Wiley & Sons, 1991. 537 p.

TATUMI, S.H., PEIXOTO, M.N.O., MOURA, J.R.S., MELLO, C.L., CARMO, I.O., KOWATA, E.A., YEE, M., BRITO, S.L.M., GOZZI, G., KASSAB, L.R.P. Optical dating using feldspar from Quaternary alluvial and colluvial sediments from SE Brazilian Plateau, Brazil. *Journal of Luminescence*, n. 102 (103-C), p. 566–570, 2003.

TATUMI, S.H., GOZZI, G., YEE, M., OLIVEIRA, V.I., SALLUN, A.E.M., SUGUIO, K. Luminescence dating of quaternary deposits in geology in Brazil. *Radiation Protection Dosimetry*, n. 119, p. 462–469, 2006.

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

THORNDYCRAFT, V.R., BENITO, G., GREGORY, K.J. Fluvial geomorphology: a perspective on current status and methods. *Geomorphology*, v. 98, p. 2-12, 2008.

TUNDISI, J.G., TUNDISI, M.T., ABE, D.S., ROCHA, O., STARLING, F. Limnologia de águas interiores: impactos, conservação e recuperação de ecossistemas aquáticos. In: Rebouças, A.C., Braga, B., Tundisi, J. G. (Org.). *Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação* (3ª ed.). São Paulo: Escrituras Editoras, cap.7, 2006. p. 203-240.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY, USGS. *Luminescence Dating - Introduction and Overview of the Technique*. Disponível em: <http://crystal.usgs.gov/laboratories/luminescence_dating/technique.html>. Acessado em: 13 Jan. 2011.

VALADÃO, R.C., SILVEIRA, J.S. Estratigrafia Quaternária e evolução do Relevo no Complexo do Baçõ, Dado Preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6, *Anais...* Rev. Escola de Minas, Ouro Preto, v. 45, n. 01-02, p. 85-87, 1992.

VARAJÃO, C.A. A questão da ocorrência das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, p. 131-145, Jun. 1991.

VARAJÃO, C.A.C., SALGADO, A.A.R., VARAJÃO, A.F.D.C., BRAUCHER, R., COLIN, F., NALINI JR., H.A. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (^{10}Be) e da pedogênese. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 33, p. 1409-1425, 2009.

WALLINGA, J. Optically stimulated luminescence dating in fluvial deposits: a review. *Boreas*, v. 31, p. 303–322, 2002.

WATANABE, E.A., TATUMI, S.H., SUGUIO, K., MUNITA, C.S., PAIVA, R.P. Luminescence dating of dunes from São Paulo State, Brazil, and the Pleistocene relative sea-levels. *J. Coastal Res.*, v. 35, p. 284–292, 2003.