**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

CHRYSTIANN LAVARINI

# INTERAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS ENTRE BACIAS DE CABECEIRA E VALES FLUVIAIS PRINCIPAIS: ABORDAGEM MULTIESCALAR NA BACIA DO RIBEIRÃO MATA PORCOS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO-MG

Belo Horizonte – Minas Gerais – Brasil
Junho – 2014

CHRYSTIANN LAVARINI

# INTERAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS ENTRE BACIAS DE CABECEIRA E VALES FLUVIAIS PRINCIPAIS: ABORDAGEM MULTIESCALAR NA BACIA DO RIBEIRÃO MATA PORCOS, 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

Linha de Pesquisa: Geomorfologia e Análise Ambiental

Orientador: Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Jr.
Co-orientador: Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira

Belo Horizonte
Departamento de Geografia da UFMG
2014

L396i 2014

Lavarini, Chrystiann.

Interações geomorfológicas entre bacias de cabeceira e vales fluviais principais [manuscrito] : abordagem multiescalar na bacia do Ribeirão Mata Porcos, Quadrilátero Ferrífero-MG / Chrystiann Lavarini. – 2014.

200 f.: il.(color.)

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2014.

Área de concentração: Análise Ambiental.

Orientador: Antônio Pereira Magalhães Júnior.

Co-orientador: Fábio Soares de Oliveira.

Bibliografia: f. 179-200.

1. Geomorfologia – Teses. 2. Mapeamento da cobertura do solo – Teses. 3. Ciência do solo – Teses. I. Magalhães Júnior, Antônio Pereira. II. Oliveira, Fábio Soares de. III. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 551.48

Dissertação intitulada *Interações geomorfológicas entre bacias de cabeceira e vales fluviais principais: abordagem multiescalar na bacia do Ribeirão Mata Porcos, Quadrilátero Ferrífero-MG*, de autoria do mestrando Chrystiann Lavarini, apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da UFMG como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

**Área de Concentração**: Análise Ambiental

Aprovada pela Banca Examinadora constituída pelos Professores:



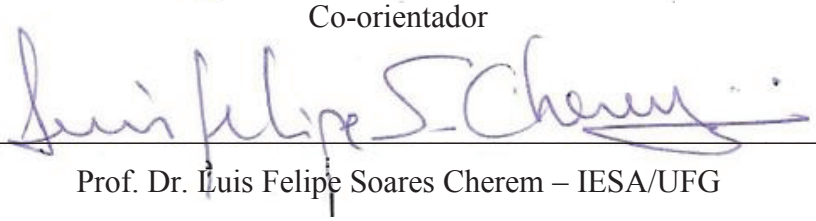
Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Júnior – IGC/UFMG

Orientador

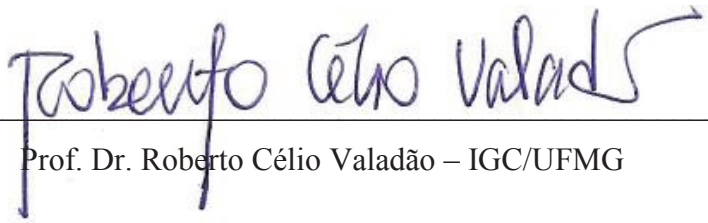


Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira – IGC/UFMG

Co-orientador



Prof. Dr. Luis Felipe Soares Cherem – IESA/UFG



Prof. Dr. Roberto Célio Valadão – IGC/UFMG

Belo Horizonte, 04 de Junho de 2014.

*À minha família, com amor.*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço à Inteligência Suprema, causa primária de todas as coisas: ainda que não lhe entenda, eu sei que há de existir.

Agradeço ao povo brasileiro, negros, brancos, índios, ricos e pobres, que através do Estado permitiram que um de seus filhos pudesse tornar-se mestre.

Agradeço aos membros da minha família que, em todas as esferas da vida, estiveram sempre ao meu lado, me auxiliando, em pensamento e sentimento. Aos meus avós, José Agostinho, Maria Antonieta e Mivalda, aos meus pais, Jefferson e Scheila, e ao meu irmão, Alexandre, sou grato por tudo, o carinho, o amor e o zelo que recebi, assim como os ensinamentos morais e intelectuais, sem o qual nada disso seria possível. Gostaria de enfatizar, que, por mais que eu tente, jamais conseguirei retribuir a mínima parte dos esforços que toda minha família fez, com muito sacrifício, para que eu pudesse estudar. Aos tios Sérgio e Fátima, por me tratarem como filho, também tenho as mais sinceras gratidões.

Aos nobres amigos da Associação Médico-Espírita de Minas Gerais e da Liga de Pesquisadores do Espiritismo, em especial ao Jáder Sampaio, Leandro Franco, Janaíne Camargo e Daniel Barbosa, dou meus cumprimentos por todas as brilhantes e esclarecedoras discussões filosófico-científicas, que me ajudaram a moldar uma análise racional da Vida.

Aos nobres amigos da Universidade e fora dela, especialmente Alex de Carvalho, Fellipe Chagas, Maurício Amorim e Patrícia Lage, sou grato pelo companheirismo e abnegação durante os trabalhos de campo. Este mestrado é uma construção coletiva de vocês.

Agradeço a oportunidade de mais de meia década de convivência com os meus Mestres: o Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Jr. e o Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira. Hoje, passados esses anos, posso dizer que, além da admiração acadêmica, tenho por estes grandes pesquisadores, um profundo respeito ético e humano. As longas reuniões, os auxílios fora do expediente, os brilhantes momentos de *insight*, as discussões de campo, e a própria motivação deles em relação à minha pesquisa, jamais serão esquecidos.

Enfim, a todos aqueles com quem tive a honra de conviver, dou os meus mais sinceros agradecimentos, pois, como disse certa vez o conhecido físico Carl Sagan: *"Diante da vastidão do tempo e da imensidão do universo, é um imenso prazer dividir um planeta e uma época com vocês."*

"Não sendo lícito provocarem-se os fatos, tem-se que esperar que eles se apresentem por si mesmos. Frequentemente ocorrem por efeito de circunstâncias em que não se pensa. Para o observador atento e paciente os fatos abundam, por isso que ele descobre milhares de matizes característicos, que são verdadeiros raios de luz. O mesmo se dá com as ciências comuns. Ao passo que o homem superficial não vê numa flor mais do que uma forma elegante, o sábio descobre nela tesouros para o pensamento."

*Allan Kardec em "O Livro dos Espíritos".*
*Paris, 1857.*

## RESUMO

A Geomorfologia, como corpo interdisciplinar e multiescalar de conhecimento, demonstra que estas abordagens são possíveis e igualmente desejáveis na Ciência. Dito isto, insere-se este trabalho que possui como objetivo geral testar a possibilidade da análise multiescalar e interdisciplinar dos fenômenos de evolução do relevo tendo como *lócus* de verificação a bacia do Ribeirão Mata Porcos. Localizada na porção centro-sul do Sinclinal Moeda, esta bacia hidrográfica insere-se no flanco oeste do Quadrilátero Ferrífero-MG. No que concerne aos objetivos específicos, almeja-se (i) compreender os eventos responsáveis pela morfogênese nos vales dos cursos fluviais principais, nas bacias de cabeceira e na bacia do Ribeirão Mata Porcos como um todo; (ii) caracterizar as coberturas pedológicas nas bacias de cabeceira; e (iii) caracterizar os níveis deposicionais fluviais nos cursos de ordem mais elevada. Para cumprir estes objetivos foram realizadas análises morfométricas em gabinete, análises em campo e análises em laboratório. Na escala da bacia hidrográfica, constatou-se um alto grau de denudação, marcada pela presença de *knickpoints*, a atuação de capturas fluviais e de basculamentos neotectônicos na reorganização da drenagem. Em relação às bacias de cabeceira, foram encontradas coberturas pedológicas com graus de evolução distintos. Este padrão demonstrou a atuação de uma frente de alteração geoquímica que se propaga de jusante a montante, possivelmente relacionada ao encaixamento da drenagem e ao rebaixamento geoquímico na baixa vertente. Na escala dos vales principais, foram encontrados seis registros deposicionais. Dois holocênicos que correspondem à planície de inundação; um elaborado no Pleistoceno Inferior, que possui as características de um terraço fluvial escalonado; dois depósitos originalmente fluviais elaborados entre o Pleistoceno Médio e Inferior; e o mais antigo, elaborado possivelmente entre o Pleistoceno Superior e o Pleistoceno Médio. Em conjunto, a análise multiescalar de todos estes dados define a existência de um estado geomorfológico transitório gerado, por um lado, pelo desequilíbrio da captura fluvial quaternária do Rio das Velhas e, por outro, pela busca de um novo perfil de equilíbrio da dinâmica existente no Ribeirão Mata Porcos, seus tributários e suas bacias de cabeceira. Concluiu-se, por fim, que, caso a investigação houvesse partido da análise de apenas um destes elementos, estas conexões não seriam encontradas, sendo esta, portanto, uma abordagem essencial ao entendimento das mudanças geomorfológicas quaternárias no Ribeirão Mata Porcos.



**Palavras-chave**: Evolução Geomorfológica; Níveis Deposicionais Fluviais; Cobertura Pedológica; Neotectônica; Relação Pedogênese-Morfogênese.

## ABSTRACT

The Geomorphology, as interdisciplinary and multi-scale knowledge body, demonstrates that these approaches are possible and even desirable in Science. Thus, I present this work which has the general aim of testing the possibility of multi-scalar and interdisciplinary analysis for the landform evolution phenomena having as verification *locus* the Ribeirão Mata Porcos watershed. Located in the mid-southeastern region of the Moeda Syncline, this watershed is inserted in western flank of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais state, Brazil. The specific aims are (i) understanding the events responsible for the morphogenesis of main valleys, headwaters, and Ribeirão Mata Porcos watershed as a whole; (ii) characterizing the pedological coverage of headwaters; and (iii) characterizing the fluvial depositional levels in the rivers of higher hierarquical order. Consequently, morphometric analysis, field and laboratory procedures were performed. At the watershed scale a more aggressive denudation, the occurrence of knickpoints as well as tectonic tilting affecting the drainage reorganization were found. At the headwaters scale, were found pedological coverage with distinct evolution patterns. These patterns demonstrated the action of a geochemical weathering front which has been propagated from downstream to upstream, possibly related to both fluvial incision and chemical downwearing at the lower hillslopes segments. At the main valleys scale, six depositional records were found. Two of them are holocenic floodplains. Another one, which has characteristics of a cut-in-bedrock terrace, was built in the Lower Pleistocene. Two originally-fluvial deposits were elaborated between the Middle and Lower Pleistocene. The latters, initially cut-in-bedrock terraces were disturbed by hillslope processes. The multi-scalar approach of all these data demonstrates the existence of a transient geomorphological state defined by the quaternary river capture of Rio das Velhas and by the searching of a new equilibrium profile in the Ribeirão Mata Porcos watershed, its tributaries and its headwaters. Finally, I conclude that if the investigation had been carried out in only one of those elements, the connections would not have been found. So, the performed approach was essential for a better understanding of quaternary geomorphological changes in the Ribeirão Mata Porcos watershed.



**Keywords**: Landform Evolution; Fluvial Depositional Levels; Pedological Coverage; Neotectonics; Pedogenesis-Morphogenesis Relation.

**SUMÁRIO**

**INTRODUÇÃO..... 17**
**1. REVISÃO TEÓRICO-CONCEITUAL..... 21**
**1.1. Fundamentos teoréticos da abordagem geomorfológica..... 21**
1.1.1. Interações sistêmicas do micro ao macrocosmo..... 21
1.1.2. Sistemas geomorfológicos e suas características..... 23
1.1.3. Escalas de espaço, tempo e complexidade dos sistemas geomorfológicos..... 28
1.1.4. A soma das partes de uma bacia é igual ao todo?..... 30
**1.2. Bases e conceitos interdisciplinares..... 31**
1.2.1. Bacias de cabeceira e vales fluviais principais como elementos componentes de bacias hidrográficas..... 31
1.2.2. Modelos de evolução em longo-termo e suas relações com as bacias de cabeceira e os vales fluviais de hierarquia elevada..... 34
**1.3. Procedimentos de investigação interdisciplinares..... 39**
1.3.1. O regolito, o solo e a análise estrutural da cobertura pedológica..... 39
1.3.1.2. Registros deposicionais fluviais e evolução morfodinâmica..... 43
1.3.1.2.1. Planícies de inundação..... 43
1.3.1.2.2. Paleoníveis deposicionais e terraços fluviais..... 45
**2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS..... 48**
2.1. Localização e acessos..... 48
2.2. Hidrografia..... 49
2.3. Quadro litoestrutural regional..... 50
2.4. Eventos tectônicos regionais do pré-cambriano..... 53
2.5. Geotectônica pré-cambriana e litoestrutura do Sinclinal Moeda..... 55
2.6. Geomorfologia, evolução crustal e tectônica cenozoica regional..... 58
2.7. Geomorfologia, evolução crustal e tectônica cenozoica do Sinclinal Moeda..... 60
2.8. Variabilidade da cobertura superficial no Sinclinal Moeda..... 61
2.9. Clima, paleoclimas e aspectos biogeográficos regionais..... 63
**3. MATERIAIS E MÉTODOS..... 66**
**3.1. Procedimentos de gabinete..... 67**
3.1.1. Análise morfométrica da rede de drenagem..... 67
3.1.1.1. Curva e integral hipsométricas..... 68
3.1.1.2. Relação declividade-extensão..... 69

3.1.1.3. Fator de assimetria da bacia e fator de simetria topográfica transversal..... 71
3.1.1.4. Denudação e rebaixamento médio do Sinclinal Moeda..... 74
3.1.2. Análise de agrupamentos de bacias de cabeceira como procedimento-guia para a amostragem das coberturas pedológicas..... 75
**3.2. Procedimentos de campo..... 77**
3.2.1. Descrição das formações superficiais da bacia do Ribeirão Mata Porcos..... 77
**3.3. Procedimentos laboratoriais..... 79**
3.3.1. Análise física das coberturas pedológicas e dos sedimentos..... 79
3.3.2. Análise química das coberturas pedológicas e dos sedimentos..... 79
3.3.3. Análise mineralógica das coberturas pedológicas e dos sedimentos..... 80
**3.4. Análise integrada das informações obtidas..... 81**
**4. A BACIA HIDROGRÁFICA E SEU CONTEXTO..... 82**
**4.1. Dados obtidos..... 82**
4.1.1. Perfis topográficos e padrões morfológicos..... 82
4.1.2. Densidade e inflexões da drenagem..... 85
4.1.3. Relação declividade-extensão..... 87
4.1.4. Fator de assimetria e fator de simetria topográfica transversal..... 89
4.1.5. Relação de relevo..... 90
4.1.6. Integrais e curvas hipsométricas..... 91
4.1.7. Denudação e taxa de rebaixamento médio do Sinclinal Moeda..... 93
**4.2. Discussão..... 94**
4.2.1. Abertura do Sinclinal Moeda e suas gargantas epigênicas (*water-gaps*)..... 94
4.2.2. Ondas de incisão e denudação no Sinclinal Moeda..... 95
4.2.3. Prováveis causas da migração preferencial da rede de drenagem..... 97
4.2.4. Cotovelos e mudanças de direção dos canais fluviais..... 98
**5. BACIAS DE CABECEIRA E A RELAÇÃO PEDOGÊNESE-MORFOGÊNESE... 100**
**5.1. Análise de agrupamentos de bacias de cabeceira como procedimento-guia para a seleção de bacias representativas e posterior estudo da cobertura pedológica..... 100**
5.1.1. Análise de agrupamentos hierárquica.....101
5.1.2. Análise de agrupamentos não-hierárquica..... 102
5.1.3. Espacialização dos agrupamentos e seleção das bacias de cabeceira representativas. 103
**5.2. Caracterização pedológica das bacias de cabeceira selecionadas..... 105**
5.2.1. Tipologias dos solos descritos: elementos para uma interpretação inicial..... 105

5.2.2. Bacia de cabeceira 1..... 108
5.2.3. Bacia de cabeceira 2..... 117
5.2.4. Bacia de cabeceira 3..... 125
5.2.4. Bacia de cabeceira 4..... 135
**5.3. Morfogênese *versus* pedogênese ou pedogênese *somada* à morfogênese? Algumas reflexões..... 140**
**6. VALES FLUVIAIS PRINCIPAIS: GÊNESE, MORFOLOGIAS E DEPÓSITOS... 144**
**6.1. Elucidações iniciais..... 144**
**6.2. Morfologia das vertentes e estratigrafia dos registros sedimentares..... 145**
6.2.1. O vale do Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos I..... 145
6.2.2. O vale do Alto Curso do Ribeirão do Silva..... 146
6.2.3. O vale do Córrego Benevides..... 150
6.2.4. O vale do Córrego das Almas..... 152
6.2.5. O vale do Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos II..... 154
6.2.6. O vale do Ribeirão do Silva..... 154
**6.3. Características físicas, químicas e mineralógicas dos registros sedimentares..... 156**
**6.4. Discussão..... 144**
6.4.1. O que revela a estratigrafia dos depósitos?..... 159
6.4.2. O que revelam os atributos físicos, químicos e mineralógicos dos registros sedimentares?..... 162
6.4.2. Morfoestratigrafia, aloestratigrafia e algumas dificuldades no estabelecimento de correlações estratigráficas..... 165
6.4.3. Morfogênese(s): suas causas e influência na elaboração dos registros sedimentares.. 167
6.3.4. Cronologia dos eventos de sedimentação: uma aproximação..... 169
**7. SEMELHANÇAS E DISSEMELHANÇAS NA MULTIESCALARIDADE: A BACIA HIDROGRÁFICA, OS VALES PRINCIPAIS E AS BACIAS DE CABECEIRA REVISITADOS..... 172**
7.1.1. Os agregados que compõem a cobertura pedológica são iguais aos dos depósitos fluviais?..... 172
7.1.2. Concordâncias geomorfológicas referentes à instabilidade e estados transitórios..... 174
7.3. Estado de equilíbrio ou múltiplos estados de equilibro?..... 175
**8. CONSIDERAÇÕES FINAIS..... 177**
**9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 179**

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1: Exemplos de sistemas morfológicos hierarquicamente organizados [...]..... 24
Figura 1.2: Exemplo de sistema em sequência [...]..... 25
Figura 1.3: Exemplo de relações estabelecidas por realimentação [...]..... 26
Figura 1.4: Perfil esquemático ideal de uma cabeceira de drenagem e sua rede hidrográfica. 33
Figura 1.5: O Ciclo Geográfico Ideal de Davis (1899) e seus estágios..... 35
Figura 1.6: Modelo de retração paralela (*backwearing*) de vertente segundo King..... 38
Figura 1.7: Elementos componentes de uma vertente segundo King (1942)..... 38
Figura 1.8: Representação das diversas formas de regolito em uma vertente..... 39
Figura 1.9: Modelo de topossequências [...]..... 41
Figura 1.10: Modelo ideal de planície de inundação..... 43
Figura 1.11: Seção esquemática e blocos diagramas ilustrando terraços fluviais..... 46
Figura 1.12: Modelo de representação de níveis deposicionais [...]..... 47
Figura 2.1: Mapa de localização da bacia do Ribeirão Mata Porcos..... 49
Figura 2.2: Mapa da rede de drenagem da porção investigada do Ribeirão Mata Porcos..... 50
Figura 2.3: Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero [...]..... 51
Figura 2.4: Modelo de desenvolvimento de províncias do tipo *dome-and-keel*..... 54
Figura 2.5: Unidades litológicas do Alto-Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos..... 56
Figura 2.6: Hipsometria, MDE e perfis topográficos do Alto-Médio Ribeirão Mata Porcos.. 62
Figura 3.1: Fluxograma relativo aos procedimentos utilizados..... 66
Figura 3.2: Análise das curvas hipsométricas e a evolução da paisagem..... 69
Figura 3.3: Método de extração das variáveis componentes do índice RDE..... 70
Figura 3.4: Modelo das variáveis calculadas para o Fator de Assimetria..... 72
Figura 3.5: (A) Fator de Simetria Topográfica Transversal, conforme Cox (1994)..... 73
Figura 4.1. Localização dos perfis topográficos ao longo do Sinclinal Moeda..... 83
Figura 4.2: Perfis topográficos elaborados a partir de um MDE disponibilizado pelo Inpe.... 84
Figura 4.3: Valores de densidade de drenagem..... 85
Figura 4.4: Distribuição das principais inflexões (cotovelos) da rede de drenagem..... 86
Figura 4.5: Drenagens vizinhas com direções semelhantes [...]..... 87
Figura 4.6: Distribuição das faixas de anomalia ao longo do Sinclinal Moeda..... 88
Figura 4.7: Vetores médios do Fator de Simetria Topográfica Transversal (T)..... 90
Figura 4.8: Valores de relação de relevo (ordenadas) [...]..... 91
Figura 4.9: Valores de Integrais Hipsométricas (IH)..... 92

Figura 4.10: Valores de rebaixamento do relevo encontrados ao longo do Sinclinal Moeda.. 93
Figura 5.1: Dendograma gerado como output [...] do método de Ward..... 101
Figura 5.2: Espacialização dos grupos de bacias de cabeceiras gerados [...]..... 104
Figura 5.3: Organização estrutural da cobertura pedológica na bacia de cabeceira 1..... 105
Figura 5.4: Difratogramas de amostras de argila cenozoica e solo da bacia de cabeceira 1.. 115
Figura 5.5: Organização estrutural da cobertura pedológica na bacia de cabeceira 2..... 118
Figura 5.6: Organização estrutural da cobertura pedológica na bacia de cabeceira 3..... 126
Figura 5.7: Difratogramas de amostras de argila cenozoica e solo da bacia de cabeceira 3.. 132
Figura 5.8: Organização estrutural da cobertura pedológica na bacia de cabeceira 4..... 137
Figura 6.1: Localização e morfologia dos registros deposicionais D6 e D5..... 147
Figura 6.2: Perfis-síntese das sequências sedimentares dos níveis deposicionais [...]..... 148
Fig. 6.3: Localização e morfologia do registro deposicional D4..... 151
Fig. 6.4: Localização e morfologia dos registro deposicional D3..... 153
Fig. 6.5: Localização e morfologia dos registros deposicionais D2 e D1. ..... 155

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1.1: Status das variáveis de bacias hidrográficas em relação aos períodos de tempo da análise geomorfológica..... 29
Quadro 4.1: Percentual de classes de declividade existentes nas bacias hidrográficas pesquisadas..... 82
Quadro 4.2: Percentual das curvaturas verticais das bacias hidrográficas pesquisadas..... 83
Quadro 4.3: Análise de variância dos valores de densidade de drenagem nas bacias hidrográficas pesquisadas..... 85
Quadro 4.4: Direções da rede de drenagem nos pontos de inflexão mais significativos..... 87
Quadro 4.5: Percentual das faixas de anomalia em cada uma das bacias analisadas..... 88
Quadro 4.6: Valores médios extraídos em cada uma das bacias analisadas do Rio do Peixe. 89
Quadro 4.7: Valores médios extraídos em vários segmentos do Ribeirão Mata Porcos..... 89
Quadro 4.8: Análise de variância dos valores da relação de relevo entre as bacias do Ribeirão Mata Porcos e Rio do Peixe..... 91
Quadro 5.1: Amostra dos oito primeiros elementos da matriz de dissimilaridade construída pelo método de Ward.....101
Quadro 5.2: Análise de variância das variáveis utilizadas na geração de sete grupos..... 102
Quadro 5.3: Valores dos Centros dos Grupos Finais..... 103
Quadro 5.4: Matriz de distâncias entre os centros dos grupos finais. ..... 103
Quadro 5.5: Descrição geral e classificação dos solos analisados nas bacias de cabeceira... 106
Quadro 5.6: Atributos macromorfológicos e físicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 1..... 110
Quadro 5.7: Atributos químicos (análise de elementos adsorvidos) e mineralógicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 1..... 112
Quadro 5.8: Composição química da fração argila obtida por ataque sulfúrico e respectivas relações moleculares Ki e Kr..... 115
Quadro 5.9: Atributos macromorfológicos e físicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 2..... 119
Quadro 5.10: Atributos químicos (análise de elementos adsorvidos) e mineralógicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 2..... 120
Quadro 5.11: Composição química da fração argila obtida por ataque sulfúrico e respectivas relações moleculares Ki e Kr (EMBRAPA, 2013)..... 123

Quadro 5.12: Atributos macromorfológicos e físicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 3..... 127
Quadro 5.13: Atributos químicos (análise de elementos adsorvidos) e mineralógicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 3..... 130
Quadro 5.14: Composição química da fração argila obtida por ataque sulfúrico e respectivas relações moleculares Ki e Kr (EMBRAPA, 2013)..... 133
Quadro 5.15: Atributos macromorfológicos e físicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 4..... 138
Quadro 5.16: Atributos químicos (análise de elementos adsorvidos) e mineralógicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 4..... 138
Quadro 5.17: Composição química da fração argila obtida por ataque sulfúrico e respectivas relações moleculares Ki e Kr (EMBRAPA, 2013)..... 138
Quadro 6.1: Principais características dos depósitos fluviais e coluviais encontrados nos vales pesquisados..... 145
Quadro 6.2: Dados de granulometria provenientes das fácies que compõem os depósitos sedimentares dos vales principais..... 157
Quadro 6.3: Análise químicas e mineralógicas das fácies que compõem os depósitos fluviais encontrados..... 158

## LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1: Integral Hipsométrica (IH)..... 68
Equação 2: Relação Declividade-Extensão Trecho ($RDE_{trecho}$)..... 69
Equação 3: Relação Declividade-Extensão Total ($RDE_{total}$) ..... 70
Equação 4: Fator de Assimetria (FAB) ..... 71
Equação 5: Distância (T) entre a linha central da bacia e o meandro ativo do canal..... 72
Equação 6: Probabilidade (*p*) de migração generalizada e não-aleatória dos canais fluviais.. 74
Equação 7: Padronização das variáveis utilizadas na análise de agrupamentos..... 76

# INTRODUÇÃO

> *Existe ao menos um problema filosófico que é de interesse de todos os seres humanos. É o problema da cosmologia: o problema de entender o mundo – incluindo nós mesmos e o nosso conhecimento – como parte deste mundo.*
>
> Karl R. Popper (1902-1994)

---

Desde os primórdios da evolução humana ocorre, direta ou indiretamente, uma busca contínua pelo descobrimento do mundo, sobretudo, das leis da Natureza. Leis estas de caráter físico, químico e matemático que são passíveis de apreensão pelo pensamento humano (MITTELSTAEDT e WEINGARTNER, 2005). Posteriormente à Idade Média, em especial nos meados do século 19, com a emergência do Positivismo, é que se percebe que o conhecimento destas leis, além de favorecer o entendimento do mundo, permite ao homem, em certa medida, dominar a natureza e, desta forma, transformá-la, predizer efeitos desconhecidos a partir de causas observáveis e modelar a realidade a partir dos fatos (EDE e CORMACK, 2012; ZAMMITO, 2004).

Imersa neste ambiente intelectual, a Geomorfologia, assim como as demais geociências, surge no viés da investigação experimental para compreender fenômenos que, de forma desafiadora, ocorrem fora da escala de observação da vida humana (GREGORY, 1992; RHOADS e THORN, 1996). Assim, inúmeros modelos foram criados. Pesquisadores de diversas nacionalidades empreenderam, desde os trabalhos pioneiros de Gilbert (1877) e Davis (1899), novas possibilidades de investigação, em escalas e métodos muitas vezes complementares e outras vezes conflitantes, o que deu origem a diversos paradigmas (CHORLEY *et al.*, 1984; SACK, 1992).

Os trabalhos que se estendem de 1877 a 1952 foram fortemente marcados por estudos da evolução do relevo em larga-escala através de metodologias de cunho conceitual. Desta forma, o acúmulo destes estudos exerceu considerável influência nos estudos de cronologia de denudação e no entendimento da escala de tempo necessária para a elaboração da paisagem, fazendo-se notar, ainda hoje, sua presença marcante na pesquisa geomorfológica (WERRITTY, 2008).

O período posterior a 1952 apresenta caráter diverso. Marcado pela busca de conhecimentos mensuráveis, observáveis e modeláveis, a Geomorfologia viu-se diante do paradigma da abordagem dos processos, em uma escala muito mais curta, tanto no tempo quanto no espaço. Esta nova fase, que perdurou até a década de 1990, exerceu um papel inovador, fornecendo grande parte do conhecimento dos processos envolvidos na elaboração de paisagem, dando-lhes um caráter matemático, verificável e refutável, de bases empíricas, que estava ausente no paradigma anterior (TINKLER, 1985; CHORLEY *et al*., 1973).

Diferentemente, nas últimas décadas têm sido recorrente a existência de investigações geomorfológicas que abarcam fenômenos em escalas temporais e espaciais diversas em um mesmo estudo. Fato este relacionado principalmente à disponibilidade de informações cartográficas e dados laboratoriais antes dispendiosos ou inexistentes (BISHOP, 2007; SUMMERFIELD, 1991). Consequentemente, estes estudos permitiram que eventos geomorfológicos antes verificáveis somente em escalas específicas, geralmente monoescalares, pudessem ser analisados em níveis hierárquicos diferentes dos tradicionais, contribuindo, inclusive, na geração de dados antes entendidos como ruídos ou variações da norma.

As ciências relacionadas à Geomorfologia, como a Hidrologia, a Pedologia e a Geologia, têm servido como uma importante fonte [e ponte] de informações, favorecendo a ligação entre escalas, objetos e fenômenos que compõem os sistemas geomorfológicos (GERRARD, 1992). Este campo interdisciplinar e multiescalar, cada vez mais estreito, demonstra que esta abordagem é não apenas possível, mas igualmente desejável (SCHAETZL e ANDERSON, 2005). O mundo, ou os sistemas que o compõem, dificilmente possuem fronteiras precisas. Quem os divide, separa e agrega são os pesquisadores, que por questões científicas ou didáticas assim julgam conveniente.

No estabelecimento destas fronteiras, diversos pesquisadores postularam que dois elementos geomorfológicos, ou sistemas, da crosta continental se destacam na elaboração da paisagem: os cursos fluviais principais, de ordem hierárquica mais elevada, e os cursos d'água de ordem hierárquica inferior (SCHUMM, 1977; STRAHLER, 1952). Os primeiros, amplamente pesquisados, geralmente encontram-se associados a vales com depósitos sedimentares essenciais à interpretação geomorfológica, como planícies de inundação e terraços fluviais. No outro, os cursos de água de ordem inferior, como os de primeira e segunda ordem que compõem as bacias de cabeceira, são subestimados, embora, em termos

de área e de comprimento, estejam entre os elementos mais expressivos da superfície terrestre (MEYER e WALLACE, 2001).

Dito isto, insere-se este trabalho que possui como objetivo geral testar a possibilidade da análise multiescalar e interdisciplinar dos fenômenos de evolução do relevo tendo como *lócus* de verificação a bacia do Ribeirão Mata Porcos. Localizada na porção centro-sul do Sinclinal Moeda, esta bacia hidrográfica insere-se no flanco oeste do Quadrilátero Ferrífero, na região central do Estado de Minas Gerais.

No que concerne aos objetivos específicos, almeja-se (i) compreender os eventos responsáveis pela morfogênese nos vales dos cursos fluviais de hierarquia elevada, nas bacias de cabeceira e na bacia do Ribeirão Mata Porcos como um todo; (ii) identificar e caracterizar as coberturas pedológicas das bacias de cabeceira; e, por fim, (iii) diagnosticar e caracterizar os níveis deposicionais fluviais nos cursos de ordem mais elevada.

A escolha da área de estudos justifica-se por uma série de questões, das quais as mais relevantes são de cunho geomorfológico-geológico. Em termos regionais, o Quadrilátero Ferrífero é uma das unidades geomorfológicas mais investigadas do Estado de Minas Gerais e apresenta, no entanto, especificidades e dificuldades interpretativas ainda não plenamente solucionadas (VARAJÃO *et al*., 2009). Além disso, desde a década de 1960, tem sido posto na literatura que as porções do Quadrilátero Ferrífero localizadas acima das cotas dos 1.000 metros não apresentam registros deposicionais fluviais (BARBOSA e RODRIGUES, 1965; SANTOS, 2008), o que pode ser indiretamente verificado neste trabalho, uma vez que a área de estudos encontra-se acima da referida altitude.

Metodologicamente, os trabalhos elaborados para esta unidade morfoestrutural têm focado quase sempre em ramos específicos das geociências, como a Geomorfologia Fluvial, a Pedologia e a Geologia. Assim, as pesquisas conduzidas na área abordam, essencialmente, níveis deposicionais fluviais, de um lado (BARROS, 2012; MAGALHÃES JUNIOR, 1993), e as coberturas pedológicas, de outro (VARAJÃO *et al*., 1990; SANTOS, 2003), sem necessariamente estabelecer uma conexão entre ambos. Neste sentido, este trabalho também almeja que estas ligações interdisciplinares sejam parcialmente exploradas, ao menos em escala intermediária (meso-escala), como é próprio de bacias de drenagem de escala não-regional.

Em termos locais, a bacia do Ribeirão Mata Porcos apresenta duas especificidades que a caracterizam como um diferencial em face às demais bacias do Quadrilátero Ferrífero: o

sentido da drenagem e as evidências de captura fluvial. A drenagem do mencionado Ribeirão é a única dentre os afluentes do Alto Curso do Rio das Velhas com direção SE, enquanto os demais apresentam direção N-NE. Em relação à captura, desde os trabalhos de King (1956), diversos pesquisadores têm interpretado a garganta epigênica (*water-gap*) existente no exutório da bacia como uma evidência da erosão remontante que teria capturado as águas do antigo Ribeirão Mata Porcos em direção ao Rio das Velhas (BARBOSA, 1949; KING, 1956; DORR, 1969).

Desta forma, a bacia selecionada possui, não obstante as relevantes características regionais, diversas peculiaridades que a tornam um importante ambiente de investigações de cunho geomorfológico e, consequentemente, um local privilegiado para testar a possibilidade da análise multiescalar dos fenômenos de evolução do relevo.

# 1. REFERENCIAL TEÓRICO-CONCEITUAL

> *Os cientistas trabalham a partir de modelos adquiridos através da educação e da subsequente exposição à literatura, muitas vezes sem saber ou precisar quais características deram a estes modelos o status de paradigma da comunidade científica.*
>
> Thomas Kuhn (1922-1996)

Este capítulo traz algumas das teorias da abordagem geomorfológica. Inicialmente, são apresentados aspectos sobre as escalas de tempo e espaço passíveis de investigações sobre a evolução e dinâmica do relevo. Em seguida, são destacados os canais fluviais de ordem mais elevada, que formam os vales principais, e aqueles de hierarquia inferior, geralmente em bacias de cabeceira. Em sua última parte, são discriminados os procedimentos metodológicos interdisciplinares mais comuns a estas pesquisas.

## 1.1. FUNDAMENTOS TEORÉTICOS DA ABORDAGEM GEOMORFOLÓGICA

### 1.1.1. Interações sistêmicas do micro ao macrocosmo

Reconhece-se, sobretudo a partir dos trabalhos de Humboldt (1850) no final do século 19, e início do século 20, com a pesquisa do infinitesimal (HAINESWORTH, 2012), a existência de uma hierarquia de sistemas (*cosmos*) na qual a realidade física se expressa, variando desde o nível subatômico até as constelações planetárias, com complexas trocas de energia e matéria (BERTALANFFY, 1973). Igualmente, nas Ciências da Terra, mais especificamente no campo da Geomorfologia, é possível compreender fenômenos em diversas escalas de espaço e tempo (DAVIS, 1899; SCHUMM, 1977), o que exige do investigador uma profunda reflexão sobre as possibilidades e limitações inerentes à perspectiva multiescalar (HARRISON, 2001).

Considera-se em termos cronológicos, que as escalas de interesse geomorfológico variam desde segundos, na análise morfodinâmica da Geomorfologia de Processos, até intervalos de milhões de anos, quando se objetiva compreender a evolução morfogenética regional (GREGORY, 1992; DE BOER, 1992). Em termos espaciais, as escalas podem variar de angstrons, nas estruturas cristalinas de argilominerais, até a escala quilométrica

continental, correspondente às placas litosféricas (HUGGETT, 2002; SCHAETZL e ANDERSON, 2005).

Esta abordagem de caráter multiescalar parece ligar-se de forma estreita à perspectiva da análise sistêmica. Em termos epistemológicos, a significação de sistema, como um conjunto organizado de elementos e partes componentes interagindo-se mutuamente, tem sido aplicada há centenas de anos no conhecimento científico (SCHUMM, 1977). No entanto, somente a partir da década de 1950 através dos estudos de Biologia Teorética de Bertalanffy (1973) é que se iniciou a preocupação de uma abordagem sistêmica conceitual e rigorosamente analítica. Em Geomorfologia, os trabalhos pioneiros de Strahler (1950), Chorley e Kennedy (1971), Howard (1965), Schumm (1977) e, no Brasil, Christofoletti (1979), trouxeram contribuições inéditas à pesquisa geomorfológica de cunho sistêmico.

Pode-se considerar que, genericamente, os sistemas de interesse da geografia física são representados pelos geossistemas (SOTCHAVA, 1962). Em síntese, os geossistemas, também designados como sistemas ambientais físicos, representam a organização espacial resultante da interação dos elementos físicos e biológicos da natureza (clima, topografia, geologia, águas, vegetação, solos). Dessa forma, os sistemas ambientais físicos possuem uma expressão espacial na superfície terrestre, funcionando através da interação areal dos fluxos de matéria e energia entre seus componentes (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Nesta perspectiva, inserem-se as bacias de cabeceira, as bacias hidrográficas e os vales fluviais como elementos morfológicos que integram, como diversos outros, um conjunto de processos e respostas geomorfológicas de representação espacial. Consequentemente, tais elementos ambientais são passíveis de integrarem pesquisas dentro da abordagem da complexidade sistêmica, possibilitando ao pesquisador observar um número maior de variáveis.

No entanto, perplexo em face destas múltiplas possibilidades de investigação, o observador consciencioso vê-se diante de alguns paradoxos e questionamentos complexos, mas fundamentais à sua investigação. Como por exemplo: quais as escalas possíveis – e viáveis – da investigação geomorfológica? É possível conectá-las, sintetizá-las e satisfatoriamente responder aos objetivos de pesquisa? Quais as restrições, métodos e teorias vigentes em relação a esta perspectiva? Ou ainda, como delimitar espacialmente um sistema de caráter complexo no tempo e no espaço como o sistema geomorfológico?

Inevitavelmente, estas perguntas não podem ser respondidas de forma simplificada (MORIN, 1982), mas principalmente por meio de uma profunda reflexão teórica, empírica e

até mesmo filosófica do comportamento dos sistemas ambientais físicos e, em especial, do sistema geomorfológico (BENNETT e CHORLEY, 1978; CHURCH, 1996).

### 1.1.2. Sistemas geomorfológicos e suas características

Uma das tarefas iniciais quando se objetiva delimitar um sistema geomorfológico é conhecer a própria definição de sistema. Na Geomorfologia, Chorley e Kennedy (1971) definiram um sistema como um modelo das relações entre elementos de um todo complexo, afirmando que qualquer unidade de observação delimitada temática ou espacialmente pode ser entendida como um sistema.

Dentro desta definição, o uso das palavras 'unidade' e 'todo', remetem necessariamente a uma demarcação dos limites do sistema, dando seus contornos, separando-o de seu ambiente e sendo, portanto, de grande utilidade na caracterização de suas relações internas e externas (HUGGETT, 2004). No entanto, embora essencial, a delimitação de sistemas em Geomorfologia é realizada principalmente por critérios de 'arbitrariedade' ao invés de princípios consistentes, utilizando-se, muitas vezes, apenas de características físicas dos sistemas e do conhecimento prévio dos pesquisadores (BAKER e PYNE, 1978).

Como forma de solucionar este problema, alguns trabalhos têm utilizado a definição e delimitação de sistemas a partir dos conceitos de *autocriação* e *autoreferência*. Em síntese, estes novos conceitos descrevem a habilidade de um sistema produzir, reproduzir e manter todos os elementos dos quais ele é constituído, apresentando certa autonomia e diferindo, assim, de seu ambiente (ELVERFELDT, 2012).

Segundo Chorley e Kennedy (1971) podem se distinguir onze tipologias de sistemas, dos quais três estão diretamente associadas ao objeto da Geomorfologia e, consequentemente, aos objetos de estudos pesquisados neste trabalho. São eles: os sistemas morfológicos, os sistemas em sequência e os sistemas de processos-respostas.

Os sistemas morfológicos (*morphological systems*) são compostos apenas pela associação das propriedades físicas dos sistemas e de seus elementos componentes, ligados com suas características geométricas e de composição (Fig 1.1).

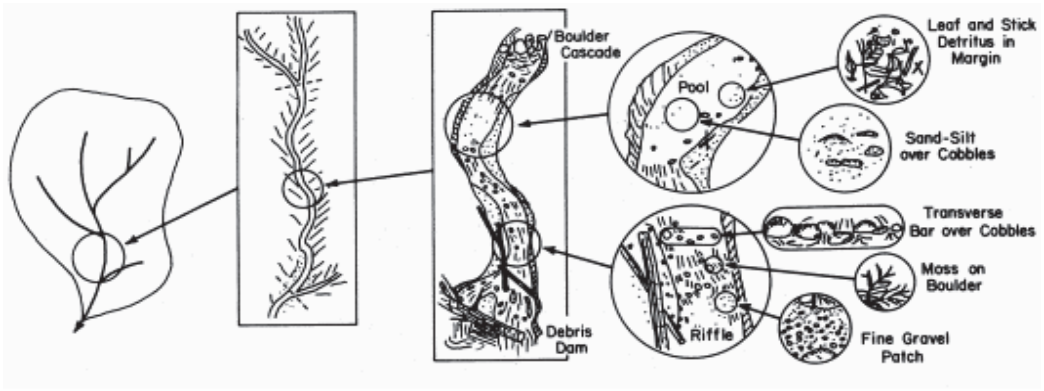



**Figura 1.1: Exemplos de sistemas morfológicos hierarquicamente organizados do sistema fluvial aos seus subsistemas. Detalhe para as dimensões espaciais e o tempo médio de permanência para cada sistema em particular. Legenda: Stream System (Sistema de Canal); Segment System (Sistema de Segmento); Reach System (Sistema de Trecho); Pool/Riffle System (Sistema de Poços/Corredeiras); Microhabitat System (Sistema de Microhabitat). Adaptado de Parsons et al. (2002).**

Correspondem às formas, sobre as quais se podem escolher diversas variáveis a serem mensuradas (comprimento, largura, altura e declividade, por exemplo). Além disso, em termos ambientais, muitas das propriedades inerentes aos sistemas morfológicos podem ser consideradas respostas ou ajustamentos ao fluxo de energia e matéria oriundas do sistema em sequência ao qual estão ligados.

No contexto da Geomorfologia, as redes de drenagem, as vertentes, as bacias de cabeceiras, as praias e os vales fluviais são exemplos de sistemas morfológicos nos quais se podem distinguir, medir e correlacionar as variáveis geométricas e composicionais (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Os sistemas em sequência ou encadeantes (*cascade systems*), por sua vez, são compostos por cadeias de subsistemas, possuindo tanto grandeza quanto localização espacial, e estão dinamicamente relacionados por uma cascata de matéria e energia (Fig. 1.2).

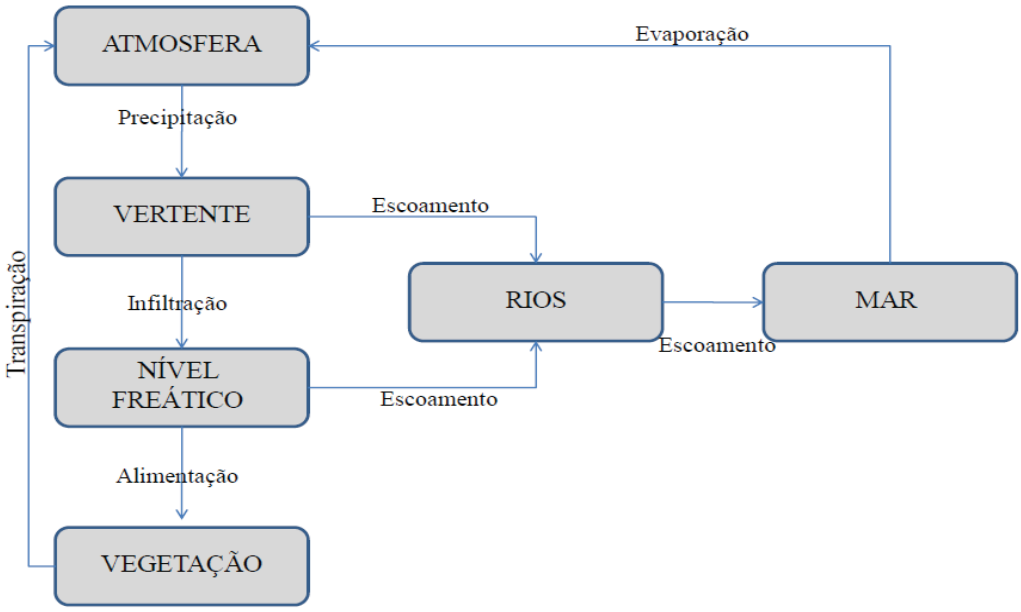



**Figura 1.2: Exemplo de sistema em sequência, mostrando as relações entre os vários subsistemas, com diversas entradas (*inputs*) diretamente associadas ao armazenamento ou saída de matéria e energia (*outputs*). Adaptado de Christofoletti (1980) e Huggett (2007a).**

Complementarmente, os sistemas de processos-respostas são formados pela combinação de sistemas morfológicos e sistemas em sequência (Fig. 1.3).

Segundo a classificação de Chorley e Kennedy (1971), os sistemas em sequência referem-se aos processos, enquanto os de cunho morfológico representam a forma. Assim pode-se definir e estabelecer um equilíbrio entre o processo e a forma, de modo que qualquer alteração no sistema em sequência refletirá na estrutura do sistema morfológico, através do reajustamento das variáveis, face à obtenção de um novo equilíbrio que resultará em uma nova forma.

Analogamente, as modificações processadas nas formas podem alterar a maneira pela qual o processo se realiza, gerando modificações nos atributos dos *inputs* fornecidos aos sistemas morfológicos. Como exemplo, Christofoletti (1999) afirma que:

> "[...] aumentando a capacidade de infiltração de determinada área, haverá redução do escoamento superficial e da densidade de drenagem, o que reflete na diminuição da declividade das vertentes. Essa diminuição por sua vez, facilita a capacidade de infiltração e diminui o escoamento superficial. Ao contrário diminuindo a capacidade de infiltração de uma área, haverá aumento do escoamento superficial e da densidade de drenagem, o que reflete em maior declividade das vertentes. Este aumento, por sua vez, irá aumentar o escoamento superficial. (CHRISTOFOLETTI, 1999, p. 7)."

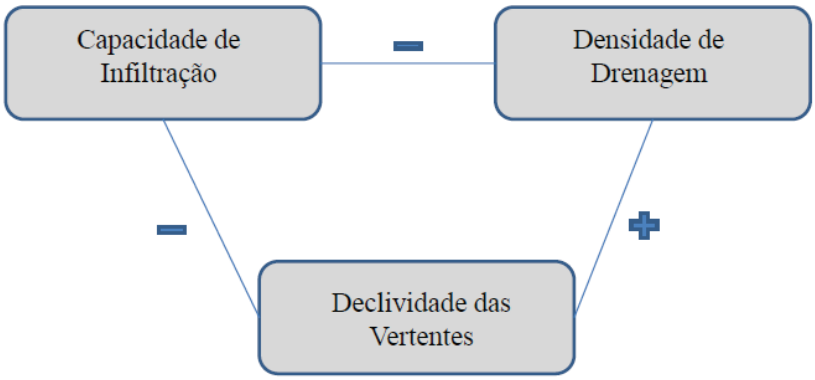



**Figura 1.3: Exemplo de relações estabelecidas por realimentação (*feedback*) em um sistema de processos-respostas. Adaptado de Christofoletti (1980).**

Postas tais informações, essa sequencia de eventos (processos) anteriormente descritos por Huggett (2007a) se aplica perfeitamente à dinâmica das relações entre os sistemas bacias de cabeceiras e vales fluviais, uma vez que há uma cadeia contínua de fluxos de matéria e energia, tipicamente em cascata, através da morfologia que os caracteriza. Além disso, ocorrem transmissão e armazenamento de grande parte destes fluxos.

Convém ressaltar que, além das tipologias supracitadas, existem ainda na Geomorfologia três principais classificações: *sistemas simples*, *complexos mas desorganizados*, e *complexos e organizados* (HUGGETT, 2007b).

Os sistemas simples (*simple systems*) são compostos por leis mecânicas, que envolvem resistência e equações de movimento, podendo ser previstas por leis Newtonianas. Geomorfologicamente, pode-se exemplificar por meio da existência de matacões numa encosta, a partir da qual, se colocados em movimento, torna-se possível prever suas trajetórias e atributos. Os sistemas complexos mas desorganizados (*systems of complex disorder*) são caracterizados por um conjunto de componentes, mas os objetos são considerados como interagindo de maneira fraca ou acidental. Em termos ambientais, pode-se mencionar as partículas individuais do regolito, onde há numerosas interações acidentais ou caóticas.

Em uma noção sistêmica mais moderna, os objetos são entendidos por interagirem fortemente uns com os outros para formar um sistema complexo e de natureza organizada (*systems of complex order*).

A partir das informações supracitadas podem-se sintetizar as características dos sistemas geomorfológicos nos seguintes aspectos (HUGGETT, 2004):

(i) Os sistemas geomorfológicos são inerentemente *instáveis*, *caóticos* e *auto-organizáveis*, ou seja, tendem a gerar morfologias distintas durante certa escala de tempo apesar do mesmo pulso inicial (clima, estrutura, nível de base);

(ii) Os sistemas geomorfológicos são ordenados e melhor descritos como sistemas em *caos determinístico*, onde ocorrem fenômenos de instabilidade dinâmica, mas não aleatória;

(iii) Complexidade e ordem são propriedades emergentes dos sistemas geomorfológicos, o que significa que, com alterações de escala espacial e temporal, comportamentos caóticos e instáveis podem aparecer e desaparecer;

(iv) Como consequência dos três princípios mencionados, os sistemas geomorfológicos apresentam auto-organização e auto-desorganização (*em síntese: aumento da amplitude altimétrica = auto-organização; diminuição = auto-desorganização*);

(v) Morfologias instáveis e estáveis podem coexistir na mesma paisagem e no mesmo intervalo de tempo. Com efeito, diferentes partes do sistema responderão diferentemente ao mesmo estímulo inicial;

(vi) Pequenas mudanças no sistema geomorfológico podem levar a grandes mudanças em função de processos de realimentação;

(vii) Sistemas geomorfológicos podem tornar-se mais complexos ou simples em qualquer escala e em qualquer unidade de tempo, pois não há um aumento linear da complexidade em função do aumento de escala;

(viii) Nenhum sistema geomorfológico muda *ad infinitum*. O desenvolvimento da estabilidade dos processos leva a uma convergência com a eventual ausência de diferenças morfológicas no tempo e no espaço, uma vez que a evolução divergente (tópico i) é auto-limitante;

(ix) Processos e controles ambientais operando em escalas espaciais e temporais distintas são independentes entre si;

(x) A independência da escala é uma função da frequência e magnitude dos eventos geomorfológicos.

Sendo assim, porções da crosta terrestre como bacias hidrográficas, vertentes, canais fluviais, cabeceiras de drenagem e outros elementos que apresentem as características

mencionadas podem ser abordados como sistemas geomorfológicos, dentro de uma estrutura hierárquica complexa e organizada (CHORLEY, 1962).

### 1.1.3. Escalas de espaço, tempo e complexidade dos sistemas geomorfológicos

Conforme esclarecem De Boer (1992), Phillips (1995) e Evans (2003), para compreender um sistema geomorfológico não é necessário reconhecer e pesquisar em todas as escalas disponíveis, uma vez que certos níveis exercem um papel preponderante enquanto outros são majoritariamente secundários, dependendo da escala do sistema e dos objetivos da investigação.

Neste sentido, décadas antes, Schumm e Lichty (1965) unificaram as escalas temporais da abordagem geomorfológica em três níveis, possibilitando a compreensão das conexões hierárquicas entre estas faixas de tempo.

O mais alto nível, denominado Tempo Cíclico (*Cyclic Time*), representaria um intervalo de milhões de anos, na qual o sistema fluvial progrediria através de um Ciclo de Erosão (DAVIS, 1899). No Tempo Cíclico, as variáveis do sistema apresentariam uma tendência a mudanças de longo-termo, onde pequenas perturbações poderiam estar superpostas atuando como respostas do equilíbrio dinâmico (SCHUMM e LICHTY, 1965).

No entanto, Brunsden (2004) postula que as variáveis controlantes – estrutura, clima e nível de base – não permaneceriam estáveis durante tal intervalo de tempo, optando por conceitos baseados em uma abordagem sistêmica sem referências a modelos cíclicos davisianos.

No nível intermediário, intitulado Tempo Equilibrado (*Graded Time*), que variaria de centenas a milhares de anos, o sistema fluvial apresenta-se em condição de equilíbrio quanto à forma (*graded*), resultante das condições de equilíbrio entre as forças atuantes no sistema geomorfológico [*dynamic equilibrium*] (CHORLEY *et al*., 1984; SCHUMM e LICHTY, 1965).

No nível inferior desta escala de tempo, Schumm e Lichty (1965) caracterizam a existência de períodos relativamente curtos nas quais as variáveis do sistema não mudariam com o tempo, ou seja, estariam em um período estacionário (*Steady Time*).

A partir desta divisão em intervalos de tempo, a análise dos sistemas geomorfológicos pode revelar diferentes condições de equilíbrio, dependendo da escala de interesse de cada pesquisa [Quadro 1.1] (CHORLEY *et al*., 1984).

| Variáveis da Bacia Hidrográfica | Status das Variáveis em Determinados Períodos de Tempo | | |
|---|---|---|---|
| | Tempo Cíclico | Tempo Equilibrado | Tempo de Estabilidade |
| 1. Tempo | Independente | Não Relevante | Não Relevante |
| 2. Amplitude Inicial (*relief*) | Independente | Não Relevante | Independente |
| 3. Geologia (litologia e estruturas) | Independente | Independente | Independente |
| 4. Clima | Independente | Independente | Independente |
| 5. Vegetação (tipo e densidade) | Dependente | Independente | Independente |
| 6. Relevo ou Volume Acima do Nível de Base | Dependente | Independente | Independente |
| 7. Hidrologia (escoamento e sedimentação/área) | Dependente | Independente | Independente |
| 8. Morfologia da Rede de Drenagem | Dependente | Dependente | Independente |
| 9. Morfologia das Vertentes | Dependente | Dependente | Independente |
| 10. Hidrologia (vazão e sedimentação) | Dependente | Dependente | Dependente |

**Quadro 1.1: Status das variáveis de bacias hidrográficas em relação aos períodos de tempo da análise geomorfológica. Detalhe para o fato de algumas variáveis tornarem-se independentes, dependentes ou não relevantes em função da escala temporal. Adaptado de Schumm e Lichty (1965).**

Como consequência, pode-se considerar a escala do tempo estacionário (*Steady Time*) como apropriada ao estudo dos processos; enquanto o tempo cíclico (*Cyclic Time*) compreenderia os estudos de evolução geomorfológico-geológica; e o tempo contínuo (*Graded Time*) seria adequado às investigações do Holoceno (SLAYMAKER, 2006).

No que concerne às escalas espaciais, as respostas de um sistema geomorfológico podem ser associadas a dois períodos de tempo que descrevem as variáveis complexas: (i) o tempo de reação, que representa o intervalo entre um único distúrbio e uma mudança morfológica; e (ii) o tempo de relaxamento (*relaxation time*), que consiste no intervalo entre uma mudança morfológica e uma nova condição de equilíbrio (HARRISON, 2001).

Neste caso, as menores unidades espaciais apresentariam tempos de reação e relaxamento mais curtos, com respostas mais rápidas às mudanças, podendo, ser analisadas em curtas escalas de tempo. Por outro lado, paisagens de larga-escala detêm feições que demandariam respostas em uma escala de tempo maior, uma vez que há expressiva quantidade de material a ser transformado ou transportado para ajustar a paisagem às novas condições (CHORLEY *et al*., 1984).

Consequentemente, a origem das formas de relevo parece estar intrinsecamente ligada às diversas escalas temporais que caracterizam uma origem poligenética, tendo em vista que cada parte do sistema geomorfológico responde diferentemente aos mesmos estímulos iniciais (HUGGETT, 2007a; CHURCH, 1996). Como exemplo disto, Huggett (2004) afirma que:

> "Após mudanças ambientais em uma dada bacia hidrográfica frequentemente o vale principal encontra-se submetido a um processo agradacional enquanto, por outro lado, as bacias de cabeceira apresentam um alto grau de dissecação fluvial, no mesmo intervalo de tempo" (HUGGETT, 2004. In: GOUDIE, 2004, p.178).

Nota-se que estas respostas, tipicamente complexas, descrevem as diferenças de ajustes do relevo às mudanças iniciais, permitindo compreender a evolução do relevo como um processo de ajustamento complexo sem-fim, tanto no tempo quanto no espaço (SCHUMM, 1977; SCHUMM, 1981; SLAYMAKER, 1972).

### 1.1.4. A soma das partes de uma bacia é igual ao todo?

Embora a compreensão dos fenômenos da natureza esteja centrada, desde o século XVII, na abordagem analítica (*reducionista*) e na abordagem holística, parece claro que pouca atenção tem sido dada para interpretações geomorfológicas que considerem os níveis de explicação necessários a pesquisas em diferentes escalas (CHURCH, 1996).

Uma dessas tentativas tem sido a abordagem reducionista, segundo a qual forças e entidades físicas podem ser reduzidas, e melhor compreendidas focalizando o problema em um nível inferior na hierarquia da complexidade, reconhecendo o conjunto de leis e entidades próximas às frações elementares, mais simples (DEUTSCH, 1998). Um dos argumentos reducionistas, por exemplo, é de que todas as propriedades dos objetos tais como dureza, cor, textura são subjetivas e não compõem as estruturas reais de nível atômico e subatômico, com suas leis e comportamentos próprios (HARRISON, 2001).

A outra abordagem – *holística* – considera que a análise do fenômeno ambiental deva ser realizada em seu próprio nível hierárquico, e não em função do conhecimento adquirido nos componentes de nível inferior (CHRISTOFOLETTI, 1999). Consequentemente, esta abordagem compreende que *o todo é maior que a somatória de suas partes*, uma vez que há propriedades que existem somente no seu próprio nível hierárquico e não em níveis inferiores.

Sobretudo a partir do final do século XX, uma série de autores têm relatado as dificuldades existentes na abordagem exclusivamente reducionista, bem como suas deficiências teóricas em face da complexidade (DEUTSCH, 1998).

Na Geomorfologia, os trabalhos de Harrisson (2001) e Phillips (1995) apontam que o reconhecimento de variações escalares da paisagem – escalas de laboratório, seção fluvial, vertente e paisagem – podem ser explicadas desconectando as escalas-curtas (*short-scales*)

das largas-escalas (*large-scales*), invalidando a abordagem reducionista. A existência de novos atributos nas diversas escalas de investigação torna-se, então, um poderoso argumento contra a abordagem reducionista tendo em vista que a morfologia da paisagem pode ser muito mais do que a soma de suas partes, necessitando de teorias em um nível hierárquico superior para explicá-la.

Dessa forma, a *síntese*, se entendida como resultado da complexidade torna-se impossível, enquanto, por outro lado, a *análise*, interpretada como uma abordagem do todo, passa a ser vista não somente como uma alternativa possível, mas frutífera em todos os sentidos (ANDERSON, 1972).

Contudo, convém notar que é equivocada a ideia de que haja oposição entre as perspectivas reducionista e holística (CHRISTOFOLETTI, 1999). Ambas se complementam e tornam-se necessárias aos procedimentos de análise, sendo realmente fundamental o conhecimento da totalidade do sistema investigado, da complexidade que o caracteriza e de sua estruturação hierárquica.

De um modo geral, a abordagem reducionista focaliza elementos componentes em cada nível hierárquico – como bacias de cabeceira e vales fluviais – ao invés de todo o sistema – a bacia hidrográfica –, mas em cada hierarquia também se pode individualizar as entidades e compreendê-las em sua totalidade, substituindo assim, a antiga concepção de analisar parte a parte para concluir realizando uma grande síntese.

## 1.2. BASES E CONCEITOS INTERDISCIPLINARES

### 1.2.1. Bacias de cabeceira e vales fluviais principais como elementos de bacias hidrográficas

A bacia hidrográfica é uma unidade física com fronteiras delimitadas podendo estender-se por várias escalas espaciais (TUNDISI e MATSUMURA, 1995). Nesta unidade coexistem elementos específicos de determinadas escalas, como canais de ordem hierárquica inferior, ao mesmo tempo em que algumas propriedades, como o padrão de drenagem, podem apresentar caraterísticas similares em várias escalas (CHORLEY, 1962). Em bacias hidrográficas de ordem hierárquica elevada é possível distinguir, por critérios geomorfológicos, dois principais ambientes que se interagem fisicamente: as bacias de cabeceira e os vales fluviais principais (GOMI *et al*., 2002).

As bacias de cabeceira (*headwaters*), definidas por Strahler (1957) como bacias hidrográficas de canais de primeira e segunda-ordem, podem ser compreendidas como sub-sistemas das bacias de ordem hierárquica mais elevada. Dessa forma, encontram-se diretamente associadas aos vales fluviais principais [de terceira-ordem e superiores], onde se processa a distribuição, o transporte e a armazenagem dos sedimentos originados nas bacias de cabeceira (SCHUMM, 1977).

A relevância dos canais de ordem hierárquica inferior, muitas vezes subestimada, torna-se mais contundente quando se constata que 60 a 80 % do comprimento da rede fluvial e entre 70 e 80% da área de bacias hidrográficas são drenadas por canais de primeira e segunda-ordens, que compõem as referidas bacias de cabeceira [*headwaters*] (SIDLE *et al*., 2000; MEYER e WALLACE, 2001).

Convém salientar que a conceituação de *headwater*, proposta por Strahler (1957), permanece usual na literatura científica, sobretudo nos países anglo-saxões (VIANELLO *et al*., 2009; NICKOLOTSKY e PAVLOWSKY, 2007). E que, baseando-se em processos hidrológicos e geomorfológicos, Hack e Goodlett (1960) e Hack (1965), dividiram o sistema bacias de cabeceiras em quatro zonas, possibilitando uma compreensão mais elaborada dos fenômenos existentes, a saber: (i) vertentes; (ii) bacias de ordem-zero; (iii) canais transicionais entre bacias de ordem-zero e canais de primeira-ordem (temporários ou efêmeros); e (iv) canais de primeira e segunda-ordem (Fig. 1.4).

Os processos originários nas vertentes em direção aos canais fluviais são importantes para definir os limites das bacias de cabeceira (GOMI *et al*., 2002). Diversos trabalhos têm sugerido caracterizar os processos geomorfológicos de bacias de cabeceira como (i) dominados por movimentos de massa e coluvionamentos, enquanto os vales principais seriam (ii) dominados por eventos de atividade fluvial e aluvial de esculturação da paisagem, como os processos de dissecação e formação de terraços fluviais (BENDA e DUNNE, 1987; MONTGOMERY e FOUFOULA-GEORGIOU, 1993).

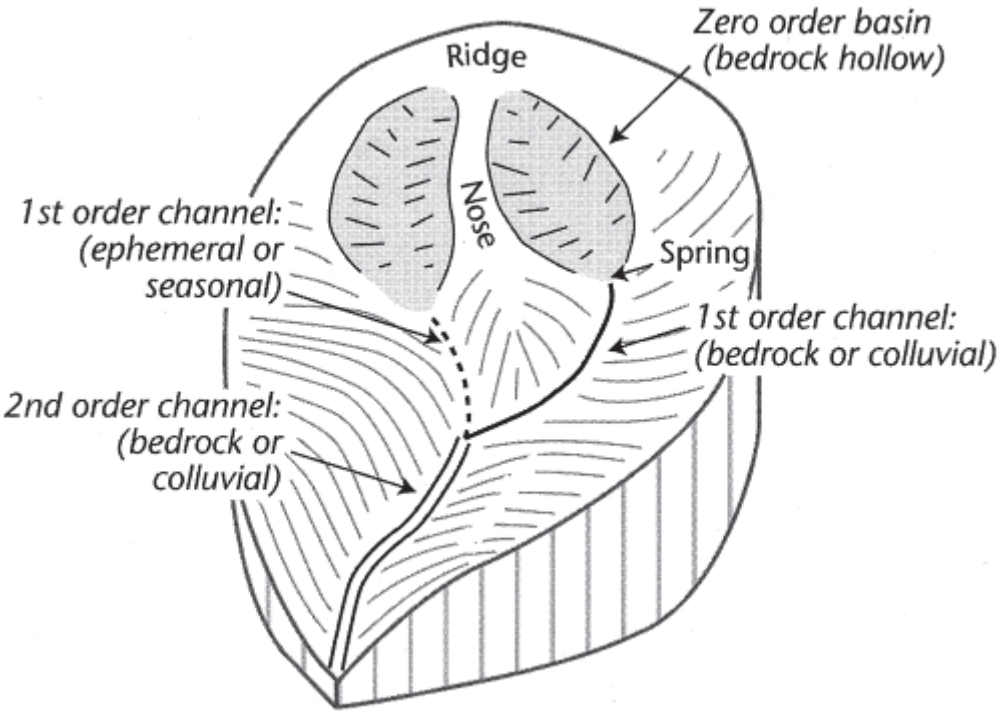



**Figura 1.4: Perfil esquemático ideal de uma cabeceira de drenagem e sua rede hidrográfica. Adaptado de Hack e Goodlett (1960). Legenda: Ridge: cume; Nose: vertente convexa; Zero Order Basin ou Bedrock Hollow: bacia de ordem zero ou concavidade em rocha; 1st and 2nd order channel: canais de primeira e segunda ordem; Ephemeral or Sesonal: efêmero ou sazonal; bedrock or colluvial: substrato rochoso ou coluvial. Adaptado de Huggett (2004).**

De um modo geral, os fenômenos em bacias de cabeceira apresentam-se como sistemas de processo-resposta, com fluxos em cascata entre as vertentes e o canal fluvial. Nas bacias hidrográficas de maior hierarquia fluvial o controle exercido pelo arranjo geométrico da rede hidrográfica e das bacias de cabeceira seria um dos fatores primordiais na dinâmica geomorfológica. Além disso, as relações entre estas unidades – bacias hidrográficas e bacias de cabeceira – são frequentemente descontínuas em função das inúmeras mudanças, principalmente, na largura do vale, no ângulo de junção de tributários, na granulometria do substrato e no gradiente do canal (RICE *et al*., 2001).

Grosso modo, os sedimentos produzidos nas bacias de cabeceira são transportados pela rede hidrográfica, alterando de forma contínua e/ou episódica os ambientes fluviais, a arquitetura dos registros deposicionais e, consequentemente, a morfologia dos canais de terceira ordem e superiores (BENDA e DUNNE, 1997; GREGORY *et al*., 1991).

Assim, esta relação dinâmica entre vales fluviais principais e bacias de cabeceira torna-se uma das grandes possibilidades de investigação para compreensão tanto dos fenômenos ditos locais, quanto da abordagem holística focalizada na hierarquia das bacias hidrográficas de maior ordem.

### 1.2.2. Modelos de evolução em longo-termo e suas relações com as bacias de cabeceira e os vales fluviais de hierarquia elevada

Desde o final do século 19, as pesquisas de Gilbert (1877), Davis (1899), Penck (1953) e King (1953) estabeleceram modelos conceituais dos sistemas de paisagem que definiram novas orientações às investigações geomorfológicas, e influenciam, inclusive, ainda hoje. A revisão destes conceitos pode auxiliar, mesmo que indiretamente, no reconhecimento de padrões de equilíbrio entre a esculturação fluvial e a influência de fatores internos e externos como litologia, tectônica e clima, como se segue.

Nesta perspectiva o Ciclo Geográfico (*Geographical Cycle*) de Davis (1899) é um exemplo clássico de modelo conceitual em Geomorfologia (TUCKER, 2004), na qual foram providas informações para uma série de relevos observados e construídas predições evolutivas. Para Davis (1899), o conceito de evolução da paisagem implica num processo irreversível de mudanças contínuas e inevitáveis em uma sequência ordenada de transformações, onde as formas mais recentes poderiam ser consideradas estágios em uma progressão levada até as formas mais antigas.

Dentro deste modelo, a passagem do tempo imprimiria mudanças na geometria da paisagem em que poderia ser inferida a passagem do tempo, com segurança, da mesma forma que as relações geométricas de um relógio (CHORLEY *et al.,* 1984). No primeiro estágio, ou juventude (*youth*), um rápido soerguimento da litosfera produz uma região com divisores de drenagem mal definidos e separados por uma rede fluvial com poucos rios de expressão, mas com numerosos pequenos canais em forte erosão regressiva (Fig. 1.5 - B).

A erosão em direção às bacias de cabeceira, associada à incisão vertical de toda a rede de drenagem, aumenta rapidamente a variação altimétrica (*relief*) e durante toda a juventude produz vales em forma de V (Fig. 1.5 - C). Ao final do estágio de juventude, os rios principais já estão equilibrados (*graded*) e, como evidência, eles possuem curvas suaves e pequenas planícies de inundação nas porções mais a jusante (DAVIS, 1899).

Segundo Davis (1899), as mudanças observadas no desenvolvimento dos divisores guardam relação intrínseca com o desenvolvimento da rede de drenagem, e em especial das cabeceiras, sem o qual a evolução e redução dos interflúvios ocorre de maneira muito mais lenta:

> "As partes mais altas do interflúvio, onde somente age o clima, sem a concentração de água em rios, desgastam-se muito mais lentamente. [...] Assim, a diferença altimétrica (*relief*) fica maior durante essas fases e [...] os rios principais aprofundam

> muito mais lentamente durante o resto de suas vidas. [...] No período subseqüente ocorre o "mais rápido desgaste das terras altas. No entanto, [...] as mudanças a partir dessa fase ocorrem muito mais lentamente que aquelas do primeiro período (DAVIS, 1899, p.486)."

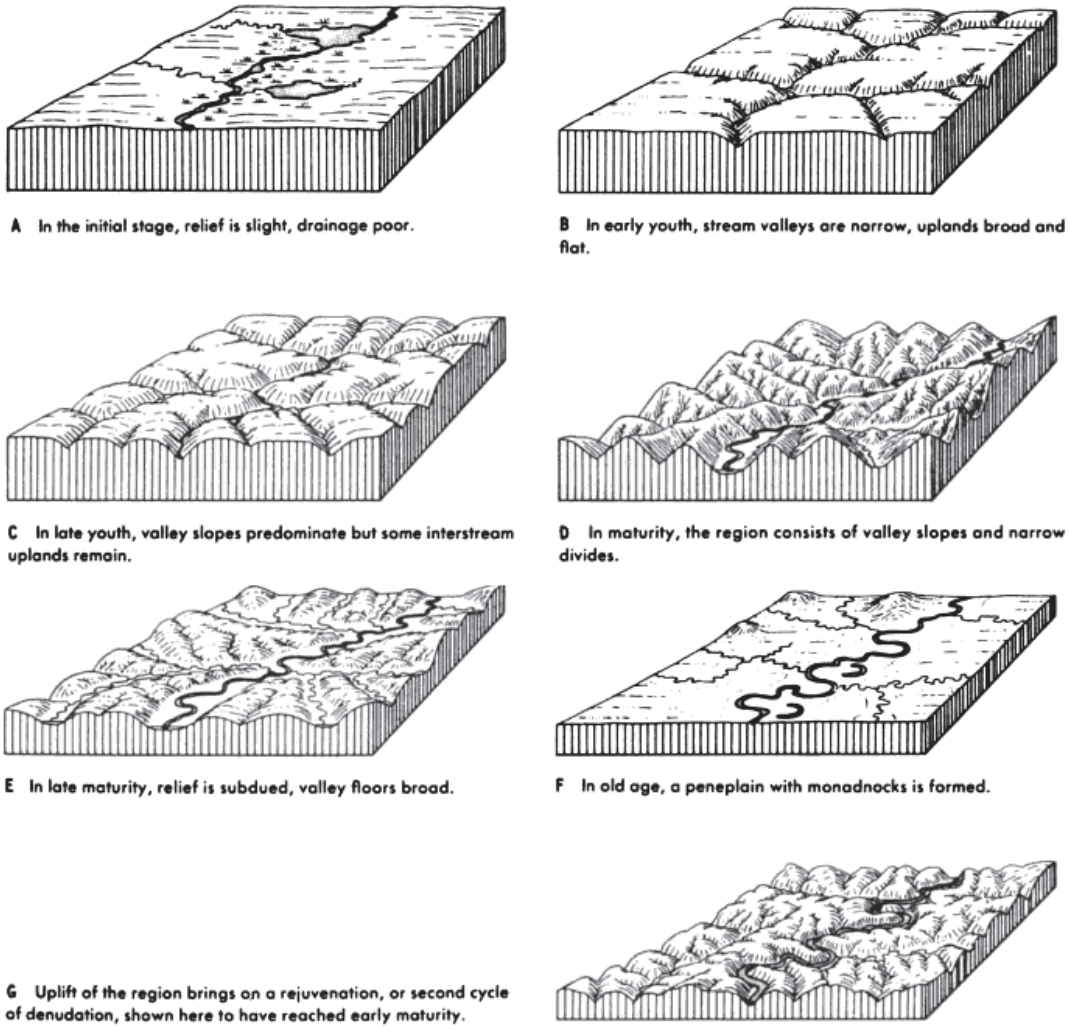



**Figura 1.5: O Ciclo Geográfico Ideal de Davis (1899) e seus estágios. Legenda: (A) No estágio inicial, o relevo é pouco expressivo e a drenagem insuficiente; (B) No início da Juventude, os vales são estreitos, as terras altas são planas e largas; (C) No final da Juventude, as vertentes do vale são predominantes mas alguns canais interiores permanecem nas terras altas; (D) Na Maturidade, a região consiste de vertentes e divisores estreitos; (E) No final da maturidade, o relevo é vencido e os fundos de vale se ampliam; (F) Na Senilidade, um peneplano cm monadnocks é formado; (G) Um soerguimento regionaç retoma o rejuvenescimento, ou um segundo ciclo de denudação, mostra ter atingido a maturidade Adaptado de Strahler (1965).**

No início do estágio subseqüente, de maturidade (*maturity*), o relevo alcança sua diferença altimétrica máxima (*maximum relief*) e a rede de drenagem interrompe o seu crescimento, apresentando-se bastante integrada. Com o passar do tempo, as condições de equilíbrio (*graded*) atingem progressivamente os rios tributários. No meio do estágio de maturidade (Fig. 1.5 - D), os divisores estão estreitados, os rios principais são meandrantes com planícies significativas. Os fundos de vale são rebaixados de forma lenta, ao mesmo

tempo em que, o rápido rebaixamento das superfícies cimeiras e dos topos, proporciona a diminuição progressiva do desnível do relevo no final desse estágio (Fig. 1.5 - E).

No último estágio do desenvolvimento seqüencial do Ciclo Geográfico, na senilidade (*old age*), as vertentes e cristas dos divisores estão equilibradas (*graded*), assim como a paisagem apresenta rios com vales de inclinação suave com largas planícies. Muitas vezes, os vales fluviais possuem amplos cordões de meandramento sobrepostos por divisores arredondados, em processo de ligeiro rebaixamento (Fig. 1.5 - F). Finalmente, outro soerguimento pode causar a redissecação do peneplano e exibir um conjunto de formas de relevo nas quais diferentes estágios superimpostos uns aos outros (Fig. 1.5 - E).

Ressalta-se que muitas das ideias contidas no modelo conceitual de Davis (1899) foram amalgamadas a partir de concepções de seu predecessor, Gilbert (1877), vinte e dois anos antes. Com efeito, a ideia mais influente de Gilbert (1877) é a concepção de equilíbrio (*graded*), que é atingida quando o a carga sedimentar se iguala à capacidade de transporte e o rebaixamento fluvial cessa. Consequentemente, a erosão lateral torna-se relativamente mais importante, o que resulta numa paisagem aplanada que corta todas as estruturas geológicas. Estas conclusões foram essenciais ao desenvolvimento da teoria davisiana sem, no entanto, jamais terem sido aplicadas por Gilbert (TINKLER, 1985).

Os demais conceitos de grande importância nos estudos pioneiros de Gilbert (1877) referem-se à lei dos divisores, da declividade e da estrutura. Sobre isso, o mencionado pesquisador afirma que:

> "É igualmente verdade que qualquer rio onde há fornecimento integral de carga e tenha atingido uma condição de igual ação [em todos os seus trechos], a declividade dos canais menores será maior em relação aos mais volumosos. [...] Assim, a declividade expressa uma relação inversa se comparada à quantidade de água. Da mesma forma, […] a distribuição dos divisores depende, em parte, da dureza ou fragilidade da rocha [...] sendo mais declivosos onde as rochas são mais duras (GILBERT, 1877, p. 114 e 115)."

Associado a essas características, Gilbert (1877) menciona que, pelo fato dos divisores serem mais altos que as superfícies que os envolvem, a sua degradação é menos intensa pelo fato de não receberem as concentrações hídricas que se dirigem para as partes mais rebaixadas, o que tenderá a mantê-lo sobrelevado. Afirma também, que em consequência das mudanças dos cursos fluviais por aplanamento, aluvionamento e captura (*abstraction*), há mudanças abruptas nos divisores de drenagem.

Por outro lado, o desenvolvimento dos divisores sobre rochas de diferentes resistências suavemente inclinadas (monoclinais) dá-se através da mudança regressiva e gradativa de suas posições (recuo) por meio de processos degradacionais, mantendo-se a inclinação da estrutura

original. Nesta mesma linha conceitual, de desenvolvimento gradual dos divisores, Gilbert (1877) demonstra que a taxa de erosão em vertentes com o mesmo aporte hídrico e mesmo material (substrato) será dependente de suas declividades iniciais. Com efeito, se essas duas vertentes estiverem em lados opostos, e separadas pelo mesmo divisor, aquela que possuir maior declividade será degrada mais rapidamente e, consequentemente, se moverá em direção àquela mais suave, cessando o processo apenas quando houver uma simetria geral e/ou captura de drenagem (*abstraction*) (GILBERT, 1877).

Em meados da década de 1950, Lester Charles King estruturou seu modelo conceitual de evolução do modelado terrestre baseado nos conceitos de pediplanação e pedimentação (TWIDALE, 1992). Entretanto, assim como Davis (1899) e Gilbert (1877), a teoria de King possui fundamentos associados à morfogênese das porções iniciais dos canais fluviais e dos divisores de drenagem, mas com abordagens diferentes. Consequentemente, muitos geomorfológos contrastam os modelos de Davis (1877) e King (1953), postulando que os peneplanos são fomados primordialmente pelo rebaixamento vertical das vertentes (*downwearing*), com conseqüente redução da diferença altimétrica do relevo (*relief*), enquanto os pediplanos formam-se por retração lateral das vertentes (*backwearing*) mantendo as diferenças altimétricas (*relief*) relativamente elevadas (Fig. 1.6 e 1.7) até o estágio final de desenvolvimento (MIGÓN, 2004). Ademais, conforme Twidale (1992), convém ressaltar que esse modelo de retração de escarpas e vertentes de King (1953) não é original, tendo sido cunhado e aplicado anteriormente por Penck (1953).

Entretanto, King (1953) explica ainda dois modos possíveis de compreensão do desenvolvimento de vertentes. Ele discute veementemente que a retração de escarpas é prevalente, no entanto assevera que o rebaixamento (*downwearing*) é possível em terrenos de rochas frágeis e áreas cobertas por vegetação rasteira. Além disso, áreas com baixo gradiente altimétrico (*relief*) e presença de rochas frágeis, são reduzidas com concomitante achatamento dos interflúvios até o momento em que as vertentes atingem uma declividade estável e inicia-se o processo de retração lateral.

No que concerne às cabeceiras de drenagem, King associa o fenômeno de recuo lateral (*backwearing*) das vertentes à dinâmica do fluxo hídrico turbulento, como manifestado em voçorocamentos. Especialmente em King (1942) é mencionado o intemperismo, o movimento de detritos por gravidade, o escoamento difuso (*sheet wash*) e a retração de cabeças de voçorocas (*gully heads*), dos inúmeros córregos e ravinas como os processos responsáveis pela retração das encostas. King (1942) postula também que as cabeceiras de voçorocas (*gully*

*heads*) são os agentes mais importantes no desgaste e na retração lateral dos elementos da vertente.

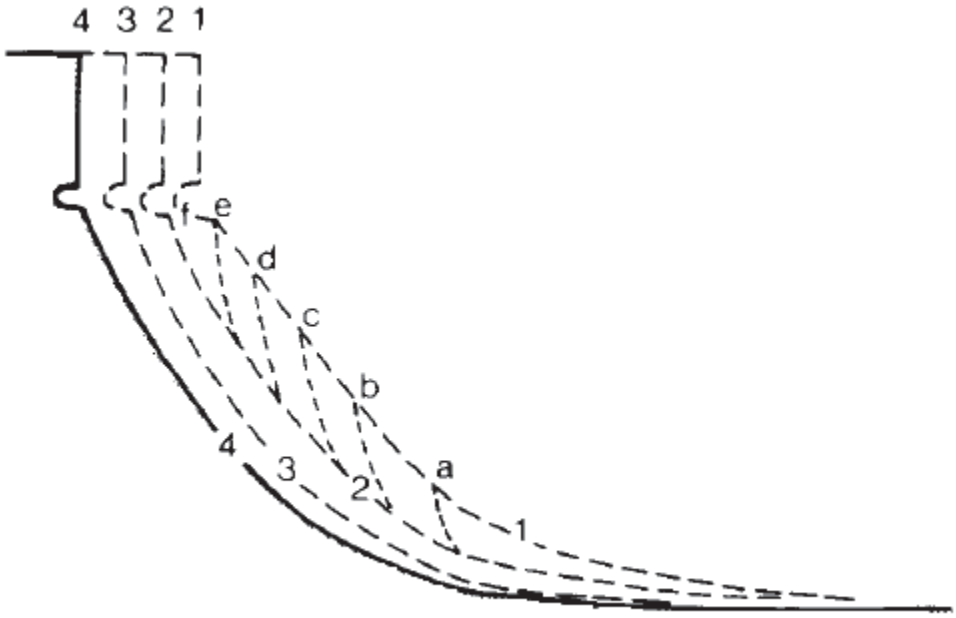



**Figura 1.6: Modelo de retração paralela (*backwearing*) de vertente segundo King. Destaque para o topo achatado e manutenção das declividades. Adaptado de Twidale (1992).**

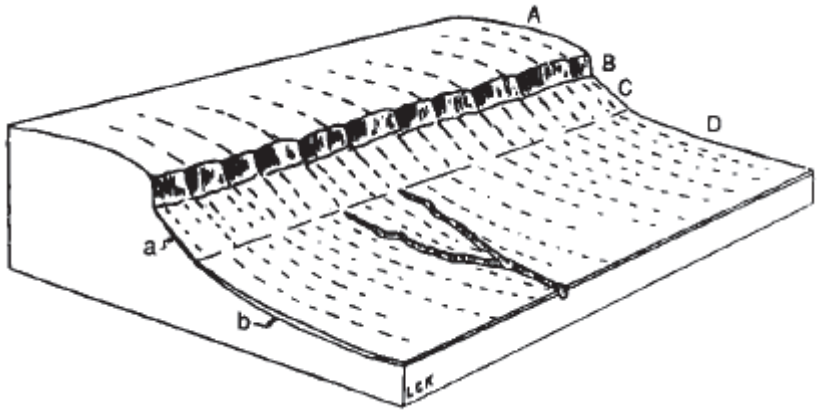



**Figura 1.7: Elementos componentes de uma vertente segundo King (1942). A saber: A= cristas (*crest*) ;B= Face da escarpa (*scarpface*); C= vertente de detritos (*debris slope*); D= pedimento; a= tálus e b= solo. Adaptado de Twidale (1992).**

Por fim, torna-se fundamental considerar que embora muitas das idéias propugnadas por Davis (1899), King (1953) e outros, não tenham sido corroboradas com o passar do tempo, a criação e o progressivo refinamento de modelos conceituais permanecem como partes fundamentais da Geomorfologia, sendo utilizados ainda hoje (BROWN, 1996).

## 1.3. PROCEDIMENTOS DE INVESTIGAÇÃO INTERDISCIPLINARES

### 1.3.1. O regolito, o solo e a análise estrutural da cobertura pedológica

O termo regolito, cunhado por Merrill (1897), refere-se aos detritos rochosos intemperizados química e fisicamente, de origem autóctone e alóctone, encontrados em ambiente continental. Assim, inclui rocha intemperizada de vários níveis, bem como sedimentos coluviais, aluviais, eólicos, pisolitos, areias e outros. Pode apresentar caráter pouco a fortemente consolidado e/ou cimentado, com elevado grau de dureza. Conforme Schaetzl e Anderson (2005), o material formado *in situ* é usualmente designado *residuum*, enquanto o regolito alóctone tem sido denominado "regolito transportado" (Fig. 1.8).

Segundo Taylor e Eggleton (2001) o regolito pode ser descrito e interpretado na seguinte sequência, sem necessariamente apresentar todas estas características: (i) solo; (ii) horizonte ferruginoso e/ou alumínico; (iii) saprolito colapsado [com ou sem mosqueado]; (iv) saprolito com mosqueados por oxi-hidróxidos de ferro; (v) saprolito esbranquiçado, composto principalmente de caulinita e/ou quartzo; (vi) fragmentos de rocha; (vii) frente de intemperismo; (viii) rocha sã.

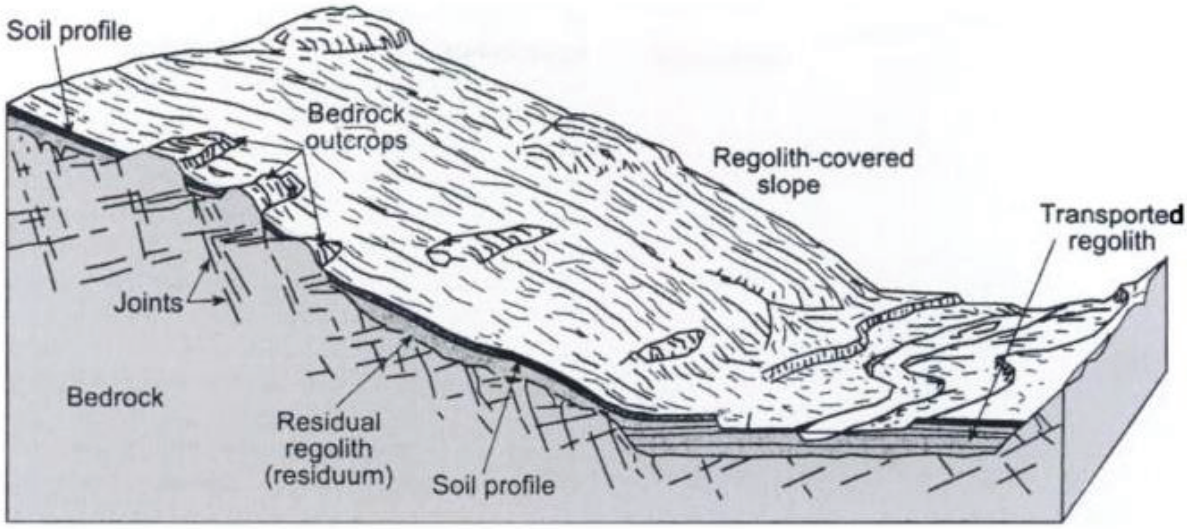



**Figura 1.8: Representação das diversas formas de regolito em uma vertente. Legenda: Soil profile: perfil do solo; Bedrock outcrops: afloramentos rochosos; Joints: juntas; Residual Regolith (residuum): Regolito Residual (residuum); Regolith-Covered Slope: Vertente Coberta por Regolito; Transported Regolith: Regolito Transportado. Adaptado de Schaetzl e Anderson (2005).**

Entendido como um dos componentes do regolito, o solo foi um dos materiais superficiais mais estudados nas últimas décadas, em intrínseca relação com os fatores de formação que lhes caracterizam [relevo, clima, organismos, material de origem e tempo] (VIDAL-TORRADO *et al*., 2005).

Sobretudo no período de investigações anterior à década de 1930, o solo era compreendido tradicionalmente segundo perfis verticais, a partir do qual eram realizadas as interpretações morfológicas de horizontes e camadas. Embora houvesse interpretações que considerassem a translocação e neoformação de materiais de caráter vertical, a interpretação baseada na continuidade lateral do solo era subestimada (QUEIROZ NETO, 2000).

Com as pesquisas de Milne (1935) inicia-se uma nova fase de investigação das relações espaciais entre os solos, contribuindo para o desenvolvimento da Pedogeomorfologia (*Pedogeomorphology*) ou Geomorfologia dos Solos (*Soil Geomorphology*), uma vez que se encontram explicações diretas entre a pedogênese e a morfogênese. O paradigma responsável pela disseminação de pesquisas deste gênero foi o conceito de *catena*, que segundo Milne (1935) pode ser enunciado como:

> "uma unidade de mapeamento [...] que agrupa solos que, a despeito de estarem colocados em pontos diferentes de um sistema natural de classificação, tendo em vista suas diferenças morfológicas e fundamentais, estão, no entanto relacionadas na sua ocorrência por condições topográficas e se repetem nas mesmas posições uns em relação aos outros, sempre que aquelas condições estão presentes (MILNE, 1935)."

Posteriormente, Ruhe (1956) expandiria o conceito da catena clássica, formada por materiais parentais semelhantes, para uma sequência de solos que poderia ter origem por duas ou mais formações geológicas, mas que manteria a mesma cadeia de solos – *catena* – ao longo do vertente.

Mas somente com Delvigne (1964), e outros pesquisadores franceses, é que se inicia a abordagem na qual se teoriza que os mecanismos de perda, transferências e acumulações de materiais poderiam ocorrer lateralmente, da superfície em direção à rocha sã, mesmo que originados de um mesmo material parental.

Esta nova abordagem denominada *Análise Estrutural da Cobertura Pedológica*, desenvolvida nos trabalhos pioneiros de Bocquier (1973) e Boulet (1976), propõe a reconstituição vertical e lateral dos horizontes que compõem o solo com base em trincheiras, estrategicamente abertas, em topossequências no sentido de maior declive (Fig. 1.9).

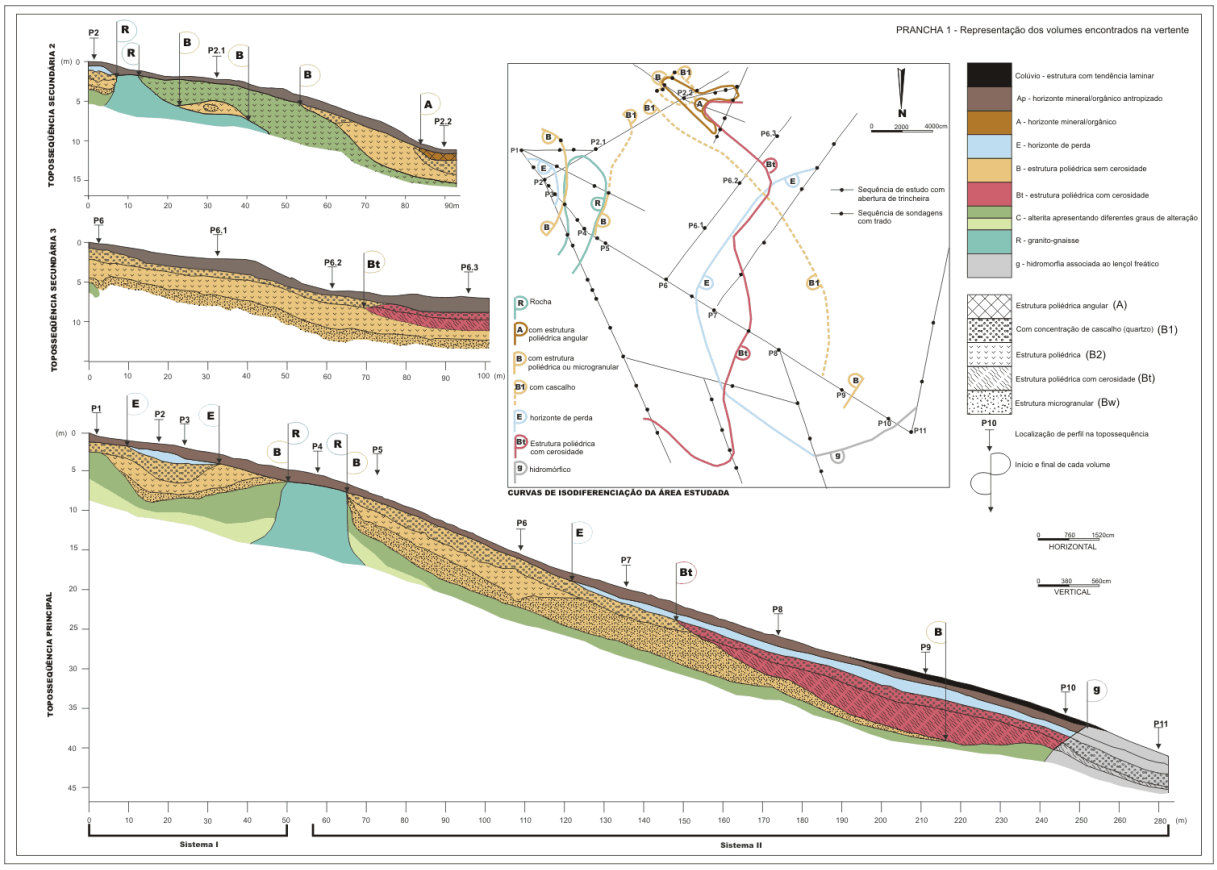



**Figura 1.9: Modelo de Topossequências que compõem uma análise estrutural da cobertura pedológica. As linhas no plano superior correspondem às topossequências e os perfis à esquerda e abaixo Adaptado de Carvalho (2003).**

Após a elaboração das trincheiras, a Análise Estrutural da Cobertura Pedológica propõe que seja estabelecida uma série de topossequências de caráter transversal, permitindo uma investigação tridimensional da variação da cobertura pedológica e, consequentemente, a percepção do local em que se iniciam e terminam determinados horizontes ou características pedogenéticas.

Como consequência, esta nova abordagem permite superar algumas das dificuldades existentes na investigação proposta por Milne (1935), onde as catenas são vistas de maneira reducionista, como simples justaposições de perfis verticais ao longo da vertente. Desta forma, o solo passa a ser concebido como um *continuum* estruturado e organizado como cobertura pedológica que possui variações laterais, principalmente ao longo das vertentes, e não somente em termos verticais.

Este *continuum* passa a ser investigado com base nas organizações pedológicas que se arranjam em diversos níveis diretamente relacionados às escalas de observação. Segundo Eswaran e Banos (1976) e Ruellan *et al.* (1989) estes níveis podem ser sumarizados em:

(i) Agregados Elementares ou Organizações Elementares que representam os constituintes básicos do solo em dimensões que variam do microscópio – tais como a fração argila (plasma), areia (esqueleto) e silte – ao olho nu;

(ii) Horizontes Pedológicos representando volumes de solos mais ou menos paralelos à superfície, com um ou mais tipos de agregados elementares e constituindo uma feição pedológica, geralmente com argilominerais, concreções de ferro e manganês, e matéria orgânica;

(iii) Sistemas Pedológicos ou Sistemas de Solos referindo-se a amplas coberturas superficiais dentro do qual é possível distinguir diferentes horizontes organizados em superposição vertical e sucessão lateral dentro da escala de análise geomorfológica.

Considerando a existência de fenômenos e fatores complexos, como as transformações físico-químicas que existem nos sistemas pedológicos em contínua busca pelo equilíbrio de forças, é possível inferir que a dimensão temporal representa uma quarta dimensão, e igualmente um fator passivo de formação do solo (PHILLIPS, 1993a).

Neste sentido, Boulet *et al.* (1982a) ponderam que sob condições pedobioclimáticas e geotectônicas estáveis no tempo e no espaço, a evolução da cobertura pedológica ocorre com a conservação das diferenças entre os horizontes, o que estaria de acordo com a teoria do equilíbrio dinâmico mencionada por Phillips (1993a). Contudo, quando ocorrem mudanças nas condições ambientais, os agregados elementares se transformam, como uma forma de busca de equilíbrio em face às novas forças atuantes, ocasionando a formação de horizontes lateralmente discordantes e constituindo os denominados *sistemas de transformação pedológica lateral*. No Brasil, diversas pesquisas focaram as transformações de horizontes B latossólicos em B texturais a partir das transformações laterais que estes sistemas estiveram submetidos (ESPÍNDOLA, 2010).

Em síntese, Boulet *et al.* (1982a) consideram que: (i) o solo é um meio organizado e estruturado, representando uma cobertura contínua ao longo das vertentes; (ii) as organizações pedológicas e suas estruturas apresentam três dimensões espaciais e uma dimensão temporal, sendo que estas características devem estar presentes em todas as escalas, do microscópio à paisagem; (iii) o estudo dos solos deve se basear nessas estruturas e organizações, independente da escala, considerando suas propriedades e processos.

### 1.3.2. Registros deposicionais fluviais e evolução morfodinâmica

Os registros deposicionais fluviais continentais mais expressivos para investigações do Quaternário são majoritariamente encontrados nas planícies de inundação, compreendidas como níveis deposicionais ativos, e os paleoníveis deposicionais, geralmente caracterizáveis como terraços fluviais (BARROS, 2012). Todos estes registros deposicionais servem como marcadores geomorfólogicos para a reconstrução dos eventos morfodinâmicos que esculpiram o relevo, tornando possível compreender, ao menos em parte, fenômenos que atualmente não existem.

#### 1.3.2.1. Planícies de inundação

Os níveis deposicionais fluviais atuais mais expressivos para investigações geomorfológicas são as planícies de inundação. De uma maneira geral, pode-se identificar visualmente estes elementos pela morfologia relativamente plana das acumulações sedimentares dispostas nas porções marginais dos cursos d´água (Fig. 1.10).

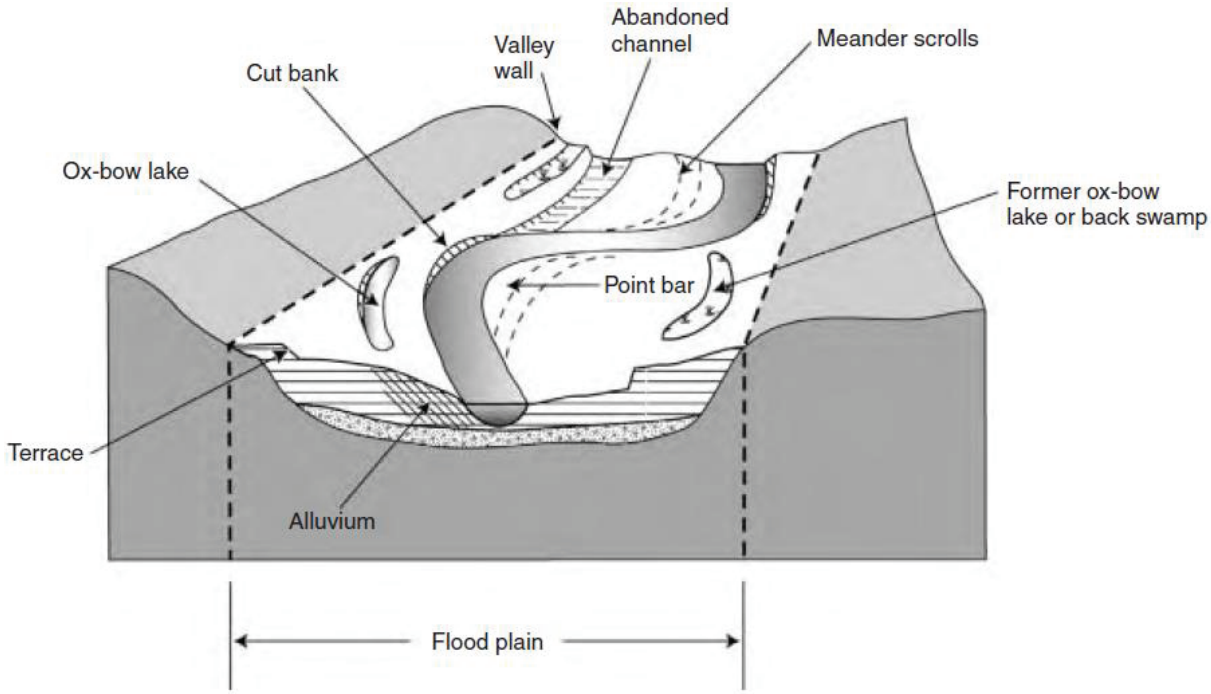



**Figura 1.10: Modelo ideal de planície de inundação (*floodplain*) contendo diversos elementos geomorfológicos, a saber: *alluvium* (alúvio), *terrace* (terraço), *point bar* (barra de pontal), *former ox-bow lake or back swamp* (antiga lagoa marginal ou pântano), *ox-bow lake* (lagoa marginal), *cut bank* (corte de talude), *valley wall* (parede do vale), *abandoned channel* (canal abandonado), *meander scrolls* (meandro deslocado). Adaptado de Marriott (2004).**

Em termos morfogenéticos, as planícies de inundação são compostas essencialmente por material aluvionar. Entretanto, sua delimitação e classificação, em termos de área inundada, não é uma tarefa simples (WOLMAN e LEOPOLD, 1957). Desta forma, Nanson e Croke (1992), ao invés de critérios hidráulicos, utilizaram evidências estratigráficas e genéticas, demonstrando que as planícies possuem origem poligenética e uma morfoestratigrafia de acamamento horizontal construída por material aluvial sob condições de fluxo hídrico atual.

A evolução da dinâmica deposicional das planícies de inundação pode ser compreendida por meio de dois processos esculturais: a acreção vertical e a acreção lateral (MARRIOTT, 2004).

De acordo com esta pesquisadora, os registros da acreção lateral são construídos tanto pelas barras marginais, que podem se formar por uma sequência alternada em canais relativamente retilíneos, ou por barras de pontal desenvolvidas em curvas de meandros. Neste processo dinâmico, a migração lateral de um canal através da erosão das margens é mantida e compensada pela deposição na margem oposta, de forma que com o passar do tempo o canal fluvial pode retrabalhar a morfoestratigrafia do vale e levar ao estabelecimento de meandros abandonados, lagoas marginais e feições de eixos fluviais abandonados.

Os eventos morfogenéticos de acumulação vertical ocorrem, sobretudo, através de fluxos de extravasamento do canal fluvial que, em vista da baixa velocidade e alta rugosidade do novo ambiente, favorecem a deposição de material em suspensão (PICKUP, 1991). Neste ambiente ocasionalmente forma-se uma zona de turbulência próxima às margens do canal, permitindo a deposição de materiais mais grosseiros enquanto há selecionamento de sedimentos mais finos nas porções mais distantes do canal (MARRIOTTI, 1996).

Em termos de classificação, as planícies de inundação podem ser distinguidas em função de sua morfologia ao invés dos processos genéticos. Assim, se consideramos uma planície como um sistema morfológico integrado ao canal fluvial, a mesma pode ser vista como uma macroforma, ao passo que as mesoformas são partes componentes do canal, como barras de canal e planícies. As mesoformas podem influenciar o fluxo e os padrões de deposição da macroforma. As microformas são estruturas de pequena-escala (*small-scale*) superpostas nas mesoformas, como, por exemplo, dunas e ondulações (LEWIN, 1978).

Em síntese, as planícies de inundação respondem às alterações no regime fluvial e no fornecimento de sedimentos mesmo que em taxas muito baixas. O registro sedimentológico destas mudanças é frequentemente incompleto e em longas escalas de tempo todas as

planícies de inundação possuem caráter poligenético gerado por influências externas, como mudanças climáticas e nível de base, que não permanecem constantes (SCHUMM, 1977).

#### 1.3.2.2. Paleoníveis deposicionais e terraços fluviais

Dentre os registros deposionais adotados em reconstruções paleoambientais, os depósitos fluviais destacam-se pelo seu potencial de informação com base em critérios sedimentológicos e estratigráficos (BARROS, 2012).

Quando os depósitos fluviais abandonados ocorrem em níveis que mantêm a configuração morfológica original, ou próxima dela, tais níveis são denominados terraços fluviais. A inatividade destes níveis decorre de diferentes processos associados à dinâmica espaço-temporal da rede de drenagem, como o encaixamento (LEOPOLD *et al*., 1964; SCHUMM, 1977). A porção plana superior de um terraço, denominada *tread*, *platforms* ou *benches* na literatura inglesa, pode representar a parte mais elevada do fundo de vale, demarcando o nível prévio à incisão fluvial.

Os terraços podem apresentar substrato rochoso ou de algum material deposicional, e frequentemente mantém as características de declividade (*dip*), a menos que tenham ocorrido soerguimentos tectônicos e isostáticos diferenciais (HARDEN, 2004). A porção íngreme que separa duas superfícies planas (*treads*) é uma escarpa (*scarp* ou *riser*), sendo essa morfologia um indicativo de períodos discretos de encaixamento pontuado por períodos de agradação ou estabilidade (RITTER *et al*., 1982).

Geneticamente, terraços podem ser deposicionais ou erosivos. Os primeiros resultam do abandono de ambientes fluviais ativos a partir de processos de acreção vertical e lateral (Fig. 1.11).

Os terraços erosivos, por sua vez, são formados a partir da ação erosiva lateral do canal fluvial (HARDEN, 2004). A partir do critério de distribuição espacial ao longo das margens, os terraços podem ser classificados em pareados – quando ocorrem em ambas as margens e em altitudes similares – e não-pareados, nos casos em que não há correspondência entre os registros deposicionais nas duas margens (SUMMERFIELD, 1991). A existência de níveis não-pareados encontra explicação em eventos que apresentam baixa taxa de encaixamento e intensa migração lateral, erodindo os terraços, assim como processos de encosta que podem eliminar os registros deposicionais (RITTER, 1986).

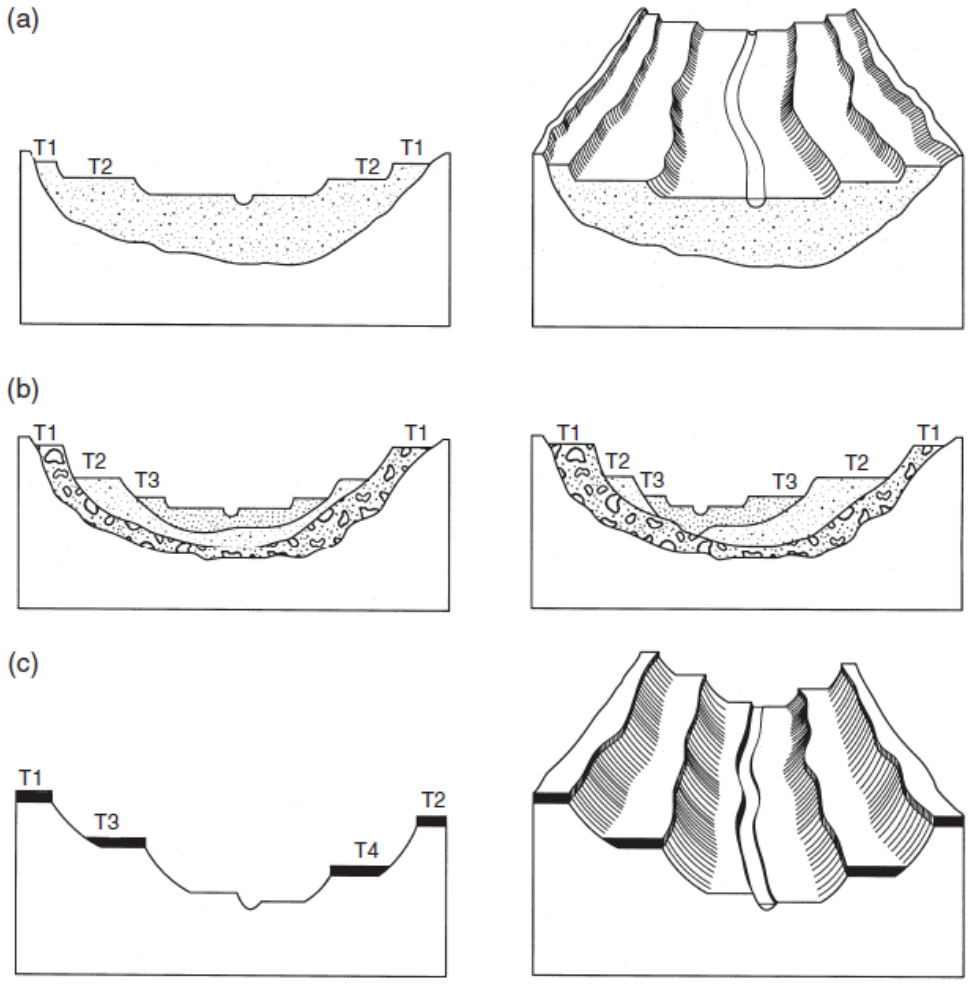



**Figura 1.11: Seção esquemática e blocos diagramas ilustrando (A) terraços deposicionais pareados, (B) terraços deposicionais formados por múltiplos episódios de preenchimento do vale e (C) terraços não-pareados. Adaptado de Harden (2004).**

A incisão fluvial que origina os terraços pode ser compreendida considerando-se, principalmente, os processos de mudanças no nível de base e capturas fluviais (WEGMANN e PAZZAGLIA, 2002). As mudanças de nível de base podem estar associadas a movimentações tectônicas, variações isostáticas e frentes erosivas como no caso da, propagação remontante de rupturas (*knickpoints*). Convém notar, igualmente, que respostas internas do sistema fluvial podem levar a formação de pequenos terraços sem a necessidade das variáveis externas mencionadas (SCHUMM, 1975).

Da mesma forma, variações dos balanços de energia dos canais, associadas a mudanças hidrológicas e/ou relativas à carga sedimentar dos sistemas fluviais, podem resultar em alterações nos perfis longitudinais e nas seções transversais, assim como à incisão das calhas gerando terraços. Mudanças ou oscilações climáticas, por exemplo, podem impactar o regime hidrológico e sedimentar em diferentes escalas de tempo.

Diferentes tipos de terraços vêm sendo propostos na literatura internacional. No Brasil, são comuns os relatos de terraços escalonados, encaixados e embutidos (BARROS, 2012; MAGALHÃES JR, 1993; SANTOS, 2008). Em função da dissecação fluvial pode-se interromper um processo de esculturação de uma planície e podem se formar terraços encaixados, parcialmente embutidos ou escalonados. A sua diferença genética está associada à magnitude do encaixamento. Nos terraços escalonados o encaixamento fluvial apresenta magnitude suficiente para expor o substrato rochoso, enquanto nos terraços encaixados, embora haja o rebaixamento da calha, o substrato rochoso não se expõe, ficando recoberto pela sequência aluvial mais recente.

De acordo com Christofoletti (1981), os paleoníveis deposicionais escalonados refletem processos de entalhamento fluvial de relevante magnitude que são interrompidos por ciclos de deposição. A energia disponibilizada para os estágios de entalhamento é fornecida por pulsos de soerguimento tectônico para desencadeamento dos processos.

Por outro lado, os terraços fluviais embutidos possuem a sua gênese relacionada a diferentes fases hidrossedimentológicas sem que ocorra a incisão da rede de drenagem no substrato rochoso. Com efeito, a estruturação de terraços embutidos pode ocorrer pela formação de um nível deposicional em condições de elevada energia de transporte seguida pela geração de um nível em condições de reduzida energia, e vice-versa. Estas variações energéticas no fluxo hídrico do canal fluvial podem estar ligadas a condições internas do sistema, capturas fluviais e mudanças climáticas (BARROS, 2012; SCHUMM, 1977).

Em termos tipológicos, os terraços embutidos ocorrem quando um nivel deposicional mais recente se forma compartilhando a mesma base de um nível mais antigo, ou ainda, quando o nível deposicional mais jovem estiver completamente envolto pelos materiais que compõem o nível mais antigo, sendo então denominado integralmente embutido (Fig. 1.12).

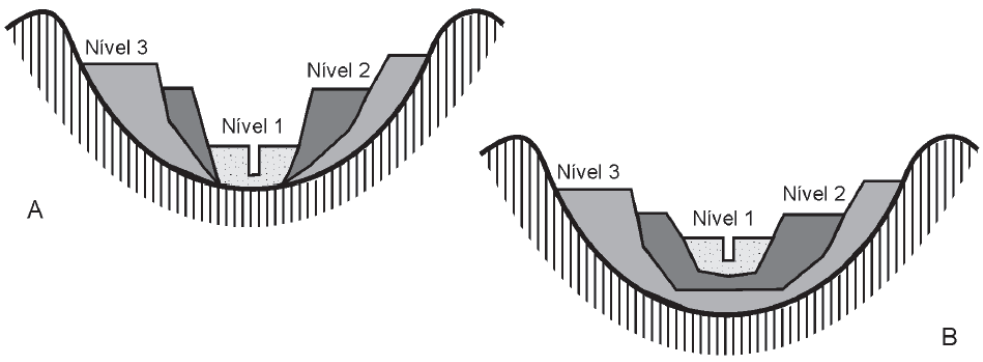



**Figura 1.12: Modelo de representação de níveis deposicionais embutidos (A) e níveis integralmente embutidos (B). Adaptado de Barros (2012).**

# 2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

> *Quanto mais nós aprendemos sobre o mundo, e mais profundo nosso aprendizado, mais consciente, claro e bem-definido será nosso conhecimento do que nós não sabemos, ou o conhecimento da nossa ignorância. A principal fonte de nossa ignorância repousa no fato de que nosso conhecimento só pode ser finito, enquanto a nossa ignorância deve necessariamente ser infinita.*
>
> Karl R. Popper (1902-1994)

Este capítulo aborda alguns aspectos referentes às características ambientais do Sinclinal Moeda e do Quadrilátero Ferrífero. Primeiramente, há descrições regionais sobre as características litoestruturais do Quadrilátero Ferrífero, sua gênese e evolução. Em seguida, são tratados os aspectos mais específicos, como as coberturas pedológicas, as mudanças climáticas, as litologias, a morfologia e a evolução do Sinclinal Moeda desde o Proterozoico.

## 2.1. Localização e acessos

O Alto-Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos, referente à porção hidrográfica estudada neste trabalho, encontra-se inserido na região central do Estado de Minas Gerais, entre as coordenadas UTM norte 7763 km - 7741 km N, e leste 609 km - 623 km E. As maiores cidades do entorno são Belo Horizonte e Ouro Preto, distantes cerca de 50 km do centroide da bacia (Fig. 2.1).

As principais vias de acesso à área de estudos são as rodovias BR - 040 – cortando o eixo N-S do Sinclinal Moeda, em sua borda W – e outra estrada pavimentada sem identificação, na porção central da bacia, atravessando a borda E do Sinclinal em direção ao distrito de Bação. Somam-se a estas rodovias esparsas estradas não-pavimentadas, geralmente de sentido E-W localizadas no Alto Curso.

Na porção sul do Sinclinal, próximo ao exutório, o acesso às bacias de cabeceira e aos fundos de vale torna-se bastante difícil em função da ausência de estradas, somado à alta declividade e à presença de minerações de grande porte.

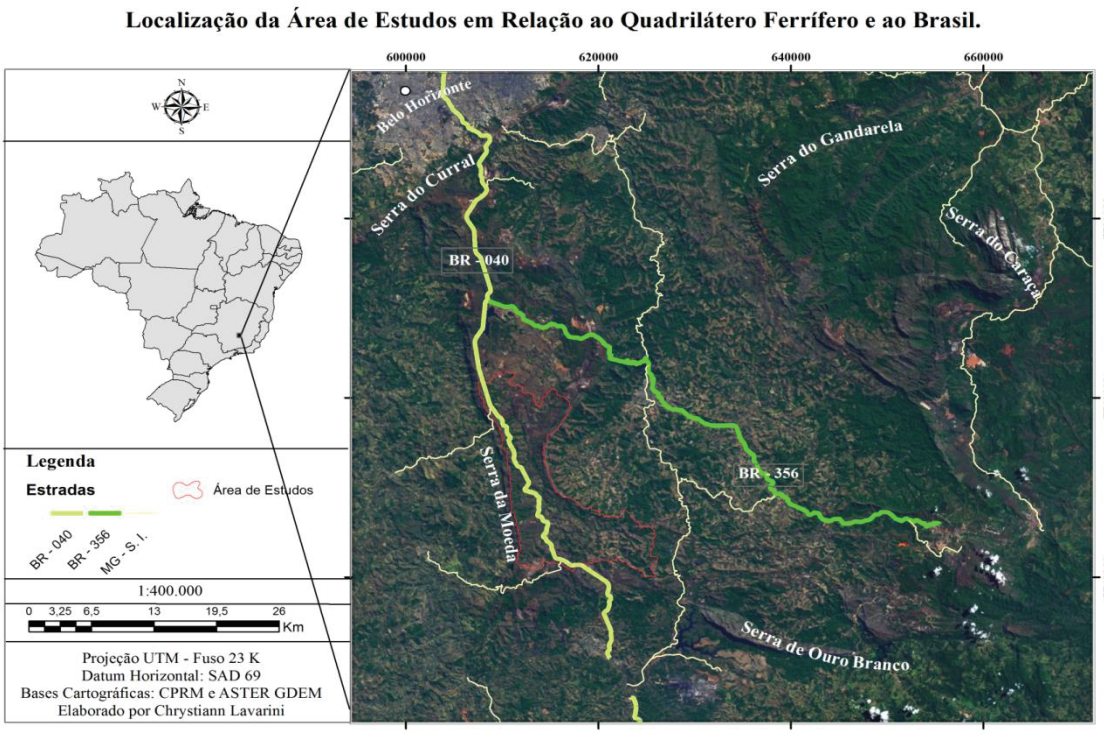



**Figura 2.1: Mapa de localização da bacia do Alto-Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos referente à área de estudos. Nota-se que a principal via de acesso ao Sinclinal Moeda é a BR- 040.**

## 2.2. Hidrografia

O Ribeirão Mata Porcos é um afluente do Alto Rio das Velhas, compondo por sua vez a bacia do Rio São Francisco, um dos maiores sistemas fluviais da Plataforma Sul-Americana. O padrão de drenagem geral é do tipo dendrítico, com alguns segmentos de padrão paralelo na borda W do Sinclinal Moeda. O trecho investigado, referente ao Alto-Médio Curso, possui aproximadamente 163 km$^2$ de área drenada.

A bacia do Ribeirão Mata Porcos apresenta drenagem com sentido SSE até o extravasamento (*water-gap*) na borda E do Sinclinal, quando adquire bruscamente sentido NNE, como a maioria dos afluentes do Alto Rio das Velhas (Fig. 2.2).

A orientação SSE do eixo fluvial, diferenciada de todos os demais rios regionais, torna o Alto-Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos uma singularidade face aos demais.

Entre os canais fluviais de montante e o *water-gap*, os principais afluentes do Ribeirão Mata Porcos são: (i) o Ribeirão do Silva, o Córrego Benevides e o Ribeirão Arêdes no Alto Curso; (ii) os Córregos Estreito, da Furna, e do Eixo na média porção; e, (iii) na porção distal, os Córregos das Almas, Limoeiro e Bocaina.

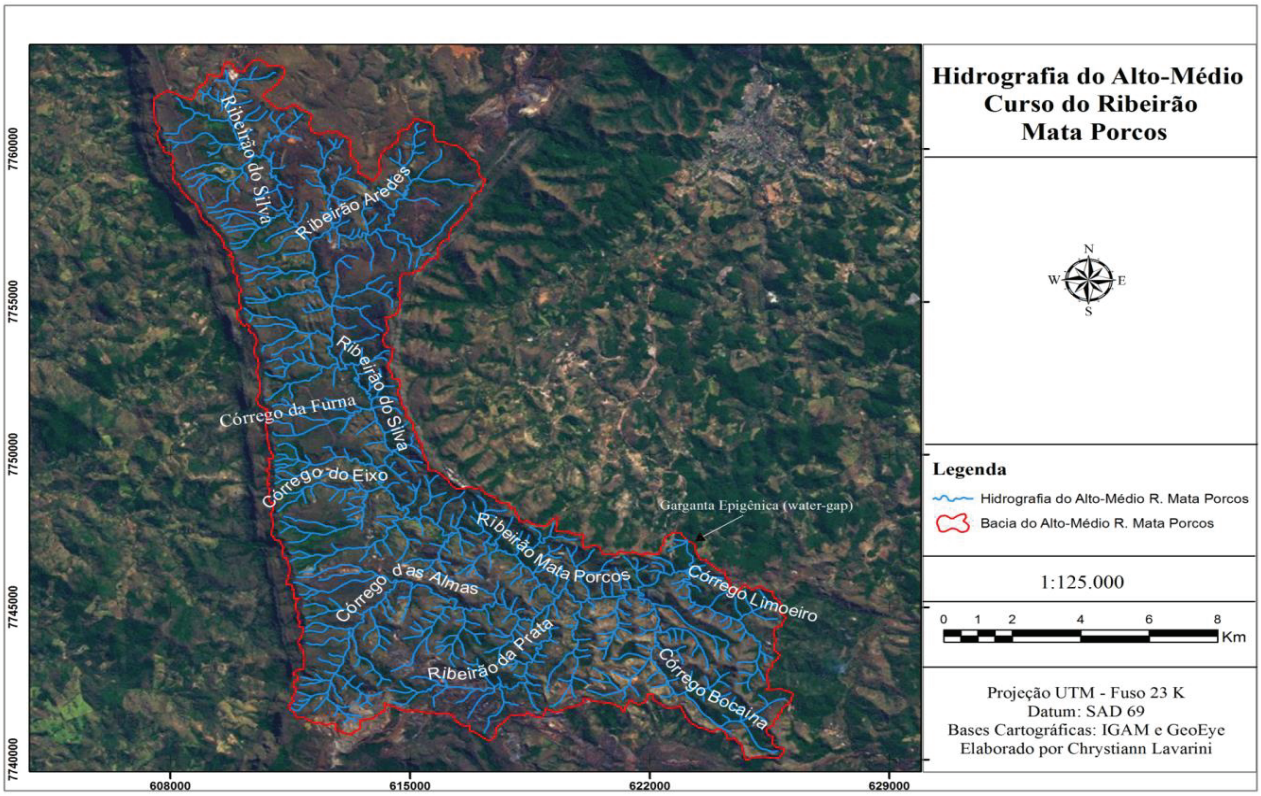



**Figura 2.2: Mapa da rede de drenagem da porção investigada do Ribeirão Mata Porcos. Detalhe para a mudança abrupta da direção da drenagem e a localização do *water-gap*. Bases cartográficas: IGAM, RAPID EYE e IBGE.**

Após extravasar os limites do Sinclinal Moeda e adquirir sentido NNE, o Ribeirão Mata Porcos flui até encontrar o Córrego Criminoso, passando a denominar-se então Rio Itabirito, já nas proximidades da cidade homônima.

## 2.3. Quadro litoestrutural regional

A área de estudos deste trabalho localiza-se no extremo sul do Cráton de São Francisco, em um segmento crustal de estrutura quadrangular conhecido como Quadrilátero Ferrífero (ALMEIDA, 1977; DORR, 1969).

A litoestratigrafia desta unidade geológica e geomorfológica engloba quatro unidades pré-cambrianas principais: terrenos granito-gnáissicos (TTG) arqueanos; uma sequência metavulcanossedimentar neoarqueana do tipo *greenstone belt*, denominada Supergrupo Rio das Velhas; o Supergrupo Minas, representando uma sequência metassedimentar clástica e química proterozoica; e também rochas intrusivas pós-Minas [Fig. 2.3] (NOCE, 1995; BABINSKI *et al*., 1995; DORR, 1969).

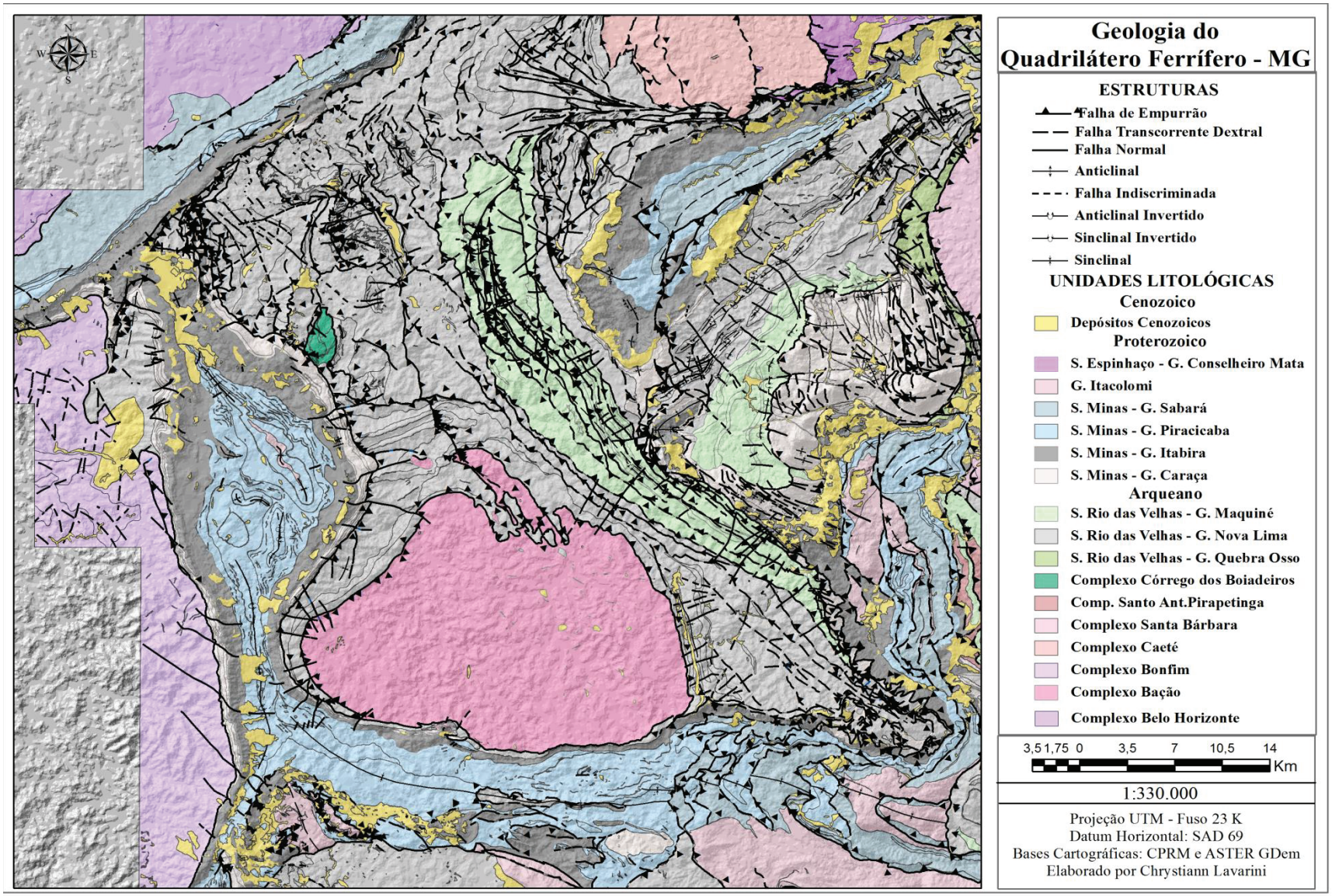



**Figura 2.3: Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero contendo unidades litológicas e estruturas principais. Bases cartográficas: Chemale Jr. (1994), CPRM e ASTER GDEM.**

Os terrenos granito-gnáissicos (TTG) que compõem o embasamento cristalino regional são representados por quatro Complexos Metamórficos: (i) o Complexo Belo Horizonte a N, com idade mínima de 2920 Ma e registros de metamorfismo em 2860 Ma (NOCE, 1995; Datações de *U-Pb* em zircões); (ii) o Complexo Bonfim a W, também com idade mínima de 2920 Ma, mas com retrabalhamento em 2772 Ma (MACHADO e CARNEIRO, 1992; (iii) Datações de *U-Pb* em zircões); o Complexo Caeté a NE, com idade de migmatização de 2776 Ma e recristalização em 2555 Ma (NOCE, 1995; Datações de *U-Pb* em zircões); e (iv) o Complexo Bação, na porção central do Quadrilátero Ferrífero, apresentando idade mínima de 2972 Ma (ENDO, 1997; Datações de *U-Pb* em zircões).

O Supergrupo Rio das Velhas encontra-se subdividido nos Grupos Nova Lima e Maquiné (DORR, 1969; MACHADO *et al*., 1994). O Grupo Nova Lima, mais antigo, é composto por (i) uma associação de rochas metavulcânicas ultramáficas e sedimentares químicas; (ii) uma unidade metavulcanoclástica com intrusões de rochas ácidas; e (iii) uma unidade predominantemente siliciclástica metamorfizada (MACHADO *et al*., 1996; BALTAZAR e ZUCCHETTI, 2007).

O Grupo Maquiné, mais recente, é formado por duas unidades clásticas, em que na base ocorre (i) a Formação Palmital composta de filitos, grauvacas e quartzitos; e na porção superior, (ii) a Formação Casa Forte com conglomerados, quartzitos e, em menor quantidade, filitos (MACHADO *et al*., 1996).

Esta sequência de registros estratigráficos indica que as atividades vulcânicas do Grupo Nova Lima foram seguidas pela deposição de materiais detríticos que formaram o Grupo Maquiné, cuja área-fonte está associada aos terrenos granito-gnáissicos (TTG) anteriormente consolidados (MACHADO *et al*., 1996) e rochas ácidas do *greenstone belt* soerguidas (NOCE *et al*., 1998). As idades obtidas para a deposição do Supergrupo Rio das Velhas variam de 2927 Ma (LOBATO *et al*., 2001c; Datação por *Sm-Nd*) a 2776 Ma (MACHADO *et al*., 1992; Datação por *U-Pb*).

Situado em descontinuidade erosiva em relação ao Supergrupo Rio das Velhas, o Supergrupo Minas apresenta pacotes sedimentares diversificados e subdivididos em inúmeras formações. Esta sedimentação teria ocorrido sobre a superfície denudada e aplainada do Supergrupo Rio das Velhas, gerando a descontinuidade erosiva existente (DORR, 1969; CHEMALE JR. *et al*., 1994).

Os Grupos Caraça e Itabira representam uma sedimentação plataformal estável (DORR, 1969; MARSHAK e ALKMIM, 1989), ou uma bacia intracratônica (CHEMALE JR. *et al.*, 1994), com idade de deposição entre 2612 Ma e 2420 Ma (NOCE, 1995).

O Grupo Caraça é composto por (i) sedimentos clásticos basais da Formação Moeda, essencialmente quarzitos de origem flúvio-marinha, conglomerados e filitos, sobrepostos à (ii) Formação Batatal, onde predominam filitos sericíticos e grafitosos. A Formação Moeda apresenta idade mínima de 2780-2610 Ma, semelhante ao magmatismo félsico do tipo *greenstone belt* (2780-2772 Ma) e aos granitoides tardios (2740-2612 Ma), sugerindo que estas unidades possam ser a principal área-fonte de sedimentos desta Formação (MACHADO *et al*., 1996; Datações em U-Pb).

O Grupo Itabira detém itabiritos (BIF) na Formação Cauê, seguidos de dolomitos, calcários, filitos e itabiritos dolomíticos pertencentes à Formação Gandarela. O ambiente deposicional do Grupo Itabira está associado a águas marinhas rasas, com idade de 2420 Ma (BABINSKI *et al*., 1995a)

Na porção superior do Supergrupo Minas ocorre o Grupo Piracicaba com predominância de sedimentos clásticos em descontinuidade erosiva em relação ao Grupo Itabira, provavelmente associada a um soerguimento e denudação de parte deste último (DORR, 1969). A sua sequência inferior (Formação Cercadinho) é composta por conglomerados basais com seixos de hematita e dolomito, provavelmente derivados das Formações inferiores [Cauê e Gandarela] (DORR, 1969). Datações de U-Pb em zircões apresentam idade semelhante às da Formação Moeda, indicando erosão continuada das mesmas rochas ou de sedimentos mais antigos (MACHADO *et al*., 1996).

Além desta Formação, o Grupo Piracicaba apresenta (i) as Formações Fecho do Funil e Barreiro com predominância de filitos, filitos grafitosos e dolomíticos, e (ii) a Formação Taboões composta exclusivamente de ortoquartzitos (RENGER *et al*., 1994; DORR, 1969).

Estratigraficamente acima do Grupo Piracicaba registra-se o Grupo Sabará, composto de metavulcânicas, metadiamictitos e lentes de quartzitos, com idade U-Pb de 2125 Ma (MACHADO *et al*., 1996).

## 2.4. Eventos tectônicos regionais do pré-cambriano

Embora não haja um consenso sobre a evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero admite-se como unanimidade a existência de pelos menos dois eventos tectônicos principais

durante o Proterozoico (CHEMALE JR. *et al*., 1994; ALKMIN e MARSHAK, 1998). Tanto os Complexos Metamórficos quanto os Supergrupos estiveram posteriormente submetidos a diversos graus de metamorfismo, principalmente entre 2115 a 2040 Ma, relacionados ao Evento Extensional Transamazônico, e em 600 Ma no evento tectônico denominado Ciclo Orogenético Brasiliano (CHEMALE JR. *et al*., 1994).

Alkmim e Marshak (1998) sugerem para o Evento Transamazônico a ocorrência de um breve estágio compressional após 2125 Ma com a geração de expressivos anticlinais e sinclinais de direção NE. Este primeiro estágio foi seguido por uma segunda fase, mais ampla, de caráter extensional resultando no desenvolvimento de províncias do tipo *dome-and-keel* (MARSHAK *et al*., 1997) ou *metamorphic core complex* (CHEMALE JR. *et al*., 1991). Estas teorias são concordantes sobre a existência de soerguimentos de blocos do embasamento, como resposta aos movimentos extensionais Transamazônicos, com a formação de zonas de cisalhamento extensionais nos contatos entre as supracrustais e os terrenos granito-gnáissicos, além da geração dos megassinclinais interconectados (CHEMALE JR. *et al*., 1994; ALKMIN e MARSHAK, 1998) [Fig. 2.4].

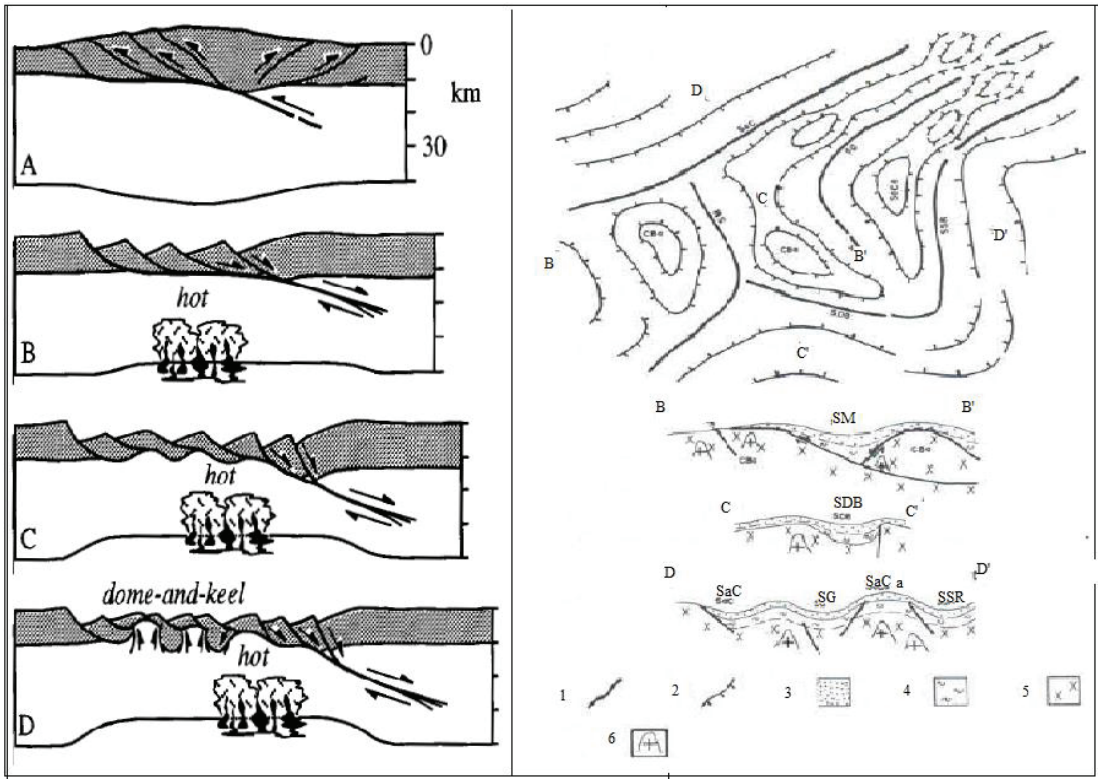



**Figura 2.4: À esquerda, o modelo de desenvolvimento de províncias do tipo *dome-and-keel*. A parte cinza representa as rochas supracrustais e a branca, o embasamento. No A: a pré-existência de um orgógeno; B: extensão inicial; C: formação dos domos iniciais; D: último estágio da formação dos domos [Adaptado de Marshak *et al.* (1997)]. À direita, o modelo *metamorphic core complex*, onde 1 e 2 correspondem a baixos e altos estruturais, respectivamente, 3 – Supergrupo Minas , 4 – Supergrupo Rio das Velhas; 5- embasamento; 6- granitos transamazônicos. SaC – Serra do Curral; SM- Sinclinal Moeda; SDB – Sinclinal de Dom Bosco; SSR – Sinclinal de Santa Rita; SG - Sinclinal Gandarela; SaCa – Serra do Caraça; CBa – Complexo Bação; CBo – Complexo Bonfim (Adaptado de Chemale Jr. *et al.* (1994)).**

O segundo evento amplamente reconhecido na literatura, o Ciclo Orogenético Brasiliano (~ 600 Ma), é evidenciado pela formação de um *fold-thrust belt* desenvolvido a partir do fechamento da borda E do Cráton de São Francisco em direção a W (MARSHAK e ALKMIM, 1989). Neste evento, os blocos granito-gnáissicos já soerguidos atuaram como obstáculos, ou canalizadores, possibilitando a inversão, amplificação, rotação e translação dos megassinclinais, o reativamento de zonas de fraqueza pré-existentes e a geração de novas estruturas compressionais típicas de *fold-thrust belt* (CHEMALE JR. *et al*., 1991). O grau de metamorfismo das rochas do Quadrilátero Ferrífero diminui de E para W (ALMEIDA, 1977), com a presença de profundas zonas de cisalhamento e sistemas de falhas inversas a E, diminuindo para discretas zonas cisalhantes e esparsas falhas de cavalgamento no segmento a W (CHEMALE JR. *et al*., 1994; ALKMIN e MARSHAK, 1998).

## 2.5. Geotectônica pré-cambriana e litoestrutura do Sinclinal Moeda

O segmento do Ribeirão Mata Porcos investigado neste trabalho encontra-se inteiramente localizado no compartimento geológico-geomorfológico denominado Sinclinal Moeda, com aproximadamente 40 km de extensão e direção N-S, na aba W do Quadrilátero Ferrífero. Este Sinclinal faz contato com o Complexo Metamórfico Bonfim a W, com o Complexo Metamórfico Bação a E e a Homoclinal Serra do Curral a N.

Em termos litoestratigráficos o Sinclinal Moeda detém quase todas as unidades supracrustais do Quadrilátero Ferrífero, com destaque ao Supergrupo Rio das Velhas, na base, e o Supergrupo Minas (Grupo Itabira e Piracicaba) sobreposto [Fig. 2.5] (SILVA e GOMES, 2001).

Esta megaestrutura, apesar da feição sinformal macroscopicamente simples, engloba diversos sistemas de dobras, falhas e fraturas, que compõem um complexo quadro de sobreposição estrutural de eventos tectônicos (DORR, 1969).

O flanco W do Sinclinal Moeda apresenta mergulhos entre 40º e 50º para E e falhas direcionais NW-SE, com deslocamentos sinistrais e dextrais e rejeitos de centenas de metros. Além da Zona de Cisalhamento Moeda-Bonfim, altamente cisalhada e de característica extensional, com falhas inversas de vergência W superpostas (SILVA, 1999).

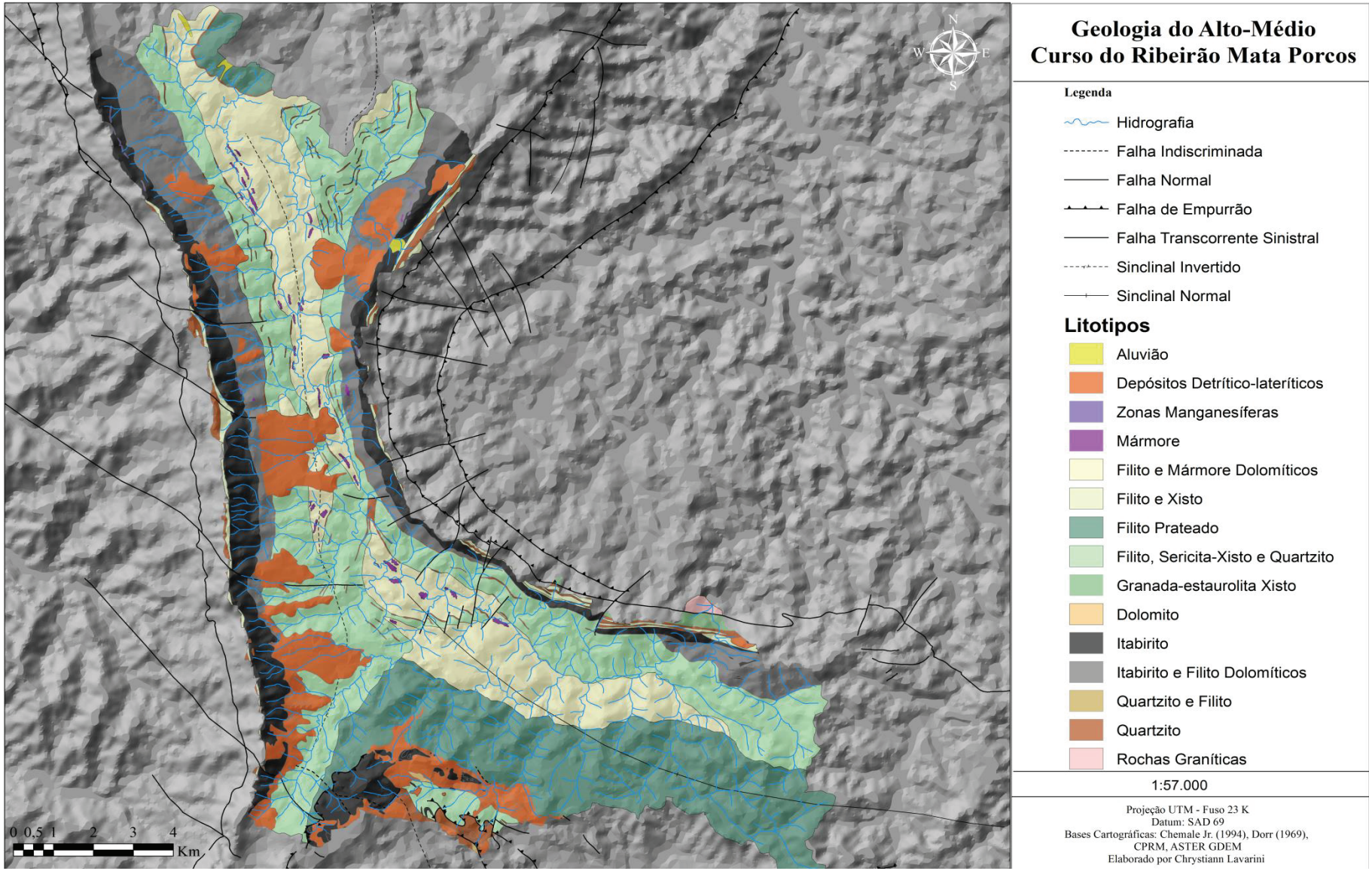



**Figura 2.5: Unidades litológicas do Alto-Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos. Bases cartográficas: IGAM, IBGE, CPRM e ASTER GDEM.**

No flanco E as diferenciação de mergulhos das rochas é consideravelmente maior, variando de ângulos superiores a 45º no segmento N, a mediano (40º-45º) na porção W, e baixos (< 25º) a SW (SILVA, 1999; CHEMALE JR. *et al*., 1991).

Os modelos geotectônicos propostos para o Sinclinal Moeda também versam sobre a existência de uma fase inicial da abertura da bacia Minas durante o Evento Transamazônico (2100-2000 Ma), seguida pela inversão tectônica do Sinclinal durante os movimentos de vergência W que caracterizaram o Ciclo Orogenético Brasiliano [800-600 Ma] (CHEMALE JR. *et al*., 1991; MARSHAK *et al*., 1997).

Gomes *et al.* (2005) através de modelos tridimensionais e experimentais revisaram o modelo teórico de Silva (1999) e proporam três eventos tectônicos principais para a gênese do Sinclinal Moeda.

O primeiro, de caráter extensional e condições dúcteis a dúcteis-rúpteis, deu origem à calha sobre a qual os sedimentos do Supergrupo Minas foram depositados, ocasionando os primeiros contornos morfo-estratigráficos do Sinclinal. Os registros deste sistema de falhas extensionais Transamazônicas encontram-se melhor preservados no flanco oeste do Sinclinal, através da existência da Zona de Cisalhamento Moeda-Bonfim, de caráter dúctil-rúptil (SILVA e GOMES, 2001; GOMES *et al*., 2005).

O segundo evento tectônico, de natureza compressional, apresenta vergência para W, gerando a megaestrutura do eixo do Sinclinal, e igualmente a inversão do flanco E (GOMES *et al*., 2005; DORR, 1969).

O último ciclo geotectônico pré-cambriano possui sua gênese ligada à inversão brasiliana de sentido W que produziu as estruturas mais profundas da região, com aumento do grau metamórfico em direção a E. As principais consequências deste último evento foram o cavalgamento do Complexo Bação em sentido NW, responsável pela elaboração de Zonas de Cisalhamento de empurrão e direcionais no contato com as rochas supracrustais, além da inversão tectônica da Zona de Cisalhamento Moeda-Bonfim (MARSHAK *et al*., 1997; GOMES *et al*., 2005).

Consequentemente, tais eventos teriam sido responsáveis, na borda leste, pelo escape lateral de rochas incompetentes do Supergrupo Rio das Velhas [deformação transpressiva] nas direções NW e SW do Complexo Bação gerando uma morfologia convexa do flanco E, em planta, com polaridade voltada para W e estratigrafia invertida (GOMES *et al*., 2005; DORR, 1969).

Na borda oeste do Sinclinal, os esforços tectônicos pré-Brasiliano teriam provocado a reativação reversa das falhas originalmente normais da Zona de Cisalhamento Moeda-Bonfim (GOMES *et al*., 2005; CHEMALE JR. *et al*., 1991).

## 2.6. Geomorfologia, evolução crustal e tectônica cenozoica regional

O Quadrilátero Ferrífero possui seus limites geomorfológicos de estrutura quadrangular definidos pela Serra do Curral (N), Serra da Moeda (W), Serra do Caraça (E) e pela Serra de Ouro Branco (S). As cristas destas serras estão a 1400-1500 m de altitude, com cotas ultrapassando os 2000 m, enquanto as áreas circunvizinhas, de colinas côncavo-convexas, situam-se entre 850-900 m (DORR, 1969; KING, 1956).

Após o soerguimento do Ciclo Orogenético Brasiliano e o consequente amalgamento das microplacas litosféricas, o Quadrilátero Ferrífero esteve submetido a um logo período denudacional que atuou desde o Paleozoico e modificou substancialmente a organização estrutural e morfológica pré-cambriana, já complicada por eventos deformacionais tectônicos (BARBOSA e RODRIGUES, 1965; CHEMALE JR. *et al*., 1991).

Segundo Barbosa e Rodrigues (1965), o Anticlinal Rio das Velhas, situado no vale homônimo, foi quase inteiramente removido por meio de um longo processo denudacional Paleo-Mesozoico, que possibilitou a inversão do relevo regional, com Anticlinais escavados e Sinclinais suspensos.

Barbosa (1949), King (1956) e Barbosa e Rodrigues (1965), baseados em datações relativas e evidências morfológicas de campo, propuseram um modelo de evolução regional pós-Pliocênico, na qual os processos denudacionais, ao atingirem as rochas mais tenras (ultramáficas do Grupo Nova Lima) do Anticlinal Rio das Velhas, geraram um rápido rearranjo da rede de drenagem, com aumento da inversão topográfica e a consequente definição de um relevo pseudo-apalacheano.

Os trabalhos de Valadão (1998), Valadão e Silveira (1992) e Bacellar (2000) sustentam, por diversos indícios geomorfológicos, que a morfologia atual do Vale do Rio das Velhas possui seus registros mais antigos preservados a partir do Pleistoceno Superior, confirmando, mesmo que indiretamente, o período cronológico estabelecido por Barbosa (1949) e King (1956).

Após um extenso nível de aplainamento Terciário do Brasil de Sudeste (1020-1040m), que corresponderia à Superfície Sul-Americana proposta por King (1956), um soerguimento

regional, associado a um período climático mais úmido, teria favorecido o entalhamento deste patamar e a esculturação do atual Vale do Rio das Velhas (VALADÃO, 1998). Os registros deste evento encontram-se presente em topos condizente à paleosuperfície, além de terraços fluviais escalonados (com idades máximas de 80 ka [datação por LOE]) e reativações de voçorocamentos a partir do Pleistoceno Superior em diversos vales que compõem o Alto Rio das Velhas (MAGALHÃES JR e SAADI, 1994; MAGALHÃES JR. *et al*., 2010; MAGALHÃES JR. *et al*., 2011; BACELLAR, 2000; VALADÃO e SILVEIRA, 1992).

Além das atividades morfoesculturais mencionadas, um importante fator na evolução do relevo do Quadrilátero Ferrífero são os eventos de tectônica Cenozóica ou neotectônica, ocorridos principalmente em falhas herdadas do pré-cambriano (MAGALHÃES JR. e SAADI, 1994; MAGALHÃES JÚNIOR *et al*., 2012). Geralmente associada ao soerguimento epirogenético e à reativação de falhamentos pelo deslocamento da Plataforma Sul-Americana (SAADI, 1991), a dinâmica Cenozoica dos processos fluviais regionais esteve fortemente submetida a ajustes causados por movimentos diferenciais de blocos.

Lana (2010) afirma, com base em evidências de campo, a existência de um basculamento regional do Quadrilátero Ferrífero em direção a E, como resposta à migração da Plataforma Sul-Americana em direção a W durante o Cenozoico, sem, no entanto, ocorrer de forma síncrona ao longo de todos os blocos crustais que o compõe. No final do Oligoceno e início do Mioceno, eventos tectônicos distensivos favoreceram a geração de sistemas *horst-grabens* sobretudo nas rochas supracrustais, o que possibilitou a formação de bacias sedimentares cenozoicas nos Sinclinais Moeda, Gandarela, Serra do Caraça e no Homoclinal Serra do Curral (LIPSKI, 2002; SANTOS, 2003).

Dentre os compartimentos litoestruturais do Quadrilátero Ferrífero, os contatos entre as unidades litológicas e Zonas de Cisalhamento, sobretudo as que possuem caráter compressional, apresentam os registros mais expressivos da atividade neotectônica, como terraços escalonados e/ou falhados e a reativação de voçorocas, concentrando-se, desta forma, na interface das rochas do Supergrupo Minas e o Supergrupo Rio das Velhas/Complexo Bação (BARROS, 2012; MAGALHÃES JÚNIOR *et al*., 2012; BACELLAR, 2000).

Juntamente com as influências estruturais e tectônicas apresentadas, a localização de rochas mais resistentes nas cristas das serras, sobrepostas às rochas mais tenras, em posição altimétrica inferior, têm fornecido evidências a favor da hipótese de erosão diferencial na elaboração do Quadrilátero Ferrífero (HARDER e CHAMBERLIN, 1915).

Retratada de forma qualitativa por diversos pesquisadores ao longo do século XX (RUELLAN, 1950; TRICART, 1961; BARBOSA e RODRIGUES, 1965), somente neste século foi possível quantificar a resistência litológica destes compartimentos frente aos processos erosivos.

Estes resultados podem ser sumarizados em três patamares de resistência erosiva: (i) Rochas frágeis, como as de composição carbonática (~ 25m/Ma); (ii) Rochas de resistência intermediária, tais como xistos, filitos (~ 7,95-11,82m/Ma) e granito-gnaisses (~12, 92 m/Ma); e (iii) Rochas resistentes, como itabiritos, lateritas e quartzitos (~1,71-2,58m/Ma) (SALGADO *et al*. 2004; SALGADO *et al*. 2006).

Um fator influente, além das características das rochas, refere-se à posição de determinados segmentos na vertente. Assim, a evolução de vertentes mais íngremes do Quadrilátero Ferrífero, como por exemplo, os flancos do Sinclinal Moeda, mesmo quando constituídas de rochas resistentes, apresentam taxas superiores de denudação (~12,71-14,60 m/Ma), bem próximas às apresentadas pelos terrenos granito-gnáissicos. Considerando-se que esse valor é bastante superior ao encontrado nas superfícies erosivas destes mesmos litotipos, tais resultados parecem indicar que a retração lateral de escarpas (*backwearing*) atua como um dos importantes processos de desenvolvimento desta região (SALGADO *et al*., 2007).

## 2.7. Geomorfologia, evolução crustal e tectônica cenozoica do Sinclinal Moeda

Na fase posterior à instalação do Vale do Rio das Velhas, uma série de marcadores geomorfológicos aponta para um aumento significativo dos eventos de captura fluvial, sendo o mais expressivo deles o do Ribeirão Mata Porcos (BARBOSA, 1949; KING, 1956; DORR, 1969). A morfologia mais evidente desta captura encontra-se preservada em uma garganta epigênica (*water-gap*) no ponto de extravasamento do Sinclinal Moeda e o Complexo Bação, mais especificamente na borda E da Serra da Serrinha.

Embora concordantes quanto à existência desta captura fluvial, estes autores discordam em relação à direção do paleofluxo durante o Neocenozoico. Conforme Barbosa (1949), e reiterado por Barbosa e Rodrigues (1965), a captura do Ribeirão Mata Porcos pelo Rio das Velhas possibilitou a saída do fluxo do Sinclinal, sobretudo pela existência de anomalias fluviais que sugerem a existência de uma paleodrenagem arreica (ausência de drenagem superficial) no Alto Curso, enquanto no Curso Médio, as águas fluiriam em direção ao domo de Itabirito.

Por outro lado, King (1956) afirma, reiterado por Dorr (1969), que o Ribeirão Mata Porcos, originalmente drenado pelo Rio Paraopeba a W, foi capturado pelo Rio das Velhas a E como resposta à dissecação de um novo Ciclo Denudacional (Pós-Pliocênico) posterior ao Ciclo Sul-Americano (Terciário).

A morfologia atual do Sinclinal Moeda, na porção drenada pelo Ribeirão Mata Porcos, apresenta suas maiores elevações nos dois flancos que o margeiam, com patamares entre 1450-1550 m na borda W, e 1380-1230 m na borda E (Fig. 2.6).

Estes dois segmentos estão localizados nos litotipos do Grupo Caraça, nas altas vertentes, composto essencialmente de ortoquartzitos, e do Grupo Itabira, nas vertentes médias, com predominância de itabiritos hematíticos e dolomíticos (BIF's), e em menor escala filitos prateados (DORR, 1969; MARSHAK e ALKMIM, 1989).

Os flancos do Sinclinal, correspondentes aos divisores hidrográficos da bacia, apresentam as maiores declividades médias da área em estudo, formando rampas alongadas, com processos similares àquelas descritas por Meis e Machado (1978).

Nas porções centrais da bacia, assim como no eixo dos rios principais, ocorrem colinas policonvexas com valores de altimetria média que variam de 1430-1300 m, nas bacias de cabeceiras do Alto Curso, até 950 m na porção final do *water-gap*. Este compartimento localiza-se, desde o Alto-Curso até o domínio anterior à garganta epigênica, em litotipos pertencentes às ao Grupo Piracicaba, compostas essencialmente de filitos hematíticos e dolomíticos, mármores e mármores dolomíticos. O *water-gap*, diferentemente, possui a mesma sequência litoestratigráfica (Grupos Itabira e Caraça) que compõe os dois flancos do Sinclinal, embora bastante inferior altimetricamente a estes e com valores semelhantes aos terrenos granito-gnáissicos do Complexo Bação (DORR, 1969).

## 2.8. Variabilidade da cobertura superficial no Sinclinal Moeda

A área de estudo deste trabalho, assim como algumas de suas porções vizinhas, constituem-se essencialmente de três classes de solos (SiBCS): Neossolos Litólicos, Neossolos Regolíticos e Cambissolos (SHIZATO e CARVALHO FILHO, 2005).

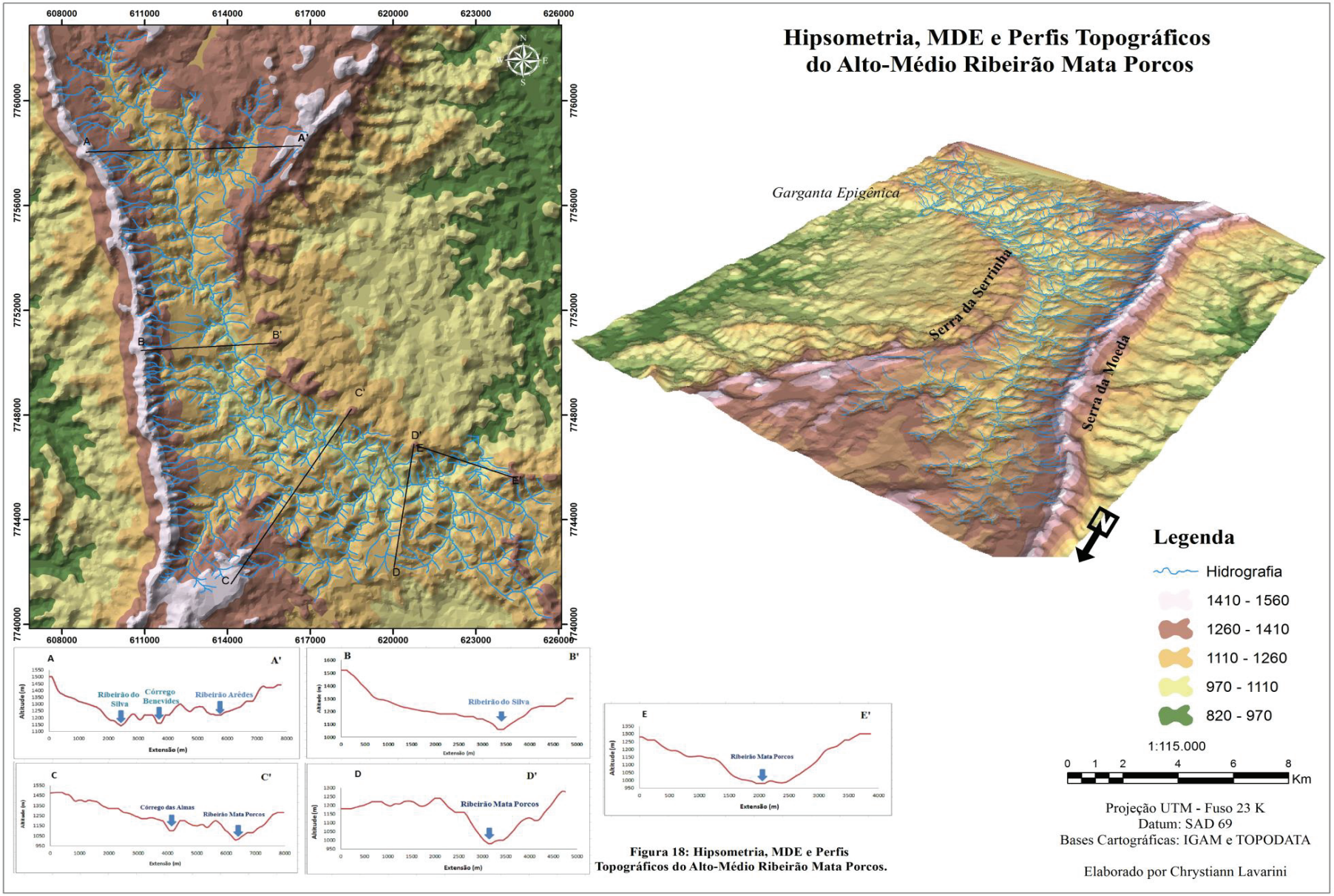



**Figura 18: Hipsometria, MDE e Perfis Topográficos do Alto-Médio Ribeirão Mata Porcos.**

Os Neossolos Litólicos ocorrem primordialmente nas bordas do Sinclinal, nas formações rochosas correspondentes aos Grupos Caraça e Itabira. Os Neossolos originários de quartzitos são, em geral, pouco profundos, apresentam cores claras e vegetação campestre, enquanto os Neossolos gerados a partir dos itabiritos apresentam cor vermelho-escura, o que reflete inclusive na vegetação local (CARVALHO FILHO, 2008).

Os Neossolos Regolíticos, por sua vez, predominam nas vertentes declivosas do interior do Sinclinal onde ocorrem filitos e mármores do Grupo Piracicaba. Próximas ao fundo de vale, em uma morfologia de menor declividade, distribuem-se manchas de Cambissolos (SHIZATO e CARVALHO FILHO, 2005; CARVALHO FILHO, 2008).

No flanco W do Sinclinal Moeda ocorrem depósitos hematíticos de origem coluvial laterizados que formam extensas coberturas lateríticas (cangas) que preservam, em subsuperfície, mantos de alteração de profundidade considerável (SPIER *et al*., 2003). Alguns mantos de alteração protegidos por lateritas, próximas à bacia do Ribeirão Mata Porcos, apresentam idades de alteração supergênica entre 62 e 14 Ma, indicando uma história de intemperismo Terciária (Paleógeno até o Neógeno), com pico de desenvolvimento em 47 Ma [Eoceno] (SPIER *et al*., 2006; datação por $^{40}Ar/^{39}Ar$ em óxidos de Mn).

Segundo Spier *et al.* (2006), com base no resultado obtidos, é possível confirmar o postulado geomorfológico na qual as taxas de denudação dos flancos, sustentadas por Formações Ferríferas e lateritas, são extremamente baixas no Quadrilátero Ferrífero (SALGADO *et al*., 2006). Ademais, as taxas de intemperismo não foram lineares no tempo, concentrando-se no Eoceno em função do aumento de umidade e, consequentemente, de catalisação das transformações minerais (SPIER *et al*., 2006).

Estes autores também esclarecem que a Superfície Gondwana de King (1956), que corresponderia altimetricamente aos flancos do Sinclinal, não apresenta a mesma idade proposta por ele e aquelas obtidas pelo método do $^{40}Ar/^{39}Ar$ em óxidos de Mn, aventando a possibilidade da não existência dos registros deste Ciclo Denudacional na paisagem atual.

## 2.9. Clima, paleoclimas e aspectos biogeográficos regionais

O Sinclinal Moeda encontra-se numa região de transição entre os domínios morfoclimáticos de Cerrados e de Floresta Tropical Atlântica (AB'SABER, 1977), abrigando diversas fitofisionomias, como Cerrado *sensu strictu*, campo sujo, Floresta Estacional

Semidecidual, florestas ciliares e, nos topos das serras, a aproximadamente 1.200-1.500 m de altitude, os campos rupestres ferruginosos, desenvolvendo-se sobre canga (JACOBI *et al.*, 2008).

Segundo Mendonça (2012), o Alto Curso do Ribeirão Mata Porcos apresenta atualmente seus solos coberto por formação florestal (1.379 ha), campo sujo (3.285 ha), campo limpo (1.444 ha), eucalipto e culturas (94 ha), mineração e estradas (425 ha) e coberturas expostas (249 ha).

Barros *et al.* (2011), com base na sistematização dos trabalhos com datações absolutas e palinologia mais relevantes de Minas Gerais propõem oito cenários paleobioclimáticos regionais. Embora estes dados não sejam especificamente do Quadrilátero Ferrífero, as localidades supracitadas estão a menos de 50 km do Sinclinal Moeda, o que de certa forma representa, ao menos em parte, a variabilidade paleobioclimática regional.

No cenário um, há 50 ka haveria um clima mais seco e mais frio que o atual a esta época. Esse momento seria caracterizado pela dominância de campos (especialmente a Família Poaceae), porém com a ocorrência de alguma mata galeria com a presença de *Araucaria* (BEHLING e LICHTE, 1997; LEDRU *et al.*, 1996). 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, porção central do Estado.

Este primeiro cenário teria sido substituído por outro mais úmido, com temperaturas semelhantes às encontradas hoje na região Sudeste entre 40 e 27 ka (LEDRU *et al*., 1996; SALGADO-LABOURIAU *et al.*, 1998). Entretanto, Behling e Lichte (1997) não mostram uma divisão no período entre 48 e 27 ka AP, indicando a manutenção das condições mais frias e secas que as atuais indicadas anteriomente. Tais condições poderiam estar relacionadas a fatores como topografia, altitude e sedimentologia (BARROS *et al*., 2011).

Em um terceiro cenário, os únicos registros polínicos entre 27 e 19 ka disponíveis no Estado são os apresentados por Behling e Lichte (1997). Segundo estes autores este seria um período mais seco que o anterior e muito frio, o que teria levado a uma retração de espécies arbóreas, como as do gênero *Araucaria*, permanecendo o domínio de campos (*grasslands*).

Entre 16 e 11 ka teria ocorrido um aumento gradual de umidade e as temperaturas seriam mais baixas. Uma rápida sucessão de diferentes tipos florestais nos últimos 17 ka é interpretada por estes autores como reflexo de rápidas mudanças climáticas (LEDRU, 1993; LEDRU *et al.,* 1996; OLIVEIRA, 1992).

No quinto cenário os dados disponíveis indicam que a passagem do Pleistoceno para o Holoceno em Minas Gerais foi marcada por um período climático mais seco que o atual, o que é relacionado por Ledru (1993) ao "*Younger Dryas*". Ainda segundo a autora, neste período há um declíneo de todos os gêneros de vegetação arbórea.

A maioria dos trabalhos aponta para um pequeno período mais úmido no começo do Holoceno (GOMES et al., 2009), referente ao sexto cenário. Na região central do Estado, próximo a Lagoa Santa, Araújo *et al.* (2005) dataram em 9680 ± 230 anos AP uma camada orgânica escura dos depósitos de um lago em uma dolina próxima ao afloramento de Cerca Grande, tendo interpretado tal camada como resultado de um período com água permanente na dolina, devido a uma maior umidade.

O sétimo cenário climático é mais seco, como constatado em Lagoa Santa, com ausência de registros polínicos em função da baixa umidade até 5,4 ka (PARIZZI *et al.*, 1998). Em Lagoa Nova e Lago do Pires este período foi marcado por uma retração das matas galeria, entre 7.500 e 5.500 anos AP (BEHLING, 2003). As queimadas naturais voltam a ser mais freqüentes nesse período, porém não tanto como no início do Holoceno (BEHLING, 2003).

Para o último cenário, a maioria dos dados mostra um período mais úmido que o anterior, porém ainda mais seco que o atual. Segundo Parizzi *et al.* (1998), a presença de esporos de algas e *Lycopodium* a partir de 6.100 anos AP testemunha um aumento gradual na umidade em Lagoa Santa. Já entre 5.300 e 4.600 anos AP teria ocorrido um misto de cerrado com florestas galeria e em aproximadamente 4.600 anos AP o clima seria semi-úmido, semelhante ao atual (PARIZZI *et al.*, 1998).

Segundo a classificação climática de Köppen, a região apresenta atualmente o tipo Cwb, clima mesotérmico com temperaturas moderadas, verão quente e chuvoso e inverno frio e seco (VALE, 2010 *apud* MENDONÇA, 2012).

## 3. MATERIAIS E MÉTODOS

*Saber muito não é o mesmo que ser inteligente, a inteligência não é informação por si só, mas também o julgamento, a maneira pela qual as informações são coletadas e utilizadas.*

Carl Sagan (1934-1996)

---

Os procedimentos utilizados nesta pesquisa podem ser agrupados em função da escala e do objeto de análise (Fig. 3.1).

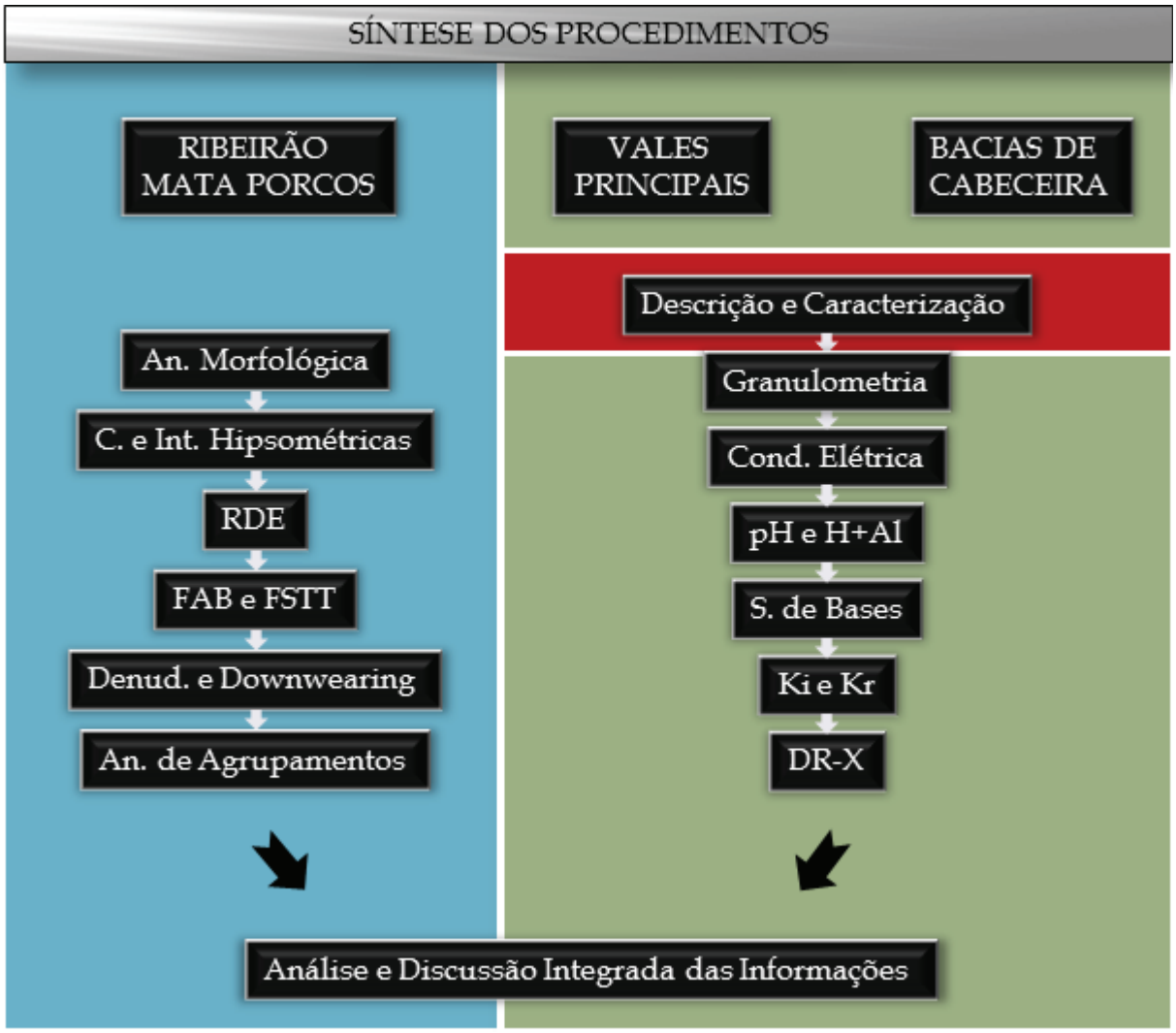



**Figura 3.1: Fluxograma relativo aos procedimentos utilizados. Detalhe: a cor azul indica os procedimentos de gabinete, a verde os de laboratório e o vermelho os procedimentos de campo. Legenda da esquerda, do topo para a base: Análise Morfológica; Curva e Integral Hipsométricas; Relação Declividade-Extensão; Fator de Assimetria da Bacia e Fator de Simetria Topográfica Transversal; Denudação e Downearing; Análise de Agrupamentos. Da direita, do topo para a base: Condutividade Elétrica; Soma de Bases; Relações Moleculares (Ki e Kr); Difratometria por Raios-X.**

A bacia do Ribeirão Mata Porcos, em vista de sua extensão e de possíveis inter-relações com o Sinclinal Moeda, foi investigada essencialmente através de técnicas de geoprocessamento. Diferentemente, as bacias de cabeceira e os vales principais foram percorridos em campo, onde foram descritos e amostrados suas formações superficiais para análises subsequentes em laboratório. O detalhamento dos procedimentos metodológicos encontra-se discriminado nos subtítulos abaixo.

## 3.1. PROCEDIMENTOS DE GABINETE

Nesta etapa foram analisados os atributos areais e lineares que compõem o Ribeirão Mata Porcos e a sua bacia vizinha, denominada Rio do Peixe, englobando assim todo o Sinclinal Moeda. Desta forma, foi possível expandir a observação e detectar processos originários em outros sistemas (bacias hidrográficas) que realizam trocas de energia e matéria com o Ribeirão Mata Porcos. Esta abordagem evitou, por exemplo, que elementos e fatores altamente relevantes, mas que se encontravam fora dos limites da bacia, fossem negligenciados. Além disso, a etapa de gabinete foi igualmente fundamental para a delimitação das bacias de cabeceira representativas que, posteriormente, foram estudadas em campo através de sua cobertura pedológica.

### 3.1.1. Análise morfométrica e morfológica da rede de drenagem

Utilizando-se de bases cartográficas distribuídas gratuitamente pelo IBGE – cartas topográficas 1:50.000 – e pelo INPE – Projeto Topodata – foram mensuradas em ambiente computacional, mais especificamente no software *ArcGIS 10.1*, uma série de índices morfométricos e morfológicos amplamente debatidos na literatura, com o objetivo de levantar novos dados e interpretações geomorfológicas.

Desta forma, foram mensuradas: as Integrais e Curvas Hipsométricas; o Índice da Relação Declividade-Extensão; Fator de Assimetria de Bacias; Fator de Simetria Topográfica Transversal; e estimada a denudação e o rebaixamento médio (*downwearing*) do Sinclinal Moeda. Além das análises morfométricas, foram realizadas análises morfológicas através de perfis topográficos e a verificação de mudanças na orientação da drenagem.

### 3.1.1.1. Curva e integral hipsométricas

As *Curvas Hipsométricas* (CH) são calculadas em gráficos de dispersão (Fig. 3.2), onde a área acumulada dos intervalos altimétricos e a amplitude altimétrica são colocadas nas abscissas e ordenadas, respectivamente. Assim, curvas convexas nos gráficos de dispersão indicariam um "relevo jovem", curvas em "S" seriam um indicativo de "relevos maduros", enquanto curvas côncavas indicariam um "relevo senil", em estágio de peneplanação (STRAHLER, 1952).

Diferenças na forma das curvas estariam, portanto, relacionadas a diversos graus de desequilíbrio no balanço das forças erosivas e tectônicas, em que curvas convexas indicam uma bacia mais estabilizada e curvas côncavas uma maior propensão aos processos erosivos (HURTREZ *et al.*, 1999; WEISSEL *et al*., 1994).

A *Integral Hipsométrica* (IH) é uma estimativa semelhante à Curva Hipsométrica em que é possível atribuir ao relevo sua correspondência dentro dos Ciclos de Erosão Davisianos, como a "Senilidade" onde a bacia hidrográfica estaria plenamente estabilizada (com IH < 0,3); a "Maturidade" (0,3 < IH < 0,6); e a "Juventude" (IH > 0,6) onde há alta suscetibilidade erosiva (SARANGI *et al*., 2001).

De acordo com a equação:

$$HI = \frac{(Emed - Emín)}{(EMáx - Emín)}; \quad (1)$$

onde, *Eméd* representa a elevação média, *Emín*, a elevação mínima e *Emáx*, a elevação máxima em uma bacia hidrográfica.

As Integrais Hipsométricas (IH) e as Curvas Hipsométricas (CH) tem sido adotadas como ferramentas relevantes para análise denudacional de bacias hidrográficas (HANCOCK e WILLGOOSE, 2001; AZOR *et al*., 2002; KORUP *et al*., 2005).

Igualmente, diversos pesquisadores têm demonstrado sua aplicabilidade na constatação de independência escalar – quando as bacias hidrográficas apresentam-se em Estado Estacionário (*Steady State*) – e, em determinados casos, de dependência escalar, quando a rede de drenagem encontra-se em Estado Não-Estacionário (*Non-Steady State*), conforme dados apresentados por Keller e Pinter (2002), Chen *et al*. (2003), Barbero *et al*. (2010), Korup *et al.* (2005).

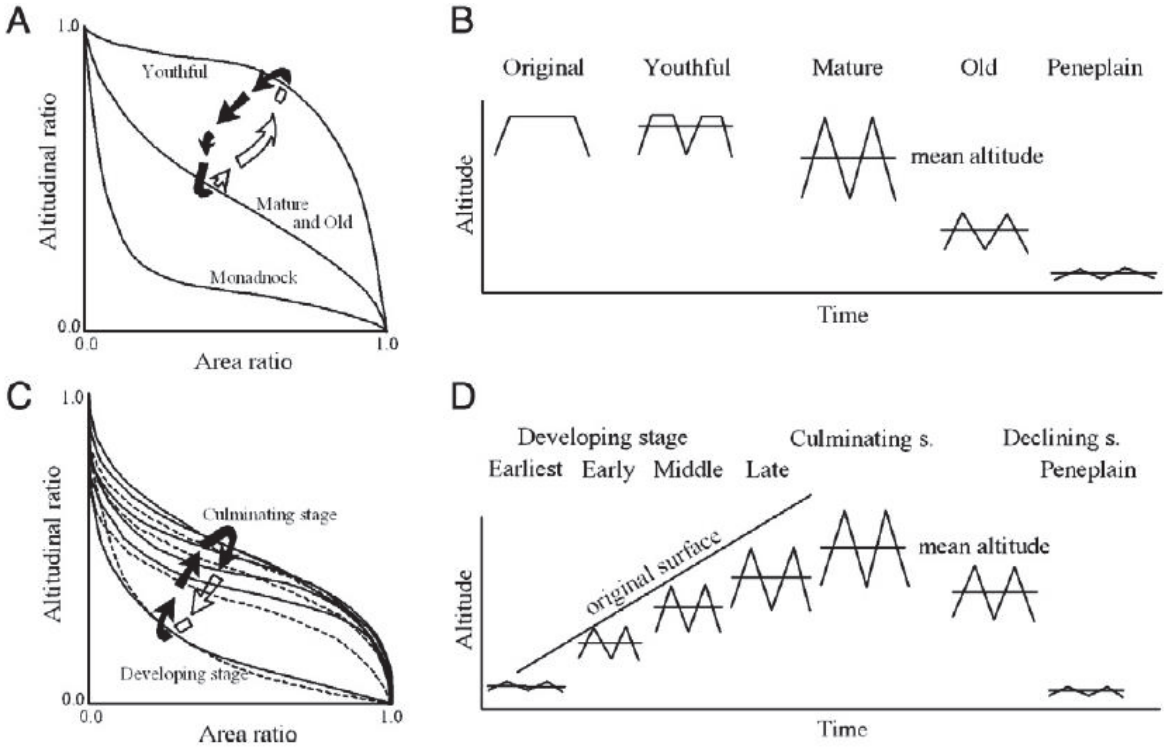



**Figura 3.2: Análise das curvas hipsométricas e a evolução da paisagem. (A) Mudança na curva hipsométrica e suas relações com os Ciclos de Erosão, conforme Strahler (1952); (B) Mudanças na amplitude altimétrica (*relief*) a partir da perspectiva Davisiana (DAVIS, 1899); (C) Mudanças na curva hipsométrica conforme Ohmori (1993); (D) Mudanças na amplitude altimétrica (*relief*) dentro da perspectiva de Hack (1976). Adaptado de Cheng *et al.* (2012).**

Em face das razões expostas acima, estes índices foram aplicados neste trabalho visando compreender os diferentes estágios evolutivos das bacias de diferentes ordens hierárquicas. Tornando possível estabelecer interpretações valiosas sobre as causas e consequências dos graus de equilíbrio dos compartimentos e da evolução geomorfológica da bacia hidrográfica do Ribeirão Mata Porcos e suas bacias vicinais, como o próprio Rio do Peixe.

### 3.1.1.2. Relação declividade-extensão

O Índice da *Relação Declividade-Extensão* (RDE), originalmente denominado *Stream-Gradient Index* por Hack (1973), pode ser descrito matematicamente de dois modos: um denominado, $RDE_{trecho}$, correspondente a determinados segmentos fluviais, e outro, intitulado $RDE_{total}$.

Por sua vez, o $RDE_{trecho}$ pode ser descrito em:

$$\text{RDEtrecho} = \frac{\Delta H}{\Delta L} * L \text{ ;} \qquad (2)$$

Enquanto o $RDE_{total}$ é matematizado na seguinte expressão:

$$RDEtotal = \frac{\Delta H}{ln{*}L}; \quad (3)$$

onde, ΔH representa a amplitude altimétrica entre os extremos do canal ou do trecho fluvial analisado; ln é o logaritmo natural; L é a extensão total do curso d'água; e ΔL é a extensão do trecho analisado (Fig. 3.3).

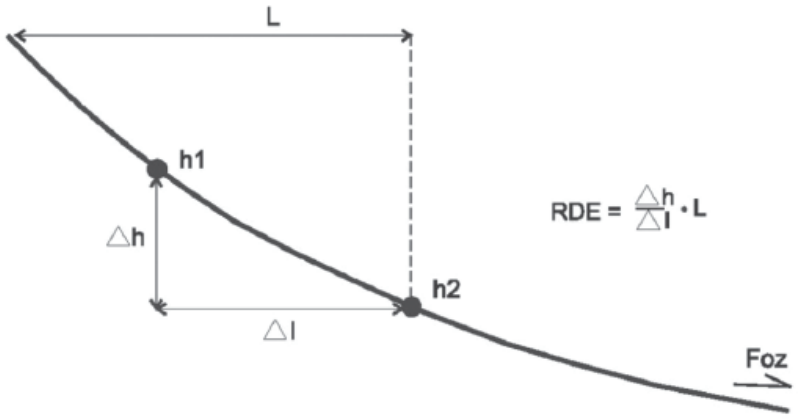



**Figura 3.3: Método de extração das variáveis componentes do índice RDE descritos anteriormente. Adaptado de Etchebehere *et al.* (2006).**

Segundo Etchebehere *et al.* (2006), os RDE's são métodos sensíveis de avaliação de mudanças na declividade de um canal fluvial, mudanças estas que podem estar associadas a diversos fatores, como (i) a desembocadura de tributários com vazão expressiva, (ii) mudanças de resistência do substrato litológico sobre o qual flui o canal de drenagem e (iii) atividade neotectônica.

De um modo geral, em porções da crosta terrestre drenadas sobre rochas mais resistentes, e/ou em soerguimento tectônico, ou ainda nos limiares de confluência de tributários, o Índice da Relação Declividade-Extensão apresenta os maiores valores. Já em áreas sob subsidência, e/ou sem a presença de tributários e substrato litológico mais tenro, os valores tendem a ser mais baixos (HACK, 1973). Quando são desconsideradas as outras variáveis causadoras, como o fator litológico e a presença de tributários de grande vazão, torna-se mais realista a afirmação de influências neotectônicas, servindo como um método eficaz para verificação de movimentações crustais recentes (ETCHEBEHERE *et al*., 2006).

Neste trabalho, com o intuito de verificar a influência das referidas variáveis causadoras – tributários, neotectônica e litologia – foram utilizados os critérios de anomalia

propostos por Seeber e Gornitz (1983). Segundo estes critérios a razão $RDE_{trecho}/RDE_{total} = 2$ representa o primeiro limiar de anomalias, compreendidas como de 1ª ordem, valores superiores a 10 seriam anomalias de 2ª ordem, e abaixo de 2 seriam trechos não-anômalos. Conforme Seeber e Gornitz (1983) a existência desses limiares seriam indicadores de pontos de inflexão da rede de drenagem (*knick points*) e, portanto, passíveis de investigação causal.

Realizado em ambiente digital *ArcGIS 10.1*, com bases cartográficas IBGE em escala 1:50.000, os índices RDE's foram calculados somente em segmentos de drenagem referentes aos cursos fluviais principais [terceira ordem e superiores, conforme classificação de Strahler (1957)] evitando-se, assim, a margem de erro que os canais de primeira e segunda ordem, componentes das bacias de cabeceira, podem provocar (FONSECA, 2009).

Ressalta-se que estes parâmetros foram selecionados com o intuito de reconhecer os efeitos, já mencionados por diversos autores, das atividades neotectônicas e litoestruturais regionais na configuração da paisagem no Sinclinal Moeda, optando-se, por conseguinte pela investigação tanto do Ribeirão Mata Porcos quanto do Rio do Peixe. Igualmente, tais procedimentos podem servir como fonte de dados empíricos, subsidiando informações para a compreensão multiescalar dos fenômenos e variáveis dos sistemas geomorfológicos investigados em conjunto aos outros procedimentos metodológicos adotados.

#### 3.1.1.3. Fator de assimetria da bacia e fator de simetria topográfica transversal

Com o intuito de verificar a assimetria da rede hidrográfica e as prováveis causas das assimetrias das bacias do Ribeirão Mata Porcos e de sua bacia limítrofe, o Rio do Peixe, foram mensurados os Fatores de Assimetria e Simetria Topográfica Transversal.

O Fator de Assimetria (FA), proposto por Hare e Gardner (1985), mensura, como o nome indica, o deslocamento do eixo da bacia em relação ao seu centro, sendo definido pela expressão:

$$FA = 100 * \frac{Ad}{At}; \quad (4)$$

em que Ad é a área da margem direita do canal principal e At representa a área total drenada pela bacia hidrográfica (Fig 3.4).

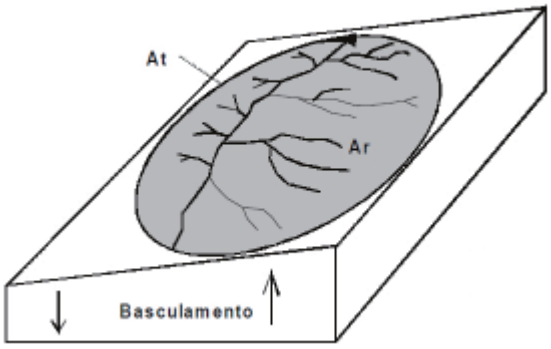



**Figura 3.4: Modelo das variáveis calculadas para o Fator de Assimetria. Legenda: Ar = área da margem direita (Ad) e At = área total da bacia. Adaptado de Camolezi *et al.* (2012).**

Em termos analíticos, quando o resultado é igual a 50 considera-se que a bacia é perfeitamente simétrica, enquanto valores superiores ou inferiores a 50 denotam bacias de drenagem assimétricas. Esta técnica bastante simples foi desenvolvida com o intuito de detectar prováveis basculamentos tectônicos através dos padrões apresentados pelos eixos de drenagem, tendo sido replicado com sucesso por diversos pesquisadores no exterior (KELLER e PINTER, 1996) e no Brasil (IBANEZ e RICCOMINI, 2011; CAMOLEZI *et al*., 2012).

O Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) é um instrumento quantitativo mais sofisticado, desenvolvido por Cox (1994), que permite avaliar a quantidade de assimetria de canais fluviais em uma bacia e como esta assimetria varia em extensão. Além disso, permite também uma avaliação estatística que torna possível rejeitar a hipótese de basculamento em função dos níveis de significância.

Em relação ao cálculo, todos os segmentos fluviais maiores ou iguais a 2 km foram divididos em trechos de 500 metros, onde foram realizadas as mensurações. A linha central da bacia corresponderia à localização simétrica em relação aos divisores, sendo calculada pelo maior eixo da bacia estendendo-se do exutório às bacias de cabeceira.

Em cada um dos segmentos de 500 metros, calcula-se T, que corresponde à distância entre a linha central da bacia e o meandro ativo do canal (Da) e em relação ao divisor (Dd), na seguinte expressão:

$$T = \frac{Da}{Dd}; \qquad (5)$$

Valores inferiores a 0,05 representam trechos sem migração lateral, quantias entre 0,1 e 0,05 corresponderiam a áreas com pequena migração, enquanto valores superiores a 0,1 condizem com segmentos de grande movimentação. Além deste valor de migração, alguns procedimentos como cálculos de azimute permitem conhecer a direção apresentada pela migração dos canais segmento por segmento e também em toda sua extensão (Fig 3.5).

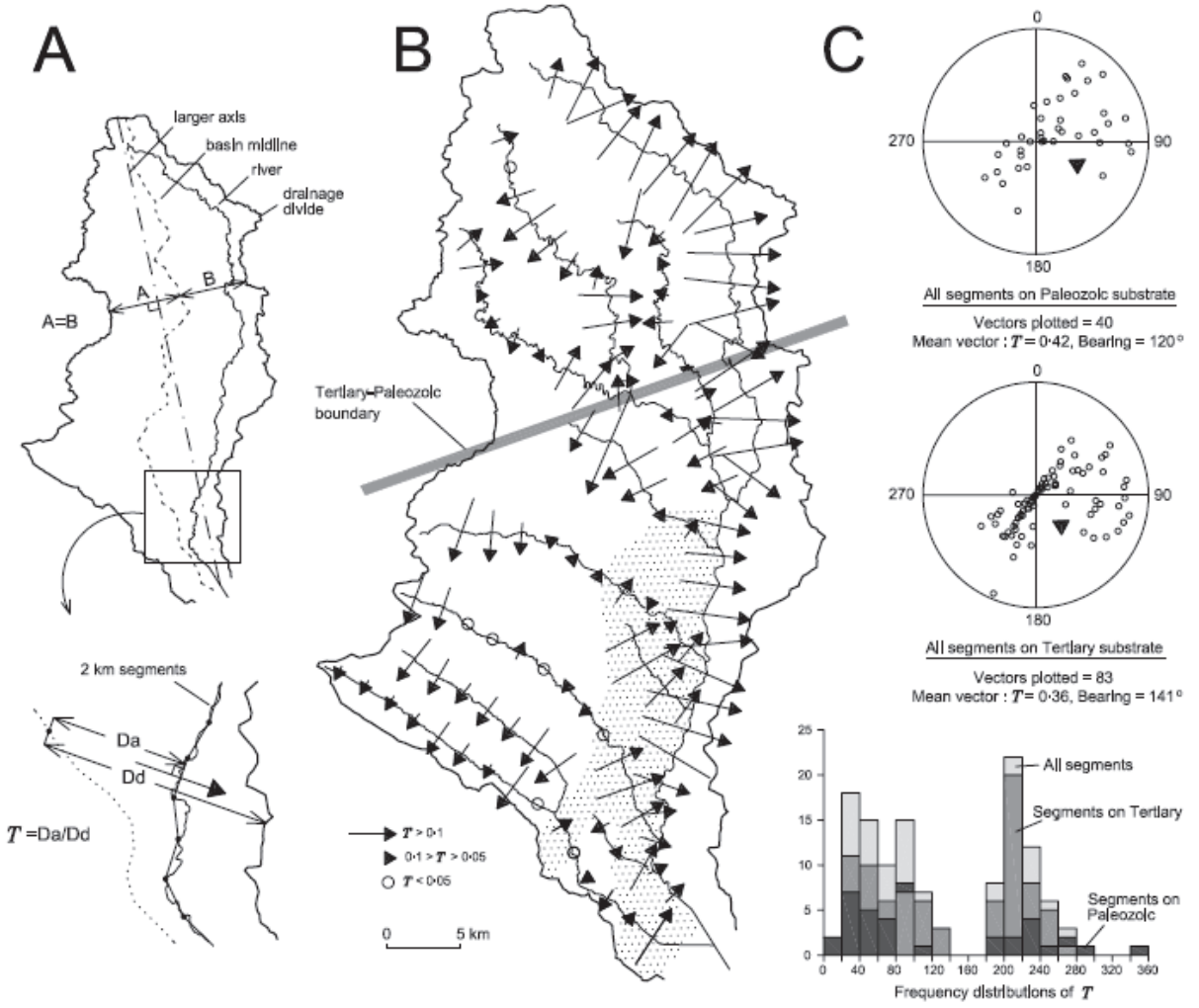



**Figura 3.5: (A) Fator de Simetria Topográfica Transversal, conforme Cox (1994). (B) Vetores de assimetria da bacia estudada por Salvany (2004), em que a linha cinza separa duas áreas (uma ao sul e outra ao norte) com azimutes e valores de T diferentes. (C) Gráficos polares e diagramas de frequência dos vetores de assimetria calculados. Adaptado de Salvany (2004).**

Em associação a estas técnicas matemáticas exploratórias, Cox (1994) propõe a utilização do procedimento estatístico desenvolvido por Curray (1956), que calcula a probabilidade de se obter um vetor T de magnitude média superior possuir suas origens em variáveis aleatórias. Em outras palavras, Cox (1994) pressupõe que valores de significância abaixo de 95% denotam um caráter aleatório e, portanto, estão associados a mudanças internas do sistema fluvial, enquanto valores acima de 95% apresentariam um caráter direcional, sendo possível explica-lo somente por meio de uma variável externa, neste caso o

basculamento, que levou a uma migração generalizada e não-aleatória dos canais fluviais. Esta probabilidade pode ser calculada pela sentença:

$$p = e^{(-L^2 n)(10^{-4})}; \quad (6)$$

onde, *e* é igual a base do logaritmo natural, L é o vetor de magnitude média e n representa o número de segmentos fluviais analisados.

Consequentemente, o método quantifica a migração média do canal para uma dada ordem hierárquica, permitindo a discriminação entre uma migração causada por processos fluviais internos ou de causas externas, como a tectônica.

#### 3.1.1.4. Denudação e rebaixamento médio do Sinclinal Moeda

Stokes *et al.* (2002) e, mais recentemente Amato *et al.* (2003), demonstraram a possibilidade de se estimar o rebaixamento vertical do relevo e o volume de sedimentos denudados em uma bacia de forma confiável. Para este fim foi necessário criar, através de técnicas de modelagem digital, uma superfície que corresponderia *grosso modo* à superfície original da bacia hidrográfica pesquisada. Assim, baseados na altitude dos divisores e dos topos das bacias, estes autores interpolaram uma possível paleosuperfície. Em seguida, esta paleosuperfície foi subtraída pela superfície atual desta mesma área, fornecendo assim o volume entre estas duas superfícies e também a amplitude altimétrica, caracterizando a taxa total de denudação e do rebaixamento do relevo, respectivamente.

De forma semelhante, neste trabalho, a partir das cartas topográficas (1:50.000) disponibilizadas pelo IBGE e dos modelos digitais de elevação (30 m) fornecidos pelo INPE, foi possível, no *software* ArcGIS 10.1, estabelecer a possível paleosuperfície do Sinclinal Moeda com base em suas bordas leste e oeste. Esta paleosuperfície, que corresponderia em certa medida, à morfologia da paisagem miocênica e, portanto, anterior à abertura do Sinclinal, foi posteriormente subtraída pela superfície atual, gerando os valores de denudação e rebaixamento do relevo.

Convém ressaltar, que muito mais do que outros métodos mais precisos, como, por exemplo, nuclídeos cosmogênicos, este procedimento de modelagem reflete apenas estimativas e seus valores não devem ser tomados no sentido absoluto, haja vista a possibilidade de superestimação e subestimação das informações em função de bases

cartográficas e cálculos dos MDEs, como qualquer outro procedimento em SIG (HAYAKAWA e OGUCHI, 2006; ANTÓN *et al*., 2013).

### 3.1.2. Análise de agrupamentos de bacias de cabeceira como procedimento-guia para a amostragem das coberturas pedológicas

Ao reconhecer a possibilidade da abordagem multiescalar, fica evidente também a sua complexidade, uma vez que ao suscitar um maior aporte de dados, tal abordagem revela a impossibilidade de quantifica-los em sua totalidade, originando a necessidade de agrupá-los segundo uma ordem (HARVEY, 1969). A esse propósito, voltam-se técnicas estatísticas como a análise de agrupamentos (*cluster analysis*), que permite, entre outras possibilidades, organizar um grande número de dados em grupos com maior homogeneidade, assim como testar hipóteses sobre a qualidade dos agrupamentos realizados (EVERITT *et al*., 2001).

Desta forma, conhecendo-se *a priori* as variáveis ou fatores que influenciam a gênese e evolução das coberturas pedológicas, incluindo sua distribuição espacial, é possível obter informações valiosas para as etapas posteriores de campo, principalmente no que diz respeito à seleção de áreas de amostragem. Esta associação se torna ainda mais relevante na elaboração de planos de amostragem em áreas que possuam significativa heterogeneidade litológica e morfológica, haja vista a influência exercida por esses fatores nas coberturas pedológicas.

Conforme Milligan (1996), para a construção de agrupamentos consistentes é necessária a seguinte sequencia de passos: (i) identificar os elementos a serem agrupados, (ii) selecionar as variáveis destes elementos; (iii) padronizar as variáveis; (iv) estabelecer uma medida de similaridade ou dissimilaridade entre os grupos; (v) selecionar o método de agrupamento; (vi) determinar o número ótimo de grupos; e, por fim, (vii) interpretar e testar os resultados.

Considerando o intuito de facilitar o reconhecimento de possíveis padrões da cobertura superficial em uma etapa pré-campo, foram considerados os fatores de formação do solo relevo e litologia como as variáveis dos elementos a serem agrupados estatisticamente.

Na caracterização do relevo, foram utilizados produtos orbitais do SRTM interpolados para 30 m de resolução espacial, provenientes do projeto Topodata do INPE. O processamento inicial dos dados geoespaciais foi feito em ambiente computacional através do software *ArcGIS 10*, onde foram extraídas as variáveis morfométricas: 1 - amplitude

altimétrica, 2 - curvatura horizontal, 3 - curvatura vertical, 4 - declividade. 5 - Integral Hipsométrica.

Em relação à litologia, foram consideradas como variáveis as cinco litologias principais do Ribeirão Mata Porcos, representando: filitos, quartzitos, itabiritos, cangas e mármores, conforme mapeamento realizado pelo CPRM (2002).

Os elementos detentores das variáveis anteriormente descritas são as bacias de primeira e segunda ordem, também denominadas bacias de cabeceira, ou *headwaters* (STRAHLER, 1952). Esta escolha se justifica pela facilidade e possibilidade de, em uma posterior etapa de campo, utilizar tais bacias como elementos-chave para amostragens representativas de ambientes que se repetem no espaço. Essa amostragem poder-se-ia realizar via análise da cobertura pedológica ao longo de seções representativas dentro de cada bacia, identificando a existência e tipos de topossequências presentes.

Desta forma, o total de bacias de cabeceira analisadas perfizeram 247 elementos detentores de 11 variáveis cada. As variáveis do relevo e da litologia, extraídas paras as bacias de cabeceira, foram posteriormente trabalhadas em planilhas do *Excel 2010*, sendo padronizadas ($Z$) segundo a equação:

$$Z = \frac{X-\mu}{\sigma}; \qquad (7)$$

onde, $X$ é o valor a ser padronizado; $\mu$ é a média aritmética da variável; e $\sigma$ é o desvio padrão.

A padronização se caracteriza como um elemento obrigatório para anular o efeito de escala, tendo em vista que variáveis em escalas de mensuração diferentes podem gerar resultados falsos (EVERITT *et al.*, 2001; ROMESBURG, 1984).

Em seguida, os dados padronizados foram exportados para tratamento estatístico no *software SPSS 20*, sendo feitas as análises de agrupamentos hierárquica e não-hierárquica.

Em função do desconhecimento do número de grupos existentes, foi utilizada primeiramente a Análise de Agrupamentos Hierárquica (*Hierarchical Cluster Analysis*). Neste método cada elemento representa, inicialmente, um grupo por si só, nos quais, em etapas posteriores, são agrupados em função da dissimilaridade, ou distância, entre suas variáveis. A medida de dissimilaridade entre os grupos foi realizada com base no Método de Ward, reconhecido por ser bastante eficiente por utilizar análises de variância e produzir os menores aumentos possíveis de erro (MILLIGAN, 1996).

Após a utilização do Agrupamento Hierárquico, e do reconhecimento da quantidade de possíveis grupos, realizou-se a Análise de Agrupamentos Não-Hierárquica a partir do método de K-Médias (*K-means*). Este método permitiu formar grupos que foram posteriormente testados em Testes-F da Análise de Variância, demonstrando assim, a adequação ou não dos agrupamentos gerados (ALDENDERFER e BLASHFIELD, 1984; TIMM, 2002).

Finalizados os processamentos estatísticos, os agrupamentos gerados foram exportados para o software *ArcGIS 10*, sendo construídos os produtos finais (mapas) necessários aos trabalhos de reconhecimento iniciais em campo.

A última etapa consistiu de um trabalho de campo para reconhecimento de semelhanças da cobertura superficial nos grupos gerados, assim como de constatação da heterogeneidade entre grupos diferentes. Foram feitas tradagens exploratórias e observação em cortes de estradas e ao longo de canais fluviais, que possibilitaram selecionar as cabeceiras mais representativas da diversidade regional no Ribeirão Mata Porcos.

## 3.2. PROCEDIMENTOS DE CAMPO

Nesta fase das investigações foram feitas observações no Sinclinal Moeda durante várias semanas e em centenas de quilômetros, formando-se, assim, o núcleo de informações empíricas que devem compor quaisquer pesquisas de ciências naturais (KANT, 2001; MARCONI e LAKATOS, 2003; POPPER, 1972). Consequentemente, mais do que simples informações remotas, através de geoprocessamento, optou-se pelos dados da realidade sensória que, historicamente, tem fornecido as bases mais seguras para as afirmações científicas (BLEICHMAR, 2011; KUHN, 2006), do qual, infelizmente, muitas pesquisas em Geomorfologia têm prescindido (RHOADS e THORN, 1993; BUTLER e WALSH, 1998).

### 3.2.1. Descrição das formações superficiais da bacia do Ribeirão Mata Porcos

Buscando associar o desenvolvimento do relevo da bacia com o desenvolvimento das formações superficiais, utilizando-as como indicadores da evolução geomorfológica, foram identificados, descritos e amostrados em campo dois tipos de formações: as coberturas pedológicas nas bacias de cabeceira e os níveis deposicionais fluviais ao longo dos canais e vale fluvial principal.

No caso da cobertura pedológica nas bacias de cabeceira, após a condução de uma série de trabalhos de campo exploratórios, foram estabelecidas as vertentes a serem estudadas. Nessas vertentes foram abertas trincheiras para caracterização vertical da organização da cobertura pedológica. Sempre que possível essas trincheiras foram abertas na alta, média e baixa vertente, conforme recomendações de Boulet et al. (1982).

Em cada trincheira aberta, foi realizada a identificação dos horizontes presentes. Para cada horizonte, a partir de Lemos *et al.* (2005)[1] foram feitas as descrições morfológicas de campo. Concomitante à descrição, cada horizonte foi amostrado para análises físicas, químicas e mineralógicas. Posteriormente, já numa fase pós-campo, cada seção vertical foi classificada de acordo com o SiBCS (EMBRAPA, 2013), e a organização estrutural preliminar da cobertura pedológica foi obtida através da interpolação dos horizontes identificados ao longo da vertente (justaposição lateral entre os mesmos).

Em relação aos níveis deposicionais, em trabalhos de campo específicos para os vales fluviais, procedeu-se à sua caracterização conforme procedimentos realizados no Quadrilátero Ferrífero por Magalhães Jr. (1993), Santos (2008) e Barros (2012).

De um modo geral, foram utilizados critérios de estratigrafia de sequências, como os divulgados por Miall (1985), na análise de fácies em arquiteturas fluviais, incluindo aspectos como a características como a textura do material aluvial, cor, arranjo, organização, espessura, transições entre fácies (abrupta ou gradual), presença e tipologia de estruturas primárias, concreções, mosqueamentos, laterização e presença de matéria orgânica. Em depósito com fácies rudácea, tais como seixos basais, registrou-se além das características supracitadas, o tamanho médio dos clastos, a petrografia, o grau de arredondamento e esfericidade, organização e matriz.

Em conjunto a estes procedimentos foram observadas as relações espaciais dos registros deposicionais, como altitude e desnível em relação ao leito atual. Também foram analisadas as tipologias dos níveis, se corresponderiam à planície ou a paleonível deposicional e, sobretudo, se estes paleoníveis apresentavam caráter escalonado, embutido ou encaixado.

[1] Os procedimentos de descrições macromorfológicas utilizados nesta pesquisa encontram-se minuciosamente relatados nestes manuais e, por este motivo, não foram aqui reproduzidos.

## 3.3. PROCEDIMENTOS LABORATORIAIS

### 3.3.1. Análise física das coberturas pedológicas e dos sedimentos

Seguindo-se todos os procedimentos normais propostos pela EMBRAPA (1997), as amostras foram secas, destorroadas (para o caso da cobertura pedológica) e peneiradas, compondo a terra fina seca ao ar (TFSA). Todas as amostras foram pesadas antes e depois da separação da TFSA, sendo a diferença atribuída, em porcentagem do peso, à fração cascalho ou superior.

A análise granulométrica foi realizada a partir da dispersão química e física das amostras, posteriormente submetidas à sedimentação e pipetagem (Método da Pipeta). Após a secagem em estufa a 40 $^{o}$C, as amostras foram pesadas em balanças de precisão para a quantificação das frações granulométricas envolvidas. Os resultados foram reportados em porcentagem.

A relação silte/argila representa, como o próprio nome indica, apenas uma divisão entre o percentual de silte em relação ao de argila que compõem a TFSA (EMBRAPA, 2013).

Estas análises foram realizadas no Laboratório de Geomorfologia do Instituto de Geociências (IGC) da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) e no Laboratório de Física do Solo do Departamento de Solos (DPS) da Universidade Federal de Viçosa (UFV). Como muitas amostras apresentaram dificuldade para a dispersão, foram feitas três repetições no primeiro laboratório e duas no segundo, até que os dados fossem condizentes com observações de campo e demais análises.

### 3.3.2. Análise química das coberturas pedológicas e dos sedimentos

Também referenciados com os procedimentos propostos pela EMBRAPA (1997), foram determinados os valores de condutividade elétrica, pH, bases trocáveis, acidez trocável e potencial, P-remanescente e composição química por ataque sulfúrico das amostras de TFSA.

O pH em água e em KCL 1 mol. $L^{-1}$ foi estimado pelo método potenciométrico em suspensão do solo, com solução na razão 1: 2,5. As bases trocáveis ($Ca^{2+}$ e $Mg^{2+}$) foram extraídas com solução de KCL 1 mol. $L^{-1}$, na proporção solo/solução de 1:10 e quantificados por espectrometria de absorção atômica e os elementos $Na^{+}$ e $K^{+}$ através de Mehlich-1 (HCl

0,05 mol. $L^{-1}$ + $H_2SO_4$ 0,025 mol. $L^{-1}$) na proporção solo/solução 1:10, determinados por fotometria de chama.

A acidez foi extraída com KCL 1 mol. $L^{-1}$ também na proporção 1:10 e titulada com NaOH 0,025 mol. L-1 na presença do indicador azul de bromotimol, expressa em $Al^{3+}$ trocável; ($H^{++}Al^{3+}$) extraídos com acetato de cálcio 0,5 mol L-1 a pH 7,0 e titulados com NaOH 0,0606 mol. L-1 na presença de fenolftaleína como indicador. Realizou-se, também, a extração de P por Mehlich-1, determinando-o por colorimetria do complexo fósfomolíbdico na presença de ácido ascórbico, como descrito por Defelipo e Ribeiro (1981) e por resina trocadora de íons conforme recomendado por Hedley *et al.* (1982).

A condutividade elétrica foi mensurada em triplicata baseado em 100 g de TFSA e 100 mL de água deionizada, agitadas manualmente, filtradas (filtro Whatman nº 42) e quantificada em aparelho condutivímetro.

De porte destes dados foram estimadas as capacidades de troca de cátions efetiva (t) e a pH 7,00 (T), a saturação por bases (V) e a saturação por alumínio (m) (EMBRAPA, 2013).

O ataque sulfúrico da TFSA foi realizado para estimar a composição química da fração argila na TFSA. Foram estimados, em porcentagem de óxidos, os elementos Si, Al, Fe, Ti, P e Mn. Para obtenção de tais elementos, utilizou-se o método preconizado por Vettori (1969), com algumas modificações propostas por Raij & Valadares (1974).

Algumas análises químicas foram executadas no Laboratório de Rotina do Departamento de Solos (DPS) da Universidade Federal de Viçosa (UFV), e outras no Laboratório de Geomorfologia da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG).

### 3.3.3. Análise mineralógica das coberturas pedológicas e dos sedimentos

Para caracterização mineralógica foi utilizada a Difratometria de Raios-X (DRX). Amostras pulverizadas foram dispostas em lâminas de vidro e levadas ao difratômetro *X'Pert Panalytical* com radiação de CuKα, no intervalo 2θ de 2 a 70o para a fração pó total. A velocidade de leitura foi de 0,6º/min. Os difratogramas foram interpretados no software *X'Pert HighScore Plus* e através de padrões da literatura (BRINDLEY e BROWN, 1980). As análises foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios-X do Departamento de Geologia da UFOP.

## 3.4. ANÁLISE INTEGRADA DAS INFORMAÇÕES OBTIDAS

A análise integrada das informações colecionadas ao longo desta pesquisa pode ser compreendida como uma tentativa metodológica de unir as diversas escalas abordadas.

Neste sentido, os dados gerados em cada uma das três etapas descritas – procedimentos de gabinete, campo e laboratório – formam uma sequência metodológica, que necessita de uma fase integradora. Esta fase, aqui denominada de "integração dos dados", possui qualidade *sine que non* para a análise dos resultados e na elaboração das respostas às perguntas que fomentaram este trabalho.

De um modo geral, a integração dos dados pode ser entendida como um procedimento de comparação das informações em relação ao seu próprio nível hierárquico, ou escala, e deste em relação às demais. Assim, torna possível relacionar ou dissociar informações entre as próprias bacias de cabeceira, os vales principais e a bacia como um todo, além de, obviamente, permitir que estes dados se sobreponham, formando um *todo complexo*.

Em seguida à análise dos resultados, tornou-se natural a verificação da hipótese e dos objetivos que guiaram a execução do trabalho.

Os critérios metodológicos adotados aqui possuem suas origens ligadas ao método hipotético-dedutivo, segundo o qual a ciência constrói conjecturas – denominadas hipóteses – que devem se submeter a testes, à crítica intersubjetiva, ao controle mútuo pela comunidade científica, à publicidade e ao confronto com as observações, de modo a verificar quais destas conjecturas persistem como válidas resistindo às tentativas de falseamento (POPPER, 1972).

Finalmente, cabe mencionar que os resultados desta pesquisa foram abordados de acordo com o objeto de estudos, ou sistemas, a que pertencem em capítulos específicos para permitir que haja menos subdivisões dos tópicos que o compõem, e maior fluidez ao texto.

A bacia hidrográfica do Ribeirão Mata Porcos será analisada em sua individualidade no capítulo seguinte, intitulado "A bacia hidrográfica e seu entorno". Já as bacias de cabeceira, inseridas no Ribeirão Mata Porcos, terão suas análises específicas em um capítulo homônimo subsequente, da mesma forma que os vales fluviais principais. Em seguida, far-se-á a análise através de discussões empreendidas nesta fase de integração de dados, compondo, assim, o sétimo e último capítulo antes da conclusão deste trabalho.

# 4. A BACIA HIDROGRÁFICA E SEU CONTEXTO

> *Em uma bacia, todas as linhas de drenagem se unem em uma linha principal. Um distúrbio em qualquer destas linhas é comunicado através delas para a linha principal e, portanto, para todos os tributários. E como qualquer membro do sistema pode influenciar o outro, então todos os membros se influenciam. Há, dessa forma, uma interdependência ao longo de todo o sistema.*
>
> John T. Hack (1913–1991)

Este capítulo aborda os resultados oriundos da bacia hidrografia do Ribeirão Mata Porcos e de sua bacia vizinha, o Rio do Peixe, considerando, principalmente, os atributos quantitativos e qualitativos do relevo. Em um primeiro momento são pormenorizados os perfis topográficos, os índices morfométricos e as observações qualitativas recolhidas em GIS. Na segunda, e última, parte são discutidas as implicações destes resultados na elaboração de teorias sobre a evolução quaternária do Sinclinal.

## 4.1. DADOS OBTIDOS

### 4.1.1. Perfis topográficos e padrões morfológicos

Os dados obtidos para o Sinclinal Moeda evidenciam a existência de padrões morfológicos distintos nas duas principais bacias pesquisadas.

A área drenada pelo Rio do Peixe apresenta quase o dobro de vertentes retilíneas em comparação ao Ribeirão Mata Porcos, onde ocorre predominantemente segmentos côncavos e convexos (Quadro 4.1).

**Quadro 4.1: Percentual de classes de declividade existentes nas bacias hidrográficas pesquisadas.**

| Classes de Declividade | Ribeirão Mata Porcos | Rio do Peixe |
|---|---|---|
| Suave* | 0,026 | 0,181 |
| Moderado** | 6,367 | 18,387 |
| Forte*** | 87,749 | 79,864 |
| Muito forte **** | 5,858 | 1,568 |

* 0-2,5%; ** 2,5-12%; ***12-50%; **** > 50%.

Da mesma forma, a bacia do Rio do Peixe detém quase sete vezes mais segmentos de declividade suave e três vezes mais áreas de declividade moderada (Quadro 4.2).

**Quadro 4.2: Percentual referente às curvaturas verticais das bacias hidrográficas pesquisadas.**

| Curvatura Vertical | Ribeirão Mata Porcos | Rio do Peixe |
|---|---|---|
| Convexo* | 37,534 | 32,258 |
| Retilíneo** | 16,165 | 27,688 |
| Côncavo*** | 46,301 | 40,054 |

*Valores acima de 0,010º/m; **valores entre 0,010º/m e -0,010º/m; valores inferiores a -0,010º/m.

A análise dos perfis topográficos revela que, em geral, para as duas bacias investigadas, os topos apresentam caimento para E, com um aumento considerável deste escalonamento próximo aos *water-gaps* (Figs. 4.1 e 4.2).

O flanco leste do sinclinal apresenta uma mudança altimétrica mais suavizada em relação às porções rebaixadas do Complexo Bação enquanto, na borda oeste (Complexo Caeté), o limite do sinclinal é definido por um escarpamento.

Ao longo das bordas do Sinclinal Moeda a altimetria mantém-se estável com tendência de aumento de norte para sul no flanco oeste. No segmento leste, há um decréscimo considerável na direção sul, inversamente ao observado no lado oeste.

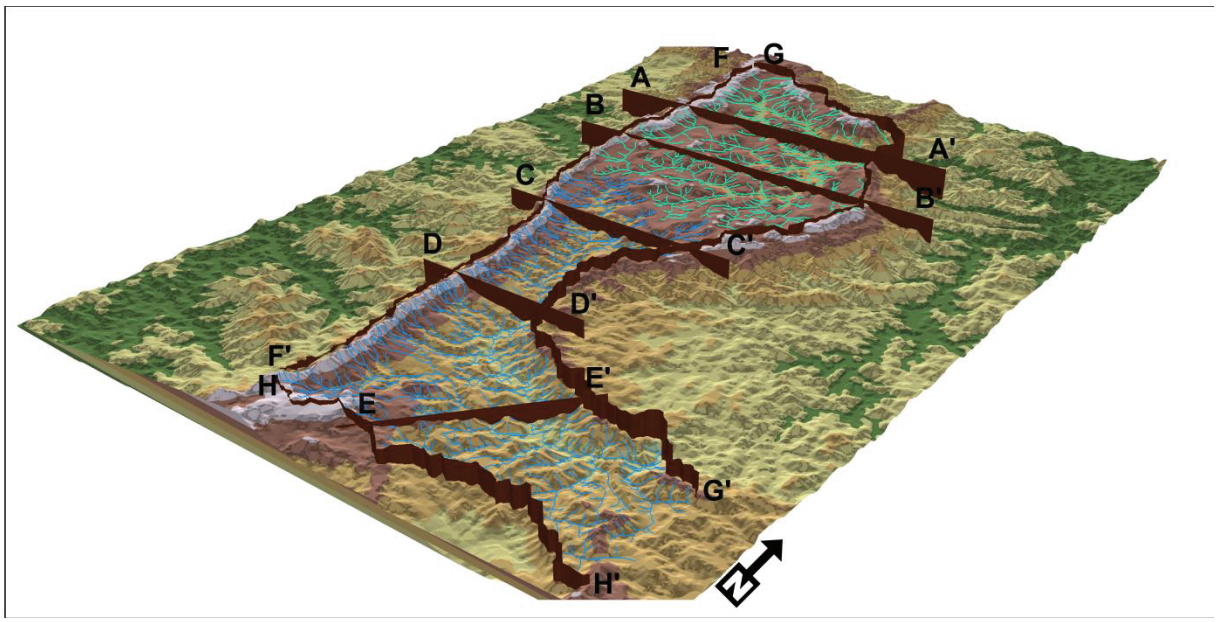



**Figura 4.1. Localização dos perfis topográficos elaborados ao longo do Sinclinal Moeda. O nome dos perfis está em ordem alfabética referente à localização de N para S.**

O Rio das Velhas, que representa o nível de base das bacias que drenam o Sinclinal, está localizado acima do leito do Rio Paraopeba, no compartimento a oeste. Entre as bacias pesquisadas, o Ribeirão Mata Porcos extravasa o Sinclinal em altitude superior ao Rio do Peixe, sendo controlado, portanto, por um nível de base mais elevado.

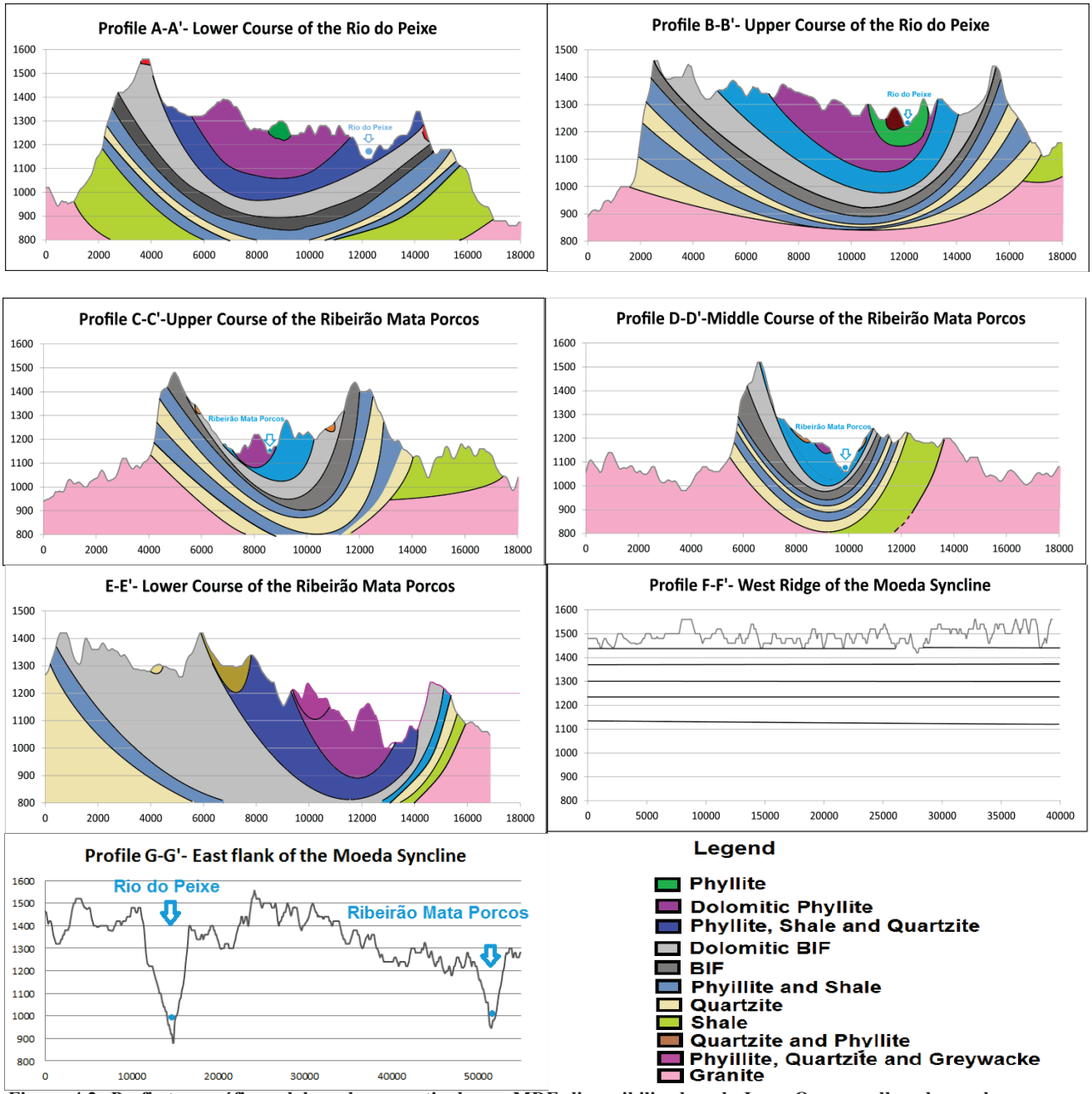



**Figura 4.2: Perfis topográficos elaborados a partir de um MDE disponibilizado pelo Inpe. Os mergulhos das rochas foram estimados com base no mapeamento geológico efetuado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). O eixo das ordenadas refere-se à altitude (m) e das abscissas ao comprimento (m). Os perfis das bordas não tiveram seus acamamentos representados por causa da grande variação de mergulhos e litologias.**

### 4.1.2. Densidade e inflexões da drenagem

A densidade de drenagem no Sinclinal Moeda difere grandemente nas duas bacias hidrográficas que o compõem. Apesar de possuírem litologias semelhantes, a bacia do Ribeirão Mata Porcos apresenta valores bastante superiores aos encontrados na bacia do Rio do Peixe (Fig. 4.3).

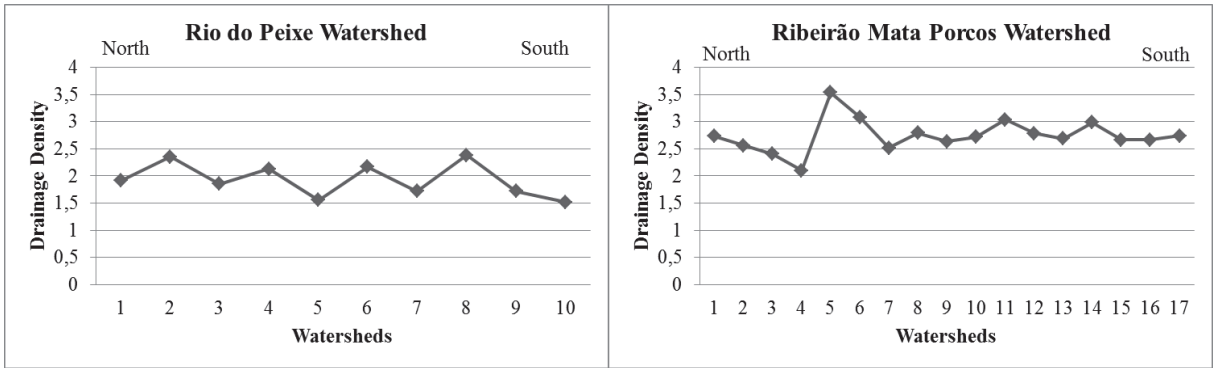



**Figura 4.3: Valores de densidade de drenagem encontrados nas bacias hidrográficas pesquisadas de N a S. Percebe-se que os valores da bacia do Ribeirão Mata Porcos são em sua maioria superiores à bacia do Rio do Peixe.**

O Rio do Peixe apresenta valores de densidade de drenagem inferiores a todo o conjunto de bacias que compõem o Quadrilátero Ferrífero. Além disso, a probabilidade da densidade de drenagem entre as bacias ser diferente é de 99,99% (Quadro 4.3).

**Quadro 4.3: Análise de variância dos valores de densidade de drenagem nas bacias hidrográficas pesquisadas. O valor-P extremamente baixo demonstra que há uma probabilidade superior a 99,99% de que as bacias do Rio do Peixe e Ribeirão Mata Porcos tenham densidade de drenagem diferentes.**

| *Fonte da variação* | *SQ* | *gl* | *MQ* | *F* | *valor-P* | *F crítico* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Entre grupos | 2,125698 | 1 | 2,125698 | 24,36031992 | 0,000149049 | 4,493998 |
| Dentro dos grupos | 1,396171 | 16 | 0,087261 | | | |
| | | | | | | |
| Total | 3,521869 | 17 | | | | |

As inflexões existentes na rede de drenagem também não apresentam caráter aleatório (Fig. 4.4). Na bacia do Rio do Peixe, as inflexões mais expressivas encontram-se localizadas em uma faixa N-S, nas proximidades da borda oeste do Sinclinal. A exceção é o vale principal, onde ocorrem duas inflexões, uma no alto curso e outra próxima ao *water-gap,* ambas próximas à borda leste.

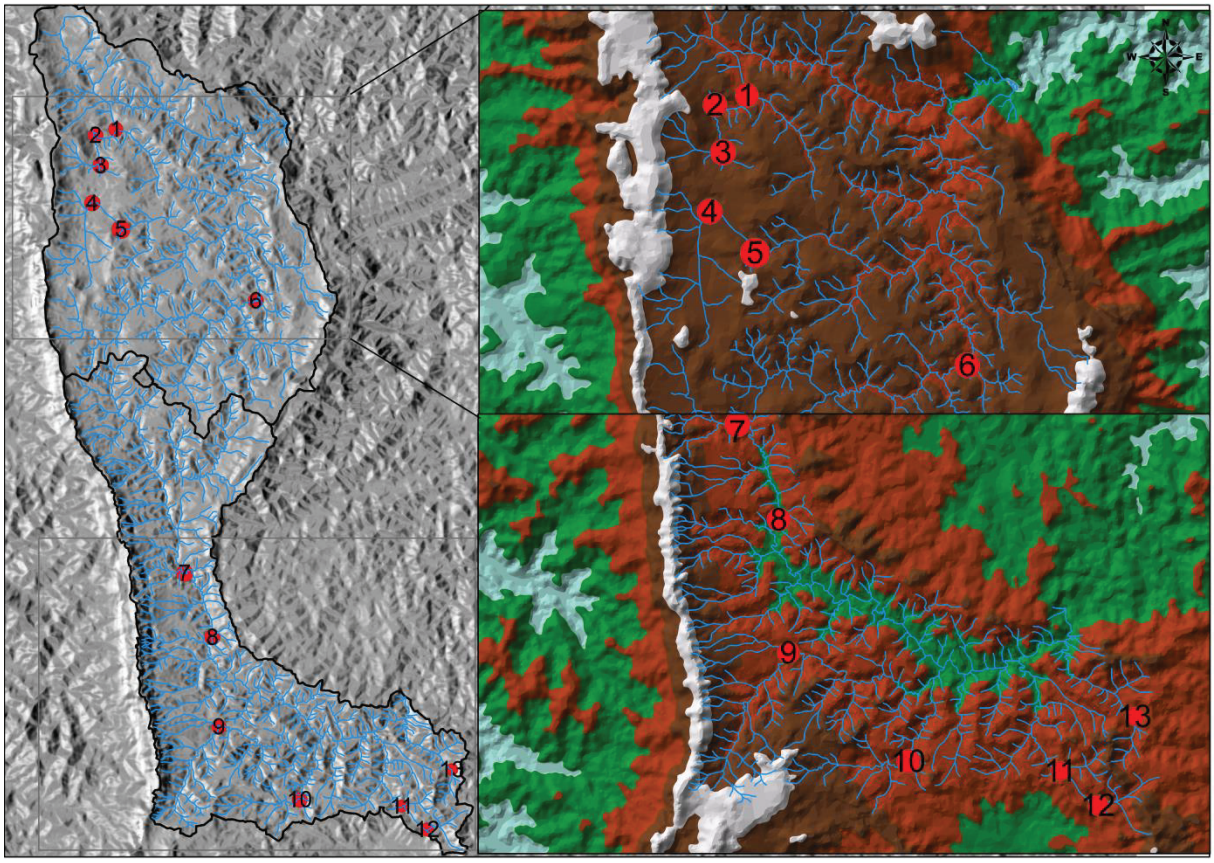



**Figura 4.4: Distribuição das principais inflexões (cotovelos) da rede de drenagem. Destaque para a existência de dois grupos bem definidos: (i) um próximo à borda oeste, no Rio do Peixe, e outro próximo ao divisor sul, no Ribeirão Mata Porcos.**

Na bacia do Ribeirão Mata Porcos, as inflexões apresentam duas nítidas compartimentações. Uma no médio curso, próximo às falhas transcorrentes destrais, onde ocorrem duas inflexões bem marcadas. E outro conjunto de inflexões nos principais afluentes da margem direita, no baixo curso, próximo ao divisor sul do Sinclinal.

A orientação da rede de drenagem a montante de algumas destas inflexões é semelhante à orientação de outros rios próximos (Fig. 4.5).

Nos afluentes da margem esquerda do Rio do Peixe verifica-se a existência de canais com direções muito semelhantes (N-S) nos segmentos a montante da inflexão. Por outro lado, a orientação da drenagem anterior aos cotovelos no Baixo Curso do Ribeirão Mata Porcos é semelhante àquelas existentes nas bacias hidrográficas marginais, especialmente as que drenam para o Rio Paraopeba (Quadro 4.4).

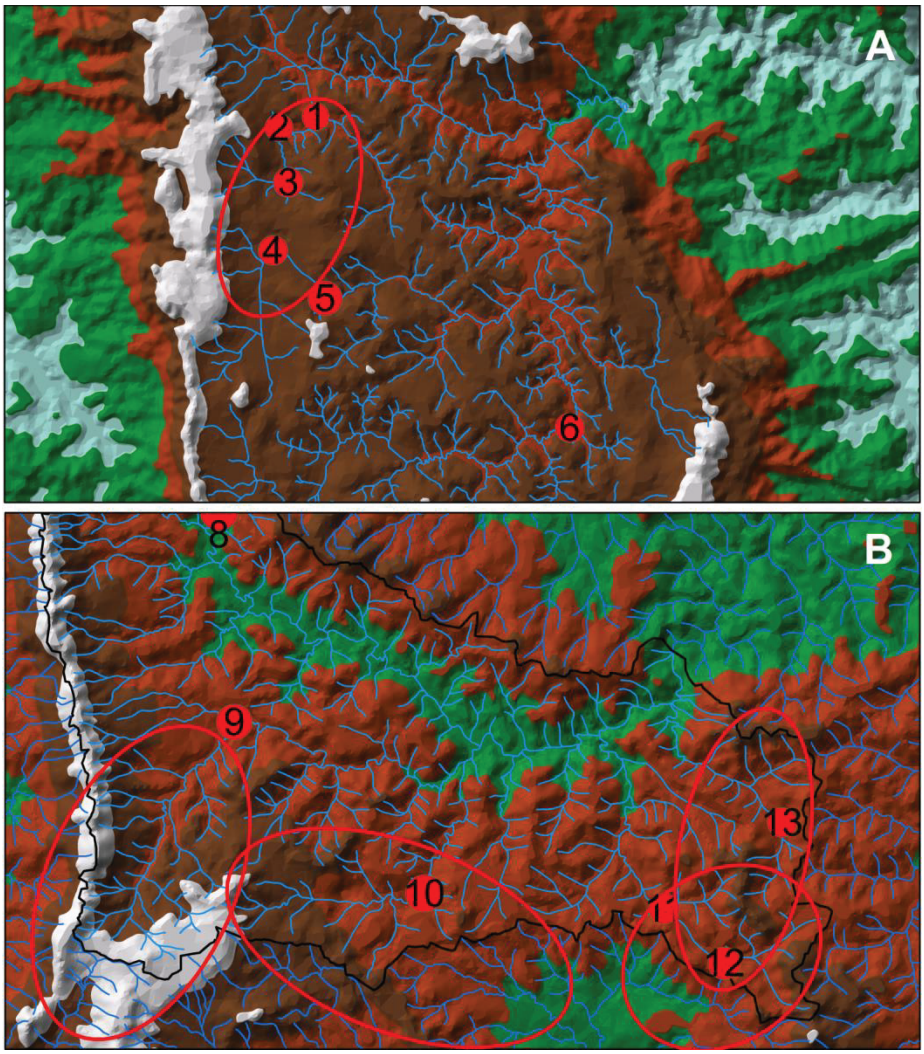



**Figura 4.5: Drenagens vizinhas com direções semelhantes aos segmentos localizados a montante dos cotovelos fluviais (em círculos vermelhos).**

**Quadro 4.4: Direções da rede de drenagem nos pontos de inflexão mais significativos. Verifica-se que a orientação à montante das inflexões é mais semelhante às drenagens próximas do que após os cotovelos, sobretudo no baixo curso do Ribeirão Mata Porcos.**

| Pontos | Direção Antes do cotovelo | Direção da drenagem próxima | Direção após cotovelo |
|---|---|---|---|
| 3 | S012E-N012W | N008W-S008E | N010W-S010E |
| 9 | N060E-S060W | N040E-S040W | S020E-N020W |
| 10 | N036W-S036E | N041W-S041E | N034E-S034W |
| 11 | N061E-S061W | N050E-S050W | N018W-S018E |
| 12 | N078E-S078W | N006W-S006E | N050W-S050E |

### 4.1.3. Relação declividade-extensão

Os resultados obtidos pelo índice declividade-extensão demonstram a localização preferencial de segmentos fluviais sem anomalia e também daqueles com anomalias de primeiras e segundas ordens (Fig. 4.6).

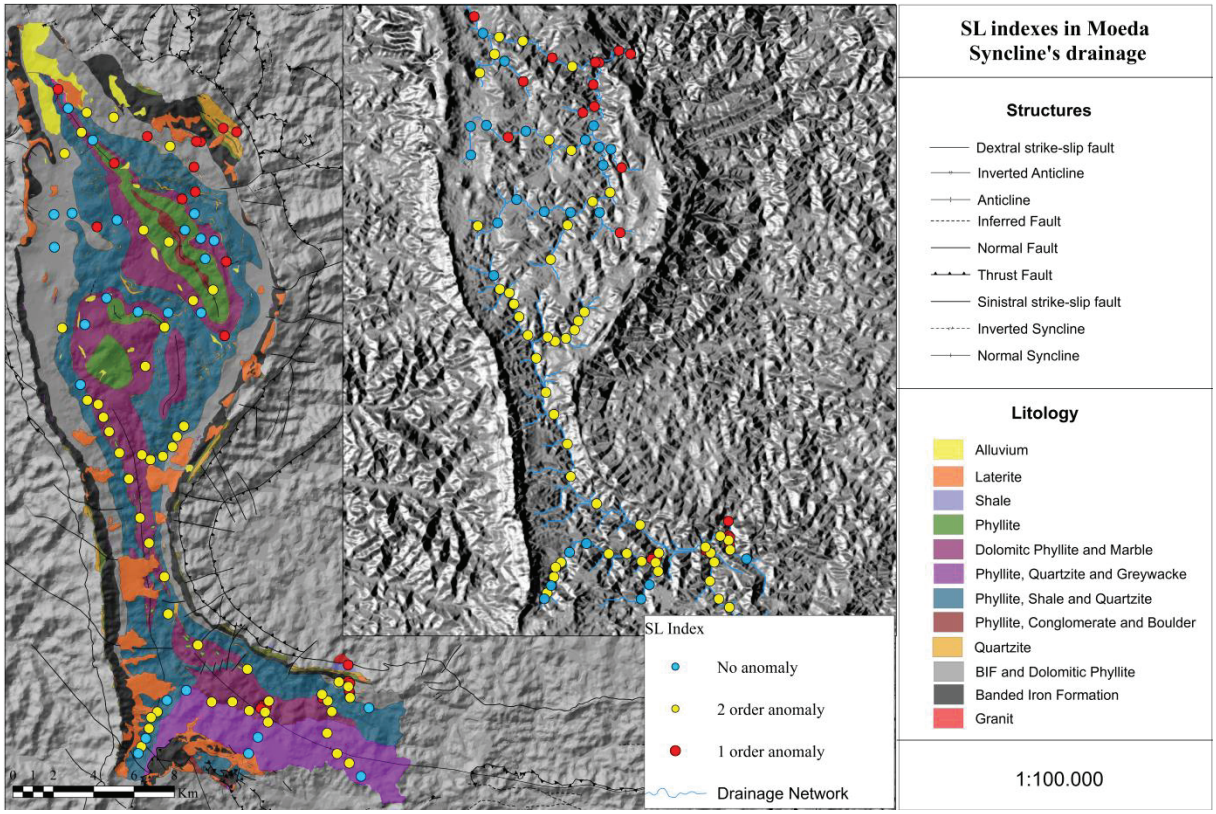



**Figura 4.6: Distribuição das faixas de anomalia ao longo do Sinclinal Moeda em função da geologia (à esquerda) e da morfologia (à direita). Detalhe para a existência de segmentos sem anomalia localizados próximos a outros de anomalia de 1ª ordem na bacia do Rio do Peixe.**

Na bacia do Rio do Peixe há uma concentração de anomalias de primeira ordem próximas ao *water-gap* e em confluências esparsas em ambas as margens. Na bacia do Ribeirão Mata Porcos estas anomalias estão ainda mais concentradas nas proximidades do *water-gap* e nas confluências das duas principais sub-bacias do baixo curso. De uma maneira geral, as anomalias de 1ª ordem do Ribeirão Mata Porcos estão todas entre as bordas de seu vale principal e os principais afluentes do Baixo Curso da margem direita.

Além disso, verifica-se que a proporção das faixas de anomalia difere grandemente entre as bacias hidrográficas investigadas (Quadro 4.5).

**Quadro 4.5: Percentual das faixas de anomalia em cada uma das bacias analisadas. Constata-se que a alteração mais significativa ocorreu entre as categorias "sem anomalia" e "anomalia de 2ª ordem".**

| Bacia Hidrográfica | Sem Anomalia (%) | Anomalia de 2ª ordem (%) | Anomalia de 1 ª ordem (%) |
|---|---|---|---|
| Mata Porcos | 14,28571429 | 60,71428571 | 25 |
| Rio do Peixe | 36,58536585 | 31,70731707 | 31,70731707 |

### 4.1.4. Fator de assimetria e fator de simetria topográfica transversal

O fator de assimetria revela que 64% da bacia do Rio do Peixe e 70,6% da bacia do Ribeirão Mata Porcos é drenada apenas por apenas uma de suas margens.

O fator de simetria topográfica transversal demonstra que os valores encontrados são estatisticamente significativos de migração preferencial no Rio do Peixe, enquanto suas bacias afluentes apresentaram valores não significativos (inferiores a 0,05), apesar de estarem próximas a este valor (Quadro 4.6).

**Quadro 4.6: Valores médios extraídos em cada uma das bacias analisadas do Rio do Peixe. Detalhe para o fato do Rio do Peixe deter o maior vetor médio e o nível de significância mais baixo em comparação aos seus afluentes.**

| Segmento da Bacia Hidrográfica | Vetor Médio (T) | Direção Média (em graus) | Sign. (*p*) |
|---|---|---|---|
| Rio do Peixe | 0,396753553 | 113,0467964 | 0,012364332 |
| Afluente do Médio Curso | 0,368953467 | 153,8058508 | 0,05789576 |
| Afluente do Baixo Curso | 0,284997421 | 102,2319916 | 0,075061254 |

O Ribeirão Mata Porcos, por sua vez, detém valores que indicam aumento da significância estatística de migração preferencial à medida que se aproxima do *water-gap*, sobretudo a partir do Médio-Baixo Curso, quando adquire inflexão para SE (Quadro 4.7). Os segmentos a montante do Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos, com níveis de significância inferiores a 95% (0,05), não possuem consistência estatística para serem compreendidos como migrações preferenciais.

**Quadro 4.7: Valores médios extraídos em vários segmentos do Ribeirão Mata Porcos. Constata-se que a direção média apresenta grande variação, enquanto o aumento dos vetores médios é similar ao verificado na significância estatística.**

| Segmento da Bacia Hidrográfica | Vetor Médio (T) | Direção Média (em graus) | Sign. (*p*) |
|---|---|---|---|
| Alto curso | 0,088732732 | 91,05 | 0,956319421 |
| Alto-médio curso | 0,271837844 | 244,3333333 | 0,559103627 |
| Médio curso | 0,364953325 | 78,04 | 0,163840219 |
| Médio-baixo curso | 0,528762275 | 172,6034783 | 0,00265676 |
| Baixo curso | 0,301778777 | 214,0526316 | 0,033055599 |
| Baixo curso - margem direita | 0,494968102 | 160,5473684 | 0,0134522 |

De forma semelhante, os vetores relativos à migração dos canais apresentam direções que variam consideravelmente ao longo de uma mesma bacia e em relação às bacias vizinhas (Fig. 4.7).

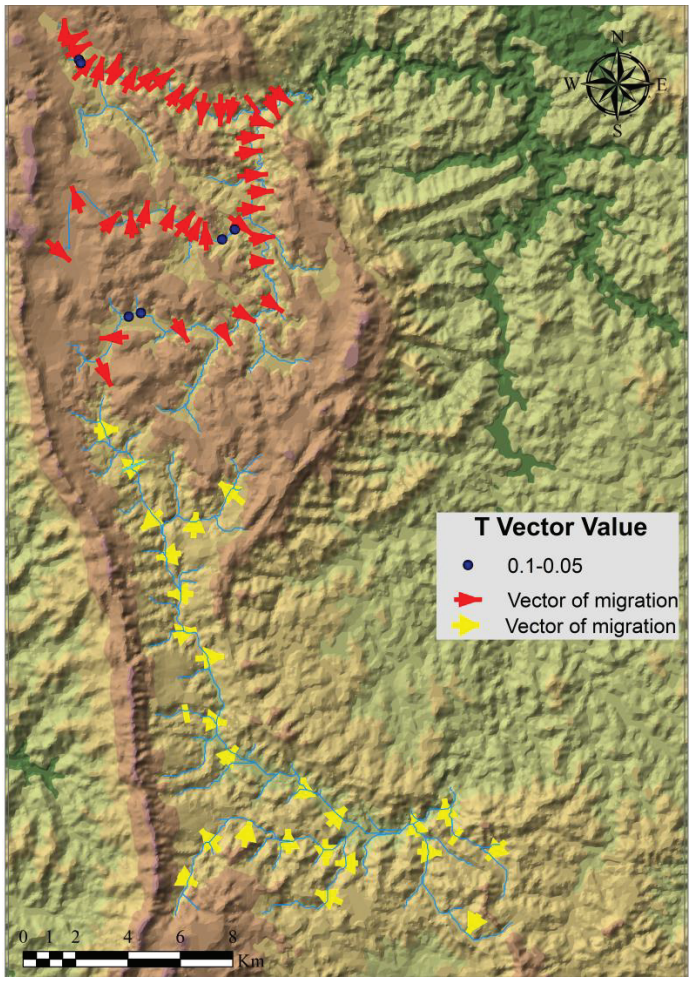



**Figura 4.7: Vetores médios obtidos através do Fator de Simetria Topográfica Transversal (T). Os pontos azuis representam segmentos sem migração significativa. Os vetores vermelhos são da bacia do Rio do Peixe, enquanto os vetores amarelos são da bacia do Ribeirão Mata Porcos.**

### 4.1.5. Relação de relevo

Os valores de relação de relevo mensurados, assim como os procedimentos anteriores, também possuem conexão com determinados segmentos das bacias pesquisadas. Os valores da bacia do Rio do Peixe são acentuadamente menores do que os do Ribeirão Mata Porcos (Fig. 4.8).

De um modo geral, o Rio do Peixe apresenta valores com maior aleatoriedade, variando entre 0,02 e 0,07. Paralelamente, os dados do Ribeirão Mata Porcos demonstram dois padrões marcantes, um entre 0,06 e 0,02 no Alto e Baixo Cursos, e outro, com valores entre 0,15 e 0,12 no Médio Curso.

Em termos estatísticos, o nível de significância demonstra que a probabilidade dessas bacias terem valores de *Rr* iguais é inferior a 2% (Quadro 4.8).

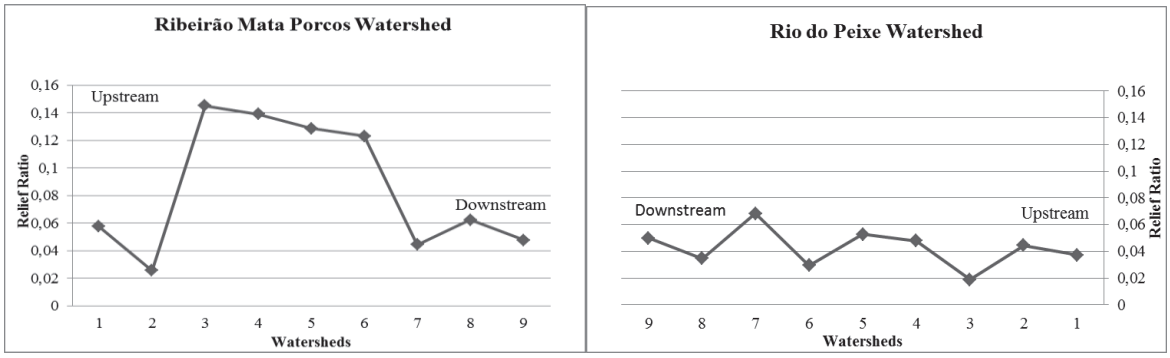



**Figura 4.8: Valores de relação de relevo (ordenadas) em função da localização das bacias analisadas (abscissas).**

**Quadro 4.8: Análise de variância dos valores da relação de relevo entre as bacias do Ribeirão Mata Porcos e Rio do Peixe. Detalhe para o *valor-P* que indica a probabilidade (em escala decimal) dos valores entre as bacias serem iguais.**

| *Fonte da variação* | *SQ* | *gl* | *MQ* | *F* | *valor-P* | *F crítico* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Entre grupos | 0,008541 | 1 | 0,008541 | 6,491868 | 0,023211 | 4,60011 |
| Dentro dos grupos | 0,01842 | 14 | 0,001316 | | | |
| | | | | | | |
| Total | 0,026961 | 15 | | | | |

## 4.1.6. Integrais e curvas hipsométricas

Calculadas para as sub-bacias mais expressivas do Sinclinal Moeda, as integrais hipsométricas variaram entre 0,30 e 0,54. A distribuição espacial dos valores é acentuadamente distinta entre as duas principais bacias do Sinclinal (Fig. 4.9).

No Rio do Peixe, a maior parte das bacias afluentes varia entre 0,30 e 0,45, sendo que somente duas bacias próximas ao exutório contêm valores superiores. Diferentemente, no Ribeirão Mata Porcos, das 13 bacias pesquisadas, oito estão no grupo de valores mais elevados e sua distribuição ocorre em toda a bacia, com diminuição apenas no Médio Curso. As curvas hipsométricas, por sua vez, também apresentam caráter distinto. A bacia do Rio do Peixe apresenta uma pequena variação altimétrica na maior parte de sua área, com um brusco aumento da amplitude em uma porção relativamente pequena.

As curvas hipsométricas de seus tributários estão, em geral, abaixo do Rio do Peixe no Alto Curso, mais próximas no Médio Curso e atingem a maior distância no Baixo Curso. A bacia do Ribeirão Mata Porcos apresentou uma curva que se rebaixa mais suavemente em comparação ao Rio do Peixe. Ao longo da bacia, as curvas dos afluentes do Ribeirão Mata Porcos estão situadas majoritariamente acima deste no Alto Curso, abaixo no Médio Curso, e bastante próximas no Baixo Curso.

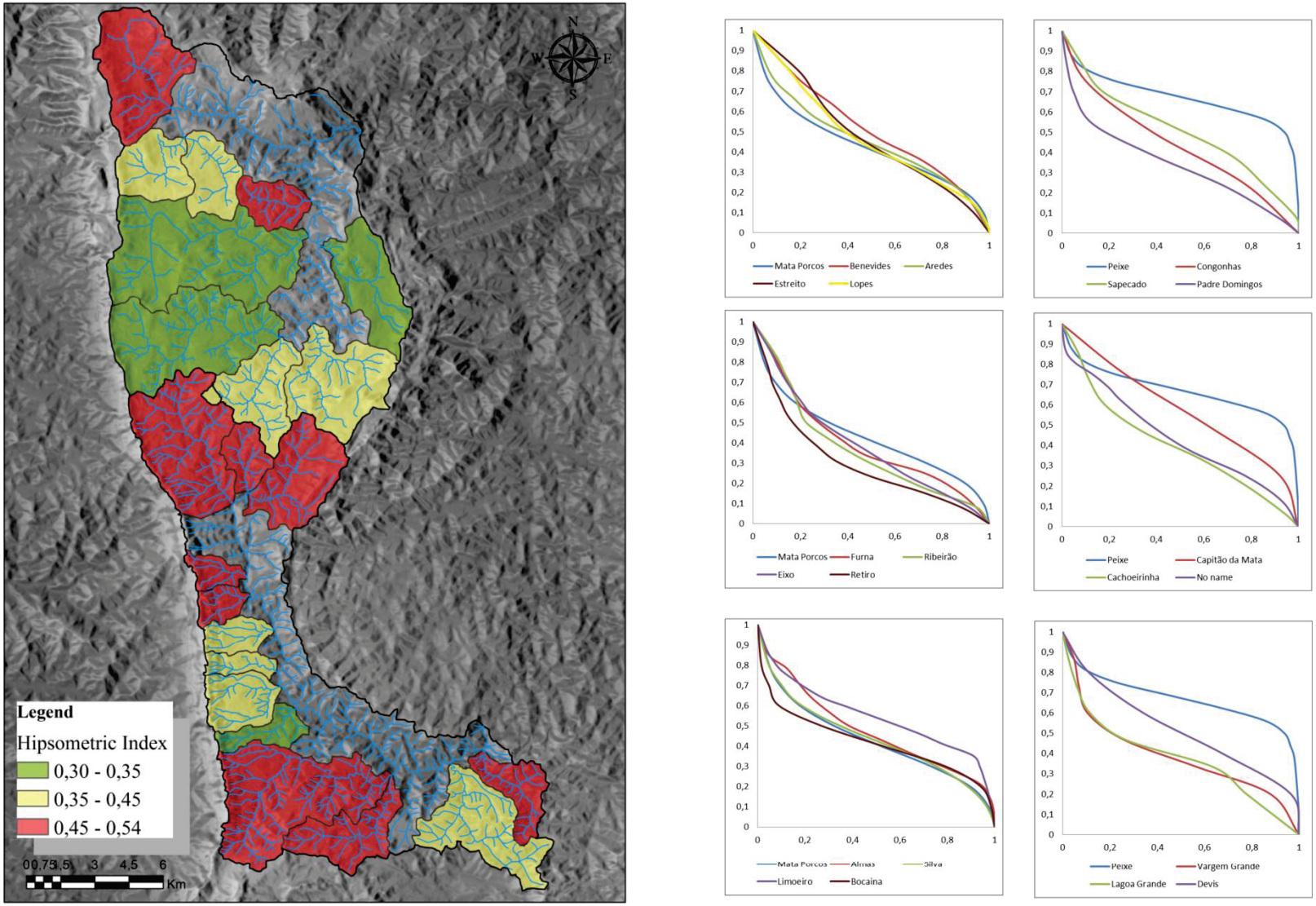



**Figura 4.9: Valores das integrais hipsométricas (IH) por bacia (à esquerda) e a curva hipsométrica (CH) por bacia (à direita).**

### 4.1.7. Denudação e taxa de rebaixamento médio do Sinclinal Moeda

As bacias do Ribeirão Mata Porcos e Rio do Peixe apresentam valores semelhantes de volume médio erodido, com 19,83 e 19,15 km$^3$, respectivamente. No entanto, o rebaixamento médio do relevo nestas bacias é consideravelmente distinto (Fig. 4.10).

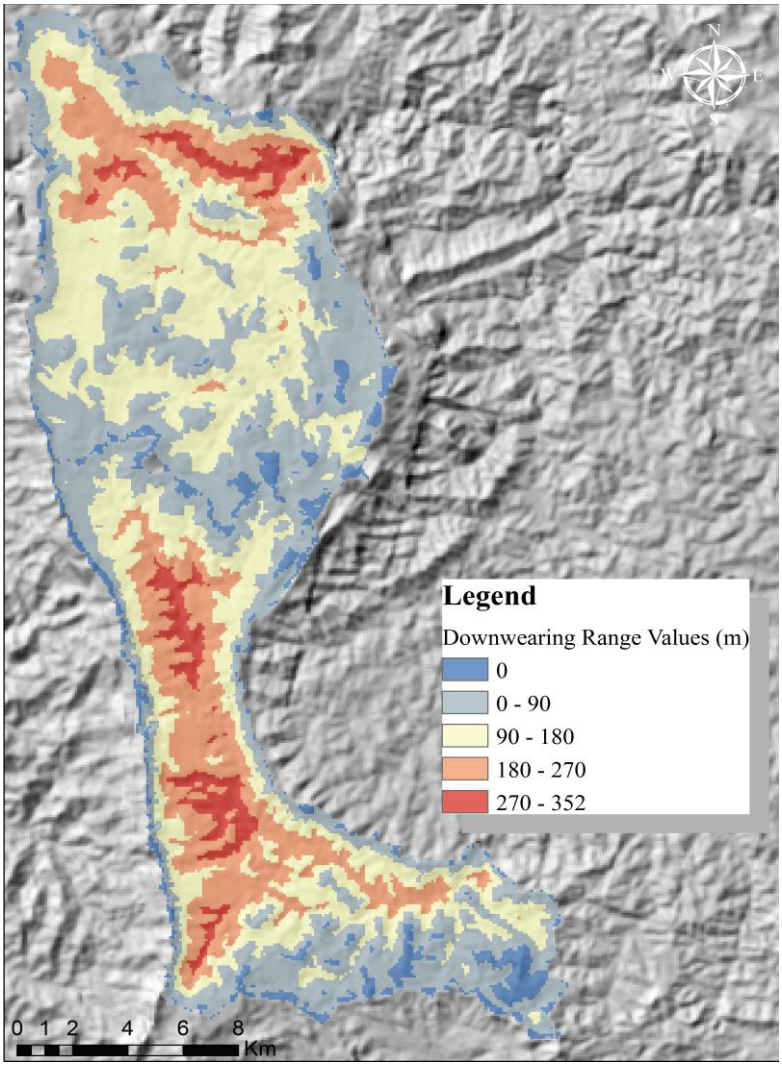



**Fig. 4.10: Valores de rebaixamento do relevo encontrados ao longo do Sinclinal Moeda. Detalhe para o caráter concentrado, e, portanto não aleatório, dos valores próximos a zero e superiores a 270 m.**

A área drenada pelo Ribeirão Mata Porcos apresentou um rebaixamento médio de 121,46 m, enquanto o valor para a área drenada pelo Rio do Peixe foi de 108,06 m.

Esta variação se torna ainda mais nítida quando analisada a diferenciação dos valores de rebaixamento do relevo ao longo destas bacias.

Na bacia do Rio do Peixe, os valores mais expressivos concentram-se no Baixo Curso, enquanto, na bacia do Ribeirão Mata Porcos os maiores valores ocorrem em posição inversa, sobretudo no Alto e Médio Cursos, com os valores mais baixos concentrados no Baixo Curso.

## 4.2. DISCUSSÃO

### 4.2.1. Abertura do Sinclinal Moeda e suas gargantas epigênicas (*water-gaps*)

Dois dos requisitos fundamentais para a ocorrência de capturas fluviais são a existência de topos suficientemente baixos entre os canais envolvidos e a necessidade do rio capturante estar em posição altimétrica inferior ao rio capturado (HOWARD, 1971; SMALL, 1978; BISHOP, 1995). Considerando estes pressupostos, a localização e a existência restrita das gargantas epigênicas (*water-gaps*) no flanco leste do Sinclinal Moeda, compreendidas como evidências de capturas fluviais a partir da inversão do relevo do Quadrilátero Ferrífero (BARBOSA, 1949; KING, 1956; DORR, 1969), parecem ser referendadas pelos perfis topográficos (Fig. 4.1).

Apesar do Rio Paraopeba, a oeste, representar um nível de base mais rebaixado, somente no flanco leste, drenado pelo Rio das Velhas, ocorrem as duas condições necessárias para as capturas fluviais. Em termos de larga-escala, a existência dessas condições pode estar relacionada às maiores taxas de soerguimento do Quadrilátero Ferrífero e seu interior (SAADI, 1991; MAGALHÃES JÚNIOR, 1993). Isto teria permitido tanto a expansão da rede de drenagem dos afluentes do Rio das Velhas quanto o aumento da amplitude do topo da borda oeste, dificultando ainda mais qualquer captura neste sentido. Em meso-escala, somam-se as inúmeras evidências de soerguimentos crustais ao longo do Rio das Velhas (MAGALHÃES JÚNIOR, 1993; SANTOS, 2010) e seus afluentes (MAGALHÃES JÚNIOR *et al*., 2010; BARROS, 2012). Além das questões neotectônicas, a menor resistência erosiva dos granitos do Complexo do Bação (SALGADO, 2008; VARAJÃO *et al*., 2009) também pode ser um dos elementos explicativos da ocorrência de capturas fluviais na borda leste, principalmente no caso do Ribeirão Mata Porcos.

Assim, soerguimentos crustais e resistência litológica, ao fornecerem gradiente, energia e potencial erosivo suficiente para a expansão do rio capturante podem ser considerados elementos fundamentais na ocorrência de capturas como estas do Sinclinal Moeda (CLARKE, 1989; CALVACHE e VISERAS, 1997; WENZENS e WENZENS, 1997).

### 4.2.2. Ondas de incisão e denudação no Sinclinal Moeda

Após eventos de captura fluvial, um dos fenômenos mais comuns são as ondas de incisão remontante (MATHER, 2000; STOKES *et al*., 2002; LOGET e DRIESSCHE, 2009), que ocorrem inclusive em bacias paleoendorreicas (CALVACHE e VISERAS, 1997; ANTÓN *et al.*, 2013), como eram as bacias miocênicas do Sinclinal Moeda (BARBOSA, 1949; BARBOSA e RODRIGUES, 1965). Considerando-se os resultados da densidade de drenagem (Fig. 4.3), os valores da relação declividade-extensão (Fig. 4.6), da relação de relevo (Fig. 4.8) e as integrais e curvas hipsométricas (Fig. 4.9), constata-se que o fenômeno de ondas de incisão remontante é coerentemente observado em alguns segmentos do Sinclinal.

Em vista da grande variabilidade litoestratigráfica do Sinclinal Moeda é possível que algumas das anomalias de 1ª ordem, que geralmente representam *knickpoints* (MOLIN *et al*., 2004), tenham sido geradas por mudanças litológicas (Fig. 4.6). Apesar de se localizarem ao redor dos *water-gaps*, o que sugeriria uma origem remontante a partir do entalhe do novo nível de base, os inúmeros *knickpoints* dos afluentes do Baixo Curso do Ribeirão Mata Porcos podem ser compreendidos a partir da variação litológica e morfológica existente. Dentre todas as anomalias, somente uma está localizada em um lineamento tectônico, reforçando a ideia de que a explicação para a maioria das anomalias não é exclusivamente tectônico-estrutural.

Contudo, estas anomalias estão distribuídas de forma diferenciada nas duas bacias hidrográficas investigadas. As anomalias de 1ª ordem ocorrem em pontos isolados no Baixo Curso do Ribeirão Mata Porcos, enquanto, no Rio do Peixe, encontram-se mais espalhadas, sobretudo no Baixo e Médio Cursos. Assim, somente no Rio do Peixe ocorrem áreas com nítida concentração de *knickpoints,* frequentemente denominadas *knickzones* (SCHLUNEGGER e SCHNEIDER, 2005; HAYAKAWA e OGUCHI, 2006; FOSTER e KESLEY, 2012).

A diferença da localização destas anomalias no contexto das bacias ressalta importantes características. Em geral, a presença de *knickzones* é uma evidência de estados geomorfológicos transitórios, que demonstram a resposta do sistema fluvial na busca de equilíbrio para o novo nível de base (ZAPROWSKI, 2001; AGUILLAR *et al*., 2011; LARUE, 2011). Se descartadas explicações tectônico-estruturais como causadoras das anomalias, as *knickzones* podem ser compreendidas como um dos elementos-chave da propagação

remontante de ondas de incisão causadas por capturas (BEGIN *et al*., 1982; ANTÓN *et al*., 2013).

No caso do Rio do Peixe, tendo em vista a impossibilidade de explicá-los por questões litoestruturais e regionais (Fig. 4.6), pode-se inferir que estes *knickpoints* representam uma *knickzone* que se propaga a montante dos afluentes do Baixo Curso, possivelmente relacionadas à captura recente destes canais fluviais.

No caso do Ribeirão Mata Porcos, a correlação de uma unidade litológica mais resistente com o baixo grau de rebaixamento do relevo a partir da superfície original (0 - 90 m), o valor relativamente alto da integral hipsométrica (0,35-0,45) e o formato das curvas hipsométricas, que indicam um relevo ligeiramente mais jovem (Fig. 4.9), parecem sustentar a hipótese de influência litológica nos afluentes da margem direita do Baixo Curso do Ribeirão Mata Porcos.

Os efeitos morfológicos destas ondas de incisão são distintos ao longo do Sinclinal. Pelo fato das anomalias, e do vigor energético, se localizarem próximos ao exutório do Rio do Peixe, esta bacia possui, no Alto e Médio Cursos, valores muito baixos de rebaixamento do relevo (0-180 m) com integrais hipsómetricas baixa a medianas (0,35-0,45). Estas características são opostas aos altos valores apresentados no Baixo Curso, onde ocorrem altas taxas de rebaixamento (180-552 m) e integrais hipsométricas altas. Desta forma, a conjugação das faixas de *knickzones* com os padrões morfológicos mencionados são característicos de indícios da existência de diversos graus de evolução e de propagação da onda de incisão remontante no Sinclinal Moeda.

Constata-se, neste caso, um maior grau de evolução e denudação no Ribeirão Mata Porcos, com *knickpoints* restritos às áreas de mudanças litológicas, sugerindo que não exista uma conexão direta entre o grau de evolução desta bacia e a localização da *knickzone* atual. Em sentido oposto, o Rio do Peixe, por possui um grande número de *knickpoints* e uma contraposição marcante entre a área da propagação da onda de incisão e o relevo suavizado de montante, parece ter uma evolução geomorfológica diretamente relacionada à atual expansão da rede de drenagem e de sua onda de incisão. Assim, é coerente postular que o Rio do Peixe esteja em um estágio de evolução mais incipiente e, cronologicamente, mais recente do que o Ribeirão Mata Porcos.

Estas evidências demonstram que, dado o fato da abertura das bacias terem ocorrido em momentos distintos, o grau de desequilíbrio morfológico atualmente observado no Ribeirão Mata Porcos poderá ocorrer no Rio do Peixe com o avanço da onda de incisão. Isto

resultaria principalmente da condição energética e morfológica transitória do Rio do Peixe, que detém evidências de ondas de incisão e *knickzones* semelhantes aos confirmados em outras áreas (PRINCE *et al*., 2011; PEDERSON e TRESSLER, 2012).

Além da captura em períodos geológicos distintos, a atuação de processos de decapitação fluvial (*beheading*) pode também explicar os distintos graus de denudação e evolução do relevo, em situação semelhante aos casos verificados em outras áreas (BISHOP, 1995; WHITEMAN e ROSE, 1997; MAHER *et al*., 2007). Este fenômeno se justificaria em função do alto grau energético e evolutivo do Ribeirão Mata Porcos em relação ao Rio do Peixe, bem como sua posição altimetria inferior que pode ter permitido a expansão da drenagem e a consequente apropriação da área do Rio do Peixe, sem a manutenção da morfologia dos antigos canais fluviais.

Considerando-se a já mencionada posição altimétrica inferior do Ribeirão Mata Porcos e sua captura mais antiga, é possível que, além da captura de área do Rio do Peixe, tenha ocorrido o pirateamento de fluxo subterrâneo (*groundwater piracy*), como geralmente acontece nestas circunstâncias (KAFRI e YECHIELI, 2010). A captura das águas subterrâneas teria favorecido, por um lado, o aumento do poder denudacional do Ribeirão Mata Porcos e, por outro, a diminuição do fluxo superficial no Rio do Peixe, gerando valores de densidade de drenagem extremamente baixos (Fig. 4.3). Deste modo, houve a manutenção das formas de relevo pseudocársticas (BARBOSA e RODRIGUES, 1965) e do padrão extremamente assimétrico da rede de drenagem (Quadros 4.6 e 4.7).

### 4.2.3. Prováveis causas da migração preferencial da rede de drenagem

A migração preferencial de canais fluviais, assim referida por não ser aleatória e não ser gerada pela hidrodinâmica interna, tem sido explicada principalmente por basculamentos tectônicos (COX, 1994; SALVANY, 2004; ÖZKAYMAK e SÖZBILIR, 2012). Contudo, os próprios eventos de capturas fluviais podem gerar mudanças de direção de canais fluviais (SMALL, 1978; BISHOP, 1995), sobretudo em bacias que evoluíram a partir de *water-gaps* (CHORLEY *et al*., 1984; SUMMERFIELD, 1991).

No caso das bacias que drenam o Sinclinal Moeda, ambas as situações podem ser coerentes. Os resultados do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) apontam a existência de migração preferencial dos principais canais fluviais das duas bacias hidrográficas analisadas (Quadro 4.6 e 4.7; Fig. 4.7) Esta migração é estatisticamente

significativa, sobretudo em direção ao *water-gap*, o que permite questionar se a origem da migração seria tectônica com basculamento para leste, se seria resultante da própria captura fluvial ocorrida naquela borda ou, ainda, da atuação conjunta entre basculamento e captura.

A existência de um basculamento generalizado do vale do Rio das Velhas em direção a leste (LANA, 2010), juntamente com as características de cavalgamento do Complexo do Bação sobre as rochas supracrustais do Sinclinal Moeda (LIPSKI, 2002; SANTOS, 2003), associado a possíveis inversões tectônicas (GOMES *et al*., 2005; CHEMALE JR. *et al*., 1991) e ao rearranjo da rede de drenagem gerado pelas capturas, são fortes indícios da atuação conjunta destes mecanismos. Dada a multiplicidade de fatores que podem ter contribuído para a migração preferencial, e a dificuldade de separá-los entre fatores causais e respostas fluviais, é coerente afirmar que tanto o basculamento do Sinclinal para E quanto a captura das bacias são elementos possíveis de tê-la influenciado ao longo do Quaternário.

No caso do Rio do Peixe, além das prováveis influências de basculamentos, é importante considerar que a drenagem anômala pode estar diretamente relacionada ao caráter endorreico e pseudocárstico durante o Mioceno. Este padrão pode, portanto, ter sido registrado no Holoceno através da preservação de padrões de drenagem extremamente anômalos (BARBOSA, 1949; BARBOSA e RODRIGUES, 1965).

### 4.2.4. Cotovelos e mudanças de direção dos canais fluviais

As mudanças de direção e os cotovelos dos canais fluviais das duas principais bacias que compõem o Sinclinal Moeda apresentam um padrão distinto e, provavelmente, possuem causas igualmente distintas.

Os cotovelos observados no Ribeirão Mata Porcos concentram-se quase exclusivamente no Baixo Curso, a montante das bacias com anomalias de 1ª ordem (Fig. 4.5). Um fator que diferencia estas inflexões é a direção coincidente de alguns dos segmentos anteriores aos cotovelos e a direção dos canais vizinhos pertencentes a outras bacias (cotovelos 9, 10, 11, 12 e 13). Como não são verificadas influências estruturais, as inflexões podem ter sido causadas por desvio (*diversion*) ou capturas fluviais *sensu strictu*, tendo em vista a menor altimetria dos possíveis rios capturantes em relação aos capturados, assim como caracterizado nas pesquisas de Small (1978) e Bishop (1995). Esta última hipótese, de capturas fluviais *sensu strictu*, é condizente com a maior dissecação e energia dos canais

capturantes, sobretudo quando verificada a inexistência de lineamentos estruturais necessários ao basculamento próximo aos divisores.

No Rio do Peixe, as drenagens anteriores aos cotovelos possuem direções semelhantes a outros canais dentro da sua própria bacia, indicando, desta forma, uma possível reorganização interna da rede fluvial. As suas principais inflexões (cotovelos 2, 3, 4 e 5) possuem vergência para E, enquanto os possíveis canais capturantes (a jusante dos cotovelos) estão em um nível de entalhamento muito superior à drenagem de montante. A gênese destas inflexões estaria ligada a causas de origem tectônica com mergulho para E (basculamento) ou à ocorrência de captura fluvial *sensu strictu*.

Novamente, a causa mais provável seria a atuação conjunta destes dois fatores ao longo do Quaternário, seja em ritmos e dinâmicas distintas ou mesmo de forma associada, assim como vem ocorrendo nos grandes blocos estruturais e na evolução geomorfológica do Quadrilátero Ferrífero desde o Neoproterozoico (BARBOSA, 1949; KING, 1956; BARBOSA e RODRIGUES, 1965; SAADI, 1991; ALKMIN e MARSHAK, 1998; MAGALHÃES JÚNIOR *et al*., 2012).

# 5. AS BACIAS DE CABECEIRA E A RELAÇÃO PEDOGÊNESE-MORFOGÊNESE

> *Em um sistema de intemperismo instável, pequenas variações na composição, na estrutura, na microtopografia, na umidade e na biogeoquímica de rochas ou paisagens, aparentemente homogêneas, são suficientes para resultar em regolitos e formas de relevo altamente variáveis, mesmo que não haja forças estocásticas ou variações em outros fatores ambientais.*
>
> Jonathan D. Phillips (2005)

Este capítulo aborda os resultados oriundos das bacias de cabeceira do Ribeirão Mata Porcos, considerando, principalmente, os indicadores pedológicos da evolução do relevo nessas bacias, obtidos através da análise de suas coberturas. Como forma de identificar as bacias de cabeceira representativas da bacia de drenagem, sobretudo no que diz respeito à variação morfopedológica existente, o capítulo traz inicialmente os resultados da busca por estas "bacias de cabeceira modelo". Posteriormente, apresenta e discute as distintas coberturas pedológicas existentes em cada uma delas, para, em seguida, discutir os resultados de todas as bacias conjuntamente, sempre dialogando com pressupostos teóricos de cunho pedogeomorfológico.

## 5.1. Análise de agrupamentos de bacias de cabeceira como procedimento-guia para a seleção de bacias representativas e posterior estudo da cobertura pedológica

Conforme a intenção, e obviamente a necessidade mencionada nos capítulos precedentes, de se selecionar as bacias de cabeceira mais representativas da diversidade regional, foram utilizadas uma série de ferramentas geoestatísticas. Como consequência disto, são apresentados a seguir os resultados dos procedimentos que culminaram na seleção destas bacias. O caminho percorrido para esta seleção inicia-se com a busca por uma estimativa visual da quantidade de grupos possíveis na chamada análise de agrupamentos hierárquica. Em seguida, testou-se a quantidade de grupos que melhor descrevia a variação regional. Finalmente, os dados estatísticos foram espacializados, permitindo juntamente com o reconhecimento das características em campo, a seleção final das bacias de cabeceira desejadas.

### 5.1.1. Análise de agrupamentos hierárquica

O primeiro *output* do método hierárquico foi a matriz de dissimilaridade (ou proximidade) indicando a coexistência de bacias de cabeceira pouco diferentes (0,002 ou 0,2% de diferença) e outras extremamente dissemelhantes (0,937 ou 93,7% de diferença). A dissimilaridade média de todas as bacias foi de 0,095 (9,5%), com desvio padrão médio de 0,088 (0,8%) (Quadro 5.1).

**Quadro 5.1: Amostra dos oito primeiros elementos da matriz de dissimilaridade construída pelo método de Ward. Nesta matriz os valores elevados apresentam maior dissimilaridade.**

| Casos | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1** | 0,000 | ,009 | ,066 | ,124 | ,105 | ,124 | ,069 | ,107 |
| **2** | ,009 | 0,000 | ,043 | ,144 | ,114 | ,116 | ,064 | ,130 |
| **3** | ,066 | ,043 | 0,000 | ,166 | ,141 | ,129 | ,021 | ,164 |
| **4** | ,124 | ,144 | ,166 | 0,000 | ,004 | ,023 | ,140 | ,019 |
| **5** | ,105 | ,114 | ,141 | ,004 | 0,000 | ,011 | ,130 | ,022 |
| **6** | ,124 | ,116 | ,129 | ,023 | ,011 | 0,000 | ,122 | ,047 |
| **7** | ,069 | ,064 | ,021 | ,140 | ,130 | ,122 | 0,000 | ,143 |
| **8** | ,107 | ,130 | ,164 | ,019 | ,022 | ,047 | ,143 | 0,000 |

Após uma série de procedimentos, o resultado final da análise de agrupamento é apresentado pelo dendograma de ligação de Ward, que possibilitou a estimativa visual da quantidade de grupos existentes (Fig. 5.1).

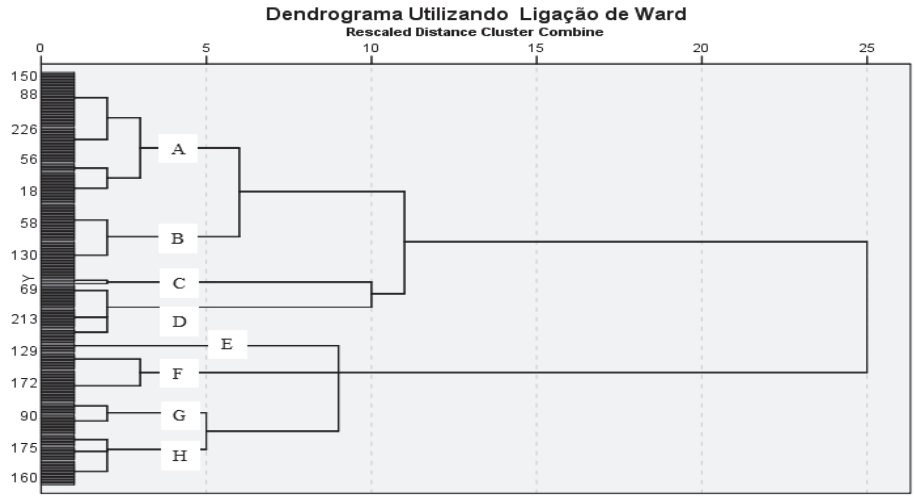



**Figura 5.1: Dendograma gerado como output do processo de agrupamento do método de Ward. As letras (A, B, C, D, E, F, G e H) indicadas no dendograma referem-se aos grupos visualizados que aparentemente descrevem os dados com melhor exatidão.**

Utilizando-se a distância de corte entre 2,5 e 5 – adotada como a mais coerente visualmente – é possível distinguir a existência de 8 diferentes grupos de bacias de cabeceira no Ribeirão Mata Porcos (grupos A, B, C, D, E, F, G e H).

### 5.1.2. Análise de agrupamentos não-hierárquica

Com base na estimativa visual de 8 grupos, resultantes da análise de agrupamento hierárquica, foi feita uma sequencia de testes para verificar qual a quantidade de grupos melhor representava o universo amostral.

Após a realização dos testes de significância, constatou-se que a representação em sete grupos (Quadro 5.2) era a mais adequada em termos de significância estatística, quando comparada à construção de seis grupos. Este fato se encontra justificado pelo valor de 0,183 encontrado para a variável declividade quando selecionados seis grupos. Tal valor ultrapassa o limite usualmente aceito, que é de 0,05, e que representa o limiar de 5% de probabilidade dos grupos serem iguais e não diferentes (GUAJARATI, 2004).

**Quadro 5.2: Análise de variância das variáveis utilizadas na geração de sete grupos. Detalhe para os valores de significância inferiores a 0,05, que validam o agrupamento.**

| | Grupo | | Erro | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Quadrado Médio | df | Quadrado Médio | df | F | Sig. |
| Filitos | 35,459 | 6 | ,139 | 240 | 255,976 | ,000 |
| Itabiritos | 33,430 | 6 | ,189 | 240 | 176,637 | ,000 |
| Cangas | 32,217 | 6 | ,220 | 240 | 146,732 | ,000 |
| Amplitude altimétrica | 16,481 | 6 | ,613 | 240 | 26,886 | ,000 |
| Declividade | 13,006 | 6 | ,700 | 240 | 18,584 | ,000 |
| Quartzitos | 29,977 | 6 | ,276 | 240 | 108,777 | ,000 |
| Mármore | 32,467 | 6 | ,213 | 240 | 152,192 | ,000 |
| Curvatura horizontal | 20,668 | 6 | ,508 | 240 | 40,662 | ,000 |
| Curvatura vertical | 19,035 | 6 | ,549 | 240 | 34,665 | ,000 |
| Integral hipsométrica | 12,770 | 6 | ,706 | 240 | 18,095 | ,000 |

Os valores médios calculados para os grupos finais apresentam resultados que demonstram, em termos quantitativos, a grande heterogeneidade existente entre os agrupamentos (Quadro 5.3), o que é um elemento essencial para a formação de grupos distintos e estatisticamente consistentes.

É possível verificar que os grupos 1 e 3, e 1 e 5 são os mais semelhantes, enquanto os grupos 4 e 6, e 4 e 7 são os mais diferentes (Quadro 5.4). Os valores dos demais grupos apresentam caráter intermediário entre estes extremos, com evidente heterogeneidade.

No total os sete grupos apresentaram a seguinte distribuição: grupo 1 com 59 elementos; grupo 2 com 44; grupo 3 com 73; grupo 4 com 6 membros; grupo 5 com 36; grupo 6 com 7; e grupo 7 com 25 bacias de cabeceira.

**Quadro 5.3: Valores dos Centros dos Grupos Finais. Neste caso, constata-se que as variáveis com valores positivos expressam resultados acima da média. Por exemplo, nas bacias de cabeceira do grupo 1, a área representada por filitos é maior que a média, bem como as variáveis curvatura vertical e integral hipsométrica. Já o grupo 2 registra o maiores valores de todos os grupos nas variáveis itabirito e amplitude altimétrica, assim como valor de declividade superior à média.**

| | Grupos | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **1** | **2** | **3** | **4** | **5** | **6** | **7** |
| Filitos | ,61 | -1,48 | ,62 | ,01 | ,66 | -1,05 | -1,32 |
| Itabiritos | -,53 | 1,89 | -,47 | -,26 | -,51 | -,19 | ,14 |
| Cangas | -,31 | -,15 | -,38 | -,45 | -,40 | ,58 | 2,58 |
| Amplitude Altimétrica | -,66 | 1,04 | -,06 | -,67 | -,54 | ,19 | ,71 |
| Declividade | -,84 | ,15 | ,28 | -,19 | ,84 | ,33 | -,39 |
| Quartzitos | -,10 | ,03 | -,20 | -,08 | -,26 | 4,96 | -,24 |
| Mármore | -,07 | -,11 | -,13 | 8,00 | -,05 | -,18 | -,09 |
| Curvatura horizontal | ,00 | -,12 | -,64 | ,47 | 1,59 | -,55 | -,10 |
| Curvatura vertical | ,25 | -,03 | -,79 | ,12 | 1,33 | -,39 | -,04 |
| Integral Hipsométrica | ,51 | -,29 | -,68 | ,54 | ,80 | -,14 | ,11 |

**Quadro 5.4: Matriz de distâncias entre os centros dos grupos finais.**

| **Grupo** | **1** | **2** | **3** | **4** | **5** | **6** | **7** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1** | 0 | 3,859 | 2,124 | 8,146 | 2,578 | 5,706 | 3,861 |
| **2** | 3,859 | 0 | 3,511 | 8,772 | 4,410 | 5,517 | 3,342 |
| **3** | 2,124 | 3,511 | 0 | 8,410 | 3,490 | 5,564 | 3,930 |
| **4** | 8,146 | 8,772 | 8,410 | 0 | 8,319 | 9,863 | 8,898 |
| **5** | 2,578 | 4,410 | 3,490 | 8,319 | 0 | 6,368 | 4,644 |
| **6** | 5,706 | 5,517 | 5,564 | 9,863 | 6,368 | 0 | 5,692 |
| **7** | 3,861 | 3,342 | 3,930 | 8,898 | 4,644 | 5,692 | 0 |

### 5.1.3. Espacialização dos agrupamentos e seleção das bacias de cabeceira representativas

A espacialização dos agrupamentos gerados apresenta certo padrão de localização (Fig. 5.2). Por um lado, os grupos 2 e 7 ocorreram predominantemente nas bordas leste (E) e oeste (W), referentes às frentes de dissecação dos afluentes do vale principal, onde ocorrem formações ferríferas bandadas (BIFs), laterizações e quartzitos das Formações Cauê e Serra da Moeda, respectivamente. Em outro domínio, os grupos de bacias apresentam-se restritos às porções norte (N) e sudeste (SE), morfologicamente condizentes às colinas alongadas desenvolvidas a partir de diversas formações de filitos, que compõem o Grupo Piracicaba, e depósitos argilosos cenozóicos originários destes mesmos filitos.

Em uma última etapa de refinamento, após o estabelecimento dos grupos estatisticamente representativos, descritos anteriormente, os dados foram reanalisados com o

objetivo de reduzir o universo amostral e tornar o projeto exequível dentro do prazo estimado. Além disso, foram conduzidos trabalhos de campo para verificação das características *in locu* das coberturas pedológicas e a possibilidade, ou impossibilidade, de amostragem destas mesmas bacias.

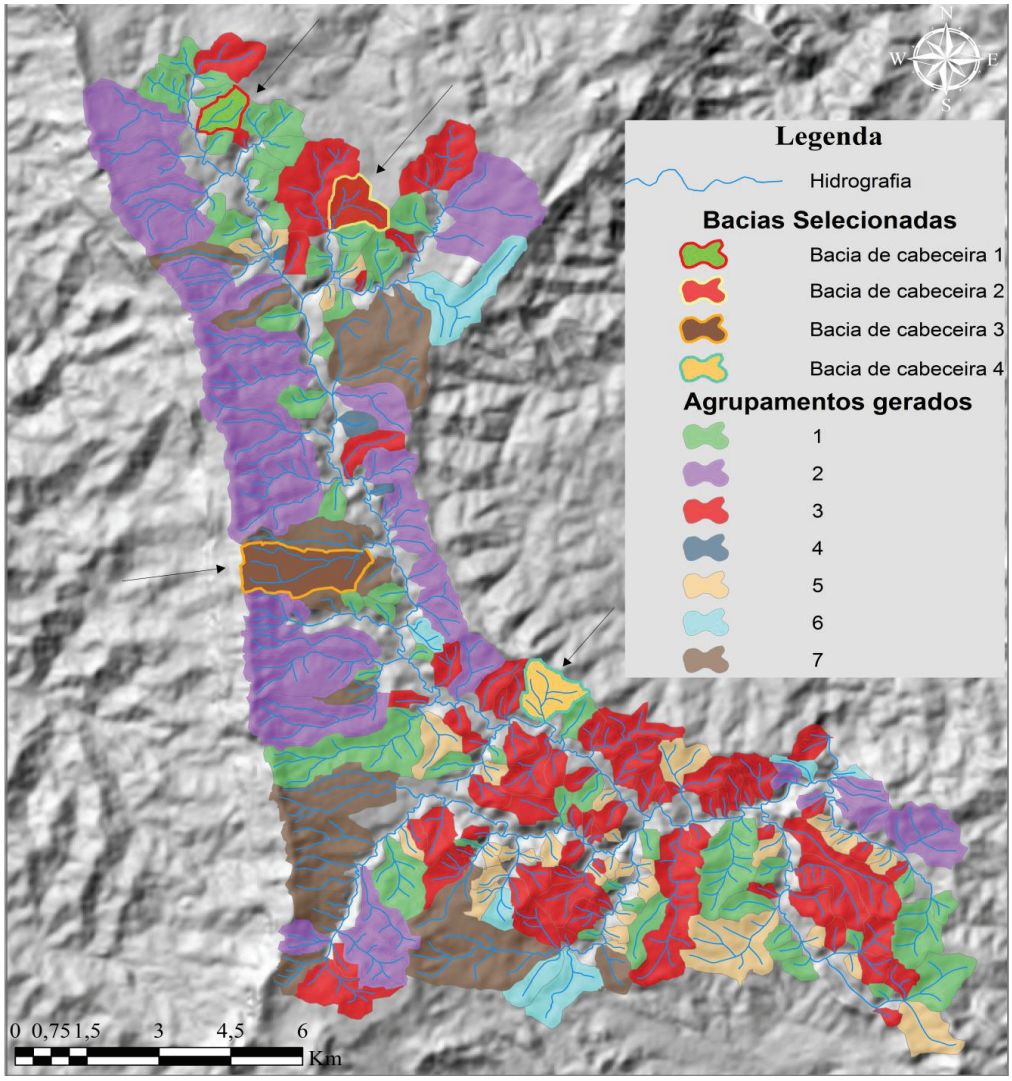



**Figura 5.2: Espacialização dos grupos de bacias de cabeceiras gerados pelo Método de K-Médias contendo as bacias selecionadas para análise pedológica. Bases Cartográficas: IGAM e Topodata INPE.**

Em termos estatísticos, os grupos 4 e 6 foram descartados por sua pequena representatividade (menos de 10% do total), o que poderia, caso fossem amostrados, demandar ainda mais análises, consumindo tempo e recursos. O que não seria sinônimo de ganho de informações, tendo em vista a pouca expressão desses grupos na paisagem.

Em campo, foi descartada a amostragem das bacias de cabeceira localizadas no baixo curso em função de dificuldades de acesso, assim como em outras, no médio curso, devido à restrição de entrada de pessoas.[1]

As bacias de cabeceira do grupo 2, dadas as semelhanças litológicas e morfológicas com as bacias do grupo 7 também foram descartadas. Esta escolha se justifica em vista da possibilidade de abarcar as características, e o comportamento, esperados para as bacias de cabeceira do grupo 2 apenas na amostragem do grupo 7, permitindo, novamente, uma redução de custos e tempo, sem, no entanto, comprometer a coerência amostral.

## 5.2. Caracterização pedológica das bacias de cabeceira selecionadas

### 5.2.1. Tipologias dos solos descritos: elementos para uma interpretação inicial

A cobertura pedológica nas bacias de cabeceira analisadas reflete a heterogeneidade litoestrutural e geomorfológica existente no Sinclinal Moeda (Quadro 5.5). Em termos taxonômicos, essa variedade da cobertura realça a presença de diversas classes de solos.

Na bacia de cabeceira 1 foram abertos três perfis, sendo um na alta vertente (perfil 1.1), um na média (perfil 1.2) e outro na baixa vertente (perfil 1.3). O perfil 1.1 apresenta horizonte organomineral (A) espesso, com transição abrupta plana para o depósito argiloso cenozóico (SANTOS, 2003), podendo ser classificado, segundo o SiBCS (EMBRAPA, 2013), como NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico. O perfil 1.2 apresenta horizonte organomineral (A), com transição gradual para um horizonte oxídico subdivido (Bw1 e Bw2), sendo classificado como LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico cambissólico. O perfil 1.3 apresenta horizonte organomineral (A), com transição gradual para uma sequência de subdivisões de um horizonte oxídico (Bw1 a Bw5) e para um horizonte saprolítico (C), sendo enquadrado, segundo o SiBCS, como LATOSSOLO VERMELHO Distrófico cambissólico.

Igualmente à bacia anterior, na bacia de cabeceira 2 foram abertos três perfis, sendo um na alta vertente, (perfil 2.1), um na alta-média (perfil 2.2) e outro na baixa vertente (perfil 2.3). O perfil 2.1 apresenta horizonte organomineral (Af) pedregoso de espessura mediana, com transição abrupta plana para o saprolito (C), ainda marcado pelas características do material de origem (filito), sendo um NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário.

[1] Praticamente inexistem estradas que dão acesso às bacias de cabeceira do baixo curso do Ribeirão Mata Porcos. Estas, quando existem, restringem-se a cruzar o vale, não permitindo uma varredura da área. Além disso, houve restrição à entrada nas áreas de mineração. Foram realizados diversos pedidos de autorização para a entrada dos pesquisadores, mas as empresas proprietárias se negaram peremptoriamente.

**Quadro 5.5: Descrição geral e classificação dos solos analisados nas bacias de cabeceira.**

| Bacia | Perfil | Classe | Coordenadas UTM e Localização | Altitude (m) | Rochosidade | Pedregosidade | Material de origem e Formação Geológica | Erosão |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | P.1.1 | NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico | 610980.00 m E/7761315.00 m N; entre topo e alta vertente em relevo forte ondulado; Alto Curso do Ribeirão Mata Porcos. | 1327 | Não rochoso | Não pedregoso | Fácies Argila Vermelha (Depósitos argilosos cenozóicos a Pliocênicos) | Não aparente |
| | P.1.2 | LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico cambissólico | 610652.00 m E/7761031.00 m N); média vertente em relevo suave ondulado; Alto Curso do Ribeirão Mata Porcos. | 1283 | Não rochoso | Não pedregoso | Fácies Argila Vermelha (Depósitos argilosos cenozóicos a Pliocênicos) | Não aparente |
| | P.1.3 | LATOSSOLO VERMELHO Distrófico cambissólico | 610468.00 m E/7760944.00 m N; baixa vertente em relevo suave ondulado; Alto Curso do Ribeirão Mata Porcos. | 1267 | Não rochoso | Pouco pedregoso | Fácies Argila Vermelha (Depósitos argilosos cenozóicos a Pliocênicos) | Localizado em um canal fluvial |
| 2 | P.2.1 | NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário | 613441 E / 7759317 N; localizado entre o topo e a alta vertente em relevo suave ondulado; Alto Curso do Ribeirão Mata Porcos. | 1353 | Não rochoso | Pedregoso | Filito Prateado da Formação Cercadinho (Grupo Piracicaba) | Não aparente |
| | P.2.2 | NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário | 615405 E/7759274N; localizado entre a alta e média vertente em relevo ondulado; Alto Curso do Ribeirão Mata Porcos. | 1343 | Não rochoso | Muito pedregoso | Filito Prateado da Formação Cercadinho (Grupo Piracicaba) | Erosão forte concentradas em sulcos e ravinas |
| | P.2.3 | GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico | 613342.92 m E; 7759021.62 m N; localizado na baixa vertente em relevo forte ondulado; Alto Curso do Ribeirão Mata Porcos. | 1281 | Não rochoso | Não pedregoso | Filito Prateado da Formação Cercadinho (Grupo Piracicaba) ou sedimentos quaternários depositados pelo canal de cabeceira? | Não aparente |
| 3 | P.3.1 | NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário | 611561.16 m E/7750860.43 m N; alta vertente em relevo escarpado a forte ondulado; Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos. | 1307 | Não rochoso | Não pedregoso | Itabirito da Formação Cauê (Grupo Itabira) | Não aparente |
| | P.3.2 | NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico típico | Ponto 3.2 (611780.77 m E; 7750989.70 m N; localizado na média vertente em relevo suave ondulado; Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos. | 1283 | Não rochoso | Ligeiramente pedregoso | Itabirito dolomítico da Formação Gandarela (Grupo Itabira) e lateritas de origem elúvio-coluviais do Paleógeno (Eoceno). | Não aparente |
| | P.3.3 | LATOSSOLO VERMELHO Perférrico câmbico | 611956.00 m E/7751018.00 m N; localizado na média-baixa vertente em relevo suave ondulado; Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos. | 1251 | Não rochoso | Não pedregoso | Depósitos elúvio-coluviais do Paleógeno (Eoceno) | Não aparente |
| 4 | P.4.1 | NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico | 617648.31 m E; 7748369.56 m N; localizado na alta vertente em relevo forte ondulado; Médio-Baixo Curso do Ribeirão Mata Porcos. | 1247 | Rochoso | Moderadamente pedregoso | Quartzito da Formação Moeda (Grupo Caraça). | Não aparente |

O perfil 2.2 detém horizonte organomineral espesso subdividido (A e Af), sendo o horizonte inferior pedregoso, e transição abrupta para o saprolito (C), classificado a partir do SiBCS como NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário. O perfil 2.3, localizado na baixa vertente, apresenta, além do horizonte organomineral (A), um horizonte transicional (ACg) e um horizonte glei (Cg), o que dá a este perfil, em função de sua condição hidromórfica, a denominação de GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico.

Da mesma maneira que nas bacias de cabeceira anteriores, na bacia de cabeceira 3 foram abertos e analisados três perfis, em sequência na alta-média (3.1), média-alta (3.2) e média posição (3.3) da vertente. A baixa vertente não foi considerada por dificuldades de acesso e amostragem. O perfil 3.1 apresenta horizonte organomineral (A) de espessura mediana com transição gradual para um horizonte saprolítico subdividido (C1 e C2), respectivamente, um nível isalterítico, com estruturas marcantes do itabirito, e um nível alterítico superior, onde tais estruturas já foram praticamente obliteradas pelos processos de alteração. Segundo o SiBCS (EMBRAPA, 2013) este solo deve ser compreendido como NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário. O perfil 3.2, por sua vez, não apresenta horizonte organomineral (A), sendo composto por quatro subdivisões com transição clara (C1 a C4) em um material saprolítico relativamente espesso, podendo ser classificado como NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico típico. O perfil 3.3 detém horizonte organomineral (A), com transição gradual para um horizonte oxídico (Bw), e novamente transição gradual para um horizonte saprolítico (C). De acordo com o SiBCS (EMBRAPA, 2013), este solo apresenta características para enquadramento como LATOSSOLO VERMELHO Perférrico câmbico.

Diferentemente das demais, na bacia de cabeceira 4, apenas um perfil foi aberto e analisado (4.1). Esta opção se justifica, pois se constatou que a cobertura e a morfologia ao longo desta bacia não apresentavam variações suficientes para proporcionar o desenvolvimento de distintas classes de solo. Além disso, na porção baixa da vertente, ocorria a transição do quartzito para um filito, cuja amostragem foi desconsiderada por ser esse muito semelhante à bacia de cabeceira 2. O perfil representativo 4.1 encontra-se subdivido em dois horizontes organominerais (A1 e A2) assentados em uma transição abrupta para o material de origem (quartzito). Conforme o SiBCS (EMBRAPA, 2013), este solo pode ser classificado como NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico.

Considerando o interesse de utilizar a cobertura pedológica como indicador genético e evolutivo do relevo na bacia do Ribeirão Mata Porcos, é apresentada a seguir a caracterização

desta cobertura em cada uma das bacias de cabeceira selecionadas, com base em sua distribuição lateral em face da morfologia da vertente.

A distribuição lateral da cobertura foi obtida através da interpolação da morfologia dos horizontes descritos verticalmente nos perfis. Como forma de privilegiar uma análise pedogeomorfológica em detrimento de uma análise dos perfis em si, os resultados das caracterizações morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas foram organizados nos quadros em função dos horizontes pedológicos presentes e de sua posição ao longo da vertente. Dessa maneira, ao invés de destacar cada um dos perfis em questão, a tabulação de dados destaca as características de um determinado horizonte em distintos contextos laterais e morfológicos da vertente (posições alta, média e baixa).

### 5.2.2. Bacia de cabeceira 1

A análise da estrutura lateral da cobertura pedológica (Fig. 5.3) revela a presença de dois compartimentos: um neossólico, da média para a alta vertente, e um latossólico, da média para a baixa vertente. Do ponto de vista da organização estrutural da cobertura, um horizonte organo-mineral perpassa toda a vertente, sendo mais espesso a montante. Esse horizonte está em contato direto, na parte superior da sequência, com o material de origem e a partir da média vertente, com um horizonte pedogenético latossólico. Esse horizonte latossólico, por sua vez, é tão mais espesso quanto mais próximo da baixa vertente, sendo, por isso, subdividido em vários níveis (Bw1, Bw2, Bw3...). Assim, no conjunto, a cobertura pedológica é mais diferenciada do meio para a base da sequência, sugerindo maior grau de evolução neste mesmo sentido (RUELLAN e DOSSO, 1993).

Dentre os atributos morfológicos e físicos da cobertura pedológica na bacia de cabeceira 1 (Quadro 5.6), todos demonstram certa variação em concordância com os compartimentos identificados. Na cor, por exemplo, essas mudanças ocorrem mais sutilmente em termos da variação nos valores do croma, tal como pode ser observada no horizonte Bw entre a média e baixa vertente. Nesse caso, há uma tendência de mudança no croma de 2,5 para 3, o que parece indicar a presença de maior umidade, justificada pela maior proximidade do nível freático nessa posição da sequência. No caso da estrutura, ocorre uma nítida transição, também no terço médio, acompanhando o surgimento do horizonte B latossólico, de uma estrutura maciça para uma estrutura de agregação mais desenvolvida, com blocos subangulares.

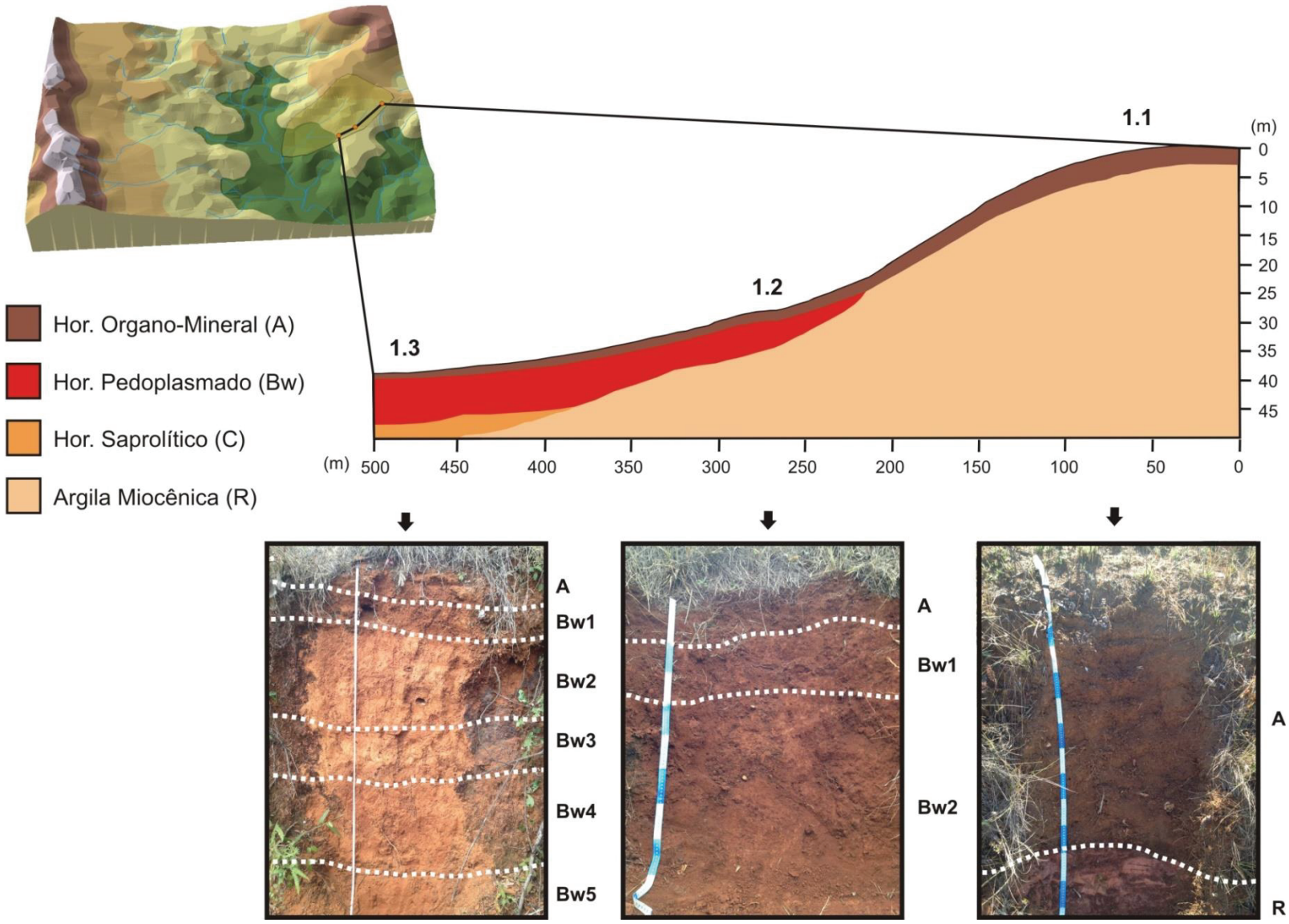



**Figura 5.3: Representação esquemática da organização estrutural da cobertura pedológica na vertente estudada na bacia de cabeceira 1.**

**Quadro 5.6: Atributos macromorfológicos e físicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 1.**

| Posição na Vertente | Sigla | Espessura (cm) | Granulometria | | | | | Classe Textural | Relação Silte/Argila | Cor Úmida | Consistência | | | Estrutura |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | >2mm | < 2mm (TFSA) | | | | | | | | | | |
| | | | Cascalho | Areia grossa | Areia fina | Silte | Argila | | | | Seco | Úmido | Molhado | |
| | | | % | | | | | | | | | | | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta | A | 110 | 0 | 8 | 13 | 26 | 53 | Argila | 0,49 | Bruno avermelhado escuro (5YR3/3) | Macio | Friável | Plástica e Pegajosa | Média pequena granular (grumos) e fraca pequena blocos subarredondados na porção inferior do horizonte |
| Média | A | 12 | 0 | 4 | 4 | 65 | 27 | Franco-argilo-siltosa | 2,40 | Bruno avermelhado escuro (2,5YR 2,5/4) | Macio | Friável | Plástica e Pegajosa | Fraca pequena granular (grumos) |
| Baixa | A | 10 | - | - | - | - | - | - | - | Vermelho escuro (2,5YR 3/6) | Macio | Friável | Plástica e Pegajosa | Fraca pequena a média granular (grumos) |
| **HORIZONTE PEDOPLASMADO** | | | | | | | | | | | | | | |
| Média | Bw1 | 22 | 0 | 6 | 7 | 31 | 57 | Argila | 0,54 | Bruno avermelhado escuro (2,5YR 2,5/3) | Duro | Firme | Plástica e Pegajosa | Fraca média e grande blocos subangulares |
| | Bw2 | 57+ | 0 | 4 | 4 | 65 | 27 | Franco-argilo-siltosa | 2,40 | Bruno avermelhado escuro (2,5YR 2,5/4) | Duro | Firme | Plástica e Pegajosa | Fraca grande blocos subangulares |
| Baixa | Bw1 | 25 | 0 | 14 | 8 | 12 | 66 | Muito argilosa | 0,18 | Vermelho escuro (2,5YR 3/6) | Duro | Firme | Plástica e Pegajosa | Fraca pequena e média blocos subangulares |
| | Bw2 | 60 | 0 | 10 | 11 | 60 | 19 | Franco-siltosa | 3,15 | Vermelho escuro (2,5YR 3/6) | Duro | Firme | Plástica e Pegajosa | Fraca média blocos subangulares |
| | Bw3 | 33 | 0 | 14 | 9 | 53 | 24 | Franco-siltosa | 2,20 | Vermelho escuro (2,5YR 3/6) | Duro | Firme | Plástica e Pegajosa | Fraca média blocos subangulares |
| | Bw4 | 67 | 0 | 12 | 6 | 56 | 26 | Franco-argilo-siltosa | 2,15 | Vermelho escuro (2,5YR 3/6) | Duro | Firme | Plástica e Pegajosa | Fraca média blocos subangulares |
| | Bw5 | 65 | 0 | 19 | 3 | 55 | 23 | Franco-siltosa | 2,39 | Vermelho escuro (2,5YR 3/6) | Duro | Firme | Plástica e Pegajosa | Fraca média blocos subangulares |
| **HORIZONTE SAPROLÍTICO** | | | | | | | | | | | | | | |
| Baixa | C | 30+ | 0 | 14 | 4 | 49 | 33 | Franco-argilosa | 1,48 | Variegado | - | - | Extremamente Plástica e Pegajosa | Maciça |
| **MATERIAL DE ORIGEM** | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta | R | 30+ | 0 | 14 | 33 | 37 | 16 | Franco | 2,31 | Vermelho escuro (5YR3/6) | Extremamente Duro | Extremamente Firme | Muito plástica e Muito pegajosa | Maciça |

Na consistência, o material de origem, pela sua composição química, seu ambiente deposicional e o processo de cimentação ao qual esteve submetido (SANTOS, 2003; SANTOS e VARAJÃO, 2004) é bastante duro e firme quando seco e úmido. Na transição para os horizontes pedológicos na média vertente, a consistência se torna mais macia e friável.

Ainda considerando a análise física (Quadro 5.6), o comportamento da textura se destaca. Embora os resultados demonstrem a prevalência de textura franco, sugerindo homogeneidade de proporção entre as frações granulométricas, não foi observado um comportamento padrão nos horizontes ao longo da sequência, nem tampouco era esperado que um material de origem argiloso pudesse produzir solos de textura mais grossa. Como forma de elucidar tais questões, foi realizada a análise com auxílio de lupa do material retido e mensurado como fração areia. Essa análise permitiu constatar que o mesmo correspondia, na verdade, a argilominerais agregados que não foram completamente dispersos. Embora tais análises granulométricas tenham sido realizadas três vezes no Laboratório de Geomorfologia da UFMG e outras duas vezes no Laboratório de Solos da UFV, em todos os casos os valores da fração silte e areia apresentaram características de pseudogranulometria, demonstrando que para tais materiais o método da pipeta parece não representar o mais adequado. Por consequência disto, os valores da relação silte x argila devem ser analisados com cautela, pois podem ter sido produzidos a partir de resultados que não indicam a textura real dos solos.

Quimicamente (Quadro 5.7), toda a cobertura pedológica apresenta valores de acidez média (5,1 - 6) para o $pH_{H20}$. De uma maneira geral, os valores de $pH_{KCl}$ e $pH_{H20}$ apresentaram tendência de maior acidez ao longo de todo o horizonte organo-mineral, evidenciando a influência da matéria orgânica. Os valores do ΔpH demonstram também uma maior eletronegatividade no *topsoil*, produto, igualmente, da influência da matéria orgânica na injeção de cargas negativas ao solo (CONKLIN JR, 2014). No conjunto da sequência, contudo, a maior tendência a solos eletropositivos ocorre da média para baixa vertente, revelando valores em profundidade próximos de zero ou positivos. Como o ΔpH é um indicador utilizado para aferir, mesmo que indiretamente, o grau de evolução do solo (EMBRAPA, 2013), os resultados corroboram a presença de uma cobertura pedológica mais desenvolvida a partir da média vertente. Os resultados de condutividade elétrica e CTC (efetiva e total) seguem a mesma tendência, apresentando valores mais elevados nos horizontes superficiais, e menores na baixa vertente.

**Quadro 5.7: Atributos químicos (análise de elementos adsorvidos) e mineralógicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 1.**

| Posição na Vertente | Hor. | Esp. | pH | | ΔpH | Cond. Elétrica | P | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Al^{3+}$ | $H^+ + Al^{3+}$ | SB | t | T | V | m | P-rem | MO | Mineralogia TFSA DRX |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | cm | KCl | $H_2O$ | | | $mg/dm^3$ | | $cmol_c/dm^3$ | | | | | | | % | | mg/L | dag/kg | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta | A | 110 | 4,45 | 5,25 | -0,80 | 19,72 | 3,2 | 33 | 0,15 | 0,09 | 0,25 | 7,1 | 0,32 | 0,56 | 7,42 | 4,4 | 43 | 11 | 5,74 | K > Gb > Hm > Go |
| Média | A | 12 | 4,13 | 4,93 | -0,80 | 17,56 | 3,4 | 30 | 0,14 | 0,09 | 0,88 | 8,4 | 0,31 | 1,19 | 8,71 | 3,6 | 73,9 | 9,3 | 4,97 | K > Gb > Hm |
| Baixa | A | 10 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | | - |
| **HORIZONTE PEDOPLASMADO** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Média | Bw1 | 22 | 4,4 | 5,19 | -0,79 | 9,17 | 3,2 | 6 | 0,14 | 0,06 | 0,49 | 5,6 | 0,22 | 0,71 | 5,82 | 3,8 | 69 | 9,7 | 3,60 | K > Gb > Hm |
| | Bw2 | 57+ | 4,65 | 5,25 | -0,60 | 9,18 | 3,1 | 2 | 0,12 | 0,04 | 0,1 | 4,8 | 0,17 | 0,27 | 4,97 | 3,4 | 37 | 6,3 | 2,75 | K > Hm > Gb |
| Baixa | Bw1 | 25 | 5,07 | 5,43 | -0,36 | 11,25 | 3,2 | 6 | 0,1 | 0,05 | 0 | 3,2 | 0,17 | 0,17 | 3,37 | 5,0 | 0 | 6,6 | 1,45 | K > Gb |
| | Bw2 | 60 | 5,515 | 5,51 | 0,005 | 11,03 | 3,1 | 5 | 0,11 | 0,04 | 0 | 1,8 | 0,16 | 0,16 | 1,96 | 8,2 | 0 | 6 | 2,29 | K > Gb > Qz |
| | Bw3 | 33 | 5,65 | 5,47 | 0,18 | 13,21 | 3,1 | 5 | 0,1 | 0,05 | 0 | 1,6 | 0,16 | 0,16 | 1,76 | 9,1 | 0 | 3,3 | 1,55 | K > Gb > Mv > Qz |
| | Bw4 | 67 | 5,68 | 5,77 | -0,09 | 12,61 | 3,1 | 5 | 0,07 | 0,04 | 0 | 2,3 | 0,12 | 0,12 | 2,42 | 5,0 | 0 | 3,1 | 1,45 | Gb > K > Go |
| | Bw5 | 65 | 5,71 | 5,73 | -0,02 | 9,77 | 3,2 | 1 | 0,04 | 0,02 | 0 | 2,3 | 0,06 | 0,06 | 2,36 | 2,5 | 0 | 2,8 | 1,55 | Gb > K > Go > Qz |
| **HORIZONTE SAPROLÍTICO** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Baixa | C | 30+ | 6,03 | 6,06 | -0,03 | 9,60 | 3,1 | 2 | 0,16 | 0,04 | 0 | 1,4 | 0,21 | 0,21 | 1,61 | 13,0 | 0 | 3,8 | 1,76 | Gb > K > Go > Qz |
| **MATERIAL DE ORIGEM** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta | R | 30+ | 5,34 | 5,74 | -0,40 | 8,61 | 3,4 | 2 | 0,2 | 0,06 | 0 | 1,1 | 0,8 | 0,8 | 1,36 | 18,2 | 0 | 15,7 | 1,25 | K > Hm |

SB – soma de bases; t – CTC efetiva; T – CTC total; V – saturação de bases; m – saturação por alumínio; MO – matéria orgânica (carbono orgânico x 1,72); k – caulinita; Gb – gibbsita; Go – goethita; Hm – hematita; Qz – quartzo.

Como indicador da fertilidade dos solos, os resultados da saturação por bases (V%) revelam que toda a sequência é composta por uma cobertura pedológica distrófica, com valores muito baixos. Maiores valores foram observados para o horizonte saprolítico e o material de origem, demonstrando serem eles os principais estoques nutricionais. Ainda assim, esses valores são baixos para produtos de alteração recente, ressaltando que a cobertura pedológica tem sua origem a partir de materiais pré-intemperizados, quais sejam, os depósitos argilosos cenozóicos.

Os depósitos argilosos cenozóicos do Quadrilátero Ferrífero foram pioneiramente estudados em 1884 por Gorceix, sendo, posteriormente, atribuídos como *mudstones* por Guild (1957). De acordo com Santos (2003), várias são as interpretações genéticas para essas ocorrências, destacando-se: i) uma origem associada à alteração de rochas vulcânicas (DERBY, 1906; BARBOSA, 1934; SCORZA, 1939; GUIMARÃES, 1965; D'ELBOUX E FERREIRA, 1975; BERNADI, 1992; SANTOS, 1998); ii) uma origem associada à alteração *in situ* de rochas metamórficas (POMENERE, 1964; VARAJÃO, 1988; VARAJÃO *et al.,*1989; ROCHA, 1998) e iii) uma origem sedimentar (JOHNSON, 1962; GAIR, 1962; POMENERE, 1964; DORR, 1969; SANTOS, 1998, SANTOS *et al.,* 1999; 2000; 2003; VARAJÃO *et al.,* 2001). Após mais de cem anos de pesquisa, tanto a hipótese (i) quanto (iii) parecem ser as mais coerentes, diferenciando-se de um depósito para outro. No caso específico da gênese sedimentar, e considerando os depósitos da porção centro-sul do Sinclinal Moeda, Varajão *et al.* (2001) e Santos (2003) colocaram em evidência que a maioria das ocorrências nessa região correspondem a depósitos sedimentares de preenchimento de grábens a partir de perfis lateríticos pré-existentes. Trata-se, sobretudo, do desmonte, por movimentos de massa, de perfis pré-intemperizados de rochas do Grupo Piracicaba, sobretudo filitos das Formações Cercadinho e Fecho do Funil, preenchendo estruturas originadas por neotectônica.

Considerando o exposto, a cobertura pedológica na bacia de cabeceira 1 é composta, já em sua origem, por materiais que sofreram a lixiviação prévia de suas bases, justificando o fato de que a disponibilidade de nutrientes, mesmo nos horizontes saprolíticos, seja tão baixa. Chama atenção o fato de que a saturação por alumínio (m%) só apresenta valores acima de zero no horizonte organo-mineral e no horizonte pedoplasmado na porção média da vertente. Tanto o horizonte saprolítico quanto o horizonte pedoplasmado da baixa vertente demonstraram valores nulos para saturação por alumínio, indicando a inexistência desse elemento no completo sortivo.

Os teores de matéria orgânica demonstram maior acumulação na parte superior da cobertura em detrimento dos horizontes em profundidade, justificando, inclusive, a presença do horizonte organo-mineral. No conjunto, esses valores são mais altos na parte superior da vertente, influenciando, inclusive, na profundidade do horizonte supracitado nesta porção. Apenas na base da sequência é que se notam valores um pouco anômalos, com ligeiro acréscimo de matéria orgânica em profundidade. Como os demais resultados confirmam se tratar de uma sequência de horizontes latossólicos, a possibilidade de horizontes orgânicos enterrados é descartada. Além de se tratar de uma variação muito tênue nos valores, a posição na sequência e a influência do nível freático sugerem muito mais a migração de matéria orgânica que a existência de um nível deposicional. De qualquer maneira, os teores são baixos em toda a cobertura pedológica da bacia 1, mesmo nos horizontes organo-minerais.

Os minerais identificados destacam a presença da caulinita, hematita, quartzo, muscovita, gibbsita e goethita como principais constituintes da fase sólida da cobertura. A caulinita está presente em toda a sequência, e é juntamente com a hematita o principal formador do material de origem. Por outro lado, a gibbsita só ocorre nos horizontes pedogenéticos (organo-mineral e pedoplasmado). O maior conteúdo de gibbsita se dá a partir do terço médio em direção ao inferior, chegando, inclusive, a representar o mineral de maior abundância na base da vertente.

Comparando os difratogramas de duas amostras representativas, respectivamente das argilas cenozoicas e da cobertura (Bw), observa-se que o surgimento da gibbsita a partir do horizonte Bw indica o intemperismo da caulinita no material de origem. Associando tais informações com os valores da saturação por alumínio apresentados, compreende-se que no caso do horizonte C da alta vertente todo o alumínio parece estar associado à estrutura da caulinita ainda não intemperizada, e no caso do horizonte Bw da baixa vertente, à gibbsita formada ou à caulinita residual. Assim, no primeiro caso os valores nulos para saturação por alumínio (m%) indicam a "juventude" do material, enquanto que no segundo caso essa mesma nulidade tem como significado o alto grau de intemperismo, cuja intensificação já foi capaz de liberar o alumínio presente na caulinita e, novamente, aprisioná-lo na estrutura da gibbsita. A presença de altos valores de saturação por alumínio (m%) no média vertente sugere uma relação intermediária entre esses dois extremos.

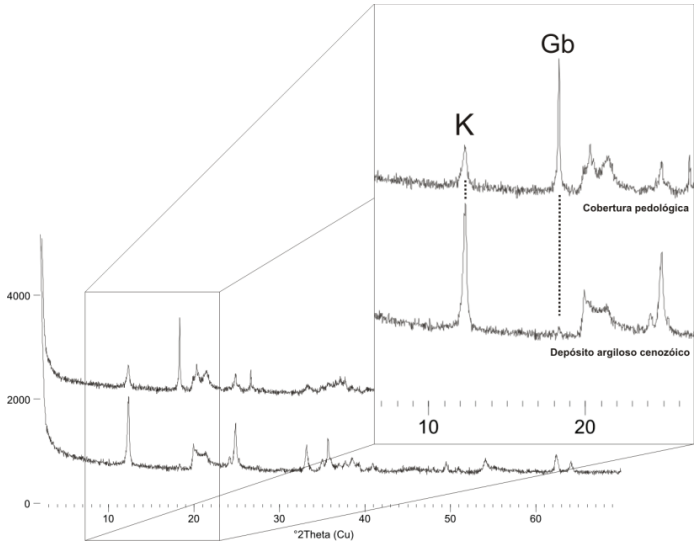



**Figura 5.4: Difratogramas de amostras de argila cenozoica e solo, evidenciando a transformação da caulinita em gibbsita.**

A composição química da fração argila obtida pelo ataque sulfúrico (Quadro 5.8) demonstra um relevante decréscimo – da base para o topo da cobertura e da alta para a baixa vertente – nos percentuais de sílica ($SiO_2$), ao mesmo tempo em que há um aumento constante dos valores de alumínio ($Al_2O_3$) e hematita ($Fe_2O_3$).

**Quadro 5.8: Composição química da fração argila obtida por ataque sulfúrico e respectivas relações moleculares Ki e Kr (EMBRAPA, 2013).**

| Posição na Vertente | Hor. | Esp. | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $P_2O_5$ | $TiO_2$ | MnO | Ki | Kr |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | cm | | | % | | | ppm | | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | |
| Alta | A | 110 | 17,91 | 33,45 | 20,91 | 0,42 | 0,85 | 230 | 0,91 | 0,65 |
| Média | A | 12 | 18,68 | 30,41 | 22,57 | 0,85 | 0,95 | 526 | 1,04 | 0,70 |
| Baixa | A | 10 | - | - | - | - | - | - | - | |
| **HORIZONTE PEDOPLASMADO** | | | | | | | | | | |
| Média | Bw1 | 22 | 22,66 | 30,58 | 20,57 | 0,84 | 0,94 | 512 | 1,25 | 0,88 |
| | Bw2 | 57+ | 24,49 | 31,76 | 22,40 | 0,89 | 0,99 | 640 | 1,31 | 0,90 |
| Baixa | Bw1 | 25 | 13,57 | 35,93 | 20,62 | 0,44 | 0,91 | 238 | 0,64 | 0,46 |
| | Bw2 | 60 | 17,35 | 37,83 | 17,62 | 0,59 | 0,87 | 252 | 0,78 | 0,60 |
| | Bw3 | 33 | 17,32 | 34,23 | 13,62 | 0,42 | 0,81 | 294 | 0,86 | 0,68 |
| | Bw4 | 67 | 21,54 | 32,52 | 14,43 | 0,37 | 0,85 | 384 | 1,12 | 0,87 |
| | Bw5 | 65 | 14,67 | 39,4 | 18,83 | 0,56 | 0,98 | 284 | 0,63 | 0,48 |
| **HORIZONTE SAPROLÍTICO** | | | | | | | | | | |
| Baixa | C | 30+ | 14,7 | 38,64 | 18,68 | 0,61 | 1,06 | 222 | 0,64 | 0,49 |
| **MATERIAL DE ORIGEM** | | | | | | | | | | |
| Alta | R | 30+ | 24,19 | 33,41 | 17,99 | 0,51 | 0,94 | 759 | 1,23 | 0,91 |

No que concerne às relações moleculares (Ki e Kr), estas são consideravelmente baixas a partir da média vertente em direção à jusante. Mesmo na alta vertente os valores são sempre inferiores a 2,0, confirmando o caráter pré-intemperizado do material de origem.

Considerando os resultados macromorfológicos, físicos, químicos e mineralógicos da cobertura pedológica na bacia de cabeceira 1, observa-se a existência de diferentes frentes de transformação pedológicas associadas à atuação da circulação hídrica numa condição litológica contínua, caracterizando uma topossequência (BOULET *et al*., 1982). Tais observações sugerem vetores de transformação vertical e lateral da cobertura pedológica que, embora integrem toda a cobertura analisada num mesmo contexto pedogeomorfológico, estão associados a distintos contextos evolutivos da base para o topo da vertente.

De maneira geral, todos os atributos da cobertura destacam que sua evolução é maior da média vertente para jusante. O compartimento neossólico revela o predomínio de um vetor vertical de transformação, em que a percolação de água, dificultada pela impermeabilidade do material de origem, foi suficiente para produzir apenas um horizonte friável com acumulação de matéria orgânica: o horizonte organo-mineral. No compartimento latossólico, por sua vez, a atuação de uma frente remontante de alteração geoquímica parece ter exercido maior influência na transformação dos depósitos argilosos em coberturas pedológicas.

Essa frente parece estar associada à modificação da drenagem de jusante para montante, decorrente da expansão da rede de drenagem no alto curso do Ribeirão Mata Porcos. Assim, na medida em que ocorre o recuo das cabeceiras e consequente aprofundamento do talvegue, as zonas imediatamente afetadas são aquelas mais próximas aos canais. Essa influência ocorre, sobretudo, na dinâmica físico-hídrica e intensifica o intemperismo dos depósitos argilosos, transformando a caulinita em gibbsita e formando os latossolos observados.

Como essa transformação envolve a perda de matéria, a forma da vertente também é modificada (BREEMEN e BURMAN, 2003). Isto é, na medida em que a frente de pedogênese avança em direção à alta vertente, ocorre uma suavização da declividade, perceptível, inclusive, na seção topográfica local. Assim, uma modificação recente do relevo ocasionada pela expansão das cabeceiras da bacia do Ribeirão Mata Porcos, no contexto litológico dos depósitos argilosos cenozóicos, sugere uma mudança pedológica que, por sua vez, influenciaria numa mudança geomorfológica.

### 5.2.3. Bacia de cabeceira 2

A análise das transições laterais da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 2 (Fig. 5.5) esclarece a existência de dois compartimentos pedológicos desconectados na paisagem: um, neossólico, na alta e alta-média vertente, e outro, gleissólico, na baixa vertente, separados por uma faixa de afloramentos de filito hematítico e um degrau morfológico pronunciado.

No que diz respeito à organização da cobertura pedológica, um horizonte organo-mineral ocorre continuamente na alta e alta/média vertente, sendo mais espesso nesta última. Esse horizonte está em contato direto com um horizonte saprolítico (C). Esse, a seu turno, torna-se mais espesso na alta/média vertente, onde já não são tão perceptíveis estruturas pseudomorfizadas da rocha, evidenciando a transição de uma isalterita para uma alterita.

Na média-alta vertente, entre o horizonte organo-mineral A1, mais superficial, e o saprolito, ocorre um nível pedregoso contínuo composto por concreções laminares ferruginosas misturadas numa matriz organo-mineral (Af). Esse horizonte com concreções se estende para a alta vertente e representa nela o próprio *top soil*. A jusante, não é verificada a presença do horizonte Af. No compartimento gleissólico, propriamente dito, um subhorizonte organo-mineral se sobrepõe a outro organo-mineral de transição (ACg), que transforma em profundidade, para um horizonte hidromórfico. Considerando as características macromorfológicas, o compartimento da baixa vertente não sugere uma continuidade em relação ao compartimento neossólico observado na média-alta vertente.

Considerando os atributos morfológicos e físicos da cobertura pedológica na bacia de cabeceira 2 (Quadro 5.9), ocorrem variações de cor entre os horizontes que facilitam sua individualização. O horizonte organo-mineral do compartimento neossólico modifica seu matiz de 5 para 2,5 Y, indicando uma coloração menos amarelada na média vertente, que, inclusive, é mantida no subhorizonte concrecionário (Af). O horizonte saprolítico deste compartimento é marcadamente variegado, justificado pela presença, já na composição dos saprolitos dos filitos hematíticos, de minerais como caulinita [$Al_2Si_3O_7(OH)_4$], óxidos de ferro ($Fe_2O_3$) e alumínio ($Al_2O_3$) que fornecem minerais pigmentantes ao solo (RESENDE *et al*., 2007). Além disto, a variação de umidade e do nível freático, ao oxidar partes distintas do material saprolítico, permite que a massa do solo não oxidada permaneça com a coloração prateada, típica de estado reduzido, enquanto as porções oxidadas tornam-se avermelhadas, gerando, por conseguinte, a coloração variegada mencionada (THWAITES, 2006).

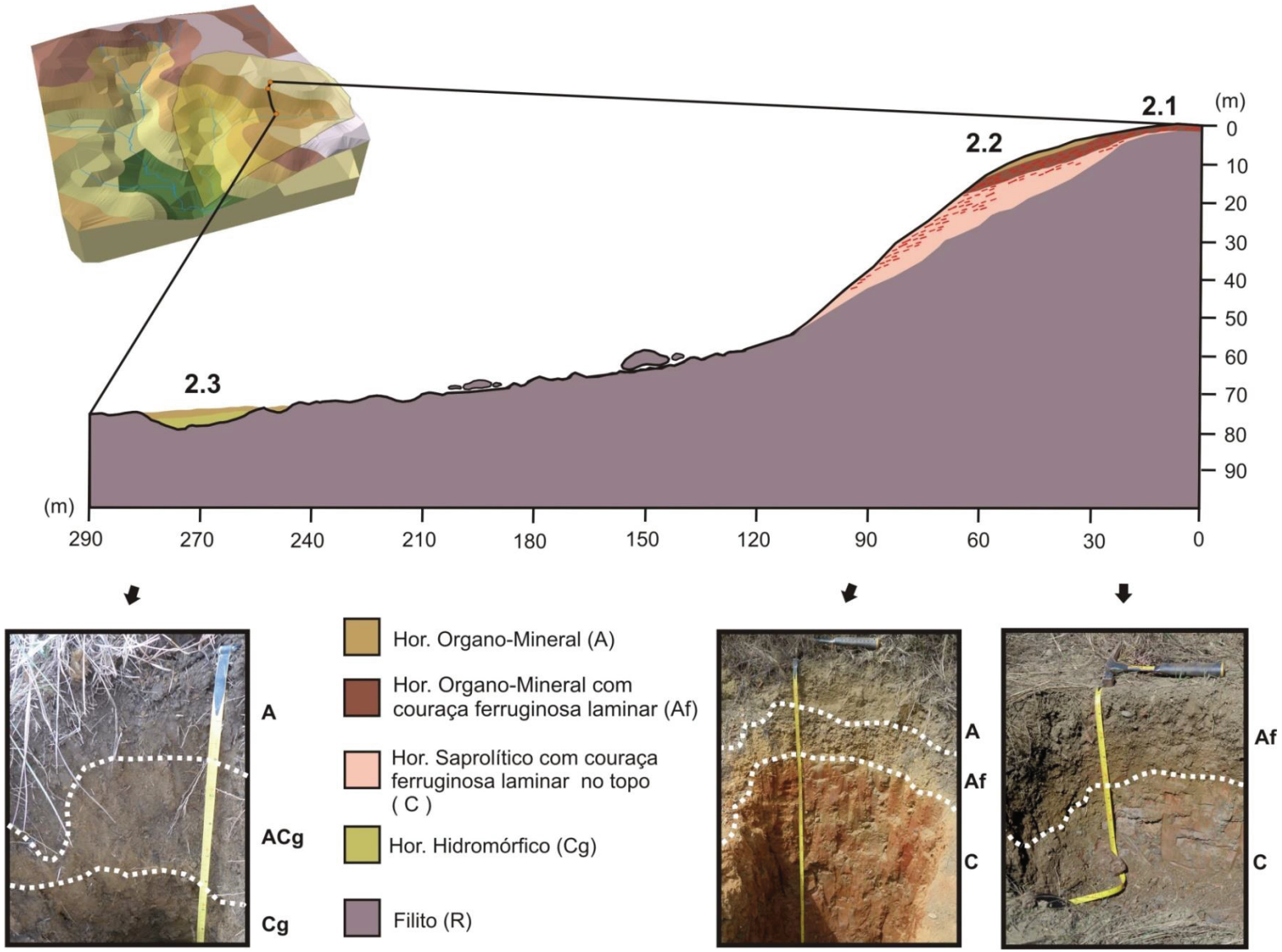



**Figura 5.5: Representação esquemática da organização estrutural da cobertura pedológica na vertente estudada na bacia de cabeceira 2.**

**Quadro 5.9: Atributos macromorfológicos e físicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 2.**

| Posição na Vertente | Sigla | Espessura (cm) | Granulometria | | | | | Classe Textural | Relação Silte/Argila | Cor Úmida | Consistência | | | Estrutura |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | >2mm | < 2mm (TFSA) | | | | | | | | | | |
| | | | Cascalho | Areia grossa | Areia fina | Silte | Argila | | | | Seco | Úmido | Molhado | |
| | | | % | | | | | | | | | | | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta | Af | 15 | 73,4 | 18 | 2 | 19 | 61 | Muito Argilosa | 0,31 | Marrom avermelhado escuro 5Y3/2 | Solta | Muito friável | Não plástica e Ligeiramente pegajosa | Fraca pequena e média granular (grumos) |
| Alta/Média | A | 20 | 0 | 15 | 1 | 24 | 60 | Argila | 0,40 | Marrom avermelhado 2,5Y4/3 | Solta | Friável | Ligeiramente plástica e Ligeiramente pegajosa | Fraca pequena e média granular (grumos) |
| | Af | 20 | 69,6 | 39 | 1 | 14 | 46 | Argila | 0,30 | Marrom avermelhado 2,5Y4/3 | Ligeiramente dura | Friável | Ligeiramente plástica e Ligeiramente pegajosa | Fraca pequena e média granular (grumos) |
| Baixa | A | 10 | 0 | 6 | 4 | 37 | 53 | Argila | 0,69 | Marrom avermelhado escuro 2,5YR2,5/4 | Duro | Firme | Muito plástica e Pegajosa | Fraca pequena e média granular (grumos) |
| | ACg | 20 | 0 | 3 | 3 | 35 | 59 | Argila | 0,59 | Marrom amarelado escuro 10YR3/4 | Duro | Firme | Muito plástica e Pegajosa | Maciça |
| **HORIZONTE SAPROLÍTICO** | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta | C | 10+ | 0 | 5 | 1 | 50 | 44 | Argila Siltosa | 1,13 | Variegada abundante e proeminente | Macia | Friável | Plástica e Ligeiramente pegajosa | Maciça |
| Alta/Média | C | 20+ | 0 | 5 | 1 | 29 | 65 | Muito Argilosa | 0,44 | Variegada abundante e proeminente | Ligeiramente dura | Friável | Ligeiramente plástica e Ligeiramente pegajosa | Maciça |
| **HORIZONTE HIDROMÓRFICO** | | | | | | | | | | | | | | |
| Baixa | Cg | 35+ | 0 | 1 | 2 | 31 | 66 | Muito Argilosa | 0,46 | Marrom amarelado escuro 10YR4/4 | Duro | Firme | Muito plástica e Pegajosa | Maciça |

No caso das estruturas, não ocorrem mudanças laterais nos horizontes analisados, que permanecem em grumos no horizonte organomineral e maciça nos subhorizontes saprolíticos. A característica de baixa agregação da cobertura pedológica originária dos filitos hematíticos do Grupo Piracicaba tem sido uma das explicações correntes para a ocorrência de largos processos de voçorocamento da região (CARVALHO FILHO *et al.*, 2010).

Embora os resultados demonstrem a prevalência de textura argilosa a muito argilosa, não foi encontrada, ao contrário do que se esperava, uma consistência molhada muito plástica e muito pegajosa, com exceção do domínio gleissólico. Assim, no compartimento neossólico, a cobertura pedológica é, em geral, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa, enquanto na base da vertente, onde se localiza o compartimento gleissólico, o material pedológico é muito plástico e muito pegajoso. A relação silte x argila dos horizontes organo-minerais aumenta do topo para a base da vertente, atingindo os maiores valores no domínio gleissólico. Para o horizonte saprolítico, os maiores valores encontram-se na alta vertente.

A cobertura pedológica é moderadamente ácida e, em todos os casos, o ΔpH dos horizontes é predominantemente negativo (Quadro 5.10). Assim como na bacia de cabeceira 1, os valores de pH, tanto efetiva quanto potencial, apresentam tendência de maior acidez ao longo de todo o horizonte organo-mineral, evidenciando a influência da matéria orgânica. Os horizontes organo-minerais e saprolíticos, que compõem o compartimento neossólico da alta e alta-média vertente, são menos eletronegativos (e, por isso, de maior tendência a eletropositividade) se comparados aos mesmos horizontes que compõem o domínio gleissólico. Além disso, tanto os horizontes organominerais quanto os saprolíticos possuem maior tendência eletropositiva na alta-média do que na alta vertente, considerando, exclusivamente, o compartimento neossólico. Assim como o pH, os dados de condutividade elétrica seguem um padrão semelhante, apresentando decréscimo dos valores do *top soil* para os horizontes saprolíticos, mais profundos.

Toda a cobertura pedológica é distrófica. Os resultados da saturação por bases (V%) revelam alguns pontos interessantes sobre o controle nutricional e o grau de alteração do material de origem. Isso porque, conforme analisado, o valor V pode oferecer subsídios ao entendimento de quanto da superfície dos coloides está adsorvida por cátions mono e bivalentes. Cátions esses que possuem, no caso dos saprolitos, origem associada ao intemperismo dos minerais primários e, no caso dos horizontes superiores, influência da participação da matéria orgânica.

**Quadro 5.10: Atributos químicos (análise de elementos adsorvidos) e mineralógicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 2.**

| Hor. | Sigla | Esp. | pH | | ΔpH | Cond. Elétrica | P | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Al^{3+}$ | $H^+ + Al^{3+}$ | SB | t | T | V | m | P-rem | MO | Mineralogia TFSA DRX |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | cm | KCl | $H_2O$ | | | $mg/dm^3$ | | $cmol_c/dm^3$ | | | | | | | % | | mg/L | dag/kg | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta | Af | 15 | 4,27 | 5,13 | -0,86 | 71,34 | 3,17 | 93 | 0,72 | 0,29 | 0,68 | 6,9 | 1,25 | 1,93 | 8,15 | 15,3 | 35,2 | 17,2 | 6,40 | K > Mv > Gb > Hm > Qz |
| Alta/Média | A | 20 | 4,07 | 4,67 | -0,6 | 20,23 | 3,4 | 38 | 0,13 | 0,08 | 1,46 | 8,7 | 0,31 | 1,77 | 9,01 | 3,4 | 82,5 | 7,5 | 5,42 | K > Mv > Qz > Gb |
| | Af | 20 | 5,35 | 5,42 | -0,07 | 12,28 | 3,1 | 14 | 0,05 | 0,05 | 0,10 | 2,6 | 0,14 | 0,24 | 2,74 | 5,1 | 41,7 | 9,7 | 2,98 | K > Mv > Gb > Qz > Hm |
| Baixa | A | 10 | 4,09 | 4,9 | -0,82 | 42,07 | 5,8 | 78 | 0,56 | 0,17 | 2,05 | 14,5 | 0,93 | 2,98 | 15,43 | 6,0 | 68,8 | 8,6 | 12,85 | K > Mv > Qz > Go |
| | ACg | 20 | 4,17 | 4,88 | -0,71 | 17,18 | 3,3 | 19 | 0,14 | 0,06 | 2,05 | 10,6 | 0,25 | 2,30 | 10,85 | 2,3 | 89,1 | 6,0 | 5,58 | K > Mv > Qz > Go |
| **HORIZONTE SAPROLÍTICO** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta | C | 10+ | 5,34 | 5,39 | -0,05 | 62,44 | 2,9 | 8 | 0,07 | 0,03 | 0,00 | 1,4 | 0,12 | 0,12 | 1,52 | 7,9 | 0,0 | 18,6 | 2,52 | Mv > K > He > Gb > Qz |
| Alta/Média | C | 20+ | 5,55 | 5,56 | -0,01 | 8,895 | 2,9 | 7 | 0,12 | 0,03 | 0,00 | 1,4 | 0,17 | 0,17 | 1,57 | 10,8 | 0,0 | 3,6 | 1,97 | K > Gb > Mv > Hm > Qz |
| **HORIZONTE HIDROMÓRFICO** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Baixa | Cg | 35+ | 4,27 | 5,14 | -0,87 | 11,39 | 2,9 | 12 | 0,18 | 0,06 | 1,37 | 8,4 | 0,27 | 1,64 | 8,67 | 3,1 | 83,5 | 4,1 | 3,10 | K > Mv > Qz > Gb |

SB – soma de bases; t – CTC efetiva; T – CTC total; V – saturação de bases; m – saturação por alumínio; MO – matéria orgânica (carbono orgânico x 1,72); k – caulinita; Gb – gibbsita; Go – goethita; Hm – hematita; Qz – quartzo; Mv – muscovita.

Assim, considerando os resultados, o horizonte saprolítico demonstra que os maiores valores são encontrados para as porções da cobertura na alta/média vertente em detrimento da alta. Isso significa que mais bases estão presentes no complexo de troca, ou seja, que há nesse ponto da vertente um maior grau de alteração dos minerais do filito. Ainda assim, esses valores permanecem baixos para horizontes saprolíticos, revelando uma rocha muito pobre nutricionalmente (RIBEIRO *et al*., 1999). Ao contrário, quando observados os resultados dos horizontes organo-minerais, os maiores valores estão na alta vertente, indicando que nesse segmento há maior controle nutricional da matéria orgânica. Tanto para os horizontes organo-minerais quanto saproliticos, os valores identificados no compartimento gleissólico são muito baixos considerando a posição desse solo num ambiente responsável pela acumulação nutricional translocada de montante. Tal constatação leva a considerar que os materiais que formam esse compartimento hidromórfico sejam pré-intemperizados e que, do ponto de vista geomorfológico, trata-se de um ambiente recentemente formado, sem o tempo necessário para a acumulação de bases trocáveis solubilizadas na vertente.

Os valores de saturação por alumínio (m%) podem ser analisados em dois grupos, sendo um referente aos perfis da porção alta/média e alta da vertente, condizente ao compartimento neossólico, e outro exclusivamente da baixa vertente, referente ao domínio gleissólico. Enquanto nos primeiros ocorre saturação por alumínio nos horizontes pedogenéticos organo-minerais (A e Af) e valores nulos para os horizontes saprolíticos, no segundo, todos os horizontes, mesmo o horizonte hidromórfico, apresentam valores elevados, inclusive com maior saturação neste último. Tais observações reafirmam que o compartimento gleissólico é formado por materiais já com algum grau de alteração mineral.

Os teores de matéria orgânica demonstram maior acumulação na parte superior da cobertura, sem a evidência de horizontes enterrados. No conjunto, esses valores são mais altos na parte baixa da vertente, influenciando, inclusive, na profundidade do horizonte supracitado nesta porção. Este alto teor de matéria orgânica na porção gleissólica pode estar fortemente relacionado ao ambiente redutor, que permite a preservação de compostos carbônicos formados *in situ* ou recebidos de partes a montante (BOCQUIER, 1973; BOULET, 1976).

A análise da composição mineralógica da cobertura destacou a presença dos seguintes minerais: caulinita, muscovita, gibbsita, hematita, quartzo e goethita (Quadro 5.10). As relações entre os minerais, considerando as distintas organizações da cobertura ao longo da vertente, despertam discussões bastante relevantes. Em primeiro lugar, considerando apenas o horizonte saprolítico, há uma nítida diferença no grau evolutivo entre a alta e a transição

alta/média vertente. O maior conteúdo de muscovita na alta vertente é substituído pelos seus produtos de alteração caulinita e gibbsita, evidenciando, em conformidade com os dados até então apresentados, que a evolução dos perfis, dentro do compartimento neossólico, é maior para jusante. Além disso, quando observada a composição mineralógica dos horizontes organo-minerais superiores, em especial do Af, observa-se que o intemperismo progrediu. A menor difração da hematita na terra fina no Af de alta/média vertente em comparação com Af a montante demonstra que grande parte do ferro está na forma de couraça laminar ferruginosa, constituindo a fração cascalho. O melhor desenvolvimento dos fragmentos de couraça nessa posição de alta/média vertente reafirma a maior evolução da cobertura neste segmento.

Em se tratando do compartimento gleissólico, a mineralogia evidencia que os materiais dos dois compartimentos podem estar relacionados em termos de fonte e depósito, já que eles são muitos semelhantes mineralogicamente. Apenas uma diferença em termos de composição é perceptível: a substituição da hematita pela goethita, comum na transição entre sistemas oxidantes e sistemas parcialmente redutores, com maior umidade. Além disso, a presença da gibbsita apenas na parte inferior da cobertura gleissólica (Cg) destaca uma inversão mineralógica importante, considerando que minerais produzidos em condições de intemperismo mais avançado predominam na parte superior dos perfis (CONKLIN JR, 2014). Esta inversão permite constatar que a base da cobertura gleissólica seja formada por material depositado e que a sua área-fonte corresponda à alguma posição de montante.

A composição química da fração argila (Quadro 5.11) corrobora as observações da análise mineralógica, sobretudo no que diz respeito às relações moleculares Ki e Kr.

**Quadro 5.11: Composição química da fração argila obtida por ataque sulfúrico e respectivas relações moleculares Ki e Kr (EMBRAPA, 2013).**

| Posição na Vertente | Hor. | Esp. | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $P_2O_5$ | $TiO_2$ | MnO | Ki | Kr |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | cm | % | | | | | ppm | | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | |
| Alta | Af | 15 | 19,66 | 24,72 | 13,97 | 0,27 | 0,32 | 130 | 1,35 | 0,99 |
| Alta/Média | A | 20 | 23,75 | 26,16 | 13,85 | 0,22 | 0,29 | 70 | 1,54 | 1,15 |
| | Af | 20 | 13,05 | 17 | 12,42 | 0,18 | 0,18 | 60 | 1,30 | 0,89 |
| Baixa | A | 10 | 21,68 | 21,87 | 9,77 | 0,22 | 0,21 | 154 | 1,68 | 1,31 |
| | ACg | 20 | 23,3 | 25,52 | 10,73 | 0,24 | 0,23 | 72 | 1,55 | 1,22 |
| **HORIZONTE SAPROLÍTICO** | | | | | | | | | | |
| Alta | C | 10+ | 17,41 | 2,75 | 1,47 | 0,25 | 0,1 | 18 | 10,76 | 8,02 |
| Alta/Média | C | 20+ | 32,8 | 25,55 | 7,97 | 0,17 | 0,24 | 50 | 2,18 | 1,82 |
| **HORIZONTE HIDROMÓRFICO** | | | | | | | | | | |
| Baixa | Cg | 35+ | 23,56 | 24,38 | 13,21 | 0,26 | 0,19 | 84 | 1,64 | 1,22 |

Isto é, os horizontes saprolíticos apresentam relações muito superiores aos demais horizontes, evidenciando serem mais "jovens" do ponto de vista evolutivo. Da mesma maneira, todo o compartimento gleissólico apresenta valores, mesmo em profundidade, semelhantes aos horizontes mais intemperizados da porção superior, sustentando sua possível fonte alóctone.

A cobertura pedológica da bacia de cabeceira 2 possui aspectos que permitem distinguir, por um lado, influências gerais que acometem todos os seus horizontes e, por outro, elementos que atestam processos evolutivos distintos ao longo da vertente. Assim, baseado nos resultados macromorfológicos, físicos, químicos e mineralógicos verifica-se a existência de inúmeros fatores que indicam uma relação complexa entre coberturas e a evolução das vertentes nesta bacia. Embora do ponto de vista da organização macromorfológica da cobertura pedológica não se possa entendê-la como sendo profundamente evoluída, não há como negar que, em face das transformações mineralógicas e geoquímicas observadas, o filito com contribuição ferruginosa já experimenta, pelo menos em parte, um grau de alteração moderado, sobretudo considerando a presença de concreções e de uma transição muscovita – caulinita – gibbsita (SCHAETZL e ANDERSON, 2005).

Fato é que a cobertura pedológica é mais desenvolvida da alta para média vertente, a partir da qual é interrompida por afloramentos rochosos. Na baixa vertente novamente há uma cobertura pedológica que, diferentemente daquela a montante, não está relacionada à alteração *in situ* da rocha, mas à deposição de material pré-intemperizado. Assim, os compartimentos neossólico e gleissólico não representam a secção de uma antiga cobertura continua, mas solos de distintos contextos, sendo os primeiros cronologicamente mais antigos que o segundo. Estas observações, se tomadas em conjunto, fornecem um quadro pedológico que revela a ocorrência atual nesta bacia de eventos de dissolução, transporte e deposição das porções alta e média para a baixa vertente, como é comum em ambientes tropicais (ESPINDOLA, 2010; VIDAL-TORRADO *et al.*, 2005). Esses parecem ser, contudo, recentes considerando os atributos químicos apresentados para o Gleissolo.

A existência de horizontes pedregosos na cobertura formados por concreções ferruginosas sugere uma condição morfológica pretérita onde, sob atuação de um nível freático mais elevado, ocorreu a segregação do ferro controlada pela oscilação de condições redutoras e oxidantes, assim como postulado por McFarlane (1976) e Tricart (1968). É provável que essa laterização tenha sido facilitada pela penetração da água nos planos de

fraqueza associados à xistosidade da rocha. Essa cobertura, provavelmente, recobria uma porção maior que a atual e não se encontrava seccionada. Por esse motivo, a questão que ora se coloca é: como e por que essa cobertura foi removida?

Sobre tal ponto de vista, parece cabível supor que essa remoção esteja associada justamente à maneira como essa cobertura responde à atuação da expansão da drenagem no alto curso da bacia do Ribeirão Mata Porcos. Diferentemente da bacia de cabeceira 1, a expansão da drenagem sobre áreas de filitos hematíticos parece estar acontecendo a partir do predomínio da erosão de uma cobertura pedológica preexistente. Alguns indicadores, como: (i) existência de descontinuidades texturais e estruturais numa cobertura pouco espessa que facilitam sua remoção; (ii) a facilidade do desmonte de um conjunto de placas já, originalmente, fragmentadas; e (iii) o alto grau de erodibilidade dos saprolitos de filitos não estruturados e altamente siltosos, reforçam tais ideias.

Além dessas evidências, a presença majoritária de voçorocas nas bacias de cabeceira sob filitos, a presença de degraus morfológicos no contato entre os afloramentos rochosos e o *residuum* de uma cobertura pedológica são outros indícios que vão ao encontro dessas observações. Assim, removida a cobertura, a declividade das vertentes teria aumentado consideravelmente nestas encostas.

### 5.2.4. Bacia de cabeceira 3

Dois compartimentos foram identificados a partir da análise lateral da cobertura na bacia de cabeceira 3 (Fig. 5.6): um neossólico, da alta-média para a média-alta vertente, e um latossólico, localizado exclusivamente na média vertente. Na perspectiva estrutural, considerando sua organização, um horizonte organo-mineral se estende da alta-média para a média vertente, sendo interrompido no trecho correspondente à média-alta vertente, provavelmente por decapitação (antrópica?). Esse horizonte organo-mineral está em contato direto, tanto na parte superior da sequência (alta vertente), quanto na transição para a média vertente, sobre um conjunto diversificado de fácies de alteração que foram reportadas como horizonte C. Na seção acima da drenagem que secciona a sequência, esse horizonte saprolítico está associado diretamente ao itabirito, ao passo que, da drenagem para jusante, está relacionado às coberturas detrítico-lateríticas como colúvios cimentados. Assim, embora tenham sido reportados como horizontes saprolíticos, há dois materiais de origem na sequência: itabiritos e cangas detríticas.

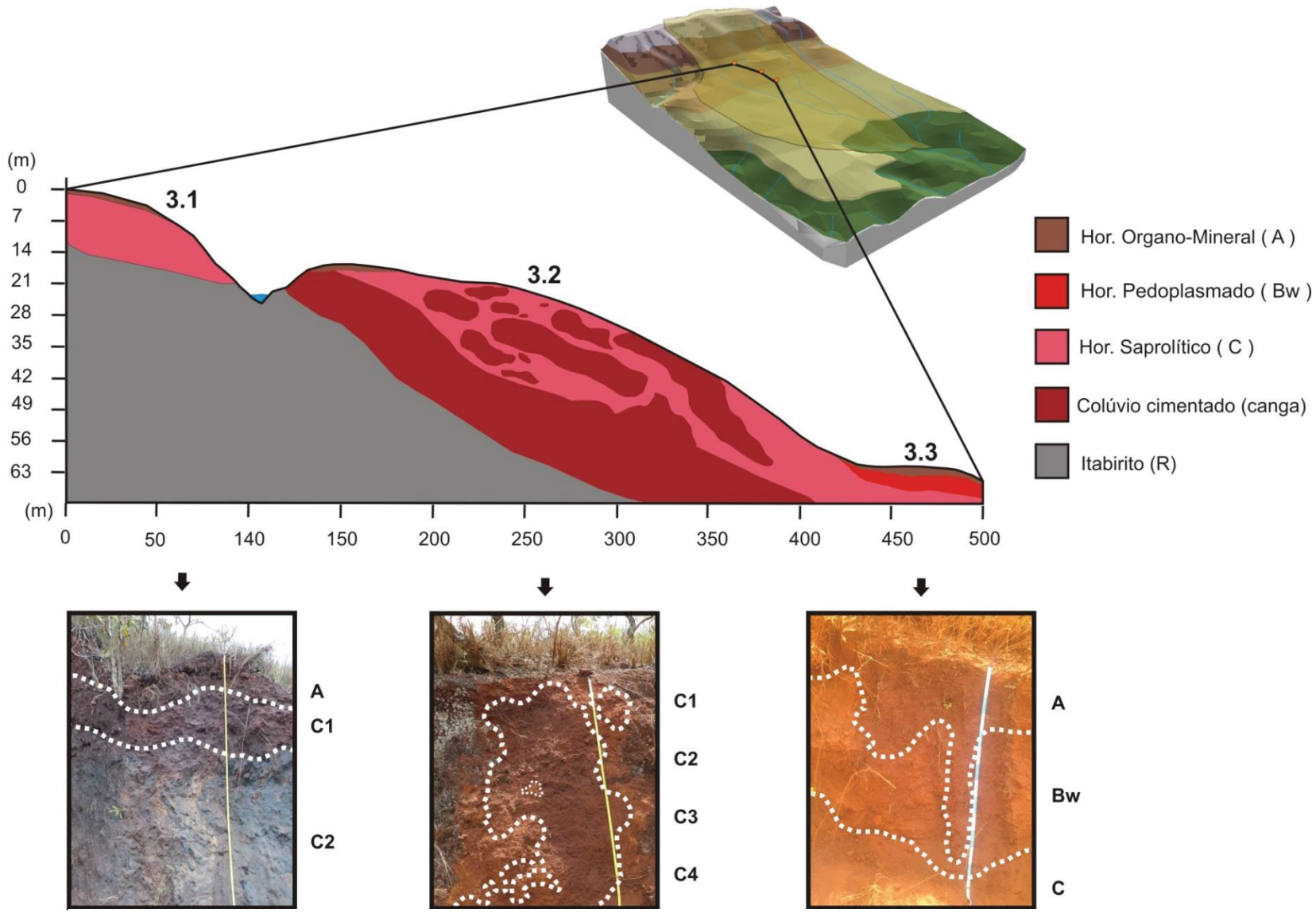



**Figura 5.6: Representação esquemática da organização estrutural da cobertura pedológica na vertente estudada na bacia de cabeceira 3.**

**Quadro 5.12: Atributos macromorfológicos e físicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 3.**

| Posição na Vertente | Hor. | Espessura (cm) | Granulometria | | | | | Classe Textural | Relação Silte/Argila | Cor Úmida | Consistência | | | Estrutura |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | >2mm | < 2mm (TFSA) | | | | | | | | | | |
| | | | Cascalho | Areia grossa | Areia fina | Silte | Argila | | | | Seco | Úmido | Molhado | |
| | | | % | | | | | | | | | | | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta/Média | A | 10 | 79,4 | 7 | 35 | 37 | 21 | Franco | 1,76 | Vermelho muito escuro 10R2,5/2 | Solta | Friável | Não plástica e Não Pegajosa | Fraca pequena e média granular (grumos) |
| Média | A | 54 | 0 | 30 | 12 | 19 | 39 | Franco Argilosa | 0,48 | Bruno avermelhado escuro 2,5YR 2,5/3 | Macia | Muito friável | Não plástica | Fraca média granular (grumos) |
| **HORIZONTE PEDOPLASMADO** | | | | | | | | | | | | | | |
| Média | Bw | 51 | 33,86 | 24 | 10 | 34 | 32 | Franco Argilosa | 1,06 | Bruno avermelhado escuro 2,5YR3/4 | Solta | Solta | Não plástica | Moderada pequena granular |
| **HORIZONTE SAPROLÍTICO** | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta/Média | C1 | 90 | 74,6 | 9 | 34 | 38 | 19 | Franco | 2,00 | Vermelho muito escuro 10R2,5/2 | Solta | Friável | Não plástica e Não Pegajosa | Maciça |
| | C2 | 120+ | 54,6 | 9 | 40 | 47 | 4 | Franco Arenosa | 11,75 | Preto avermelhado 10R2,5/1 | Solta | Friável | Não plástica e Não Pegajosa | Maciça |
| Média/ Alta | C1 | 55 | 55,9 | 13 | 13 | 21 | 53 | Argila | 0,39 | Bruno avermelhado escuro 2,5YR2,5/3 | Extremamente dura | Firme | Ligeiramente plástica e Ligeiramente pegajosa | Moderada pequena e média granular (grumos) |
| | C2 | 20 | 78,5 | 12 | 14 | 28 | 46 | Argila | 0,60 | Vermelho escuro 10R3/3 | Macia | Friável | Ligeiramente plástica e Ligeiramente pegajosa | Moderada pequena granular |
| | C3 | 60 | 33,9 | 11 | 9 | 31 | 49 | Argila | 0,63 | Bruno avermelhado escuro 2,5YR3/3 | Macia | Friável | Plástica e Ligeiramente pegajosa | Moderada pequena granular |
| | C4 | 5+ | 28,22 | 9 | 8 | 27 | 56 | Argila | 0,48 | Vermelho escuro 10R3/3 | Dura | Friável | Ligeiramente plástica e Ligeiramente pegajosa | Forte média blocos subarredondados |
| Média | C | 45+ | 22 | 20 | 11 | 23 | 26 | Franco | 0,88 | Vermelho muito escuro 10R2,5/2 | Ligeiramente dura | Muito friável | Não plástica | Forte média blocos subarredondados |

Considerando a espessura do horizonte saprolítico, sua profundidade é significativa (superior a dois metros) em ambos os materiais de origem. Sobre os colúvios cimentados, a variabilidade de porções mais friáveis intercaladas com porções mais endurecidas de laterita, sem organização horizontal homogênea, levou a considerar subdivisões em vários níveis (C1, C2, C3 e C4). Na porção mais rebaixada da sequência, referente à média vertente, o horizonte organo-mineral assenta-se sobre um horizonte pedogenético latossólico, ou pedoplasmado. Consequentemente, em seu conjunto, a cobertura pedológica se torna mais diferenciada da alta-média para a média vertente, sugerindo maior grau de evolução neste mesmo sentido.

Os atributos morfológicos e físicos da cobertura pedológica na bacia de cabeceira 3 (Quadro 5.12), variam, em maior ou menor escala, ao longo da vertente. Mesmo com a cor predominantemente avermelhada, ocorrem variações significativas nos matizes dos horizontes organo-minerais. Estas mudanças apresentam tendência ao amarelo quanto mais à jusante. Nos horizontes saprolíticos as cores são mais homogêneas e escuras na alta-média vertente, transmutando para um matiz e croma menos escuros, o que parece corresponder a um aumento de umidade gerada pela proximidade do nível freático ou a uma maior influência da matéria orgânica. Não obstante, na média-alta vertente, a mudança nas cores ocorre de forma aleatória em profundidade, o que possivelmente corresponde a mudanças no material de origem (fácies de alteração) sobre a qual a cobertura se desenvolveu.

No caso da estrutura, ocorre uma transição bem pronunciada do horizonte saprolítico a partir da média-alta vertente, adquirindo agregação granular nos horizontes subsuperficias, considerados mais evoluídos, e em blocos, nas porções menos intemperizadas. Este padrão também é semelhante na média vertente, onde a estruturação granular ocorre no horizonte pedoplasmado, acompanhado para estrutura em blocos na continuidade do horizonte saprolítico mencionado. Essa transição da estrutura em blocos para granular já foi reportada para o desenvolvimento de solos a partir da degradação de couraças ferruginosas (NAHON, 1991; COSTA, 1991). No processo de degradação da couraça, vão se formando blocos que, no nível do saprolito correspondem a *boulders* residuais. Na medida em que são fragmentados, esses *boulders* dão origem a pequenos nódulos (grânulos?), até constituírem terra fina (COSTA *et al*., 1999; MCFARLANE, 1976). A questão que envolve tal delimitação de estruturas é se se deve considerar como grânulos somente aqueles agregados formados após uma nova reorganização pedológica da terra fina, ou se os nódulos residuais de lateritas também devem ser considerados agregados pedológicos. A difícil separação entre eles dificulta a resolução deste impasse.

As classes texturais dos horizontes que compõem a cobertura pedológica são mais argilosas quanto mais à jusante, com exceção do horizonte saprolítico na média vertente, embora este mesmo horizonte seja marcadamente argiloso a montante, evidenciando sua heterogeneidade. Embora tais resultados pareçam ser incoerentes por afirmarem que a textura de materiais descritos em campo como lateritas de consistência dura tenham, na verdade, textura argilosa, vale ressaltar que eles refletem apenas a granulometria da terra fina, correspondente à matriz argilosa entremeada nos blocos e grânulos residuais de couraça em processo de degradação. Os fragmentos grosseiros, que chegam a constituir 80% do volume do material, ficam retidos na peneira na fração cascalho (ou maior). Em consequência, a relação silte x argila, excetuando-se o segmento da alta-média vertente, não apresentou aumento em função da profundidade dos horizontes. Sobretudo nos horizontes saprolíticos da média-alta vertente ocorrem os valores mais baixos, acompanhados de perto pela sua continuidade na média vertente.

Em termos químicos, toda a cobertura pedológica apresenta valores de acidez média (4,9 – 6,1) para o $pH_{H20}$ (Quadro 5.13). Além disso, os valores de pH, tanto efetiva quanto potencial, sugerem tendência de maior acidez ao longo de todo o horizonte organo-mineral, reiterando o efeito da matéria orgânica na acidificação do solo. Embora haja uma tendência eletropositiva na média vertente em comparação à alta-média, a cobertura pedológica no segmento médio-alto se destaca como o mais eletropositivo da sequência investigada. Os resultados do ΔpH necessitam, portanto, ser relativizados.

Conforme já destacado, o ΔpH pode ser usado para estimar, indiretamente, o grau evolutivo das coberturas. Isto é, valores positivos indicariam uma saturação dos colóides por cargas positivas, o que, por sua vez, seria um indicativo da presença de argilas oxídicas, típicas de solos mais intemperizados (EMBRAPA, 2006; 2013). Os resultados encontrados, entretanto, provêm de materiais de origem ricos em óxidos de ferro desde sua formação inicial (itabiritos). Desta forma, mesmo que o intemperismo seja fraco, a cobertura pedológica produzida será oxídica, refletindo em um ΔpH positivo. Consequentemente, deve-se lançar um raciocínio inverso para estes solos. A eletropositividade não pode ser um indicador de avanço da alteração, mas uma característica do material de origem (VARAJÃO *et al*., 2000; 2001).

**Quadro 5.13: Atributos químicos (análise de elementos adsorvidos) e mineralógicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 3.**

| Posição na Vertente | Hor. | Esp. | pH | | ΔpH | Cond. Elétrica | P | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Al^{3+}$ | $H^+ + Al^{3+}$ | SB | t | T | V | m | P-rem | MO | Mineralogia TFSA DRX |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | cm | KCl | $H_2O$ | | | mg/dm$^3$ | | cmol$_c$/dm$^3$ | | | | | | | % | | mg/L | dag/kg | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta/Média | A | 10 | 4,59 | 5,4 | -0,81 | 31,44 | 4,5 | 29 | 0,58 | 0,18 | 0,39 | 5,8 | 0,83 | 1,22 | 6,63 | 12,5 | 32,0 | 24,7 | 3,24 | Qz + Hm |
| Média | A | 54 | 4,44 | 4,91 | -0,47 | 25,96 | 3,7 | 29 | 0,12 | 0,08 | 0,59 | 4,8 | 0,27 | 0,86 | 5,07 | 5,3 | 68,6 | 9,7 | 4,68 | Hm + Qz |
| **HORIZONTE PEDOPLASMADO** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Média | Bw | 51 | 5,35 | 5,49 | -0,14 | 11,21 | 3,2 | 3 | 0,11 | 0,05 | 0,00 | 0,5 | 0,17 | 0,17 | 0,67 | 25,4 | 0,0 | 3,1 | 2,98 | Hm + Qz + Gb |
| **HORIZONTE SAPROLÍTICO** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta/Média | C1 | 90 | 6,01 | 5,37 | 0,64 | 18,34 | 3,3 | 0,0 | 0,09 | 0,03 | 0,0 | 0,8 | 0,12 | 0,12 | 0,92 | 13,0 | 0,0 | 5,6 | 1,35 | Qz + Hm |
| | C2 | 120+ | 5,55 | 5,46 | 0,09 | 18,43 | 4,0 | 0,0 | 0,06 | 0,02 | 0,0 | 0,3 | 0,08 | 0,08 | 0,38 | 21,1 | 0,0 | 37,4 | 0,96 | Qz + Hm |
| Média/ Alta | C1 | 55 | 6,52 | 5,93 | 0,59 | 19,46 | 3,4 | 0,0 | 0,04 | 0,02 | 0,0 | 0,6 | 0,06 | 0,06 | 0,66 | 9,1 | 0,0 | 5,5 | 1,15 | Qz + Hm |
| | C2 | 20 | 6,15 | 5,82 | 0,33 | 20,62 | 3,6 | 0,0 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,3 | 0,02 | 0,02 | 0,32 | 6,3 | 0,0 | 1,9 | 1,15 | Qz + Hm |
| | C3 | 60 | 6,02 | 5,92 | 0,1 | 19,94 | 3,9 | 0,0 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,3 | 0,05 | 0,05 | 0,35 | 14,3 | 0,0 | 4,1 | 1,15 | Qz + Hm |
| | C4 | 5+ | 6,1 | 5,83 | 0,27 | 20,28 | 3,3 | 0,0 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 9,8 | 0,03 | 0,03 | 9,83 | 0,3 | 0,0 | 3,9 | 1,15 | Qz + Hm |
| Média | C | 45+ | 5,94 | 6,01 | -0,07 | 15,81 | 3,1 | 1 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 2,9 | 0,00 | 0,00 | 2,90 | 0,0 | 0,0 | 1,4 | 1,55 | Hm + Gb |

SB – soma de bases; t – CTC efetiva; T – CTC total; V – saturação de bases; m – saturação por alumínio; MO – matéria orgânica (carbono orgânico x 1,72); k – caulinita; Gb – gibbsita; Go – goethita; Hm – hematita; Qz – quartzo; Mv – muscovita

Ao contrário, a eletronegatividade demonstra, neste caso, que mudanças aconteceram e que, sobretudo por influência da matéria orgânica, cargas negativas têm sido incluídas no sistema. O horizonte pedoplasmado que se inicia a partir da média vertente e seu saprolito correspondente possuem esse comportamento, bem como os horizontes organo-minerais. Esses devem ser vistos como os produtos mais evoluídos de toda a cobertura pedológica.

Os resultados da saturação por bases (V%), sendo indicadores da fertilidade dos solos, revelam que toda a sequência é composta por uma cobertura pedológica distrófica, incluindo os produtos mais próximos do material de origem. Maiores valores ocorrem para os horizontes em que houve maior alteração do material de origem e aqueles mais influenciados pela matéria orgânica. Isto porque os materiais de origem são muito pobres em bases e é justamente o intemperismo dos mesmos, por ação pedobiológica, que as bases são inseridas no sistema (TAN, 2011; CONKLIN JR, 2014). Novamente, há que se inverter o raciocínio pedológico e considerar os horizontes mais férteis como aqueles mais evoluídos. A saturação por alumínio (m%), por sua vez, só apresenta valores acima de zero no horizonte organo-mineral, sugerindo a complexação de alumínio pela matéria-orgânica.

Os teores de matéria orgânica demonstram maior acumulação na parte superior da cobertura em detrimento dos horizontes em profundidade, o que é característico de horizontes organo-minerais. Como não ocorrem valores anômalos, nem enriquecimento de matéria orgânica em subsuperfície, a possibilidade de horizontes orgânicos enterrados é descartada. Convém notar que os teores são baixos em toda a cobertura pedológica da bacia de cabeceira 3, mesmo nos horizontes organo-minerais, divergindo de algumas outras áreas do Quadrilátero Ferrífero em que foram observados horizontes mais húmicos em solos derivados de material itabirítico (CARVALHO FILHO *et al.*, 2010).

A composição mineralógica de toda a cobertura pedológica revelou a predominância de hematita e quartzo. Como a difração do quartzo é superior, torna-se difícil estimar as relações de proporcionalidade entre ambos. De qualquer maneira, dois fatos relacionados à análise mineralógica chamam atenção. Primeiramente observou-se que aparecem somente traços de outros minerais nas porções de média vertente, consideradas como sendo mais evoluída. Da mesma maneira, nessas porções os materiais revelaram-se muito menos cristalinos que a montante, onde a cobertura, tanto derivada da degradação incipiente dos itabiritos quando da canga coluvial, apresentou padrões de difração com picos muito mais bem definidos (Fig. 5.7). Esse comportamento sugere a desestabilização dos minerais presentes, ocasionalmente relacionada a condições redutoras e/ou mais ácidas (NAHON,

1991). No primeiro caso, destaca-se a participação do nível freático na degradação da couraça e sua transformação em cobertura pedológica e no segundo caso da vegetação e organismos na inserção de matéria orgânica, e, por consequente, novas condições físico-químicas ao meio, que reduzem o pH e, por isso, desestabilizam a hematita.

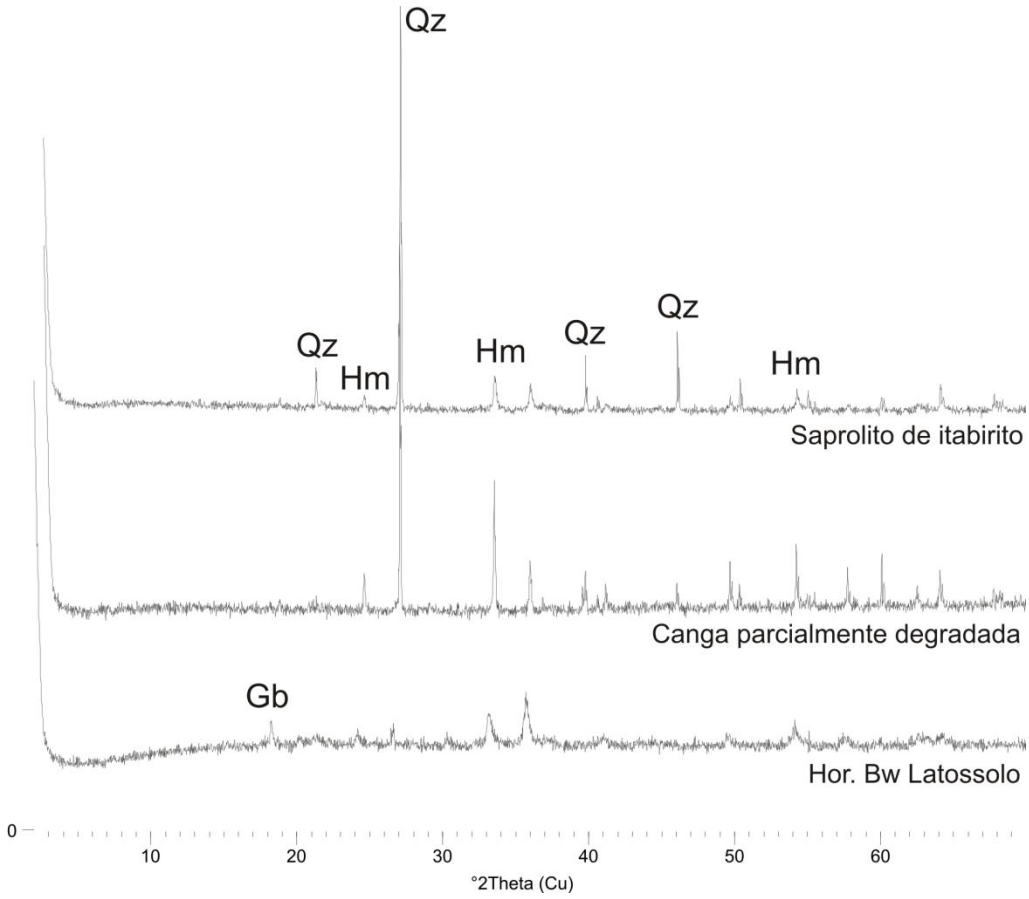



**Figura 5.7: Difratogramas de amostras de argila cenozoica e solo, evidenciando a transformação da caulinita em gibbsita.**

Em conformidade com a mineralogia, a composição química da fração argila obtida pelo ataque sulfúrico (Quadro 5.14) demonstra que os valores de $Fe_2O_3$ são relativamente altos e constantes em praticamente todos os horizontes do *continuum* investigado, ao passo que os valores de $SiO_2$ são extremamente baixos, confirmando que a composição da fração coloidal é eminentemente oxídica. Os valores das relações moleculares são extremamente baixos e, a exemplo do ΔpH, devem ser utilizados com cautela, considerando que o material de origem já não oferece condições para a existência de argilominerais, mesmo quando pouco intemperizado. Assim, a sílica está praticamente no quartzo, na fração areia, não sendo detectada no ataque sulfúrico.

**Quadro 5.14: Composição química da fração argila obtida por ataque sulfúrico e respectivas relações moleculares Ki e Kr (EMBRAPA, 2013).**

| Posição na Vertente | Hor. | Esp. | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $P_2O_5$ | $TiO_2$ | MnO | Ki | Kr |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | cm | | | % | | | ppm | | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | |
| Alta/Média | A | 10 | 0,81 | 3,38 | 40,43 | 1,02 | 0,07 | 3600 | 0,40 | 0,04 |
| Média | A | 54 | 0,99 | 11,64 | 41,97 | 0,96 | 0,43 | 1212 | 0,14 | 0,04 |
| **HORIZONTE PEDOPLASMADO** | | | | | | | | | | |
| Média | Bw | 51 | 0,47 | 13,21 | 35,18 | 1,01 | 0,47 | 454 | 0,06 | 0,02 |
| **HORIZONTE SAPROLÍTICO** | | | | | | | | | | |
| Alta/Média | C1 | 90 | 0,37 | 3,23 | 41,46 | 0,78 | 0,08 | 1600 | 0,19 | 0,02 |
| | C2 | 120+ | 0,17 | 1,42 | 42,91 | 0,7 | 0,02 | 1284 | 0,20 | 0,01 |
| Média/ Alta | C1 | 55 | 0,12 | 14,93 | 43,14 | 1,04 | 0,42 | 1960 | 0,01 | 0,004 |
| | C2 | 20 | 0,37 | 17,16 | 42,16 | 1,08 | 0,49 | 2148 | 0,03 | 0,01 |
| | C3 | 60 | 0,19 | 19,87 | 41,86 | 1,07 | 0,54 | 1860 | 0,01 | 0,006 |
| | C4 | 5+ | 0,76 | 24,14 | 41,32 | 1,05 | 0,63 | 1646 | 0,05 | 0,02 |
| Média | C | 45+ | 1,16 | 14,04 | 42,76 | 0,95 | 0,46 | 1284 | 0,14 | 0,04 |

Ainda assim, os menores valores foram também para os horizontes saproliticos mais evoluídos e para o horizonte pedoplasmado. Por isso, destaca-se ao longo do transecto que, assim como em diversas outras características, o segmento da média vertente detém o maior grau de alteração geoquímica da cobertura existente.

Os dados físicos, químicos, mineralógicos e macromorfológicos da bacia de cabeceira 3, apresentados previamente, demonstram que os padrões de evolução para esta cobertura pedológica são relevantes para o entendimento pedogeomorfológico, pois permitem o estabelecimento de distintas frentes de alteração geoquímica. Tais atributos destacam que sua evolução não segue uma sequência padrão contínua entre os segmentos da alta-média, média-alta e média vertente, mesmo que a porção mais evoluída da cobertura seja também a jusante. O segmento mais a montante, na alta-média vertente, apresenta um quadro de transformação vertical incipiente, fortemente influenciado pela impermeabilidade do material de origem itabirítico que possibilitou apenas a formação do horizonte organomineral seguido do saprolítico, ainda bastante semelhante à rocha.

Em uma situação pedogeomorfológica distinta, o segmento da média-alta vertente além de ser mais profundo e subdividido, é constituído por evidências de uma origem evolutiva específica. As significativas diferenças físicas, químicas e mineralógicas entre as

porções do horizonte saprolítico (fácies de alteração), tanto verticalmente, quanto lateralmente, denotam um material de origem pré-intemperizado, com baixos teores de sílica e bases, com recristalizações em óxidos, sem padrão ascendente ou descendente contínuo, como é típico de pacotes sedimentares de origem coluvial retrabalhado, e pedogeneizado, em vertente (COSTA *et al*., 1999).

A cobertura na média vertente detém uma série de indicadores que permitem compreendê-la como a mais evoluída. Neste aspecto, são, sobretudo, os valores superiores de um conjunto de atributos que permitem assim considerá-la, mesmo que em outra condição pedogenética estes mesmos atributos sejam utilizados para indicar estágios menos avançados de desenvolvimento pedológico. Nesses termos, considerando o contexto que ora se apresenta para os itabiritos e as lateritas, sugere-se que o raciocínio seja inverso, considerando as especificidades do material de origem. Estudos realizados no Quadrilátero Ferrífero têm demonstrado que as coberturas pedológicas desenvolvidas a partir de formações ferríferas bandadas (BIFs), detentoras de características de profunda alteração geoquímica, podem estar relacionadas a uma elaboração anterior, construída por processos de coluvionamento neogênico (SPIER *et al*., 2006). Esse suposto "rejuvenescimento" dos atributos, que numa concepção pedogenética representam, na verdade, a evolução da cobertura, é decorrência da maneira como a laterita é degradada via atuação do nível freático e/ou da vegetação, como dito.

Sendo assim, considerando o posicionamento da cobertura pedológica na vertente, seus diferentes graus de evolução e o contexto morfológico que a caracteriza, há que se evidenciar o importante papel da evolução da drenagem na bacia do Ribeirão Mata Porcos na transformação da cobertura nas bacias embasadas por materiais itabiríticos e, da mesma maneira, como essa evolução tem influenciado a morfologia da bacia.

No primeiro caso, destaca-se que para a degradação da couraça ferruginosa, formada a partir de eventos de coluvionamentos anteriores à abertura e expansão da bacia, ocasiona um conjunto de modificações na circulação hídrica que possuem estreita relação com o comportamento do nível freático. Na medida em que a bacia do Ribeirão Mata Porcos avança para o interior do Sinclinal e as bacias de cabeceira começam a se desenvolver em áreas litologicamente dominadas por lateritas, a drenagem cumpre o papel de desestabilizar algumas porções preferenciais onde os canais conseguem escavar, mudando o nível de base e criando zonas de circulação, e também de retenção de água. Essas áreas, eventualmente caracterizando morfologias anfiteátricas, são o *loci* do crescimento preferencial da vegetação

de maior porte, sobretudo porque acumulam água e sedimentos num contexto hostil e pouco fértil (BENITES, 2001).

O desenvolvimento da vegetação, por sua vez, tende a contribuir com a degradação da laterita, seja através da fragmentação mecânica promovida pelas raízes, ou mesmo pela modificação das condições físico-químicas do meio pela inserção da matéria orgânica (MCFARLANE, 1976). Uma vez degradada, a laterita transforma-se em material mais friável, de mais fácil movimentação por parte dos fluxos hídricos superficiais e subsuperficiais. Além disso, a própria transformação envolve modificações volumétricas, podendo alterar a forma da vertente, tornando-a mais suave (GERRARD, 1992; TAN, 2011), como é comumente observado da média para a baixa vertente ao longo da Serra da Moeda, onde o colúvio cimentado foi transformado em coberturas latossólicas.

Como a transformação da couraça não é homogênea, por fatores ainda não plenamente conhecidos (COSTA, 1991; MCFARLANE, 1976), as porções de maior e menor resistência nas coberturas da vertente passam, supostamente, a influenciar a expansão remontante dos canais. No caso da bacia em questão, a secção da drenagem representada situa-se exatamente no contato litológico entre a laterita pouco degradada e o itabirito da alta vertente, escavando uma pequena faixa de itabirito dolomítico, mais suscetível à erosão que os materiais do entorno. Assim, o padrão geométrico dos canais, alongados e orientados conforme o mergulho da Sinclinal parece sofrer influência, também, das áreas em que a laterita está mais ou menos transformada em cobertura pedológica.

### 5.2.4. Bacia de cabeceira 4

Diferentemente das demais, nesta bacia de cabeceira apenas um perfil foi aberto e analisado (4.1) e a partir dele construiu-se os modelos de interpretação. Esta opção se justifica, tendo em vista que a cobertura pedológica e a morfologia existentes ao longo desta bacia não possuem variações suficientes para proporcionar o desenvolvimento de distintas classes de solo. A cobertura pedológica acontece em pequenos "bolsões" entremeados por afloramentos rochosos (Fig. 5.8), sendo a transição da média para a baixa vertente dominada por uma superfície cascalhenta, proveniente, supostamente, da desagregação do quartzito a montante.

Nestes bolsões pedológicos, há a ocorrência de um horizonte organo-mineral subdivido (A1 e A2) assentado em uma transição abrupta e em contato fragmentário para o

material de origem (quartzito). Observa-se que a presença destes bolsões possui relação com áreas em que o mergulho das camadas do quartzito permitiram um ligeiro aprofundamento do manto de intemperismo, sobretudo a partir do condicionamento de zonas de maior umidade e do crescimento de pequenas ilhas de concentração da vegetação. Entre essas ilhas, há afloramentos de quartzito com vegetação mais esparsa e, por vezes, apenas coberturas niquelíferas. Na baixa vertente observa-se a transição do quartzito para o filito, semelhante àqueles descritos na bacia de cabeceira 2.

Segundo a tabela de cores de Munsell (MUNSELL, 1994), os horizontes organo-minerais, que compõem a cobertura pedológica, apresentam coloração marrom oliva (Quadro 5.15). Em termos de aprofundamento do manto de intemperismo, verifica-se que a cobertura é pouco espessa (~ 35 cm) e pouco diferenciada.

A granulometria indica, como era de se esperar, uma larga predominância da fração areia (~76%), seja fina ou grossa, na TFSA do horizonte pesquisado, sendo, desta forma, classificados como de textura franco-arenosa. Os agregados deste horizonte são muito friáveis, quando úmidos, e não plásticos e não pegajosos, quando molhados. A estruturação dos agregados ocorre em grumos por influência de raízes e da agregação orgânica.

Quimicamente, a parte superior do horizonte organo-mineral é levemente mais ácida que aquela subjacente (Quadro 5.16). De forma complementar, os valores de ΔpH e condutividade elétrica decresceram em profundidade, demonstrando assim a maior eletronegatividade e a presença de sais também na parte superior. Como o intemperismo do quartzito está fortemente relacionado à atuação da vegetação (BENITES, 2001), é de se esperar que a parte superior desses horizontes represente seu estagio de maior evolução.

Os valores de CTC (total) e a soma de bases (SB) também seguem este padrão de diminuição em profundidade mostrado pelas distintas variações de pH. Por outro lado, os índices de saturação por bases (V%) e de saturação por alumínio (m%) aumentaram em função da profundidade, demonstrando que a porção superficial é mais distrófica. Em conjunto, tais dados corroboram em considerar a parte superior do horizonte organo-mineral como a mais desenvolvida e evidenciam o papel da vegetação nesse processo.

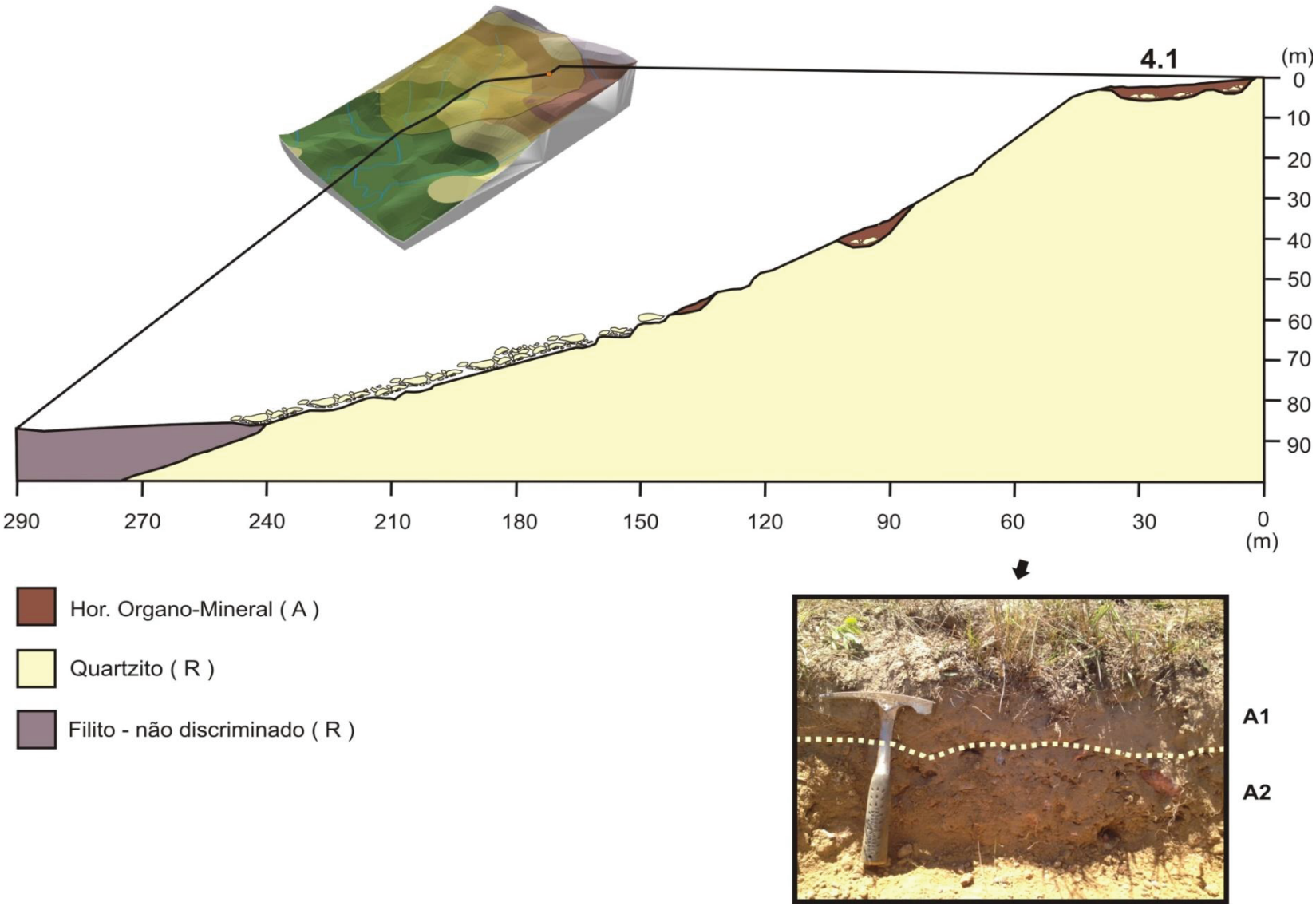



**Figura 5.8: Representação esquemática da organização estrutural da cobertura pedológica na vertente estudada na bacia de cabeceira 4.**

**Quadro 5.15: Atributos macromorfológicos e físicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 4.**

| Posição na Vertente | Sigla | Espessura (cm) | Granulometria | | | | | Classe Textural | Relação Silte/Argila | Cor Úmida | Consistência | | | Estrutura |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | >2mm | < 2mm (TFSA) | | | | | | | | | | |
| | | | Cascalho | Areia grossa | Areia fina | Silte | Argila | | | | Seco | Úmido | Molhado | |
| | | | % | | | | | | | | | | | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta | A1 | 20 | 0 | 24 | 52 | 10 | 14 | Franco Arenosa | 0,71 | Marrom oliva 2,5 Y 4/3 | Macia | Muito friável | Não plástica e Não pegajosa | Fraca pequena granular (grumos) |
| Alta | A2 | 15+ | 73,18 | 23 | 47 | 17 | 13 | Franco Arenosa | 1,30 | Marrom oliva 2,5 Y 4/3 | Solta | Muito friável | Não plástica e Não pegajosa | Fraca pequena granular (grumos) e grãos simples |

**Quadro 5.16: Atributos químicos (análise de elementos adsorvidos) e mineralógicos dos horizontes formadores da cobertura pedológica da bacia de cabeceira 4.**

| Posição na Vertente | Sigla | Prof. | pH | | ΔpH | Cond. Elétrica | P | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Al^{3+}$ | $H^+ + Al^{3+}$ | SB | t | T | V | m | P-rem | MO | Mineralogia TFSA DRX |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | cm | KCl | $H_2O$ | | | $mg/dm^3$ | | $cmol_c/dm^3$ | | | | | | | % | | mg/L | dag/kg | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Alta | A1 | 0-20 | 4,07 | 4,88 | -0,81 | 17,03 | 3,6 | 15 | 0,11 | 0,05 | 0,68 | 2,9 | 0,20 | 0,88 | 3,10 | 6,5 | 77,3 | 38,8 | 2,07 | Qz > Mv > K > Gb |
| Alta | A2 | 20-35+ | 4,22 | 4,94 | -0,73 | 16,27 | 3,6 | 17 | 0,17 | 0,06 | 0,88 | 1,1 | 0,17 | 1,05 | 1,27 | 13,4 | 83,8 | 29,9 | 2,18 | Qz > Mv > K > Gb |

SB – soma de bases; t – CTC efetiva; T – CTC total; V – saturação de bases; m – saturação por alumínio; MO – matéria orgânica (carbono orgânico x 1,72); k – caulinita; Gb – gibbsita; Go – goethita; Hm – hematita; Qz – quartzo; Mv – muscovita

**Quadro 5.17: Composição química da fração argila obtida por ataque sulfúrico e respectivas relações moleculares Ki e Kr (EMBRAPA, 2013).**

| Posição na Vertente | Sigla | Prof. | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $P_2O_5$ | $TiO_2$ | MnO | Ki | Kr |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | cm | % | | | | | ppm | | |
| **HORIZONTE ORGANO-MINERAL** | | | | | | | | | | |
| Alta | A1 | 0-20 | 5,34 | 5,25 | 6,98 | 0,68 | 0,05 | 39 | 1,73 | 0,93 |
| Alta | A2 | 20-35+ | 7,17 | 5,92 | 2,74 | 0,84 | 0,05 | 28 | 2,05 | 1,58 |

Mineralogicamente (Quadro 5.16), a constituição da cobertura destaca a presença marcante de quartzo e algum conteúdo de muscovita. Caulinita e gibbsita aparecem como minerais acessórios, mas já suficientes para demonstrar que existe um grau de alteração dos quartzitos. A fonte desses minerais secundários é, certamente, a muscovita presente no quartzito.

Os dados provenientes do ataque sulfúrico demonstram, curiosamente, a presença de algum conteúdo de ferro na argila, que pode estar na forma de algum óxido não muito cristalino (por não ter sido identificado na análise de DRX), como ferridrita, ou na própria estrutura da caulinita. As relações moleculares foram mais elevadas em profundidade, reiterando o que tem sido aventado pelos outros dados sobre a progressão do intemperismo do topo para a base, em sentido vertical, da cobertura.

A cobertura pedológica da bacia de cabeceira 4 apresenta como característica marcante a influência dos quartzitos da Formação Moeda. De início, as características físicas e macromorfológicas já atestam a influência do quartzo, da menor participação de argilominerais, na granulometria predominantemente arenosa (textural franco-arenosa), na cor marrom oliva e na baixa plasticidade e pegajosidade dos agregados do solo.

Considerando o posicionamento da cobertura exclusivamente na alta vertente, o fato de estar presente apenas na forma de bolsões, e a existência de um *top soil* com atributos que marcam seu maior grau de intemperismo, percebe-se que o desenvolvimento pedogenético associado à bacia está estreitamente relacionado a um vetor vertical de transformação, associado à colonização biológica em ilhas da vegetação e ao intemperismo fisico e geoquímico promovido por essa colonização. Numa reciprocidade, os solos se desenvolvem nas áreas quartziticas em profunda associação com a vegetação rupestre (BENITES, 2001). Na medida em que os mesmos começam a exercer alguma influência no contexto, como a retenção de maior umidade, a vegetação progride e aumenta com ela o intemperismo do meio. Assim, a evolução pedogenética e vegetacional estão intimamente relacionadas, sendo uma responsável pela evolução da outra, de forma semelhante àquela postulada por Phillips (1995; 2005).

Contudo, considerando a bacia em questão, o predomínio de afloramentos rochosos sobre a superfície e a alta declividade da vertente, parecem indicar que processos de remoção da cobertura têm sido mais intensos que sua formação, como tradicionalmente é relatado em outros estudos (ESWARAN e BAÑOS, 1976; WHITE, 2005). É povável que com o avanço das cabeceiras de drenagem, a delgada cobertura existente nas bacias de cabeceiras sob

substrato quartzito tenha sido removida, sobretudo porque se tratam de coberturas muito pouco resistentes à erosão, não estruturadas. Além disto, qualquer motivação energética do sistema pode, ao invés de promover seu aprofundamento, causar sua remoção. Com a sua remoção, a água passa a atuar diretamente sobre a rocha. Seu mergulho, orientado pela estrutura sinforme (CHEMALE JR. *et al*., 1994; SILVA e GOMES, 2001), parece indicar também que o desplacamento e a queda de blocos sejam processos mais comuns que o estabelecimento de uma frente remontante de alteração geoquímica.

Por tais motivos, estas cabeceiras encontram-se associadas a um piso acumulado extremamente pedregoso da média em direação à baixa vertente.

## 5.3. Morfogênese *versus* pedogênese ou pedogênese *somada* à morfogênese? Algumas reflexões

Desde os trabalhos pioneiros de Milne (1934; 1935), solos e relevos são tratados como elementos de uma interpretação única nas vertentes. Posteriormente, Jenny (1941) sistematiza o relevo como um dos fatores de formação do solo, fomentando inúmeras pesquisas transversais entre Geomorfologia e Pedologia (BIGARELLA *et al*., 1965; TRICART, 1968; RUHE, 1956). Dentre estas pesquisas, são bastante conhecidas no Brasil as investigações sobre as conexões entre o solo e a paisagem, como as realizadas por Lepsch (1977), Queiroz Neto *et al.* (1981), Vidal-Torrado e Lepsch (1999). Apesar de suas diferenças de abordagem, há uma presença marcante de estudos que demonstram uma sequência evolutiva de coberturas mais desenvolvidas, na alta vertente; seguidas por segmentos "rejuvenescidos", na média vertente; e finalmente, ambientes de enriquecimento relativo, na porção basal da encosta (CAMPOS *et al.*, 2007; 2011).

Contudo, nas bacias de cabeceira investigadas, observou-se que as coberturas encontradas apresentam, de maneira geral, uma organização inversa àquela comumente estabelecida pela literatura, isto é, sinalizações claras de que as coberturas são mais desenvolvidas (à exceção da bacia de cabeceira 4) da média para a baixa vertente. Além disso, verificou-se um comportamento diferenciado das coberturas em relação à expansão da rede de drenagem, ora sendo removidas, ora sendo transformadas.

Tendo em vista que são as teorias que devem se adequar aos fatos, e não o contrário, a explicação aventada há décadas por Jenny (1941) sobre a influência da morfologia na movimentação do nível freático reassume um papel preponderante. Conforme este autor, as

porções mais planas, próximas aos fundos de vale, além de permitirem maior infiltração das águas pluviais, transmitem as águas subsuperficiais mais facilmente, tanto localmente quanto em direção a montante. Os processos de movimentação aquosa por capilaridade, juntamente com as condições físico-químicas da cobertura pedológica, permitem a elaboração de uma frente de alteração geoquímica a partir da base que se estende ocasionalmente para as porções superiores da vertente (MANTOGLOU e GELHAR, 1987). Estas variações ocasionais, proporcionadas por mudanças de precipitação de origem sazonal, construiriam uma cobertura pedológica lateralmente distinta no tempo geológico, com um grau de evolução inverso àqueles em que o processo de erosão física é mais pronunciado (GERRARD, 1981; BIRKELAND, 1991).

Embora a abertura do vale principal na bacia do Ribeirão Mata Porcos não desenhe uma condição plana, estando ele majoritariamente encaixado e revelando elevado gradiente energético, parece cabível que o aprofundamento do nível de base tenha conduzido à formação de frentes remontantes de transformação que se interagem de maneira diferenciada com as coberturas encontradas, transformando-as em coberturas ainda mais desenvolvidas, promovendo pedogênese, como no caso das bacias de cabeceira 1 e 3, ou removendo-as, como nas bacias 2 e 4, em um comportamento morfogenético.

Além disso, outra escala de fenômenos opera na evolução da cobertura pedológica em interface com o relevo. Se as condições morfológicas iniciais da baixa vertente, como a proximidade do nível de base, favorecem as alterações geoquímicas, a própria continuidade dos processos de alteração e esvaziamento do sistema, tal fato pode permitir, no tempo geológico, o rebaixamento vertical do relevo [*downwearing*] (GOUDIE, 1995; BUDEL, 1982). A ocorrência deste rebaixamento favoreceria um novo avanço da frente de intemperismo em direção às porções superiores da vertente, dando origem a um processo de realimentação bastante complexo (BREMER, 1993; THOMAS, 1994). Por isso, é condizente afirmar que a transformação da cobertura pedológica verificada nas bacias de cabeceira 1 e 3 tenha contribuído para a suavização das vertentes, enquanto a sua remoção, nas bacias 2 e 4, tenha gerado degraus morfológicos, com o consequente aumento da declividade.

Soma-se a isso, também, a instabilidade geomorfológica inerente à rede hidrográfica em média e larga-escala temporal. A ocorrência de mudanças por causas externas – como processos tectônicos e climáticos, tão comuns ao longo do Quaternário – são suficientes para promover o encaixamento da rede de drenagem. A velocidade de encaixamento dos cursos fluviais ditará não apenas as formas das vertentes, mas também o desenvolvimento da

cobertura pedológica. Processos de desestabilização causados pelo aumento da energia cinética do sistema vertentes-canais fluviais são essenciais para a existência de eventos de coluvionamento, erosão lateral (*backwearing*) e, por que não, da pedogênese, podendo aprofundar ou remover as coberturas (CROZIER, 1989; PHILLIPS, 1993b; MILLS, 2005).

Atendo-se ao caso das bacias de cabeceira do Ribeirão Mata Porcos verifica-se, em geral, que a remoção da cobertura por erosão prevaleceu naquelas em que as organização dos horizontes incluía contatos líticos fragmentários. Ao contrário, onde a transformação da cobertura parece mais evidente que a sua retirada, predominavam substratos contínuos e maciços. A importância litológica e, mais que isso, do tipo de produto (cobertura pedológica) gerado a partir do seu intemperismo, parece, novamente, ganhar destaque na interpretação das geodinâmicas no Quadrilátero Ferrífero.

Além de ser um dos fatores que influenciam a gênese das coberturas pedológicas (JENNY, 1994), a litologia é uma das variáveis que influenciam a evolução do relevo (SALGADO *et al*. 2006). A partir de um mesmo impulso inicial, as porções drenadas por unidades litológicas mais resistentes tendem apresentam menor sensibilidade (*landscape sensitivity*) às mudanças, o que fomenta a manutenção de formas e coberturas pedológicas durante largas escalas de tempo geológico (HARVEY, 2001; THOMAS, 2001; 2004). Os segmentos drenados em unidades litológicas menos resistentes, por outro lado, apresentam tanto uma mudança morfológica mais rápida quanto um aprofundamento do manto de intemperismo de maneira mais severa.

Especificamente no caso das bacias de cabeceira pesquisadas, embora a litologia (o material de origem) não explique a diversidade de coberturas pedológicas encontradas, ela é um dos fatores que explicam, em maior ou menor escala, desde mudanças mineralógicas até a morfologia e o estado de desenvolvimento de alguns materiais superficiais. A baixa alteração da bacia de cabeceira sobre os quartzitos (4), a ocorrência de voçorocamentos em decorrência da baixa friabilidade dos filitos hematíticos (2), assim como a existência de colúvios laterizados (3), são influências diretas das litologias que compõem o substrato nas bacias.

Reitera-se, contudo, que a análise das coberturas produzidas pela alteração dessas rochas é fundamental para entender a evolução do relevo, e não somente das rochas.

Nessas condições considerando a evolução diferencial das bacias influenciada pelas suas coberturas, é coerente afirmar que na relação pedogênese-morfogênese a denudação física e química atuem de forma concomitante na área de estudo. Ao invés de postular dicotomias e argumentar que a retração das cabeceiras da bacia do Ribeirão Mata Porcos sob

diferentes contextos do Sinclinal Moeda tem ocorrido exclusivamente a partir de um conjunto de processos de ordem morfogenética, observa-se que essa expansão tem influenciado, e tem sido influenciada, pelas características da cobertura promovendo, inclusive, pedogênese em alguns casos. Assim, não haveria como postular o predomínio, seja de morfogênese ou pedogênese, na bacia em questão, uma vez que uma é a causa, ou o "fator de formação", da outra.

A atuação conjunta da morfogênese e da pedogênese seria, consequentemente, responsável pela sequência evolutiva inversa aos padrões encontrados em outras pesquisas, demonstrando a não linearidade dos processos físicos e químicos envolvidos na elaboração das formas de relevo, seus depósitos e coberturas associadas. Assim, se a cobertura pedológica é, em certa medida, o fruto dos processos geomorfológicos físicos, ela é, também, a somatória dos processos hidrogeoquímicos, que influenciam a própria morfologia da paisagem, em um amplo processo de realimentação no tempo e no espaço,

# 6. OS VALES FLUVIAIS PRINCIPAIS: GÊNESE, MORFOLOGIAS E DEPÓSITOS

> *Em um terreno de textura homogênea, a condição de equilíbrio (graded) seria primeiramente atingida na desembocadura e, em seguida, avançaria regressivamente a montante. Quando os canais principais estiverem equilibrados (graded), o início da maturidade foi atingido; quando as menores bacias de cabeceira (headwaters) e canais secundários também estiverem equilibrados, a maturidade se encontra muito avançada; e quando até mesmo as ravinas umedecidas estiverem equilibradas, a senilidade foi atingida.*
>
> William M. Davis (1850-1934)

Este capítulo aborda os resultados oriundos dos vales fluviais principais do Ribeirão Mata Porcos, considerando, majoritariamente, os indicadores sedimentológicos neles existentes. Inicialmente, o capítulo traz elucidações sobre as características dos depósitos e seus ambientes deposicionais. Posteriormente, faz uma detalhada descrição estratigráfica, seguida por análises físicas, químicas e mineralógicas. Em sua última parte, discute aspectos relacionados à gênese dos depósitos e às possíveis implicações paleoambientais e morfogenéticas locais-regionais, sempre dialogando com pressupostos teóricos estabelecidos na literatura.

## 6.1. ELUCIDAÇÕES INICIAIS

Ao longo dos vales fluviais principais foram encontrados seis registros sedimentares, que se distribuem entre os canais que compõem o Alto (D5 e D4) e o Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos (D1, D2, D3 e D6).

Os depósitos D1 e D2 foram interpretados como registros fluviais holocênicos, e correspondem morfologicamente à planície de inundação. Os depósitos sedimentares D4, D5 e D6 foram interpretados como registros originalmente fluviais, provavelmente associados a terraços escalonados elaborados no Pleistoceno, posteriormente retrabalhados por processos de vertente (Quadro 6.1). O depósito sedimentar D3 apresenta todas as características estratigráficas de um terraço fluvial escalonado e encontra-se bem preservado.

Apenas os registros deposicionais fluviais holocênicos (D1 e D2) encontram-se pareados em relação às margens do curso d'água. Os demais, especialmente os mais antigos,

encontram-se localizados em apenas uma das margens, seja em direção a E (D3, D4 e D6) ou W (D5).

**Quadro 6.1: Principais características dos depósitos fluviais e coluviais encontrados nos vales pesquisados. A sequência de 1 a 7 corresponde à ordem temporal de formação dos depósitos, sendo os menores mais recentes e os mais elevados, mais antigos. Destaque para o baixo estado de preservação dos terraços fluviais mais antigos.**

| Registro sedimentar | Classificação | Estado de preservação | Distribuição no vale | Altitude (m) | Desnível em relação à calha fluvial (m) |
|---|---|---|---|---|---|
| D1 | Planície aluvial | Bem preservado | Pareado | 1071 | 0 |
| D2 | Planície aluvial | Bem preservado | Pareado | 1021 | 0 |
| D3 | Terraço fluvial escalonado | Bem preservado | Isolado | 1130 | 1 |
| D4 | Antigo terraço fluvial escalonado | Retrabalhado por coluvionamento | Isolado | 1144 | 2 |
| D5 | Antigo terraço fluvial escalonado | Retrabalhado por coluvionamento | Isolado | 1146 | 1,5 |
| D6 | Antigo terraço fluvial escalonado | Retrabalhado por coluvionamento | Isolado | 1163 | 148 |

No entanto, fatores como o retrabalhamento de antigos depósitos aluviais (D4, D5 e D6), somada à possibilidade de retirada erosiva e dificuldades de acesso a diversas áreas da bacia – sobretudo em seu Baixo Curso –, são fatores que devem ser considerados nesta investigação, uma vez que não permitem uma afirmação conclusiva sobre a inexistência, ou mesmo existência, de outros antigos registros deposicionais.

## 6.2. MORFOLOGIA DAS VERTENTES E ESTRATIGRAFIA DOS REGISTROS SEDIMENTARES

### 6.2.1. O vale do Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos I

No segmento do vale do Ribeirão Mata Porcos, onde foi encontrado o registro sedimentar D6 (Fig. 6.1 – A e B; Fig. 6.2), o curso fluvial encontra-se próximo ao flanco leste do Sinclinal. O topo deste divisor (~ 1280 m) é acentuadamente inferior ao divisor representado pelo flanco oeste (~1500 m). As vertentes de leste apresentam declividade acentuada (17,3%) e um desnível de 260 metros entre o divisor e o fundo de vale, o que permite inferir – dentro da margem de erro esperada – um encaixamento médio de rede de drenagem semelhante ao valor do desnível encontrado, sendo, também, de 260 m.

Neste trecho do Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos foi encontrado o registro sedimentar mais elevado da bacia (D6).

***Registro deposicional 6[1] (D6)***

Na base do perfil (Fig. 6.1 – D e Fig. 6.2 – D6) ocorre saprolito (100 cm +) proveniente do intemperismo de formações ferríferas bandadas (itabirito), com textura areno-argilosa, presença de minerais primários (quartzo), argilominerais e produtos de alteração, como goethtita e hematita, que contribuem para a coloração encontrada.

Na sequência, a base do registro sedimentar é composta por uma fácies rudácea (~ 120 cm) marcada por seixos arredondados a subarredondados, com alguns fragmentos angulosos, bastante retrabalhados por processos de vertente. Os clastos são compostos predominantemente por quartzo, com granulometria entre 10 e 30 cm, e diâmetro médio de 20 cm. Estes clastos não são autossuportados e encontram-se imbricados por uma matriz composta por argilominerais, com granulometria entre areia e argila.

Na porção superior do registro sedimentar ocorre uma fácies (~120 cm) composta de material majoritariamente fino (silto-arenosa) com esparsos fragmentos angulosos de itabirito. A mineralogia da matriz é definida pela presença de minerais secundários, em associação a produtos de alteração com capacidade pigmentante, tais como goethita e hematita.

As transições entre as fácies não apresentam discordâncias erosivas, sendo caracterizada como predominantemente difusa, sobretudo pelo grau de retrabalhamento e baixo grau de seleção existente ao longo do registro estratigráfico.

### 6.2.2. O vale do Alto Curso do Ribeirão do Silva

A morfologia do alto curso do Ribeirão do Silva (Fig. 6.1 – A e C) é marcada por um desnível acentuadamente maior em seu interflúvio direito (~1490 m), que representa o flanco oeste do Sinclinal, em comparação com o seu interflúvio esquerdo (~1260 m), na divisa com o Córrego Benevides.

[1] Dada a localização diferenciada e pouco acessível deste registro sedimentar, somente na última etapa de campo foi possível descobri-lo. Como as amostras dos demais registros já se encontravam em laboratório, e não havendo tempo disponível para novas análises, optou-se por realizar apenas a descrição estratigráfica, evitando, assim, de omitir a existência destes novos dados, ainda que estes não tenham as mesmas análises físicas, químicas e mineralógicas dos demais.

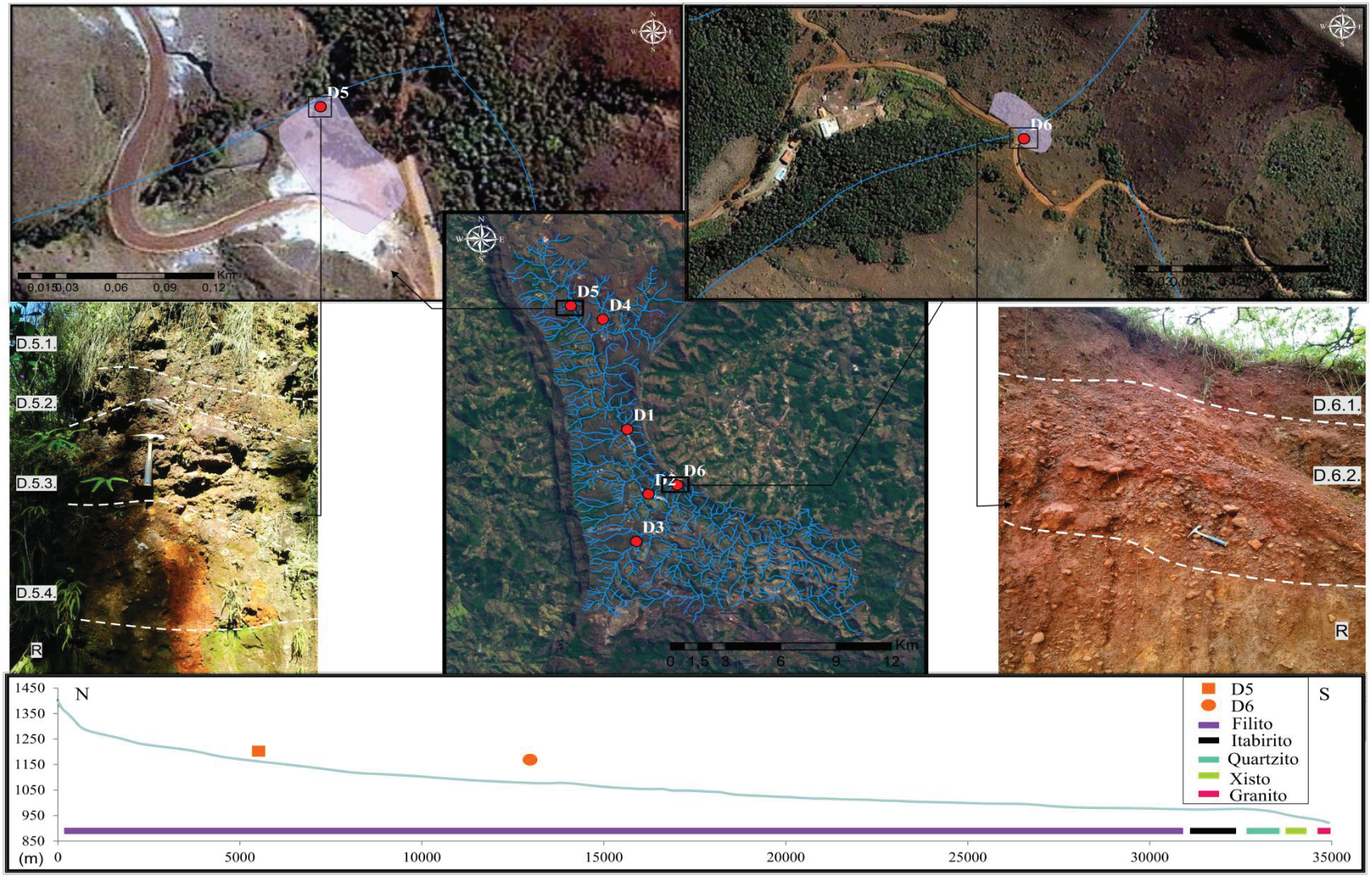



**Figura 6.1: Localização e morfologia dos registros deposicionais D6 e D5. A figura A corresponde à localização destes registros sedimentares em relação aos demais. As figuras B e C retratam a distribuição e o entorno dos depósitos. As figuras D e E mostram os perfis encontrados e suas camadas (fácies). O perfil F exibe a localização destes perfis e as litologias existentes ao longo do vale do Ribeirão Mata Porcos.**

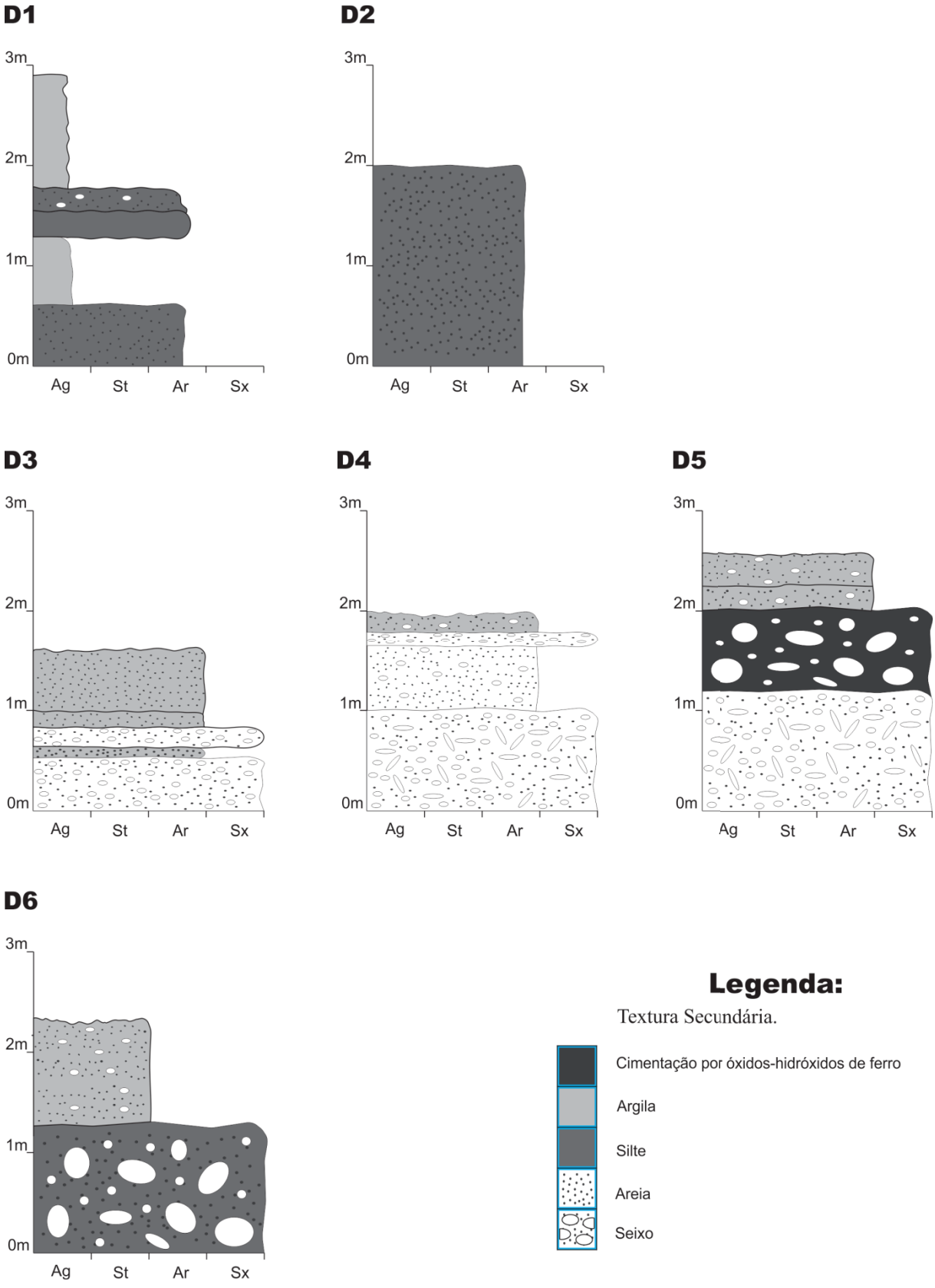



**Figura 6.2: Perfis-síntese das sequências sedimentares dos níveis deposicionais aluviais preservados e retrabalhados (D4, D5 e D6) do vale do Ribeirão Mata Porcos. Legenda: Ag: argila; St: silte; Ar: areia; Sx: seixos.**

No vale fluvial, propriamente dito, o encaixamento médio é de 100 metros, se considerados os topos direito (~1280 m) e esquerdo (~1260 m) das margens do vale. Este desnível ocorre em 570 metros de extensão da vertente, gerando 17,54% de declividade. O leito fluvial é predominantemente rochoso, com acumulações esparsas de material argilo-arenoso. Neste trecho foi encontrado o segundo registro mais elevado (D5).

***Registro deposicional 5 (D5)***

Na base do perfil (Fig. 6.1 – E) encontra-se saprolito (60 cm +) originário de filito, com textura silto-arenosa, presença de minerais primários (quartzo) e produtos de alteração (goethita e hematita). Já a base (Fig. 6.2 – D5) do registro sedimentar (~110 cm) apresenta caráter rudáceo com granulometria variando de blocos a seixos arredondados a subarredondados imersos em uma matriz de argilominerais, com cores marcadas pela presença de hematita e goethita. Os clastos são predominantemente compostos por hematita, itabirito e filito prateado e seu diâmetro médio é de 7 cm, com alguns ultrapassando 15 cm.

Acima da fácies basal ocorre outra (~100 cm) composta por seixos e matacões arredondados a sub-arrendondados, com pequenos fragmentos angulosos, e petrografia/mineralogia variando entre hematita, filito prateado e quartzo. O diâmetro médio dos clastos é de 20 cm, com alguns excedendo 40 cm e uma grande quantidade em torno de 5 cm. O grau de seleção é mediano e estes materiais encontram-se cimentados por uma matriz de óxido-hidróxidos ferruginosos típica de laterização.

Sobreposta a esta camada há uma fácies arenosa (~20 cm) com fragmentos de quartzo e filito predominantemente angulosos a sub-arredondados, com alguns parcialmente transformados em argilominerais e cor marcada pela presença de goethita. O diâmetro dos materiais grosseiros varia entre 3 e 5 cm e o material é mal selecionado.

A fácies superior desta sequência estratigráfica (~40 cm) é marcadamente arenosa com fragmentos, angulosos a sub-arredondados, de filito, hematita e concreções de óxido-hidróxidos ferruginosos oriundos de laterização. O diâmetro desses fragmentos é de 3 a 4 cm e o grau de seleção é baixo.

As transições entre as camadas inferiores são abruptas e nas duas fácies superiores é gradual.

### 6.2.3. O vale do Córrego Benevides

No segmento fluvial do Córrego Benevides (Fig. 6.3 – A), onde foi encontrado o registro deposicional (D4), a declividade entre os interflúvios (~1230 m, em média) e o leito do canal (~1142 m) é a maior dentre todos os vales fluviais analisados, perfazendo 88 metros de dissecação em 525 m de extensão da vertente. Estes valores descrevem 16,76% de declividade.

Em termos macromorfológicos, um dos elementos de destaque do Córrego Benevides é a presença de inúmeras rupturas de declive ao longo da vertente, com morfologias típicas de movimentos de massa translacionais (*landslides*) e a ocorrência de cicatrizes (Fig. 6.3 – B). Verifica-se também a existência de morfologias de deslizamento, com formação de rupturas de declive entre as vertentes e o fundo de vale, em quase todo o segmento investigado (Fig. 6.3 – C).

***Registro deposicional 4 (D4)***

Abaixo da coluna estratigráfica (Fig. 6.3 – D) ocorre saprolito de filito hematítico (200 cm +) de estrutura compacta, coloração escura, marcado pela presença de argilominerais, e textura silto-arenosa.

Após uma transição abrupta, há uma camada basal rudácea (~100 cm) composta de clastos arredondados a sub-arredondados, não-esféricos, com baixo grau de selecionamento, imbricados em matriz arenosa e apresentando retrabalhamento em vertente. O diâmetro médio varia de seixo (5 cm) a bloco (25 cm), a petrografia dos clastos também é ampla, variando entre hematita, itabirito, quartzo e filito.

No topo da sequência estratigráfica, após uma transição abrupta e irregular, ocorre uma camada de matriz areno-argilosa (~100 cm) onde se encontram imersos seixos sub-arredondados, medianamente esféricos, de até 5 cm. Também existem evidências de retrabalhamento causada por movimentações e coluvionamentos ao longo da vertente. A petrografia dos clastos é marcada por filito hematítico, hematita e itabirito. Ocorre também uma linha de pedras na porção superior do depósito distribuída irregularmente e composta de quartzo e filito hematítico.

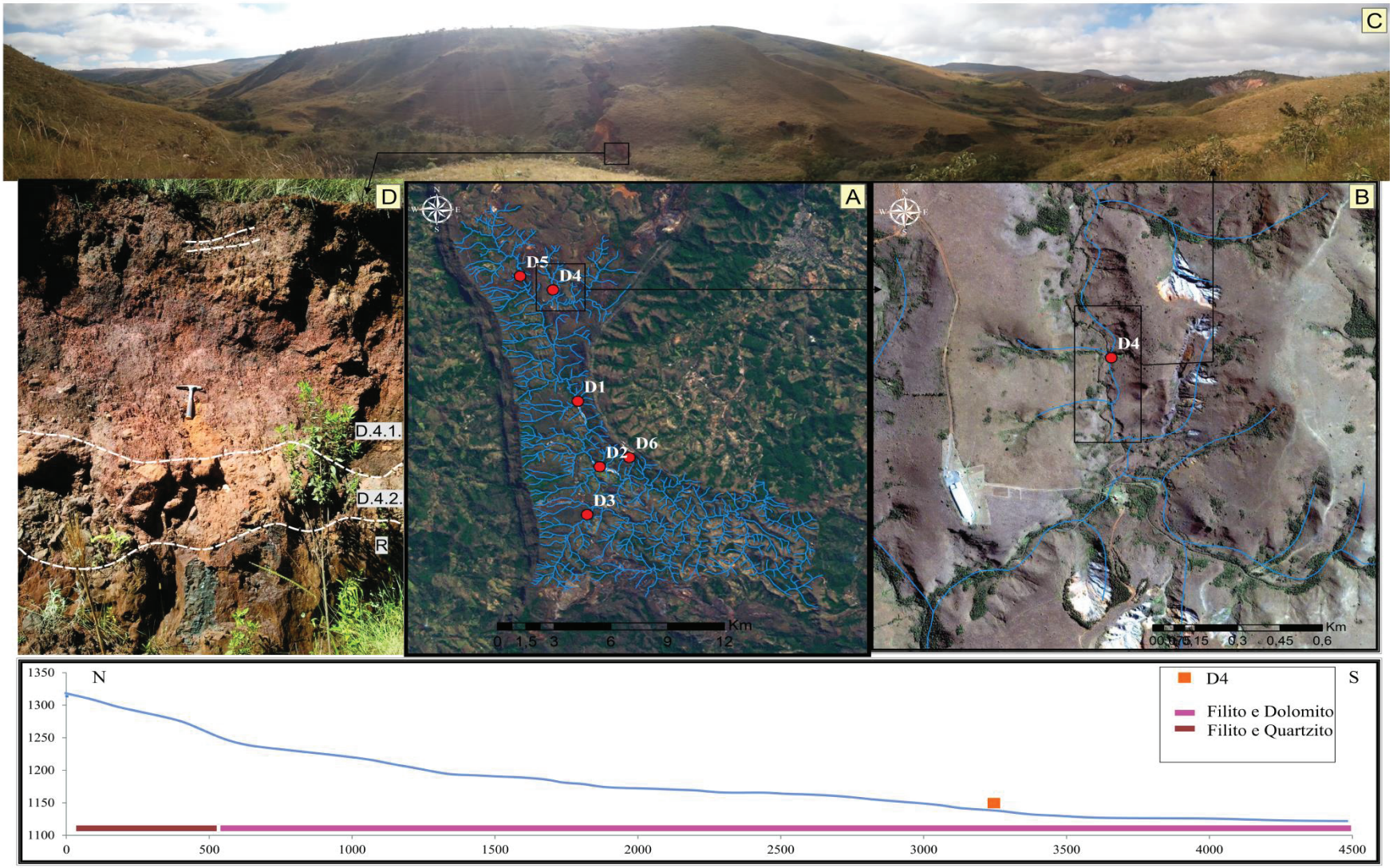



**Fig. 6.3: Localização e morfologia do registro deposicional D4. A figura A corresponde à localização deste registro sedimentar em relação aos demais. As figuras B e C retratam a distribuição e o entorno do depósito. A figura D demonstra o perfil D4 e suas fácies. O perfil E exibe a localização deste perfil e as litologias existentes ao longo do vale do Córrego Benevides.**

### 6.2.4. O vale do Córrego das Almas

O registro encontrado no vale do Córrego das Almas (Fig. 6.4 – A, B, C e D) é o mais próximo do baixo curso do Ribeirão Mata Porcos. Os topos do vale correspondem aos topos da bacia, e no trecho investigado variam consideravelmente entre os interflúvios da margem direita (1330 m) e esquerda (1550 m), estabelecendo um entalhamento médio de 310 metros. A declividade média varia de 19% na vertente da margem direita a 14,7% na margem esquerda.

***Registro deposicional 3***

Na base deste perfil (Fig. 6.4 – E) ocorre saprolito (100 cm +) originário de lateritas e/ou itabirito, com textura argilo-arenosa e produtos de alteração (hematita), que geraram cor avermelhada.

Após uma discordância erosiva bem marcada, a base do registro sedimentar (~ 40 cm) investigado apresenta caráter rudáceo com seixos arredondados a subarredondados autossuportados. Os clastos são compostos predominantemente de hematita, quartzo e itabirito, e seu diâmetro médio é de 5 cm, com alguns ultrapassando 10 cm.

Acima desta fácies, e após uma transição abrupta, ocorre uma pequena camada de finos (~3cm) composta de material arenoso (areia fina) de cor azul-metálica. A petrografia/mineralogia destas areias é definida pela presença de hematita e quartzo.

Em uma posição acima, ocorre uma camada bem definida (~ 15 cm) de caráter rudáceo com granulometria de seixos arredondados a subarredondados autossuportados. Os clastos apresentam hematita e quartzo em suas composições, sendo alguns formados, inclusive, pelos próprios fragmentos de itabirito. A granulometria média é de 6 cm, com a maioria abaixo deste valor e poucos excedendo 8 cm.

Após nova transição abrupta ocorre uma fácies (~7 cm) de caráter arenoso (areia fina), que se altera ritmicamente entre areia quartzosa, com cor clara, e areia hematítica, com coloração azul-metálica. Na porção superior do registro estratigráfico ocorre uma fácies (~40 cm) areno-argilosa, mas, diferentemente das demais, sua coloração é brunada. A mineralogia definidora desta camada é semelhante às outras (quartzo e hematita), o que juntamente à presença de minerais secundários (argilominerais), forneceu a coloração mencionada.

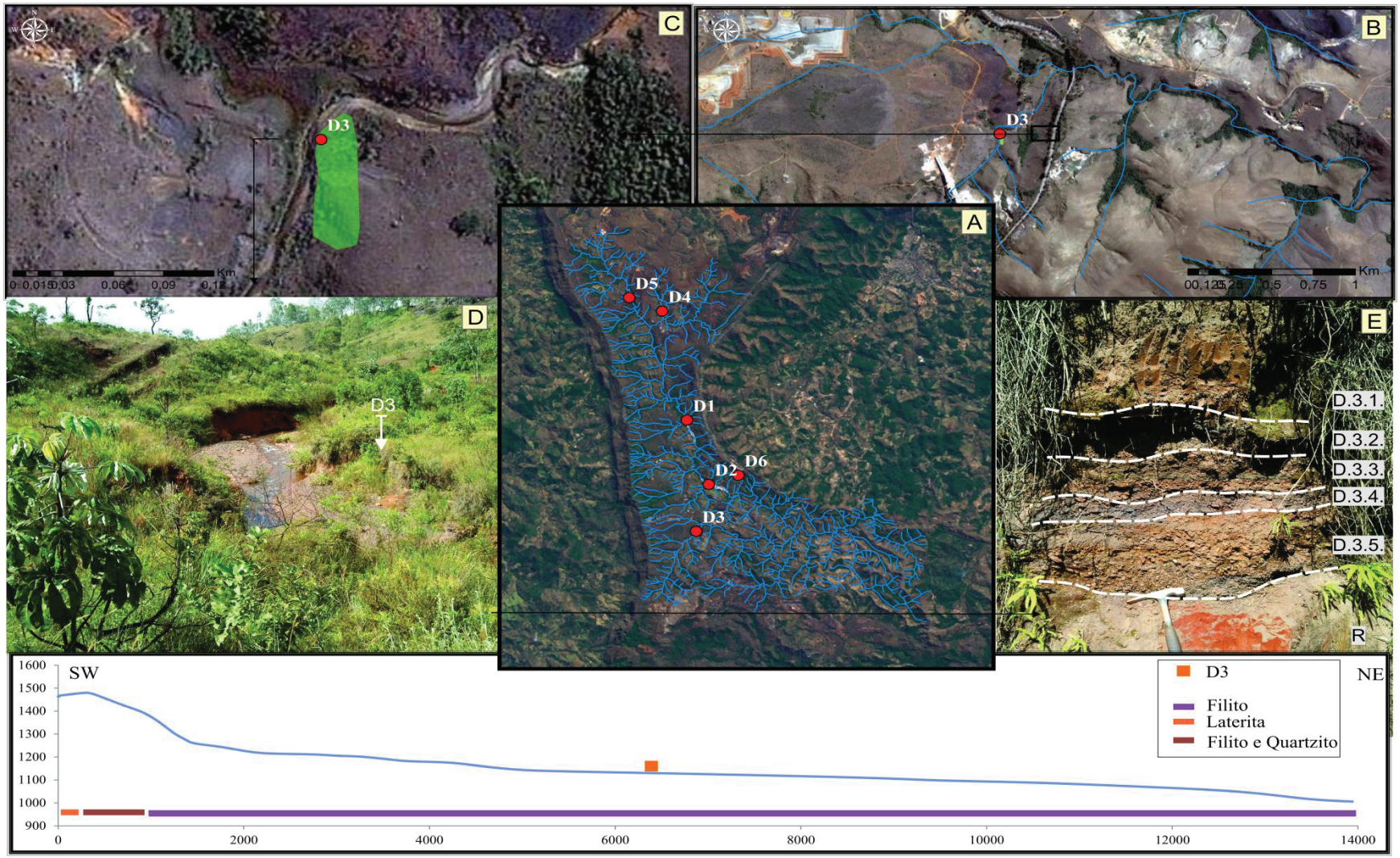



**Fig. 6.4: A figura A corresponde à localização deste registro sedimentar em relação aos demais. As figuras B, C e D retratam a distribuição e o entorno dos depósitos. A figura E demonstra o perfil D3 e suas fácies. O perfil F exibe a localização deste perfil e as litologias existentes ao longo do vale do Córrego das Almas.**

### 6.2.5. O vale do Médio Curso do Ribeirão Mata Porcos II

No trecho fluvial (Fig. 6.5 – A e B) onde foram encontrados os registros deposicionais, os interflúvios da bacia encontram-se distantes da calha fluvial, tanto na margem direita (~ 3700 m) e esquerda (~1800 m). A diferença altimétrica entre os topos também mantém o padrão de maiores elevações na margem direita (~1500 m) em relação à esquerda (~1300 m) verificada nos outros segmentos. O vale fluvial, propriamente dito, apresenta um entalhe da rede de drenagem de aproximadamente 110 metros se considerados os valores de suas paredes esquerda (~1114 m) e direita (~1140 m). Isto faz com que haja uma declividade média de 21,7% e 23,6%, respectivamente.

***Registro deposicional 2***

O registro sedimentar (Fig. 6.5 – E) apresenta uma única fácies (~200 cm) sendo composto de areia fina de coloração escura, sem evidências de cimentação ou de material com granulometria superior à areia grossa. A mineralogia macroscópica revela a predominância de minerais máficos ferríferos (hematita) e félsicos (muscovita e quartzo) em grande quantidade. Associado aos minerais encontra-se uma quantidade considerável de matéria orgânica.

### 6.2.6. O vale do Ribeirão do Silva

O segmento analisado do Ribeirão do Silva (Fig. 6.5 – A e C) localiza-se no trecho de maior estrangulamento do Sinclinal Moeda, com as paredes do vale fluvial da margem direita (~1160 m) e esquerda (~1250 m) apresentando altimetrias bastante diferentes.

O entalhe médio da rede de drenagem, considerando-se as bordas do vale, é de aproximadamente 145 metros, em um vertente de cerca de 900 m na margem esquerda e 800 m na direita. A declividade média dessas vertentes é de 12,5% e 21,1%, respectivamente.

Além das paredes do vale, a vertente direita é marcada por uma morfologia suavizada, sustentada por uma faixa de lateritas eocênicas (SPIER *et al*., 2006) e interrompida apenas pela dissecação do vale. Na vertente esquerda ocorrem diversas litologias, que se encontram influenciadas pelas falhas de empurrão proterozoicas.

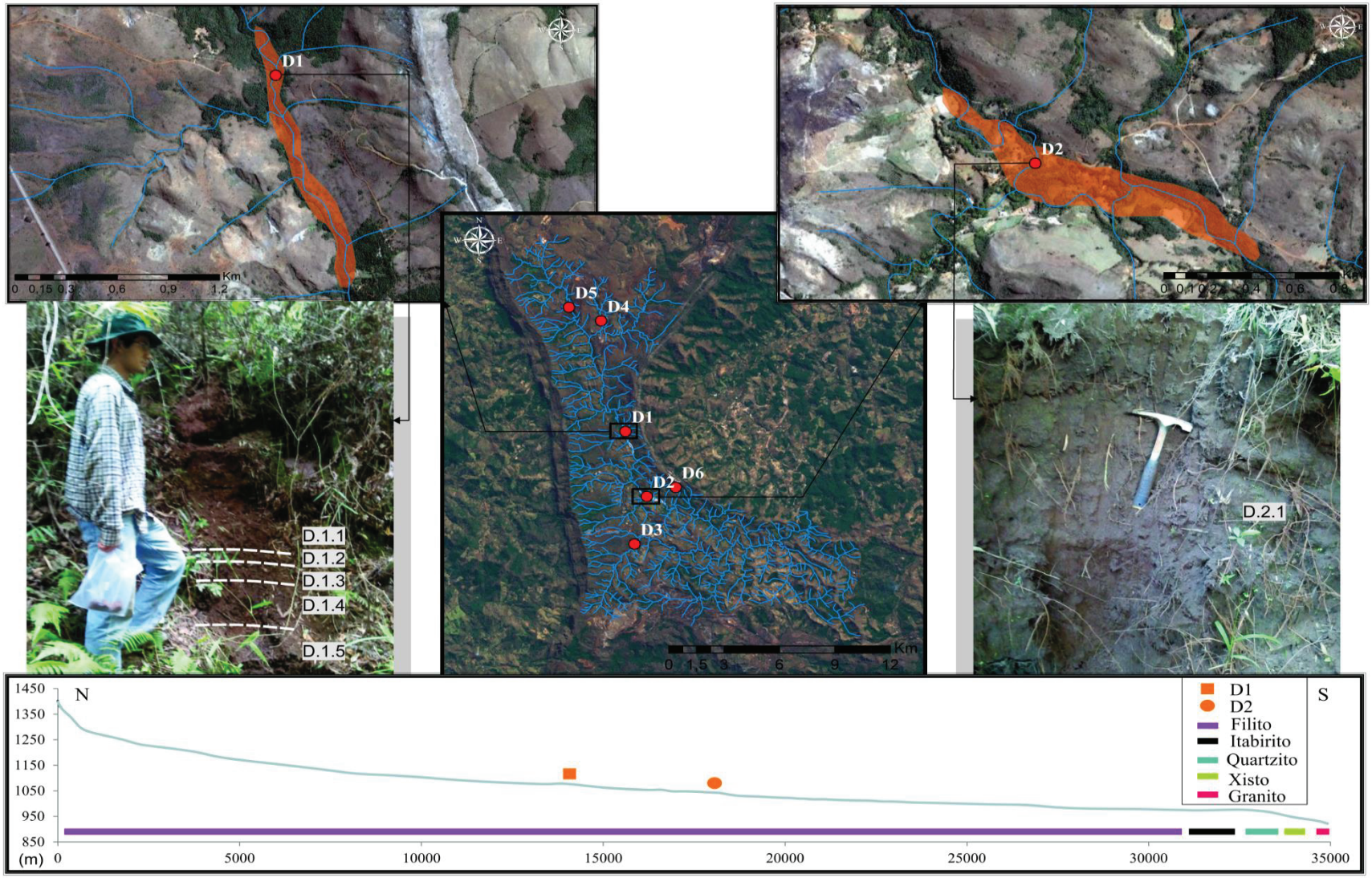



**Fig. 6.5: Localização e morfologia dos registros deposicionais D2 e D1. A figura A corresponde à localização destes registros sedimentares em relação aos demais. As figuras B e C retratam a distribuição e o entorno dos depósitos. As figuras D e E mostram os perfis encontrados e suas camadas (fácies). O perfil F exibe a localização destes perfis e as litologias existentes ao longo do vale do Ribeirão Mata Porcos.**

***Registro deposicional 1***

Este registro deposicional (Fig. 6.5 – D) é composto por cinco fácies paralelas marcadas por transições abruptas, que perfazem um total de 3 metros de espessura.

A fácies inferior (~50 cm) apresenta textura areno-argilosa, sendo composta por argilominerais e minerais primários, essencialmente quartzo. Acima desta, ocorre outra fácies mais espessa (~70 cm) com características mineralógicas semelhantes, porém de textura argilosa.

Na sequência, ocorre uma fácies de matriz areno-argilosa formada por grãos de quartzo, hematita e argilominerais, relativamente pouco espessa (~10 cm), com clastos de itabirito e hematita esparsos.

Após esta fácies, ocorre outra também pouco espessa (~5 cm), com matriz areno-argilosa e mineralogia marcada por quartzo e argilominerais. A última fácies (~150 cm) desta sequência sedimentar é composta por uma matriz argilosa definida pela prevalência de argilominerais e minerais primários (quartzo).

Não foram encontrados depósitos, rocha ou material eluvial abaixo deste perfil.

## 6.3. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS, QUÍMICAS E MINERALÓGICAS DOS REGISTROS SEDIMENTARES

De um modo geral, os registros sedimentares apresentaram percentuais de granulometria bastante elevados e variáveis em função das camadas, assim como do tipo de depósito aluvial (Quadro 6.2).

Os registros sedimentares mais elevados altimetricamente e, portanto, potencialmente mais antigos (D5 e D4), apresentam maior percentual médio de cascalhos em relação ao terraço fluvial escalonado (D3) e às planícies de sedimentação atuais (D2 e D1). Em situação inversa a esta, a classe textural dos materiais finos das fácies (TFSA), apesar da textura marcadamente franca, ou seja, bastante diversificada, é mais grossa (franco arenosas e franco siltosas) justamente nos registros sedimentares mais recentes, onde prevalecem, percentualmente, menores proporções de cascalhos. Mesmo detendo percentuais de cascalho superiores aos demais, os materiais finos dos depósitos aluviais mais antigos possuem tendência argilosa quando comparados aos mais recentes. Este padrão também pode ser confirmado através dos valores da relação silte x argila.

**Quadro 6.2: Dados de granulometria provenientes das fácies que compõem os depósitos sedimentares dos vales principais.**

| Camada | Esp. (cm) | Granulometria | | | | | Classe Textural | Relação Silte/Argila |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | >2mm | < 2mm (TFSA) | | | | | |
| | | Cascalho | Areia grossa | Areia fina | Silte | Argila | | |
| | | % | | | | | | |
| **D.1. – PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO** | | | | | | | | |
| D.1.1. | 150 | 0 | 28 | 1 | 52 | 19 | Franco Siltosa | 2,73 |
| D.1.2. | 5 | 20 | 29 | 4 | 60 | 7 | Franco Siltosa | 8,57 |
| D.1.3. | 10 | 63 | 23 | 46 | 16 | 15 | Franco Arenosa | 1,06 |
| D.1.4. | 70 | 15 | 18 | 2 | 59 | 21 | Franco Siltosa | 2,8 |
| D.1.5. | 50 | 6 | 46 | 18 | 28 | 8 | Franco Arenosa | 3,5 |
| **D.2. – PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO** | | | | | | | | |
| D.2.1 | 200 | 0 | 53 | 9 | 25 | 13 | Franco Arenosa | 1,92 |
| **D.3. – TERRAÇO FLUVIAL ESCALONADO** | | | | | | | | |
| D.3.1. | 40 | 8 | 52 | 12 | 23 | 13 | Franco Arenosa | 1,77 |
| D.3.2. | 7 | 6 | 39 | 12 | 45 | 4 | Franco Arenosa | 11,25 |
| D.3.3. | 15 | 48 | 20 | 49 | 23 | 8 | Franco Arenosa | 2,87 |
| D.3.4. | 3 | 20 | 42 | 14 | 33 | 11 | Franco Arenosa | 3 |
| D.3.5. | 40 | 64 | 12 | 65 | 12 | 11 | Franco Arenosa | 1,09 |
| R | 100+ | 0 | 23 | 6 | 44 | 27 | Franco | 1,62 |
| **D.4. – TERRAÇO FLUVIAL ESCALONADO REMOBILIZADO** | | | | | | | | |
| D.4.1. | 100 | 40 | 20 | 22 | 29 | 29 | Franco Argilosa | 1 |
| D.4.2. | 100 | 90 | 18 | 11 | 32 | 39 | Franco Argilosa | 0,82 |
| R | 200+ | 59 | 11 | 9 | 52 | 28 | Franco Argilo Arenosa | 1,85 |
| **D.5. – TERRAÇO FLUVIAL ESCALONADO REMOBILIZADO** | | | | | | | | |
| D.5.1. | 40 | 45 | 13 | 9 | 46 | 32 | Franco Argilosa | 1,43 |
| D.5.2. | 20 | 65 | 18 | 26 | 27 | 29 | Franco Argilosa | 0,93 |
| D.5.3. | 100 | 79 | 8 | 16 | 60 | 16 | Franco Siltosa | 3,75 |
| D.5.4. | 110 | 69 | 14 | 13 | 30 | 43 | Argila | 0,68 |

Dentre as características granulométricas mais expressivas, a variação vertical dos percentuais de cascalho em cada um dos perfis estratigráficos é significativa. Estas variações ocorrem em todos os depósitos encontrados e atingem mudanças da ordem de 50% entre algumas camadas.

Os dados de origem química também trazem relevantes informações (Quadro 6.3). Em geral, as fácies que compõem os depósitos são majoritariamente eletropositivas, com exceção de uma das planícies aluviais (D2) e um terraço retrabalhado em vertente (D4).

**Quadro 6.3: Análise químicas e mineralógicas das fácies que compõem os depósitos fluviais encontrados.**

| Camada | Espessura (cm) | pH | | | Condutividade Elétrica | P | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Al^{3+}$ | $H^+Al^{3+}$ | SB | t | T | V | m | P-rem | MO | Mineralogia |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | KCl | $H_20$ | ΔpH | | $mg/dm^3$ | | | | | $cmol_c/dm^3$ | | | | % | | mg/L | dag/kg | DRX |
| | | | | | | | | | | **D.1.** | | | | | | | | | |
| D.1.1. | 150 | 4,95 | 4,71 | 0,24 | 23,35 | 3,3 | 0 | 0,14 | 0,04 | 0,88 | 2,7 | 0,18 | 1,06 | 2,88 | 6,3 | 83 | 14,5 | 1,76 | Qz > Hm > K > Mv > Gb |
| D.1.2. | 5 | 5,00 | 4,71 | 0,29 | 17,85 | 3,4 | 0 | 0,14 | 0,02 | 0 | 1,1 | 0,16 | 0,16 | 1,26 | 12,7 | 0 | 33,8 | 1,25 | Qz > Mv > K |
| D.1.3. | 10 | 5,52 | 5,24 | 0,28 | 14,61 | 4 | 0 | 0,22 | 0,05 | 0 | 1 | 0,27 | 0,27 | 1,27 | 21,3 | 0 | 35,6 | 1,25 | Qz > Hm > Mv |
| D.1.4. | 70 | 4,27 | 4,06 | 0,21 | 178,25 | 4 | 11 | 0,26 | 0,09 | 0,39 | 3,5 | 0,38 | 0,77 | 3,88 | 9,8 | 50,6 | 26,2 | 2,18 | Qz > Mv > K > Hm |
| D.1.5. | 50 | 4,99 | 4,78 | 0,20 | 27,59 | 3,7 | 0 | 0,24 | 0,04 | 0 | 1,3 | 0,28 | 0,28 | 1,58 | 17,7 | 0 | 25,5 | 1,25 | Qz > K > Mv > Gb > Hm |
| | | | | | | | | | | **D.2.** | | | | | | | | | |
| D.2.1. | 200 | 5,37 | 5,58 | -0,22 | 19,00 | 3,1 | 2 | 0,23 | 0,12 | 0 | 2,3 | 0,36 | 0,36 | 2,66 | 13,5 | 0 | 33,3 | 1,45 | Qz > Mv > K > Hm |
| | | | | | | | | | | **D.3.** | | | | | | | | | |
| D.3.1. | 40 | 5,08 | 4,93 | 0,15 | 18,64 | 3,6 | 10 | 0,35 | 0,11 | 0 | 1,1 | 0,49 | 0,49 | 1,59 | 30,8 | 0 | 31,6 | 1,35 | Qz > Mv > K > Hm |
| D.3.2. | 7 | 5,52 | 5,25 | 0,27 | 12,76 | 3,6 | 11 | 0,31 | 0,06 | 0 | 1 | 0,4 | 0,4 | 1,4 | 28,6 | 0 | 35,3 | 0,96 | Mv > Qz > Hm |
| D.3.3. | 15 | 5,60 | 5,5 | 0,10 | 9,69 | 3,9 | 11 | 0,14 | 0,03 | 0 | 0,6 | 0,2 | 0,2 | 0,8 | 25 | 0 | 41 | 1,05 | Qz > K > Hm > Mv |
| D.3.4. | 3 | 5,59 | 5,51 | 0,08 | 10,98 | 4,2 | 17 | 0,06 | 0,03 | 0 | 0,5 | 0,13 | 0,13 | 0,63 | 20,6 | 0 | 27,7 | 1,05 | Qz > K > Mv > Hm |
| D.3.5. | 40 | 5,72 | 6,14 | -0,43 | 10,50 | 3,7 | 52 | 0,28 | 0,08 | 0 | 0,5 | 0,49 | 0,49 | 0,99 | 49,5 | 0 | 29,7 | 1,15 | Hm > Qz |
| R | 100+ | 5,86 | 5,97 | -0,11 | 18,07 | 3,3 | 64 | 0,24 | 0,1 | 0 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 1,1 | 45,5 | 0 | 3 | 0,96 | Qz > K > Mv > Gb > Go |
| | | | | | | | | | | **D.4.** | | | | | | | | | |
| D.4.1. | 100 | 5,62 | 5,69 | -0,07 | 21,43 | 3,2 | 2 | 0,02 | 0,02 | 0 | 4,5 | 0,05 | 0,05 | 4,55 | 1,1 | 0 | 7,2 | 1,05 | Qz > Mv > Go > Hm > K |
| D.4.2. | 100 | 5,43 | 5,38 | -0,05 | - | 3,3 | 1 | 0,02 | 0,02 | 0 | 3.8 | 0,04 | 0,04 | 3,84 | 1,04 | 0 | 8,1 | 1,05 | Qz > Mv > Go > K > Hm |
| R | 200 + | 5,54 | 5,59 | -0,05 | 20,195 | 3,5 | 1 | 0,01 | 0,03 | 0 | 1 | 0,04 | 0,04 | 1,04 | 3,8 | 0 | 8,4 | 1,05 | Qz > Hm > Go |
| | | | | | | | | | | **D.5.** | | | | | | | | | |
| D.5.1. | 40 | 5,74 | 5,66 | 0,08 | 26,28 | 3,4 | 20 | 0,45 | 0,13 | 0 | 1,1 | 0,63 | 0,63 | 1,73 | 36,4 | 0 | 6,7 | 1,25 | Qz > Hm > Mv > K |
| D.5.2. | 20 | 5,7 | 5,54 | 0,16 | 30,27 | 2,9 | 4 | 0,28 | 0,14 | 0 | 1,1 | 0,43 | 0,43 | 1,53 | 28,1 | 0 | 18,5 | 1,25 | K > Mv > Qz |
| D.5.3. | 100 | 5,92 | 5,37 | 0,55 | 17,16 | 5,2 | 6 | 0,04 | 0,03 | 0 | 1,4 | 0,09 | 0,09 | 1,49 | 6 | 0 | 13,2 | 1,25 | K > Hm > Qz > Mv > Go |
| D.5.4. | 110 | 6,02 | 5,54 | 0,48 | 13,41 | 4,1 | 7 | 0,1 | 0,04 | 0 | 1,1 | 0,16 | 0,16 | 1,26 | 12,7 | 0 | 3,6 | 1,25 | K > Hm > Qz > Mv |

Os elementos solúveis que representam a soma de bases foram mais elevados nos registros sedimentares D5 e D3, e mais baixos nos depósitos D1 e D4. A CTC (t e T). O índice de saturação por bases (V%) segue esta mesma tendência.

O índice de saturação por alumínio (m) é nulo em praticamente todos os perfis estratigráficos, com exceção de algumas fácies que compõem uma das planícies aluviais (D1).

Os teores de matéria orgânica, sempre muito baixos, apresentaram um ligeiro incremento nos depósitos aluviais mais recentes (D1 e D2).

A mineralogia das camadas sedimentares é marcada pela presença de quartzo, e em menor escala de muscovita. Dentre os óxi-hidróxidos de ferro há prevalência de hematita em detrimento de goethita. Também ocorre caulinita em proporção variável.

## 6.4. DISCUSSÃO

### 6.4.1. O que revela a estratigrafia dos depósitos?

Uma das condições essenciais para a análise da arquitetura dos depósitos fluviais é o bom estado de preservação das estruturas originais como planos de acamamento, discordâncias erosivas, e unidades litológicas (BENDIX, 1992; MIALL, 1995; 2006). Este fato não ocorre em três dos seis registros estratigráficos encontrados (D4, D5 e D6), mas nem por isto deixa de evidenciar importantes elementos da evolução geomorfológica local.

O registro sedimentar D6, por exemplo, apresenta duas fácies com distintos padrões granulométricos e uma transição abrupta. Seguindo-se os modelos de interpretação propostos por Bristow e Best (1993) e Miall (1985), a fácies basal (D.6.2), composta predominantemente por seixos arredondados de granulometria expressiva, apresenta as características de um ambiente de calha fluvial. A fácies superior (D.6.1), composta por uma matriz arenosa com seixos imersos, indicaria uma mudança na sedimentação, provavelmente associada a fenômenos de migração/acresção lateral, que constituem as morfologias típicas de barras de pontal. Com base nas evidências de retrabalhamento existente nestas fácies, pode-se também inferir que após a sedimentação fluvial que gerou o padrão mencionado, processos de vertente promoveram o retrabalhamento, com coluvionamento, e o desparecimento de alguns registros estratigráficos que poderiam auxiliar na reconstrução paleoambiental. No entanto, a presença de material arenoso sobreposto a uma fácies rudácea é bastante comum nos registros sedimentares encontrados nos vales fluviais do Brasil. Representa, com frequência, o

resultado da deposição de fácies de planície sobrepostas a fácies de calha. Porém, alguns autores também associam esta sequência a registros estratigráficos típicos de cursos d'água com padrão transicional entre o entrelaçado e o meandrante (MCGOWEN e GARNER, 1970; MIALL, 1977; LEDDY *et al.*, 1993).

Já o registro sedimentar D5 apresenta uma sequência de fácies mais complexa, marcada por variações granulométricas, matriciais e mineralógicas expressivas. Conforme os modelos de interpretação propostos pelos autores supracitados e aplicados em diversos outros estudos, como os realizados por Santos (2008), Magalhães Junior *et al.* (2011) e Barros (2012), as fácies rudáceas basais (D5.3 e D5.4) correspondem à antiga calha fluvial, enquanto as fácies superiores D5.1 e D5.2 apresentam elementos indicativos de barras de pontal e planície aluvial.

As mudanças na granulometria dos seixos existentes nas duas fácies basais, bem como a maior concentração de ferro (inclusive cimentação por óxidos), parecem indicar (i) um aumento na competência fluvial (DÍAZ-MOLINA, 1993; MIALL, 1995), ou (ii) mudanças no ambiente deposicional causadas por migração lateral (WOOD, 1989; NANSON, 1980), como uma mudança entre um segmento mais próximo das margens, no caso da fácies basal (D5.4), para um ambiente de sedimentação na linha de talvegue, onde há maior competência para o transporte de carga de leito. As mudanças entre as fácies superiores – compostas de matriz areno-argilosa e seixos imbricados – encontra-se, novamente, laterizada e concrecionada por minerais ferríferos. Interessante observar que tanto nas fácies basais rudáceas quanto na fácies superiores de finos, ocorre uma alternância entre camadas não-concrecionadas e concrecionadas, o que pode indicar mudanças nas áreas fontes e na liberação de minerais ferríferos (CHURCH e JONES, 1982; GOODWIN e ANDERSON, 1985) ou, ainda, nos ambientes de sedimentação, haja vista que a movimentação do nível freático *in situ* poderia, por si só, ser a responsável pelos concrecionamentos (MCFARLANE, 1976).

O registro deposicional D4, por sua vez, apresenta uma fácies basal rudácea, mal-selecionada, imbricada com argilominerais, sobreposta por duas fácies compostas de finos com seixos imersos, separadas por uma linha de pedras (*stone-line*). Esta sequência estratigráfica apresenta um grau de intemperismo com evidências de remobilização por movimentos de encosta tipicamente translacionais (*slides*), o que dificulta o reconhecimento de padrões fluviais pretéritos. Apesar disso, é possível inferir que a fácies basal rudácea apresenta granulometria suficiente para um comportamento hidrodinâmico como carga de leito (BLUCK, 1979; 1980), enquanto as demais fácies apresentam uma transição entre os

ambientes de barra de pontal, calha e proto-planície aluvial (MIALL, 1977; LEDDY *et al.*, 1993).

O registro deposicional D3, dada a sua proximidade do curso fluvial responsável pela sua gênese, bem como seu bom estado de preservação, permite relevantes deduções estratigráficas. Nas porções inferiores ocorre um nível basal rudáceo, que em função do diâmetro médio dos seixos, apresenta características típicas de calha fluvial, sotoposto por um nível deposional semelhante a ambientes de barras de pontal, onde prevalece matriz arenosa com seixos imersos. Na continuidade da sequência estratigráfica, ocorre outro nível rudáceo com transição para níveis arenosos quartzosos e hematíticos nas porções superiores. Esta variação, como é possível depreender da própria dinâmica atual, parece estar relacionada à migração lateral por meandramento e ao retorno da calha fluvial à posição anteriormente ocupada pelas barras de pontal. A variação mineralógica, dada a pouca diferença altimétrica existente entre o depósito e a calha fluvial atual, dificilmente poderia ser correlacionada a capturas fluviais e a consequentes mudanças nas áreas-fontes. Sendo assim, parece coerente que a diversidade litológica existente na área (DORR, 1969; CPRM, 2002), tanto vertical quanto horizontalmente, possa ter permitido a exumação de organizações mineralógicas e litológicas distintas dentro da própria bacia de drenagem, o que teria gerado mudanças abruptas no padrão dos sedimentos aluviais e seu consequente registro na organização estratigráfica.

Situado nas margens do atual curso fluvial do Ribeirão Mata Porcos, o registro deposicional D2 representa uma série de eventos contínuos de sedimentação areno-siltosa, que, ao contrário de todos os demais, estão estruturados em uma única organização faciológica. As estratificações plano-paralelas, juntamente com o grau de seleção de materiais finos e a morfologia aplainada no topo do registro, permitem inferir que se trata de uma planície aluvial recorrentemente inundada.

Por fim, o registro sedimentar D1, embora apresente características típicas de planície aluvial, como estratificações plano-paralelas e boa seleção de finos, exibe variações granulométricas e mineralógicas expressivas. No entanto, diferente dos registros estratigráficos D5 e D6, evidências como a morfologia preservada do atual depósito sedimentar, a grande quantidade de material argiloso e as estruturas plano-paralelas, não permitem inferir um ambiente de sedimentação diferente de planície aluvial, como barras de pontal ou depósitos de calha (BROWN, 1987; KNIGHT e SHIONO, 1996). Assim, as variações granulométricas e mineralógicas observadas parecem estar ligadas à sedimentação

episódica, bastante citada nas interpretações estratigráficas recentes (DOTT JR., 1983; CHEETMAN *et al*., 2010; LEIGH e WEBB, 2006), onde eventos de alta magnitude e baixa frequência imprimem importantes registros nos depósitos sedimentares. Desta forma, a fácies D.1.2, por exemplo, estaria relacionada a um evento desta natureza e não às mudanças na sedimentação causadas pela migração lateral do canal fluvial. Semelhantemente ao D2, este registro estratigráfico apresenta indícios de sedimentação contemporânea.

Todos os registros estratigráficos além dos depósitos D1 e D2, entendidos como depósitos de planícies aluviais, correspondem a paleoníveis deposicionais, segundo conceitos e nomenclaturas utilizados por Santos (2008), Magalhães Junior *et al.* (2010, 2011, 2012) e Barros (2012), no sentido de que não correspondem aos atuais níveis de sedimentação fluvial. É fundamental considerar que no sentido genético, os referidos paleoníveis deposiocionais corresponderiam a terraços fluviais escalonados, haja vista a existência de saprolito e, portanto, rocha intemperizada, e ausência de substrato sedimentar logo abaixo dos paleoníveis identificados (CHRISTOFOLETTI, 1981; SUGUIO e BIGARELLA,1979). No entanto, no sentido morfológico, com exceção do registro sedimentar D3, os demais não se enquadram na categoria de terraços fluviais escalonados *ipsis literis*, uma vez que não apresentam as duas morfologias típicas de terraços fluviais, a saber: a superfície plana (*tread*), que representa a superfície deposicional da planície original; e a escarpa (*scarp*) existente entre esta superfície a base do terraço (SUGUIO, 1998; LEOPOLD *et al.*, 1964; PAZZAGLIA, 2010; RITTER *et al.*, 2002).

### 6.4.2. O que revelam os atributos físicos, químicos e mineralógicos dos registros sedimentares?

Os dados obtidos através das análises laboratoriais forneceram elementos que podem auxiliar, e algumas vezes parecem confirmar, a reconstrução paleoambiental e estratigráfica propostas anteriormente.

Em termos físicos, três características se destacam: o maior percentual de cascalhos nos registros fluviais mais antigos e, paradoxalmente, o percentual ligeiramente superior da fração argila nos materiais finos (TFSA) destes mesmos depósitos. Somado a isto, destaca-se a grande variação vertical das frações texturais (argila, silte, areia e cascalho) em todos os depósitos.

O maior percentual de cascalhos demonstra, embora haja algumas variações internas, uma diminuição média da competência fluvial dos níveis deposicionais superiores para os níveis mais recentes. Tal fato fornece indícios de diminuição dos níveis de energia existentes no sistema fluvial, o que teria resultado em registros deposicionais com sedimentos de menor granulometria (LEOPOLD *et al.*, 1964; CHARLTON, 2007). Morfologicamente, a redução da energia cinética do sistema – causada, por exemplo, pela redução da diferença altimétrica entre canais fluviais e o nível de base regional ao longo do processo denudacional – atuaria no sentido de favorecer uma dissecação menos pronunciada do relevo e, consequentemente, a redução das amplitudes altimétricas (CHORLEY *et al*., 1984; HACK, 1973).

Neste sentido é relevante destacar que, no caso estudado, embora o grau de dissecação do relevo seja bastante alto, os registros sedimentares indicam, em termos relativos, uma redução granulométrica observável tanto em campo, quanto em laboratório. O que associaria a redução granulométrica dos registros sedimentares a uma diminuição da competência fluvial do Ribeirão Mata Porcos e alguns de seus tributários durante a parte mais recente do Quaternário. Assim, estas evidências suportariam a ocorrência de uma aproximação gradual do perfil de equilíbrio do Ribeirão Mata Porcos típica de estados geomorfológicos transitórios (ZAPROWSKI, 2001; AGUILLAR *et al*., 2011).

O segundo elemento de interpretação granulométrica, referente ao percentual ligeiramente superior de argila nas fácies grosseiras dos depósitos antigos parece complementar as evidências estratigráficas e morfológicas do retrabalhamento em vertente. Uma explicação para esta possível anomalia sedimentológica é a movimentação de argilominerais por circulação hídrica gravitacional gerada por processos pedogenéticos típicos de vertentes (SCHAETZL e ANDERSON, 2005; BREEMEN e BUURMAN, 2003). Assim, tendo em vista a localização em porções da vertente propícias ao transporte e acumulação de material coloidal, somado às características aparentemente incoerentes da TFSA dos depósitos, a presença destes argilominerais é semelhante aos processos de transporte em vertente, bastante comuns na região tropical. Principalmente quando se sabe que fácies sedimentares compostas por seixos são reflexos de sistemas de alta energia, onde dificilmente se aprisionam grãos da fração argila em proporções superiores àquelas fácies compostas predominantemente por finos (CATUNEANU, 2006). Em suma, numa escala de tempo posterior à deposição dos pacotes sedimentares de origem fluvial, fenômenos como o transporte lateral de argila (argiluviação) conjuntamente à alteração geoquímica e aos

evidentes processos de coluvionamento, podem ter sido responsáveis pelo retrabalhamento dos antigos depósitos.

O último elemento granulométrico, referente às variações verticais de cascalhos e classe texturais existente em todos os perfis, parece sustentar a existência dos mencionados eventos de sedimentação episódica, em que eventos raros de alta competência se sobrepõem estratigraficamente a eventos mais regulares de sedimentação de finos (CHEETMAN *et al*., 2010; LEIGH e WEBB, 2006). Estes eventos poderiam explicar, por exemplo, a variação dos atributos físicos e até químicos da planície aluvial holocênica (D1).

Dentre os dados de origem química, a eletropositividade da ampla maioria dos registros sedimentares é altamente relevante. Em geral, materiais siliciclásticos – como solos e sedimentos – apresentam cargas negativas quando ainda compostos por aluminossilicatos. Na medida em que as transformações geoquímicas de intemperismo e lixiviação ocorrem, os sistemas tendem à eletropositividade, como uma tendência natural como resultado da permanência de tectossilicatos ($SiO_2$) e óxidos ($Fe_2O_3$ e $Al_2O_3$) em detrimento da retirada de argilominerais do tipo 1:1 e 2:1 (WHITE, 2005). Com efeito, a eletropositividade dos sedimentos encontrados denota, essencialmente, o alto grau de transformação geoquímica a que estes materiais estiveram submetidos ao longo de sua história evolutiva. Os valores nulos de saturação por alumínio seguem complementando estas afirmações.

Os poucos registros com carga elétrica predominantemente negativa aparentam origens diversas. O depósito sedimentar D3 foi influenciado somente em sua sedimentação basal, ocasionada provavelmente pelo contato com o saprolito de filito, de caráter marcadamente argiloso. O registro D4, por sua vez, reflete o incremento de cargas negativas de argilominerais provenientes dos deslizamentos translacionais, já mencionados. Além destes registros sedimentares, somente a planície de inundação (D2) apresentou valor efetivamente associado à deposição de argilas por processos fluviais, haja vista sua posição destacada em relação às vertentes e impossibilidade de influências coluviais.

Os teores de matéria orgânica demonstram, por um lado, a baixa quantidade destes compostos nas organizações sedimentares e, por outro, um ligeiro aumento nos depósitos fluviais holocênicos, como era de se esperar (MIALL, 1995; SUGUIO e BIGARELLA, 1979).

Os dados da composição mineralógica, por sua vez, complementam as informações oriundas do campo e de outras análises laboratoriais. A presença majoritária de hematita em detrimento da goethita sugere que estes depósitos estejam em condições oxidantes, de

drenagem livre, principalmente o terraço escalonado preservado (D3), pois caso houvesse grande umidade haveria maior percentual relativo de goethita (TAN, 2011; THOMAS, 1994). Há ainda descontinuidades e inversões mineralógicas claras. Nesse sentido, a presença de gibbsita na base e sua ausência nas camadas superiores de alguns perfis demonstra uma inversão típica de estratificações, em que predominam na base materiais mais antigos e intemperizados geoquímicamente (SUGUIO, 1998; PAZZAGLIA, 2010), diferentemente do padrão eluvial (MILLS, 2005; GERRARD, 1992). As mudanças existentes entre os saprolitos e as camadas sobrepostas denotam, por sua vez, claras descontinuidades mineralógicas e reafirmam o caráter alóctone dos materiais.

Além disto, verifica-se um maior percentual de minerais provenientes, sobretudo, de rochas como filitos, onde há uma ocorrência expressiva de muscovita (LOBATO *et al*., 2005). A presença expressiva do quartzo, por outro lado, pode estar relacionada à sua maior resistência em detrimento de outros aluminossilicatos (TAN, 2011; CONKLIN JR., 2014).

### 6.4.2. Morfoestratigrafia, aloestratigrafia e algumas dificuldades no estabelecimento de correlações estratigráficas

Um dos procedimentos mais utilizados tanto no Brasil (MEIS *et al*., 1981; MOURA *et al*., 1991; MOURA, 2003), quanto no exterior (TOSI *et al*., 2009; HUGHES, 2010; AUCELLI *et al*., 2011) para a investigação das relações morfologia e depósitos Neoquaternários têm sido a morfoestratigrafia. A partir das conexões genéticas existentes entre as feições geomorfológicas e os registros sedimentares a ela associados, conforme as ressalvas estabelecidas por Meis e Moura (1984), importantes considerações da evolução do modelado podem ser inferidas.

No caso dos vales principais analisados, podem ser distinguidos coerentemente três compartimentos morfoestratigráficos: (i) planícies de inundação, (ii) terraço fluvial e (iii) rampas de colúvio.

As planícies de inundação (D1 e D2), já mencionadas, além da composição sedimentológica individualizável, composta essencialmente por material areno-siltoso, representam um cronossequência holocênica identificada pela superfície topográfica aplainada. Embora descontínuos espacialmente (Fig. 4), estes depósitos não deixam de representar compartimentos morfoestratigráficos interconectados, podendo ser compreendidos

como uma única unidade morfoestratigráfica, assim como realizado por Corrêa e Silva (2005).

O terraço fluvial (D3) representa o único compartimento morfoestratigráfico de origem fluvial anterior ao Holoceno que preserva tanto a sua morfologia característica (*scarp* e *tread*), quanto as estruturas de acamamento. No entanto, sua individualização é restrita a poucos metros das margens do Córrego das Almas, onde, a partir da média-baixa vertente se interdigita com o material elúvio-colúvial que compõem as rampas de colúvio (Fig. 3). Este padrão de sequências aluviais, alúvio-coluviais, coluviais e eluviais, a partir dos canais de drenagem em direção aos topos, têm sido recorrente em diversos estudos sobre as relações morfoestratigráficas dos domínios tropicais influenciados por fatores tectônico-estruturais (MOURA e MEIS, 1986; MOURA *et al*., 1991; COELHO-NETTO, 2003), estando também intimamente relacionadas às mudanças de processos de erosão, transporte e sedimentação controlados pelo relevo (SELBY, 1982; BRUNSDEN, 1993; SANTOS, 2008).

Apesar de possuírem registros sedimentares de origem fluvial em média e alta vertente (D4, D5 e D6), os vales do Ribeirão Mata Porcos se comportam geomorfologicamente como rampas de colúvio, ou *complexos de rampa* (MEIS e MONTEIRO, 1979; MEIS *et al.*, 1981). Como constatado, todos estes registros, originalmente fluviais, possuem evidências de retrabalhamento por transporte em vertente, associado à presença de cicatrizes de deslizamento, altas declividades, má seleção de materiais, entre outros aspectos, o que permitem sua individualização como rampas de colúvio (MEIS e MONTEIRO, 1979; MOURA *et al*., 1991). Esta unidade morfoestratigráfica é a mais abrangente espacialmente, e engloba, em sua maioria, todos os segmentos geomorfológicos de vertente dos vales fluviais principais existentes além das pequenas faixas de planícies de inundação (D1 e D2) e do restrito terraço fluvial encontrado (D3).

Outra abordagem de correlação estratigráfica bastante utilizada é a aloestratigrafia, proposta na década de 1980 pela o Código Estratigráfico Norte-Americano (NACSN, 1983). Esta abordagem, voltada para eventos deposicionais do Neocenozoico, e bastante aplicada no Quaternário Superior, objetiva identificar registros sedimentares, mapeáveis, por meio de descontinuidades. Contudo, no caso dos registros deposicionais encontrados, as descontinuidades erosivas definidas por Moura e Mello (1991) e Moura *et al.* (1991) não foram reconhecidas, e seria, desta forma, imprudente estabelecer correlações aloestratigráficas no Ribeirão Mata Porcos.

Estudos deste gênero demandariam um levantamento ainda mais detalhado, que considerasse a presença de feições pedogenéticas (paleo-horizontes A) ou linhas de seixos, o reconhecimento detalhado das descontinuidades e continuidades laterais para o estabelecimento coerente de descontinuidades estratigráficas (NACSN, 1983; MARTINSEN *et al*., 1993). Dados estes problemas de identificação e a descontinuidade espacial dos depósitos, não é possível, ao menos neste trabalho, afirmar sobre a existência de aloformações de origem coluvial e aluvial dentro dos critérios estratigráficos utilizados no Brasil (CENE, 1986; ETCHEBEHERE, 2002; FETT JUNIOR, 2011) e no exterior (NACSN, 1983; BHATTACHARYA, 1991; MARTINSEN *et al*., 1993).

### 6.4.3. Morfogênese(s): suas causas e sua influência na elaboração dos registros sedimentares

Juntamente com as variáveis internas, os fatores climáticos e tectônicos são os maiores condicionantes das mudanças geomorfológicas de médio e longo-termo (TRICART e CAILLEUX, 1972; THOMAS, 1994; SUMMERFIELD, 2000; KELLER e PINTER, 2002). A identificação destas variáveis, no entanto, é bastante complexa e, muitas vezes, envolve abstrações e suposições meramente teóricas (DERBYSHIRE, 1973; BURBANK e ANDERSON, 2001). No Quadrilátero Ferrífero, as explicações neotectônicas têm se destacado em relação àquelas de cunho climático, com exceção de antigos trabalhos, como os realizados por Tricart (1961).

Assim, para a ampla maioria dos pesquisadores recentes, a evolução do relevo, as inversões da rede de drenagem e a elaboração de níveis deposicionais no Quadrilátero Ferrífero são controladas primordialmente pelas movimentações de antigas estruturas (falhas, fraturas e zonas de cisalhamento) herdadas do Proterozoico. Embora o fator climático esteja, em certa medida, indiretamente relacionado à geração de alguns importantes depósitos sedimentares, as comparações entre os registros fluviais dos principais vales pesquisados e as mudanças climáticas, registradas por variações polínicas, não permite uma correlação preponderante entre mudanças climáticas e morfogênese no Quadrilátero Ferrífero (BARROS, 2012; MAGALHÃES JUNIOR *et al*., 2011).

No caso do vale do Ribeirão Mata Porcos, três fatores podem estar relacionados, seja de forma individual – o que seria bastante improvável – ou interligados, e coexistentes, no tempo, a saber: o clima, a tectônica e a captura da rede de drenagem.

O clima regional apresenta uma tendência ao umedecimento, com elevação das temperaturas médias, desde a transição Plioceno-Pleistoceno, sendo interrompido por um período de maior aridez no Pleistoceno Médio (BARROS *et al*., 2011). Esta fase de umedecimento se assemelharia, portanto, ao período de captura do Ribeirão Mata Porcos pelo Rio das Velhas mencionado por Barbosa (1949), King (1956) e Barbosa e Rodrigues (1965).

No entanto, é reconhecido em diversas pesquisas (BUDEL, 1982; TWIDALE, 1983; THOMAS, 1989) que climas mais úmidos favorecem os processos de rebaixamento vertical do relevo (*downwearing*), sem o estabelecimento de formas que evidenciam encaixamentos da rede de drenagem, o transporte de material grosseiro e o intenso coluvionamento nas bordas dos vales, diferentemente do observado no Ribeirão Mata Porcos.

Neste caso, fatores como tectônica e capturas fluviais, permitem interpretações mais confiáveis e diretamente associadas. A existência de rocha intemperizada abaixo dos registros fluviais mais antigos (D3 a D6), e, portanto, de um passado geológico que indica encaixamento da rede de drenagem, sugere que estes depósitos sejam registros de soerguimentos causados por movimentações tectônicas recentes. Interpretações semelhantes para terraços fluviais escalonados no Quadrilátero Ferrífero foram aventadas por diversos autores (MAGALHÃES JUNIOR e SAADI, 1993; SANTOS, 2008; MAGALHÃES JUNIOR *et al*., 2012).

Além disso, a própria desestabilização das encostas dos vales, com o consequente coluvionamento de antigos registros deposicionais fluviais e a elaboração de cicatrizes de deslizamento, são elementos que compõem este quadro de instabilidade tectônica e, consequentemente geomorfológica, da paisagem regional. Em um sentido mais amplo, como já aventado em outro momento, os *inputs* de energia ocasionados pelos soerguimentos podem ter sido, inclusive, um dos elementos engatilhadores das capturas de drenagem, condicionadas justamente pelo Rio das Velhas, mais ativo, em direção ao Sinclinal Moeda.

De forma complementar, um dos elementos que podem estar associados aos coluvionamentos é o aumento de energia, em função do novo nível de base, mais rebaixado. A partir desse novo comportamento energético, a rede de drenagem responde como os ossos do corpo humano, transmitindo para a bacia de drenagem uma nova condição de equilíbrio, com consequente esculturação dos vales fluviais (CHORLEY *et al*., 1984; PRINCE *et al*., 2011; PEDERSON e TRESSLER, 2012).

Nestes casos, mais do que individualizar quais destes elementos causais podem explicar a dissecação dos vales, é fundamental considerar que a atuação conjunta deles é

suficiente para permitir o rejuvenescimento das formas de relevo e a geração de uma condição de desequilíbrio. Desta forma, a condição de desequilíbrio, verificada pelos sucessivos paleoníveis deposicionais escalonados e coluvionamentos na baixa vertente, não é condizente, conforme esclarece Erhart (1955), com um período isento de atividades tectônicas e oscilações climáticas (*biostasia*), mas sim de intenso desequilíbrio (*resistasia*), mesmo considerando-se a tendência de umedecimento e aquecimento existente no Quaternário regional.

Este fato permite, ao menos em parte, supor que fatores como tectônica e reorganização da drenagem, por capturas fluviais sejam, relativamente, mais atuantes na elaboração do relevo durante a maior parte do Quaternário local, enquanto o fator climático seja bem menos significativo.

### 6.3.4. Cronologia dos eventos de sedimentação: uma aproximação

A variabilidade e a complexa história evolutiva do Sinclinal Moeda tornam o estabelecimento de idades relativas para os eventos de sedimentação e dissecação do Ribeirão Mata Porcos, uma tarefa bastante complexa. Entretanto, algumas aproximações podem ser empreendias, considerando-se, obviamente, as limitações acima descritas e o auxílio proveniente das datações estabelecidas na literatura. Embora cada vez menos usuais, geralmente em razão da necessidade de dados de datação absoluta, o estabelecimento de datações relativas é uma prática historicamente relevante na Geomorfologia (BECKINSALE e CHORLEY, 1991; WATCHMAN e TWIDALE, 2002). Recentemente, diversos trabalhos que estabeleceram idades relativas têm sido confirmados por datações absolutas e servido até mesmo como critério de ajuste às últimas (BARROS, 2012; MAGALHÃES JUNIOR *et al*., 2012).

O mais antigo registro sedimentar Neocenozoico preservado no Ribeirão Mata Porcos refere-se aos depósitos de preenchimento de grábens por meio de movimentos de massa de perfis pré-intemperizados de filitos do Grupo Piracicaba (VARAJÃO *et al.* 2001a; SANTOS, 2003). Estes depósitos datados de idade Miocênica a Pliocênica (LOBATO *et al*., 2005), hoje localizados no topo do interflúvio norte, representam fortes evidências à favor de uma inversão do relevo, tendo em vista que a acumulação de sedimentos ocorre essencialmente nas porções rebaixadas do relevo, e não em superfícies somitais (COELHO-NETTO, 2003; MOURA *et al*., 1991). Assim, estabelece-se a hipótese de que tenha ocorrido, de fato, uma

intensa reorientação da rede de drenagem e, como consequência, a mudança dos fluxos hidrossedimentológicos de parte significativa da bacia, hoje com direção predominantemente SE.

Como o desenvolvimento do Ribeirão Mata Porcos encontra-se intimamente relacionado à evolução do Rio das Velhas, cabe mencionar que Barbosa (1949), King (1956) e Barbosa e Rodrigues (1965), baseados em datações relativas e evidências morfológicas de campo, propuseram um modelo de evolução regional pós-Pliocênico a partir da escavação do Anticlinal Rio das Velhas. De forma semelhante, os trabalhos de Valadão (1998), Valadão e Silveira (1992) e Bacellar (2000) sustentam que a morfologia atual do Vale do Rio das Velhas possui seus registros mais antigos preservados a partir do Pleistoceno Superior, confirmando, mesmo que indiretamente, o período cronológico estabelecido por Barbosa (1949) e King (1956).

Assim, após um extenso nível de aplainamento Terciário do Brasil de Sudeste (1020-1040 m), que corresponderia à Superfície Sul-Americana proposta por King (1956), um soerguimento regional, associado a um período climático mais úmido, teria favorecido o entalhamento deste patamar e a esculturação do atual Vale do Rio das Velhas (VALADÃO, 1998). Provavelmente ligado a esta esculturação no Pleistoceno Superior, o Rio das Velhas teria expandido os seus tributários, permitindo a captura da drenagem daquela porção do Sinclinal Moeda, hoje condizente à bacia do Ribeirão Mata Porcos (BARBOSA, 1949; KING, 1956; BARBOSA e RODRIGUES, 1965).

A partir deste período geológico, o novo nível de base traria a energia necessária para a ocorrência de altas taxas de encaixamento e denudação, assim como a expansão da rede de drenagem, anteriormente endorreica (BARBOSA, 1949), em direção às porções mais distantes da garganta epigênica (*water-gap*). Não obstante, além de controlados pelo novo nível de base representado pelo Rio das Velhas, influências tectônico-estruturais tanto no Sinclinal como nas porções do Quadrilátero Ferrífero drenadas pelo Rio das Velhas, influenciariam sua história evolutiva (LIPSKI, 2002; SANTOS, 2003). Desta forma, oscilando momentos de encaixamento e migrações laterais, o, originalmente, terraço fluvial escalonado D6 foi possivelmente elaborado entre o Pleistoceno Superior e o Pleistoceno Médio, com forte influência da reorientação da drenagem promovida pelo Rio das Velhas, como pode ser verificado no diâmetro relativamente expressivo de seus seixos basais anteriormente associados à sua carga de leito.

Durante um intervalo relativamente extenso, entre este último evento e o Pleistoceno Médio a Inferior, prevaleceu um longo período denudacional, em que se houve a formação de registros sedimentares fluviais, estes foram posteriormente removidos. Possivelmente, durante este intervalo, a maior parte do Sinclinal Moeda esteve sob um intenso processo de reafeiçoamento de suas vertentes, refletindo em suas formas, o processo contínuo de busca pelo seu equilíbrio geomorfológico.

A transição do Pleistoceno Médio para o Pleistoceno Inferior corresponderia à época de formação dos terraços escalonados D5 e D4. Como nenhum destes depósitos aluviais possui correspondência em ambas as margens e a ocorrência destes é extremamente restrita é possível que não se tenha formado um nível de sedimentação contínuo ao longo do vale, de maneira semelhante à atual planície de inundação.

Em seguida, em uma última fase de encaixamento fluvial reconhecível, ocorreria a formação do terraço escalonado D3, com variações granulométricas e mineralógicas expressivas, realçando a complexidade da dinâmica hidrossedimentológica regional. Dada a sua pequena distância em relação à calha, é coerente que sua sedimentação tenha ocorrido somente nos fins do Pleistoceno Inferior. Em função de sua relativa juventude, este terraço preservou, em detrimento de seus predecessores, a maioria das suas estruturas sedimentares.

Finalmente, durante parte significativa do Holoceno, pequenos fragmentos próximos à rede de drenagem principal, formariam, a partir da deposição ocasional de sedimentos, os níveis deposicionais fluviais mais recentes, caracterizando, assim, as planícies de inundação do atual vale do Ribeirão Mata Porcos.

# 7. SEMELHANÇAS E DISSEMELHANÇAS NA MULTIESCALARIDADE: A BACIA HIDROGRÁFICA, OS VALES PRINCIPAIS E AS BACIAS DE CABECEIRA REVISITADOS

> *Os geólogos tiveram o seu peneplano; os ecologistas visualizaram um clímax auto-perpetuável; os pedólogos propuseram um perfil de solo completamente maduro, que eventualmente perderia todos os traços de sua origem geológica e se tornaria uma espécie de organismo auto-equilibrado. Parece que todo Darwinismo social, e todos os modelos construídos pelos economistas do século dezenove, foram também baseados em um lento desenvolvimento em direção a algum tipo de equilíbrio social. Eu acredito que há uma evidência em todos estes campos de que os sistemas são abertos, não fechados, e que provavelmente não exista uma tendência consistente em direção a um equilíbrio. Ao contrário, no presente estado de nosso conhecimento e habilidade racional, devemos pensar em termos de uma massiva incerteza, flexibilidade e ajustamento.*
>
> Hugh M. Raup (1964)

Este capítulo discute, de maneira conjunta, os resultados oriundos dos capítulos precedentes. Em um primeiro momento, aborda as conexões existentes entre os vales fluviais e as bacias de cabeceira, suas potencialidades e limitações. Posteriormente, apresenta as concordâncias geomorfológicas entre estes elementos. Na última parte são feitas algumas reflexões sobre as teorias do equilíbrio geomorfológico e a característica de instabilidade inerente à bacia do Ribeirão Mata Porcos.

### 7.1.1. Os agregados que compõem a cobertura pedológica são iguais aos dos depósitos fluviais?

A bacia hidrográfica, segundo vários pesquisadores, pode ser compreendida, em termos relativos, como uma espécie de bacia sedimentar do Quaternário, sobretudo do Holoceno, pelo fato de ser o *lócus* dos registros fluviais de eventos morfogenéticos relevantes, tornando possível a tarefa de reconstrução paleoambiental (MEIS e MOURA, 1979; THOMAS, 1994; TUNDISI e MATSUMURA, 1995). Entretanto a literatura esclarece que as características dos depósitos aluviais dos vales principais são, de uma forma geral, consideravelmente distintas das coberturas pedológicas de suas áreas-fonte, compostas essencialmente por bacias de cabeceira (BENDA e DUNNE, 1987; MONTGOMERY e FOUFOULA-GEORGIOU, 1993).

No caso da bacia hidrográfica do Ribeirão Mata Porcos, os registros deposicionais fluviais demonstram um predomínio muito superior das frações mais grossas – cascalho e areia grossa – em comparação ao percentual originalmente encontrado nas vertentes. Segundo Benda e Dunne (1997), Gregory *et al*. (1991) e Schumm (1977), a própria dinâmica hidrossedimentológica promove o selecionamento destes materiais, permitindo, por um lado, a deposição ocasional das frações areia e cascalho em barras de pontal e leitos, e, por outro, a deposição de finos em planícies por meio de inundações.

A restrição ao transbordamento fluvial gerado pelo confinamento das vertentes do vale, somado à alta energia dos cursos d'água, reduz consideravelmente os eventos de sedimentação mais fina, típicos de planícies de inundação (PICKUP, 1991; MARRIOTTI, 1996). Tal situação justificaria, ao menos em parte, o grau de seleção predominantemente grosso no caso investigado, e, explicaria, também em termos relativos, a redução proporcional de frações mais argilosas nos registros, haja vista que a deposição de material coloidal acontece em estado próximo à decantação (MARRIOTT, 2004; NANSON e CROKE, 1992), o que só ocorreria na existência de ambientes deposicionais mais aplanados, como, por exemplo, no Complexo do Bação, ou até mesmo em porções mais distais do Rio das Velhas (BARROS, 2012; MAGALHÃES JUNIOR, 2011).

Por outro lado, a presença expressiva de determinados minerais, como o quartzo, em detrimento de outros mais abundantes nas coberturas, como muscovita e caulinita, complementa as observações granulométricas feitas anteriormente. Este fato levanta a hipótese, usualmente aventada, da maior resistência dos tectossilicatos – como o quartzo – em detrimento de outros aluminossilicatos (TAN, 2011; CONKLIN JR., 2014) e sua subsequente preservação nos registros sedimentares ao longo do tempo, aumentando, assim, o percentual relativo destes minerais (MIALL, 1985; 2006).

Contudo, a despeito da seleção dos materiais, a comparação entre os aspectos mineralógicos dos depósitos fluviais e das coberturas pedológicas lança nova luz sobre as conexões existentes entre estes elementos.

A predominância de sílica, óxidos de ferro, caulinita e muscovita nos depósitos fluviais reflete a composição química da cobertura pedológica de todas as bacias pesquisadas, caracterizando-as como as principais fornecedoras de sedimentos. Neste sentido, uma das hipóteses condutoras deste trabalho, sobre a existência de possíveis conexões sedimentológicas entre os vales fluviais principais e as bacias de cabeceira do seu entorno, é confirmada.

Apesar da ocorrência de minerais existentes em todas as bacias de cabeceira, verifica-se a preponderância da mineralogia das coberturas dos filitos hematíticos na maioria dos registros sedimentares encontrados. Desta forma, as coberturas pedológicas desenvolvidas a partir desta rocha corresponderiam às áreas-fonte mais significativas, confirmando, uma série de estudos que demonstram a maior erodibilidade deste material de origem e seus compostos no Sinclinal Moeda (SALGADO *et al*., 2006; SALGADO *et al*., 2007; VARAJÃO *et al*., 2009). Isto reafirma, indiretamente, a preservação das litologias mais resistentes, localizadas nas abas leste e oeste do megassinclinal, de forma oposta ao rebaixamento da porção central, composta predominantemente por filitos, mais tenros aos processos denudacionais.

Em síntese: é factível afirmar que os registros deposicionais fluviais sejam compostos, essencialmente, por (i) materiais advindos das bacias de cabeceira à qual se encontram interligados, sem, contudo, (ii) manter o mesmo padrão granulométrico e mineralógico daquelas, em função da seleção por processos fluviais e geoquímicos comuns à hidrossedimentologia.

### 7.1.2. Concordâncias geomorfológicas referentes à instabilidade e estados transitórios

Além das características sedimentológicas, os elementos (CHRISTOFOLETTI, 1999), sistemas (VIANELLO *et al*., 2009; NICKOLOTSKY e PAVLOWSKY, 2007), ou objetos de estudos utilizados nesta pesquisa, apresentaram em sua quase totalidade características morfológicas relacionáveis. Vertentes declivosas, terraços escalonados, evidências de rearranjo da drenagem, capturas fluviais, dissecação de cabeceiras de drenagem e frentes de alteração geoquímica remontante são aspectos que denotam ajustes dinâmicos das variáveis que compõem os sistemas geomorfológicos investigados.

Causas externas, também denominadas variáveis extrínsecas (SCHUMM, 1977; 1981), como as influências tectônico-estruturais e a captura do Ribeirão Mata Porcos pelo Rio das Velhas, parecem ter fomentado ao longo do Quaternário uma série de respostas morfológicas a estas perturbações. Estas respostas apresentam duas características: uma geral, de desequilíbrio, e outra, variável, referente à busca por novas condições de equilíbrio.

Esta dicotomia, desequilíbrio-equilíbrio, inerente aos sistemas que compõem o Ribeirão Mata Porcos, denotam primordialmente a existência de um estado geomorfológico transitório, de ajustamento, onde as diversas escalas componentes se modificam em função de

outros sistemas vizinhos em que há troca de matéria – água, minerais e compostos solúveis – e energia – gravitacional e cinética.

Assim, as mudanças no nível de base do Ribeirão Mata Porcos, por exemplo, acarretariam o encaixamento dos cursos fluviais de hierarquia mais elevada, seguido pela continuidade remontante deste processo. Com efeito, não apenas os vales se modificaram, mas também as vertentes e as coberturas pedológicas drenadas por canais de hierarquia inferior, componentes das bacias de cabeceira. Efetivava-se um complexo de formas, processos e depósitos que atuariam desde a escala de bacia até a escala de vertente, do Pleistoceno ao Holoceno, confirmando, assim, outra hipótese aventada no início desta pesquisa: a conexão geomorfológica entre bacias de cabeceira e vales principais na elaboração do relevo.

### 7.3. Estado de equilíbrio ou múltiplos estados de equilibro?

Se os sistemas geomorfológicos se ajustassem de forma determinística, qualquer modificação em uma das variáveis externas – como o clima, a tectônica ou capturas – geraria sempre as mesmas respostas em qualquer ambiente, em qualquer lugar do mundo (RENWICK, 1992; KENNEDY, 1992). No entanto, a situação real envolve um alto grau de aleatoriedade e não-linearidade dos processos, assim como foi possível constatar na relação entre bacias de cabeceira e vales principais no Ribeirão Mata Porcos.

O processo de dissecação, ou "rejuvenescimento" do relevo (DAVIS, 1899), não implicou numa relação linear de predomínio da morfogênese em detrimento da pedogênese, ou "rejuvenescimento", da cobertura pedológica na escala de vertente, muito embora as coberturas sejam pouco desenvolvidas em sua maioria. Pelo contrário, a dissecação parece ter permitido o desencadeamento de condições hidroquímicas, que geraram uma frente de transformação geoquímica das coberturas, demonstrando o caráter não-linear e, portanto, não determinístico dos sistemas envolvidos. Dito de outro modo, as respostas de determinados componentes do sistema geomorfológico às perturbações externas – como, por exemplo, o encaixamento do sistema fluvial – ocasionou um tipo de resposta no nível freático, que por sua vez se comportou de forma diferenciada em função de outras condições iniciais – como a litologia e a cobertura pedológica anterior –, gerando, por fim, múltiplas morfologias de resposta a um mesmo pulso inicial.

Feitas estas considerações, e tendo em mente a tradição marcante das teorias que postulam a existência de uma busca única por equilíbrio, e de forma irreversível – como colocaram Davis (1899), Penck (1953), e King (1956) – é importante retomar a pergunta-título deste tópico, levantada no início da década de 1990 por Phillips (1992): Há uma tendência a um estado de equilíbrio ou a múltiplos estados de equilibro?

Com base nos casos analisados, a resposta, por mais inconclusiva que se pareça, é a de que ambas ocorrem conjuntamente. Ao mesmo tempo em que há uma tendência ao estado de equilíbrio de uma forma geral – jamais atingida no Ribeirão Mata Porcos e em nenhum outro sistema geomorfológico de meso-escala no mundo (PHILLIPS, 2006; HOOKE, 2007) – há, igualmente, diversos estados de equilíbrio apropriados às escalas e componentes do sistema. Assim, embora haja uma perceptível tendência de aproximação de um estado de equilíbrio – verificado pelo aprofundamento das coberturas, diminuição da dissecação e da granulometria dos terraços fluviais na escala da bacia hidrográfica –, cada bacia de cabeceira está conduzida, e conduzindo, seu próprio estado de equilíbrio, sustentando a hipótese, atualmente em voga, de tendências a múltiplos estados de equilíbrio (HUGGETT, 2007a; KENNEDY, 1992).

Finalmente, duas importantes reflexões podem ser estabelecidas.

Uma, segundo o qual as condições de equilíbrio só ocorrem em determinadas escalas componentes do sistema, como, por exemplo, na escala microscópica ou, no máximo, na escala de vertente (RHOADS, 1992; SCHEIDEGGER, 1992), como ocorrem em alguns latossolos (PHILLIPS, 2005).

E, a segunda, de abrangência mais significativa para o caso em questão, postula que as bacias de cabeceira, os vales fluviais principais e as suas variáveis componentes ao se modificarem de forma distintas dão origem, quase sempre, a relevos poligenéticos (HUGGETT, 2007a; CHURCH, 1996).

Como consequência, a partir destas premissas teóricas e os dados empíricos estabelecidos neste trabalho, é coerente afirmar que se há uma gênese conjunta entre eles o elementos componentes do Ribeirão Mata Porcos, esta se processou de forma variada no tempo (ao longo do Quaternário) e no espaço (morfolgicamente entre vales e cabeceiras), caracterizando, assim, uma evolução geomorfológica eminentemente poligenética.

# 8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

> *O jogo da ciência é, em princípio, sem fim. Quem decida um dia que as afirmações científicas não precisam de nenhum outro tipo de teste, e que elas podem ser consideradas como definitivamente verificadas, retira-se do jogo.*
>
> Karl R. Popper (1902-1994)

---

De uma forma sintética, os dados e reflexões provenientes das análises multiescalares desenvolvidas ao longo desta pesquisa permitem estabelecer dois tipos de considerações: (i) uma, que se refere exclusivamente aos resultados; e (ii) outra, sobre a aplicabilidade e as limitações existentes na abordagem multiescalar.

Em relação aos primeiros, foram encontrados resultados relevantes em cada uma das escalas de análise.

Na bacia hidrográfica do Ribeirão Mata Porcos foram encontradas evidências de (1) ondas de incisão e expansão remontante da rede de drenagem possivelmente relacionadas à captura fluvial pelo Rio das Velhas, em associação a causas tectônico-estruturais; (2) evidências de capturas fluviais de alguns eixos de drenagem no Sinclinal Moeda, seja por decapitação (*beheading*), pirateamento das águas subsuperficiais do Rio do Peixe, ou captura fluvial *sensu strictu*; (3) há uma migração preferencial da drenagem em direção a leste (E), provavelmente relacionada à inclinação por basculamento de blocos estruturais e/ou pela ocorrência da captura fluvial pelo Rio das Velhas.

Nas bacias de cabeceira analisadas ressaltam-se as evidências de (4) uma organização inversa àquela comumente estabelecida na literatura, isto é, sinalizações claras de que as coberturas, em geral, são mais desenvolvidas da média para a baixa vertente. Com o consequente encaixamento da rede de drenagem houve a formação de frentes remontantes de alteração geoquímica que se interagiram de maneira diferenciada, (5) transformando-as em coberturas ainda mais desenvolvidas, promovendo pedogênese, ou (6) removendo-as, em um comportamento tipicamente morfogenético.

Nos vales fluviais principais, os registros deposicionais encontrados evidenciam a (7) existência de dois níveis de deposição atual, outro nível referente a um terraço escalonado preservado e outros três níveis correspondentes a terraços previamente escalonados e retrabalhados por processos de vertente. De um modo geral, (8) a elaboração destes terraços deve ter sofrido influências tanto tectônico-estrutural quanto da captura fluvial. A cronologia

relativa dos eventos de sedimentação indica (9) uma origem entre o Pleistoceno Superior e o Pleistoceno Médio para o registro mais antigo (D6); a transição do Pleistoceno Médio para o Pleistoceno Inferior para os terraços escalonados D5 e D4; a elaboração do paleonível D3 ocorreria, por sua vez, nos fins do Pleistoceno Inferior; seguido no Holoceno pela conformação dos atuais níveis de sedimentação (D2 e D1).

A aplicação da multiescalaridade nesta dissertação tornou possível reconhecer também (10) a existência de um quadro de instabilidade geomorfológica que se manifesta distintamente em cada uma das escalas de análise; e que estas escalas apresentam (11) respostas específicas à mesma desorganização inicial, demonstrando a existência de estados geomorfológicos complexos e largamente distintos entre si.

Desta forma, a análise integrada de todos estes elementos funcionou como uma ponte de informações relacionáveis, onde cada parte apresentou variáveis específicas em suas escalas, mas conectadas umas às outras. Caso a investigação houvesse partido da análise de apenas um destes elementos, sejam os vales ou as bacias de cabeceira, estas conexões não seriam encontradas. Este procedimento teórico-metodológico tornou-se, portanto, um componente essencial à análise e ao entendimento das mudanças geomorfológicas quaternárias do Ribeirão Mata Porcos, sua espacialidade e variabilidade.

Sobre as limitações encontradas, tanto na área de estudos quanto na proposta de análise multiescalar, ressalta-se a pequena quantidade de registros deposicionais fluviais, muitos em baixo estado de preservação, o que pode ter levado a uma redução significativa das evidências sobre as conexões geomorfológicas realmente existentes. Igualmente, a focalização em sistemas, sejam bacias hidrográficas ou bacias de cabeceira específicas, pode ter reduzido e, portanto, limitado, o olhar sobre informações valiosas presentes em sistemas vizinhos que contribuiriam ao entendimento dos eventos geomorfológicos.

Consequentemente, há que se reconhecer a necessidade de reaplicações em outras áreas para um estabelecimento mais profundo das potencialidades e limitações teórico-metodológicas existentes.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS


AGUILLAR, G., RIQUELME, R., MARTINOD, J., DARROZES, J., MAIRE, E. Variability in erosion rates related to the state of landscape transience in the semi-arid Chilean Andes. **Earth Surface Processes and Landforms** 36, 13, 1736–1748, 2011.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton de São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências** 7, 4, 349-364, 1977.

ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S. Transamazonian orogeny in the São Francisco craton, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research** 90, 29–58, 1998.

AMATO, A.; AUCELLI, P.P.C.; CINQUE, A. The long-term denudation rate in the Southern Apennines Chain (Italy): a GIS-aided estimation of the rock volumes eroded since middle Pleistocene time. **Quaternary International** 101–102, 3–11, 2003.

ANDERSON, P. W. More is Different. Broken Symmetry and the Nature of the Hierarquical Structure of Science. **Science** 177, 1972.

ANTÓN, L., DE VICENTE, G., MUÑOZ-MARTÍN, A., STOKES, M. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). **Geomorphology** http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.028, 1-12, 2013.

ARAUJO, A.G.M.; NEVES, W.A.; PILÓ, L.B.; ATUI, J.P.V. Holocene dryness and human occupation in Brazil during the "Archaic Gap". **Quaternary Research** 64, 298-307, 2005.

ATTAL, M., TUCKER, G. E., WHITTAKER, A. C., COWIE, P. A., ROBERTS, G. P. Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment. **J. Geophys. Res**. 113, F03013, 2008.

AUCELLI, P.; AMATO, V.; CESARANO, M.; PAPPONE, G.; ROSSKOPF, C.; ERMOLLI, E.; SCARCIGLIA, F. New morphostratigraphic and chronological constraints for the Quaternary paleosurfaces of the Molise Apennine (southern Italy). **Geologica Carpathica** 62, 1, 17–26, 2011.

BABINSKI M.; CHEMALE, F. JR.; SCHUMUS, W. R. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup Carbonate Rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Precambrian Research** 72, 235-245, 1995.

BACELLAR, L.A.P. **Condicionantes Geológicos, Geomorfológicos e Geotécnicos dos Mecanismos de Voçorocamento na Bacia do Rio Maracujá, Ouro Preto, MG**. Tese. (Doutorado em Engenharia Civil) – COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2000.

BALTAZAR, O.F. ZUCCHETTI, M. Lithofacies Associations and Structural Evolution of the Archean Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. **Ore Geology Reviews** 32, 471–499, 2007.

BARBOSA, O. **Resumo da Geologia de Minas Gerais**. Belo Horizonte, B.DSGG/MG, 3, 40p, 1934.

BARBOSA, O. Contribuição à geologia do centro de Minas Gerais. **Mineração e Metalurgia** 14, 79, 3-19, 1949.

BARBOSA, G.V.; RODRIGUES, D.M.S. O Quadrilátero Ferrífero e seus Problemas Geomorfológicos. **Boletim. Mineiro de Geografia** 10/11, 3-35, 1965.

BARBOSA, G.V. Superfícies de Erosão no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Rev. Bras. Geoc.** 10, 1, 89-101, 1980.

BARROS, L. F. P.; LAVARINI, C.; LIMA, L. S.; MAGALHÃES JR., A. P. Síntese dos Cenários Paleobioclimáticos do Quaternário Tardio em Minas Gerais/Sudeste do Brasil. **Soc. e Natureza** 3, 371-186, 2011.

BARROS, L. F. P. **Eventos sedimentares do Quaternário e evolução morfodinâmica do Vale do Rio Conceição - Quadrilátero Ferrífero/MG.** Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2012.

BAKER, V. R.; PYNE, S. G. K. Gilbert and Modern Geomorphology. **Am J. Science**, 1, 1978.

BECKINSALE, R. P.; CHORLEY, R. J. **The history of the study of landforms** or the development of geomorphology: Vol. 3. Londres: Routledge, 1991.

BEGIN, Z. B., SCHUMM, S. A., MEYER, D. F. Knickpoint Migration due to Baselevel Lowering. **Journal of the Waterway Port Coastal and Ocean Division** 106, 3, 369-388, 1982.

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

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

BENDA, L.; DUNNE, T. Stochastic Forcing of Sediment Supply to Channel Networks From LandSliding and Debris Flow. **Water Resources Research** 33, 12, 2849- 2863, 1997.

BENDIX, J. Fluvial Adjustments on varied timescales in Bear Creek Arroyo, Utah, USA. **Geomorphology** 36, 141-163, 1992.

BENITES, V. M. **Caracterização de solos e de substâncias húmicas em áreas de vegetação rupestre de altitude**. Dissertação (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa – MG, 71p, 2001.

BENNETT, R. J.; CHORLEY, A. **Environmental Systems**: Philosphy, Analysis and Control. Londres: Methuen, 1978.

BERNARDI, A.V. “Mudstones” do Quadrilátero Ferrífero: possíveis produtos de intemperismo de rochas ígneas mesozoicas. Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação (Mestrado), Belo Horizonte, 35p, 1992.

BERTALANFFY, L. V. **Teoria Geral dos Sistemas**. Petrópolis: Vozes, 1973.

BHATTACHARYA, J. Regional to sub-regional facies architecture of river-dominated deltas, Upper Cretaceous Dunvegan Formation, Alberta subsurface. In: MIALL, A.D.; TYLER, N. (Orgs.) **The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery**. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Conc. Sediment. Paleont 3, 189-206, 1991.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia** 16/17, 117-152, 1965.

BIRKELAND, P.W. Soil-geomorphic research - a selective overview. **Geomorphology** 3, 207- 224, 1990.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Prog. Phys. Geogr**. 19, 449–473, 1995.

BISHOP, P. Long-Term Landscape Evolution: Linking Tectonics and Surface Processes. **Earth Sur. Proc. Land**. 32, 329-365, 2007.

BLEICHMAR, D. The Geography of observation: distance and visibility in eighteenth century botanical travel. In: DASTON, L.; LUNBECK, E. **Histories of Scientific Observation**. Chicago: University of Chicago Press, 2011.

BLUCK, B. J. Structure of Coarse Grained Braided Stream Alluvium. **Trans R Soc Edin**. 70, 181-221, 1979.

BLUCK, B. J. Structure, Generation, and Preservation of Upward Fining, Braided Stream Cycles in the Old Red Sandstone of Scotland. **Trans R Soc Edin.** 71, 29-46, 1980.

BOCQUIER, G. **Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad: Interprétation biogeodynamique**. Paris: Memóire ORSTOM, 1973.

BOULET, R. **Toposéquences de sols tropicaux en Haute Volta. Équilibre et déséquilibre pédobioclimatique**. Paris, Université du Strasbourg . (Tese de Doutorado), 85p , 1976.

BOULET, R.; HUMBEL, F. X.; LUCAS, Y. Analyse Structurale et Pédologie I. Prise em compte de l’organisation Bidimensionnelle de la Couverture Pédologique: les Études de Toposéquences et Leurs Principaux Apports à la Connaissance des Sols**. Cahiers ORSTOM**, 19, 4, 309-322, 1982.

BOWMAN, I. A Typical Case of Stream-Capture in Michigan. **The Journal of Geology** 12, 4, 326-334, 1904.

BREEMEN, N. V.; BUURMAN, P. **Soil formation**. Londres: Kluwer Academic Publishers, 2a Ed., 2003.

BREMER, H. Etchplanation, Review and Comments of Budel's model, **Zeitschrift fur Geomorphologie N.F. Supplementband** 92, 189–200, 1993.

BRISTOW, C. S.; BEST, J. L. Braided Rivers: Perspectives and Problems. In: BRISTOW, C. S.; BEST, J. L. (Orgs.) **Braided Rivers**. Londres: Geological Society of London Special Publication 75, 1-11, 1993.

BROWN, A.G. Holocene floodplain sedimentation and channel response of the lower River Severn, **Zeitschrift fur Geomorphologie NF** 31, 293–310, 1987.

BRUNSDEN, D. The Persistence of Landform. **Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementban***,* 93, 13–28, 1993.

BRUNSDEN, D. Complex Response. In: GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**. Londres: Taylor & Francis Group, 2004.

BUDEL, J. **Climatic Geomorphology**. Princeton: Princeton University Press, 1982.

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

BUTLER, D. R.; WALSH, S. J. The application of remote sensing and geographic information systems in the study of geomorphology: An introduction. **Geomorphology** 21, 179-181, 1998.

CALVACHE, M. L., VISERAS, C. Long-Term Control Mechanisms of Stream Piracy Processes in Southeast Spain. **Earth Surface Processes and Landforms** 22, 93–105, 1997.

CARVALHO FILHO, A. **Solos e ambientes do Quadrilátero Ferrífero (MG) e Aptidão Silvicultural dos Tabuleiros Costeiros**. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Lavras, 2008.

CARVALHO FILHO, A.; CURI, N.; SHINZATO, E. Relações solo-paisagem no Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais. **Pesq. Agropec. Bras**. 45, 8, 903-916, 2010.

CASTRO, E.C.C.; FERREIRA, J.E. **Aspectos estratigráficos, sedimentares e estruturais dos sedimentos cenozóicos da borda leste do Quadrilátero Ferrífero entre Santa Rita Durão e Fonseca, Minas Gerais**. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Trabalho de Graduação, 49p, 1997.

CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Londres: Elsevier, 2006.

CHARLTON, R. O. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. Londres: Routledge, 1 Ed., 2007.

CHEETMAN, M. D.; BUSH, R. T.; KEENE, A. F.; ERSKINE, W. D. Nonsynchronous, episodic incision: Evidence of threshold exceedance and complex response as controls of terrace formation. **Geomorphology** 123, 3–4, 320–329, 2010.

CHEMALE JR. F., ROSIÈRE C. A., ENDO I. Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero. **Pesquisas em Geociências**, 18, 2, 104-127, 1991.

CHEMALE JR. F., ROSIÈRE C. A., ENDO I. The Tectonic Evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Prec. Res.,** v. 65, p. 25-64, 1994.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and General Systems Theory. **Geological Survey Professional Paper,** 500-B, 1962.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. **Physical Geography: a systems approach**. London: Prentice Hall, 1971.

CHORLEY, R. J.; BECKINSALE, R. P.; DUNN, A. J. **The History of the Study of Landforms or The Development of Geomorphology**. Londres: Methuen, 1973.

CHORLEY, R. J.; SCHUMM, S. A.; SUGDEN, D. E. **Geomorphology**. Ed. Methuen, 1984.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de Sistemas em Geografia**. São Paulo: Hucitec-Edusp, 1979.

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

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Büchler, 1999.

CHURCH, M.; JONES, D. Channel bars in gravel bed rivers. In: HEY, R.D.; BATHURST, J.C.; THORNE, C.R. (Orgs.) **Gravel-bed Rivers**. Chichester: Wiley, 1982.

CHURCH, M. Space, Time and the Mountain – How Do We Order What We See? In: RHOADS, B. L.; THORN, C. E. (Orgs.) **The Scientific Nature of Geomorphology**. West Sussex: John Wiley and Sons, 1996.

CLARKE, G.M. Central and southern Appalachian water and wind gap origins: Review and new data. **Geomorphology**, 2, 209-232, 1989.

COELHO-NETTO, A L. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): Bases para um Modelo de Formação e Crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. **Rev. Bras. Geomorfologia**, vol. 4(2), p. 118-167, 2003.

CONKLIN JR., A. R. **Introduction to Soil Chemistry**: analysis and instrumentation. Nova Jersey: John Wiley and Sons, 2014.

CORRÊA, A. C. B.; SILVA, D. G. Análise Geomorfológica e Morfoestratigráfica dos Modelados Deposicionais da Área de Conceição das Crioulas, Salgueiro – PE: um Subsídio para a Reconstrução Paleoambiental. **Clio Arqueológica**, 19, 2, 5-29, 2005.

COSTA, M.L. Aspectos geológicos das lateritas da Amazônia. **R. Bras. Geoci**. 21, 146-160, 1991.

COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S.; COSTA, N. C. The geochemical association Au–As–B–(Cu)–Sn–W in latosol, colluvium, lateritic iron crust and gossan in Carajás, Brazil: importance for primary ore identification. **Journal of Geochemical Exploration** 67, 33–49, 1999.

COX, R.T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi embayment. **Geol. Soc. Am. Bull**. 106, 571–581, 1994.

CROZIER, M.J. **Landslides**: Causes, Consequences and Environment, Londres: Routledge, 1989.

CURRAY, J. R. The analysis of two-dimensional orientation data. **Journal of Geology** 64, 117-131, 1956.

DAVIS, W. M. The rivers and valleys of Pennsylvania. **National Geographic Magazine** 1, 183-253, 1890.

DAVIS, W. M. The development of certain English rivers. **Geographical Journal** 5, 127-46, 1895.

DAVIS, W. M. **O Ciclo Geográfico**. São Paulo: Seleção de Textos: Davis & Martone. AGB 19, p. 9-27, 1899.

DE BOER, D. H. **Hierarquies and Spatial Scale in Process Geomorphology**: a review. Geomorphology, v. 4, 303-318, 1992.

DEFELIPO, B. V.; RIBEIRO, A. C. **Análise química de solo (metodologia)**. Viçosa, UFV, Imprensa Universitária, 17 p, 1981

D'ELBOUX, C.V.; FERREIRA, C.M. Topázio na região de Ouro Preto. Boletim do Departamento de Geologia. UFOP. **Publicacão Especial** 1, 73– 79, 1975.

DELVIGNE, J. **Pédogenèse en zone tropicale**: La formation des minéraux secondaires en milieu ferralitique. Paris: Dunod/Orstom, 177 p., 1964.

DERBY, O. A. The Serra do Espinhaço: **Jour. Geology** 14, 3, 374-401, 1906.

DERBYSHIRE, E. **Climatic Geomorphology**. Londres: Macmillan, 1973.

DEUTSCH, D. **The Fabric of Reality**. Londres: Penguin, 1998.

DÍAZ-MOLINA, M. Geometry and Lateral Accretion Patterns in Meander Loops: examples from the Upper Oligocene-Lower Miocene, Loranca Basin, Spain. In: MARZO, M.; PUIGDEFÁBREGAS, C. (Orgs.) **Alluvial Sedimentation**. Nova York: Inter Assoc Sedimento Special Publication 6, 287-300, 1993.

DORR II, J.V.N. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. **Econ. Geology**, v. 59, 1203-1240, 1964.

DORR II, J.V.N. **Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.** Washington, U.S. Geological Survey (Professional Paper 641A), 110 p., 1969.

DOTT JR., R. H. Episodic Sedimentation. **J. Sediment. Petrol**., 53, 5-23, 1983.

EDE, A.; CORMACK, L. B. **A History of Science in Society**. Toronto: University of Toronto Press, 2012.

ELVERFELDT, K. V. **System Theory in Geomorphology**: Challenges, Epistemological Consequences and Practical Implications. Viena: Springer, 1012.

ENDO I. **Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no Interior da Placa Sanfranciscana**: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Tese de Doutoramento, Inst. Geoc. USP, 328 p, 1997.

EMBRAPA (Centro Nacional de Pesquisa de Solos). **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília: EMBRAPS-SPI, 3 Ed., 2013.

ESPÍNDOLA, C. R. A Pedologia e a Evolução das Paisagens. **Revista do Instituto Geológico**, v. 31, n. 1/2, p. 67-92, 2010.

ESWARAN, H.; BAÑOS, C. Related Distribution Patterns in Soil and Their Significance. **An. Edafol. Agrobiol**., v. 35, p. 33-45, 1976.

ETCHEBEHERE, M. L. C., SAAD, A. R.; CASADO, F. C. Análise Morfoestrutural Aplicada no Vale do Rio do Peixe (SP): Uma Contribuição ao Estudo da Neotectônica e da Morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. **Geociências** 10, 6, 45-62, 2004.

FOSTER, M. A., KESLEY, H. M. Knickpoint and knickzone formation and propagation, South Fork Eel River, northern California. **Geosphere** 8, 2, 403-416, 2012.

EVANS, I. S. Scale-Specific Landforms and Aspects of the Land Surface. In**:** EVANS, I. S.; DIKAU, R.; TOKUNAGA, E.; OHMORI, H.; HIRANO, M. **Concepts and Modelling in Geomorphology**: International Perspectives. Tóquio: Terrapub, 2003.

GAIR, J.E. **Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil**. Washington, US Geological Survey Professional Paper, 65 p. (341-A), 1962.

GERRARD, J. **Soils and landforms**: An integration of geomorphology and pedology. Londres: Allen and Un. Press Pub., 1981.

GERRARD, J. **Soil Geomorphology**: An Integration of Pedology and Geomorphology. Londres: Chapman and Hall, 1992.

GILBERT, G. K. **Report on the geology of Henry mountains**. U.S. Geog. & Geol. Survey of the Rocky Mountain Region. Department of the Interior. Washington. 151p, 1877.

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.

GOMES, C. J.; SILVA, R. G.; DANDERFER FILHO, A.; DI ALMEIDA, J. F. S.; PESSÔA, M. V. Aferição Múltipla De Modelos Geológico Estruturais por Meio Da Modelagem Física Analógica E Da Modelagem Estrutural Tridimensional: Um Exemplo Do Quadrilátero Ferrífero. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n.4, p. 525-534, 2005.

GOMI, T.; SIDLE, R. C.; SWANSTON, D. N. Hydrogeomorphic linkages of sediment transport in headwater streams, Maybeso Experimental Forest, southeast Alaska**. Hydrol. Process.** Vol. 18, pgs. 667–683, 2002.

GOODWIN, P. W.; ANDERSON, E.J. Punctuated Aggradational Cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. **J Geol**, 93, 515-533, 1989.

GOUDIE, A. **The Changing Earth**: Rates of Geomorphological Processes. Oxford: Blackwell, 1995.

GREGORY, K. J. **A Natureza da Geografia Física**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1992.

GREGORY, S. V.; SWANSON, F. J.; MCKEE, W. A.; Cummins, K. W. An ecosystem perspective of riparian zones. **BioScience** 41:540–551, 1991.

GUIMARÃES, D. **Princípios de metalogênese e geologia econômica**. MME/DNPM/DFPM 121, 1965.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in Humid Temperate regions. **American Journal of Science**, 188, p 80-97, 1960.

HACK, J.T.; GOODLETT, J.C. Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the central Appalachians. Denver, **U.S. Geol. Surv**, p. 66, 1960.

HACK, J.T. Stream profile analysis and stream-gradient index. **Journal Res**. United States Geological Survey 1, 421-429, 1973.

HAINESWORTH, D. **Understanding the Properties and Behaviour of the Cosmos**: A Historical Perspective. Bloomington, 2012.

HARDEN, C. River Terrace In: GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**. Londres: Taylor & Francis Group, 2004.

HARDER, E.C.; CHAMBERLIN, R.T. The Geology of Central Minas Gerais, Brazil. Part I e II, **Jour. Geol.**, 23(4):341-378, 1915.

HARE, P. W., GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA M.; HACK J. T. (eds.). **Tectonic Geomorphology**. Proceedings of 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, 1985.

HARRISON, S. On Reductionism and the Emergence in Geomorphology. **Trans. Inst. Br. Geogr**., v. 26, 327-339, 2001.

HARVEY, A. M. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. **Catena** 42, 225-250, 2001.

HAYAKAWA, Y. S., OGUCHI, T. DEM-based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers. **Geomorphology** 78, 90-106, 2006.

HEDLEY, M. J.; STEWART, J. W. B.; CHAUHAN, B. S. Changes in organic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and laboratory incubations. **Soil Science Society of America Journal** 46. 1982. pp. 970-976.

HOOKE, J. M. Complexity, self-organisation and variation in behaviour in meandering rivers. **Geomorphology** 91, 236–258, 2007.

HOWARD, A. D. Geomorphological Systems: equilibrium and dynamics. **American J. Science**, vol. 263, n. 4, 1965.

HOWARD, A.D. Simulation model of stream capture. **Geological Society of America Bulletin** 82, 1355-1376, 1971.

HUGGETT, R. Complexity in Geomorphology. In: GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**. Londres: Taylor & Francis Group, 2004.

HUGGETT, R. **Fundamentals of Geomorphology**. Nova York: Routledge, 2007a.

HUGGETT, R. A history of the systems approach in geomorphology. **Géomorphologie : relief, processus, environnement**, n° 2, p. 145-158, 2007b.

HUGHES, P. D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. **Geomorphology** 123, 189–199, 2010.

HUMBOLDT, A. V. **Views of the Nature**: or contemplations on the sublime phenomena of creation. Londres: Henry G. Bohn, 1850.

HURTREZ, J.E., SOL, C., LUCAZEAU, F. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (central Nepal). **Earth Surface Processes and Landforms** 24, 799–808, 1999.

JACOBI C. M.; CARMO F. F.; VINCENT, R. C. Estudo Fitossociológico de uma Comunidade Vegetal sobre Canga como Subsídio para a Reabilitação de Áreas Mineradas no Quadrilátero Ferrífero, MG. **Revista Árvore**, v. 32, n.2, p. 345-353, 2008.

JOHNSON, R. F. **Geology and ore deposits of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco and Ouro Branco Quadrangles, Minas Gerais, Brazil**. Washington, U. S. Geological Survey Professional Paper 37 p. (341-B), 1962.

KAFRI, U., YECHIELI, Y. **Groundwater Base Level Changes and Adjoining Hydrological Systems**. Berlin: Springer Berlin, 2010.

KANT, I. **Crítica da Razão Pura**. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 2001.

KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape**. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, 2002.

KENNEDY, B.A. Hutton to Horton: Views of sequence, progression and equilibrium in geomorphology. In: PHILLIPS, J.D.; RENWICK, W.H. (Orgs), **Geomorphic Systems**. Geomorphology, 5: 231-250, 1992.

KING, L.C. Canons of landscape evolution. **Geol. Soc. Am. Bull**., vol. 64, p. 721-752, 1953.

KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 2, p. 3–121, 1956.

KNIGHT, D.W.; SHIONO, K. River channel and floodplain hydraulics. In: Anderson, M.A.; Walling, D.E.; Bates, P.D. (Orgs.) **Floodplain Processes**. Chichester: Wiley, 1996.

KUHN, T. S. **A Estrutura das Revoluções Científicas**. São Paulo: Perspectiva, 2006.

LANA, C. E. **A Influência de Níveis de Base nas Características Morfossedimentares das Bacias dos Rios das Velhas e Jequitaí, MG**. PhD Thesis, Universidade Federal de Ouro Preto, 2010.

LARUE, J. P. Longitudinal profiles and knickzones: the example of the rivers of the Cher basin in the northern French Massif Central. **Proceedings of the Geologists' Association** 122, 125-142, 2011.

LEDDY, J. O.; ASHWORTH, P. J.; BEST, J. L. Mechanisms of Anabranch avulsion with gravel-bed braided rivers: observations from a scaled physical model. In: MARZO, M.; PUIGDEFÁBREGAS, C. (Orgs.) **Alluvial Sedimentation**. Nova York: Inter Assoc Sedimento Special Publication, 6, 287-300, 1993.

LEDRU, M.-P. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. **Quaternary Research**, v. 39, p. 90–98, 1993.

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.

LEIGH, D. S.; WEBB, P. A. Holocene erosion, sedimentation, and stratigraphy at Raven Fork, Southern Blue Ridge Mountains, USA. **Geomorphology**, 78, 161-177, 2006.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. **Us Geol Surv.,** p. 39-85, 1957.

LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G.; MILLER, J. B. **Fluvial Processes in Geomorphology**. San Francisco: W. H. Freeman, 1964.

LIPSKI, M. **Tectonismo Cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - DEGEO/ EM/ Universidade Federal de 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: CODEMIG1. CD-ROM, 2005.

LOBATO, L.M., RIBEIRO-RODRIGUES, L.C., ZUCCHETTI, M., NOCE, C.M., BALTAZAR, O.F., SILVA, L.C. AND PINTO, C.P. Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic, and structural setting of the Archean Rio da Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. **Mineralium Deposita**, 36, 228-248, 2001.

LOGET, N., DRIESSCHE, J. V. D. Wave train model for knickpoint migration. **Geomorphology** 106, 376–382, 2009.

MACHADO, N.; CARNEIRO, M. A Major Archean Tectonothermal Event in the São Francisco Shield, Brazil: U-Pb Evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Can. J. Earth Sci**., 29: 2341-2346, 1992.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C.M.; GALTHIER, G. Ages of Detrital Zircon from Archean-Paleoproterozoic Sequences: Implications for Greenstone Belt Setting and Evolution of a Transamazonian Foreland Basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 141:259-276, 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**, 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., CHEREM, L.F.S., BARROS, L.F.P., SANTOS, G.B. OSL dating of sediments from a mountainous river in Southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, v. 132, p. 187-194, 2011.

MAGALHÃES 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**, 13, 1, 2012.

MAHER, E., HARVEY, A. M., FRANCE, D. The impact of a major Quaternary river capture on the alluvial sediments of a beheaded river system, the Rio Alias SE Spain. **Geomorphology** 84, 344–356, 2007.

MANTOGLOU, A.; GELHAR, L. Capillary tension head variance, mean soil moisture content, and effective specific soil moisture capacity of transient unsaturated flow in stratified soils **Water Resour. Res**., 23(1), 47–56, 1987.

MARCONI, M. A.; LAKATOS, E. M. **Fundamentos de Metodologia Científica**. São Paulo: Atlas, 2003.

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

MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. **Tectonics**, v. 8, n. 3, p. 555-571, 1989.

MARSHAK, S.; TINKHAM, D.; ALKMIM, F.F.; BRUECKNER, H.; BORNHORST, T. Dome-and-keel Provinces Formed During Paleoproterozoic Orogenic Collapse-diapir Clusters of Core Complexes? Examples from the Quadrilátero Ferrífero (Brazil) and the Penokean Orogen (USA). **Geology**, v. 25, p. 415–418, 1997.

MATHER, A.E. Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas basin, SE Spain. Geomorphology 34, 271–289, 2000.

MARTINSEN, O.J.; MARTINSEN, R.S.; STEIDTMANN, J.R. Mesaverde Group (Upper Cretaceous), southeastern Wyoming: allostratigraphy versus sequence stratigraphy in a tectonically active areas. **Am. Assoc. Petr. Geol. Bull**., 77, 1, 351-1.373, 1993.

MCGOWEN, J. H.; GARNER, L. E. Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: modern and ancient examples. **Sedimentology**, 14, 77-112, 1970.

MCFARLANE, M. J. **Laterite and Ladscape**. Nova York: Academic Press, 1976.

MEIS, M.R.M.; MONTEIRO, A.M.F. Upper Quaternary "Rampas": Doce River Valley, SE Brazilian Plateau. **Z. Geomorphol***,* 23, 2, 132-151, 1979.

MEIS, M.R.M.; MOURA, J.R.S.; SILVA, T.J.O. Os "complexos de rampa" e a evolução das encostas no Planalto SE do Brasil. **An. Acad. bras. Ciênc**., 53, 3, 605-615, 1981.

MENDONÇA, F. P. C. **Influência Da Mineração Na Geoquímica Das Águas Superficiais E Dos Sedimentos No Alto Curso Da Bacia Do Ribeirão Mata Porcos, Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais.** Dissertação (Mestrado em Ciências Naturais), Departamento de Geologia, UFOP, 2012.

MERRILL, G.P. **A Treatise on Rocks, Rock Weathering and Soil**. New York: Macmillan, 1897.

MEYER, J. L.; WALLACE, J. B. Lost Linkages and Lotic Ecology: Rediscovering Small Streams. In: PRESS, M.C.; HUNTLY, N.J.; LEVIN, S. (Orgs). **Ecology**: Achievement and Challenge. Massachusetts: Blackwell Sciencepp. 295-317, 2001.

MIALL, A.D. A Review of the Braided River Depositional Environment. **Earth Science Review**, 13, 1-62, 1977.

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

MIALL, A.D. Description and Interpretation of Fluvial Deposits: a Critical Perspective. **Sedimentology**, 42, 379-384, 1995.

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

MIGÓN, P. Planation Surfaces. In: GOUDIE, A. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis Group, 2004.

MILLS, H.H. Relative-age dating of transported regolith and application to study of landform evolution in the Appalachians. **Geomorphology** 67, 63-96, 2005.

MILNE, G. Some suggested units of classification and mapping, particularly for east African soils. **Soil Research**, v. 4, p. 183-198, 1935.

MITTELSTAEDT, P.; WEINGARTNER, P. A. **Laws of Nature**. Heildelberg: Springer, 2005

MONTGOMERY, D. R.; FOUFOULA-GEORGIOU, E. Channel Network Source Representation Using Digital Elevation Models. **Water Resources Research**, v. 26, n. 12, 1993.

MOLIN, P., PAZZAGLIA, F. J., DRAMIS, F. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. Am J Sci 304, 559-589, 2004.

MORRIN, E. **Science avec Conscience**. Paris: Fayard, 1982.

MOURA, J.R.S. & MEIS, M.R.M. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do Rio Paraíba do Sul - Bananal, SP. **An. Acad. bras. Ciênc**., 58, 1, 89-102, 1986.

MOURA, J.R.S.; PEIXOTO, M.N.O.; SILVA, T.M. Geometria do relevo e estratigrafia do Quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro - médio vale do Rio Paraíba do Sul. **Rev. Bras. Geoc.,** 21, 3, 255-265, 1991.

MOURA, J.R.S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs.) **Geomorfologia**: Uma Atualização de Bases e Conceitos. 5ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

MUNSELL. **Soil Color Charts**. Baltimore: Macbeth Division of Kollmorgen Corporation, 1994.

NANSON, G. C. Point Bar and Floodplain Formation of the Meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. **Sedimentology**, 27, 3-30, 1980.

NANSON, G.C.; CROKE, J.C. A genetic classification of floodplains, **Geomorphology**, v. 4, p. 459–486, 1992.

NICKOLOTSKY, A.; PAVLOWSKY, R. T. Morphology of step-pools in a wilderness headwater stream: The importance of standardizing geomorphic measurements. **Geomorphology**, vol. 83, p. 294–306, 2007.

NOCE, C. M. Geochronology Of The Quadrilátero Ferrífero: A Review. **Geonomos**, 8 (1): 15-23, 1995.

NOCE C. M.; MACHADO N.; TEIXEIRA W. U-Pb Geochronology of Gneisses and Granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): ages constrains for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. **Rev. Bras. Geo.** v. 28, p. 95-102, 1998.

NORTH AMERICAN COMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE - NACSN. North American Stratigraphic Code. **Am. Assoc. Petr. Geol. Bull**., 67, 5, 841- 875, 1983.

OLIVEIRA, P.E. **A palynological Record of late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil**. Tese. Columbus, The Ohio State University – USA, 238 p, 1992.

ÖZKAYMAK, Ç., SÖZBILIR, H. Tectonic geomorphology of the Spildağı High Ranges, western Anatolia. **Geomorphology**, 173–174, 128–140, 2012.

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. (Orgs.). **Treatise on Geomorphology**. Nova York: Elsevier, 2010.

PEDERSON, J. L., TRESSLER, C. Colorado River long-profile metrics, knickzones and their meaning. **Earth and Planetary Science Letters** 345–348, 171–179, 2012.

PENCK, W. **Morphological Analysis of Landforms**. Londres: Macmillan, 1953.

PHILLIPS, J. D. Instability and Chaos in Hillslope Evolution. **Am. J. Sci.,** v. 293, p. 25-48, 1993a.

PHILLIPS, J. D. Progressive and Regressive Pedogenesis and Complex Soil Evolution. **Quaternary Research** 40, 169-176, 1993b.

PHILLIPS, J. D. Biogeomorphology and Ladscape Evolution: the Problem of Scale. **Geomorphology**, v. 13, p. 337-347, 1995.

PHILLIPS, J. D. Weathering instability and landscape evolution. **Geomorphology** 67, 255–272, 2005.

PHILLIPS, J. D. Deterministic chaos and historical geomorphology: A review and look forward. **Geomorphology** 76, 109–121, 2006.

PICKUP, G. Event frequency and landscape stability on the floodplain systems of arid Central Australia. **Quaternary Science Reviews**, v. 10, p. 463–473, 1991.

POMERENE, J.B. **Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibiríté and Macacos Quadrangles, Minos Gerais, Brazil**. Washington: U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 84, 1964.

POPPER, K. R. **A Lógica da Pesquisa Científica**. São Paulo: Cultrix, 1972.

PRINCE, P. S., SPOTILA, J. A., HENIKA, W. S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geological Society of America** 39, 823-826, 2011.

QUEIROZ NETO, J.P. Geomorfologia e Pedologia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, p. 59-67, 2000.

RENGER, F.E.; NOCE, C.M.; ROMANO, A.W.; MACHADO, N. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, v. 2, n. 1, p. 1–11, 1994.

RENWICK, W.H. Equilibrium, disequilibrium, and nonequilibrium landforms in the landscape. In: PHILLIPS J.D.; RENWICK, W.H. (Orgs.). **Geomorphic Systems**. Geomorphology, 5: 265-276, 1992.

RHOADS, B.L. Statistical models of fluvial systems. In: PHILLIPS J.D.; RENWICK, W.H. (Orgs.). **Geomorphic Systems**. Geomorphology, 5: 265-276, 1992.

RHOADS, B. L.; THORN, C. E. Geomorphology as science: the role of theory. **Geomorphology** 6, 287-307, 1993.

RHOADS, B. L.; THORN, C. E. Observation in Geomorphology. In: RHOADS, B. L.; THORN, C. E. **The Scientific Nature of Geomorphology**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996.

RICE, S. P.; GREENWOOD, M. T.; JOYCE, C. B. Tributaries, sediment sources, and longitudinal organization of macroinvertebrate fauna along river systems. **Canadian Journal of Fish and Aquatic Science**, v. 58:824–840, 2001.

RITTER, D.F. Complex terrace development in the Nenana Valley near Healy, Alaska, **Geological Society of America Bulletin**, v. 93, 346–356, 1982.

RITTER, D. F. **Process Geomorphology**. Dubuque: William C. Brown, 1986.

RITTER, D.F., KOCHEL, R.C., MILLER, J.R. **Process Geomorphology**. McGraw Hill, 2002.

ROCHA, L.A. **Caracterização da cobertura argilosa da Mina Capão Xavier, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**: Mineralogia, Micromorfologia e Geoquímica. Departamento de Geologia-UFOP, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 129p, 1998.

RUELLAN, F. Contribuição ao Estudo da Serra do Caraça. **Anais da AGB**, v. 4, n. 2, p. 77-106, 1950.

RUELLAN, A.; DOSSO,M.; FRITSCH, E. L'analyse structurale de la couverture pédologique. **Science du Sol**, v. 27, p. 319-334, 1989.

RUELLAN, A.; DOSSO, M. **Regards sur le sol**. Paris: Ed. Fouché, 1993.

RUHE, R.V. Geomorphic Surfaces and the Nature of Soils. **Soil Sci**., v. 82, p. 441-445, 1956.

SACK, D. New wine in old bottles: the historiography of a paradigm change. **Geomorphology**, 5, 251-263, 1992.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais**: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese. Thesis for full Professor, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 285 pp, 1991.

SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, C.A.C.; COLIN, F.; BRAUCHER, R.; NALINI JUNIOR, H.A.; VARAJÃO, A.F.D. O Papel da Denudação Geoquímica no Processo de Erosão Diferencial no Quadrilatero Ferrifero/MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 5, n. 1, p. 55-69, 2004.

SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, C.A.C.; VARAJÃO, A.F.D.; NALINI JÚNIOR, H.A.; COLIN, F.; BRAUCHER, R. Denudation Rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil): Preliminary Results from Measurements of Solute Fluxes in Rivers and in itu-Produced Cosmogenic $^{10}$Be. **Journal of Geochemical Exploration.** v. 88, p. 313-317, 2006.

SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, C.A.C.; COLIN, F.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D; NALINI JUNIOR, H.A.; CHEREM, L. F S.; MARENT, B. R.; BRINDUSA, C. B. Estimativa Das Taxas De Erosão Das Terras Altas Da Alta Bacia Do Rio Das Velhas No Quadrilátero Ferrífero: Implicações Para A Evolução Do Relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia** - Ano 8, nº 2, 2007.

SALGADO, A.A.R., VARAJÃO, C.A.C., COLIN, F., BRAUCHER, R., VARAJÃO, A.F.D.C., NALINI JÚNIOR, 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 Processes and Landforms** 32, 905–911, 2007.

SALGADO, A.A.R., BRAUCHER, R., VARAJÃO, C.A.C., COLIN, F., VARAJÃO, A.F.D.C., NALINI JÚNIOR, H.A. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of 10Be cosmogenic nuclei. **Zeitschrift für Geomorphologie** 52, 317–323, 2008.

SALGADO-LABOURIAU, M.L.; BARBERI, M.; FERRAZ-VICENTINI, K.R.; PARIZZI, M.G. A dry climatic event during the late Quaternary of tropical Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 99, p. 115-129, 1998.

SALVANY, J. M. Tilting Neotectonics of the Guadiamar Drainage Basin, SW Spain. **Earth Surf. Process. Landforms** 29, 145–160, 2004.

SANTOS, MC. **Gênese dos Corpos Argilosos do Morro do Caxambu e da Mina do Vermelhão, Sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil**. MSc Thesis, UFOP – University Federal of Ouro Preto, Brazil, 176p, 1998.

SANTOS, M. C.; VARAJÃO, A. F. D.; CASTRO, P. T. A; MOREIRA, A. P. A. Gênese dos ‘‘depósitos argilosos’’ da Mina do Vermelhão e do Morro do Caxambu, Sinclinal Dom Bosco, M.G. SBG/Núcleo Brasília. **Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e Simpósio de Geologia de Minas Gerais**, 1999.

SANTOS, M. C.; VARAJÃO, A. F. D.; CASTRO, P. T. A; MOREIRA, A. P. A. Sistemas deposicionales de mudstones del sinclinal ‘‘Dom Bosco’’ (Mina do Vermelha`o y Morro do Caxambu), Quadrilátero Ferrífero-MG Brasil. 2j **Cong. Latinoamericano de Sedimentología, 80 Reunión Argentina de Sedimentología**. IAS, Buenos Aires, 162–163, 2000.

SANTOS, M.C. **Caracterização dos Depósitos Argilosos da Porção Centro-Sul do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG**: Macromorfologia, Micromorfologia, Cristaloquímica, Gênese e Considerações Industriais. Tese (Doutorado em Recursos Naturais), Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 2003.

SANTOS, M.C.; VARAJÃO, A.F.D.C. Sedimentation and pedogenic features in a clay deposit in Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 76, 147– 159, 2004.

SANTOS, G. B. **Geomorfologia Fluvial no Alto Vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero - MG: Paleoníveis Deposicionais e a Dinâmica Atual.** Dissertação (Mestrado), Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, 2008.

SANTOS, M. L.; STEVAUX, J. C.; GASPARETTO, V. L.; SOUZA FILHO, E. E. Geologia e Geomorfologia da Planície Aluvial do Rio Ivaí em seu Curso Inferior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 9, 1, 2008.

SARANGI, A., BHATTACHARYA, A.K., SINGH A., SINGH A.K. Use of geographic information system (GIS) in assessing the erosion status of watersheds. **Indian J Soil Conserv** 29, 190-195, 2001.

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. **Soils**: Genesis and Geomorphology. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

SCHLUNEGGER, F., SCHNEIDER, H. Relief-rejuvenation and topographic length scales in a fluvial drainage basin, Napf area, Central Switzerland. **Geomorphology** 69, 102-117, 2005.

SCHUMM, S. A Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. **Geological Society of America Bulletin** 67, 597-646, 1956.

SCHUMM, S. A.; LICHTY, R. W. Time, Space and Causality in Geomorphology. **American Journal of Science**, v. 263, p. 110-119, 1965.

SCHUMM, S.A. Episodic erosion: a modification of the geomorphic cycle. In: Melhorn, W.; Flemal, R. (Orgs.) **Theories of Landform Development**. Londres: George Allen and Unwin, 1975.

SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. New York: John Wiley & Sons, 1977.

SCHUMM, S. A. Evolution and Response of the Fluvial Systema, Sedimentological Implications. **Soc. Econ. Paleon. Mineral Spec. Publ**., v. 31, 1981.

SCORZA, E. P. **Ocorrência de cinábrio em Dom Bosco, Minas Gerais**. Notas preliminares e estudos. Rio de Janeiro. DGM-DNPM, 18, 1-18, 1939.

SEEBER, L., GORNITZ V. River profiles along the Himalayan Arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics** 92, 335–367, 1983.

SELBY, M.J. **Hillslope Materials and Processes**. Oxford: Oxford University Press, 1982.

SIDLE, R.C.; TSUBOYAMA, Y.; NOGUCHI, S.; HOSODA, I., FUJIEDA, M.; SHIMIZU, T. Streamflow generation in steep headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. **Hydrol. Process.**, v. 14, 369– 385, 2000.

SILVA, R.G. **Análise Estrutural e Modelagem Tectônica da região centro-sul do Sinclinal da Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado, UFOP, 1999.

SILVA R.G.; GOMES C.J.S. Análise da Deformação na Porção Centro-sul do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Geo.br**, v. 1, p. 1-23, 2001. Disponível em: http//:www. degeo.ufop.br/geobr, acessado em 18/03/2013.

SHINZATO, E.; CARVALHO FILHO, A. de. Pedologia. In: **PROJETO APA Sul RMBH**: estudos do meio físico. Belo Horizonte: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, v.5, pt. A-B, 53p, 2005.

SOTCHAVA, V. B. **Definition de Quelque Notions et Termes de Geógraphie Physique**. Institute de Geographie de la Siberir et Extrem Orient, v. 3, 94-177, 1962.

SLAYMAKER, O. Towards the identification of scaling relations in drainage basin sediment budegts. **Geomorphology**, v. 80, p. 8-19, 2006.

SMALL, R. J. **The Study of Landforms**: A Textbook of Geomorphology, second edition. Londres: Cambridge University Press, 1978.

SPIER, C.A., VASCONCELOS, P.M., OLIVEIRA, S.M.B. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Geochronological Constraints on the Evolution of Lateritic Iron Deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, **Brazil. Chem. Geol**. 234, 79–104, 2006.

STOKES, M.; MATHER, A. E.; HARVEY, A. M. Quantification of river-capture-induced base-level changes and landscape development, Sorbas Basin, SE Spain. **Geological Society**, Londres: Special Publications 191, 23-35, 2002.

STRAHLER, A. N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. **American J. Science**, vol 248, n 10, 1950.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography. **Geol Soc Amer Bull** 63, 1117–1141, 1952.

STRAHLER, A. N. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. **Transactions of the American Geophysical Union**. Vol. 8, n. 6, pp. 913-920, 1957.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambiente fluvial**: ambientes de sedimentação e sua interpretação e importância. Curitiba: UFPR, 1979.

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

SUMMERFIELD, M.A. **Global Geomorphology**. New York, Jonh Wiley & Sons, 537p., 1991.

SUMMERFIELD, M.A. **Geomorphology and Global Tectonics**. Chichester: Wiley, 2000.

TAN, K. H. **Principles of Soil Chemistry.** Boca Raton**:** Taylor & Francis Group, 2011.

TAYLOR, G.; EGGLETON, R.A. **Regolith Geology and Geomorphology**. Chichester: Wiley, 2001.

THOMAS, M.F. The role of etch process in landform development. I. Etching concepts and their applications. **Zeitschrift fur Geomorphologie NF**, 33, 2, 129-141, 1989.

THOMAS, M.F. **Geomorphology in the Tropics**: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes. Chichester: Wiley, 1994.

THOMAS, M.F. Landscape sensitivity in time and space — an introduction. **Catena** 42, 83–98, 2001.

THOMAS, M.F. Landscape sensitivity to rapid environmental change—a Quaternary perspective with examples from tropical areas. **Catena** 55, 107-124, 2004.

TINKLER, K. J. **A Short History of Geomorphology**. Sidney: Croom Helm, 1985.

TOSI, L.; RIZZETTO, F.; ZECCHIN, M.; BRANCOLINI, G.; BARADELLO, L. Morphostratigraphic framework of the Venice Lagoon (Italy) by very shallow water VHRS

surveys: Evidence of radical changes triggered by human-induced river diversions. **Geophysical Research Letters**, 36, 9, 2009.

TRICART, J. O Modelado do Quadrilátero Ferrífero, Sul de Belo Horizonte: Brasil. **Annales de Geographie**, n. 379, 1961.

TRICART, J. As relações entre a morfogênese e a pedogênese. **Notícia Geomorfológica** 8, 5-8, 1968.

TRICART, J.; CAILLEUX, A. **Introduction of Climatic Geomorphology**. Londres: Longman, 1972.

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T. "The Lobo-Broa: Ecosystem Research". In: TUNDISI, J. G; BICUDO, C. E. M.; MATSUMURA-TUNDISI, T. (Orgs.). **Limnology in Brazil**. Brazilian Academy of Sciences, 1995.

TUCKER, G. Models In: GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**. Londres: Taylor & Francis Group, 2004.

TWHAITES, R. Soil Color. In: LAL, R. **Encyclopedia of Soil Science**. Boca Raton: Taylor & Francis Group, 2a Ed., 2006.

TWIDALE, C. R.. **Analysis of Landforms**. New York: John Wiley & Sons Australasia Pty Ltd, 1976.

TWIDALE. C. R. Pediments, pediplains and ultiplains. **Revue Geómorphologie Dynamique**, 2, 1, 1-35, 1983.

TWIDALE, C. R. King of the plains: Lester King's contributions to Geomorphology. **Geomorphology**, vol. 5, p. 491-509, 1992.

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews** 67, 159–218, 2004.

VALADÃO, R.C.; SILVEIRA, J.S. Estratigrafia Quaternária e Evolução do Relevo no Complexo de Bação - dados preliminares. **Revista da Escola de Minas**, v. 45, n. 1/2, p. 85-87, 1992.

VALADÃO, R.C. **Evolução ao Longo do Termo do Relevo do Cráton do São Francisco (Desnudação, Paleosuperfícies e Movimentos Crustais).** Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador: Tese (Doutorado), 343p, 1998.

VARAJÃO, A.F.D.C. **Gênese das jazidas de caulinita e bauxita de Vargem dos Óculos, Quadrilatero Ferrífero, MG**. São Paulo. 168 p. (Dissertação de Mestrado, USP), 1988.

VARAJÃO, A.F.D.C.; BOULANGÉ, B.; MELFI, A.J. The petrologic evolution of the facies in the kaolinite and bauxite deposits of Vargem dos Óculos, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Travaux** 19, 137–146, 1989.

VARAJÃO, A.F.D.C.; BOULANGÉ, B.; MELFI, A.J. Caracterização morfológica, mineralógica e química das fácies estruturais da jazida de caulinita de Vargem dos Óculos Quadrilátero Ferrífero, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, 20, 75–82, 1990.

VARAJÃO, A.F.D.C.; ROCHA, L.A.; BOULANGE, B.; MOREIRA, A.P.A. Colluvial features of clayey deposits of the Moeda Syncline, Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil. **Zentralblat Fur Geologie und Palaontologie**, 1, 78, 2000.

VARAJÃO, A.F.D.C.; GILKES, R. J.; HART, R. D. The Relationships Between Kaolinite Crystal Properties and the Origin of Materials for a Brazilian Kaolin Deposit. **Clays and Clay Minerals***,* Vol. 49, No. 1, 44–59, 2001.

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. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 33, p. 1409-1425, 2009

VIANELLO, A.; CAVALLI, M.; TAROLLI, P. LiDAR-derived slopes for headwater channel network analysis. **Catena**, vol. 76, p. 97–106, 2009.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F.; CASTRO, S.S. Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia em regiões tropicais úmidas. **Soc. Brasileira de Ciência do Solo**, Tópicos em Ciência do Solo, v. 4, p.145-192, 2005.

WALSH, S. J.; BUTLER, D. R.; MALANSON, G. P. An overview of scale, pattern, process relationships in geomorphology: a remote sensing and GIS perspective. **Geomorphology** 21, 183–205, 1998.

WATCHMAN, A. L.; TWIDALE, C. R. Relative and 'absolute' dating of land surfaces. **Earth-Science Reviews** 58, 1–49, 2002.

WEGMANN, K.; PAZZAGLIA, F. Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics: the Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. **Geological Society of America Bulletin**, v. 114,p. 731–744, 2002.

WEISSEL, J.K., PRATSON, L.F., MALINVERNO, A. The length-scaling properties of topography. **J Geophys Res** 99, 13997–14012, 1994.

WERRITTY, A. Valley-Side Slopes and Drainage Basins. II.: Geometry and Evolution. In: BURT, T. P.; CHORLEY, R. J.; BRUNSDEN, D.; COX, N. J.; GOUDIE, A. S. **The History of the Study of Landforms or the Development of Geomorphology**. Londres: Geological Society, 2008.

WENZENS, E., WENZENS, G. The influence of tectonics, sea-level fluctuations and river capture on the Quaternary morphogenesis of the semi-arid Pulpi Basin (southeast Spain). **Catena** 30, 283-293, 1997.

WHITE, A. F. Natural weathering rates of silicate minerals. In: DREVER, J. I. **Surface and groundwater, weathering, and soil**s. Amsterdam: Elsevier, 2005.

WHITEMAN, C. A., ROSE, J. Early-Middle Pleistocene Beheading of the River Thames. **Géographie physique et Quaternaire** 51, 3, 327-336, 1997.

WOOD, J. M. Alluvial Architecture of the Upper Cretaceous Judith River Formation, Dinosaur Provincial Park, Alberta, Canada. **Am Assoc Petro Bull**, 76, 904-926, 1989.

ZAMMITO, J. H. **A nice derangement of epistemes**: post-postivism in the study of science from Quine to Latour. Chicago: The University of Chicago Press, 2004.

ZAPROWSKI, B. J., EVENSON, E. B., PAZZAGLIA, F. J. AND EPSTEIN, J. B. Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: A new perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. **Geology** 29, 547-550, 2001.